

**МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ**

Г. П. ІВУС

СИНОПТИЧНА МЕТЕОРОЛОГІЯ
(короткострокові прогнози погоди)

**МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ**

Г. П. ІВУС

**СИНОПТИЧНА МЕТЕОРОЛОГІЯ
(короткострокові прогнози погоди)**

(конспект лекцій)

Затверджено методичною радою університету
як конспект лекцій для студентів
гідрометеорологічного напрямку навчання

Одеса-2003

Синоптична метеорологія (короткострокові прогнози погоди) (конспект лекцій) - для очної та заочної форми навчання / Івус Г.П. – Одеса, ОДЕКУ, 2003 р. – С. 106.

Електронна версія – Семенова І.Г.

Друкується за рішенням методичної ради Одеського Державного екологічного університету

З М І С Т

	Стр.
1 ПРОГНОЗ ПОГОДИ	6
1.1. Загальні відомості	6
1.2. Попередня оцінка доцільності практичного застосування методичних прогнозів	8
1.3. Способи розробки методів короткострокових прогнозів погоди	9
1.4. Основні етапи розробки фізико-статистичних методів прогнозу погоди	10
1.5. Екстраполяційні методи	12
1.6. Комплексація методів прогнозу погоди	13
1.7. Порівняння методик прогнозування явищ і елементів погоди на основі діагностичних і прогностических синхронних зв'язків	14
1.8. Використання кліматичних даних в аналізі і короткостроковому прогнозі погоди	16
2 ПРОГНОЗ НАПРЯМУ І ШВИДКОСТІ ВІТРУ	18
2.1. Загальна схема прогнозу	18
2.2. Особливості прогнозу вітру в береговій зоні	22
2.3. Прогноз струменевих течій і швидкості максимального вітру	23
3 ПОБУДОВА ТРАЄКТОРІЙ ПЕРЕМІЩЕННЯ ПОВІТРЯНИХ ЧАСТИНОК	28
4 ПРОГНОЗ ТЕМПЕРАТУРИ ПОВІТРЯ У ПОВЕРХНІ ЗЕМЛІ І НА ВИСОТАХ	31
4.1. Схема прогнозу	31
4.2. Прогноз добового ходу температури	37
4.3. Використання даних радіозондування для прогнозу максимальної температури	38
4.4. Прогноз підвищення температури з використанням термічного еквівалента Γ_d вертикального зсуву вектора вітру	39
4.5. Прогноз мінімальної температури	40
4.6. Прогноз заморозків	41
5 ПРОГНОЗ ВОЛОГОСТІ	44
5.1. Загальна схема прогнозу	44
5.2. Трансформаційні зміни вологості повітря	45

5.3. Розрахунок приземної вологості повітря з використанням кліматичних середньомісячних карт амплітуд точки роси або дефіциту точки роси	50
6 ПРОГНОЗ ХМАРНОСТІ	52
6.1. Загальна схема прогнозу	52
6.2. Механізм утворення низьких хмар	55
6.3. Прогноз хмарності верхнього ярусу	56
7 РОЗРАХУНОК КІЛЬКОСТІ ОБЛОГОВИХ ОПАДІВ	60
7.1. Метод Н.В. Лебедевої	60
7.2. Прогноз мрячних опадів	63
8 ПРОГНОЗ КОНВЕКТИВНОЇ ХМАРНОСТІ, ЗЛИВОВИХ ОПАДІВ І ГРОЗ	65
8.1. Загальні відомості про конвекцію	65
8.2. Синоптичні умови утворення конвективних явищ	66
8.3. Розрахункові методи конвективних явищ	67
8.3.1. Метод частки	68
8.3.2. Метод шару	71
8.4. Вплив залучення на умови розвитку конвективних явищ	75
8.5. Деякі методи прогнозу конвективних явищ закордонних авторів (метод Уайтинга і метод Шоуолтера)	77
8.6. Прогноз кількості і тривалості зливових опадів	79
9 ПРОГНОЗ ТУМАНІВ	84
9.1. Умови конденсації водяної пари в атмосфері	84
9.2. Класифікація туманів	84
9.3. Прогноз адвективних туманів методом Л.А. Ключникової	85
9.4. Прогноз радіаційних туманів	87
9.5. Прогноз адвективного туману	90
9.6. Тумани на Україні	92
10 ПРОГНОЗ ШКВАЛІВ	94
10.1. Загальні відомості про шквали і смерчі	94
10.2. Методи прогнозу шквалу	98
11 МЕТОДИ ПРОГНОЗУ ГРАДУ	101
11.1. Синоптичні умови	101
11.2. Термогігрометричні і термодинамічні умови	102
11.3. Механізм утворення граду	103
11.4. Прогноз граду	104
Список рекомендованої літератури	106

1 ПРОГНОЗ ПОГОДИ

1.1. Загальні відомості

Метеорологічним прогнозом називається очікуваний стан метеорологічних величин або їх полів, який отриманий на основі дослідження закономірностей атмосфери відповідно до вживаних методів.

За завчасністю прогнози поділяються на короткострокові (КПП) і довгострокові (ДПП).

До короткострокових відносяться прогнози, завчасність яких складає до 36 годин, до довгострокових - більше за 36 годин.

До КПП також відносяться понадкороткострокові прогнози погоди (це частіше за все авіаційні прогнози погоди), прогнози погоди на півдобу, добу, морські прогнози, медичні. Матеріали, необхідні для складання КПП: синоптичні карти (прогностичні, діагностичні), вертикальні розрізи атмосфери, діаграми, дані МРЛ, супутникові дані, дані нефаналізу. Використовується всіляка синоптична і метеорологічна інформація, що дозволяє як можна точніше і з максимальної завчасністю скласти короткостроковий прогноз.

ДПП включають в себе прогнози малої завчасності (від 36 годин до 3 діб); прогнози триденні; на природний синоптичний період (ПСП - 3, 4, 5 днів); пентадні, декадні і місячні прогнози.

До ДПП відносяться понаддовгострокові - на сезон і рік, кліматологічні - на епоху, декілька років.

Короткострокові прогнози погоди поділяються на декілька типів:

- прогнози погоди загального користування - складаються для широкого кола населення і деяких народногосподарських організацій;
- спеціалізовані прогнози погоди або оперативно-галузеві - складаються для певних галузей народного господарства з урахуванням специфіки роботи даної галузі. Наприклад, авіаційні прогнози погоди складаються з урахуванням роботи авіаційного транспорту. Складаються також морські прогнози погоди, прогнози погоди для сільськогосподарських районів, для комунального господарства, для лісосплавів, для роботи в лісі, медичні прогнози погоди і інш.

Прогнози загального користування і для цілого ряду організацій складаються з 12-годинним інтервалом - окремо на день і на ніч. Добові прогнози погоди можуть уточнюватися прогнозами на менший проміжок часу.

Термінологія прогнозів регламентується наставленням по службі прогнозу. Прогноз погоди повинен бути ясным, лаконічним, використовуючи таку термінологію, яка виключає подвійність тлумачення.

Величезне значення в оперативному обслуговуванні господарства і населення відводиться службі штормових попереджень. Незалежно від прогнозу погоди, якщо очікується небезпечне або стихійне гідрометеорологічне явище, то обов'язково нарівні з прогнозом погоди складається штормове сповіщення (ШС) або штормове попередження (ШП). ШП складається з максимально можливою завчасністю.

Прогнози погоди складаються по пункту, по маршруту, по району, по області, по всій країні, а також по великих територіях (наприклад, по всій Європі.)

Прогнози погоди по великій території - фонові прогнози. Прогнози погоди по меншій території уточнюються за допомогою введення місцевих або локальних поправок.

У залежності від галузі народного господарства, для якої складається той або інший прогноз погоди, в ньому міститься різна інформація. Наприклад, в прогнозах погоди загального користування дається хмарність, особливі явища, вітер і температура. Для морського флоту - напрям і швидкість вітру, явища погоди, видимість, температура. У авіаційних прогнозах - кількість і форма хмарності з урахуванням всіх ярусів, нижня і верхня межа хмарності, безхмарні прошарки, небезпечні явища, напрям і швидкість вітру, тиск і температура.

У залежності від характеристики величин, що прогнозуються, прогнози погоди поділяють на кількісні і якісні. Наприклад, температура частіше дається числом - кількісний прогноз, хмарність - як якісно, так і кількісно.

Прогнози погоди можуть мати категоричну форму, в тому числі і ймовірностну (альтернативні прогнози).

При складанні прогнозів погоди використовуються як синхронні зв'язки, так і асинхронні. Синхронний зв'язок - зв'язок між метеорологічними величинами в один і той же момент часу.

При складанні прогнозів погоди необхідно пам'ятати, що процес складання прогнозу має ступінчастий характер: необхідно спочатку скласти фоновий прогноз, оскільки поля метеорологічних величин є багатофакторними і взаємопов'язаними.

Відносно обліку взаємозв'язку між різними метеорологічними величинами синоптичний метод прогнозування має ряд переваг. Цей метод поділяється на декілька етапів:

- 1) виходячи з аналізу поточної і майбутньої синоптичної ситуації, складається фоновий прогноз;
- 2) визначається характер адвекції ("перенесення" умов погоди, що вже є);
- 3) вводяться поправки на еволюцію метеорологічних величин (трансформацію);
- 4) вводяться місцеві поправки з урахуванням локальних особливостей.

У цей час в оперативній практиці застосовується декілька методів прогнозу метеорологічних величин:

- якісно-фізичний метод прогнозу погодних умов базується на прогнозі синоптичної ситуації і пов'язаних з нею погодних умов. В основі цього зв'язку лежать характерні закономірності розвитку баричних утворень, тобто складається фоновий прогноз;
- гідродинамічний метод прогнозу базується на встановленні функціональної залежності між тенденціями якої-небудь метеорологічної величини і фактичним значенням цього параметра. У цей час гідродинамічними методами складаються прогнози полів тиску, геопотенціалу, потім переходять до прогнозу вітру у поверхні землі і на висотах. Ці дані використовуються для побудови траєкторій, потім полів температури, адвективних явищ і т.д.;
- статистичні (ймовірнісні) методи прогнозу. В їх основі лежить дослідження зв'язку між майбутнім значенням метеорологічних величин (предиктант) і рядом параметрів (званих в статистиці предиктор). Складаються прогностичні рівняння регресії. Дуже важливим є встановлення зв'язку між предиктором і предиктантом, а також підбір потрібного числа предикторів. Прогностичні зв'язки встановлюються в діагнозі, а потім, після випробування на незалежному матеріалі, вони можуть бути використані в роботі.

Основні вимоги до методів прогнозу погоди

- 1) Початкові дані для розробки прогнозів по методу, що розглядається повинні мати точність, що забезпечує прийнятну помилку прогнозу. Краще для прогнозу використовувати фактичні дані, ніж прогностичні.
- 2) Вихідні дані для розробки прогнозу повинні бути доступні прогнозісту під час складання прогнозу.
- 3) Метод повинен бути об'єктивним.
- 4) Метод повинен забезпечувати точність прогнозу метеорологічних величин або явищ.
- 5) Метод повинен бути заздалегідь випробуваний на незалежному матеріалі.

1.2. Попередня оцінка доцільності практичного застосування методичних прогнозів

Методичним прогнозом називається такий прогноз, який складається по методу, заснованому на обліку закономірностей процесів, що відбуваються в атмосфері.

Ці методи повинні мати високу справджуванність для того, щоб їх можна було з упевненістю використати в прогностичній практиці. Хоч

зведення про справджуванність прогнозу ще не є доказом того, що цей метод можна практично використати. Тому на першому етапі випробування проводиться порівняння справджуванність методичних прогнозів зі справджуванністю критеріальних прогнозів.

Критеріальні - це прогнози, для складання яких не потрібна аналітична, розрахункова або логічна оперативна робота прогнозиста (кліматологічні прогнози, інерційні, випадкові).

Справджуванність методичних прогнозів повинна бути вище за критеріальні. У іншому випадку такий метод відкидається.

При інерційному прогнозуванні як прогноз береться значення (градація) метеорологічної величини або фаза явища у відповідний початковий момент часу. Справджуванність його розраховується на основі порівняння значення метеорологічної величини або фази явища двох суміжних діб.

Випадковий прогноз - випадковий набір якого-небудь значення метеорологічної величини або фази явища з сукупності, в якій розподіл значень або фаз явищ відповідає кліматологічному.

Приклад. Кліматична імовірність грози становить 30%. Формулювання випадкового прогнозу: 30% - гроза, 70% - без грози. Імовірність збігу прогнозу з фактичним станом погоди, що має кліматичний розподіл, однаково імовірності здійснення двох спільних незалежних подій, тобто добутку імовірностей. Таким чином, справджуванність випадкового прогнозу наявності грози: $0.30 \cdot 0.30 = 0.09$; справджуванність прогнозу відсутності грози: $0.70 \cdot 0.70 = 0.49$. Загальна справджуванність: 58%. З цими значеннями і порівнюється справджуванність методичного прогнозу.

1.3. Способи розробки методів короткострокових прогнозів погоди

Сучасна система методів короткострокового прогнозування являє собою сукупність методик, заснованих на експертному оцінюванні, екстраполяції і моделювання.

Екстраполювання в метеорологічному прогнозуванні представляють статистичні методи прогнозу. Оскільки вони засновані на фізичних концепціях, то їх ще називають фізико-статистичними. Ці методи ґрунтуються на фізичному уявленні про зв'язки характеристик атмосферних процесів в минулих і початкових для прогнозу моментах. При розробці фізико-статистичних методів моделюється не стан атмосфери, як об'єкта дослідження, а моделюється структура і зміст зв'язку між станами в минулому і майбутньому.

Моделювання при метеорологічному прогнозуванні реалізується у вигляді опису початкового стану атмосфери системою рівнянь гідротермодинаміки (ГТД), що зазнає зміни у часі. Це гідродинамічний

метод прогнозування, який звичайно є категоричним. Сучасні гідродинамічні моделі дозволяють прогнозувати поля практично всіх метеорологічних величин, тобто тиску, геопотенціалу, температури, вологості, вітру, вертикальних рухів із завчасністю декілька діб.

До достоїнств гідродинамічних методів відноситься можливість точного прогнозування стану прийнятої моделі, комплексність прогнозу, узгодженість метеорологічних полів один з одним. Якість прогнозу залежить від адекватності моделі, тобто від досконалості і точності її кількісного опису.

У цей час по гідродинамічних методах розробляються фонові прогнози погоди, прогноуються поля тиску і вертикальних рухів. Точність прогнозу інших метеорологічних величин ще не відповідає в належній мірі вимогам, що пред'являються.

При фізико-статистичному підході фізична модель зв'язку між початковим і останнім станом атмосфери використовується лише для визначення характеристик реальної атмосфери, які асинхронно пов'язані зі значенням величини, що прогнозується або явищами, що прогноуються, тобто прогноується не стан моделі, а стан реальної атмосфери.

Фізико-статистичні методи прогнозу дозволяють передбачити імовірність здійснення різних значень або градацій величини, що прогноується або фази явища. Тому такі прогнози можуть бути як категоричними, так і ймовірностними.

Недоліки фізико-статистичних методів:

- за допомогою цих методів розробляються індивідуальні прогнози, тобто прогнози якої-небудь однієї величини або явища, які в подальшому потребують узгодження, яке проводиться методом експертного оцінювання;
- необхідність наявності тривалих рядів спостережень.

Гідродинамічні прогнози розробляються у великих метеорологічних центрах для порівняно великих територій, тобто це фонові прогнози, які потребують уточнення за місцем і часом.

1.4. Основні етапи розробки фізико-статистичних методів прогнозу погоди

Перлічимо найбільш прості процедури, які застосовуються при побудові фізико-статистичних залежностей.

Нагадаємо, що характеристики початкового або попереднього стану атмосфери, що включаються до прогностичної схеми (в практиці використання фізико-статистичних методів), звичайно називають предикторами, а характеристику, що прогноується - предиктантом.

Методи побудови прогностичних залежностей визначаються формою уявлення предиктанта і предикторов, які можуть бути кількісні і якісні

(кількісні - температура, якісні - тепло, холодно). Для кожного поєднання можливі різні підходи до встановлення прогностичних зв'язків. Існує чотири варіанти.

1-й варіант. Зв'язок між кількісним предиктантом і предикторами. У цьому випадку, як правило, встановлюється кореляційний зв'язок:

$$\bar{y}_x = f(x).$$

Для встановлення залежності між предикторами і предиктантом можуть використовуватися аналітичні і графічні процедури. (Наприклад, про вітер: $V_{пр} = k \cdot Vg$). Якщо є один предиктор, то встановлюється зв'язок з предиктантом у вигляді звичайного кореляційного графіка. Якщо предиктора два (кількісні величини), то будується діаграма (наприклад, номограма Снітковського для розрахунку швидкості вітру при мезоструменях).

При трьох предикторах і більш для графічного представлення залежностей між предиктантом і предикторами будується сімейство діаграм, які послідовно використовуються при розробці прогнозу. Процедура побудови послідовних діаграм називається методом послідовної графічної регресії.

2-й варіант. Поєднання форм уявлення предиктанта і предикторів наступне: предиктант є величиною кількісною, а предиктори частково кількісними і частково якісними. Як приклад можна дати методи прогнозу туману і низької хмарності. У цьому випадку вся вибірка ділиться на частини, і по кожній вибірці будується своє рівняння регресії або діаграми послідовної графічної регресії.

3-й варіант. Предиктант є якісним, а предиктори - кількісні. Можливий аналітичний і графічний підхід.

Аналітичний підхід може бути реалізований у вигляді численних методів дискримінантного аналізу, які є одним з напрямів теорії розпізнавання образів. Приклад: прогноз обмерзання літаків; інверсій; сніжної лавини; шквалів і т.д.

Графічний підхід - побудова демаркаційних графіків. Одним з видів таких графіків є діаграма розсіювання (наприклад, метод Рубінштейна для прогнозу низької хмарності).

4-й варіант. Предиктант - якісна характеристика, а предиктори - якісні і кількісні.

Якщо якісних предикторів мало кількість, то вибірка ділиться на частини і по кожній частині окремо будується або дискримінантна функція, або демаркаційний графік.

Коли якісних предикторів багато, то кількісні предиктори переводять в якісні, і тоді зв'язок між предиктантом і предикторами зручно

встановлювати методом анкети (як приклад можна дати прогноз хмарності верхнього ярусу методом анкети).

1.5. Екстраполяційні методи

Екстраполяційними метеорологічними прогнозами називаються такі, при розробці яких в якості предиктора і предиктанта використовується одна і та ж метеорологічна характеристика в одному і тому ж пункті або в одному і тому ж місці синоптичного об'єкта.

Значення коефіцієнтів в прогностичних рівняннях можуть вибиратися без урахування статистичних зв'язків між предиктантом і предикторами (формальна екстраполяція) або з урахуванням статистичних зв'язків між предиктантом і предикторами (статистична екстраполяція).

Формальна екстраполяція може бути лінійною і криволінійною, а також здійснюватися по екстраполяційних формулах. Для складання прогнозу із застосуванням лінійної екстраполяції необхідно мати 2 спостереження за метеорологічною характеристикою в суміжні моменти часу для того, щоб встановлену тенденцію розповсюдити без зміни на період дії прогнозу, тобто швидкість зміни характеристики f буде:

$$\frac{\partial f}{\partial t} = c = \text{const}.$$

Прогностичне значення $f_{\text{пр}} = f_{\text{исх}} + c\Delta t$, де Δt - попередження прогнозу.

Криволінійна екстраполяція враховує прискорення, тобто використовується як квадратична:

$$\frac{\partial f}{\partial t} = c \neq \text{const}; \quad \frac{\partial^2 f}{\partial t^2} = a = \text{const}; \quad \frac{\partial^3 f}{\partial t^3} = 0.$$

У цьому випадку необхідно мати не менш 3-х спостережень в останні моменти часу.

Ці методи формальної екстраполяції можна використати для прогнозу температури, хмарності, баричних утворень і т.д., причому тут не враховується еволюція самих об'єктів прогнозу.

Недоліки формальної екстраполяції в деяких випадках усуває статистична екстраполяція. У цьому випадку екстраполяція проводиться за допомогою рівняння регресії, предикторами в якому є значення величини, що прогнозується або характеристики синоптичного об'єкта в початковий і передвихідний моменти часу. Але внесок кожного предиктора в результат прогнозу визначається статистичним шляхом по архівній вибірці. Отже

помилки статистичної екстраполяції менше і її використання на практиці переважніше.

Екстраполяційні методи використовуються для прогнозу переміщення і еволюції синоптичних об'єктів, а також для локального короткострокового прогнозу метеорологічних величин. Наприклад, прогноз вітру у вільній атмосфері із завчасністю 4-6 годин складається на основі даних про вітер в попередні терміни з урахуванням тенденції зміни вітру; на основі екстраполяційного нічного пониження температури і зміни точки роси прогнозується час утворення радіаційного туману.

1.6. Комплексація методів прогнозу погоди

В оперативній практиці для прогнозу однієї і тієї ж метеорологічної величини або явища синоптик часто має в своєму розпорядженні ряд часткових методів, близьких по ефективності, але що розрізняються структурою, складом предикторів і значеннями параметрів, що приводить до неспівпадання формулювань прогнозів, паралельно складених цими методами. Одним з шляхів оптимального використання такої інформації є комплексація прогнозів.

Під комплексацією прогнозів розуміється розробка статистично обгрунтованих рекомендацій по оптимальному спільному використанню часткових методів прогнозу однієї і тієї ж характеристики стану атмосфери з метою вироблення остаточного формулювання прогнозу.

Вперше задача комплексації кількісних багатофазних прогнозів була розглянута Н.А. Багровим. Ю.Н. Волконський показав, що у разі альтернативних прогнозів можуть бути отримані статистично обгрунтовані рекомендації по комплексації як прогностичних ознак, так і формулювань прогнозів із залученням порівняно невеликих по об'єму вибірок.

У залежності від структури алгоритми комплексації поділяються на паралельну і послідовну комплексації.

Нарівні з прогнозами погоди важливу роль грають попередження про виникнення небезпечних явищ погоди (НЯ), їх інтенсивність і тривалість, а також консультації керівників організацій про очікувані метеорологічні умови, або ті, що вже склалися. Консультації дають можливість більш повно і в деталях довести до споживача динаміку зміни умов погоди.

Служба попереджень про небезпечні і стихійні гідрометеорологічні явища (СГЯ) погоди розвивалася в нашій країні разом з розвитком метеорологічних спостережень і вдосконаленням методів прогнозу погоди. Однак найбільш швидкий її розвиток відбувався в останні три десятиріччя.

Основну роботу по попередженню об НЯ і СГЯ виконують ГМЦ України, бюро погоди, ГМБ і обсерваторія.

При забезпеченні народногосподарських організацій попередженнями враховуються:

- район (територія), по якому складається попередження для народногосподарської організації;
- перелік метеорологічних величин, явищ погоди і їх критичних значень, які можуть викликати порушення норм діяльності даної організації;
- способи доведення попередження до організації, що обслуговується;
- необхідну і бажану завчасність попереджень тієї або іншої метеорологічної величини або явища погоди;
- порядок скасування штормового попередження.

Особливе місце займають попередження об СГЯ, які можуть привести до стихійних лих.

Одним з показників ефективності обслуговування народногосподарських організацій є справджуванність прогнозів погоди і штормових попереджень. За 5 років (1974-79 рр.) справджуванність прогнозів погоди по Москві і Московській області становила 89%, а штормових попереджень - 90%. Незважаючи на те, що не всі прогнози і штормові попередження виправдовуються, вони мають великий економічний ефект.

До стихійних гідрометеорологічних явищ (СГЯ) відносяться такі метеорологічні, агрометеорологічні, гідрологічні і морські гідрометеорологічні явища, які по своїй інтенсивності, району дії, району поширення і тривалості можуть нанести або вже нанесли збиток народному господарству і населенню і викликати стихійні лиха.

1.7. Порівняння методик прогнозування явищ і елементів погоди на основі діагностичних і прогностичних синхронних зв'язків

При прогнозі явищ і елементів погоди можуть бути використані два природних підходи.

Найбільш поширеною в нашій країні є методика прогнозування на основі діагностичних синхронних зв'язків. Вона передбачає отримання на першому етапі стійких оцінок в діагностичних зв'язках між елементом, що розглядається або явищем погоди і значенням ряду параметрів, що характеризують стан атмосфери. Другим етапом є перенесення без яких-небудь змін отриманих діагностичних співвідношень на зв'язку між елементом погоди або явищем і прогностичними параметрами, отриманими за допомогою конкретної гідродинамічної моделі.

При прогнозі на поточний день цими параметрами є екстрапольовані на 12-18 годин ранкові дані спостережень, а при прогнозі на 24-36 годин прогностичні параметри знаходяться по майбутніх картах. Такий підхід до

прогнозу отримав в літературі назву концепції «довершеного прогнозу» Perfect Prognosis Method (PP) – або прогнозу на основі діагностичних синхронних зв'язків (ДСС).

У зв'язку з тим, що прогностичні значення метеорологічних величин в тропосфері, що використовуються в якості предикторів, залежать від успішності чисельних схем прогнозу тиску і геопотенціалу, застосування їх веде до зниження якості діагностичних залежностей, отриманих на фактичних даних. Основна нестача концепції ДСС полягає в тому, що в ній не враховуються помилки конкретних моделей, на основі яких визначаються прогностичні значення предикторів.

Достоїнствами цього підходу є, по-перше, той факт, що якість прогнозів елементів і явищ погоди автоматично підвищується при поліпшенні якості гідродинамічних моделей, що використовуються і, по-друге, та обставина, що при прогнозі на основі діагностичних синхронних зв'язків не потрібно перерахунку і іншої оцінки діагностичних вирішальних правил при впровадженні в практику нової гідродинамічної моделі.

З середини 70-х років в США, Англії і деяких інших країнах поряд з такою концепцією використовується і методика прогнозування на основі прогностичних синхронних зв'язків, що отримала назву концепції Model Output Statistics (MOS) або в російському позначенні концепції ПСС.

У останні роки в нашій країні також з'явилися цікаві роботи, що використовують концепцію ПСС (MOS) при прогнозуванні температури, опадів і інших елементів. Цей підхід передбачає встановлення зв'язків між елементами, що фактично спостерігалися або явищами погоди і прогностичними значеннями параметрів атмосфери з конкретної гідродинамічної моделі з подальшим оперативним використанням знайдених зв'язків в тій же гідродинамічній моделі. Це дозволяє оперативно використати прогностическую здатність моделі і неявно враховувати помилки прогностичних значень предикторів в побудованих прогностичних зв'язках.

При застосуванні концепції ПСС (MOS) бажано використання повністю відпрацьованої гідродинамічної моделі, оскільки при її перебудовах якість прогнозів кожний раз гіршає, незважаючи на поліпшення внаслідок перебудови гідродинамічних прогнозів самих предикторів.

Відомо, що по суті прогноз погоди є очікувана імовірність здійснення того або іншого типу погоди. Внаслідок же специфіки роботи, що склалася в оперативній практиці, як правило, формулювання короткострокового прогнозу погоди носять категоричний характер, тобто затверджується, наступить або не наступить те або інше явище погоди. При цьому нерідко очікуване в прогнозі явище погоди дається при порівняно низькій

імовірності його здійснення, в той же час як кліматична імовірність його виникнення може бути і більше.

Тим часом, для ряду господарських організацій і населення не просто цікаво, але і часто необхідно знати, що криється за категоричним прогнозом явищ погоди, яка імовірність їх виникнення. Наприклад, знаючи імовірність випадання опадів, споживач з досвіду сам може визначити стратегію і тактику своїх дій, виходячи, природно, з матеріальних і моральних збитків, які він понесе у випадку, якщо прогноз не виправдається.

1.8. Використання кліматичних даних в аналізі і короткостроковому прогнозі погоди

При короткостроковому прогнозуванні елементів і явищ погоди важливо знати різні характеристики, такі, як добовий хід, міждובה мінливість, дати переходу метеорологічних елементів через задані межі, оцінка аномальності, а також безперервна тривалість явищ.

Кліматична інформація дозволяє зіставити аномалії поточної погоди з їх аналогами в минулому, що часто дає можливість уникнути великих помилок в прогнозі. Метеорологічні умови істотний вплив надають на діяльність комерційного господарства, будівельних організацій і функціонування нафтогазопроводів.

Для галузей народного господарства складаються і передаються встановленим порядком спеціальні прогнози погоди, в яких особлива увага приділяється тим метеорологічним елементам і явищам погоди, які істотно впливають на їх виробничу діяльність. Наприклад, для повітряного транспорту в прогнозах приводяться дані про ті явища погоди, від яких залежать зліт і посадка літаків (висота нижнього кордону хмар, видимість на злітно-посадочній смузі, швидкість вітру), а також умови польоту на ешелонах (вітер, болтанка, обмерзання, грозова діяльність). Для всіх видів наземного транспорту в прогнозах погоди найбільший вплив приділяється сильним снігопадам, завірюхам, погіршуючим видимість і що приводить до заметів залізничних шляхів і автомагістралей, ожеледним явищам, що надають несприятливий вплив на рух транспорту. У цих прогнозах для тих діляниць залізничних доріг і автомагістралей, які будуть схильні до несприятливих умов погоди, вказується час їх початку, інтенсивність і тривалість.

По попередніх і неповних розрахунках економічний ефект в народному господарстві від використання гідрометеорологічної інформації складає в різні роки 700-800 млн. крб., в тому числі в комунальному господарстві – біля 200 млн. крб. (по інших джерелах економічний ефект порядку 1 млрд. крб. в рік).

Відомо, що ефективність гідрометеорологічного обслуговування залежить передусім від якості прогнозів погоди.

Наука про гідрометеорологічні прогнози досягла такого рівня, коли найменший успіх в підвищенні справджуваності прогнозів тієї або іншої завчастності дається насилу (велика кількість людських ресурсів і матеріальних витрат).

Однак справджуваність, тобто якість прогнозів підвищується не так швидко. За останні 3-4 роки справджуваність добових прогнозів складає в середньому 88%, місячних – 66%. Гідрологічні короткострокові прогнози виправдовуються на 85%, довгострокові – на 61%. Справджуваність морських короткострокових прогнозів становить 90%, довгострокових морських – 85%.

Фахівці вважають, що якого-небудь значного підвищення ефективності гідрометеорологічного забезпечення народного господарства за рахунок якості, тобто підвищення справджуваності прогнозів, чекати в найближчі роки не можна.

Для накопичення в архіві досить попередніх вибірок прогностичних даних потрібно певний час функціонування відпрацьованої гідродинамічної моделі (3-5 років). Внаслідок цього вибірки прогностичних даних виявляються іноді коротше діагностичних.

2 ПРОГНОЗ НАПРЯМУ І ШВИДКОСТІ ВІТРУ

2.1. Загальна схема прогнозу

Раніше не раз зверталася увага на взаємний зв'язок полів тиску і вітру. Причому ці поля змінюються таким чином, щоб відповідність між ними була знову відновлена. Завдяки подібній адаптації в середньому у вільній атмосфері дійсний вітер близький до геострофічного.

У прогнозі погоди вказується як напрям, так і швидкість вітру.

У прогнозах загального користування напрям вітру передбачається з точністю до чверті горизонту (наприклад, вітер північно-західний). Якщо протягом найближчих 12 годин очікується перехід вітру до наступної чверті горизонту, то в прогнозі відмічається послідовне чергування напрямів. Наприклад: "Вітер південно-східний з переходом до кінця дня на південний".

При малих баричних градієнтах напрям вітру може не відповідати напрямку ізобар (ізогипс) і навіть мати протилежний напрям на сусідніх станціях. У таких випадках при швидкості вітру до 3 м/с належить писати: вітер нестійкий, слабкий.

Швидкість вітру в залежності від призначення прогнозу вказується в м/с, км/год, балах; передбачається з інтервалом 5 м/с. При переході через 15 м/с - штормова швидкість.

При поривчастому вітрі в приземному шарі обов'язково вказується максимальна швидкість при поривах.

У першому наближенні напрям і швидкість вітру в помірних широтах у поверхні землі і на висотах базується на прогнозі баричного поля. Напрямок вітру передбачається як напрям геострофічного або градієнтного вітру (на висотах), а в приземному шарі з урахуванням відхилення вектора вітру від ізобари на 35-40° над сушею і біля 15° над морем. В окремих випадках це відхилення може бути більше, а в гірській місцевості навіть дійти до 90°.

Швидкість вітру звичайно прогнозується по швидкості градієнтного або геострофічного вітру:

$$V_g = \frac{1}{f\rho} \frac{\partial P}{\partial n} \quad (2.1)$$

$$V_g = \frac{9,8}{f} \frac{\partial H}{\partial n} \quad (2.2)$$

У деяких випадках швидкість вітру можна отримати, зробивши розрахунки за даними про розподіл геопотенціалу або тиску з урахуванням кривизни ізогипс або ізобар, тобто розраховується градієнтний вітер,

зумовлений дією сили баричного градієнта, сили Коріоліса і відцентрової сили.

$$\pm \frac{V_{gr}^2}{r} + lV_{gr} \mp \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial r} = 0 \quad (2.3)$$

$$V_{gr} - V_g = \pm \frac{V_{gr}^2}{lr} \quad (2.4)$$

Знак перед правою частиною (2.4) визначається характером кривизни ізобар або ізогипс. При антициклонічній кривизні знак "+", при циклонічній - "-". Таким чином, при антициклонічній кривизні ізоліній градієнтний вітер (V_{gr}) буде більше геострофічного (V_g) і навпаки, при циклонічній кривизні $V_{gr} < V_g$.

Розв'язавши (2.3), можна визначити:

$$V_{gr} = \frac{lr}{2} - \sqrt{\frac{l^2 r^2}{4} + \frac{r}{\rho} \frac{\partial P}{\partial r}} \quad (2.5)$$

$$V_{gr} = \frac{lr}{2} - \sqrt{\frac{l^2 r^2}{4} + 9,8r \frac{\partial H}{\partial r}}$$

Запишемо це вираження для циклонічної кривизни:

$$V_{gr} = -\frac{lr}{2} + \sqrt{\frac{l^2 r^2}{4} + \frac{r}{\rho} \frac{\partial P}{\partial r}} \quad (2.6)$$

$$V_{gr} = -\frac{lr}{2} + \sqrt{\frac{l^2 r^2}{4} + 9,8r \frac{\partial H}{\partial r}}$$

Примітка. Суворо кажучи, вирази (2.3-2.6) справедливі тільки для кругових ізобар, якщо $r = \text{const}$ (r - радіус кривизни ізоліній). Однак, поправка, пов'язана із зміною кривизни невелика і існують труднощі при її визначенні, тому (2.3-2.6) застосовують при будь-якому викривленні ізоліній.

Дійсний вітер відрізняється по значенню від градієнтного або геострофічного вітру. Для прогнозу швидкості вітру використовується формула:

$$V_{\phi} = \bar{k} \cdot V_g \quad (2.7)$$

У приземному шарі k в середньому над морем дорівнює 0.7-0.8; над сушею – 0.3-0.5.

За допомогою вищенаведених співвідношень прогнозується деяке осереднене значення швидкості вітру і ці співвідношення не дозволяють прогнозувати максимальні пориви.

Прогноз вітру складається по прогностичних картах на термін ± 3 години від терміну карти. Якщо до терміну прогнозу вітру відсутня прогностична карта, то в цьому випадку майбутнє баричне поле або поле геопотенціалу прогнозується будь-якими доступними методами.

До першого наближення вносяться уточнення з урахуванням сезону і часу доби, стратифікації повітряної маси і добового ходу температури, місцевих особливостей підстилаючої поверхні і атмосферної циркуляції. Особливе значення необхідно приділяти наближенню фронтів, штормових зон і т.д. Обов'язково враховувати тип фронту. У зоні фронту вітер розраховується по формулі:

$$V_{\text{фр}} = \bar{V} + \Delta V_{\text{пор}}, \quad (2.8)$$

де \bar{V} - середня швидкість вітру, $\Delta V_{\text{пор}}$ - швидкість поривів вітру, що залежить від типу фронту.

Напрямок і швидкість вітру в приземному шарі залежить як від шорсткості підстилаючої поверхні, так і від міри розвитку турбулентного обміну, який в свою чергу зумовлений стратифікацією повітряної маси.

Щоб врахувати перераховані вище чинники, рекомендується в кожному регіоні встановити емпіричну залежність між градієнтною і фактичною швидкостями вітру. Перехід від градієнтної швидкості вітру до фактичної у поверхні землі необхідно провести з урахуванням тих чинників, що впливають на швидкість вітру, і які можна представити як

$$k = \bar{k} + k_1 + k_2 + \dots + k_n, \quad (2.9)$$

де k_1, k_2, \dots, k_n - зміна коефіцієнта переходу від градієнтної швидкості до фактичної за рахунок різних конкретних причин.

Велике значення особливо при високих швидкостях вітру на висотах грає викривлення траєкторії. У цьому випадку зміна швидкості відбувається під дією відцентрової сили. Для врахування її ролі можна отримати значення k , коли траєкторія характеризується циклонічним або антициклонічним вигином ізогипс. Для визначення кривизни траєкторії користуються спеціальними номограмами, побудованими з урахуванням масштабу карти.

$$\frac{\partial^2 H}{\partial S^2} = k \frac{\partial H}{\partial n} = \frac{1}{r} \frac{\partial H}{\partial n},$$

$$r = \frac{\frac{\partial H}{\partial n}}{\frac{\partial^2 H}{\partial S^2}} \approx \frac{1}{(\delta S)^2} \cdot 2(H_1 - H_0) \quad (2.10)$$

де k - кривизна траєкторії, r - радіус кривизни.

Поправка на кривизну не вводиться, якщо радіус кривизни більше 3000 км і обов'язково вводиться, якщо менше 300 км. Не вводиться поправка також, якщо швидкість геострофічного вітру на висотах менше 60 км/год.

Велике значення має прогноз напрямку і швидкості вітру в пограничному шарі атмосфери (ПСА). Ці дані враховуються при польотах авіації на малих і гранично малих висотах, при перенесенні забруднюючих речовин, при визначенні умов роботи вежевих кранів, експлуатації ліній електропередач, трансляційних і ретрансляційних антен.

Вітер в пограничному шарі сильно залежить від тертя, тому при його прогнозі проста інтерполяція не може дати задовільних результатів. Зменшення впливу тертя з висотою спричиняє праве обертання вітру і посилення його швидкості.

Зміна напрямку і швидкості вітру з висотою в пограничному шарі атмосфери можна визначити приблизно по середньому розподілу його в цьому шарі, отриманому внаслідок статистичної обробки матеріалу по центральній частині ЄТР для холодного півріччя.

Корисно використати в доповнення до середнього розподілу вітру з висотою в ПСА дані про зміну напрямку і швидкості вітру по вихідних картах погоди і шаропілотним даним.

Для складання прогнозу напрямку і швидкості вітру в пограничному шарі атмосфери існують різні методики. В основі всіх цих методів лежить врахування впливу шорсткості підстилаючої поверхні на режим швидкості вітру в пограичному шарі атмосфери. Частіше за все вітер з висотою в північній півкулі обертається праворуч, тому визначені поправки на врахування цього повороту вітру з висотою через кожен сотню метрів.

Точно також визначені емпіричним шляхом коефіцієнти збільшення швидкості вітру з висотою.

На швидкість вітру в пограничному шарі впливає як характер стратифікації, так і закон розподілу вітру з висотою при певній синоптичній ситуації. Особливо складно прогнозувати вітер в зоні фронтів. Наприклад, у фронтальній зоні можуть спостерігатися струменеві течії нижніх рівнів (СТНУ), які частіше виникають на теплих фронтах, ніж на холодних. На присутність СТНУ вказує збільшення швидкості ≥ 15 м/с (в

нижньому 3-кілометровому шарі) і перепад в швидкості ≥ 4 м/с на 300 м. Присутність СТНУ супроводжується динамічною турбулентністю, при цьому швидкість у поверхні землі може перевищувати швидкість геострофічного вітру.

Взагалі, при прогнозі напрямку і швидкості вітру необхідно ретельно врахувати роль місцевих умов. Навіть в умовах рівнин k може значно відрізнятися від \bar{k} в одному пункті, але при різних напрямках.

При прогнозі у верхній частині пограничного шара потрібно враховувати дані про вітер на картах АТ-925 і АТ-850.

Для невеликих термінів прогнозу (до 12 годин) даними про вітер краще користуватися не прогностичними, а фактичними, якщо не очікується різкої перебудови баричного поля.

Треба мати на увазі, що швидкість фактичного вітру на рівні флюгера визначається мірою розвитку турбулентності і шорсткістю підстилаючої поверхні, які можуть істотно мінятися від станції до станції протягом часу. Тому розрахунок швидкості вітру по формулі (2.7) потрібно вважати орієнтувальним і в кожному конкретному випадку уточнювати коефіцієнт k для кожної станції з урахуванням типу синоптичного процесу, часу року і часу доби.

В окремих випадках в приземному шарі швидкість вітру може бути більша або менша, ніж розрахована по формулі (2.7), а напрям вітру може відхилятися від дотичної до ізобари. Це звичайно пов'язано з особливостями рельєфу і турбулентного обміну.

Іноді у вільній атмосфері вектор дійсного вітру не паралельний ізогипсам. Частіше за все це є результатом помилок вимірювань, обробки або нанесення даних, але буває пов'язано і з нестаціонарністю атмосферних процесів в період різкої перебудови баричного поля.

Поблизу центрів циклонів і антициклонів повинна спостерігатися мінімальна швидкість вітру або штиль.

2.2. Особливості прогнозу вітру в береговій зоні

При прогнозі швидкості і напрямку вітру особливо в береговій зоні і перетненій місцевості необхідно вводити поправки на вплив місцевих умов, що порушують повітряний потік, причому за рахунок впливу місцевих умов відбувається зміна швидкості і напрямку не тільки слабого або помірною вітру, але часто навіть сильного. В окремих випадках спостерігається часткове, а іноді майже повне порушення баричного закону. У береговій зоні при вітрах, спрямованих вздовж берега, якщо суша залишається праворуч у напрямі потоку, спостерігається конвергенція ліній струму, що може супроводжуватися збільшенням швидкості вітру до понадградієнтної. Особливо посилення вітру спостерігається на мисах. Побережжя Чорного моря в цьому плані є

класичним. У районі Туапсе вітри дуже сильні. Берегові ефекти приводять до повного відхилення вітру від градієнтного (порушується баричний закон). У районі Новоросійська (Мархотський перевал) також розвивається дуже сильний північно-східний вітер з гір (бора).

Сильний вітер в тому або іншому районі розвивається при конкретних синоптичних умовах. Фон сильного вітру створюється синоптичними процесами, що протікають в даному районі. У різних регіонах ці процеси відрізняються своїми місцевими особливостями. Найбільш інтенсивна штормова діяльність спостерігається в зв'язку з циклонічними перебудовами баричного поля. Найбільша імовірність великих швидкостей вітру відмічається при взаємодії периферій циклонів і антициклонів, при розвитку блокуючих положень. Відбувається збільшення в значній смузї величини баричних градієнтів.

Відмітимо необхідність обліку тих змін місцевих умов, які можуть виникнути на шляху переміщення повітряної маси. Розглянемо випадок перетину повітряною масою берегової межі.

У однорідному повітряному потоку, спрямованому з моря на сушу, вітер у поверхні землі після перетину берегової лінії буде відхилитися ліворуч і слабшати; навпаки, в потоку, спрямованому з суші на море, вітер відхиляється праворуч і посилюється. З тієї ж причини при переміщенні повітря вздовж побережжя лінії струму в шарі тертя будуть зближені, якщо суша знаходиться праворуч від повітряного потоку і розріджені, якщо зліва. Так, наприклад, при одному і тому ж градієнті при південних вітрах вздовж східного побережжя Каспійського моря вітер посилюється, а при північних - слабшає. Береговий ефект посилення (ослаблення) вітру буде особливо яскраво виражений там, де повітряний потік вимушений обтікати примикаючи до берега гірські ланцюги і плато. Внаслідок огинання перешкоди повітряним потоком відбувається зближення ліній струму і відповідне посилення вітру у мисів, країв гірського ланцюга, плато або півострова і, навпаки, розрідження ліній струму і ослаблення вітру в затоках, угнутих частинах гірського ланцюга або плато.

2.3. Прогноз струменевих течій і швидкості максимального вітру

Вертикальний профіль вітру має один або декілька максимумів. Звичайно в межах тропосфери і нижньої стратосфери є три шари, в яких вертикальний градієнт вітру досягає відносного максимуму. Це планетарний пограничний шар (0-1 км), шар під рівнем максимального вітру, шар над рівнем максимального вітру. Найбільший максимум вітру досягається поблизу тропопаузи і часто пов'язаний зі струменевою течією в атмосфері.

Згідно з визначенням аерологічної комісії ВМО, струменева течія - це сильний вузький потік з майже горизонтальною віссю у верхній

тропосфері або стратосфері, що характеризується вертикальними і горизонтальними зсувами вітру і одним або декількома максимумами швидкості.

У цей час в основному передбачається майбутнє положення осі струменевої течії і майбутнє положення областей максимального вітру на осі струменевої течії.

При аналізі і прогнозі струменевих течій використовується зв'язок з планетарною висотною фронтальною зоною (ПВФЗ) і враховуються деякі закономірності, властиві струменевим течіям. Найчастіше струменеві течії виявляються на картах АТ-300, АТ-200 (висоти більше за 9-12 км). При визначенні положення осі струменевої течії в початковий момент часу враховується, що протягом 1000 км висота осі може змінюватися на 1-2 км. Тому для аналізу і прогнозу корисно залучати карти сусідніх рівнів. Особливо наочно осі струменевих течій виявляються на картах максимальних вітрів, при складанні яких використовують дані про вітер на картах абсолютної топографії, а також враховуються закономірності зміни вітру з висотою. Рівень максимального вітру звичайно співпадає з висотою, на якій кут між баричним і термічним градієнтами дорівнює $\pm 90^\circ$. Таким чином, необхідно по картах абсолютної топографії визначити рівень, вище якого напрям термічного градієнта буде протилежним напрямку баричного градієнта.

Поверхня рівня максимального вітру перетинає вісь струменевої течії не горизонтально, а утворює своєрідний жолоб з мінімумом висоти зліва від осі струменевої течії.

Прогноз осі струменевої течії засновується на прогнозі переміщення і деформації планетарної ВФЗ і на прогнозі переміщення і деформації самої осі струменевої течії, що виявляється на карті максимальних вітрів. Вертикальні зміщення осі струменевої течії в цей час не можуть бути досить надійно передбачені. При прогнозі враховуються коливання висоти тропопаузи, пов'язані з адвекцією тепла або холоду, а також з розвитком циклонів і антициклонів. Зміна висоти осі струменевої течії відбувається в тому ж напрямі, що і зміна висоти осі тропопаузи. Для прогнозу горизонтального зміщення осі струменевої течії використовуються переважно статистичні закономірності і графічні способи (методи Е.П. Борісенкова, В.І. Воробйова, Е. Рейтера, Х.П. Погосяна і інш.). Суть цих способів полягає в припущенні про зміщення осі струменевої течії вздовж осередненого потоку на карті АТ-300. Найбільш простий з всіх способів – метод Рейтера, його справджуваність становить 80%.

За способом Рейтера виконуються наступні дві операції.

1. По вихідній карті АТ-300 обчислюються складові осередненого потоку. Для осереднення в точці 0 з координатами φ_0, λ_0 використовується область, обмежена координатами $\varphi_0 = \pm 7.5^\circ$ і $\lambda_0 = \pm 10^\circ$, а також система точок.

Т. 0 вибирається на карті АТ-300 вздовж проекції осі струменевої течії на цю карту. Число таких точок тим більше, чим більше викривлена вісь струменевої течії і чим неоднорідніше поле ізогипс карти АТ-300 поблизу осі струменевої течії.

Меридіональна складова осередненого потоку $C_{\text{мер}}$ ($^{\circ}/24$ год) в т. 0 обчислюється по формулі:

$$C_{\text{мер}}=0,1(H_3-H_1)[+(H_5-H_4)+(H_8-H_6)], \quad (2.11)$$

а зональна складова осередненого потоку $C_{\text{зон}}$ ($^{\circ}/24$ год):

$$C_{\text{зон}}=0,1(H_6-H_1)[+(H_7-H_2)+(H_8-H_3)]. \quad (2.12)$$

Тут H_1, H_2, \dots, H_8 - значення Н-300 в точках 1, 2, ..., 8 відповідно.

По значеннях $C_{\text{мер}}$ і $C_{\text{зон}}$ визначається очікуване зміщення осі струменевої течії в т. 0. Для цього при додатному значенні $C_{\text{мер}}$ з т. 0 відкладається вектор $C_{\text{мер}}$, направлений на північ. При від'ємному значенні $C_{\text{мер}}$ - на південь. Довжина цього вектора виражається в градусах широти. Аналогічним шляхом додатний вектор $C_{\text{зон}}$ відкладається на схід, а від'ємний - на захід (довжина в градусах довготи). Т. 0 через 24 години зміститься в т. 0' і співпаде з кінцем вектора Z , що є сумою векторів $C_{\text{мер}}$ і $C_{\text{зон}}$. Зробивши розрахунок для ряду точок на осі струменевої течії, отримаємо їх положення через 24 години, а разом з цим і очікуване положення осі струменевої течії.

Коефіцієнти 0,1 отримані в СРСР для Європи, Західного Сибіру і Казахстану. У інших районах ці коефіцієнти можуть бути іншими.

Е.П. Борісенков запропонував спосіб прогнозу положення осі струменевої течії виходячи з енергетичних співвідношень стосовно до середнього енергетичного рівня атмосфери h .

Рівняння енергії атмосферних рухів на цьому рівні запишеться таким чином:

$$\frac{\partial K_h}{\partial t} = -\left(U \frac{\partial K_h}{\partial x} + V \frac{\partial K_h}{\partial y} \right) - \frac{1}{\rho} \left(U \frac{\partial P}{\partial x} + V \frac{\partial P}{\partial y} \right), \quad (2.13)$$

де K_h - значення кінетичної енергії на рівні h .

Рівняння (2.13) показує, що зміна кінетичної енергії в даній точці на рівні h виправдовується приходом частинок з іншим рівнем енергії і роботою сили баричного градієнта. Ввівши в (2.13) рівняння стану і зробивши ряд перетворень, отримаємо формулу для визначення швидкості переміщення осі струменевої течії в напрямку до нормалі:

$$C_{CT} = \frac{R \frac{\partial}{\partial y} C_h \text{grad} T}{C_h \frac{\partial^2 C_h}{\partial y^2}} \quad (2.14)$$

Кількісні розрахунки по (2.14) утруднені, так як для цього треба мати дані про поле фактичного вітру і поле температури на середньому рівні. У зв'язку з цим зручніше скористатися картами баричної топографії, тобто скористатися геострофічними співвідношеннями.

Робоча формула для швидкості зміщення осі струменевої течії, якщо розраховувати миттєву адвективну зміну температури за 12 годин, виглядає так:

$$C_{CT} = \frac{3,2 \cdot 10^2 \delta(C \text{grad} T)}{(H_n)_0 \cdot (\nabla^2 H_n)_0}, \quad (2.15)$$

де H_n - в декаметрах на 400 км; $(H_n)_0$ - градієнт геопотенціалу в т. 0 на осі струменевої течії (початок координат); $(\nabla^2 H_n)_0 = (H_n)_A + (H_n)_B - 2(H_n)_0$; $\delta(C \text{grad} T) = (C \text{grad} T)_A - (C \text{grad} T)_B$; n - нормаль до ізогипси, спрямована у бік великих значень H .

Прогноз по формулі (2.15) передбачає наступне:

- 1) по обробленій карті АТ-500 або АТ-300 (ще краще на АТ-400, яка є найближчою до середнього енергетичного рівня) для ряду точок в області струменевої течії визначається H_n ;
- 2) у полі H_n проводять ізолінії через 2 дам/400 км і по максимальних значеннях H_n визначається положення осі струменевої течії;
- 3) для цього району особливим способом розраховується розподіл адвекції на даному рівні. Розрахунок можна проводити по формулі:

$$C \text{grad} T \approx U \frac{\partial T}{\partial x}$$

- 4) на осі струменевої течії вибирається декілька точок, для яких розраховується швидкість зміщення осі і намічається її нове положення через 12 годину.

Справджуванність методу - 56% при допуску ± 300 км;
76% при допуску ± 600 км.

Прогноз областей максимальних вітрів (ОМВ) полягає в оцінці їх переміщення і еволюції. Тим самим передбачається швидкість вітру

вздовж осі струменевої течії. Переміщення ОМВ має дві складові: зміщення центра ОМВ разом із зміщенням осі струменевої течії, що передбачається способом Рейтера, і зміщення ОМВ вздовж осі струменевої течії.

Зміщення ОМВ вздовж осі струменевої течії відбувається з швидкістю, меншою, ніж швидкість вітру на осі струменевої течії. Однак немає постійного співвідношення між цими швидкостями. Помічено, що в тих випадках, коли в передній частині (у напрямі вітру) ОМВ ізотахи сильно розріджені, а в тилівій - згущені, ОМВ переміщається повільно, і навпаки.

Застосування екстраполяції (лінійної або з урахуванням прискорення) не завжди дає задовільні результати, оскільки ОМВ часто зазнають значного прискорення, включаючи злиття і сегментацію.

Еволюція ОМВ виправдовується зміною відповідної ділянки ПФЗ. Все, що сприяє фронтогенезу, одночасно сприяє посиленню ОМВ, і навпаки, з фронтолізом пов'язано ослаблення ОМВ. Зародження і посилення ОМВ відбувається переважно там, де спостерігається збіжність ізогипс на АТ-300, а ослаблення і зникнення її відмічається в зонах розбіжності ізогипс.

У цей час відмічені найбільш типові системи ізогипс АТ-300 і відібрані зони зародження або посилення ОМВ (+) і ослаблення або зникнення ОМВ (-).

3 ПОБУДОВА ТРАЄКТОРІЙ ПЕРЕМІЩЕННЯ ПОВІТРЯНИХ ЧАСТИНОК

Траєкторія частинки повітря являє собою лінію, що з'єднує її останні положення за деякий інтервал часу.

Правильна побудова траєкторії повітряної частинки грає важливу роль і є заставою успішності прогнозу різних метеорологічних величин і явищ. Побудова траєкторій повітряних частинок проводиться шляхом подальшої побудови дільниць траєкторій на картах за різні послідовні моменти часу. Причому, в діагнозі використовуються фактичні карти, а для прогнозу використовуються як фактичні, так і прогностичні карти. При цьому може вирішуватися два види задач: перша полягає у визначенні частинок, які перемістяться через деякий час в пункт прогнозу; друга передбачає визначення району, в який переміститься частинка через деякий час з пункту прогнозу.

Вважається, що у вільній атмосфері повітряні частинки переміщуються вздовж ізогипс карт абсолютної топографії (АТ) зі середньою швидкістю дійсного або геострофічного вітру, а біля поверхні землі - вздовж лінії, що займає проміжне (середнє) положення між ізобарою і лінією струму.

При побудові траєкторії повітряної частинки на термін менш 12 годин звичайно використовуються карти за один найбільш близький термін спостережень. Якщо траєкторія будується за період від 12 до 24 годин, то використовуються карти за два або три послідовних терміни з інтервалом 12 годин. Так, 12-часові траєкторії для першої половини терміну будуються по карті за один термін спостережень, вибір якого визначається виглядом задачі на побудову траєкторії, а для другої половини терміну - по карті за наступний термін спостережень.

Якщо вирішується задача, звідки переміститься частинка, то побудову треба починати праворуч-ліворуч і навпаки. Обидві задачі можуть вирішуватися як в діагнозі, так і в прогнозі.

Якщо відсутні карти з 12-часовим інтервалом, то користуються картами з 24-часовим інтервалом. Тоді дільниця траєкторії, яка будується по картах за 24 години, розбивається на два рівних часових інтервалу, тобто на два сусідніх терміни.

Особливо ускладнена побудова траєкторій в баричних утвореннях, що переміщуються. У цьому випадку рекомендується враховувати швидкість і напрям переміщення самої баричної системи, а також повітряних частинок, що переміщуються.

Також складно зробити побудову траєкторій в приземному і пограничному шарах атмосфери. У цьому випадку необхідно обов'язково враховувати характер стратифікації температури. При $\gamma \approx \gamma_a$ траєкторія у

поверхні землі співпадає з траєкторією, яку побудували по карті АТ-850. При $\gamma < \gamma_{ва}$ і $\gamma \leq 0$, тобто при наявності затримуючих шарів рекомендується для побудови траєкторій використовувати осереднений вітер в шарі земля-850 гПа:

$$C_{cp} = \frac{C_0 + C_{850}}{2}, \quad (3.1)$$

C_0 – вітер у поверхні землі.

При нормальній стратифікації побудова траєкторій проводиться за даними про фактичний і градієнтний вітер у поверхні землі. Причому потрібно пам'ятати, що траєкторія повітряної частинки відхиляється над сушею у бік низького тиску на кут $10-20^\circ$. Над океанами вона практично співпадає з напрямом ізогипс або ізобар.

Довжина траєкторії у поверхні землі:

на суші $\bar{S} = 0,7\bar{V}_{gp} \cdot \delta t,$

на морі $\bar{S} = 0,9\bar{V}_{gp} \cdot \delta t,$

на висотах $\bar{S} = \bar{V}_{gp} \cdot \delta t.$

Отже, при побудові 6-ти або 12-ти часових відрізків траєкторії повітряної частинки визначення швидкості геострофічного або градієнтного вітру відбувається за допомогою градієнтної лінійки, а напрям вважається співпадаючим з напрямом ізогипс (ізобар) з невеликим відхиленням у бік низького тиску.

Градієнтна швидкість вітру використовується при побудові траєкторії повітряної частинки при великій циклонічній або антициклонічній кривизні ізобар (ізогипс) ($r \leq 500$ км) в баричних утвореннях, що повільно переміщуються. Баричні утворення вважаються такими, що повільно переміщуються, коли їх швидкість $V \leq 40$ км/год. Це стаціонарні процеси в атмосфері.

Геострофічна швидкість вітру використовується при прямолінійних або що мають середній радіус кривизни ізогипсах (ізобарах) при будь-якій швидкості переміщення баричних утворень, а також при великій циклонічній або антициклонічній кривизні ($r \geq 500$ км) у випадку, якщо ці баричні утворення переміщуються дуже швидко ($V > 40$ км/год), тобто при нестационарних процесах атмосфери.

Побудова траєкторії повітряної частинки здійснюється різними способами в залежності від характеру синоптичної обстановки. Так, в області низьких рухомих циклонів і антициклонів і на периферії обширних малорухомих циклонів побудову траєкторій рекомендується проводити по

картах АТ-700, вважаючи, що напрям переміщення співпадає з напрямом ізогипс, а швидкість переміщення становить $0,8 \cdot (V_g)_{700}$.

У області малорухомих антициклонів при наявності потужних інверсій, що розповсюджуються від поверхні землі до висоти 1,5-2,0 км, прогноз переміщення повітряної частинки в холодний час року потрібно здійснювати по ізогипсам карт АТ-850. У малоградієнтних баричних полях в холодний період року найкраще виправдовується прогноз переміщення повітряних частинок по полю вітру в приземному шарі, а в теплий період року - по полю вітру на рівні 1,5-2,0 км.

У всіх випадках при побудові прогностичних траєкторій повітряних частинок на 24 години необхідно враховувати зміни в характері висотних і приземних баричних полів за часом, тобто враховувати їх еволюцію. Для цього треба використати як фактичні, так і прогностичні карти.

У цей час використовують три різних методи побудови траєкторій: графічний, чисельний, аналітичний. Причому, перший і другий використовуються звичайно як для діагнозу, так і для прогнозу. Третій метод використовується тільки для прогнозу. В подальшому, зупинимося тільки на графічному способі побудови траєкторії повітряних частинок.

4 ПРОГНОЗ ТЕМПЕРАТУРИ ПОВІТРЯ У ПОВЕРХНІ ЗЕМЛІ І НА ВИСОТАХ

4.1. Схема прогнозу

В основі прогнозу лежить використання рівняння припливу тепла:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\left(U \frac{\partial T}{\partial x} + V \frac{\partial T}{\partial y} \right) - W(\gamma_a - \gamma) + \frac{\varepsilon}{C_p}, \quad (4.1)$$

в якому ліва частина виражає локальну зміну температури в точці прогнозу, перший доданок правої частини - адвективні зміни температури, другий доданок - адіабатичну трансформацію повітряної маси і третій доданок - неадіабатичну трансформацію повітряної маси; ε - приплив тепла за час δt , віднесений до одиниці маси повітря (ε характеризує фазові переходи води).

Адвективні зміни температури визначаються швидкістю перенесення і неоднорідністю поля температури.

При прогнозі температури у поверхні землі основними чинниками, що впливають на локальну зміну температури, є адвективні зміни температури і неадіабатична трансформація повітряних мас.

На висотах більше значення мають горизонтальне перенесення і адіабатичні процеси.

Розглянемо внесок кожного чинника. Адвективна зміна температури знаходиться графічним шляхом (побудовою траєкторій переміщення повітряних частинок). Тоді $\delta T_a \approx T_k - T_n$. T_k і T_n - значення температури в кінцевій і початковій точках траєкторії відповідно.

Адвективні зміни температури особливо значні в нижній половині тропосфери. У верхній тропосфері поле тиску і поле вітру максимально наближається до поля ізотерм, тому кути адвекції з висотою убувають і адвективні зміни температури мінімальні.

У геострофічному наближенні адвективні зміни температури можна обчислити за формулою:

$$\left(\frac{\partial T}{\partial t} \right)'_{\text{адв}} = -\frac{g}{l} H_n T_v \sin \alpha, \quad (4.2)$$

де H_n - горизонтальний градієнт геопотенціалу (густина ізогипс);
 T_v - горизонтальний градієнт температури (густина ізотерм);

α - кут адвекції (кут між додатним напрямом ізогипси і додатним напрямом ізотерми, тобто $\alpha > 0$ - при відхиленні ізотерми ліворуч, $\alpha < 0$ при відхиленні її праворуч).

$\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_{\text{адв}} = 0$, якщо ізотерми паралельні ізогипсам карт абсолютної топографії; $\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_{\text{адв}} > 0$, якщо спостерігається відхилення праворуч, тобто відмічається адвекція тепла; $\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_{\text{адв}} < 0$ при адвекції холоду.

Міждобові адвективні зміни температури можуть досягати 10 і більше градусів (наприклад, при проходженні холодних фронтів).

Якщо поле тиску стаціонарно, тоді адвективні зміни температури можна розраховувати, користуючись методами формальної екстраполяції.

Адіабатичні зміни температури (другий доданок в рівнянні припливу тепла):

$$\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_{\text{адіаб}} = -W(\gamma_a - \gamma) = \frac{1}{g\rho} \tau(\gamma_a - \gamma), \quad (4.3)$$

де $\tau \approx g\rho W$.

Адіабатичні зміни температури визначаються величиною вертикальної складової W або її аналога τ , і залежать від характеру стратифікації атмосфери. При стійкій стратифікації атмосфери $(\gamma_a - \gamma) > 0$ і $\tau < 0$ (висхідні потоки), має місце адіабатичне охолодження повітряних мас. При стійкій стратифікації, але при низхідних вертикальних рухах, має місце адіабатичне нагрівання повітряних мас. При нестійкій стратифікації $(\gamma > \gamma_a)$ мають місце відповідно протилежні умови: $(\gamma_a - \gamma) < 0$ і $\tau < 0$ - адіабатичне нагрівання, $(\gamma_a - \gamma) < 0$ і $\tau > 0$ - адіабатичне охолодження. Прикладом є формування ліній шквалів в низьких широтах. Метеорологи тих місць приймають шквали як холодний фронт, так як $(\gamma_a - \gamma) < 0$, $\tau > 0$, отже $\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_{\text{адіаб}} < 0$. Адіабатичні зміни температури особливо значні в середній тропосфері, оскільки тут τ за рахунок процесів циклогенезу прагне до максимуму на середньому (бездивергентному) рівні.

Спрощення рівняння припливу тепла привело до того, що допустили $\frac{\partial P}{\partial t} = 0$, тобто в існуючих межах не спостерігаються зміни температури повітря. Це справедливо в тих випадках, коли осередки падіння і зростання

тиску малоактивні. При значних перебудовах баричного поля, очевидно, цього робити не можна.

Третій доданок в рівнянні притоки тепла - зміна температури за рахунок неадіабатичного перенесення тепла:

$$\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_{\text{неадіаб}} = \frac{\varepsilon}{C_p}, \quad (4.4)$$

де C_p - питома теплоємність при постійному тиску.

Неадіабатична трансформація максимальна в нижніх шарах атмосфери. З всіх розглянутих чинників визначення даного доданку пов'язане з найбільшими труднощами, так як неадіабатичні потоки тепла залежать від цілого ряду чинників, розрахувати які не завжди можливо. Сюди входять неадіабатичні зміни температури за рахунок турбулентності $\varepsilon_{\text{турб}}$ (залежить від стратифікації атмосфери), перенесення променистої енергії $\varepsilon_{\text{луч}}$ (радіаційні чинники), за рахунок фазових переходів $\varepsilon_{\text{ф}}$ (конденсаційних процесів в атмосфері). Тільки за рахунок фазових переходів температура може змінюватися на 3...5°C.

Складові $\varepsilon_{\text{турб}}$, $\varepsilon_{\text{луч}}$, $\varepsilon_{\text{ф}}$ можна представити у вигляді:

$$\begin{aligned} \varepsilon_{\text{турб}} &= \frac{C_p}{\rho} \left(\frac{\partial}{\partial z} \rho k \frac{\partial T}{\partial z} \right); \\ \varepsilon_n &= \frac{\alpha \rho_n}{\rho} (A + B - 2E); \\ \varepsilon_{\text{ф}} &= -L \frac{dq}{dt}, \end{aligned} \quad (4.5)$$

де α - коефіцієнт поглинання довгохвильової радіації;

L – прихована теплота конденсації.

$$\text{Тоді} \quad \varepsilon = \varepsilon_{\text{турб}} + \varepsilon_{\text{луч}} + \varepsilon_{\text{ф}}. \quad (4.6)$$

Всі ці доданки визначаються в оперативних умовах шляхом використання напівемпіричних залежностей.

Розглянемо розрахунок трансформації в оперативних умовах. На зміну температури повітря в атмосфері великий вплив надає підстилаюча поверхня. Тому в доповнення до рівняння припливу тепла притягується як крайова умова на нижньому кордоні атмосфери рівняння теплового балансу для поверхні землі:

$$R = P_{\tau} + Q + S, \quad (4.7)$$

де R - радіаційний баланс підстилаючої поверхні;
 P_{τ} - турбулентний потік тепла в атмосфері;
 Q - потік тепла в ґрунті;
 S - витрати тепла на випаровування

або

$$R=I(1-\alpha)=E, \quad (4.8)$$

де I - сумарна радіація;
 α - альbedo підстилаючої поверхні;
 E - ефективне випромінювання поверхні землі.

I при безхмарному небі залежить від широти і періоду року, а протягом доби від висоти сонця; α - від типу і стану підстилаючої поверхні (сніг - 0,5...0,9; земля - 0,1...0,4; океан - 0,2); E - при ясному небі визначається температурою і вологістю приземного шара повітря.

У вільній атмосфері трансформація повітряних мас на висотах за рахунок адіабатичних процесів визначається графічно за допомогою аерологічних діаграм. При цьому зміна температури повітряної маси до рівня конденсації приймається рівною сухоадіабатичному градієнту (γ_{ca}), а вище за рівень конденсації - вологоадіабатичному ($\gamma_{ва}$). Після завершення даної операції будується нова крива стратифікації, виправлена на величину $\delta T_{тр}$ за рахунок підйому повітряної маси. При низхідних вертикальних рухах зміна температури повітряних частинок відбувається згідно з сухоадіабатичним законом.

У поверхні землі для розрахунку $\delta T_{тр}$ доводиться користуватися наближеними співвідношеннями:

$$\delta T_{тр}=b\delta T_a+a\delta R, \quad (4.9)$$

де a і b - емпіричні коефіцієнти, що залежать від характеру підстилаючої поверхні і від швидкості вітру. Швидкість вітру по-різному впливає на трансформаційні зміни температури: значна швидкість вітру згладжує трансформаційну поправку, а слабкі швидкості посилюють її. δT_a - адвективна зміна температури, $\delta T_a = T_k - T_n$. Таким чином, трансформаційна поправка знаходиться в прямій залежності від адвективної зміни температури. δR - зміна радіаційного балансу. Як показують розрахунки, величина δR залежить, головним чином, від кількості і форм хмарності, від їх зміни вздовж траєкторії.

У практиці замість δR користуються δN , тобто розраховують індивідуальну зміну кількості хмарності в фіксованому об'ємі.

$$\delta N = N_k - N_n, \quad (4.10)$$

де N_k і N_n - кількість хмарності в кінцевій і початковій точках.

Як відомо, на складові радіаційного балансу впливає хмарність нижнього ярусу.

Для визначення загальної величини N рекомендується використовувати наступне співвідношення:

$$\begin{aligned} N &= N_{CL} + 0,75N_{CM} + 0,25N_{CH}, \\ \text{або} \quad N &= N_{CL} - 0,5(N_O - N_{CL}), \end{aligned} \quad (4.11)$$

де N_{CL} , N_{CM} , N_{CH} – кількість хмар (у балах) відповідно для нижнього, середнього та верхнього ярусів;
 N_O – загальна кількість хмар.

Кількість хмарності по-різному впливає на зміну температури. Хмарність згладжує добовий хід температури в різні сезони. Збільшення хмарності в холодне півріччя приводить до підвищення температури, а в літній період - до пониження температури.

Фазові переходи тепла також визначаються шляхом використання напівемпіричних зв'язків (графічно). Трансформація повітряних мас за рахунок фазових переходів розраховується в тих випадках, коли відмічається трансформаційне пониження температури $|\delta T_{tr}| > (T - T_d)_H$ на початку траєкторії.

У умовах насичення за рахунок виділення тепла при процесах конденсації трансформаційна зміна температури буде уповільненою (відносно сухого повітря). δT_{tr} при конденсаційних процесах визначається графічно.

Процеси конденсації змінюють δT_{tr} на величину $\delta T_{конд}$, яка завжди додатна і повинна відніматися від δT_{tr} , оскільки конденсація можлива, якщо $\delta T_{tr} < 0$.

Якщо при переміщенні частинки повітря з точки В в точку А станеться конденсація водяної пари, то виділення прихованої теплоти паротворення зменшить δT_{tr} на величину $\delta T_{конд}$. За допомогою графіка можна обчислити виправлене значення $\delta T'_{tr}$ з урахуванням конденсації.

Цей же графік служить для обчислення зміни питомої вологості в зв'язку з процесом конденсації. Наприклад, якщо $(T_d)_B = +15^\circ\text{C}$, $\delta T_{tr} = -10^\circ\text{C}$, то при повному насиченні, коли $(T - T_d)_B = 0$, знайдемо, з урахуванням конденсації, $\delta T'_{tr} = -4^\circ\text{C}$ (в точці перетину вертикалі $T_d = 15^\circ\text{C}$ і горизонталі $\delta T_{tr} = -10^\circ\text{C}$).

Очевидно, що $\delta T_{конд} = \delta T'_{tr} - \delta T_{tr} = -4 - (-10) = 6^\circ\text{C}$.

Якщо дефіцит точки роси $T_d \neq 0$, тобто $(T - T_d)_B = \Delta_B$, то замість δT_{tr} на вертикальній шкалі знаходимо величину $\delta T_{tr} + \Delta_B$ і відлік проводимо, як в

попередньому випадку. При $(T_d)_B = 15^\circ\text{C}$ і $T_B = 18^\circ\text{C}$, тобто при $(T - T_d)_B = 3^\circ\text{C}$, отримаємо $\delta T_{\text{тр}} + \Delta_B = -10 + 3 = -7^\circ\text{C}$, а по графіку значенню $\delta T_{\text{тр}} = -7^\circ\text{C}$ при $(T_d)_B = 15^\circ\text{C}$ відповідають $\delta T'_{\text{тр}} = -2,9^\circ\text{C}$, $\delta q = 2,2$ г/кг. У цьому випадку $\delta T_{\text{конд}} = \delta T'_{\text{тр}} - \delta T_{\text{тр}} = -2,9 - (-7) = 4,1^\circ\text{C}$.

Остаточну трансформаційну поправку можна представити як:

$$\delta T_{\text{тр}} = (\delta T_{\text{тр}})_1 + (\delta T_{\text{тр}})_2 + \delta T_{\text{конд}}, \quad (4.12)$$

де 1 - вплив вітру, 2 - вплив хмарності.

Таким чином, загальний вигляд формул при прогнозі температури у поверхні землі буде таким:

$$T_{\text{буд}} = T_a + \delta T_{\text{тр}} + \delta T_{\text{сх}},$$

або

$$T_{\text{буд}} = T_\phi + \delta T_{\text{адв}} + \delta T_{\text{тр}} + \delta T_{\text{сх}}, \quad (4.13)$$

де T_a - адвективна зміна температури повітря;

$\delta T_{\text{тр}}$ і $\delta T_{\text{сх}}$ – поправки на трансформацію і добовий хід відповідно.

Трансформаційна поправка на висотах вводиться за допомогою нижченаведеного графіка для холодного періоду року на висотах до 3 км, тобто на рівнях 925, 850 і 700 гПа. Поправка знаходиться емпіричним шляхом, залежить, головним чином, від адвективної різниці температури, і визначається по графіку (рис. 4.1).

При адвекції тепла трансформаційні поправки більш значні, ніж при адвекції холоду. При адвекції тепла більше за 12°C і адвекції холоду більш або рівної 8°C , зміна трансформаційної поправки не відмічається. Тобто $T_{\text{тр}}$ визначається в залежності від адвекції температури повітря.

У тепле півріччя трансформаційна поправка невелика, і $\Delta T_{\text{тр},\tau} = \Delta T_{\text{тр}} + \Delta T_\tau$ на поверхнях 850, 700 і 500 гПа завчасністю 12, 24 і 36 годин розраховується по емпіричних формулах:

$$\begin{aligned} (\Delta T_{\text{тр},\tau})_{12} &= -0,32(\Delta T_a) \pm 0,4, \\ (\Delta T_{\text{тр},\tau})_{24} &= -0,44(\Delta T_a) \\ (\Delta T_{\text{тр},\tau})_{36} &= -0,54(\Delta T_a) \pm 0,4. \end{aligned} \quad (4.14)$$

де $\Delta T_a = T_n - T_k$.

Останній доданок береться зі знаком плюс при розрахунку за даними в строк спостережень 03 години і зі знаком мінус при використанні матеріалів за 15 годин.

Прогноз температури на висотах в літній період, за винятком введення поправок на трансформаційні зміни, проводиться також як і в холодний період.

Таким чином виконується розрахунок власне температури повітря на висотах, якщо не ставити задачу визначення опадів будь-якого виду.

4.2. Прогноз добового ходу температури

Задача прогнозу добового ходу температури дуже складна, хоч можна теоретично його розрахувати (з урахуванням широти і т.д.), але при цьому не враховуються вітровий режим, зміни хмарності, місцеві умови і трансформація повітряних мас за рахунок зовнішніх умов, турбулентних потоків тепла, стратифікації і т.д.

У оперативній практиці рекомендується проводити урахування добового ходу температури при різному стані неба (хмарність), з урахуванням висоти хмарності, причому застосовуються графіки, побудовані по різних емпіричних залежностях. Звичайно ці графіки відпрацьовуються в діагнозі, а потім переводяться на прогноз.

Такі графіки можуть бути уточнені шляхом введення деяких умов (вітер, стан підстилаючої поверхні і т.д.). Їх оцінка дає високий результат. Зокрема, при завчасності прогнозу 12 час справджуванність цих зв'язків для Москви становить 98% на найближчу ніч і 99% на поточний день, а в добовому прогнозі - 90%.

При розрахунку добового ходу необхідно передбачати можливість утворення туману в пункті прогнозу. При тумані добовий хід температури згладжений, а T_{\min} на 1-2°C може бути нижче за температуру туманоутворення (температури точки роси в момент утворення туману).

Значний вплив на добовий хід температури надають випадючі опади. У теплий період року температура на станції, де випадають опади, може бути на 5-10°C нижче, ніж температура там, де опади не випадають.

Великий вплив на добовий хід температури має швидкість вітру і місцеположення пункту. На станціях, розташованих на піднесених формах рельєфу, добовий хід температури більш згладжений. На станціях, що знаходяться в улоговинах та інших формах зниженого рельєфу, добовий хід температури максимальний. Наприклад, в гірських улоговинах T_{\min} нижче, ніж на височинах на 20-30°C. Навіть в умовах Московської області, де нерівності місцевості невеликі, вночі (взимку) при ясній погоді в знижених місцях температура нижче на 10-12°C, чим на височинах. Великий вплив на добовий хід температури надає теплопровідність ґрунту. Це приводить до неоднорідного розподілу мінімальної температури (особливо пізньою осінню і на початку весни), викликаного впливом рельєфу. Неоднорідність максимальна над ґрунтом, місцями покритим снігом. Основною причиною цього є різка зміна альbedo - від 5% (волога

поверхня чорної пари) до 70-90% (сніжне покривало). Згладжений добовий хід також над морем. При малохмарній погоді добова амплітуда температури не перевищує 1-2°C над великими озерами і водоймищами. Вона зменшується в порівнянні з її значенням над сушею пропорційно розмірам і глибині водоймища.

4.3. Використання даних радіозондування для прогнозу максимальної температури

Максимальну температуру прогнозувати за аерологічними даними можна як в тепле, так і в холодне півріччя (спочатку запропоноване Н.І. Бельським).

У тепле півріччя в нижній тропосфері зміна температури з висотою близька до сухоадіабатичної ($\gamma \rightarrow \gamma_{ca}$). У холодний період року фактичний розподіл температури близький до вологоадіабатичного ($\gamma_{ва}$). Таким чином, прогноз максимальної температури заснований на визначенні висоти, до якої розповсюджуються ці умови. Для цього в діагнозі в різні місяці визначається висота поширення вологоадіабатичного $\gamma_{ва}$ і сухоадіабатичного градієнта γ_{ca} .

Таблиця 4.1 - Висота розповсюдження сухоадіабатичного градієнта

Місяці	Н, км перша половина місяця	Н, км друга половина місяця
Березень	0,7	1,0
Квітень	1,0	1,5
Травень	1,5	2,0
Червень	2,0	2,5
Липень	2,5	2,0
Серпень	2,0	1,5
Вересень	1,5	1,0
Жовтень	1,0	0,7

При прогнозі максимальної температури (T_{max}) у разі внутрішньомасового процесу використовується фактична крива стратифікації за ранкові години, а при адвективних змінах температури будують майбутню криву стратифікації з урахуванням цих змін.

Для даного місяця за допомогою таблиці або графіка визначається висота поширення γ_{ca} . Потім з потрібної висоти опускаємося з кривий стратифікації вздовж сухої адіабати до майбутнього значення тиску (P) у поверхні землі, де знаходимо значення максимальної температури.

Якщо в літній період на невеликих висотах є інверсійні або ізотермічні шари, причому відмічається збільшення температури $\geq 2-3^{\circ}\text{C}$, в цьому випадку суху адіабату рекомендується проводити не від висоти поширення $\gamma_{\text{са}}$, а від нижнього кордону інверсійного шара.

Цілком задовільні результати прогнозу T_{max} вказаним способом виходять при хмарності нижнього і середнього ярусів не більше за 6 балів. При значній хмарності і особливо при випаданні осадків в першу половину дня значення T_{max} буде нижче (іноді більш ніж на 5°C) в порівнянні з результатами розрахунку.

Слід враховувати, що на величину T_{max} впливає рельєф місцевості. В улоговинах T_{max} влітку вище, ніж на вершині горба, в зв'язку з ослабленням перемішування повітря в улоговині. На побережжі морів і озер значення T_{max} може бути змінене бризом, а в горах - феном.

4.4. Прогноз підвищення температури з використанням термічного еквівалента Γ_d вертикального зсуву вектора вітру

При наявності приземної інверсії в шарі 0-300 м, коли вітер з висотою швидко посилюється, а також при безвітряній похмурій погоді розглянуті вище прийоми прогнозу T_{max} непридатні. У цьому випадку необхідно враховувати вплив динамічної турбулентності.

Зміна температури при відсутності адвекції в похмуру погоду пояснюється турбулентним перемішуванням, яке тим більше, ніж більше зсув вітру по вертикалі.

При ясній погоді турбулентне перемішування також відбивається на добовому ході температури, спричиняючи, наприклад, підвищення температури зимою вночі.

Чисельно очікуване підвищення температури дорівнює Γ_d (рис. 4.2). Однак слід пом'ятати, що прогноз цим способом не може бути даний з великою завчасністю, так як $\frac{\Delta V}{\Delta z}$ швидко міняється. Отже,

$$T_{\text{max}} = T_{\text{ф}} + \Gamma_d. \quad (4.15)$$

У холодний період року (з 2-й половини жовтня і до 1-й половини березня) в середньому $h_{\gamma_{\text{са}}} \approx 400$ м. Тому прогноз T_{max} складається аналогічним способом, тільки для цього з $h=400$ м необхідно опуститися до значення тиску у землі по вологій адіабаті. Справджуванність цього методу для холодного періоду - 93%. При наявності потужних інверсійних шарів в приземному шарі в холодний період року даний метод непридатний, так як приземна інверсія в середині дня зберігається. Справджуванність розглянутого методу із завчасністю прогнозу

температури повітря на 12 годин з врахуванням адвекції для теплового періоду становить 99%.

4.5. Прогноз мінімальної температури

$$T_{\min} = T_a + \delta T_{\text{тр}} + \delta T_{\text{сх}};$$

$$T_{\max} = T_{\min} + A_N;$$

$A_N = kA_0$ - амплітуда при хмарному небі;

$$k=0,38 \quad (8-10 \text{ баллов})$$

$$k=0,65 \quad (6-7 \text{ баллов})$$

$$k=1 \quad (0 \text{ баллов})$$

$$A_N = A_0(1 - 0,008N^2).$$

Метод М.Е. Берлянда

Для прогнозу T_{\min} необхідні вихідні дані:

- а) T_0 - температура в вихідний строк, e_0 - вологість повітря і стан поверхні ґрунту - у вечірній строк спостережень;
- б) прогноз хмарності і вітру на період Δt від початкового моменту часу t_0 до сходу Сонця $t_{\text{восх}}$.

Визначають ΔT як різницю температур у вихідний строк і в момент сходу: $\Delta T = T_0 - T_{\text{восх}}$. Далі слідує:

- 1) по таблицях визначається ефективне випромінювання E_0 [кВт/м²] по значеннях e_0 і T_0 ;
- 2) по астрономічних таблицях визначається $t_{\text{восх}}$ і знаходиться $\Delta t = t_{\text{восх}} - t_0$;
- 3) з використанням прогностичної хмарності визначають приведену кількість хмарності в частках одиниці:

$$N = 1 - (0,8N_H + 0,6N_C + 0,2N_B) \cdot (N_H + N_C + N_B);$$

- 4) визначають ефективне випромінювання при даній приведеній кількості хмарності

$$E = E_0 \cdot N;$$

- 5) по номограмі (в залежності від E) визначають ΔT :

- 6) $T_{\text{восх}} = T_0 - \Delta T$.

Метод А.С. Зверева

Для прогнозу T_{\min} необхідні початкові дані:

- а) T_0 і T_{d_0} температура повітря і температура точки роси в вихідний строк (13 або 19 годин);

б) очікувані на ніч кількість хмарності (з урахуванням ярусу) і швидкість вітру.

По значенню $T - T_d$ з урахуванням швидкості вітру по номограмі знаходимо ΔT , до якого вводиться поправка на хмарність m .

Отже, $T_{\min} = T_0 - m \cdot \Delta T$.

В окремих випадках для прогноза T_{\min} використовуються прості емпіричні формули. При температурі повітря в початковий термін -15°C і нижче, коли точно очікується ясна погода і слабкий вітер, формули для розрахунку T_{\min} :

$$T_{\min} = T_{13} - \frac{1}{2}(T_{13} - T_{d_{13}}) - 8,$$

$$T_{\min} = T_{19} - \frac{1}{2}(T_{19} - T_{d_{19}}) - 6.$$

При температурі повітря більше за -15°C в вихідний строк:

$$T_{\min} = T_{13} - \frac{1}{2}(T_{13} - T_{d_{13}}) - 6,$$

$$T_{\min} = T_{19} - \frac{1}{2}(T_{19} - T_{d_{19}}) - 4.$$

4.6. Прогноз заморозків

У центральних областях ЕТР весняні заморозки можливі до половини червня, а осінні починаються у другій половині вересня. В умовах Одеси максимально пізній заморозок спостерігався 16 травня.

Заморозки - це короткочасне пониження температури до 0°C і нижче на загальному фоні додатних температур. За умовами виникнення заморозки поділяються на радіаційні (за рахунок нічного охолодження підстилаючої поверхні і прилеглого до неї шара атмосфери, звичайно спостерігаються через 2-3 доби після вторгнення холодної повітряної маси частіше в нічні години); адвективні (пониження температури, яке спостерігається одночасно з вторгненням холодної повітряної маси в будь-який час доби); адвективно-радіаційні (спостерігаються в першу і другу ніч після вторгнення холодної повітряної маси).

Випромінюванню підстилаючої поверхні сприяють: стан неба (максимальні умови для ефективного випромінювання при малохмарній погоді), вітровий режим (радіаційні і адвективно-радіаційні заморозки спостерігаються при штильовій погоді), вологовміст повітряної маси і стан підстилаючої поверхні. Якщо підстилаюча поверхня зволожена, а

$(T_d)_{21}^h > 0^\circ\text{C}$, то заморозки, як правило, відсутні. Якщо $(T_d)_{21}^h \leq 0^\circ\text{C}$, потрібно очікувати радіаційний або адвективно-радіаційний заморозки. Якщо $(T_d)_{21}^h < 2^\circ\text{C}$, то заморозки можливі при малохмарній погоді. Якщо $(T_d)_{21}^h > 2^\circ\text{C}$, то заморозки відсутні. Імовірність заморозків зростає при формуванні приземної інверсії. Якщо спостерігається інверсійний розподіл вологості, це знижує імовірність заморозку. Якщо ґрунт сирий, а $T_d > 0^\circ\text{C}$, то спостерігається формування туману, а імовірність заморозку зменшується.

Заморозки на Україні

Заморозки - це пониження температури повітря або поверхні ґрунту до 0°C і нижче після стійкого переходу середньодобової температури повітря через $+5^\circ\text{C}$.

Заморозки на початку весни і пізньою осінню на території України спостерігаються щорічно і не приносять значної шкоди народному господарству, якщо вони нетривалі. Більш небезпечні пізні весняні і ранні осінні заморозки, які настають після тривалих безморозних періодів. У більшості випадків такі заморозки бувають адвективно-радіаційними.

Складені карти дат заморозків.

Висотне баричне поле під час пізніх весняних і ранніх осінніх заморозків має добре виражену меридіональність, зумовлену стаціонаванням над Західною Європою потужного гребеня високого тиску, а над ЕТР глибокої улоговини.

Спостерігаються три різновиди такого процесу:

- 1) приземний антициклон формується над північчю Скандинавії, по східній периферії антициклону на ЕТС розповсюджується холодне повітря з Баренцева або Карського морів;
- 2) антициклон формується над півднем Карського моря або Таймирським півостровом, холодне повітря на ЕТС розповсюджується з Карського моря або Таймирського півострова;
- 3) антициклон формується над Норвезьким морем, холодне повітря в його систему втягується з Гренландського моря і півночі Баренцева.

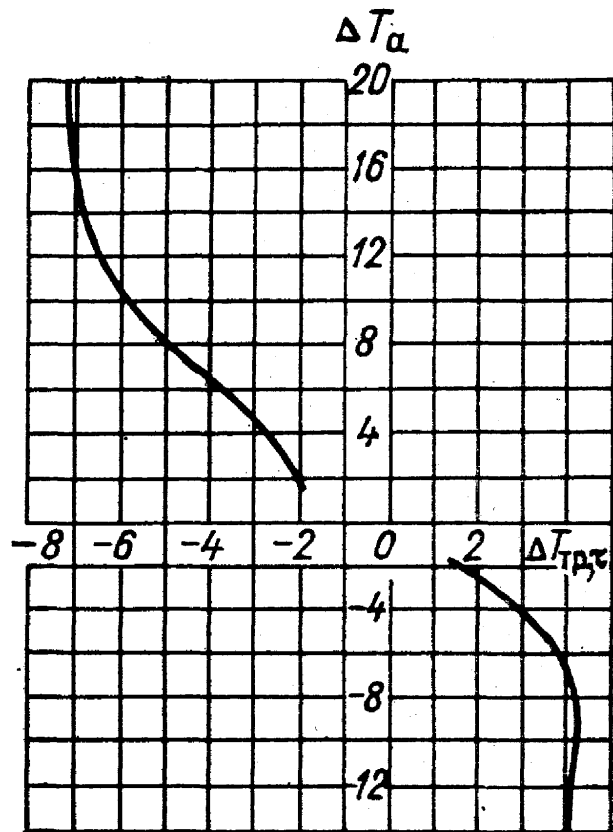


Рис. 4.1 - Графік для розрахунку $\Delta T_{tr,\tau}$ на ізобаричних поверхнях 850, 700, 500 гПа в холодне півріччя.

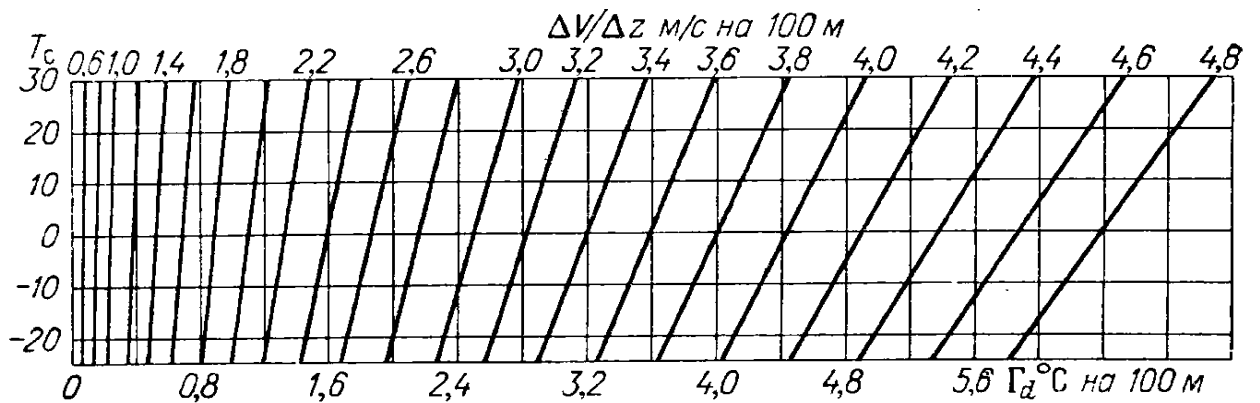


Рис. 4.2 – Діаграма для обчислення Γ_d .

5 ПРОГНОЗ ВОЛОГОСТІ

5.1. Загальна схема прогнозу

Поле вологості є складним дискретним полем, особливо у земної поверхні. Це пояснюється великою мінливістю вологості за рахунок різноманітних чинників (зміна температурного режиму, випаровування, конденсація і т.д.)

Прогноз вологості необхідний при прогнозі туману, хмарності, опадів (облогових і зливових).

Прогноз вологості утруднений через крайню неоднорідність поля вологості і його малу дослідженість.

Як відомо, вологість повітря описується різними характеристиками. В синоптичній практиці частіше за все користуються точкою роси (T_d , °C) і її дефіцитом (D , °C), відносною вологістю (f , %) і масовою часткою водяної пари (q , %).

При визначенні змін вологості повітря в атмосфері основним є рівняння перенесення вологи. Для ненасиченого водяною парою повітря рівняння перенесення для T_d і D з урахуванням головних чинників мають вигляд:

$$\frac{\partial T_d}{\partial t} = -\left(U \frac{\partial T_d}{\partial x} + V \frac{\partial T_d}{\partial y} \right) - W(\gamma_{a_{T_d}} - \gamma_{T_d}) + \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial T_d}{\partial z}, \quad (5.1)$$

$$\frac{\partial D}{\partial t} = -\left(U \frac{\partial D}{\partial x} + V \frac{\partial D}{\partial y} \right) - W(\gamma_{a_D} - \gamma_D) + \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial D}{\partial z}, \quad (5.2)$$

де U , V - горизонтальні складові швидкості вітру,

W - вертикальна складова;

$\gamma_{a_{T_d}}$, γ_{T_d} , γ_{a_D} , γ_D - відповідно адіабатичний і фактичний вертикальні градієнти T_d і D ; k - коефіцієнт турбулентності.

Для приземного шару атмосфери члени, що залежать від W , зневажно малі, тобто локальні зміни точки роси і її дефіциту в ненасиченому повітрі в приземному шарі атмосфери відбуваються в основному внаслідок горизонтального перенесення водяної пари (перші доданки правих частин рівняння) і турбулентного вологообміну з підстилаючою поверхнею (третьою доданок). Останній обумовлює добовий хід приземної вологості повітря і грає основну роль в трансформаційній зміні вологості повітря в приземному шарі атмосфери.

Аналогічно з прогнозом температури повітря, формулу для прогнозу T_d і D можна записати в наступній схематичній формі:

$$(T_d)_{\text{буд}} = (T_d)_a + (\delta T_d)_{\text{тр}} + (\delta T_d)_{\text{сх}}, \quad (5.3)$$

$$(D)_{\text{буд}} = (D)_a + (\delta D)_{\text{тр}} + (\delta D)_{\text{сх}}. \quad (5.4)$$

Адвективні зміни вологості при сприятливих умовах можуть досягати декілька градусів Цельсія за добу (для q декілька ‰ за добу).

Адвективна зміна T_d і D зумовлена горизонтальним перенесенням водяної пари. Якщо вісь X направлена у напрямі повітряного потоку (тоді $U > 0$ і $V > 0$), то при адвекції більш вологого повітря $-U \frac{\partial T_d}{\partial x} > 0$, отже,

$\frac{\partial T_d}{\partial t} > 0$, тобто значення T_d в будь-якому конкретному пункті згодом

зростає; навпаки, при адвекції менш вологого повітря $-U \frac{\partial T_d}{\partial x} < 0$ і $\frac{\partial T_d}{\partial t} < 0$.

Під впливом адвекції відбувається збільшення дефіциту точки роси $\frac{\partial D}{\partial t} > 0$,

якщо повітря переноситься з області з високими значеннями D в область з відносно низьким дефіцитом (адвекція менш вологого повітря), а при адвекції більш вологого повітря відбувається зменшення дефіциту точки

роси, тобто $\frac{\partial D}{\partial t} < 0$.

Для розрахунку адвективних змін вологості повітря за деякий проміжок часу Δt використовуються приземні синоптичні карти і карти відповідних рівнів. Основним етапом розрахунку є побудова траєкторії руху повітряної частинки, що перемістилася до моменту часу $t + \Delta t$ в точку прогнозу. Побудова траєкторії руху повітряної частинки робиться розглянутими вище методами (див. прогноз температури повітря). У початкових точках траєкторії на початкових картах погоди знаходяться $(T_d)_{\text{адв}}$ або $(D)_{\text{адв}}$.

Значно важче розрахувати трансформаційні зміни вологості і зробити облік її добового ходу.

5.2. Трансформаційні зміни вологості повітря

У змінах вологовмісту в приземному шарі істотну роль грає вертикальний вологообмін з підстилаючою поверхнею, який визначається вертикальним градієнтом і коефіцієнтом турбулентності.

Трансформаційні зміни приземної вологості повітря залежать головним чином від міри зволоженості підстилаючої поверхні вздовж траєкторії перенесення повітря і, як вже відмічено, інтенсивності турбулентного вологообміну. У свою чергу інтенсивність турбулентного

обміну в приземному шарі атмосфери зростає з посиленням вітру і збільшенням нестійкості температурної стратифікації. Остання обставина приводить до посилення вертикального перемішування повітря, що сприяє збільшенню товщини шара, в якому відбувається вологообмін між підстилаючою поверхнею і атмосферою і до відповідної зміни вологості повітря у поверхні землі.

У теплий період року над континентами спостерігається переважання турбулентного обміну в денний час, оскільки ця частина доби характеризується великим вертикальним температурним градієнтом і, отже, напрямом потоків вологи від земної поверхні вгору. Однак в конкретних умовах може спостерігатися інверсійний розподіл вологості, наприклад за рахунок нерівномірної її адвективної зміни по висоті. У таких випадках потік водяних парів направлений зверху вниз. Ці обставини мають істотне значення при утворенні хмарності і туманів.

Над океанами і покритою снігом земною поверхнею добовий хід турбулентного обміну ослаблений.

У основі введення трансформаційних поправок до характеристик вологості переважають емпіричні залежності (так як кількісно оцінити перерозподіл вологи в приземному шарі поки важко), які зводяться до наступного.

У теплий час року трансформаційна зміна вологості внаслідок випаровування з поверхні ґрунту при переміщенні ненасиченого водяною парою повітря залежить від міри зволоження підстилаючої поверхні. Про міру зволоження ґрунту можна судити на основі запасу вологи в ній, що вимірюються інструментально або візуально. Інструментальні вимірювання (в мм) проводяться один раз в декаду, візуальні (в балах) в 07 і 19 годин щодня.

1. При переміщенні повітря над сухим ґрунтом $(\delta T_d)_{тр} = 0^\circ\text{C}$, і при прогнозі вологості в цьому випадку досить обмежитися адвекцією.

2. У разі переміщення повітря над однорідно зволоженою підстилаючою поверхнею і при очікуваному підвищенні температури повітря залежність між $(\delta q)_{тр}$ і $(\delta T)_{тр}$ може бути отримана з вираження:

$$(\delta q)_{тр} \approx 0,07q_0(\delta T)_{тр}, \quad (5.5)$$

де q_0 - масова частка водяної пари на початку траєкторії;

$(\delta q)_{тр}$, $(\delta T)_{тр}$ - трансформаційні зміни q і T , відповідно.

Примітка. Оскільки різні характеристики вологості повітря функціонально пов'язані між собою, то, знаючи T і T_d , можемо за допомогою таблиць або аерологічної діаграми визначити величину q , відносну і абсолютну вологість. Тому будемо розглядати лише прогноз T_d або q .

Вираження (5) отримане внаслідок спільного рішення системи рівнянь перенесення для температури і масової частки водяної пари (питомої вологості) в приземному шарі атмосфери.

Перехід від $(\delta q)_{\text{тр}}$ (у ‰) до $(\delta T)_{\text{тр}}$ можна здійснити за допомогою графіка.

3. При переміщенні з сухого ґрунту на розмоклу або сиру поверхню, вологість повітря збільшується. При цьому у випадках, коли адвективне значення $D_a < 4^\circ\text{C}$, трансформаційний приріст T_d складе $\approx 2^\circ\text{C}$, при $4^\circ\text{C} < D_a \leq 8^\circ\text{C}$ значення $(\delta T_d)_{\text{тр}} \approx 4^\circ\text{C}$, при $8^\circ\text{C} < D_a \leq 12^\circ\text{C}$ значення $(\delta T_d)_{\text{тр}} \approx 5^\circ\text{C}$; при значення $12^\circ\text{C} < D_a \leq 20^\circ\text{C}$ значення $(\delta T_d)_{\text{тр}} \approx 8^\circ\text{C}$.

Цими залежностями можна користуватися і у разі переміщення повітря з сухого ґрунту на вологий, зменшивши значення $(\delta T_d)_{\text{тр}}$ на 2°C .

Для розрахунку приросту масової частки водяної пари (в середньому при вище приведеному стані поверхні ґрунту) застосовуються залежності:

$$\begin{aligned}(\delta q_{\text{тр}})_{\text{сир}} &= 1,5\text{‰}, \\ (\delta q_{\text{тр}})_{\text{разм}} &= 2,5\text{‰}.\end{aligned}$$

Величина $(\delta q_{\text{тр}})$ за добу може визначатися по графіку.

При переміщенні частинки повітря з сухого ґрунту на вологу, застосовують цей же графік, але результат зменшують на 1‰.

4. У разі переміщення повітря з вологого або розмоклого ґрунту на суху підстеляючу поверхню, T_d в поступаючому повітрі буде знижуватися в середньому на $1,5^\circ\text{C}$, тобто $(\delta T_d)_{\text{тр}} \approx 1,5^\circ\text{C}$ за добу.

Правила 1-4 справедливі в основному для теплого періоду року.

5. У повітрі, насиченому водяною парою, тобто $(T - T_d) = 0$, трансформаційні зміни T_d рівні трансформаційним змінам T : $(\delta T_d)_{\text{тр}} = (\delta T)_{\text{тр}}$. Наприклад, якщо очікується дощ ($D = 0$) і одночасно трансформаційне пониження або зростання температури на $5\text{--}6^\circ\text{C}$, то для цього інтервалу часу потрібно чекати таку ж зміну T_d , тобто $(\delta T_d)_{\text{тр}} = 5\text{--}6^\circ\text{C}$.

Це правило застосовне в будь-яку пору року.

6. У холодну половину року $(\delta T_d)_{\text{тр}} = (\delta T)_{\text{тр}}$ і при дефіциті, відмінному від нуля.

Однак якщо $(\delta T)_{\text{тр}}$ по абсолютній величині виявиться більше D , то значення T_d приймається рівним значенню температури повітря T з урахуванням поправки на трансформацію. Це правило застосовно як для поверхні землі, так і для рівнів 850 і 700 гПа.

В інших випадках, оскільки даних про трансформаційні зміни вологості на висотах немає, при прогнозі T_d на стандартних рівнях атмосфери потрібно користуватися її адвективними значеннями.

При відсутності опадів зміна вологості, зумовлена трансформацією, також визначається шляхом оцінки трансформаційних змін (T), яке розраховують по формулі:

$$\delta(T-T_d)_{\text{тр}} = k[(T-T_d)_0 - (T-T_d)_a], \quad (5.6)$$

де k - коефіцієнт, що залежить від стану підстилаючої поверхні.

Коли поверхня повністю покрита снігом, вважають $k=0,2$, коли поверхня вільна від снігу, $k=0,5$, коли частинка повітря переміщається з відкритого ґрунту на сніжне покривало або навпаки, $k=0,8$.

Якщо очікується конденсація, то потрібно врахувати цей процес (див. графік для розрахунку $\delta T_{\text{конд}}$ в розділі «Прогноз температури»).

Зміна дефіциту точки роси за рахунок добового ходу обчислюється по формулі:

$$\delta(T-T_d)_{\text{сх}} = -\delta(T-T_d)_0 - \delta(T-T_d)_k, \quad (5.7)$$

де $\delta(T-T_d)_0$ і $\delta(T-T_d)_k$ - відхилення від дефіциту T_d , зняті з графіка для початкового і кінцевого моментів часу.

Якщо в пункті прогнозу очікується випадання опадів, то прогнозується дефіцит T_d з урахуванням характеру осадків (значення $(T-T_d)$, що прогнозується знаходять по таблиці. Вони змінюються від 2,0 до 0,5 в залежності від характеристики і інтенсивності очікуваних опадів і характеристики підстилаючої поверхні).

Якщо очікуються короточасні опади, то $(T-T_d)$ визначається по формулі:

$$T-T_d = (T-T_d)_a - \delta(T-T_d)_R, \quad (5.8)$$

де $\delta(T-T_d)_R$ знаходять по таблиці.

Добовий хід дефіциту точки роси не враховується при суцільній хмарності.

Розрахунок приземної вологості повітря з урахуванням її добового ходу

$$(T_d)_б = (T_d)_a + (\delta T_d)_{\text{тр}} + (\delta T_d)_{\text{сх}}. \quad (5.9)$$

Як вихідну метеорологічну інформацію використовують карти погоди за 3 год мск поточної доби. Розрахунок прогностичних значень T_d проводиться в наступній послідовності.

1. По вихідній синоптичній карті за 3 години і прогностичним картам відповідної завчасності будується прогностична траєкторія повітряної частинки із завчасністю 12, 24 або 36 годин, і знаходяться адвективні значення $(T_d)_{a12}$, $(T_d)_{a24}$, $(T_d)_{a36}$.

2. Прогноз T_d із завчасністю 24 години здійснюється по формулі (5.3) без урахування добового ходу; в залежності від міри зволоженості підстилаючої поверхні (за розглянутими вище правилами і емпіричними графіками).

Прогноз T_d із завчасністю 12 і 36 годин проводиться по формулі (5.3), причому ΔT_d визначається по графіках добового ходу T_d як різниця між екстремальним відхиленням значення T_d в денні години від її значення в початковий термін.

У таблиці 12.2.1 Керівництва по КПП ч.1 приведені для ряду пунктів СНД дані про середні відхилення T_d від її значень в 19 годину для теплого півріччя по типах добового ходу T_d .

Тип 1 має два максимуми (вранці і увечері) і два мінімуми (вночі і вдень). Тип 2 характеризується одним максимумом вдень і одним мінімумом вночі.

Тип 1 частіше за все зустрічається над сухою підстилаючою поверхнею і при малохмарній погоді (0-4 бали. При типі 2 переважає волога підстилаюча поверхня і хмарна погода (5-7 балів), часто із зливовими опадами.

Отже, спочатку визначається стан ґрунту, потім тип добового ходу T_d і визначається ΔT_d поточної і наступної доби.

Даний спосіб прогнозу отримав застосування в синоптичній практиці, але вельми обмежене, оскільки емпіричні дані про добовий хід T_d розраховані тільки для теплого півріччя і для декількох пунктів території СНД (Чита, Москва, Свердловськ, Вільнюс, Красноярськ).

Формула (5.3) має той недолік, що вона не враховує реальних фізичних особливостей зміни вологості повітря в приземному шарі атмосфери. Зокрема, при введенні поправки, що залежить від добового ходу T_d , допускається, що її значення не залежить від швидкості переміщення повітряних мас. У наступному параграфі вказуються шляхи до усунення цього недоліку.

Дуже ретельно проведений аналіз добової зміни T_d у поверхні землі для Новосибірська. Порівняння кривих добового ходу точки роси між собою дозволило виділити 3 типу і декілька підтипів.

1 тип – мінімум вдень (коли хід T_d зворотний ходу T);

2 тип – максимум вдень (хід T_d повторює хід T);

3 тип – зміна T_d в протягом доби на $\pm 1^\circ\text{C}$.

У теплий період найбільшу повторюваність має тип 1 (тут виділене 5 підтипів, що розрізняються між собою кількістю мінімумів і максимумів, часом їх настання і відхиленнями від вихідних значень в 03 години).

Кожному типу кривої (всі графіки побудовані) відповідає певний стан атмосфери, підстильної поверхні і погодних умов. Так, 1-й тип кривій частіше спостерігається при антициклонічному полі, 2-й і 3-й типи - при циклонічному. 1-й тип характеризується невеликою хмарністю, сухим станом ґрунту, середнім дефіцитом T_d в пограничному шарі не менше за 10°C , наявністю γ_{ca} в травні-вересні при середній висоті (\bar{H}) поширення його 1,2-1,4 км. 2-й тип звичайно відмічається при $D \approx 5^\circ\text{C}$ і $\bar{H}_{\gamma_{ca}} = 0,7 \dots 0,8$ км. 3-й тип характеризується похмурою погодою, $D \leq 5^\circ\text{C}$, $\bar{H}_{\gamma_{ca}} \sim 0,6 \dots 0,9$ км.

5.3. Розрахунок приземної вологості повітря з використанням кліматичних середньомісячних карт амплітуд точки роси або дефіциту точки роси

Розрахунок T_d і D , заснований на застосуванні рівняння перенесення вологи, із завчасністю 12, 24 і 36 годин для вологої підстилаючої поверхні (тип II добового ходу) проводиться по формулах:

$$\begin{aligned} (T_d)_{12} &= (T_d)_a + k_1(T_{dk} - T_{da}) \pm (a_N A_{T_d})_I, \\ D_{12} &= D_a + k_2(D_k - D_a) \pm (a_N A_D)_I, \end{aligned} \quad (5.10)$$

$$\begin{aligned} (T_d)_{24} &= (T_d)_a + k_1(T_{dk} - T_{da}) \mp (a_N A_{T_d})_I \pm (a_N A_{T_d})_{II}, \\ D_{24} &= D_a + k_2(D_k - D_a) \mp (a_N A_D)_I \pm (a_N A_D)_{II} \end{aligned} \quad (5.11)$$

$$\begin{aligned} (T_d)_{36} &= (T_d)_a + k_1(T_{dk} - T_{da}) \pm (a_N A_{T_d})_I \mp (a_N A_{T_d})_{II} \pm (a_N A_{T_d})_{III}, \\ D_{36} &= D_a + k_2(D_k - D_a) \pm (a_N A_D)_I \mp (a_N A_D)_{II} \pm (a_N A_D)_{III} \end{aligned} \quad (5.12)$$

У формулах (5.10-5.12) верхні знаки (+ або -) беруться при прогнозі на 15 годину, а нижні - при прогнозі на 3 годину; $k_1=0,1$, $k_2=0,2$ - коефіцієнти, отримані емпірично. $(T_d)_{12, 24, 36}$ і $(D)_{12, 24, 36}$ - прогностичні (діагностичні) значення T_d і D із завчасністю 12, 24, 36 годин; $(T_d)_a$ и $(D)_a$ - адвективні значення T_d і D в початкових точках траєкторій, $(T_d)_k$ и $(D)_k$ - значення T_d і D в вихідний термін спостережень в кінцевих точках траєкторій; $(A_{T_d})_{I, II, III}$, $(A_D)_{I, II, III}$ - кліматичні значення середньомісячної амплітуди T_d і D в середніх точках 12-часових відрізків траєкторій повітряних частинок із завчасністю 12, 24, 36 годин.

Значення A_{T_d} и A_D знімаються зі середньомісячних середньокліматичних карт амплітуд точки роси і дефіциту, побудованих спеціально

для території СНД і Європи. $(a_N)_{I,II,III}$ - емпіричні коефіцієнти, які визначаються згідно таблиці (РКПП, ч.І) в залежності від кількості хмар, осереднених при діагнозі за два послідовних терміни спостережень для тих же середніх точок 12-часових траєкторій.

Значення коефіцієнтів $(a_N)_{I,II,III}$ вибираються в залежності від терміну прогнозу (на 3 або 15 годин мск) і від співвідношення між середньокліматичним і фактичним значеннями хмарності в точці, що розглядається, приведеній до нижнього ярусу (аналогічно тому, як це робиться при прогнозі температури).

Розрахунки вологості повітря по формулах (5.10-5.12) можна проводити в діагнозі і прогнозі.

У першому випадку виключаються помилки неточності прогнозу баричного поля, що вельми важливо для оцінки ефективності даної методики. У другому - оцінюються реальні можливості прогнозу вологості повітря на основі прогностичної інформації про майбутні баричні поля. Для сухої підстилаючої поверхні (відповідно типу I добового ходу) доданки в формулах (5.10-5.12) з індексами I, II, III беруться з протилежними знаками.

Цей спосіб застосовується в чисельних розрахунках. Перевірка цього способу на прогностичному матеріалі (по 96 випадків для кожної з трьох завчастностей) показала справджуванність 89.1, 84.2 і 83.3% відповідно при прогнозі T_d і 79.7, 83.5 і 60.0% відповідно при прогнозі D.

Розрахунок по 120 випадках для кожної з трьох завчастностей показав перевагу цієї методики в порівнянні з результатами, отриманими при використанні попередньої методики, абсолютна помилка поменшала на 10-15 % і поліпшилася справджуванність (при допуску помилки розрахунку $\pm 2^\circ\text{C}$ відповідно Наставлянню по службі прогнозів, розділ 2, ч. III, IV, V, 1981 р.)

Згідно з результатами експериментального використання (у весняний і літній сезони) описаної методики прогнозу вологості із завчастністю 24 і 36 годин (125 прогнозів на 24 години і 128 прогнозів на 36 годин в районі Москви) для всіх синоптичних ситуацій влітку абсолютна помилка цих прогнозів становила $2,3^\circ\text{C}$, а прогнозів сиоптиків $3,2^\circ\text{C}$, навесні відповідно $2,9$ і $3,1^\circ\text{C}$.

6 ПРОГНОЗ ХМАРНОСТІ

6.1. Загальна схема прогнозу

Хмарність відноситься до числа найбільш важкопрогнозованих елементів. В основі методів прогнозу хмарності лежить генетична сутність хмарності, тобто враховуються ті причини, що приводять до розвитку хмарності (врахування термічного режиму і режиму вологості, врахування процесів, що викликають розвиток висхідних вертикальних рухів. Сюди відносяться упорядковані вертикальні рухи за рахунок нестационарності процесу, а також вертикальні рухи за рахунок динамічної і термічної конвекції).

Схема прогнозу хмарності може бути наступною:

(Умови виникнення хмарності) → (адвекція хмарності) → (трансформація хмарності) → (вплив місцевих особливостей) → (добовий хід).

При прогнозі хмарності не можна розглядати атмосферні фронти і баричні утворення як об'єкти, що переносять хмарність. Необхідно аналізувати зазначені синоптичні об'єкти з погляду систем формування хмарності. Труднощі в прогнозуванні хмарності полягають у її сильній мінливості й у відсутності достатньої кількості інформації.

У цьому плані велике значення набули дані штучних супутників Землі (ШСЗ). Ці дані дозволяють не тільки судити про форми хмарності, про масштаби хмарних систем, але вони дозволяють судити і про еволюцію хмарності.

У цьому ж плані, але з меншою завчасністю, мають застосування дані метеорологічних радіолокаторів (МРЛ). В аеропортах дані МРЛ дозволяють визначити наявність окремих небезпечних явищ, потужність хмар, відстань до зон хмарності і т.д.

У прогнозі хмарності вказується кількість хмарності (якісними або кількісними характеристиками), форма і вид хмарності, нижня і верхня границі, а також середня висота хмарних масивів. Найбільша деталізація дається при обслуговуванні авіаційних підрозділів.

У прогнозах загального користування дається характеристика очікуваної кількості загальної хмарності у вигляді певних термінів.

У прогнозах для морського флоту хмарність не вказується.

За умовами виникнення хмарність розділяється на два види: внутрішньомасова і фронтальна.

Форми внутрішньомасової хмарності: шарувата (St), шарувато-купчаста (Sc), купчаста (Cu), купчасто-дощова (Cb).

St і Sc переважають у стійко стратифікованих повітряних масах, влітку - над океанами, взимку - над сушею. Хмарність Cu форм переважає взимку над океанами, влітку - над сушею. Незважаючи на зовнішні

відмінності, імпульсом розвитку цих форм хмарності є турбулентність. Але St і Sc формуються за рахунок динамічної турбулентності, а Cu, Cb - за рахунок термічної турбулентності. Тільки в міру вертикального розвитку хмарності купчастих форм спостерігаються процеси, що приводять до значного укрупнення крапель, перерозподілу вологості і т.д.

Таблиця 6.1 – Термінологія прогнозу хмарності

Термін	Кількість хмар
Безхмарно, ясно	Не більше 2 балів хмарності всіх ярусів
Сонячна погода, малохмарно, невелика хмарність, малохмарна погода	3-5 балів хмар нижнього ярусу або будь-яка кількість хмар верхнього ярусу або хмари середнього ярусу, що просвічують
Мінлива хмарність	Від 1-3 до 6-9 балів або 3-8 балів
Хмарна погода з проясненнями	Від 8-10 до 0-3 балів
Хмарно	7-10 балів
Похмуро, похмура погода	10 балів

Нерідко хмарність шаруватих форм супроводжується присутністю в атмосфері затримуючих шарів. Затримуючі шари звичайно переміщуються із синоптичними об'єктами (часто з антициклонічними утвореннями). Присутність інверсійних шарів перешкоджає розвитку хмарності купчастих форм.

Особливо потужні хмарні системи формуються в зоні атмосферних фронтів. Так, для теплового фронту характерно: Ci-Cs-As-Ns;
для холодного фронту I роду: Cu-Ns-As-Cs(Ci);
для холодного фронту II роду: Cu cong (Cb), Ac(As), окремі Sc.

З наближенням фронту до пункту прогнозу висота нижньої границі хмарності знижується. Якщо наближення фронту супроводжується опадами, то хмарність, що спостерігається, розпадається і створюється враження, що висота нижньої границі росте.

Як правило, хмарні масиви при теплих фронтах потужніші, ніж на холодних фронтах I роду. У добре розвинутих циклонах, що поглиблюються, Ci-Cs спостерігаються не тільки в передній частині циклону перед теплим фронтом, але й у тилу циклону.

У початкових стадіях розвитку циклона хмарність верхнього ярусу, як правило, розташовується в передній частині циклона, основний хмарний масив Ci-Cs переміщується на схід - південний схід до точки оклюзії (але, як правило, ця область знаходиться на антициклонічній периферії струминної течії). Хмари Ci-Cs спостерігаються поблизу тропопаузи або на 1-2 км нижче. В окремих випадках при високій тропопаузі вертикальна потужність Ci-Cs може складати 4-5 км, а для більшості випадків 2-3 км.

Нижня границя Ci-Cs часто розташовується на висоті $h \approx 7$ км. Як правило, хмарний масив Ci-Cs відокремлюється від системи As-Ns сухим прошарком. Вертикальна потужність цього прошарку може складати 1-2 км. Виключенням є область поблизу центрів циклонів, що поглиблюються, або поблизу активно вираженої лінії теплового фронту. У зоні теплового фронту або холодного фронту I роду за рахунок розвитку змушеної конвекції (за умови $U=100\%$, $\gamma_{\phi} \geq \gamma_{\text{ва}}$) може розвиватися хмарність купчастих форм. Це нерідко приводить до випадання злив, розвитку гроз (часто зимових). Ці явища розвиваються за рахунок властивостей теплої повітряної маси. Верхня границя хмарності As, Ns може досягати висоти $h=5-7$ км, а нижня границя визначається положенням фронтальної поверхні. При випаданні опадів, а також за рахунок випару вологи з підстильної поверхні, за рахунок посилення вітру в зоні фронту може формуватися хмарність розірвано-дощових форм і нижня границя опускається нижче фронтальної поверхні.

Підфронтальна хмарність частіше виникає в теплий період року, тому що в цей період процеси випаровування більш інтенсифіковані. Хмарність холодного фронту II роду визначається T_v , $C_{\text{фр}}$ і властивостями теплої повітряної маси. В окремих випадках ця хмарність представлена ланцюжком купчастих хмар, а іноді - єдиний фронтальний хмарний вал.

Фронти оклюзії за характером хмарності мало відрізняються від основних холодного і теплового фронтів. Але, як правило, тут більш потужні хмарні системи, що залежать від "віку" фронту оклюзії. Хмарні системи As не завжди пов'язані з Ns і можуть існувати ізольовано. Система As звичайно є залишками хмарності фронтального походження. Однак, As можуть бути залишковими явищами конвекції і нерідко їхнє положення визначається присутністю шару інверсії. Вертикальна потужність As взимку складає більше 1 км, а влітку - менше 1 км. As розташовуються трохи вище ізотерми 0°C та в межах температур $-15...-20^{\circ}\text{C}$ зимою. Вертикальна потужність As протягом року відносно постійна і складає ≈ 300 м.

Хмарність верхнього ярусу розташовується від 6-8 км до 8-11 км, взимку ближче до нижніх границь, а влітку - до верхніх. У південних районах СНД верхня границя Ci може бути 12-15 км (можливо й у тропічній зоні). Зони Cs дуже добре погоджуються з осередками падіння тиску.

На основі всіх перелічених положень з урахуванням умов утворення хмарності і розробляються методи прогнозів хмарності. В основі більшості методів лежить врахування емпіричних залежностей.

На присутність хмарності різного ярусу вказують дані радіозондування, що широко використовуються в прогнозах з невеликою завчасністю (авіаційні прогнози).

6.2. Механізм утворення низьких хмар

Утворення низької внутрішньомасової неконвективної хмарності може відбуватися по двох причинах: при надходженні водяної пари в нижні шари атмосфери від підстильної поверхні і при адвекції теплого вологого повітря на холодну підстильну поверхню.

Розглянемо 1-й випадок, тобто з випаровуванням. Два випадки: антициклон, що розвивається, і малорухомий, стаціонарний антициклон. В антициклоні, що розвивається, турбулентність завжди добре виражена і достатня для переносу вологи, що випаровується, до рівня конденсації, тобто для утворення хмарності.

У малорухомому антициклоні $\gamma > 0,5^\circ\text{C}/100\text{ м}$ у приземному шарі. Над шаром турбулентності звичайно повинне спостерігатися інверсійне осідання (T і T_d над верхньою границею інверсії розходяться). Сприятливою умовою для утворення низької хмарності є наявність високої вологості біля поверхні землі ($U > 85\%$).

Якщо хмари вже існують, то: якщо інверсія знижується, то верхня границя хмар може виявитися нижче рівня конденсації і, отже, відбувається розмивання верхньої частини хмарності або повне її розмиття (якщо набагато нижче рівня конденсації).

Корисно враховувати, що товщина шару St і Sc складає приблизно 500 м.

Вказівки на можливість розвитку хмарності нижнього ярусу дають наступні фактори: 1) великий вологовміст у приземному шарі ($U \geq 85\%$); 2) активний турбулентний обмін (при $\gamma \geq 0,5^\circ\text{C}/100\text{ м}$ при антициклонічних полях); 3) наявність інверсійних шарів. При перерахованих факторах хмарність нижнього ярусу може виникати задовго до наближення фронту до пункту прогнозу. Додатково необхідно врахувати адвекцію T і T_d , знак і величину вертикальних рухів і трансформацію полів температури і вологості (у тому числі за рахунок місцевих умов і добового ходу).

Вплив добового ходу. Вранці у зв'язку з нагріванням відбувається збільшення дефіциту точки роси і нестійкості. Обидва фактори ведуть до розмивання нижньої границі хмар, тобто нижня границя хмарності піднімається.

Для прогнозу фронтальної хмарності і її еволюції корисно враховувати наступні закономірності, отримані за матеріалами спостережень у центральних районах ЄТР.

Імовірність появи низької хмарності ($\leq 200\text{ м}$) при проходженні фронту залежить від характеру, швидкості та напрямку переміщення фронту, а також від часу доби.

На ЄТР хмарність висотою $h \leq 200\text{ м}$ найбільш часто буває в зонах теплих фронтів (54%). У зонах холодних фронтів - у 40%, у зонах вторинних холодних фронтів - лише в 11% випадків.

Поява низької підфронтальної хмарності тим імовірніше, ніж повільніше рухається фронт, тому що зі сповільненням руху фронту пов'язане ослаблення турбулентного обміну. Так, для теплого фронту при $V=10-30 \text{ км}\cdot\text{год}^{-1}$ імовірність хмар з висотою не більше 200 м - 62%, при $V=30-50 \text{ км}\cdot\text{год}^{-1}$ - 46% і при $V=50 \text{ км}\cdot\text{год}^{-1}$ - 30% (у цьому випадку хмарності нижче 100 м не спостерігається). Для холодного фронту при $V=10-30 \text{ км}\cdot\text{год}^{-1}$ імовірність хмар з висотою ≤ 200 м - 46%, при $V=30-50 \text{ км}\cdot\text{год}^{-1}$ - 38% і при $V \geq 50 \text{ км}\cdot\text{год}^{-1}$ - не спостерігається. При переміщенні фронтів з районів з великим вологовмістом імовірність низьких хмар зростає. Вплив часу доби особливо позначається у випадку теплого фронту, проходження якого в нічні та ранкові години супроводжується звичайно ($\geq 50\%$ випадків) хмарністю з висотою $h \leq 100$ м.

Існує також зв'язок висоти основи хмар з умовами видимості і вологості в приземному шарі. Зокрема, при $U > 90\%$ (або $T - T_d \leq 1^\circ\text{C}$) і швидкості вітру менше $3 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ відзначається наступний зв'язок висоти основи хмар з видимістю S і опадами: $h=100-200$ м, якщо $S > 4$ км - випадають опади і можливий серпанок; $h=60-100$ м, якщо $S=1,5-4$ км - спостерігається серпанок і можливі опади; $h=30-60$ м, якщо $S < 1,5$ км.

Прогноз часу появи низьких хмар уночі способом Ю.Н. Волконського. Час появи низьких хмар або їхнього зниження до висоти менше 300 м за спостереженнями в момент заходу Сонця (t_0) і 3 години потому:

$$\Delta t = a_1(100 - f_0) + a_2(f_3 - f_0) + a_3\beta,$$

де $\Delta t = t - t_0$ - інтервал часу між заходом Сонця і появою низьких хмар (або їхнім зниженням);

f_0 і f_3 - відносна вологість повітря в момент часу t_0 і 3 години потому;

β - кут між напрямком вітру в момент t_0 і переважним напрямком вітру при низькій хмарності;

a_1, a_2, a_3 - коефіцієнти, що підбираються емпірично.

Припинення зниження температури в ясну ніч або навіть її слабке підвищення вказують на конденсацію водяної пари, що почалася. Часто це є ознакою появи суцільної низької хмарності через 2-4 години.

6.3. Прогноз хмарності верхнього ярусу

Поява хмар верхнього ярусу обумовлено проходженням атмосферних фронтів.

Нижня границя хмарності верхнього ярусу в помірних широтах знаходиться на висоті 6-8 км, а верхня границя близька до рівня

тропопаузи. Найбільш високе положення верхньої границі хмар відзначається звичайно уздовж зони максимальних вітрів, трохи правіше цих зон, якщо максимальні вітри мають південну складову. Відстань між верхньою границею хмарності і тропопаузою складає найчастіше 1-1,5 км. Однак нерідкі випадки, коли хмарність піднімається до самої тропопаузи або навіть трохи вище її границі. Ближче до тропопаузи хмари лежать взимку. Хмари Ci-Cs найчастіше розташовуються в самих верхніх шарах атмосфери, хмари Cs можуть зустрітися з однаковою імовірністю на всіх рівнях верхньої тропосфери.

У початковій стадії розвитку циклона, коли йому на висотах відповідає чітко виражений термічний гребінь, хмари Ci-Cs розташовуються, головним чином, у передній (північно-східній) половині циклона. В процесі розвитку циклона основний масив верхньої хмарності переміщається в його південно-східну частину. В останній стадії, коли циклон стає високим, холодним, малорухомих баричним утворенням, хмарність зберігається тільки в його південній частині. Така закономірність добре погоджується з великою повторюваністю хмарності верхнього ярусу на антициклонічній стороні струминних течій і зміною положення осі струминної течії стосовно приземного центра циклона в період його розвитку.

Зони Cs активних фронтів, як правило, добре збігаються з областями від'ємних баричних тенденцій на приземній карті погоди: чим інтенсивніше падає тиск, тим більше імовірність наявності хмарності. При розмиванні фронтів зони Cs часто зберігаються і при невеликих баричних тенденціях.

Існує визначений зв'язок між хмарністю верхнього ярусу і баричним полем у верхній тропосфері (300 гПа). Хмарність розташовується частіше в передній частині улоговини і тилової частини гребеня, рідше в тилій частині улоговини і ще рідше в передній частині гребеня. Імовірність появи хмарності збільшується в областях адвекції тепла і зменшується в областях адвекції холоду.

Окрім того, має значення і напрямок адвекції. Середня вертикальна потужність Cs при меридіональній (з півдня) адвекції теплого вологого повітря помітно більше (2,7 км), чим при зональній адвекції (1,6 км).

На циклонічній стороні струминних течій у холодному повітрі хмари верхнього ярусу утворюються рідше і потужність їх трохи менше, ніж у теплому повітрі.

При більш високому положенні тропопаузи і, отже, більш низькій її температурі хмари верхнього ярусу найчастіше мають велику вертикальну потужність і існують більш тривалий час, чим при більш низькій і "теплій" тропопаузі.

Якщо (як це часто буває в південних районах країни) одночасно існує дві тропопаузи, то в шарі атмосфери між ними майже завжди є хмари, верхня границя яких розташовується в нижній половині зазначеного шару.

Суцільна або з невеликими розривами хмарність (6-10 балів) має велику вертикальну довжину, чим невелика (2-5 балів) хмарність.

Хмарність верхнього ярусу звичайно розташовується в тім шарі верхньої тропосфери, де вертикальний градієнт температури більше $0,75^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$.

Нижче викладається методика прогнозу утворення і збереження хмар верхнього ярусу, заснована на аналізі приземних процесів по приземних і висотних картах.

Прогноз хмар верхнього ярусу на термін до 24 годин по способу "анкетки". Складається алгоритм у вигляді запитальника. По відповідях на ці питання дається прогноз хмар верхнього ярусу з указівкою висоти їхньої верхньої границі і товщини шару.

1. Чи можна очікувати, що лінія фронту буде розташовуватися не далі 500-600 м від пункту прогнозу?
2. Яка синоптична обстановка буде відзначатися на карті в районі пункту прогнозу?
 - а) передня частина циклона (улоговини),
 - б) тилова частина антициклона (гребеня),
 - в) антициклонічна сторона струминної течії на відстані не більше 400-500 м від осі струменя,
 - г) циклонічна сторона струминної течії на відстані не більше 200-300 м від осі струменя
3. Чи очікується над пунктом прогнозу гребінь тепла на карті BT_{1000}^{500} ?
4. Чи можна очікувати розвиток грозової діяльності в районі пункту прогнозу?
5. Яка очікувана висота тропопаузи (або рівня максимального вітру)?
6. Яка форма і яка кількість хмар очікується?
7. Яка очікувана висота верхньої границі хмар верхнього ярусу?
8. Яка очікувана товщина шару хмар верхнього ярусу?

Позитивні відповіді на перші чотири питання свідчать про появу або збереження існуючої хмарності верхнього ярусу, негативні - про невиникнення або про розсіювання хмар. Однак, при розгляді цих питань необхідно враховувати ступінь їхньої важливості, тому що позитивна і негативна відповідь для кожного з них має різне значення.

Аналізу фронтів варто завжди надавати великого значення, при цьому необхідно звертати увагу не тільки на активні фронти біля поверхні землі, але і на розмиті, особливо коли вони просліджуються на висотах. При позитивній відповіді на перше питання хмари верхнього ярусу варто вказати в прогнозі навіть при негативних відповідях на всі інші питання.

Слід зазначити, що застосовуючи цю методику прогнозу, не завжди можна врахувати окремі хмари верхнього ярусу. Задовільні результати виходять при хмарності більше 4-5 балів і гарні - при хмарності 7-10 балів, що має значну вертикальну довжину.

Застосування викладеного методу на більш короткі терміни (6-12 годин), чим 24 години дає успішність вище, ніж на більш тривалі терміни, і залежить від правильності прогнозу синоптичного положення, як біля земної поверхні, так і у верхній тропосфері.

Склавши за цим методом прогноз хмарності верхнього ярусу для окремих пунктів, можна заповнювати прогностичну карту хмарності. Для цього доцільно заповнити "анкетку".

Прогноз, складений для окремих пунктів, наноситься значками на карту й окреслюються зони хмарності. При складанні прогнозу не потрібно забувати, що поставлені питання включають у себе тільки основні положення діагнозу і прогнозу верхньої хмарності. Їхнє використання не виключає, а, навпроти, вважає обов'язковим залучення всіх інших ознак, що уточнюють положення хмарних мас у просторі.

7 РОЗРАХУНОК КІЛЬКОСТІ ОБЛОГОВИХ ОПАДІВ

7.1. Метод Н.В. Лебедєвої

У формуванні облогових опадів бере участь значне число факторів. Тому розрахункові схеми, що застосовуються в теперішній час достатньо спрощені.

Формула виходить з інтегрованого вираження А.Ф. Дюбюка (1947 р.):

$$Q = \int_0^z \rho \frac{dq}{dt} dz . \quad (7.1)$$

Розглянемо деякий ідеальний стовп повітря (границі стовпа: $z_0=0$, z ; маса стовпа повітря дорівнює ρdz , одиничний перетин $S=1$, q - питомий вологовміст); $\frac{dq}{dt}$ - зміна питомого вологовмісту у фіксованому стовпі повітря з одиничним перетином.

Скористаємося ізобаричною системою координат: $\rho dz = -\frac{dP}{g}$.

$$Q = -\frac{1}{g} \int_{P_0}^P \frac{dq}{dt} dP . \quad (7.2)$$

Так як найбільший вологовміст в атмосфері спостерігається в нижній половині тропосфери, то умовимося: $P_0=1000$ гПа, $P=500$ гПа - до цієї поверхні вологовміст зменшується настільки, що можна $P=500$ гПа вважати верхньою границею:

$$Q = -\frac{1}{g} \int_{1000}^{500} \frac{dq}{dt} dP .$$

Скористаємося системою одиниць СІ, тоді розмірності $[P]=\text{гПа}$, $[q]=\text{‰}$, $[Q]=\text{мм}\cdot\text{м}^{-2}$. Таким чином, при перекладі з однієї системи одиниць (МТС) в іншу з'являється співмножник 0,1 і звідси випливає:

$$Q = -\frac{1}{10g} \int_{1000}^{500} \frac{dq}{dt} dP . \quad (7.3)$$

За допомогою карт баричної топографії зміни вологовмісту можна враховувати не в цілому шарі (від 0 до 5,5 км), а пошарово, тобто 1000-850, 850-700, 700-500. Тепер допустимо, що підінтегральне вираження

дорівнює середньоарифметичному значенню $\overline{\frac{dq}{dt}}$ в розглянутому шарі, тобто застосуємо теорему про середнє:

$$Q = -\frac{1}{10g} \left(\int_{1000}^{850} \overline{\frac{dq}{dt}} dP + \int_{850}^{700} \overline{\frac{dq}{dt}} dP + \int_{700}^{500} \overline{\frac{dq}{dt}} dP \right) =$$

$$= \frac{1}{10g} \left(\overline{\frac{dq}{dt}} \Big|_{850}^{1000} (1000 - 850) + \overline{\frac{dq}{dt}} \Big|_{700}^{850} (850 - 700) + \overline{\frac{dq}{dt}} \Big|_{500}^{700} (700 - 500) \right) \quad (7.4)$$

Допустимо, що середнє значення $\overline{\frac{dq}{dt}}$ може бути замінено середньоарифметичним у даному шарі:

$$\overline{\frac{dq}{dt}} \Big|_{850}^{1000} = \frac{\frac{dq_{1000}}{dt} + \frac{dq_{850}}{dt}}{2} \quad \text{і т.д.}$$

У випадку випадання облогових опадів, коли підстильна поверхня, як правило, є зволоженою $\frac{dq_{1000}}{dt} \approx 0$, тобто потоки вологи настільки великі, що зміни q за часом рівні 0 (це не означає, що $q=0$). Тоді

$$\overline{\frac{dq}{dt}} \Big|_{850}^{1000} = \frac{\frac{dq_{850}}{dt}}{2},$$

$$Q = \frac{1}{100} \left(\frac{1}{2} \frac{dq_{850}}{dt} \cdot 150 + \frac{\frac{dq_{850}}{dt} + \frac{dq_{700}}{dt}}{2} \cdot 150 + \frac{\frac{dq_{700}}{dt} + \frac{dq_{500}}{dt}}{2} \cdot 200 \right).$$

Об'єднавши однорідні члени і зробивши арифметичні дії, одержимо:

$$Q = 1,5\Delta q_{850} + 1,8\Delta q_{700} + \Delta q_{500} \quad (7.5)$$

Дане вираження справедливе в тому випадку, якщо розглянутий стовп повітря малорухомий, тоді вся кількість вологи, що сконденсувалася, випадає у вигляді облогових опадів у даному місці. У реальних умовах у

більшості випадків атмосфера рухлива і тому вся кількість вологи, що скондесувалася, рівномірно розподіляється уздовж траєкторії.

$$Q = M \frac{d\bar{q}}{dt} (S_p - S_n),$$

S - довжина траєкторії стовпа повітря, що переміщається, S_n і S_k - початкова і кінцева точки траєкторії відповідно;

M - маса стовпа повітря з одиничним перетином.

Якщо на ізобаричній поверхні 500 гПа спостерігаються значні вертикальні рухи, тоді загальна кількість облогових опадів розраховується за допомогою:

$$Q_{\text{заг}} = Q(1 - 0,002\hat{\alpha}_{500}) \quad (7.6)$$

Розглянемо стовп повітря від 1000 до 500 гПа.

При значних висхідних вертикальних рухах ($\tau < 0$), M_2 пропорційна цим рухам (хмара наростає).

$$M_1 = \frac{500}{10} = 50,$$

$$M_2 = -0,1 \tau_{500},$$

$$M = M_1 + M_2 = 50 - 0,1\tau_{500}.$$

Припустимо, що кількість вологи, що скондесувалося в даному стовпі:

$$Q_1 = 50 \cdot \overline{\Delta q_1}, \text{ де } \overline{\Delta q_1} = \frac{dq}{dt} - \text{зміна питомого вологовмісту в даному}$$

шарі.

$$Q_{\text{заг}} = (50 - 0,1\tau_{500}) \cdot \overline{\Delta q}.$$

Припустимо, що $\overline{\Delta q_1} \approx \overline{\Delta q}$, і знайдемо відношення:

$$K = \frac{Q_{\text{заг}}}{Q_1} = \frac{(50 - 0,1\hat{\alpha}_{500})}{50}.$$

З цього співвідношення одержуємо формулу (7.6).

В даних вираженнях відсутні опади, що формуються за рахунок процесів у шарі тертя. Ці опади не завжди обумовлені висхідними вертикальними рухами. Вони можуть бути пов'язані з трансформаційним зниженням температури повітря. Якщо це має місце, то додатково до $Q_{\text{заг}}$ необхідно врахувати опади за рахунок трансформації.

Дана методика передбачає розрахунок конденсаційних процесів, починаючи з поверхні 850 гПа. При цьому, максимум вологовмісту відзначається в шарі біля поверхні землі.

Тому рекомендується проводити розрахунки, починаючи з ізобаричної поверхні 925 гПа (≈ 750 м). У цьому випадку:

$$\tau_{925} \approx \frac{\tau_{850}}{2}, \quad Q_{\text{тр}} = 0,8\Delta q_{925}.$$

При наявності карти 925 гПа в оперативних умовах є можливість розрахувати τ на цій поверхні. Робоча формула для розрахунку облогових опадів приймає вигляд (з урахуванням опадів у шарі тертя):

$$Q = 0,8\Delta q_{925} + 1,1\Delta q_{850} + 1,8\Delta q_{700} + \Delta q_{500}.$$

Якщо немає інформації про хмарність (вологість) вище 6 км або якщо верхня границя хмарності не досягає рівня 500-700 гПа, то кількість опадів можна розрахувати за формулами:

$$Q = 1,5\Delta q_{850} + 3,0\Delta q_{700},$$
$$Q = 3,75\Delta q_{850}.$$

Дана методика розрахунку кількості облогових опадів використовується в синоптико-гідродинамічній схемі розрахунку кількості облогових опадів. Ця схема двічі на добу передається в мережу.

При прогнозі облогових опадів важливо враховувати фазовий стан опадів - це необхідно для прогнозу ожеледі, ожеледиці, мокрого снігу і т.д. Аналіз фактичного матеріалу показує, що фазовий стан опадів визначається положенням нульової ізотерми і температурою біля поверхні землі.

Якщо $H_{0^{\circ}} > 500$ м, $T_3 > 3^{\circ}\text{C}$, $BT_{1000}^{850} \geq 132$ дам, то буде рідка фаза опадів.

Якщо $H_{0^{\circ}} < 500$ м, $T_3 < 3^{\circ}\text{C}$, $BT_{1000}^{850} \leq 128$ дам - сніг.

В оперативній роботі про температуру нижнього 1,5 км шару можна судити по BT_{1000}^{850}

У повсякденній роботі синоптика важко дати прогноз положення ізотермічної поверхні 0°C з точністю 100-200 м.

7.2. Прогноз мрячних опадів

Типовими опадами низьких шаруватих хмар при додатних температурах є мряка, при від'ємних - переохолоджена мряка або сніжні зерна.

Найбільш часто мрячні опади випадають у теплих секторах циклонів, що складаються з вологих, теплих мас повітря. Іноді мряка є результатом укрупнення часток туманів.

Зона мрячних опадів, що спостерігається, переноситься по ізогіпсах AT_{850} з урахуванням еволюції хмарності. При тривалому охолодженні теплої вологої повітряної маси мряку вдається прогнозувати і тоді, коли її випадання у вихідний момент часу ще не почалося.

При значній вертикальній довжині хмар (більш 2 км у теплих секторах циклонів поблизу центра) і положенні ізотерми -10°C у верхній частині хмарного шару колоїдальність шаруватих хмар порушується, у цьому випадку з них можуть випадати облогові опади. Мрячні опади часто посилюються в нічні години в результаті додаткового радіаційного охолодження хмарності.

Формула для розрахунку верхньої границі шарувато-купчастих хмар:

$$(H_{\text{ВГ}})_{\text{Sc}} = 2(H_{\text{НГ}} + 100) .$$

Для теплих фронтів:

$$H_{\text{ВГ}} = \frac{L}{100} + 1 ,$$

де L - ширина зони опадів на теплому фронті. Розмірності $[H_{\text{ВГ}}]=\text{м}$, $[H_{\text{НГ}}]=\text{км}$.

8 ПРОГНОЗ КОНВЕКТИВНОЇ ХМАРНОСТІ, ЗЛИВОВИХ ОПАДІВ І ГРОЗ

8.1. Загальні відомості про конвекцію

Під конвективними явищами розуміється хмарність купчастих форм, грози, зливи, шквали, бури і т.д.

Основна причина розвитку конвективних явищ - це потоки конвекції, що можуть досягати кілька десятків $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$. Необхідною умовою є нестійка стратифікація атмосфери.

В момент розвитку конвекції градієнт температури може перевищувати або дорівнювати сухоадіабатичному градієнту $\gamma \geq \gamma_{\text{ca}}$ в нижньому шарі атмосфери, а вище - $\gamma \geq \gamma_{\text{ва}}$. Виняткове значення при прогнозі конвективних явищ має вологовміст повітряних мас. Так, для центра ЄТР сумарне значення дефіциту точки роси:

$$\sum_{850}^{700} (T - T_d) \leq 20^\circ\text{C}, \text{ а } \sum_{850}^{500} (T - T_d) \leq 25^\circ\text{C},$$

$T_{\text{max}} - T_d \leq 20^\circ\text{C}$ у ранні години (звичайно для розрахунків беруть 9 годин).

Якщо сумарний дефіцит буде більше цих значень, значить атмосфера буде дуже сухою і навіть якщо висхідні вертикальні рухи прагнуть до максимуму, але, хоча конвекція розвивається, опадів не буде.

Якщо $T_{\text{max}} - T_d \leq 20^\circ\text{C}$, то рівень конденсації лежить нижче 2 км, а якщо $T_{\text{max}} - T_d > 20^\circ\text{C}$, те рівень конденсації знаходиться вище 2 км і опади землі не досягають (випаровуються). Це так звані сухі грози (не супроводжуються випаданням зливових опадів).

При прогнозі конвективних явищ необхідно враховувати структурні особливості хмари. Зокрема, у помірних широтах сприятливою умовою для розвитку гроз і злив є змішана структура хмарної маси. На підставі даних літакового зондування в помірних широтах отримані наступні параметри хмари: зливі опади випадають у тому випадку, якщо хмару пронизують ізотерми -10°C і $-22,5^\circ\text{C}$, тобто хмара стає колоїдально нестійкою. Якщо вертикальна потужність хмари $\Delta H_{\text{КХ}} \geq 2,2$ км, то відзначається випадання зливових опадів, а якщо $\Delta H_{\text{КХ}} \geq 4,5$ км - грози.

При прогнозі конвективних явищ необхідно виявляти і враховувати $\Delta H_{\text{КНШ}}$ - це шар атмосфери, частки якого стратифіковані нестійко, тобто $\gamma > \gamma_a$. З причин розвитку термічна конвекція підрозділяється на три види:

1. Безпосередньо термічна конвекція, що виникає за рахунок прогріву часток від підстильної поверхні. У цьому випадку конвективно-

нестійкий шар (КНШ) формується безпосередньо від підстильної поверхні.

2. Вільна конвекція; КНШ розташовується на деякій висоті, тобто його формування не пов'язане з прогрівом маси від підстильної поверхні. Виникає за рахунок нерівномірної горизонтальної адвекції повітряних мас на висотах чи радіаційного вихолодження на верхній границі хмарного шару. Це - у перехідні сезони.
3. Змушена конвекція; виникає за рахунок формування вологонестійкої стратифікації в хмарній масі, що може бути обумовлена упорядкованими висхідними рухами (наприклад, при циклонічних перебудовах баричного поля). Вона може також виникати в районах зі складною орографією за рахунок орографічного підйому. Сама хмарна маса має властивість $\gamma \sim \gamma_{ва}$, при сприятливих умовах в атмосфері створюється $\gamma \geq \gamma_{ва}$ - це умова, що необхідна для присутності КНШ. Додаткова умова: $U \sim 100\%$.

Для розвитку гроз у помірних широтах необхідні наступні умови:

$$\begin{aligned} \Delta H_{КХ} &\geq 4,5 \text{ км,} \\ H_{ВГ \text{ хмар}} (H_{конв}) &\geq 6-7 \text{ км,} \\ T_{конв} &\leq -23^\circ\text{C.} \end{aligned}$$

Для утворення і випадання граду:

$$\begin{aligned} H_{конв} &\approx 14-17 \text{ км (потужність конвективних хмар),} \\ T_{конв} &\leq -45^\circ\text{C,} \\ H_{-45^\circ\text{C}} &\sim 10,5 \text{ км (висота ізотерми } -45^\circ\text{C),} \\ H_{0^\circ\text{C}} &\sim 4 \text{ км (висота ізотерми } 0^\circ\text{C),} \\ q &\geq 10 \text{ ‰ (до } 20 \text{ ‰) (вологість),} \\ (T' - T) &\geq 1-5^\circ\text{C (енергія нестійкості).} \end{aligned}$$

У низьких широтах параметри інші. Тут особливо велике значення має водність та вологість повітряної маси.

8.2. Синоптичні умови утворення конвективних явищ

Конвективні явища можуть бути як внутрішньомасові так і фронтальні. Особливо часто конвективні явища розвиваються в зоні холодних фронтів, що повільно переміщуються, максимальна повторюваність відзначається біля вершини хвильових збурень, де спостерігаються найбільш тривалі й інтенсивні зливові опади.

Конвекція розвивається на фронтах оклюзії, але можливий її розвиток і на теплих фронтах. Конвекція на теплих фронтах частіше розвивається в нічний час. Про інтенсивність конвекції на фронтах судять по термодинамічних властивостях теплої повітряної маси.

Внутрішньомасова конвекція розвивається в тилу циклонів, але не відразу за фронтальною масою, а через 2-3 доби. Для цього повинні бути відсутніми активні осередки росту тиску. У противному випадку конвекція гаситься. Сприятлива ситуація - це тилова частина циклона.

Дуже сприятлива ситуація для розвитку конвекції - це циклонічні утворення, що заповнюються. У цьому випадку потоки вологи в атмосферу максимальні. Циклон заповнюється холодною масою, тобто повітряна маса близька до потенційної нестійкості. Конвекція може спостерігатися протягом 6-7 діб.

У тилу антициклона (звичайно це західна частина антициклона) частіше спостерігається вільна конвекція. Повітряна маса повинна бути досить зволоженою: $q \sim 6-7\%$, а на висоті 3 км $U \sim 65-70\%$, крім того $\gamma \rightarrow \gamma_{ва}$.

В антициклонах, що руйнуються, при достатньому прогріві повітряних мас і при надходженні вологи з підстильної поверхні також може розвиватися конвекція.

Розвиток конвекції пов'язаний і з місцевими умовами. Конвекція розвивається на навітряній частині височин і дуже реагує на водойми.

Схема прогнозу конвективних явищ

1. Враховується синоптична ситуація (у тому числі й у тропічній зоні).
2. Здійснюється облік термодинамічних властивостей повітряних мас. Для внутрішньомасової конвекції використовуються фактичні дані радіозондування, а для фронтальної конвекції і при наявності горизонтального переносу використовуються майбутні криві T і T_d .
3. Виробляється розрахунок деяких параметрів ($KHШ$, $H_{конв}$, $H_{конд}$, $T_{конв}$ і т.д.), заснований на застосуванні розрахункових методів.
4. Врахування ролі місцевих умов.

8.3. Розрахункові методи конвективних явищ

В оперативній практиці широко розповсюджений метод побудови моделі конвекції. Він зручний наочністю, досить простий і досить надійний. У середньому виправданість його 80-82%; з урахуванням місцевих особливостей виправданість можна підвищити.

Спрощення. Розглядаються умови формування "хмари-свічки", а інша атмосфера застигла і не взаємодіє з такою хмарою. У даному випадку розглядається рух окремих елементарних об'ємів, що мають деяку густину ρ' , відмінну від густини навколишнього середовища ρ . Причому умова, коли $\rho' \neq \rho$ досягається різницею температур фіксованого об'єму і навколишнього середовища. Коли $\rho' < \rho$, то $T' > T$ - досягається прогрівом повітряних часток при термічній конвекції.

Критерії стійкості атмосфери. Питання про стійкість атмосфери стосовно сухо- і вологоадіабатичних процесів розглянуті у літературі всебічно. Поряд з поняттям стійкості стосовно повітряної частки, що переміщається адіабатично, велике значення має стійкість різних шарів атмосфери, що визначають умови утворення хмар і розвиток конвективних рухів у них.

Зупинимося на двох класичних методах оцінки нестійкості атмосфери (методі частки і методі шару) і моделях конвекції, що лежать в основі цих методів. Обидва методи дозволяють одержати критерії стійкості атмосфери, вертикального розподілу швидкостей висхідних потоків, визначити висоту нижньої і верхньої границі конвективної хмари. Розглянемо можливості кожного з цих методів і з'ясуємо, у якому випадку і на якій стадії розвитку хмар ці методи знаходять застосування.

8.3.1. Метод частки

Як відомо, метод частки заснований на адіабатичній моделі конвекції, відповідно до якої частка повітря при своєму переміщенні не вступає в тепло- і масообмін з навколишнім повітряним середовищем. Вид адіабатичної кривої цілком виправдується початковими значеннями параметрів повітря на рівні конденсації: температури, тиску і вологості. Енергія нестійкості оцінюється площею, що знаходиться в даному шарі між кривою стану і кривою стратифікації.

Нестійкість шару при такому способі розрахунку в цілому зовсім не залежить від розподілу вологості вище рівня конденсації. При цьому передбачається, що підйом повітря в конвективному потоці не робить ніякого впливу на розподіл температури в навколишньому середовищі. Компенсуючі низхідні рухи повітря виникають далеко за межами хмари.

З основного рівняння статки випливає, що повітря знаходиться в рівновазі в тих випадках, коли вертикальна складова сили гідростатичного тиску, віднесена до одиниці маси і рівна $\frac{1}{\rho} \frac{dP}{dz}$, врівноважується силою

ваги g . Це справедливо в припущенні горизонтальної неоднорідності температури і квазістатичності. Однак у силу тих чи інших причин може виявитися, що $T' > T$ і $\rho' < \rho$, тобто виникає термічна конвекція, тоді розглянута маса повітря за рахунок деякої піднімальної сили

$$f = g\rho - g\rho'$$

набуває вертикального прискорення і почне зміщатися. Величина цього прискорення, тобто сила, віднесена до одиниці маси, виразиться у виді:

$$\frac{d^2z}{dt^2} = \frac{g(\rho - \rho')}{\rho'} = g\left(\frac{\rho}{\rho'} - 1\right). \quad (8.1)$$

(8.1) - це прискорення одиничної маси, чи, тому що $\frac{\rho}{\rho'} = \frac{T'}{T}$ (за умови квазістатичності, коли $P=P'$),

$$\frac{d^2z}{dt^2} = g\left(\frac{T'}{T} - 1\right) = g\left(\frac{T'-T}{T}\right). \quad (8.2)$$

Звідси випливає, що якщо маса повітря на деякому рівні виявиться тепліше навколишнього повітря ($T' > T$), то вона зазнає позитивного прискорення і піднімається нагору; при $T' < T$ - негативне прискорення й опускається вниз. Величина цього прискорення може бути зовсім незначною. Дійсно, при температурі навколишнього повітря $T=273$ К и при $T'-T = 1$ воно буде дорівнювати $3,6 \text{ см}\cdot\text{с}^{-2}$.

Легко показати, що вертикальна швидкість визначається початковим перегрівом частки в поверхні землі і характером стратифікації.

Допустимо, що фіксований обсяг повітря піднімається до деякого рівня z . При цьому переміщенні температура повітряної маси в умовах адіабатичності буде змінюватися по лінійному закону:

$$T' = T'_0 - \gamma_a \Delta z,$$

де T'_0 - початкова температура повітряної маси; Δz - відстань, на яке переміститься частка.

Приймемо, що в навколишньому повітрі температура зміниться також по лінійному законі, тобто

$$T = T_0 - \gamma \Delta z,$$

де γ - фактичний градієнт температури.

Тоді:

$$T'-T = (T'_0 - T_0) - (\gamma_a - \gamma)\Delta z$$

і отже

$$\frac{d^2z}{dt^2} = g\left(\frac{T'_0 - T_0}{T}\right) - g\left(\frac{\gamma_a - \gamma}{T}\right)\Delta z. \quad (8.3)$$

Звідси видно, що прискорення визначається двома причинами, вплив яких і представлено двома доданками в правій частині рівняння (8.3). Перший доданок виражає залежність прискорення від величини початкового перегріву ($T'_0 - T_0$) частки стосовно навколишнього повітря; друге - дає представлення про залежність прискорення від стратифікації атмосфери ($\gamma_a - \gamma$).

Множачи (8.2) на Δz , можемо одержати енергію конвективного потоку:

$$E = \frac{d^2 z}{dt^2} \Delta z = g \frac{T' - T}{T} \Delta z .$$

Збільшення енергії в деякому шарі:

$$dE = g \int_{z_0}^z \frac{T' - T}{T} dz . \quad (8.4)$$

Використовуючи рівняння статички $gdz = -\frac{dP}{\rho} = -\frac{RT}{P} dP$, запишемо (8.4) в ізобаричній системі координат:

$$dE = -R \int_{P_0}^P \frac{T}{P} \left(\frac{T' - T}{T} \right) dP = -R \int_{P_0}^P (T' - T) d \ln P . \quad (8.5)$$

Геометричне тлумачення цього вираження зводиться до того, що воно показує площу енергії нестійкості між кривими стану, стратифікації й ізобарами P и P_0 . Позитивна енергія нестійкості (d) тим більше, чим більше (вправо) відхилення кривої стану від кривої стратифікації.

При переході всієї енергії нестійкості в кінетичну енергію висхідних конвективних рухів в шарі від рівня z_0 до висоти z можна записати, що

$$w_{Kz} = \sqrt{w_{Kz_0}^2 + 2E} \quad (8.6)$$

Підставляючи (8.5) у (8.6), одержимо

$$w_{Kz} = \sqrt{w_{Kz_0}^2 + 2R \int_{P_0}^P (T' - T) d \ln P}$$

(поміняли місцями границі інтегрування) чи приблизно

$$w_{K_z} = \sqrt{w_{K_{z_0}}^2 + 2R(\overline{T'-T}) \ln \frac{P_0}{P}} .$$

Звичайно розраховується середня вертикальна швидкість конвекції $\overline{w_K}$ для всіх часток, що беруть участь у конвективном перенесенні:

$$\overline{w_K} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n w_{K_i} , \quad (8.8)$$

де n - число рівнів, w_i - вертикальна швидкість i -тої частки. На практиці $\overline{w_K}$ визначається по графіках у залежності від $(\overline{T'-T})$, тому що вертикальна швидкість конвективного потоку прямо пропорційна коренню квадратному з вираження: $\overline{w_K} = a\sqrt{\overline{T'-T}}$, де a - коефіцієнт.

Максимальні значення швидкість підйому частки повітря досягає на рівні $H_{\text{конв}}$ - висоті перетинання кривої стану і кривої стратифікації. Верхня границя хмари визначається рівнем, де швидкість висхідного потоку дорівнює нулю.

Умова підйому вологого повітря: $\gamma > \gamma_{\text{ва}}$, сухого повітря нижче рівня конденсації: $\gamma > \gamma_a$.

Цей метод може бути застосований до розрахунку швидкості висхідного потоку в центральній частині розвинутої грозоградової хмари (потужних Сб), де ефекти залучення не спостерігаються.

Обмеження даного методу. Метод не враховує взаємодії об'єму, що піднімається, з навколишнім середовищем, тому що розглядається ізольований об'єм повітря. Не враховуються компенсуючі зворотні рухи повітря.

Варто пам'ятати, що в реальних умовах завжди відбувається деяке перемішування і теплообмін повітряної маси, що переміщається, з навколишнім середовищем. У цьому випадку процес уже не можна вважати адіабатичним.

Не враховується розподіл вологості вище рівня конденсації. Це є істотним недоліком. Деяке удосконалювання даного методу може йти шляхом одержання параметрів конвекції для даного регіону з урахуванням інтенсивності конвективних явищ.

8.3.2. Метод шару.

Наприкінці 30-х років минулого сторіччя Я. Б'оркнесом і С. Петерсоном була запропонована більш складна і повна адіабатична модель, що в

подальшому була застосована до аналізу і прогнозу конвективних явищ І. Бирсом, Н.С. Шишкін, Г.К. Сулаквелідзе та іншими вченими. У цій моделі враховується той факт, що висхідні рухи повітря в конвективних потоках супроводжуються низхідними рухами повітряного середовища, що розділяє ці потоки. Низхідні рухи викликають адіабатичне нагрівання середовища, у результаті чого відбувається зрушення кривої стратифікації в область більш високих температур. При цьому передбачається, що стан повітря, що піднімається, змінюється по адіабатичному закону так, що крива його стану збігається з кривою стану в методі частки.

Однак різниця температур між кривою стану і кривою стратифікації виявляється в цій моделі багато меншою. Зменшується швидкість висхідних рухів, знижується рівень вирівнювання температур висхідного потоку і навколишнього середовища і, відповідно, очікувана верхня границя конвективної хмарності.

Спосіб розгляду конвективних явищ, що враховує спадні рухи внеоблачної середовища, одержав назву методу шаруючи. Умова чи нестійкості розвитку конвективних рухів по методу шаруючи визначається співвідношенням $\gamma > \gamma^*$, де γ^* - рівноважний градієнт (по Н.С. Шишкіну

$$\gamma^* = \frac{\gamma_{\text{ва}} + \gamma_{\text{а}}}{2}.$$

Для висновку критерія нестійкості по методу шару необхідно оцінити різницю температур хмарного і позахмарного повітря з урахуванням змін, викликаних низхідними компенсуючими потоками.

Таким чином, у методі шару розглядається енергія компенсуючих рухів протилежного напрямку сусідніх часток.

Розглянемо деякий шар повітря, обмежений рівнями z_1, z_2 , у якому маються висхідні і низхідні рухи.

Введемо такі умовні позначення. S_B, W_B - перетин і вертикальна швидкість об'єму, що утворює висхідний рух; S_H, W_H - перетин і вертикальна швидкість об'єму, що утворює низхідний рух.

Припустимо, що 1) усі зміни усередині виділеного шару відбуваються адіабатично; 2) під впливом горизонтальних рухів (якщо вони є) метеорологічні величини в шарі не змінюються; 3) маса усього виділеного шару залишається незмінною.

Останню умову збереження маси в шарі, якщо зневажити малими змінами щільності, можна записати:

$$S_B W_B + S_H W_H = 0; \quad W_H = -\frac{S_B}{S_H} \cdot W_B \quad (8.9)$$

Якщо в початковий момент часу $t=0$ температура на висоті z_1 дорівнює T_1 , на z_2 вона складає T_2 (і на деякому рівні z усередині шару - T), а градієнт у всій товщі шаруючи дорівнює γ , то різниця температур:

$$T_1 - T_2 = \gamma(z_2 - z_1). \quad (8.10)$$

Через деякий проміжок часу Δt на рівень z прийдуть частки з z_1 і z_2 , що будуть мати температури:

$$T_B = T_1 - \gamma_a W_B \Delta t \quad (8.11)$$

$$T_H = T_2 - \gamma_{ca} W_H \Delta t,$$

$$\Delta T = T_B - T_H = (T_1 - T_2) - (\gamma_a W_B - \gamma_{ca} W_H) \Delta t. \quad (8.12)$$

Замінімо $T_1 - T_2$ з (8.10), з огляду на від'ємний знак низхідних рухів W_H :

$$\Delta T = \gamma(z_2 - z_1) - (\gamma_a W_B - \gamma_{ca} W_H) \Delta t. \quad (8.13)$$

Знайдемо $z_2 - z_1$, для чого визначим рівень z , на який піднімалися частки:

$$z = z_1 + W_B \Delta t$$

$$z = z_2 + W_H \Delta t,$$

$$z_2 + W_H \Delta t = z_1 + W_B \Delta t,$$

$$z_2 - z_1 = (W_B - W_H) \Delta t. \quad (8.14)$$

Підставимо (8.14) у (8.13) і розкриємо дужки:

$$\Delta T = \gamma W_B \Delta t - \gamma W_H \Delta t - \gamma_a W_B \Delta t + \gamma_{ca} W_H \Delta t. \quad (8.15)$$

Згрупуємо члени в (8.15):

$$\Delta T = (\gamma - \gamma_a) W_B \Delta t - (\gamma - \gamma_{ca}) W_H \Delta t. \quad (8.16)$$

Підставимо з (8.9) значення W_H через відношення перетинів:

$$\Delta T = \left((\gamma - \gamma_a) + (\gamma - \gamma_{ca}) \frac{S_B}{S_H} \right) W_B \Delta t. \quad (8.17)$$

Для розвитку конвекції ($W_B > 0$) необхідно, щоб значення $\Delta T = (T_B - T_H) > 0$ (ΔT - критерій нестійкості по методу шару).

Найбільший практичний інтерес представляє випадок, коли висхідний потік насичений, а низхідний - ненасичений. Тоді з рівняння (8.17) впливає умова стійкості і нестійкості атмосфери. Значення рівноважного градієнта γ^* визначається при $\Delta T=0$ і має вид (по Н.С. Шишкіну):

$$\gamma^* = \frac{\gamma_{ва} + \gamma_a}{2} .$$

Розрахунок ΔT здійснюється в шарі між рівнем конденсації і конвекції.

До рівня конденсації крива стану будується аналогічно методу частки.

$\Delta T > 0$, якщо $\gamma > \gamma_a$, тобто якщо атмосфера стратифікована нестійко. Конвекція посилюється при $\gamma > \gamma_{ca}$.

Інтенсивність конвекції залежить від співвідношення площ конвективних струменів. При $S_H \rightarrow 0$ конвекція буде максимальною, тому що площа низхідних струменів - мінімальна.

З розвитком низхідних рухів величина ΔT убуває. Максимальна вертикальна довжина конвективних хмар спостерігається при невеликій їхній кількості. Зі збільшенням кількості хмарності вертикальна потужність убуває, тому що убуває ΔT .

Модель шару більш громіздка, а справджуваність прогнозу конвективних явищ уступає методу частки. Хоча в цілому, параметри конвективних хмар непогано погоджуються з екстремальними значеннями, отриманими експериментальним шляхом (це справедливо для обох методів).

По фізичних умовах, покладених в основу, усі способи прогнозу грозової діяльності на період до 12 годин можна розділити на 3 групи: а) метод частки; б) метод шару; в) метод, що враховує неадіабатичність процесів при розвитку конвекції.

Метод частки докладно розроблений Н.В. Лебедевою, а за кордоном - Галуєєм, Шоуолтером, Бейлі, Рекліфом та інш.

Метод шару стосовно до прогнозу гроз розроблений Н.С. Шишкіним, а за кордоном для району Фінляндії - А. Сіміля.

Метод, що враховує неадіабатичність атмосферних процесів, розроблений І.А. Славіним. За кордоном цей метод знайшов відображення в роботах Фауста, Кокса, Уайтинга.

Необхідно відзначити, що кожний з описаних методів може застосовуватися (з визначеним ступенем наближення) для розрахунку параметрів конвекції в період її максимального розвитку при різних конвективних процесах. Так, метод шару застосуємо для оцінки параметрів конвекції при внутрімасових процесах. Ще раз варто підкреслити, що метод частки і метод шару мають дуже істотний недолік. У них зовсім не

враховується вертикальний розподіл вологості навколишнього повітря, що відіграє велику роль у розвитку потужних купчасто-дощових хмар. Цей недолік відсутній у моделях конвекції, побудованих на основі аналізу потенційної нестійкості атмосфери.

8.4. Вплив залучення на умови розвитку конвективних явищ

В основу методів частки і шару покладене припущення про відсутність обміну між хмарою і навколишнім середовищем. Однак, дослідження показують, що висхідний конвективний потік втягує повітря з навколишнього середовища.

Частки повітря, що беруть участь у конвективному підйомі, переміщуються вгору прискорено:

$$\frac{d^2z}{dt^2} = g \frac{T' - T}{T}$$

У верхній частині хмари формується процес відтоку повітряних мас у горизонтальній площині. Відтік повітряних мас має інтенсивність, що перевищує конвергенцію повітряних часток у шарі КНС. Ця невідповідність свідчить про те, що в купчастій хмарі поза шаром КНС має місце горизонтальний приплив повітряних часток. Якщо в навколишній атмосфері повітряна маса не знаходиться в насиченому стані, його приплив у горизонтальній площині впливає на розвиток конвективних явищ. Присутність процесу випаровування в сухому повітрі - свідчення того, що об'єми повітря, що піднімаються, взаємодіють з навколишнім середовищем. Порівняння параметрів конвекції в момент розвитку конвективних явищ з розрахунковими параметрами показує наступне.

Верхня границя S_b розрахункової конвекції перевищує верхню границю реальної купчасто-дощової хмари на 180 гПа. Ця різниця також підтверджує взаємодію часток (у хмарі) з навколишнім середовищем. У середньому ці 180 гПа складають приблизно 25% потужності купчастої хмари. Тобто приблизно 1/4 частина хмари складається з часток, що притікають у дану хмарну систему з навколишнього середовища. Врахування припливу часток у хмару в горизонтальній площині називається *процесом залучення*.

Це дуже складний процес, теоретично вирішити його поки не удалося. Врахування ведеться, в основному, емпіричним шляхом.

Врахування залучення скорочує різницю у визначенні рівня конвекції приблизно до 60 гПа, тобто на 2/3.

Аналіз величини $\gamma_{до}$ виходить з урахуванням залучення в кучевом хмарі, показує, що приблизно в 76% випадків $\gamma_{ко} > \gamma_{ва}$. Приплив повітряної маси з позахмарного середовища підсилює конвективний підйом у хмарі.

Правда, в окремих випадках врахування залучення дозволяє одержати шари зі стійкою стратифікацією (якщо навколишнє повітря дуже сухе).

Між рівнем конденсації і рівнем конвекції температура хмарної маси задається кривою стану. Крива стратифікації може мати самий різноманітний хід. При виникненні конвекції повітря, що піднімається, безупинно переміщується з більш холодним і менш вологим повітрям навколишнього середовища, тобто хмарна маса взаємодіє з навколишнім середовищем.

За рахунок цієї взаємодії змінюється T' і T_d' у хмарі. Якщо між хмарною масою і навколишнім середовищем відзначається значний дефіцит ΔT_d , то адіабатичні частки, що піднімаються, можуть бути ненасичені. Допустимо, $q'=12 \text{ м}\cdot\text{кг}^{-1}$; $q=2,2 \text{ м}\cdot\text{кг}^{-1}$; $\bar{q}=10 \text{ м}\cdot\text{кг}^{-1}$, тобто повітря ненасичене, тому що \bar{T} лежить праворуч від \bar{q} . При цьому T' може змінюватися на ΔT , а q' на Δq . Прийmemo, що ця зміна в середньому складає $1/4 T'$ і T_d' хмарної маси. Виникає необхідність у визначенні даних виправлень. Для цього знаходиться середня температура і середній вологовміст суміші навколишнього повітря і хмарної маси:

$$\bar{T} = \frac{4T' + T}{5}; \quad \bar{q} = \frac{4q' + q}{5}.$$

Дану операцію можна робити багаторазово. Статистика показує, що доцільніше дані розрахунки виконувати на картах AT_{700} і AT_{500} , тобто ці рівні близькі до середини хмари (зі статистики для помірних широт). Істотне відхилення кривої стану хмарного повітря від вологої адіабати починається вище рівня конденсації.

Одержують температуру суміші і наносять її на діаграму на відповідних поверхнях. У даному випадку об'єм повітря не знаходиться в насиченому стані (за рахунок залучення). Для того, щоб одержати температуру повітря і температуру точки роси з урахуванням залучення, а також масу в насиченому стані, необхідно для часток суміші на розглянутому рівні знайти свій рівень конденсації. І так треба зробити для всіх рівнів. Розподіл температури і вологості в хмарі вийде шляхом побудови ламаної лінії від нижнього рівня конденсації до рівнів конденсації, побудованих з урахуванням залучення. Від останнього рівня конденсації розподіл температури і вологості хмарної маси показує відрізок вологої адіабати до рівня конвекції.

Величину ΔT (це величина, на яку потрібно виправити температуру хмарної маси) можна одержати по наступних емпіричних співвідношеннях:

$$\Delta T = \Delta T_0 - k \Delta T_0 \frac{q' - q}{1 + 0,2q'} \quad (8.18)$$

$$\Delta T_{500} = \Delta T_{0500} - k \Delta T_{0500} \left(\frac{q' - q}{1 + 0,2q'} \right)_{700}$$

де $k_{500} = 0,6 - 0,02 \Delta T_{0500}$ - коефіцієнт, знайдений емпірично (різний для різних районів).

$$\Delta T_{700} = \Delta T_{0700} - 2,5 \bar{k}_{700} \Delta P \left(\frac{q' - q}{1 + 0,2q'} \right), \quad (8.19)$$

де $\bar{k}_{700} = 0,003 + 0,001(T' - T)_{700}$.

$\Delta T_0 = T' - T$ на розглянутому рівні;

q - масова частка водяної пари в повітрі, що утягується;

q' - масова частка насиченої водяної пари на вологоадіабатичній ділянці процесу;

\bar{k} - коефіцієнт залучення в шарі від рівня конденсації з тиском P_K до рівня $(P_K - \Delta P)$;

$\Delta P = 150$ гПа, якщо рівень конденсації для часток, що піднімаються з нижньої границі КНС, розташований нижче поверхні 850 гПа. Якщо рівень конденсації розташований вище 850 гПа, то $\Delta P = P_{ур. \text{конд}} - 700$ гПа.

У приведених вираженнях зміни температури вказують на різницю між температурою і вологовмістом хмарної маси і навколишнього повітря.

Таким чином, вплив залучення і перемішування полягає в зниженні температури хмари і зменшенні його водності, збільшенні маси хмари і збільшенні вертикального градієнта температури хмари. При залученні загальна нестійкість зменшується, але при цьому створюється нестійкий стан у самій хмарі ($\gamma_{обл} > \gamma_y$ при $T = T_d$), завдяки чому в хмарі виникають дрібномасштабні вертикальні потоки і турбулентність.

8.5. Деякі методи прогнозу конвективних явищ закордонних авторів (метод Уайтинга і метод Шоуолтера)

Метод Уайтинга (розроблений у США)

1. Розраховується деякий коефіцієнт K як показник можливості розвитку конвективних явищ:

$$K = (T_{850} - T_{500}) + T_{d850} - (T - T_d)_{700}, \quad (8.20)$$

$(T_{850} - T_{500})$ - показник запасів енергії нестійкості в шарі 850-500 гПа;

T_{d850} - дозволяє врахувати вологовміст повітряної маси;

$(T - T_d)_{700}$ - враховує вологовміст повітряної маси на поверхні 700 гПа і побічно враховує процес залучення. Чим сухіше атмосфера, тим менш сприятливі умови для розвитку конвекції.

За рубежем "К" відомий як параметр Джорджа. При $K < 20$ - грози відсутні; $20 < K < 25$ - очікуються грози, число яких зростає зі збільшенням К; $25 < K < 30$ - грози місцями (рідко розкидані грози); $K > 30$ - грози повсюдно.

2. Дана методика передбачає розрахунок індексу К по території за допомогою фактичних даних ранкового радіозондування, проведення ізоліній К через 5°C .

3. На цю же карту (в області цих ізоліній) наносяться сумарні значення висоти $H = H_{850} + H_{700}$. За значеннями Н проводяться ізогіпси через 4 дам.

Якщо в області грозових осередків спостерігається збіжність ізогіпс при швидкості вітру (V) менш $10 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$, то К підвищується на 1 ступінь. Якщо при цьому швидкість $\geq 10 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$, то К підвищується на 2 ступені.

В області розбіжних ізогіпс при $V < 10 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ і при $V \geq 10 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ індекс К знижується на 1 чи 2 ступені відповідно.

Якщо спостерігається збіжність ізогіпс $H_{850+700}$ і одночасно з цим расходимість ізогіпс на поверхні AT_{200} і AT_{300} , то К підвищують ще на 1 ступінь.

Для використання даного методу в одному пункті рекомендується розрахунок К робити по майбутнім кривим стратифікації Т і T_d .

Досвід показує, що на ЄТР при індексі К більш 30 грози спостерігаються повсюдно, а при К більш 25-30 - окремі грози.

Метод Шоуолтера

Метод припускає розрахунок коефіцієнта нестійкості:

$$\Delta T = T_{500} - T_{850}^B, \quad (8.21)$$

де T_{850}^B - температура частки, що адіабатично піднімається з поверхні 850 гПа до 500 гПа (по вологій адіабаті з рівня конденсації).

При $\Delta T < 3^\circ\text{C}$ - можливі окремі грози; $\Delta T < 0^\circ\text{C}$ - грози; $\Delta T < -6^\circ\text{C}$ - торнадо і смерчі.

Якщо в шарі 850-500 гПа спостерігаються інверсійні шари (незалежно від походження), даний метод не спрацьовує.

Метод Шоуолтера для ЄТР найбільш показовий для прогнозу вечірніх гроз.

Це дуже простий метод, що саме завдяки своїй простоті виявився зручним для використання при об'єктивному прогнозі конвекції. Так, при машинному розрахунку карти небезпечних для авіації явищ погоди в Японському метеоагентстві як предиктори конвекції використовується різниця температур навколишнього повітря і повітря, що піднімається з поверхні 850 гПа. Критичні значення цієї різниці (індекс Шоуолтера) для злив і гроз складають відповідно 13 і +1...-2 С, а для сильних гроз – 3°С. Використовуються (на практиці) і інші критичні значення.

Над територією нашої країни успішність прогнозу невисока.

8.6. Прогноз кількості і тривалості зливових опадів

Даний метод короткострокового локального прогнозу опадів розроблявся протягом ряду років у відділі синоптичних досліджень ГМЦ РФ Катериною Максимівною Орловою (Орлова Е.М. Краткосрочный прогноз атмосферных осадков. - Л.: Гидрометеиздат, 1979). Це один з деяких способів розрахунку зливових опадів, він застосовний до розрахунку зливових опадів і в холодне півріччя, а також при виникненні злив у зоні атмосферних фронтів або за рахунок розвитку змущеної конвекції, що пов'язана з впливом орографії. Даний метод базується на врахуванні параметрів конвекції, отриманих методом частки, розрахунку вертикальної швидкості конвективного потоку, на визначенні інтенсивності зливових опадів по загальновідомій формулі А.Ф. Дюбюка з введенням у неї параметрів, що характеризують купчасто-дощову хмару. Застосування цієї формули засновано на припущенні, що вся сконденсована волога випадає у вигляді опадів, а погрішності зневаги при розрахунках водності хмар, випаровуванням при падінні крапель та інших мікропроцесів у хмарі, малі.

Найбільші труднощі у використанні даного методу полягали у встановленні залежності між $W_k = \sqrt{R(\overline{T'} - T) \ln \frac{P_0}{P}}$ (де всі позначення загальноприйняті) і \overline{W} - "фактичною" швидкістю конвективного потоку в купчасто-дощовій хмарі. Як показали дослідження ряду авторів $\overline{W} \approx \frac{1}{3} \overline{W}_k$.

Розрахунок кількості зливових опадів, так само як і розрахунок їхньої інтенсивності, виявився можливим завдяки введенню параметра k (чи α), що характеризує щільність конвективних струменів у купчасто-дощовій хмарі. Фактичні дані про цей параметр, про середню конвективну швидкість при зливах, про середні упорядковані швидкості і тривалість злив були отримані шляхом обробки великої кількості пльовіограм. $k = \frac{t_{\text{л}}}{t}$, де t - час випадання дощу (опадів), $t_{\text{л}}$ - час випадання зливових опадів.

Середнє значення k для літа складає 0,3. Ранньою весною і пізньою осінню, коли конвекція слабка, воно зменшується до 0,15-0,20. При $k \leq 0,05$ зливі опади дуже малі. При розрахунку інтенсивності зливових опадів рекомендується користуватися середніми для сезону величинами k .

$$Q = - \int_{z_0}^z \rho \frac{dq}{dt} dz, \quad (8.22)$$

$$Q = \frac{1}{g} \int_{p_0}^p \int_0^t \frac{dq_{\max}}{dt} dP dt,$$

де Q - загальна кількість опадів.

Інтенсивність зливових опадів, так же як облогових і мрячних, можна розрахувати за формулою:

$$I_{\text{л}} = - \int_{z_0}^z \rho w \frac{\partial q_{\max}}{\partial z} dz, \quad (8.23)$$

де q_{\max} - максимальне значення масової частки водяної пари (%);

ρ - густина повітря;

w - вертикальна швидкість.

Формула (8.23) отримана з (8.22):

$$\frac{dq}{dt} = \frac{\partial q}{\partial t} + u \frac{\partial q}{\partial x} + v \frac{\partial q}{\partial y} + w \frac{\partial q}{\partial z}.$$

Першими трьома доданками правої частини зневажаємо, тому що зливі опади утворюються в основному за рахунок процесів, що протікають у вертикальній площині.

$$I_{\text{л}} = - \int_{z_0}^z \rho \left(\frac{\partial q_{\max}}{\partial t} + u \frac{\partial q_{\max}}{\partial x} + v \frac{\partial q_{\max}}{\partial y} \right) dz - \int_{z_0}^z \rho w \frac{\partial q_{\max}}{\partial z} dz.$$

На підставі теореми про середнє значення інтеграла, формулу (8.23) для інтенсивності зливових опадів можна представити у вигляді:

$$I_{\text{л}} = - \left(\overline{\rho w \frac{\partial q_{\text{max}}}{\partial z}} \right) h, \quad (8.24)$$

де $h = z - z_0$ - шар конвекції;

\overline{w} ($\text{см} \cdot \text{с}^{-1}$) - середня вертикальна швидкість підйому кожної частки в конвективному шарі h , що залежить від величин m і $\overline{w_k}$.

$$\overline{w} = \sum_{i=1}^{i=n} \left(\frac{m \overline{w_k} h k}{m_1 H} \right), \quad (8.25)$$

де n - число КНШ;

h - потужність конвекції (чи товщина конвективного шару, гПа);

m - маса конвективно-нестійкого шару (г);

$\overline{w_k}$ - середня швидкість вертикальних потоків конвекції ($\text{м} \cdot \text{с}^{-1}$).

$$\overline{w} = \sum_{i=1}^{i=n} 0,33 \cdot 10^{-4} \cdot m \cdot \overline{w_k} \cdot h \quad (8.26)$$

При визначенні маси повітря, що піднімається під час конвекції, варто врахувати істотну особливість цього процесу. Купчасто-дощові хмари і зливи виникають внаслідок підйому маси повітря m величиною 100-300 г над площею 1 см^2 . Тому необхідно ввести множник m/m_1 , що показує у скільки разів $m < m_1 = 1000$ м - маси стовпа повітря в шарі атмосфери $H = 16$ км (межі інтегрування: $z_0 = 0$ чи 1000 гПа, $z = 16$ км).

Значить: m - маса КНШ у г, еквівалентна КНШ у гПа, m_1 - маса атмосфери, у якій розвивається конвекція.

У випадку термічної конвекції влітку, коли за нижню границю конвекції приймають підстильну поверхню, в середньому верхня границя конвекції визначається висотою купчастих хмар, вершини яких досягають 15-16 км. При $m_1 = 10^3$ г, $H = 900$ гПа (якщо $P_0 = 1000$ гПа, $P_1 = 100$ гПа (для 16 км), тобто $1000 - 100 = 900$ гПа), $k = 0,3$, справедлива формула (8.26).

Інтенсивність зливових опадів при розвитку вертикальних потоків конвекції визначається (інтеграл (8.23) перетворений за способом трапецій):

$$I_{\text{л}} = 1,5 \Delta q_{850} + 3,0 \Delta q_{700}, \quad (8.27)$$

де Δq_{850} і Δq_{700} - зміна вологості, що відповідає підйому повітря із середньою конвективною швидкістю за 1 годину з поверхні 850 чи 700 гПа;

$[I_{\text{л}}]=\text{мм}\cdot\text{год}^{-1}$.

Інтенсивність зливових опадів вимірюється плівіографом у $\text{мм}\cdot\text{хв}^{-1}$.

Інтенсивність, визначена по формулі (8.27), являє собою середню максимальну інтенсивність зливого дощу в якому-небудь пункті території радіусом 100 км, для центральної точки якої робиться розрахунок стратифікації T і T_d . Середня максимальна інтенсивність опадів у пунктах зазначеної території коливається від 5 до 30 $\text{мм}\cdot\text{год}^{-1}$, іноді до 50 $\text{мм}\cdot\text{год}^{-1}$.

Для обчислення кількості зливових опадів необхідно більш точно визначити інтенсивність і тривалість їхнього випадання.

$$Q = I_{\text{л}} \cdot t_{\text{л}}. \quad (8.28)$$

Тривалість зливого дощу являє собою суму інтервалів часу, протягом якого випадають опади з купчасто-дощової хмари. Для її визначення насамперед виявляється орієнтована тривалість (t_k) періоду, протягом якого в атмосфері можливі умови, сприятливі для виникнення конвекції.

Тривалість злив у пункті ($t_{\text{л}}$) залежить від числа хмар, що перемістилися над пунктом, і від швидкості їхнього переміщення:

$$t = \frac{k\bar{\sigma}_{1000-850}}{\bar{v}}, \quad (8.29)$$

де $\bar{\sigma}_{1000-850}$ - середня довжина траєкторії в шарі 1000-850 гПа за інтервал часу t_k , що відповідає площі, на якій виникають конвективні хмари;

\bar{v} - середня швидкість переміщення хмар;

k - щільність конвективних струменів або приблизна щільність хмар уздовж траєкторії.

Тривалість періодів розвитку конвекції в атмосфері збігається з тривалістю існування в районі прогнозу певних синоптичних ситуацій.

Напрямок переміщення нестійких повітряних мас з купчасто-дощовою хмарою визначається напрямком руху циклонів і фронтів. При використанні формули (8.29) швидкість переміщення \bar{v} приймається рівною середній швидкості вітру в шарі 700-500 гПа. Переміщення купчасто-дощової хмари зі швидкістю вітру в шарі 700-500 гПа, що спостерігається найбільш часто, пов'язано з розташуванням центра маси купчасто-дощової хмари в цих шарах атмосфери.

Для наближеного визначення t_k можна використовувати наступні ознаки. При стаціонарних циклонах або циклонах, що повільно переміщуються, з радіусом кривизни $r \geq 500$ км можливе виникнення нестійко стратифікованих шарів повітря, тобто умов, сприятливих для утворення купчасто-дощових хмар і випадання з них опадів в період $t_k=12$

годин. Величина t_k буде менше у фронтах, що швидко рухаються, у вузьких улоговинах або невеликих циклонах.

У літню пору, коли конвекція виникає в малоградієнтному баричному полі, період продовження конвекції приблизно дорівнює 6 годин, тому що потужні конвективні рухи, що приводять до виникнення купчасто-дощових хмар, спостерігаються, як правило, в інтервалі часу від 11 до 17 годин дня.

Якщо $t_k=12$ годин, то розрахунок $t_{л}$ проводиться по формулі (8.29) за умови, що $\bar{\sigma}_{1000-850}$ - 12-годинна траєкторія повітряної частки. При $t_k=6$ годин і зазначеній траєкторії розрахунок $t_{л}$ здійснюється по формулі:

$$t_{л} = \frac{0,5k\bar{\sigma}_{1000-850}}{\bar{v}} . \quad (8.30)$$

Тривалість злив значно збільшується, якщо купчасто-дощова хмара переміщається в район гірських хребтів, висоти яких досягають чи перевищують висоту розташування центра маси S_b .

Розрахунок тривалості зливи при $k=0,3$ і використанні різних способів визначення швидкості зсуву хмар (\bar{v}) і тривалості конвекції (t_k) дають задовільні результати. Перевага запропонованого способу - врахування даних про швидкість вітру в початковій і кінцевій точках траєкторії часток, особливо при уповільненому русі S_b .

Основний недолік зазначеного способу визначення $t_{л}$ полягає в тому, що при короткочасних зливах він дає більш завищене значення тривалості злив, ніж у дійсності. Наприклад, при проходженні вторинних холодних фронтів ($t_{л}$ мала і $t_{л}$ також).

Формула (8.29) у результаті більш повного дослідження тривалості злив приведена до вигляду Г.К. Веселовою:

$$t_{л} = k' \frac{\bar{\sigma}_{1000-850}}{\bar{v}_{700-500}} . \quad (8.31)$$

Значення k' для різних типів опадів і фронтів:

0,1 - внутрішньомасові зливи; 0,25 - фронт оклюзії; 0,3 - теплий фронт;
0,2 - холодний фронт; 0,1 - вторинні і розмиті холодні фронти.

Швидкість переміщення злив, відповідно до радіолокаційних досліджень переміщення S_b , приймається рівною $0,7 \bar{v}_{700-500}$.

9 ПРОГНОЗ ТУМАНІВ

9.1. Умови конденсації водяної пари в атмосфері

Для конденсації водяної пари необхідні дві умови: 1 - досягнення насичення, 2 - наявність ядер конденсації.

Вважаємо, що ядра конденсації в атмосфері є в достатній кількості. Досягнення стану насичення може статися по наступних причинах.

1. Пониження температури повітря.
2. Підвищення точки роси.
3. Дія обох чинників взаємна.
4. Змішення двох повітряних мас, близьких до стану насичення.

Якщо температура точки роси залишається постійною, то момент насичення настає тоді, коли температура знизиться і навпаки.

Причини, що приводять до пониження температури у поверхні землі.

1. Радіаційне охолодження.
2. Адвекція теплого повітря на холодну підстилаючу поверхню.
3. Адіабатичне охолодження (при підйомі по схилу гір).

Основними локальними джерелами підвищення температури точки роси є: випаровування з поверхні суші і водоймищ, випаровування крапель дощу або мряки. Випаровування з поверхні продовжується і в тому випадку, якщо повітря насичене, але джерело випаровування тепліше за температуру повітря доти, поки не наступить насичення. Тому перед теплим фронтом утворюються тумани.

Розглянемо приклад:

$$1) T_1=14^{\circ}\text{C}, e_1=15,6 \text{ гПа}, r<100\%.$$

$$2) T_2=2^{\circ}\text{C}, e_2=6,6 \text{ гПа}, r<100\%.$$

$$T_{\text{cp}} = \frac{14 + 2}{2} = 8; \quad e_{\text{cp}} = \frac{15,6 + 6,6}{2} = 11,1.$$

При 8°C треба для насичення $e=10,7$ гПа, тобто при змішенні вийшло насичення.

9.2. Класифікація туманів

Відповідно до фізичних причин виникнення розрізняються такі види туманів:

- Тумани охолодження:
 - *радіаційні* - поземні, низькі і високі;
 - *адвективні* - адвекція теплої повітряної маси, зниження хмар і переміщення туманної маси;

- *адвективно-радіаційні*;
- *орографічні* (гірських схилів, адіабатичні).
- Тумани випаровування:
 - *випаровування водоймищ* - випаровування арктичних морів, осіннє (зимове) випаровування рік, озер, внутрішніх морів, а також випаровування крапель теплої дощу в холодному приземному шарі;
 - *змішення* (берегові);
 - *водяний пил* (водоспадів, морського прибою і т.п.).
- Тумани, пов'язані з діяльністю людини:
 - *міські*;
 - *морозні* (селищні пічні, аеродромні);
 - *штучні*.

За агрегатним станом розрізняють: краплинні, крижані і змішані.

У залежності від вертикальної протяжності: поземні (висота верхньої межі ($H_{\text{ВМ}}$) до 2 м), низькі ($H_{\text{ВМ}}$ від 2 до 10 м), середні ($H_{\text{ВМ}}$ від 10 до 100 м), високі ($H_{\text{ВМ}}$ більше за 100 м).

По мірі погіршення горизонтальної видимості: слабкі (500-1000 м), помірні (200-500 м), сильні (50-100 м), дуже сильні (менше за 50 м).

За останні 35 років декілька разів мінявся критерій визначення сильних туманів. До вересня 1968 р. до СГЯ відносили туман, видимість якого 100 м або менше, потім туман видимістю ≤ 50 м і тривалістю ≥ 24 години. З червня 1972 р. тумани не фіксуються в технічних оглядах, тобто їх перестали вважати СГЯ. З грудня 1985 р. тумани з видимістю ≤ 100 м знову почали відносити до категорії сильних. З іншого боку, визначення сильних туманів ускладнює система кодування, прийнята для інструментальних і візуальних спостережень. Крім того, на різних станціях тумани фіксуються по-різному (тільки інструментально, як в Одесі, або візуально - Пожіжевська).

По синоптичній ситуації розділяють тумани внутрішньомасові і фронтальні.

9.3. Прогноз адвективних туманів методом Л.А. Ключникової

Цей метод потрібно рекомендувати при прогнозі адвективних туманів поблизу берега моря. Звичайно берегові тумани спостерігаються на побережжі морів при перенесенні теплих і вологих повітряних мас з водної поверхні на сушу.

Наближений математичний підхід до побудови теорії утворення берегових туманів і визначення умов їх виникнення був запропонований Л.А. Ключниковою в 1956 р. З аналізу отриманих математичних формул Ключникова зробила висновок, що основним чинником, що зумовлює виникнення берегових туманів, є різниця температур вода - суша. Був побудований графік прогнозу адвективного туману в прибережній зоні

шириною 25-100 км при наявності перенесення повітря з водної поверхні на сушу, по кількості сконденсованої води в приземному шарі повітря (рис. 9.1). Звичайно поверхня суші при цьому повинна мати температуру нижче за 0°C , а вода $\geq +5^{\circ}\text{C}$.

На горизонтальній осі відкладена водність туману, яку можна розглядати, як інтенсивність туману.

Значення температури поверхні води визначають по спостереженнях прибережних, острівних станцій або судів і беруть для прогнозу середньодобове її значення.

За температуру поверхні суші беруть мінімальне значення температури (t_{\min}) поверхні ґрунту за попередню добу.

У графіку не врахований вплив швидкості вітру, тому задовільні результати виходять при швидкостях вітру до 3-6 м/с. За оцінкою автора справджуваність методу становить 86%.

Для прогнозу туману по графіку потрібно зробити наступні операції.

1. Від точки на вертикальній осі, відповідній різниці температур води і ґрунту, провести горизонталь до перетину з тією нахиленою прямою, на якій позначена температура поверхні моря.

Таблиця 9.1 - Абсолютна вологість насичення над плоскою поверхнею води

$T, ^{\circ}\text{C}$	$A, \text{г}\cdot\text{м}^{-3}$	$\Delta A, \text{г}\cdot\text{м}^{-3}$	$T, ^{\circ}\text{C}$	$A, \text{г}\cdot\text{м}^{-3}$	$\Delta A, \text{г}\cdot\text{м}^{-3}$
14	12,1	1,4	0	4,9	0,7
12	10,7	1,3	-2	4,2	0,5
10	9,4	1,1	-4	3,7	0,5
8	8,3	1,0	-6	3,2	0,4
6	7,3	0,9	-8	2,8	0,4
4	6,4	0,8	-10	2,4	0,4
2	5,6	0,7	-12	2,0	0,3
0	4,9		-14	1,7	

2. Від точки перетину опуститися до горизонтальної осі і відлічити на ній величину водності туману в $\text{г}/\text{м}^3$ або інтенсивність явища.

Приклад. Середньодобова температура поверхні води 12°C , мінімальна температура суші 4°C , температура поверхні води в момент

спостереження $10\text{ }^{\circ}\text{C}$. $T_B - T_C = 12 - 4 = 8\text{ }^{\circ}\text{C}$. От значення $8\text{ }^{\circ}\text{C}$ (вертикальна шкала) переміщаємося ліворуч до ізолінії температури води $10\text{ }^{\circ}\text{C}$. Точка перетину лежить в області туману з водністю $0,28\text{ г/м}^3$.

Отже, при наявності вітру з моря на сушу потрібно чекати утворення адвективного туману.

Для того або іншого географічного району цей графік доцільно уточнити. Так само потрібно додатково розглянути вплив на утворення туману швидкості вітру в прибережній зоні і стійкості поступаючої повітряної маси.

У принципі, теплі тумани густіше, ніж холодні.

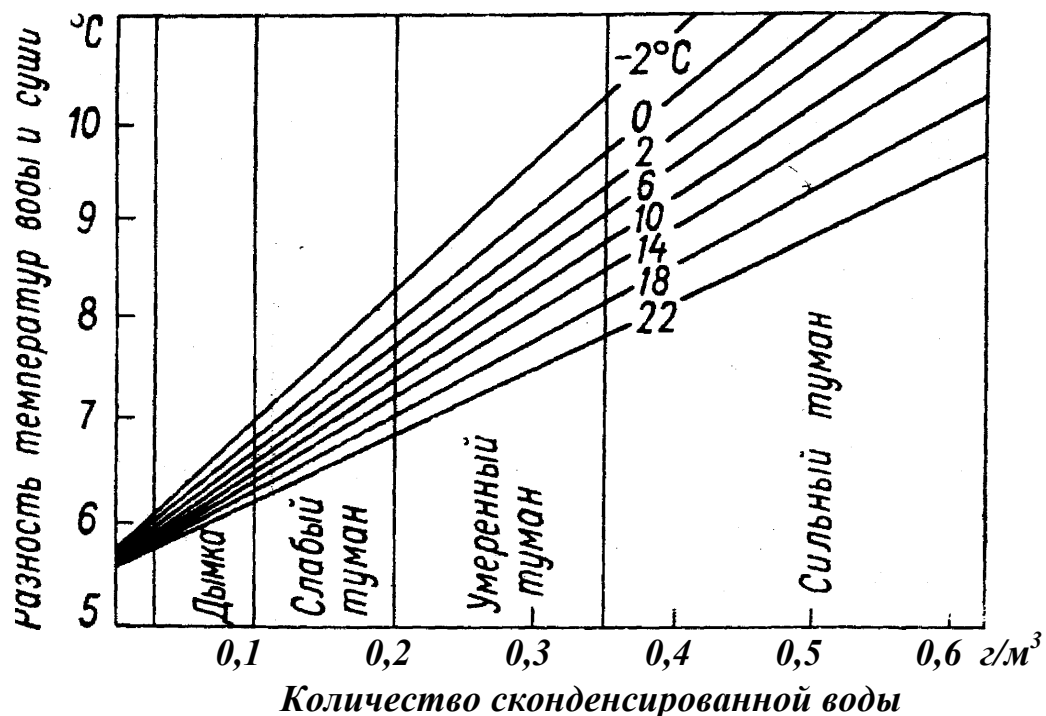


Рис. 9.1 - Діаграма для прогнозу адвективного туману в береговій зоні (нахилені лінії – ізолінії температури води).

9.4. Прогноз радіаційних туманів

Радіаційні тумани утворюються в антициклонах, гребнях, виступах, в седловинах, малоградієнтних баричних полях при таких умовах: вночі спостерігається радіаційне охолодження повітря, швидкість вітру не більше $2-3\text{ м/с}$ і стійка стратифікація в приземному шарі; також сприяють прогнута поверхня рельєфу і суха поверхня ґрунту.

Через $1-2$ години після виникнення туману приземна інверсія звичайно руйнується і переходить в піднесену.

Швидкість вітру з висотою може посилюватися: на висоті 100 м до 5 м/с, на висоті 300 м – до 7 м/с, на висоті 800-1000 м – до 9-10 м/с.

Прогноз починається з оцінки синоптичної ситуації. В подальшому, при сприятливій синоптичній ситуації переходять до розрахунків. За методиками А.С. Зверева і Н.В. Петренко, як вихідні використовують дані про температуру повітря і температуру точки роси за 18 год місцевого часу. За цими даними знаходять температуру туманоутворення T_T , при який туман утворюється (метод А.С. Зверева):

$$T_T = (T_d)_{18} - \delta T_d,$$

де δT_d – зниження T_d від вихідного строку до моменту утворення тумана.

За методом Н.В. Петренко поправку δT_d знаходять по таблиці (табл. 9.2).

Далі розраховують мінімальну температуру T_{min} . Якщо $T_T \geq T_{min}$, то очікується туман.

Мінімальну температуру прогнозують, наприклад, за методом Глазової, або Бачуриної, або використовую графік Берлянда (з врахуванням ефективного випромінювання; добре виправдовується в будь-який сезон року, окрім часу, коли земля вкрита снігом).

Треба також спрогнозувати і врахувати швидкість вітру.

Таблиця 9.2 – Середнє зниження T_d в залежності від її вихідного значення о 18 год.

$(\delta T_d)_{18}, ^\circ\text{C}$	δT_d	
	Биково	Шеремет'єво
20-11	1,7	2,2
10-0	2,0	2,3
-1,-10	2,2	2,5
-11,-20	2,7	3,0
-21,-30	3,4	3,6

Для прогнозу видимості в тумані можна використовувати графік В.Н. Петренко. В ньому враховується кількість вологи, яка сконденсується з моменту утворення туману (T_T) до моменту зниження температури до мінімальної (T_{min}).

Для використання графіку треба наявність туману (або його прогноз), та знаходять різницю:

$$(\delta T_d)_{max} = (T_d)_{18} - T_{min} .$$

Розсіювання радіаційного туману може відбуватися як до сходу сонця, так і після сходу. Після сходу сонця туман розсіюється через 2 години (частіше влітку або при відсутності снігового покриву); через 4 години – восени або при наявності снігового покриву.

Якщо туман утворився за 1-2 години до сходу сонця, то він розсіюється через 1.5-2 год; якщо за 2-3 години, то через 3-4 години.

Про потужність туману можна судити по розвідці літака, телевізійних вежах, і наявності даних радіозондування.

Час виникнення туману може бути також передбачений шляхом екстраполяції нічного зниження температури. Момент часу, коли коли екстрапольоване значення $T=T_T$, вважається за початок утворення туману. Для такого прогнозу можна використовуватися графік Зверева А.С.

Знаходять

$$\frac{\Delta T_T}{\Delta T_H} = \frac{T_o - T_T}{T_o - T_{\min}},$$

де ΔT_T – очікуване зниження температури від вихідного строку до виникнення туману;

ΔT_H – очікуване зниження температури від вихідного строку до настання нічного мінімуму температури.

На вертикальній шкалі графіку – частка ночі (n) в момент утворення туману (при заході $n=0$, при сході $n=1$, опівночі $n=0.5$).

Чим менше $\frac{\Delta T_T}{\Delta T_H}$, тим ближче до часу заходу сонця може утворитися туман. При $\frac{\Delta T_T}{\Delta T_H} = 1$ туман утворюється в час сходу сонця.

При зміні синоптичної ситуації туман може розсіюватися в будь-який час ночі:

- при появі хмарного покриву;
- при низхідних вертикальних рухах в шарі туману;
- при посиленні вітру;
- при випадінні дощу.

Доцільно встановлювати емпіричні зв'язки для кожного пункту і сезону.

Вертикальний розподіл видимості в радіаційному тумані. Найбільша щільність туману - у поверхні землі, з висотою щільність туману зменшується. Про це свідчать розрахунки розподілу водності в тумані з висотою (по Кошеленко І.В.). Часто спостерігається розбіжність в даних про видимість в тумані, отриманих з землі та з літака. Пілот дивиться під великим кутом, тобто напрям його зору проходить через туман досить

круто. Чим нижче, тим менше видимість, так як простежується вже вся товща туману.

9.5. Прогноз адвективного туману.

Адвективний туман виникає під час перенесення теплого і вологого повітря на холодну підстилаючу поверхню. Спостерігається на західних або північно-західних периферіях антициклонів, на вісі гребня, на східних периферіях циклонів (на теплих фронтах) і частіше в теплих секторах циклонів. При цьому додатковою умовою повинно бути послаблене турбулентне перемішування, інакше утворюється низька хмарність.

Для визначення наявності адвекції тепла знаходять температуру в початковій точці (T') траєкторії переміщення повітряної маси і порівнюють її з температурою в пункті прогнозу (T).

При адвекції тепла $T' - T > 0$.

Одночасно повітря повинне бути вологим, тобто $(T' - T_d')$ повинно бути малим. Якщо стратифікація стіка, то за таких умов ймовірний туман. Якщо біля поверхні землі розвинена турбулентність, то утворюється низька хмарність.

Для прогнозу адвективного туману можна використовувати графіки, запропоновані Кошеленко І.В. та Петренко Н.В. Вхідними параметрами в графік Кошеленко є:

- $\Delta' = T' - T_d'$ – дефіцит в початковій точці 9-ти годинній траєкторії;
- V – прогнозована швидкість вітру;
- $\gamma = \frac{T' - T}{S}$ - градієнт температури ($^{\circ}\text{C}/100 \text{ км}$), S – шлях частинки за

12 годин. Чим більше γ , тим більше ймовірність туману. Завчасність прогнозу складає 9 годин.

За графіком Петренко треба використовувати горизонтальний градієнт температури точки роси: $\gamma_{Td} = \frac{T_d' - T_d}{S}$, ($^{\circ}\text{C}/100 \text{ км}$).

Оба графіки є комплексними, містять три параметри. В них виділено три зони видимості в тумані: 100-300 м, 300-500 м, >500 м. Ці графіки перевірялись в різних місцях, їх справджуваність приблизно однакова і складає $\approx 80\%$, що в більшості випадків вважається як незадовільно.

Розсіювання адвективного туману можна очікувати:

- при припиненні адвекції теплого і вологого повітря і посиленні вітру, або при зміні на адвекцію сухого і холодного повітря;
- якщо є ознаки зміни напрямку вітру;
- при посиленні турбулентного обміну у зв'язку з посиленням швидкості вітру. При цьому в кожному районі є свої критерії: наприклад, в Шеремет'єво туман утримується до швидкості вітру 7 м/с, во Внуково – до 9 м/с, в Ростові-на-Дону – до 12-15 м/с;

- в результаті зменшення абсолютної вологості повітря; при переході повітря з відкритого ґрунту на сніг;
- при переході тумана в мряку, або при випадінні дощу з вищерозташованих хмар;
- в результаті радіаційного нагрівання ґрунту і приземного шару повітря (після сходу сонця);
- в результаті радіаційного охолодження верхньої частини хмарності.

Прогноз адвективного туману на березі моря і в відкритому морі. Адвективний туман в прибережній смужі виникає при перенесенні теплого вологого повітря з моря на холодну підстилаючу поверхню. За даними Петренко В.Н. вглиб на сушу до 50 км можна скласти графік прогнозу тумана.

В відкритому морі туман виникає при переході теплого вологого повітря з теплої поверхні води на холодну, або при переході з теплої течії на холодну. Іноді для виникнення туману достатньо зниження T_d на 1-2°C відносно початкового значення. Такий туман може виноситися з акваторії моря на сушу.

Орографічні тумани. Спостерігаються в умовах, коли повітря підіймається по схилах гір або високих хребтів, адіабатично охолоджується, але при стійкій стратифікації атмосфери.

Туман випаровування. Часто спостерігається над арктичними морями при переході із сильно вихолодженого над льодом або поверхнею ґрунту повітря на відкриту водну поверхню. Виникає випаровування, яке підвищує температуру точки роси. Повітря нагрівається знизу, зверху охолоджується. Виникає нестійкість атмосфери. Туман може бути в тих випадках, коли до переходу в повітрі спостерігалась добре виражена інверсія. В нижній частині шару інверсія може розмиватися. В дні без туману інверсія відсутня, а при наявності туману завжди з висоти 50-60 м до 200-300 м спостерігається затримуючий шар. Туман виникає при різниці температур повітря і води не менше ніж 10°.

К туманам випаровування відноситься туман, який спостерігається на початку зими і восені над ріками і озерами, коли температура поверхні води $\approx 0^\circ\text{C}$, а вище $-5, -10^\circ\text{C}$. Над ґрунтом добре виражена інверсія температури.

Міські і пічні тумани (або тумани при сильних морозах). В результаті роботи промислових підприємств в атмосферу поступає велика кількість пари та ядер конденсації. При низьких температурах, близьких до $-39,$

-40°C, при будь-якій вологості, слабкому вітрі і стійкій стратифікації може спостерігатися туман.

Вертикальна структура видимості в адвективному тумані. На відміну від радіаційного туману, в адвективному тумані видимість мінімальна не у поверхні землі, а біля верхньої границі шару тумана.

9.6. Тумани на Україні

Просторовий розподіл сильних туманів має велику мінливість, оскільки залежить не тільки від крупномасштабних процесів, але і від місцевих чинників, які можуть як сприяти, так і перешкоджати туманоутворенню.

Частіше за все (80 днів) сильні тумани спостерігаються в гірських районах України, Карпат і Криму. Значне число днів з туманом пов'язане з підйомом повітря по схилах і його адіабатичним охолодженням, а також з перенесенням низької хмарності, яка тут досягає поверхні землі.

Другий осередок підвищеної частоти днів з сильними туманами доводиться на південні навітряні схили Донецького кряжа Приазовської піднесеності, де крім орографії великий вплив має промислове забруднення. Збільшене число днів з сильними туманами відмічається на Волинській, Подольській, Придніпровській височинах.

У степових районах число днів з туманом значно меншає, що пов'язано з високою температурою повітря і ґрунту, відносно низькою вологістю і нестійким сніжним покривом. Рідше усього тумани бувають на південному березі Криму.

На підвітряних сторонах гір і височин число днів з туманами значно меншає. Так, на підвітряній стороні Донецького кряжа тумани відмічаються в 5 раз менше, ніж на навітряній.

Сезон туманів починається в жовтні, що зумовлено активізацією в цей час процесів адвекції, і закінчується в квітні. Частіше за все вони бувають у вересні-грудні, в приморських районах - лютому-березні.

Тумани видимістю ≤ 50 м бувають виключно рідко ($\leq 1\%$). Повторюваність туманів видимістю ≤ 100 м на більшій частині країни становить 2...9%, на півдні (в Одеській області) $\geq 20\%$, а на заході (Львів) - $< 1\%$ всіх випадків з туманами. Тумани видимістю 100 м частіше за все (28%) спостерігаються на півдні, рідше (7%) - на заході. Тумани видимістю 50...200 м мають найбільшу повторюваність.

У гірських районах Українських Карпат майже кожний туман (78%) можна віднести до категорії сильного. На іншій території таких туманів менше в 5-6 раз.

Нестійкість погоди в холодний період року приводить до великої мінливості сильних туманів від року до року. Самий активний процес

туманоутворення спостерігався в 1967 р., коли туманом було охоплено 13 областей. Згідно Н.В. Кошеленко, адвективні сильні тумани в 30% випадків займають територію більшу, ніж Україна. Але їх може не спостерігатися зовсім (1970 і 1986 рр.).

Найбільш тривалими і небезпечними є адвективні тумани. Зимою вони продовжуються? 100 ч підряд, хоч в середньому один сильний туман зберігається протягом 6...12 ч. Найбільш тривалі сильні тумани в Українських Карпатах, горах Криму, Донецькому Кряжі, де сумарна тривалість сильних туманів може досягати ≥ 100 ч.

Як правило, сильні тумани відмічаються зимою, коли при наявності сніжного покриву і великого альбедо добовий хід метеорологічних величин трохи згладжений. Максимум утворення сильних туманів доводиться на нічні і ранкові години, мінімум - на денні. Найбільша тривалість туману в нічні і ранкові години пов'язана з добовим ходом температури і вогкості повітря.

Великий вплив на утворення туманів надає розподіл метеорологічних величин, вологість повітря, вітру (температура повітря частіше за все $\pm 4^{\circ}\text{C}$, хоч максимальна повторюваність туману при температурі $\approx 0^{\circ}\text{C}$. Вологість повітря при туманах близька до насичення; в радіаційних туманах вологість може бути менше 90%. Вітер при адвективних туманах $\leq 3...4$ м/с, для радіаційних - 1...2 м/с. При південно-східних вітрах максимальна повторюваність туманів, північно-західних - мінімальна).

По ступені туманоутворення Україну можна розділити на 3 райони.

I район: гірські райони (Українські Карпати, Крим). Число днів з туманом перевищує 100, з сильним туманом - 80 днів.

II район: піднесені території центральної і південної частин України (Донецький Кряж, Приазовська, Волинська, Подольська, Придністровська височина) - другий осередок підвищеного числа днів з сильними туманами. На збільшення туманів впливає розташування відносних туманоутворюючих потоків, а на Донецькому Кряжі - сприяє забруднення від промислових підприємств, шахт і т.д. Число днів з сильними туманами - 20...30.

III район: рівнинні території південної степової зони (10...20 днів з сильними туманами).

10 ПРОГНОЗ ШКВАЛІВ

10.1. Загальні відомості про шквали і смерчі

Шквалом називається короткочасне місцеве посилення вітру до значень, що набагато перевищують значення градієнтного вітру в цьому районі. Напрямок вітру при шквалі звичайно зазначає різких змін. Тривалість шквалу за спостереженнями в одному пункті звичайно не перевищує кілька хвилин, хоча може складати і десятки хвилин. Переміщуючись вузькою смугою від декількох сотень метрів до декількох кілометрів (в окремих випадках до 50-70 км), шквал може існувати кілька годин.

По природі шквали підрозділяють на:

- шквали, що пов'язані з термічною конвекцією;
- шквали, що обумовлені термодинамічною конвекцією.

За явище шквал приймають посилення швидкості вітру біля землі $C_{\phi} \geq 20 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$. (Окремі автори приймають $C_{\phi} \geq 20 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$.) Причому $20 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ - це слабкий шквал. Максимальна швидкість вітру при шквалі $\geq 40 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$. Як уже було сказано, при розвитку даного явища $C_{\phi} \gg C_g$. Це вказує на те, що розвиток шквалу обумовлений не неоднорідністю полю тиску, а розвитком конвекції.

Механізм виникнення шквалу не цілком відомий і ясний. Крім того, ми не маємо у своєму розпорядженні достатню кількість спостережень за шквалом. З цими двома причинами і пов'язані труднощі прогнозу шквалу.

У сучасних методах прогнозу шквалу використовуються деякі параметри конвективної структури горизонтального потоку в атмосфері (наприклад, розглянута сума швидкостей у нижньому 5-кілометровому шарі, враховується присутність фронту і його інтенсивності, наявність струминних течій і т.д.).

В умовах СНД шквали мають велику повторюваність у районі південно-західної частини ЄТР, південного сходу України, на сході Чорного моря і Закавказзя. В окремих випадках шквали відзначалися в центральних і північних районах ЄТР.

Шквалонебезпечна ситуація може створюватися по всій території України, але визначеної закономірності в їхньому просторовому розподілі не виявлено. Один раз у 3-5 років шквали бувають у Кіровоградській, Одеській, Київській, Чернігівській, Житомирській, Дніпропетровській, Черкаській, Кримській, Волинській, Вінницькій, Донецькій, Львівській, Харківській і Херсонській областях. В інших областях - один раз у 10 років.

В цілому по країні шквали бувають майже щорічно (77%) у тій чи іншій області. Так, за 1966...87 рр. на Україні їх зареєстровано більше 100

(для порівняння з Молдовою - усього 11), однак у 1977, 78, 79, 82 і 83 рр. шквалові ситуації не виникали.

Незважаючи на труднощі, пов'язані з локалізацією шквалів і відсутністю досить переконливої статистики, можна виділити райони з однаковою повторюваністю шквалів.

1 район: північні і центральні області (Чернігівська, Київська, Житомирська, Черкаська, Кіровоградська, Дніпропетровська); Донецький кряж, південний захід (Одеська область), Крим (частота - 1 раз у 3 роки).

2 район: Волинська, Львівська, Вінницька, Полтавська, Харківська, Херсонська області (частота 1 раз у 5 років).

3 район: захід (Ровенська, Закарпатська, Івано-Франківська, Чернівецька, Тернопільська, Хмельницька області), схід (Луганська область), північний схід (Сумська область), а також південні області (Миколаївська, Запорізька) - 1 раз у 10 років.

Дуже близько по природі до шквалу явище *смерч* (над сушею називають тромб, у США - торнадо).

Якщо шквал, пов'язаний з конвекцією, - це вихор з горизонтальною віссю обертання, то смерч - це сильний вихор із квазівертикальною віссю, часто вигнутою. Діаметр смерчів, що мають чіткі обриси, складає кілька десятків метрів, з розмитими обрисами - кілька сотень метрів.

Тиск повітря в смерчі значно нижче навколишнього, розходження досягає іноді 40 гПа. Мінімальний тиск, що зареєстровано, 912 гПа. Швидкість вітру в смерчі, за розрахунковими даними, дорівнює приблизно $100 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$, але може перевищувати навіть $330 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ при $\frac{\partial P}{\partial n} = 10 \text{ гПа}\cdot 100 \text{ м}^{-1}$.

Прямі виміри швидкості вітру у вирві смерчу в теперішній час неможливі.

Швидкість переміщення смерчів різна і залежить від швидкості руху хмари, що породжує смерч. Іноді вони рухаються повільно, майже стоять на місці, іноді несуться з величезною швидкістю - $200 \text{ км}\cdot\text{год}^{-1}$. Особливо швидко переміщаються смерчі, що виникають влітку при грозах на холодних фронтах II роду. У США спостерігався смерч, що за 7 годин свого існування пройшов шлях у 450 км.

На Європейській території СНД кожне літо буває кілька смерчів. Однак північніше 60-й паралелі смерчі - надзвичайно рідке явище. Самий північний смерч відзначений біля Соловецьких островів (Біле море), самий південний - на Чорному й Азовському морях. На Чорному морі за 6 років відзначено 24 випадки смерчу. (3.07.74 р. при грозі зі зливою і градом смерч 100-метровою смугою пройшов по м. Горькому. Вирвав близько 300 дерев, зруйнував ряд будинків і палац спорту і т.д.)

У Західній Європі смерчі утворюються досить часто, але рідше, ніж у США. У США за період з 1916 по 1962 рр. зареєстровано 11053 смерчів, у 1964 р. їх було 717, у 1967 р. - 864. Найбільше число смерчів зафіксоване в 1965 р. - 927.

Небезпека смерчів для авіації складається в їхній руйнівній силі, що може бути величезною. Смерч здатний руйнувати не тільки літаки на стоянках і в ангарах, але й аеродромні будинки. Особливо небезпечні смерчі для літаків у польоті.

За період з 1963 по 1968 рр. на регулярних авіалініях держав - членів МОГА приблизно 2% від загального числа авіакатастроф внаслідок метеорологічних умов було викликано смерчами й ураганами. Катастрофи відбулися при зльоті і на маршруті.

Руйнівна дія смерчів обумовлюється переважно гігантською швидкістю вітру і сильним перепадом атмосферного тиску. У внутрішній порожнині смерчу тиск різко знижений. Тому, як тільки вона стосується іншої більш-менш замкнутої порожнини, остання вибухає повітрям, що спрямовується з неї у вирву.

На території України смерчі - явище рідке. Спостерігаються вони звичайно в теплий період року. Частіше (34%) смерчі бувають у серпні. Значна їхня повторюваність (22-26%) у червні-липні. У вересні-жовтні вони відзначаються тільки на півдні (Одеська, Херсонська і Кримська області) і повторюваність їх у ці місяці складає усього 3...4%. Так, за період з 1966 по 1987 рр. зареєстровано 34 випадки смерчу (по всій Україні). Найбільша повторюваність смерчових ситуацій характерна для південних областей (Херсонський, Запорізька і Крим), а також Київська область, де вони бувають 1 раз у 5 років (20% імовірність). На території інших областей їхня частота значно менше - 10% імовірність. У той же час є області (Полтавська, Кіровоградська, Житомирська, Хмельницька, Тернопільська, Івано-Франківська і Закарпатська), на яких смерчі не реєструються по 20 років і більш.

У цілому по Україні шквали спостерігаються майже щорічно в тій чи іншій області, але в окремі роки (67, 68, 77, 81, 82, 86 та ін.) вони відсутні.

Смерчі, як правило, носять локальний характер і поширюються на невеликій площі. Іноді смерчі можуть охоплювати значні території. Характерним у цьому відношенні є смерч 18.08.69 р. Він почався в Черкаській області на ділянці між Уманню і Христинівкою (18 пунктів) і захопив південь Київської області (Тараща - Кагарлик). Смерч пройшов вузькою смугою, ширина якої складає 10 км, а довжина 150 км. Смуга була орієнтована на північний схід, трохи відхиляючись від напрямку основного переносу то вліво, то вправо.

Руйнівна сила смерчів утрудняє визначення різних їхніх параметрів (тривалість, швидкість, напрямок вітру й ін.), тому що прилади при їхньому проходженні виходять з ладу. Тому їх визначають непрямим шляхом.

Тривалість смерчів на Україні невелика і коливається від 1...2 до ≥ 10 хв. Найчастіше (83%) вони тривають 0,2 години, смерчі тривалістю

0,3...0,5 годин - усього 17%. Найбільш тривалий смерч (1,4 години) спостерігався в Запорізькій області (очевидно це сумарна тривалість).

Швидкість вітру визначається по руйнівній силі шквалу і складає в ньому сотні км·год⁻¹, а швидкість переміщення - 40...70 км·год⁻¹, що відповідає швидкості руху фронтів і циклонів.

Вдалося виявити райони, що найбільше піддані впливу смерчів, але так як статистика не досить переконлива, те нема сенсу загострювати увагу на районуванні.

Близько 90% випадків (в умовах СНД) дані явища розвиваються на атмосферних фронтах. Як і град, вони розвиваються на холодних фронтах із хвилями, що повільно переміщуються, і на фронтах оклюзії. $T_v \geq 7,5^\circ\text{C} / 750 \text{ км}$ (убік теплого повітря відстань 250 км і убік холодного - 500 км). Зони шквалів спостерігаються біля вершин хвильових збурень, на висотах, як правило, присутня струминна течія. Шквали розвиваються на антициклонічному боці струминної течії в області струменя, що відповідає дельті ВФЗ.

За даними за 1956-69 рр. шквали відзначалися: 75% - травень-серпень, 95% - березень-вересень, максимальна повторюваність - у червні. За часом: 80% - 12-21 година, максимум - 15-18 годин, мінімум - 03-06 годин.

Спостереження за хмарністю під час розвитку інтенсивних шквалів і смерчів вказує на наявність своєрідних хмарних систем. При розвитку цього явища необхідна так звана "материнська хмара" - потужня хмара в системі хмарного валу має тенденцію обертатися проти годинникової стрілки. Спостереження на полігонах у США вказують, що розвиток шквалу супроводжується різким зниженням температури за рахунок низхідних рухів (по вологій адіабаті в хмарі), нестійкості повітряної маси і процесів випаровування. Внаслідок чого утворюється "карликовий" антициклон, а на барограмі вимальовується "грозивий ніс" (падіння тиску перед шквалом, швидкий ріст під час шквалу і падіння тиску по закінченню шквалу).

Розрізняють внутрішньомасові і фронтальні шквали.

Внутрішньомасові шквали характерні для теплої нестійкої вологої маси при розвитку гроз (іноді навіть уночі). У холодній нестійкій повітряній масі в тилу циклона грози й інтенсивні шквали спостерігаються рідко. Частіше це посилення вітру при проходженні купчасто-дощових хмар і випадання зливових опадів (заряди). Іноді грози і шквали розташовуються уздовж лінії нестійкості, що існує короткочасно.

Фронтальні шквали часто пов'язані з холодними фронтами, включаючи холодні фронти оклюзії. Якщо відносно тепла повітряна маса є вологою і нестійкою, то на відстані 50-100 км перед лінією холодного фронту може утворитися лінія нестійкості довжиною 100-500 км, уздовж якої спостерігаються грози і шквали, але частіше грози і шквали пов'язані безпосередньо з проходженням лінії холодного фронту.

10.2. Методи прогнозу шквалу

Методи прогнозу шквалу і торнадо, по-перше, базуються на урахуванні макрофону, урахуванні проходження фронту (особливо тропосферного холодного фронту і фронту оклюзії), присутності струминної течії, наявності певної структури ізогіпс в області ВФЗ і урахуванні окремих характеристик властивостей атмосфери і параметрів конвекції.

У США питомий вологовміст (q) $\geq 20\%$ при шквалі; температура водяної поверхні більше $26-27^\circ\text{C}$ (зустрічається КУВ і МТВ).

У ГМЦ розглянуто 258 випадків присутності шквалів (з них відібрано 20 найбільш характерних). Решетовим і Черновою розглянуто 280 шквалів (обрано 85 предикторів).

Найбільш показовими параметрами атмосфери при розвитку шквалів є такі.

1. Вітер на рівні 700 гПа V_{700} (або середня швидкість в шарі 850-500 гПа \bar{V}_{850}^{500}), причому $\bar{V}_{850}^{500} \geq 16$ м/с. При $\bar{V}_{850}^{500} \geq 25$ м/с ймовірність шквалів 100%. Якщо $\bar{V}_{850}^{500} \leq 12$ м/с, шквал відсутній.

2. Вологість: при дефіцитах $(T-T_d)_{500} \sim 6-13^\circ\text{C}$ та $(T-T_d)_{850} \sim 4-8^\circ\text{C}$ ймовірність шквалу велика.

При більших дефіцитах (за рахунок випаровування та ефекту залучення) кількість шквалів зменшується.

При менших дефіцитах, що супроводжується збільшенням кількості хмарності і зменшенням денного прогріву, кількість шквалів зменшується.

3. В зоні фронту $T_v \geq 7.5^\circ\text{C} / 750$ км. При $T_v \geq 12^\circ\text{C} / 750$ км ймовірність шквалу 100%.

4. В полі барометричних тенденцій: перепади тенденцій більше 5 гПа/3 год на відстані 500 км в зоні фронту. Якщо вночі в осередку падіння тиску $\left(\frac{\partial P}{\partial t}\right)_n > 4$ гПа/3 год або вдень в осередку зросту тиску $\left(\frac{\partial P}{\partial t}\right)_p > 4$ гПа/3 год, тоді ймовірність шквалу велика.

З використанням найбільш інформативних предикторів в різних методиках отримані такі графіки для прогнозу шквалів.

Графік на рис. 10.1 (А) враховує ступінь нестійкості атмосфери в шарі 850-500 гПа.

Графік, представлений на рис. 10.1 (Б), враховує швидкість низхідного потоку повітря в шкваловій хмарі.

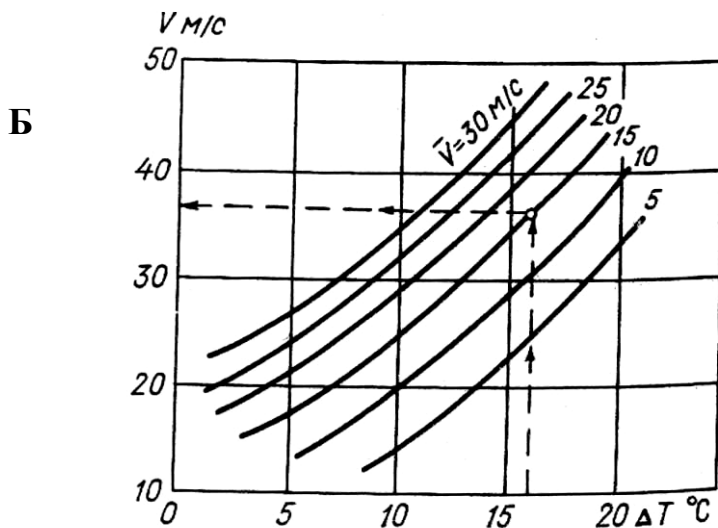
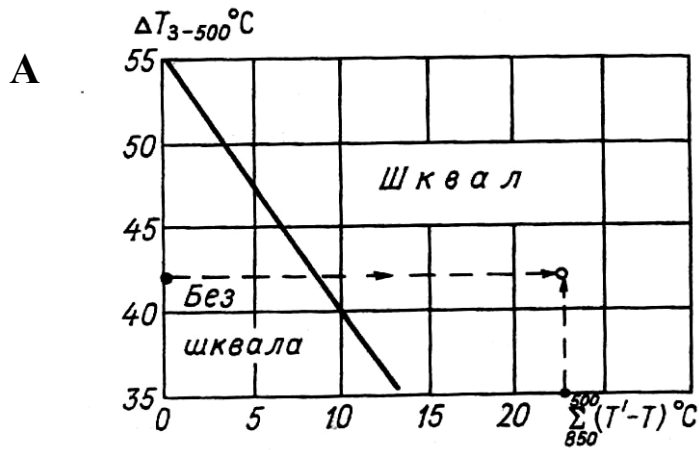


Рис. 10.1 – Графіки для альтернативного прогнозу шквала.

Графік, що представлений на рис. 10.2, враховує перенос кількості руху з верхніх рівнів донизу.

Окремі автори доводять високу інформативність і високу залежність між швидкістю максимального вітру при шквалі і різницею $\Delta T = T_{\max} - T_{\text{CM}}^{\circ}$. Цю залежність враховано на графіку на рис. 10.3.

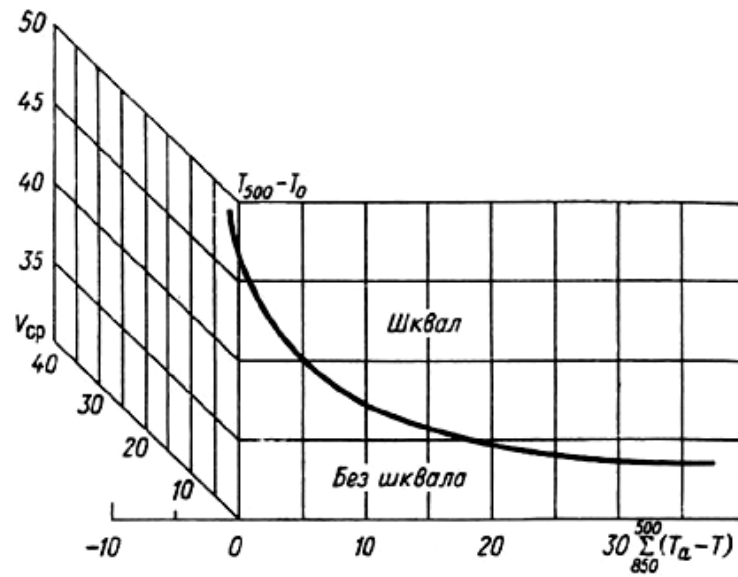


Рис. 10.3 – Графік для прогнозу швидкості вітру при шквалі.

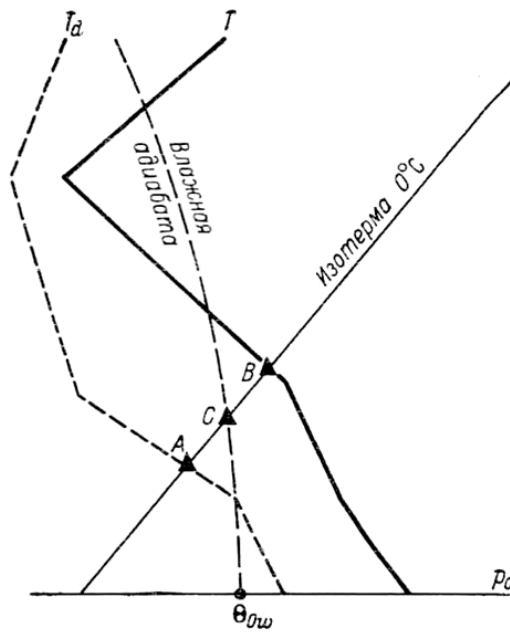


Рис. 10.3 – Графік для визначення параметра ΔT .

11 МЕТОДИ ПРОГНОЗУ ГРАДУ

В даний час у нас і за рубежом запропонований ряд гіпотез утворення граду (Шишкін, Карцивадзе, Качурин, ГМЦ, ВГІ (Глушкова), Фіндайзен, Вейкман, Дессенс, Браунінг, Ландлам і ін.). Однак жодна з них не дає повного пояснення процесу утворення граду. Це пов'язано з труднощами вивчення конвективних явищ погоди – гроз, злив, шквалів і граду.

Для обґрунтування подальших методик прогнозу граду приймемо наступну робочу гіпотезу: розвиток потужних конвективних хмар із градом відбувається тільки при сприятливих умовах – синоптичних, термогігрометричних і термодинамічних.

11.1. Синоптичні умови

Аналіз матеріалів у дні з градом і без граду показав, що над територією колишньої СРСР град і градові хмари в 90-95% випадків відзначалися в теплий період року вдень у зоні фронтів, особливо холодних, малорухомих із хвилями і фронтів оклюзії, а також під областями холоду в тропосфері.

Розберемо зазначені синоптичні умови докладніше.

1. Град утворюється на холодному фронті, особливо поблизу вершини хвильового збурювання (центральної частини циклона), поблизу точки оклюзії, при зсуві його зі швидкістю 30-40 км·год⁻¹ і більше. Градові хмари розташовуються звичайно ланцюжком над приземним положенням холодного фронту з відхиленням від нього ± 50 км. При зменшенні швидкості зсуву холодного фронту і в міру віддалення від центра циклона, імовірність розвитку градових хмар і утворення граду зменшується. При швидкості зсуву холодного фронту 10 км·год⁻¹ і менше град малоімовірний.

2. Малорухомий фронт із хвильовими збуреннями, що зміщаються уздовж фронту зі швидкістю 30-40 км·год⁻¹ і більше. Градові хмари розвиваються на ділянці холодного фронту хвилі і розташовуються ланцюжком уздовж лінії його приземного положення. Чим більше швидкість зсуву хвилі, тим імовірніше розвиток градових хмар. При зменшенні швидкості зсуву хвилі імовірність розвитку градових хмар зменшується, при швидкості її 10 км·год⁻¹ і менше град малоімовірний.

3. Фронт оклюзії, особливо ділянка його поблизу точки оклюзії і центра циклона при зсуві його зі швидкістю 30-40 км·год⁻¹ і більше. Градові хмари розташовуються звичайно ланцюжком уздовж приземного його положення (± 25 км), а також у зоні верхнього холодного фронту. При швидкості 10 км·год⁻¹ і менше – малоімовірний.

4. Неглибока барична улоговина в теплому секторі циклона на периферії антициклона в малоградієнтному баричному полі на приземній карті погоди. Ця улоговина може бути видна і на картах АТ₈₅₀ та АТ₇₀₀. В улоговині, що окреслюється іноді усього однією проміжною ізобарою (ізогипсою), при високих денних температурах біля поверхні землі ($\geq 26 \dots 28^\circ\text{C}$), точці роси $\geq 8 \dots 10^\circ\text{C}$, у другу половину дня можуть розвинути потужні конвективні хмари з грозами, зливами, шквалами і градом (виникають так звані "лінії шквалів"). Синоптик у цих випадках звичайно проводить фронт оклюзії на денних і вечірніх картах погоди в теплому секторі циклону. (Помітимо, що на нічних і ранкових картах погоди в цій неглибокій улоговині за даними метеорологічних станцій хмарність не спостерігається, однак на ТВ і ІК знімках із супутника за ці ж терміни можна знайти невеликі смуги, плями, гряди і скупчення слаборозвинених конвективних хмар.) У другій половині дня під дією термічної конвекції в зазначеній улоговині розвиваються потужні купчасто-дощові хмари з грозами, зливами, шквалами і градом. На знімках із супутника в денний час над цими районами видно великі яскраві білі смуги щільних конвективних хмар і пов'язаних з ними явищ погоди.

5. Передня і центральна частина осередку (улоговини) холоду в тропосфері (улоговини або замкнутого осередку холоду на картах ВТ₁₀₀₀⁵⁰⁰ і ВТ₁₀₀₀³⁰⁰).

Синоптичні умови, несприятливі для розвитку градових хмар і граду, ми так докладно розбирати не будемо. Однак помітимо, що в зоні теплих фронтів, антициклонів і баричних гребенів біля земної поверхні і на висотах град у хмарах і на землі не відзначався.

11.2. Термогігрометричні і термодинамічні умови

Розвиток градової хмарності і випадання граду на землю відзначалося, як правило, при підвищених значеннях температури і вологості біля земної поверхні й у нижній тропосфері. У середній і верхній тропосфері вертикальні градієнти температури були близькі чи перевищували вологоадіабатичний градієнт ($\gamma_{\text{ва}} \leq \gamma \leq \gamma_{\text{са}}$). При зазначених значеннях енергія нестійкості в тропосфері велика, що є однією з умов розвитку в денний час влітку (і особливо навесні) потужних конвективних хмар із градом над рівнинною місцевістю. Однак наявності значної енергії нестійкості в повітряній масі недостатньо для реалізації цієї енергії у вигляді потужних конвективних хмар, гроз, злив, шквалів і граду. Для реалізації енергії нестійкості необхідні ще й сприятливі синоптичні умови. Пояснимо на прикладах.

Влітку над сушею в денний час у теплому секторі циклона відзначаються, як правило, високі температури біля земної поверхні (≥ 25 -

30°C). Значення вологості й енергія нестійкості також великі. Однак, незважаючи на це, у теплому секторі циклона влітку в денний час переважає ясна, малохмарна, суха і жарка погода. Енергія нестійкості теплої повітряної маси не реалізується. Утворюються тільки слабо розвинуті по вертикалі купчасті хмари гарної погоди. І тільки наближення і проходження холодного фронту (фронту оклюзії) через пункт (територію) прогнозу приводить до реалізації енергії нестійкості, до бурхливого розвитку конвекції.

11.3. Механізм утворення граду

У зоні холодного фронту (фронту оклюзії), де особливо часто відзначається розвиток градових хмар і випадання граду на землю, тепла повітряна маса енергійно витісняється нагору клином холодного повітря. При підйомі відбувається конденсація вологи і виділення тепла конденсації. Під дією сил плавучості і позитивного прискорення, спрямованого нагору, у хмарі розвивається могутній висхідний конвективний потік більш теплого повітря. Поперечник цього потоку біля основи хмари складає звичайно 5-10 км (в окремих випадках і більше), швидкість висхідних рухів 3-5 м·с⁻¹ (іноді 5-10 м·с⁻¹). У середній частині хмари (на висоті 5-7 км, рідше 8-9 км) швидкість висхідного конвективного потоку (W_k) зростає до 20 м·с⁻¹ (іноді ≥ 30 м·с⁻¹), а поперечник зменшується в кілька разів (до 5 км). У верхній частині хмари (на висоті $h \geq 10-12$ км) поперечник висхідного потоку знову збільшується ($\geq 5-10$ км), а швидкість зменшується (3-5 м·с⁻¹). На вершині хмари $W_k \approx 0$.

Описана схема просторової структури висхідного конвективного потоку в потужній конвективній хмарі підтверджена теоретичними й експериментальними дослідженнями.

Висхідний конвективний потік переносить з нижніх шарів, багатих вологою, у верхні величезну кількість води (десятки і сотні тисяч тонн). Ця волога накопичується в хмарі, у так званій зоні акумуляції (по термінології ВГІ), на рівні і трохи вище рівня максимальної швидкості висхідного конвективного потоку. Вертикальна потужність зони акумуляції по експериментальним даним звичайно 1-2 км, іноді 3-4 км. Волога в зоні акумуляції звичайно існує у вигляді двох фаз - рідкої і твердої. Ця зона розташовується при температурах від -5°C до -40°C. У зоні акумуляції в більшості випадків існують сприятливі умови для швидкого росту граду (десь за 10-15 хв). Доти, поки швидкість падіння градин менше швидкості висхідного конвективного потоку в хмарі, градини утримуються цим потоком у зоні акумуляції. Вони як би "плавають" у висхідному потоці приблизно на одному рівні.

Нарешті настає момент, коли швидкість падіння вирослих до великих розмірів градин перевищує швидкість висхідного потоку в зоні акумуляції,

і градини спочатку повільно, а потім усе швидше спрямовуються вниз крізь висхідний потік. При падінні до рівня нульової ізотерми в хмарі градини продовжують рости за рахунок зіткнення з численними переохолодженими краплями, що принесені знизу висхідним потоком.

Оскільки при замерзанні переохолоджених крапель на градинах температура на поверхні останніх підвищується за рахунок виділення теплоти замерзання, а температура повітря у висхідному конвективному потоці значно вище, ніж у зоні акумуляції, створюються умови для швидкого збільшення розміру граду в режимі так званого вологого (мокрого) росту. На поверхні градин утворюються шари чистого і прозорого льоду.

Градини ростуть також за рахунок коагуляції, злипання і змерзання з іншими градинами і ряду інших факторів.

Максимальний розмір градин варто очікувати на рівні нульової ізотерми. Тут він може бути в 2-3 рази більше, ніж у зоні акумуляції. Нижче рівня нульової ізотерми в хмарі він починає танути і зменшуватися в розмірах. Якщо ізотерма 0°C в хмарі розташовується на висоті $h \geq 3,5-4,0$ км, то градини діаметром 1-1,5 см цілком тануть і проливаються зливою.

Практика польотів показала, що літаки досить часто і зненацька для льотчиків попадали в зону граду поза конвективними хмарами на відстані приблизно 10-15 км від них. При цьому спостереження по літаковому радіолокатору не попереджали про наявність граду в хмарах і поблизу них.

Г.Д. Решетов бачить механізм цього явища в наступному. Швидкість горизонтальних повітряних потоків у верхній тропосфері і нижній стратосфері звичайно в 2-3 рази більше, ніж у нижній і середній тропосфері. Тому ці потоки не тільки переносять грозові та градові хмари, але й обтікають їх з боків, а частково і проникають у них, виносячи град у навколишнє повітря на підвітряний бік. При падінні з висоти $h=12-14$ км (а іноді і з більших висот) град відноситься потоком повітря від купчасто-дощової хмари на відстань $S \geq 10-15$ км.

Викладені представлення покладені в основу методів прогнозу граду.

11.4. Прогноз граду

За допомогою моделі конвекції розраховується $(W_{\text{конв}})_{\text{max}}$ (по величині $(T-T')_{\text{max}}$). В окремих випадках таких рівнів може бути кілька. Визначається температура на рівні $(W_{\text{к}})_{\text{max}}$. Визначається висота нульової ізотерми. Чим нижче розташовується нульова ізотерма, тим більше імовірність випадання граду.

Випадання граду визначеного розміру прогнозується шляхом кореляції $(W_{\text{к}})_{\text{max}}$ і положення нульової ізотерми.

$$W_{\max} = \sqrt{2AC_p(T - T')_{\max} \eta}.$$

Необхідний ретельний аналіз синоптичних умов. Найбільш інтенсивним є фронтальний град.

У ГМЦ колишнього СРСР розглянуті деякі параметри конвекції для випадків випадання граду. До цих параметрів відносяться: 1) $h_{\text{КНШ}}$, у гПа, що еквівалентно масі КНШ у г; 2) потужність конвекції $\Delta H_{\text{конв}} = H_{\text{конв}} - H_{\text{НГ}}$

КНШ; 3) $W_k = \sqrt{R(T' - T) \ln \frac{P_0}{P}}$ - середнє для конвективного шару. Ця

величина трохи завищена. Фактично вона дорівнює: $\overline{W_{\text{обл}}} = 0,33 \cdot 10^{-4} \cdot m \cdot \Delta H_{\text{конв}} \cdot W_k$, де m - маса КНШ; 4) інтенсивність зливових опадів I мм·год⁻¹; 5) положення ізотерм: 0°, -10°, -20°С (висота, км).

Аналіз цих параметрів дозволив одержати наступну таблицю.

Таблиця 11.1 – Параметри конвекції

m _{КНШ} (г)		ΔH _{конв} (км)		Висота ізотерм у км						W _k (м·с ⁻¹)		\overline{W}_k		I _л (мм·год ⁻¹)	
				0°		-10°		-20°							
				1-3	>3	2-4	>4	4-6	>6						
100-300	>300	4-9	>9							10-15	>15	1-7	>7	3-20	>20
Повторюваність градових процесів (%)															
~19	~81	10	90	13	87	4	96	19	81	11	89	8	92	18	82

Ці дані отримані при побудові й аналізі моделей конвекції в районі полігона УкрНДГМІ.

СПИСОК РЕКОМЕНДОВАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

1. Воробьев В.И. Синоптическая метеорология. - Л.: Гидрометеориздат, 1991. - 616 с.
2. Практикум по синоптической метеорологии / Под ред. Воробьева В.И. - Л.: Гидрометеориздат, 1983. - 288 с.
3. Зверев А.С. Синоптическая метеорология. - Л.: Гидрометеориздат, 1977. - 711 с.
4. Руководство по краткосрочным прогнозам погоды. Часть I - Л.: Гидрометеориздат, 1986. - 560 с.