Г.П. Івус

СПЕЦІАЛІЗОВАНІ ПРОГНОЗИ ПОГОДИ

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Г.П. ІВУС

СПЕЦІАЛІЗОВАНІ ПРОГНОЗИ ПОГОДИ

Підручник

Затверджено
Міністерством освіти і науки України
як підручник для студентів природничих спеціальностей
вищих навчальних закладів
(Лист № 1/11-2668 від 04.04.2011р.)

Одеса
2012

ББК 26.23
І 17
УДК 551.509.58

Івус Г.П.
Спеціалізовані прогнози погоди: Підручник. – Одеса: , 2012. – 407 с.

Підручник «Спеціалізовані прогнози погоди» містить загальні теоретичні положення синоптичної метеорології, наукові основи, побудови та алгоритми методів спеціалізованих прогнозів, у тому числі небезпечних і стихійних погодних та деяких природних явищ.

Підручник призначений для студентів гідрометеорологічних інститутів, університетів, курсантів авіаційних училищ, слухачів військових академій, слухачів курсів і факультетів підвищення кваліфікації та інших навчальних закладів, а також для інженерів-синоптиків. Книга може бути використана широким колом спеціалістів в області метеорології та океанології.

The textbook on specialized weather forecasting contains general theoretical propositions, scientific basis, structure and algorithm of specialized weather forecasting's methods, including dangerous weather and some natural phenomena.

The textbook is designed for students of hydro-meteorological institutions, universities and aviation cadets of schools, students of military academies, trainees and faculty training and other educational institutions, as well as forecasts for engineers. The book can be used in a wide range of experts in meteorology and oceanography.

Рецензенти:
д. геогр.н., проф. **С.І.Сніжко**;
д. геогр. н., доц. **Г.В.Ляшенко**
к. геогр. н., доц. **В.М.Ситов**

ISBN

© Одеський державний екологічний університет, 2012
© Г.П.Івус, 2012

ЗМІСТ

Передмова…….. **6**
Скорочення…… **8**
1 Прогноз напрямку та швидкості вітру……...…… **9**
1.1 Основні споживачі прогнозу вітру…….. **9**
1.2 Прогноз напрямку та швидкості вітру біля поверхні землі та на висотах…… **13**
1.3 Фізико-статистичний прогноз слабкого вітру на півдні України **24**
1.4 Прогноз локальних вітрів над територією України……... **35**
2 Прогноз температури повітря…..…… **48**
2.1 Основні споживачі прогнозу температури повітря…… **48**
2.2 Прогноз мінімальної, максимальної температури та температури повітря на висотах…… **51**
2.3 Прогноз середньої добової температури повітря при метеорологічному забезпеченні енергосистем…….. **56**
2.4 Прогноз заморозків на Україні……. **58**
2.5 Прогноз ступеня пожежної небезпеки в лісах за метеорологічними умовами…… **65**
2.5.1 Прогноз пожежної небезпеки……. **65**
2.5.2 Середньостроковий прогноз ступеня пожежної небезпеки в лісах…….…….. **72**
3 Прогноз суховійно-посушливих явищ…… **77**
3.1 Визначення і класифікація посушливих явищ…… **77**
3.2 Характеристики повторюваності посух та суховіїв……... **80**
3.3 Циркуляційні умови формування посушливих явищ…… **83**
3.4 Критерії і методи прогнозу посушливих явищ…….. **88**
4 Прогноз затримуючих шарів повітря…..…… **98**
4.1 Загальні відомості про інверсії температури…….. **98**
4.2 Основні структурні параметри інверсійних шарів…….. **100**
4.3 Вплив інверсійного розподілу температури на утворення підвищеного рівня забруднення повітря……... **102**
4.4 Методи прогнозу затримуючих шарів повітря…….. **107**
5 Прогноз фонового забруднення атмосфери……..... **116**
5.1 Основні споживачі прогнозу забруднення…… **116**
5.2 Узагальнені характеристики забруднення повітря…… **117**
5.3 Основні метеорологічні фактори, що обумовлюють рівень забруднення …….. **119**
5.4 Методи прогнозу метеорологічних умов забруднення…….. **124**
6 Прогноз хмарності і туманів…… **136**
6.1 Основні споживачі прогнозу хмарності і туманів…….. **136**
6.2 Прогноз форми і кількості хмар…….. **137**

6.3 Прогноз висоти нижньої межі хмар…… **139**
6.4 Прогноз висоти верхньої межі хмар і конденсаційних хмарних слідів за літаком…… **143**
6.5 Прогноз радіаційних туманів…….. **145**
6.6 Прогноз адвективних туманів…….. **148**
6.7 Прогноз туманів при від'ємній температурі повітря……. **153**
7 Прогноз видимості……. 155
7.1 Загальні поняття видимості та основні споживачі прогнозу видимості……..…… **155**
7.2 Прогноз видимості під низькими шаруватими хмарами, в серпанку і туманах…… **156**
7.3 Прогноз видимості в опадах……. **162**
7.4 Прогноз видимості в хуртовинах……. **164**
7.5 Видимість при пиловій бурі та імлі……. **175**
8 Прогноз опадів……. 189
8.1 Основні споживачі прогнозу опадів…… **189**
8.2 Одиниці вимірювання опадів. Стихійні метеорологічні явища, обумовлені опадами……. **190**
8.3 Типи опадів та їх загальний прогноз……...… **193**
8.4 Прогноз зливових, облогових опадів та мряки…….. **194**
8.5 Прогноз ожеледі та ожеледиці……. **205**
9 Прогноз лавинної та селевої небезпеки……... 223
9.1 Основи лавинного прогнозування……..…. **223**
9.1.1 Термінологія та характеристики сніголавинного режиму... **224**
9.1.2 Механізм лавиноутворення……. **229**
9.1.3 Методи прогнозу лавинної небезпеки…… **231**
9.2 Селеві процеси……..……. **235**
9.2.1 Визначення та класифікація селів в Україні…….. **235**
9.2.2 Прогноз селенебезпечної погоди і селенебезпеки…… **239**
10 Прогноз конвективних явищ…… 244
10.1 Загальні відомості про грозу та основні споживачі прогнозу гроз, граду, шквалу і смерчів…… **244**
10.2 Оцінка готовності атмосфери до розвитку конвективних збурень…….. **246**
10.3 Основні методи прогнозу гроз і граду…… **248**
10.4 Методи надкороткострокового прогнозу систем глибокої конвекції…… **251**
10.5 Прогноз смерчів…….. **258**
10.6 Прогноз шквалів……... **268**
11 Струминні течії нижніх рівнів……. 278
11.1 Загальні відомості про низькотропосферні струмені……. **278**

11.2 Історія дослідження низькотропосферних течій…….. **282**
11.3 Вплив низьких струменів на практичну діяльність та їх зв'язок з небезпечними і стихійними гідрометеорологічними явищами….. **284**
11.4 Гіпотези щодо формування та розвитку струминних течій нижніх рівнів…… **286**
11.5 Просторово-часова мінливість структурних параметрів струминних посилень вітру над Україною…… **288**
11.6 Синоптичні умови та гідродинамічний стан нижньої тропосфери при виникненні низьких струменів над Україною…… **290**
11.7 Характеристика низьких струминних течій над різними районами Землі…… **294**
11.8 Розрахунок швидкості вітру біля поверхні землі з урахуванням низького струменя……... **297**
12 Прогноз морських явищ……. **307**
12.1 Основні споживачі прогнозу морських явищ……. **307**
12.2 Морські метеорологічні прогнози і попередження про небезпечні та стихійні гідрометеорологічні явища……... **309**
12.3 Розрахунок рекомендованих шляхів плавання суден в океані… **314**
12.4 Прогноз тягуна…… **322**
12.5 Прогноз обмерзання суден та гідротехнічних споруд…… **334**
12.6 Прогноз цунамі..... **339**
13 Оцінка надійності, якості та економічної ефективності спеціалізованих прогнозів погоди…… **347**
13.1 Методи оцінки якості та критерії успішності прогнозів…… **347**
13.2 Аналіз справджуваності та економічної ефективності прогнозів…… **350**
13.3 Оцінка якості нових та вдосконалених методів прогнозу із завчасністю до 48 годин у виробничих умовах…… **355**
13.4 Аналіз економічної ефективності спеціалізованих прогнозів... **366**
14 Вплив несприятливих явищ погоди на різні галузі економіки та населення……. **378**
14.1 Паливно-енергетичний комплекс…… **378**
14.2 Будівництво…….. **383**
14.3 Житлово-комунальне господарство…… **385**
14.4 Транспорт…….. **388**
14.5 Зв'язок……. **393**
14.6 Сільське господарство…….. **394**
14.7 Лісове господарство……. **396**
14.8 Туризм, спорт, відпочинок……... **397**
Післямова…… **400**
Література……. **402**
Предметний покажчик……... **406**

ПЕРЕДМОВА

Прогнози погоди, які складаються з урахуванням особливостей діяльності конкретних галузей народного господарства, називаються спеціалізованими. В залежності від впливу окремих метеорологічних величин і явищ на роботу тих чи інших підприємств та установ вони можуть містити різноманітну прогностичну інформацію, яка використовується при плануванні народно-господарської діяльності на період дії прогнозу.

Підручник «Спеціалізовані прогнози погоди» призначений для засвоєння курсу і проведення семінарських та лабораторних занять з дисципліни «Спеціалізовані прогнози погоди». Досвід, накопичений автором за багаторічну оперативну і викладацьку роботу, був використаний при підготовці рукопису.

У підручнику викладаються наукові основи побудови методів спеціалізованих короткострокових (у деяких випадках середньострокових) прогнозів погоди, приділяється особлива увага небезпечним і стихійним погодним та деяким природним явищам, а також даються рекомендації щодо їх використання в практиці прогнозування.

Підручник підготовлено у повній відповідності із затвердженою програмою дисципліни «Спеціалізовані прогнози погоди» з використанням останніх досягнень метеорологічної науки і практики в гідрометеорологічному забезпеченні народного господарства.

Підручник розрахований на студентів-метеорологів університетів, але може бути використаний і студентами інших навчальних закладів, де викладаються дисципліни «Синоптична метеорологія», «Авіаційна метеорологія» та інші в меншому обсязі, ніж в Одеському державному екологічному університеті. Матеріали також можуть бути корисними для проведення занять зі слухачами факультету підвищення кваліфікації.

Створенню цього підручника сприяв колектив кафедри теоретичної метеорології та метеорологічних прогнозів. Так, окремі розділи підготовлені завідувачем кафедри проф., канд.геогр.н. Івус Г.П. сумісно з викладачами (розділ 1 – з канд.геогр.н., доц. Семергей-Чумаченко А.Б., ас. Агайар Е.В., розділ 2 – з канд.геогр.н., доц. Нажмудіновою О.М., ас. Гурською Л.М., розділ 3, 9 – з канд.геогр.н., доц. Нажмудіновою О.М., розділи 4, 11 - з канд.геогр.н., доц. Семергей-Чумаченко А.Б., ас. Агайар Е.В., розділ 14 – з ас. Гурською Л.М. Розділ 10 «Прогноз морських явищ» написаний сумісно з доц. кафедри океанології Гаврилюк Р.В. та Рубаном І.Г., матеріали, що увійшли до нього, можуть бути використані студентами-океанологами та гідрографами.

Комп’ютерну верстку виконано ас. Гурською Л.М., канд.геогр.н., доц. Семергей-Чумаченко А.Б. та канд.геогр.н., доц. Нажмудіновою О.М.

Автор висловлює щиру подяку д-ру геогр.н., проф. Гопченко Є.Д. та начальнику редакційного відділу Соколенко О.Д. за кваліфіковану допомогу в редагуванні рукопису і підготовці його до видання.

Глибока вдячність рецензентам д-ру.геогр.н., проф. Сніжко С.І., канд.геогр.н., доц., начальнику ГМЦ ЧАМ Ситову В.М., д-ру.геогр.н., доц. Ляшенко Г.В. за ряд корисних практичних порад, які були враховані та сприяли покращенню рукопису.

Автор розуміє, що запропонований підручник у подальшому може вдосконалюватись одночасно з прогресом науки.

СКОРОЧЕННЯ

ГМЦ	– Гідрометцентр
ВМО	– Всесвітня Метеорологічна Організація
ВСЧ	– Всесвітній скоординований час
ПС	– повітряне судно
ЄЦСПП	– Європейський центр середньострокових прогнозів погоди
АТ	– абсолютна топографія
МРЛ	– метеорологічний радіолокатор
ДМРЛ	– допплерівський метеорологічний радіолокатор
МДВ	– метеорологічна дальність видимості
ГША	– граничний шар атмосфери
СТ	– струминні течії
СТНР	– струминні течії нижніх рівнів
СГЯ	– стихійні гідрометеорологічні явища
НЯ	– небезпечні явища
ПН	– пожежна небезпека
КПН	– комплексний показник пожежної небезпеки
ВВХ	– вимірник висоти хмарності
МГОА	– метод групового обліку аргументів
ГТК	– гідротермічний коефіцієнт
ЗД	– забруднюючі домішки
МУЗ	– метеорологічні умови забруднення
СГК	– системи глибокої конвекції
ЛНШ	– лінії нестійкості (шквалів)
ПВФЗ	– планетарна висотна фронтальна зона
ШСЗ	– штучний супутник Землі
ЛП	– лавинонебезпечний період
ЛЯ	– лавиноутворювальне явище
СР	– сніголавинний режим
СС	– сніголавинний сезон
МКК	– мезомасштабні конвективні комплекси
ОА	– об’єктивний аналіз
ПЛМ	– полулагранжева скінченнорізницева модель
UKMO	– Метеорологічна служба Великобританії (United Kingdom Meteorological Office)
АМКЗА	– автоматизована мережа контролю забруднення атмосфери
СМРТ	– середній морозильний риболовецький траулер
РС	– риболовецький сейнер
СРТ	– середній риболовецький траулер

1 ПРОГНОЗ НАПРЯМКУ ТА ШВИДКОСТІ ВІТРУ

1.1 Основні споживачі прогнозу вітру

Вітер є важливим показником стану атмосфери; він безпосередньо суттєво впливає на роботу різних галузей народного господарства.

Основними галузями господарства, яким необхідна прогностична інформація про вітер, є:

- *енергетика,* для якої сильний вітер може спричинити обрив проводів, перекидання опор ліній електропередач, вихід із ладу електричних підстанцій і, як наслідок, недоотримання енергії різними споживачами (в тому числі і комунальним господарством). Значна повторюваність сильного вітру на південному сході, півдні та в Українських Карпатах і Кримських горах дає підставу розглядати вітер як можливе джерело дешевої енергії. Максимальна швидкість вітру наприкінці XX — початку XXI століття збільшилась, в окремих регіонах зафіксовано швидкість вітру, що перевищує 45 $м \cdot с^{-1}$;
- *зв'язок*, який порушується через обриви повітряних ліній зв'язку та деформації антен;
- *сільське господарство*, для якого небезпечний як сильний, так і слабкий вітер: сильний вітер може спричинити полягання посівів (а іноді вивітрювання насіння із ґрунту) і загибель врожаю в садах; слабкий вітер (особливо штиль) сприяє накопиченню шкідливих мікроорганізмів та забруднюючих домішок, що пошкоджують посіви;
- *транспорт*, всі його види: авіація, авто- і залізничний транспорт, а також морський і річковий транспорт зазнають великих збитків через недооцінку вітру, особливо сильного.

Найбільше страждає авіація. Так, наприклад, при сильному вітрі повітряне судно (ПС) не завжди може злетіти з аеродрому, виконати посадку, політ заданим маршрутом, провести авіахімічні роботи; можливе пошкодження ПС на землі. Суттєвих економічних втрат зазнають авіапідприємства в разі закриття аеропорту і затримки вильоту (посадки). Крім того, для авіації має важливе значення як швидкість, так і напрямок вітру у зв'язку з труднощами при зльоті і посадці при сильному боковому вітрі.

Робота автомобільного транспорту також залежить від вітру. Сильний вітер збільшує витрату пального для великовантажних автомобілів, зменшує стійкість і керованість автомобілем на слизькій трасі.

Обрив проводів контактної мережі, повалені вітром дерева на колії гальмують роботу залізничного транспорту.

У спеціалізованих розрахунках поряд із технічними параметрами необхідно використовувати швидкість та напрям повітряного потоку. Найбільш інформативними для цих цілей є такі характеристики вітру як

швидкість 10, 15, 25 м·с$^{-1}$ та більше, а також 40 м·с$^{-1}$. Вітер зі швидкістю понад 10 м·с$^{-1}$ призводить до хвилеутворення на водосховищах і морях і є небезпечним для залізничного та інших видів транспорту.

Робота морського і річкового транспорту також значною мірою залежить від вітру. Це – вітрове збурення поверхні в акваторіях водоймищ, дрейф суден, їх обмерзання, згінно-нагінні явища, ускладнення роботи в порту тощо.

- *комунальне господарство*: порушення в населених пунктах повітряних ліній електропередач та зв'язку, повалені дерева і рекламні щити, зірвані покрівлі будівель та вибиті шибки, а іноді навіть людські жертви;

- *лісове господарство:* вітровали призводять до загибелі частини лісу, до його забруднення поваленими деревами. Великих втрат сильний вітер завдає заповідникам, заказникам, садам та паркам.

- *будівництво*: простій баштових кранів, що мають обмеження в експлуатації по швидкості вітру, обертається значними збитками для будівельних організацій.

До переліку організацій можна включити також екологічні, курортні і медичні служби, спортивні та риболовецькі підприємства, засоби масової інформації тощо.

Загальні відомості про вітер та одиниці його виміру. Вітром називається рух повітря відносно земної поверхні під дією сили баричного градієнта, сили тертя, відхильної сили обертання Землі та відцентрової сили.

Напрямок вітру (звідки дує вітер) – вимірюють в кутових градусах або румбах від напрямку на північ.

Швидкість вітру вимірюється в м·с$^{-1}$, км·год$^{-1}$, вузлах або умовних одиницях (балах). Швидкість вітру, що дорівнює одному вузлу, відповідає одній морській милі (1852 м) за годину або наближено 0,5 м·с$^{-1}$.

Для визначення швидкості (сили) вітру в умовних одиницях використовується дванадцятибальна шкала Бофорта (табл. 1.1).

Таблиця 1.1 - Значення швидкості вітру в різних одиницях

Бал шкали Бофорта	м·с$^{-1}$	Бал шкали Бофорта	м·с$^{-1}$
0	0 – 0,2	7	13,9 – 17,1
1	0,3 – 1,5	8	17,2 – 20,7
2	1,6 – 3,3	9	20,8 – 24,4
3	3,4 – 5,4	10	24,5 – 28,4
4	5,5 – 7,9	11	28,5 – 32,6
5	8,0 – 10,7	12	> 32,7
6	10,8 – 13,8		

Для переводу швидкості вітру з одних одиниць в інші існують емпіричні формули:

$$u_1 = 2B - 1, \quad (1.1)$$

$$u_2 = 1{,}87\sqrt{B^3}, \quad (1.2)$$

де B – бал шкали Бофорта; u_1 – швидкість вітру, м·с$^{-1}$; u_2 – швидкість вітру, вузли.

Формула (1.1) справедлива до B ≤ 8, а (1.2) – для всієї шкали.

Крім того, при візуальних спостереженнях над морською поверхнею часто використовують поняття: штиль (B = 0), помірний вітер (B = 4), сильний вітер (B = 6), шторм (B = 10), ураган (B = 12).

У сучасній практиці найбільш поширеними одиницями виміру вітру є: для напряму – кутові градуси, для швидкості вітру біля землі – м·с$^{-1}$ та вузли, а на висотах – км·год$^{-1}$.

Стихійні метеорологічні явища, пов'язані з вітром. До небезпечних стихійних явищ відносяться: вітер і шквали – максимальна швидкість 25 м·с$^{-1}$ і більше, на високогір'ї Карпат та в гірських районах Криму (Плай, Пожежевська, Ай-Петрі, Ангарський перевал) - 40 м·с$^{-1}$ і більше. На Україні сильний вітер спостерігається головним чином в холодний період року з максимумом в січні (23%), майже така ж його повторюваність ранньою весною (22%) і пізньою осінню (19%). Сильний вітер, піднімаючи в повітря пил і сніг, збільшує навантаження на проводи, висотні споруди, погіршує видимість і тим самим ускладнює рух транспорту. При сильному вітрі відбувається інтенсивне випаровування, що різко знижує вологість ґрунту. Певних закономірностей в просторовому розподілі шквалонебезпечних ситуацій для території України не виявлено, хоча вони можуть створюватися майже щорічно (імовірність 77%). Шквали часто призводять до катастрофічних наслідків, які завдають збитків насамперед сільськогосподарському виробництву та спричиняють полягання зернових посівів, поломку дерев, іноді руйнують споруди і обривають лінії електропередач, призупиняють будівельні роботи. Наприклад, 11.10.2003 р. сильний вітер, обумовлений виходом південного циклону, паралізував життєдіяльність майже півтори тисячі населених пунктів 13 областей України та Автономної Республіки Крим (АР Крим).

Смерчі – вихори з вертикальною віссю обертання, що дуже рідко утворюються та важко реєструються. Як правило, смерчі виникають тільки в теплий період року. Однак, у Дніпропетровській області був зафіксований смерч 1 березня 2004 р., який заподіяв значних матеріальних збитків внаслідок руйнування споруд, обриву ліній електропередач і зв'язку, поломки дерев. За період 1951 – 2003 рр. зареєстровано

39 випадків смерчів. Найбільша повторюваність смерчонебезпечних ситуацій характерна для АР Крим, Волинської, Запорізької, Київської, Херсонської, Черкаської областей. Швидкість вітру визначається по руйнівній силі смерчу і досягає в ньому сотні кілометрів на годину. Швидкість переміщення самого вихору становить 40…70 км·год$^{-1}$, що відповідає швидкості переміщення «рухомих» фронтів та циклонів. Смерчі мають величезну руйнівну силу, часто спричиняють катастрофічні руйнування і призводять до людських жертв.

Шкваловий ворот розміщується в зоні протилежних рухів повітря попереду грозової хмари. Звичайно вихор рухається на висоті 500 м, але іноді знижується до 30…50 м. Після проходження вихрового валу настає шквал, тобто різке посилення швидкості вітру до 20…40 м·с$^{-1}$, яке супроводжується зміною його напрямку. При цьому спостерігається значне зниження температури і збільшення тиску внаслідок поширення охолодженого повітря.

Дуже потужна грозова хмара нерідко супроводжується смерчем – сильним вихором, у якого майже вертикальна або зігнута вісь обертання. Зовні такий вихор виглядає як звисаючий із хмари і сягаючий поверхні землі кручений хмаровий стовп, подібний до величезного хоботу. Смерчі трапляються над сушею і морем (водяний смерч). Діаметр смерчу над сушею звичайно буває більше 100 м, а водяного – від 25 до 100 м. Вертикальні рухи при смерчах досягають величезних швидкостей - до 90 м·с$^{-1}$, які пояснюються різким зниженням тиску в центрі смерчу на 40…100 гПа. Ширина смуг, що руйнуються від смерчу, невелика (від декількох сотень метрів до 5 км). Але наслідки при цьому можуть виявитися надзвичайними: жертви серед населення, повалені дерева, стовпи та щогли, зруйновані будови та споруди, загибель сільськогосподарської продукції та тварин, аварії та катастрофи на усіх видах транспорту тощо. Смерч може підняти у повітря і перенести на декілька метрів велику худобу, колоди, трактори і навіть залізничні вагони. Мілкі ріки та водосховища смерч може висмоктати до дна, як це сталося з Москвою-рікою у 1904 р.

Сильні пилові (піщані) бурі – перенесення пилу і піску вітром швидкістю 15 м·с$^{-1}$ і більше з висушеної поверхні ґрунту. В Україні пилові бурі виникають щорічно (імовірність 100%), а стихійні – майже раз на два роки (імовірність 50%). Особливо потерпає від них сільське господарство, з полів зноситься шар родючої землі, пошкоджуються посіви. Пилові бурі погіршують санітарно-гігієнічні умови міст, експлуатацію транспорту. Найбільшого збитку завдають тривалі, так звані «чорні бурі», які діють протягом декількох годин і навіть діб та спостерігаються звичайно ранньою весною на півдні України. Вони виникають, коли над Чорним морем утворюється малорухома циклонічна зона, а над східними районами Європейської території Росії – сталий антициклон. Таке поєднання

баричних зон зумовлює створення штормових східних вітрів у південних районах України, що дмуть декілька днів. Опади при цьому відсутні, ґрунт швидко висихає і не закріплюється рослинністю.

Сильні хуртовини (завірюхи) – перенесення снігу, що випадає або раніше випав, вітром швидкістю 15 м·с$^{-1}$ і більше протягом дня або ночі. Щорічна ймовірність виникнення завірюх в Україні майже 96%. Сильний вітер, випадіння снігу, а також його вітровий підйом з поверхні порушують нормальну роботу транспорту; в гірських районах завірюхи можуть створити ситуацію, що сприяє сходу снігових лавин, а це, в свою чергу, може спричинити великі руйнування, людські жертви, загибель тварин і рослин. Завірюхи спостерігаються, головним чином, в зоні теплих фронтів циклонів, що активно розвиваються та швидко переміщуються із заходу або з півдня. Звичайно циклон поглиблюється, баричні градієнти у ньому зростають і вітер значно посилюється. Крім того, в передній частині циклону відбувається інтенсивний розвиток висхідних рухів, що призводить до утворення дуже потужної хмарності та рясних опадів.

1.2 Прогноз напрямку та швидкості вітру біля поверхні землі та на висотах

Прогноз напрямку та швидкості вітру складають на основі прогнозу полів тиску (приземного та на висотах). Поле тиску тісно пов’язане з полем вітру. Це обумовлено тим, що єдина активна сила, яка призводить до переміщення повітря (вітру) – це горизонтальна складова градієнта тиску. В практиці синоптичного аналізу використовується геострофічна модель зв’язку цих двох полів. Звичайно розглядають карти майбутнього положення баричних утворень та атмосферних фронтів з ретельним контролем швидкості їх переміщення та еволюції. Треба також спостерігати за оперативною інформацією у вигляді штормових оповіщень та попереджень центральних і місцевих органів служби погоди.

Прогноз напрямку та швидкості вітру біля поверхні землі. У прогнозі повинні бути вказані напрямок та швидкість вітру, середні за 5…10-хвилинний період часу, а також екстремальні значення і можливі пориви вітру, якщо цього потребують інтереси споживачів.

Порівняно мало є галузей народного господарства, котрих би дуже цікавив прогноз напрямку вітру, виняток становить, мабуть, тільки авіація та спеціалісти-метеорологи. Однак у будь-якому випадку прогноз напрямку вітру дається синоптичним методом. Синоптик, оцінивши і спрогнозувавши синоптичне положення баричних утворень, визначає переважний напрямок вітру, який найбільш часто в прогнозах погоди вказується по восьми румбах.

Лише в інтересах авіації напрямок вітру вказується в десятках градусів для того, щоб оцінити зустрічну (попутну) і бокову складові швидкості вітру (рис. 1.1).

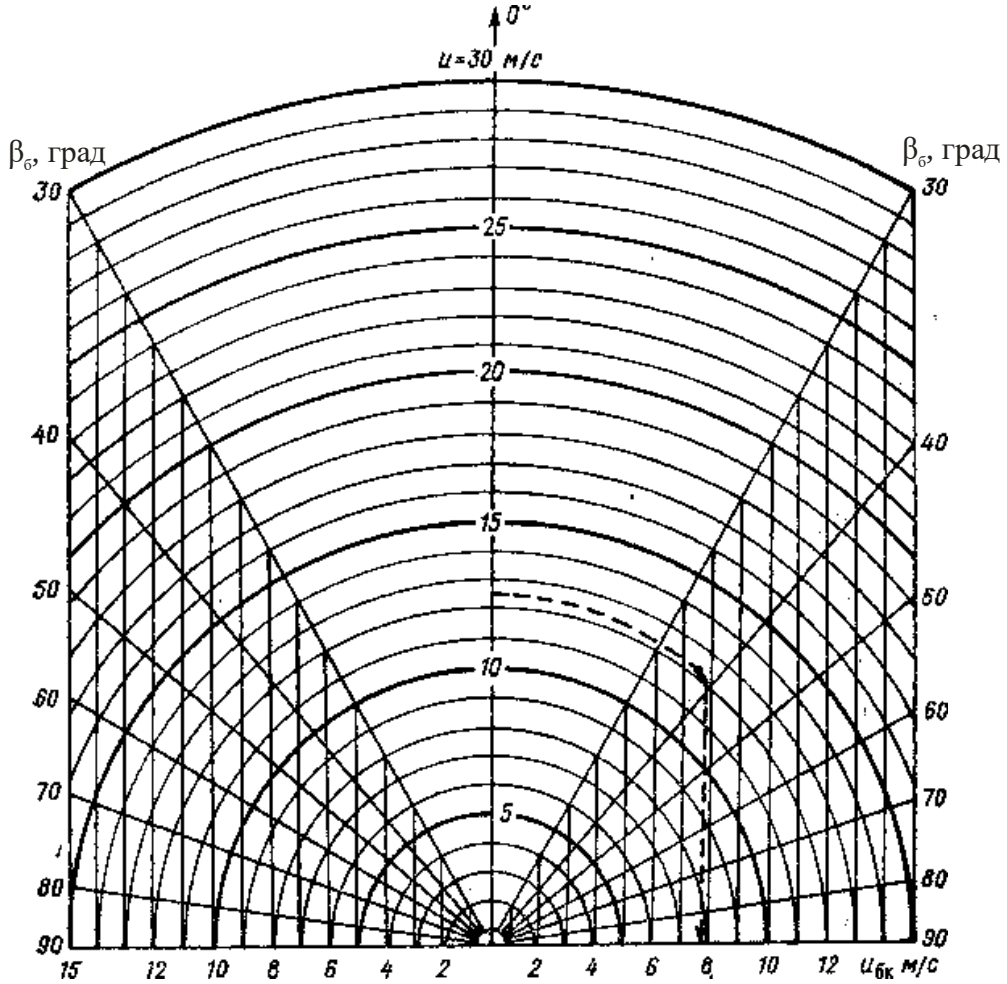


Рис. 1.1 - Номограма для визначення бокового вітру (або бокової складової вітру) за швидкістю вітру *u* і кутом $\beta_б$ між напрямом вітру та віссю злітно-посадкової смуги (ЗПС).

Визначення бокової складової вітру (рис. 1.1) показано стрілками. Наприклад, при швидкості вітру 13 м·с$^{-1}$ і куті між напрямом вітру і напрямом ЗПС в 40° бокова складова швидкості вітру ($u_{бк}$) близька до 8 м·с$^{-1}$.

Нагадаємо, що великі прогностичні центри розробляють прогноз вітру на різних рівнях чисельними методами, результати яких оформляються у вигляді карт.

Більшість споживачів цікавляться швидкістю вітру і, як правило, тільки сильного. Нижче коротко наведемо методи, які дозволяють спрогнозувати вітер будь-якої швидкості. Причому слід пам’ятати, що прогноз швидкості вітру біля поверхні землі складається, частіш за все, з

двох основних операцій: прогноз швидкості геострофічного вітру та урахування ряду факторів, під впливом яких формується приземний потік.

Метод О.С.Звєрєва. Очікувана швидкість вітру визначається за графіком (рис. 1.2) з урахуванням горизонтального градієнта тиску, пори року і часу доби.

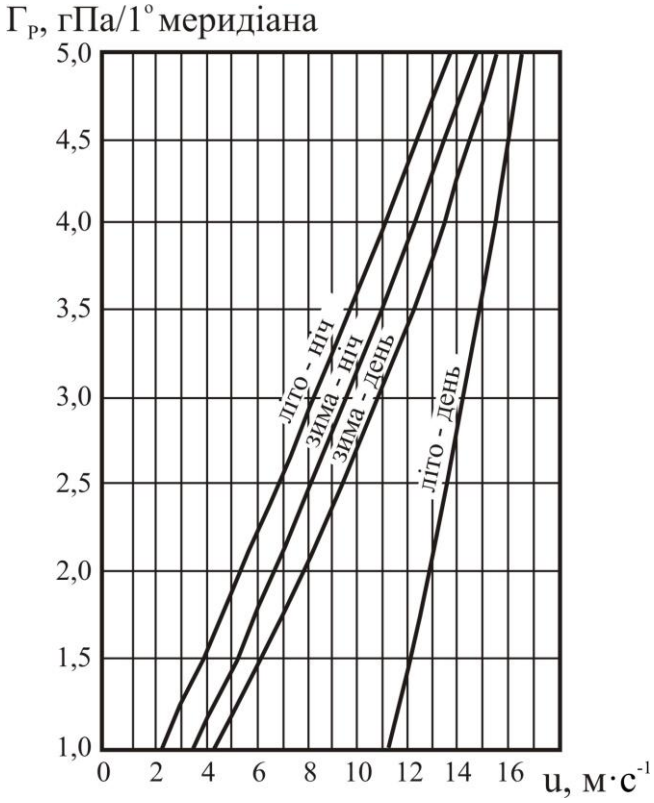


Рис. 1.2 – Графік залежності швидкості вітру від величини горизонтального градієнта тиску ($Г_р$).

Метод О.Г.Богаткіна рекомендує визначати швидкість вітру за емпіричною формулою:

$$u = k\,(pp), \qquad (1.3)$$

де u – швидкість вітру, м·с$^{-1}$; k – напівемпіричний коефіцієнт (k = 2,5 для північного заходу Європейської території Росії); pp – абсолютна величина баричної тенденції за останній строк спостережень, гПа/3 год.

Формула дає досить задовільні результати, особливо в зонах холодних фронтів.

Прогноз максимальних поривів вітру при грозах за аерологічною діаграмою здійснюється таким чином. Від прогностичного значення максимальної температури повітря біля поверхні землі ($Т_{макс}$) необхідно піднятися по вологій адіабаті до рівня 600 гПа і на цьому рівні визначити величину ΔТ, що дорівнює різниці між температурою на вологій адіабаті і

кривій стратифікації (рис. 1.3). Максимальна швидкість вітру при цьому розраховується за виразом: $u_{макс} = 2\Delta T$, де $u_{макс}$ – швидкість вітру, м·с$^{-1}$; ΔT – різниця температур, °С.

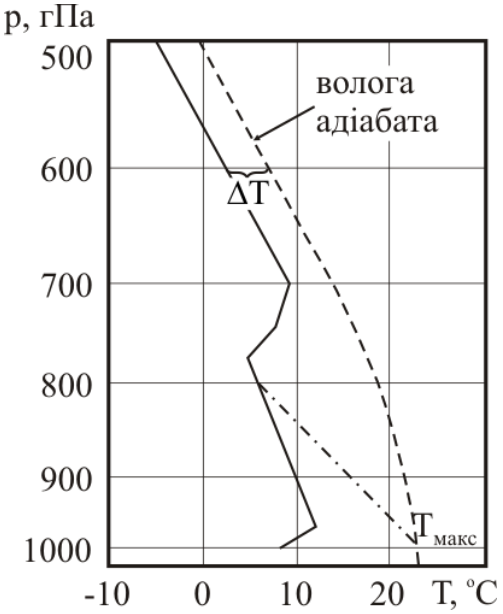


Рис.1.3 – Графік для прогнозу максимальних поривів вітру біля поверхні землі при грозах.

Прогноз максимальної швидкості вітру при грозі за даними ранкового зондування можна дати по значеннях температури повітря на рівнях 850 і 600 гПа, визначивши величину δТ (рис. 1.4), від якої залежить максимальна швидкість вітру (рис. 1.5).

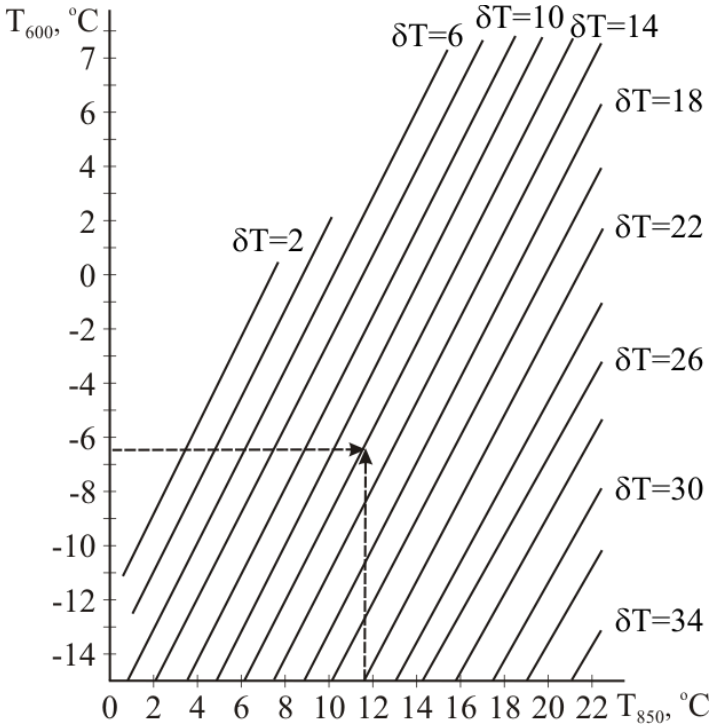


Рис. 1.4 – Графік для визначення величини δТ.

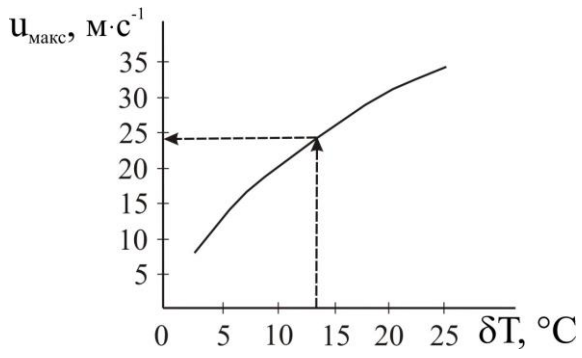


Рис. 1.5 – Графік для визначення максимальної швидкості вітру при грозі.

Визначення швидкості поривів вітру можна проводити, використовуючи напівемпіричну формулу:

$$u_{пор} = u_{сер} + k\, u_{сер}, \qquad (1.4)$$

де $u_{сер}$ – середня швидкість вітру, м·с$^{-1}$.

Коефіцієнт k підбирається для кожного пункту, приблизно він дорівнює 0,5.

Метод прогнозу шквалу Б.Є.Пєскова та О.І.Снітковського дозволяє розрахувати $u_{макс}$ із завчасністю 3…6 год при очікуваному розвитку потужної купчасто-дощової хмарності. На графіку (рис. 1.6) по горизонтальній осі відкладено сумарне значення швидкості вітру ($\sum_{земля}^{500} u$, м·с$^{-1}$) на рівні земної поверхні та 850, 700 і 500 гПа, а по вертикальній осі – вертикальна потужність купчасто-дощової хмари (ΔH, гПа). Якщо точка попала в зону «шквал», то швидкість вітру уточнюється за графіком (рис. 1.7).

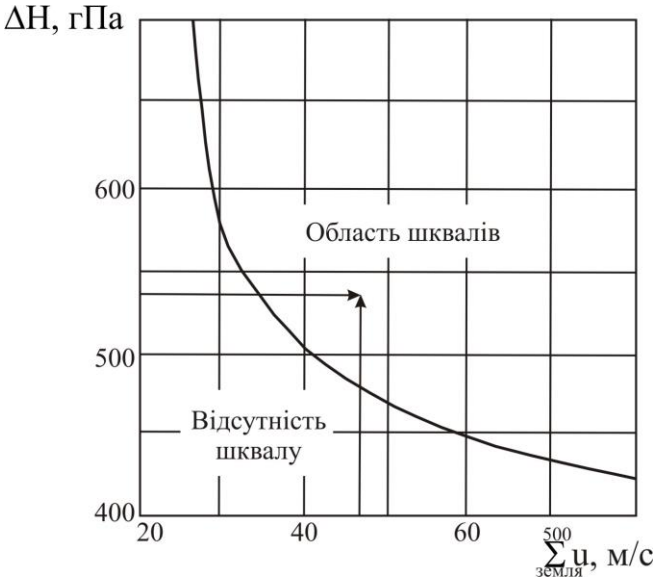


Рис.1.6 – Графік для визначення можливості розвитку шквалу.

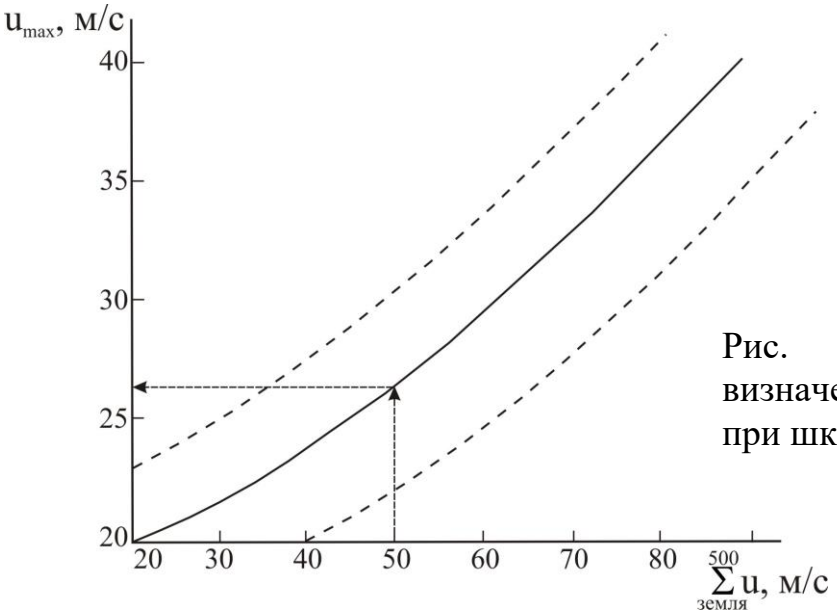


Рис. 1.7 – Графік для визначення швидкості вітру при шквалі.

Метод прогнозу швидкості вітру біля поверхні землі В.М. Яркової за даними про вітер на рівні 850 гПа завчасністю до 12 год передбачає деякий зв'язок цих швидкостей з урахуванням синоптичної ситуації (табл. 1.2), що характеризується коефіцієнтом К.

Таблиця 1.2 – Визначення швидкості вітру біля поверхні землі за даними про вітер на рівні 850 гПа

u_{850}, км·год$^{-1}$	Вітер біля поверхні землі, м·с$^{-1}$		
	К = 1,0	К = 0,7	К = 0,5
40…60	10…14	5…9	Слабкий
61…70	15…19	10…14	5…9
71…80	20…24	15…19	10…14
81…90	25…29	20…24	10…14
91…100	30…35	25…29	15…19

Наприклад, для аеродрому Урай значення К = 1 в тому випадку, якщо одночасно виконуються три умови:

1) на райони Західного Сибіру переміщується циклон;
2) швидкість його переміщення більше 30 км·год$^{-1}$;
3) контраст температури повітря на рівні 850 гПа в зоні фронту перевищує 6 °С/1000 км.

Якщо не виконується хоча б одна умова, то К = 0,7, а в однорідній повітряній масі К = 0,5.

Метод визначення швидкості вітру в зоні фронту (рис. 1.8) заснований на розрахунку горизонтального градієнта тиску ($\frac{\partial p}{\partial n}$, гПа/100 км) і швидкості переміщення фронту ($V_{фр}$, км·год$^{-1}$).

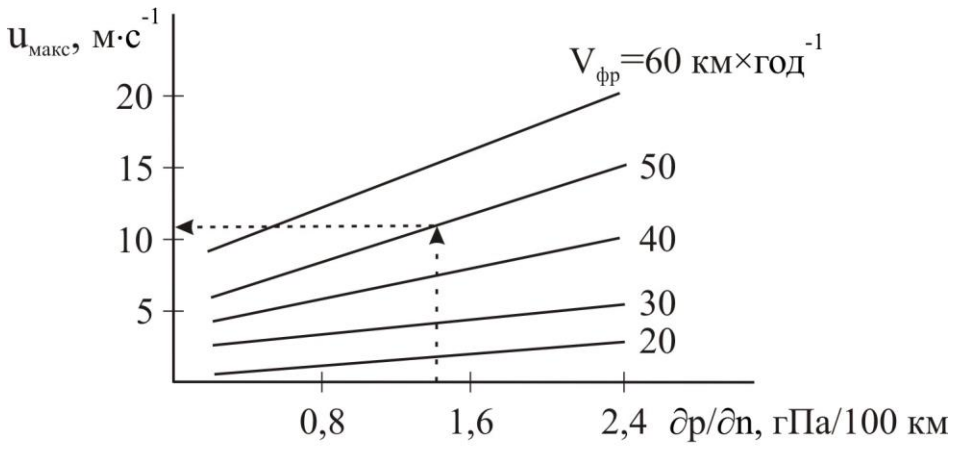


Рис. 1.8 – Графік для визначення швидкості вітру в зоні фронту.

Регіональні методи прогнозу вітру для Західного Сибіру і районів Крайньої Півночі.

На півночі для визначення швидкості вітру використовується (рис. 1.9) різниця значень атмосферного тиску у двох пунктах по потоку (Δp_1, гПа) і по нормалі до потоку (Δp_2, гПа). Похилі лінії відповідають прогностичним значенням швидкості вітру в м·с$^{-1}$.

На півдні Красноярського краю для прогнозу напрямку (рис. 1.10а) і швидкості (рис. 1.10б) вітру використовується *метод Ганцевич*, в якому вітер визначається за різницею тиску (за величиною і напрямком баричного градієнта).

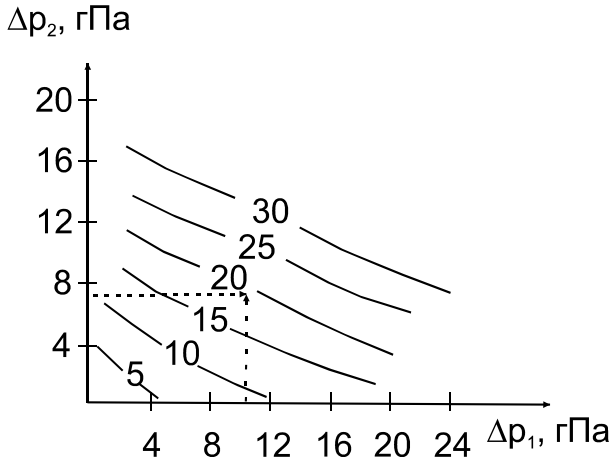


Рис. 1.9 – Графік для визначення швидкості вітру в районах Крайньої Півночі.

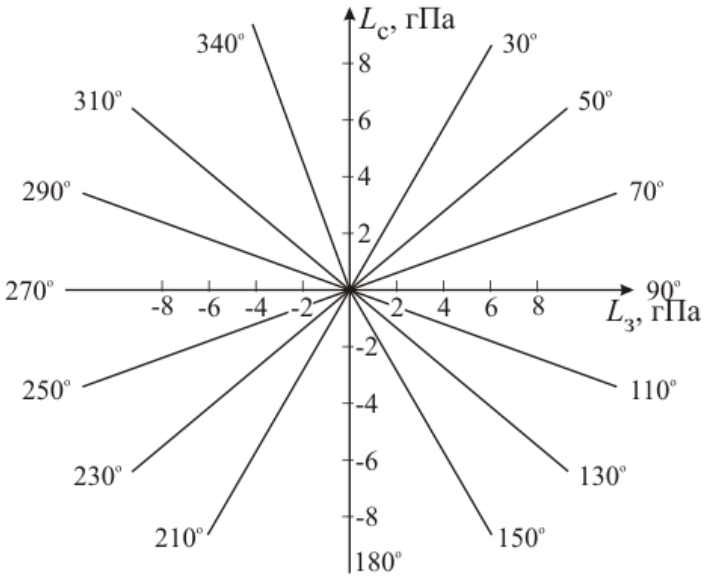


Рис. 1.10а – Графік для визначення напрямку вітру в Красноярську.

По горизонтальній осі відкладена величина $L_З$ – різниця тиску біля поверхні землі, взята з останньої кільцевої карти погоди в пунктах Боготол і Канськ, а по вертикальній осі – різниця тиску в пунктах Абакан і Єнісейськ (L_c). Всі пункти знаходяться приблизно на однаковій відстані від Красноярська.

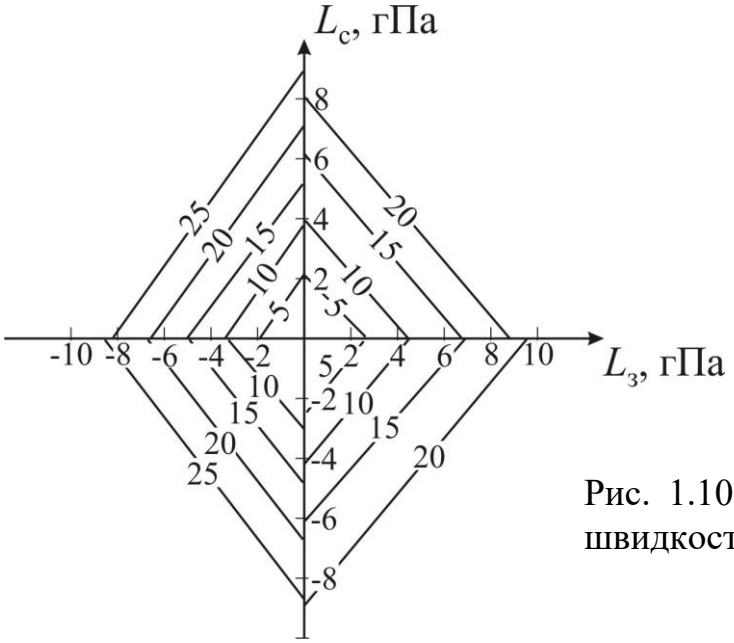


Рис. 1.10б – Графік для визначення швидкості вітру в Красноярську.

Метод прогнозу швидкості вітру при шквалі в Новосибірську (рис. 1.11) в якості вихідних даних використовує величину $\Delta T = T_{макс} - T_а$, де ΔT – величина, на яку знижується температура повітря при зливі; $T_{макс}$ – прогностичне значення максимальної температури повітря; $T_а$ – значення температури, яке можна знайти, опустившись від рівня конденсації по

вологій адіабаті до значення тиску біля поверхні землі (на бланку аерологічної діаграми за даними зондування у ранковий час).

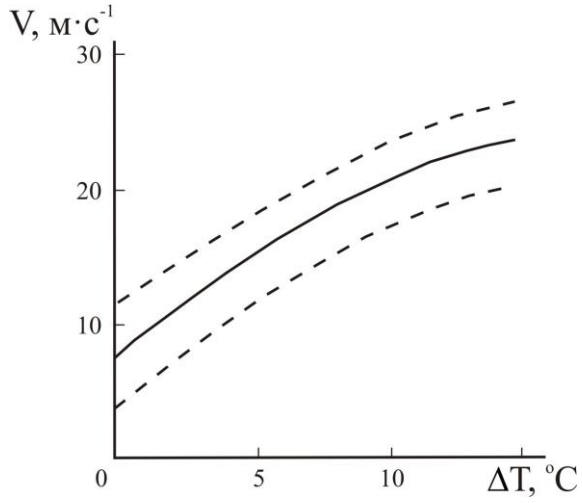


Рис. 1.11 – Графік для визначення швидкості вітру при шквалі в Новосибірську.

Прогноз вітру у граничному шарі атмосфери та на висотах. У граничному шарі атмосфери (ГША) вертикальний розподіл швидкості вітру обумовлюється термічною та динамічною взаємодією струменя вітру з підстильною поверхнею Землі, що обертається навколо своєї осі. Способи прогнозу вітру у ГША можна розподілити на дві групи – гідродинамічні та фізико-статистичні, які досить детально викладені в «Практикумі з синоптичної метеорології» та «Практикумі з авіаційної метеорології».

Для прогнозу вітру вище граничного шару використовують прогностичні карти абсолютної топографії (АТ) ізобаричних поверхонь 850, 700, 500, 400, 300, 200 гПа та інші. При необхідності складення прогнозу вітру на рівні, який міститься між цими поверхнями, його отримують за допомогою інтерполяції даних між двома відповідними ізобаричними поверхнями, якщо між ними відсутні струминні течії (СТ).

Напрямок вітру на висотах наближується до напрямку ізогіпс, а швидкість вітру встановлюється за допомогою градієнтної лінійки, або її можна розрахувати за формулою:

$$V_g = \frac{g}{l}\frac{\partial H}{\partial n}, \qquad (1.5)$$

де $\frac{\partial H}{\partial n}$ - горизонтальний градієнт геопотенціалу в районі розрахунку на прогностичній карті, гп.дам/1°мер; l – параметр Коріоліса; g – прискорення сили тяжіння, м·с$^{-2}$.

Для визначення швидкості градієнтного вітру при криволінійних ізогіпсах по розрахованій швидкості геострофічного вітру V_g та радіусу кривизни ізогіпси використовують номограми для урахування циклонічної або антициклонічної кривизни ізогіпси. Цей спосіб прогнозу детально описаний в «Практикумі з синоптичної метеорології».

Абсолютно очевидно, що прогноз вітру на висотах розробляється, в основному, лише в інтересах авіації. Однак через брак часу на складення прогнозу синоптик іноді вимушений заміняти прогноз вітру його фактичними значеннями, що допустимо у вільній атмосфері при швидкостях вітру більше 30 км·год$^{-1}$. Крім того, в розпорядженні синоптика майже завжди є прогностичні карти температури і вітру на різних рівнях, за допомогою яких можна вирішити проблему прогнозу швидкості вітру на висотах.

Метод Е.С. Ільїної дозволяє уточнити прогноз вітру у вільній атмосфері на добу вперед (рис. 1.12). На прогностичній номограмі по горизонтальній осі відкладається фактична швидкість вітру (u_1), а по вертикальній осі – різниця ($u_1 - u_2$), де u_2 – швидкість вітру на відстані в 1000 км від точки прогнозу проти потоку; нахилені лінії вказують прогностичне значення швидкості вітру.

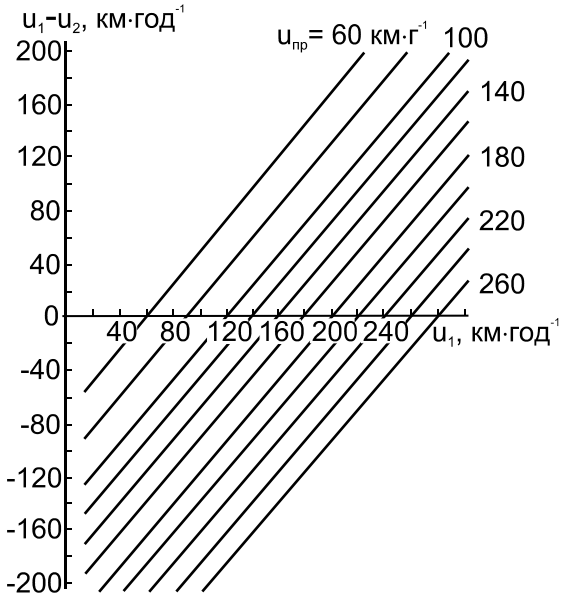


Рис. 1.12 – Номограма для прогнозу швидкості вітру на висотах на 24 год за методом Е.С. Ільїної.

Метод Є. Рейтера використовується для визначення максимальної швидкості вітру на осі струминної течії, а також висоти нижньої та верхньої меж, тобто товщини струменя. Відомо, що за межу СТ приймається висота, на якій у вільній атмосфері (вище 5000 м) швидкість вітру перевищує 30 м·с$^{-1}$. Для діагнозу і прогнозу СТ застосовуються фактичні і прогностичні карти баричної топографії рівнів 400, 300 і

200 гПа, а також карти максимального вітру. Струминні течії виявляються на них за згущенням ізогіпс у висотних фронтальних зонах. Рівень максимального вітру може не співпадати з основними ізобаричними поверхнями, він визначається з даних температурно-вітрового зондування атмосфери та представлений на окремій карті максимального вітру.

Є.Рейтер запропонував за даними зондування атмосфери у дозвільному масштабі побудувати графік, вихідними даними для якого є висота поверхні і швидкість вітру (рис. 1.13).

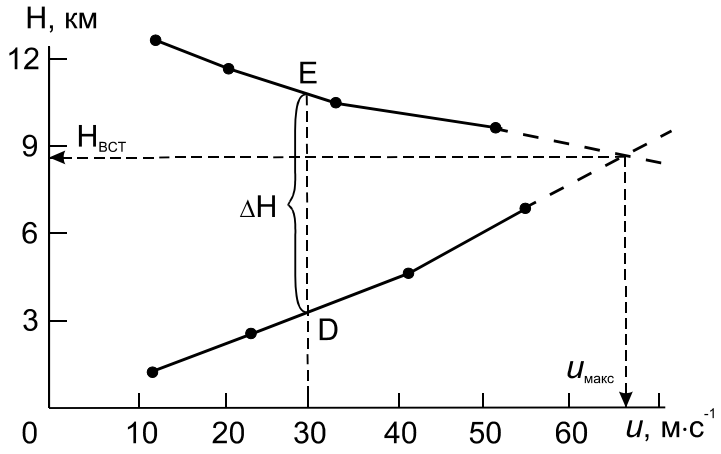


Рис. 1.13 – Визначення максимальної швидкості вітру, висоти осі та потужності струминної течії.

Всі точки, зняті з карт АТ, послідовно з'єднуються між собою відрізками прямих ліній, причому побудова цієї ламаної лінії проводиться як зверху, так і знизу (від верхньої точки вниз і від нижньої точки вверх). Кожна гілка лінії проводиться до одного із двох максимальних значень швидкості вітру. Ці значення не з'єднуються між собою відрізком прямої, а побудова виконується так, як показано на рис. 1.13, тобто по прямій продовжується остання нижня і верхня ділянка ламаної лінії до їх перетину. Ця точка перетину вкаже висоту осі ($H_{вст}$) струменя, а різниця в висотах точок Е і Д дає уявлення про товщину СТ.

Контрольні запитання

1. Перелічіть основних споживачів прогнозу вітру.
2. Якими одиницями вимірюється швидкість і напрямок вітру?
3. Які стихійні гідрометеорологічні явища (СГЯ) пов'язані зі швидкістю вітру?
4. Поле якої величини пов'язане з полем вітру?
5. Охарактеризуйте методи прогнозу вітру біля поверхні землі, у граничному шарі та на висотах.
6. Що називається струминною течією?
7. Яким чином можна спрогнозувати параметри СТ за методом Є. Рейтера?

1.3 Фізико-статистичний прогноз слабкого вітру на півдні України

Синоптичні умови утворення слабкого вітру. Південь України відзначається специфічними особливостями циркуляції і впливом Чорного та Азовського морів. Відомо, що циклони помірних широт, які переміщуються з заходу та північного заходу не дуже впливають на погоду півдня України. Розвиток циклонів такого типу над Україною супроводжується проходженням через південні райони улоговини або утворенням перехідної зони між циклонами та розташованими на півдні областями високого тиску. У таких перехідних областях спостерігається, головним чином, не збуджене перенесення повітряних мас, напрямок якого залежить від взаємного розташування циклонів та антициклонів.

Через південь України центральною частиною прямують циклони, що формуються у басейнах Середземного або Чорного морів, а також невеликі циклони, що виникають на холодних фронтах, які переміщуються з заходу та північного заходу. Периферійні атмосферні процеси характерні для півдня України і за умови розвитку над Європою антициклонів, які своєю центральною частиною іноді розміщуються над півднем України і Чорним морем.

Особливості синоптичних процесів, що формуються на цьому макроциркуляційному фоні і призводять у поєднанні з місцевими фізико-географічними умовами до встановлення режиму слабкого вітру, зведені до 4-х основних типів, які, в свою чергу, мають кілька підтипів.

Тип 1. Периферійні атмосферні процеси, до яких відносяться переноси з північною, східною, західною і південною складовими.

Підтип 1.1. Західний та північно-західний перенос (рис. 1.14). Цей підтип формується на південній периферії циклонів і північній периферії антициклонів помірних широт. Подібна ситуація спостерігається у той час, коли Одеса знаходиться у малоградієнтному полі при переході від циклону, який стаціонує над Баренцовим морем, і зоною підвищеного тиску над районами Малої Азії та східної частини Середземного моря. До цього типу також віднесено улоговини, які орієнтовані переважно з північного заходу та розповсюджуються від циклонів з центрами над Північною Атлантикою.

Підтип 1.2. Південний перенос включає процеси, що спостерігаються в передній частині циклону і на західній периферії антициклону. Звичайно за такої синоптичної ситуації навколо Одеси розташоване малоградієнтне перехідне поле тиску, яке утворюється внаслідок блокування циклону, що переміщується з Норвезького та Баренцового морів, сибірським антициклоном (рис. 1.14).

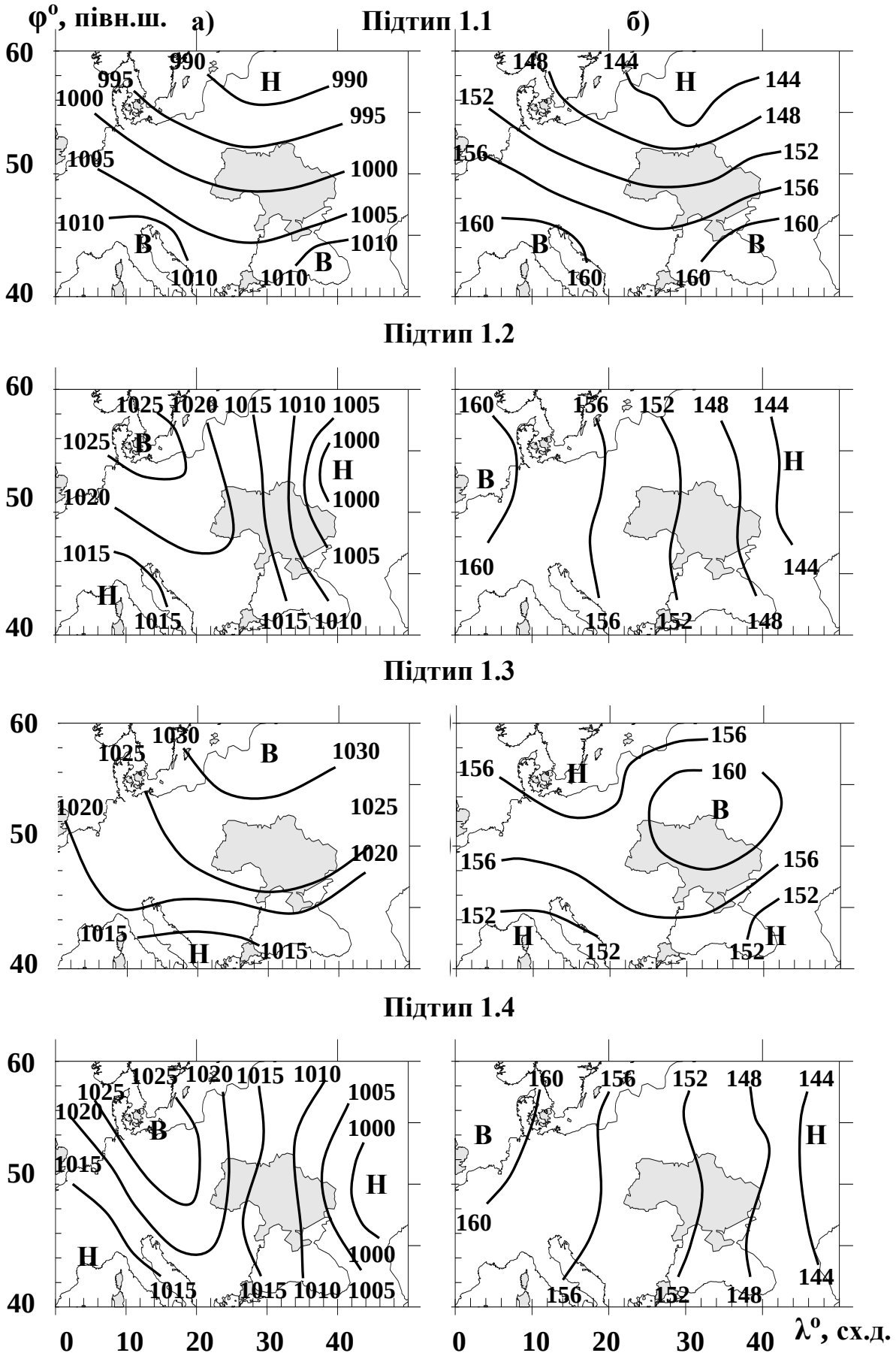


Рис. 1.14 – Карти-схеми типу 1: приземна (а) і AT_{850} (б).

Підтип 1.3. Східний перенос (рис. 1.14) формується на північній периферії циклону та південній частині антициклону. Найчастіше це відбувається, коли над Одесою знаходиться південна периферія антициклону, що стаціонує над центральною частиною Східної Європи. До цього ж типу приводить наявність гребеня, який орієнтується зі сходу.

Підтип 1.4. Північний перенос (рис. 1.14) виникає за рахунок стаціонування області підвищеного тиску над Західною та Центральною Європою і циклону на півночі Східної Європи, що переміщувався з Північної Атлантики і Скандинавії.

Тип 2. Циклонічна циркуляція. До цього типу відносяться області зниженого тиску, розташовані над Україною.

Підтип 2.1. Містить у собі центр циклону та улоговини з південною та східною складовими, що пов'язані з виходом південних циклонів, а також улоговин, що орієнтовані з півночі та північного заходу від циклонів, сформованих над районами Північної Атлантики (рис. 1.15).

Підтип 2.2. Переміщення улоговин із заходу, пов'язаних з циклонами північних широт, що рухаються над північними районами Східної Європи (рис. 1.15).

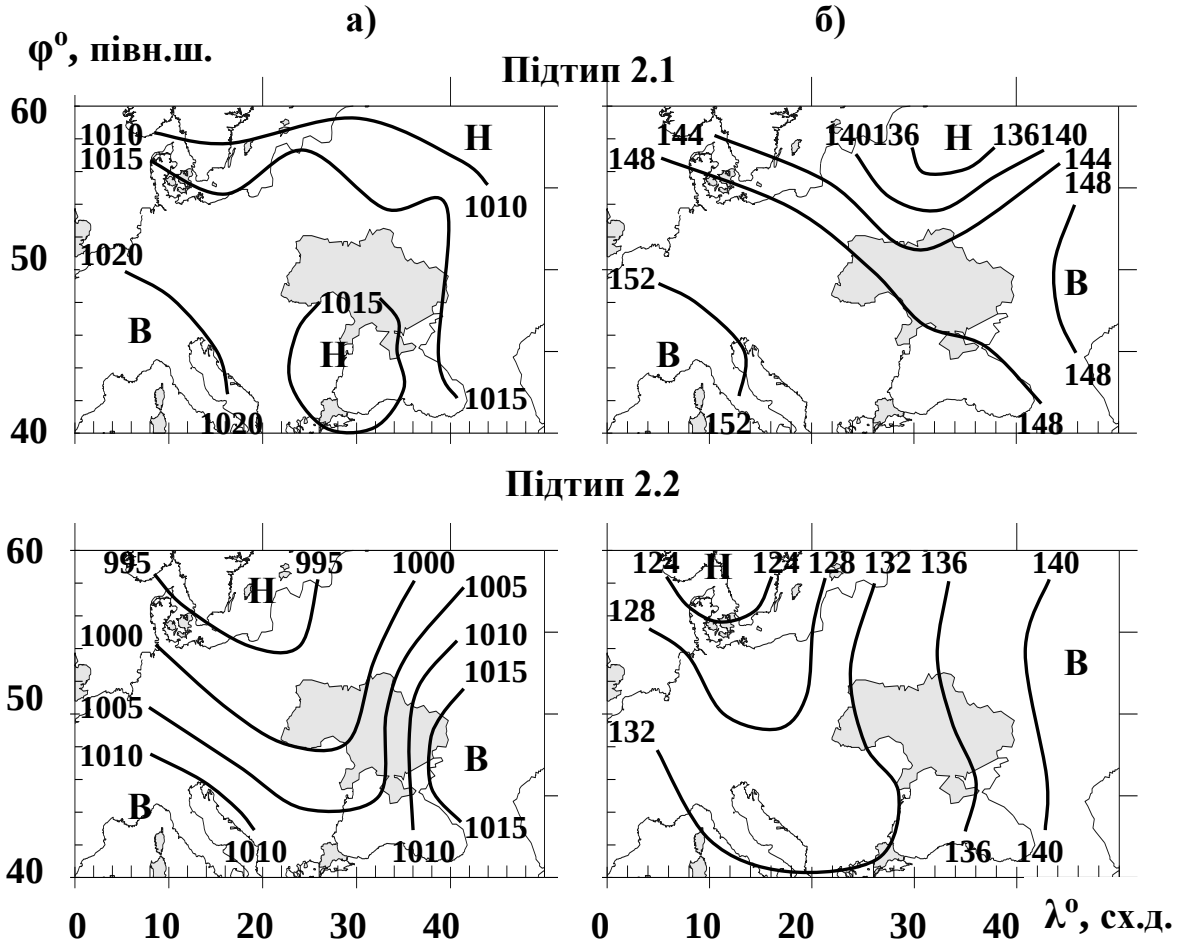


Рисунок 1.15 – Карти-схеми типу 2: приземна (а) і AT_{850} (б).

Тип 3. Антициклонічна циркуляція. Цей тип містить у собі антициклони, орієнтовані з заходу і сходу, а також малоградієнтні поля підвищеного тиску

Підтип 3.1. Виступи антициклонів, що орієнтовані з заходу (рис. 1.16). Такі виступи не є наслідком безпосереднього розповсюдження високого тиску з області Азорського антициклону.

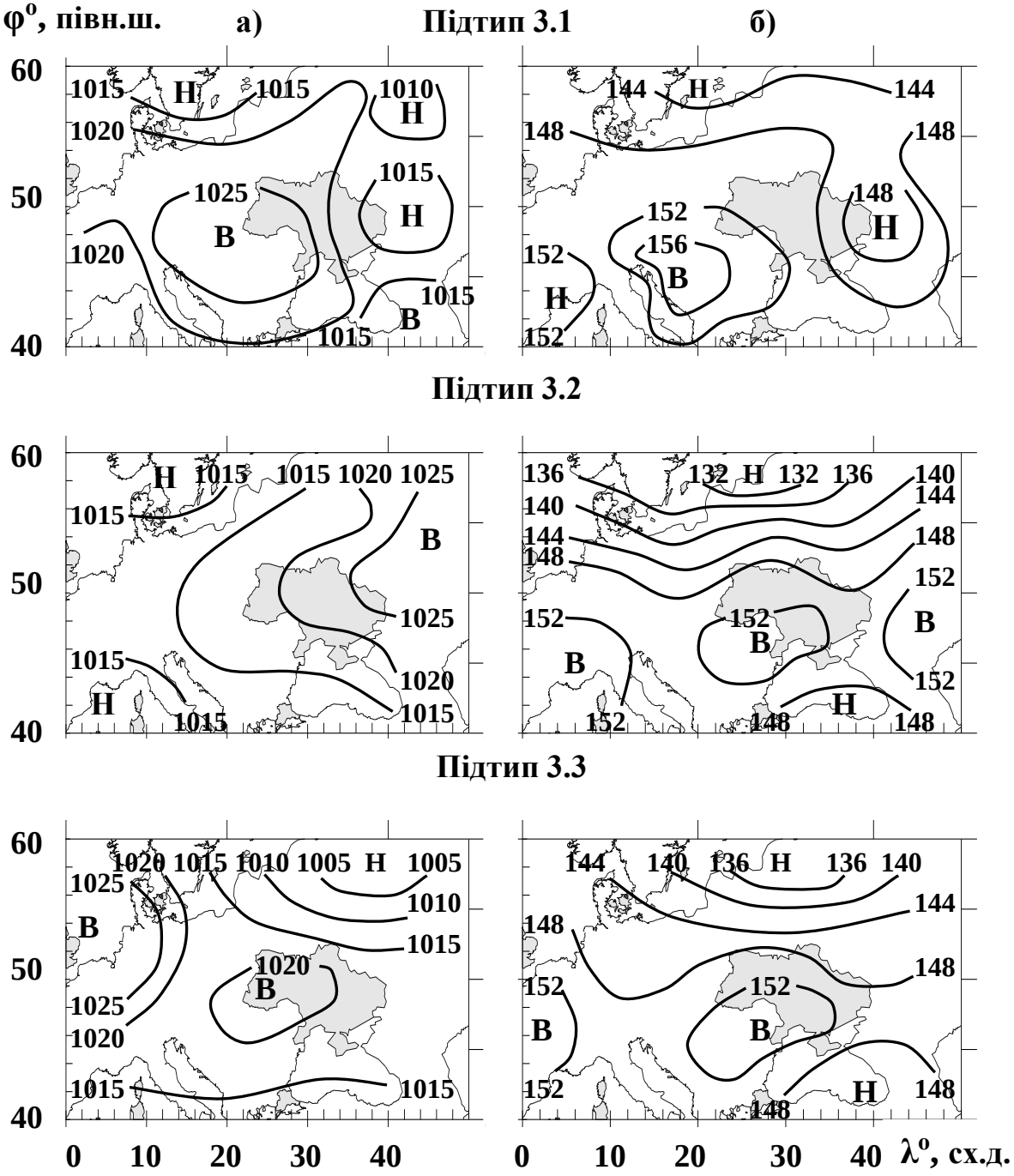


Рисунок 1.16 - Карти-схеми типу 3: приземна (а) і AT_{850} (б).

Формування гребенів і невеликих антициклонів відбувається за холодними фронтами внаслідок дії термічних та динамічних факторів

зміни тиску, а також під впливом гірських систем Центральної Європи. Область підвищеного тиску об'єднується з Азорським антициклоном і перетворюється на його відріг.

Підтип 3.2. Гребені, орієнтовані зі сходу (рис. 1.16). Вони формуються за рахунок стаціонування Східносибірського антициклону над Азією. Цей процес спостерігається значно рідше, ніж гребені, що розповсюджуються з заходу. Це обумовлено як переважанням західного переносу повітряних мас, так і впливом Чорного моря на термобаричне поле тропосфери.

Підтип 3.3. Малоградієнтне поле підвищеного тиску (рис. 1.16). До цього підтипу також відноситься і центральна частина антициклону. Середні величини баричних градієнтів коливаються від 0,7 до 1,5 гПа/111км, переважає штиль і не спостерігається посилення швидкості вітру навіть у добовому ході.

Тип 4. Слабко виражені баричні поля.

Підтип 4.1. Розмите баричне поле , в якому спостерігаються невеликі градієнти в полі тиску 1,5 - 2,5 гПа/111 км (рис. 1.17).

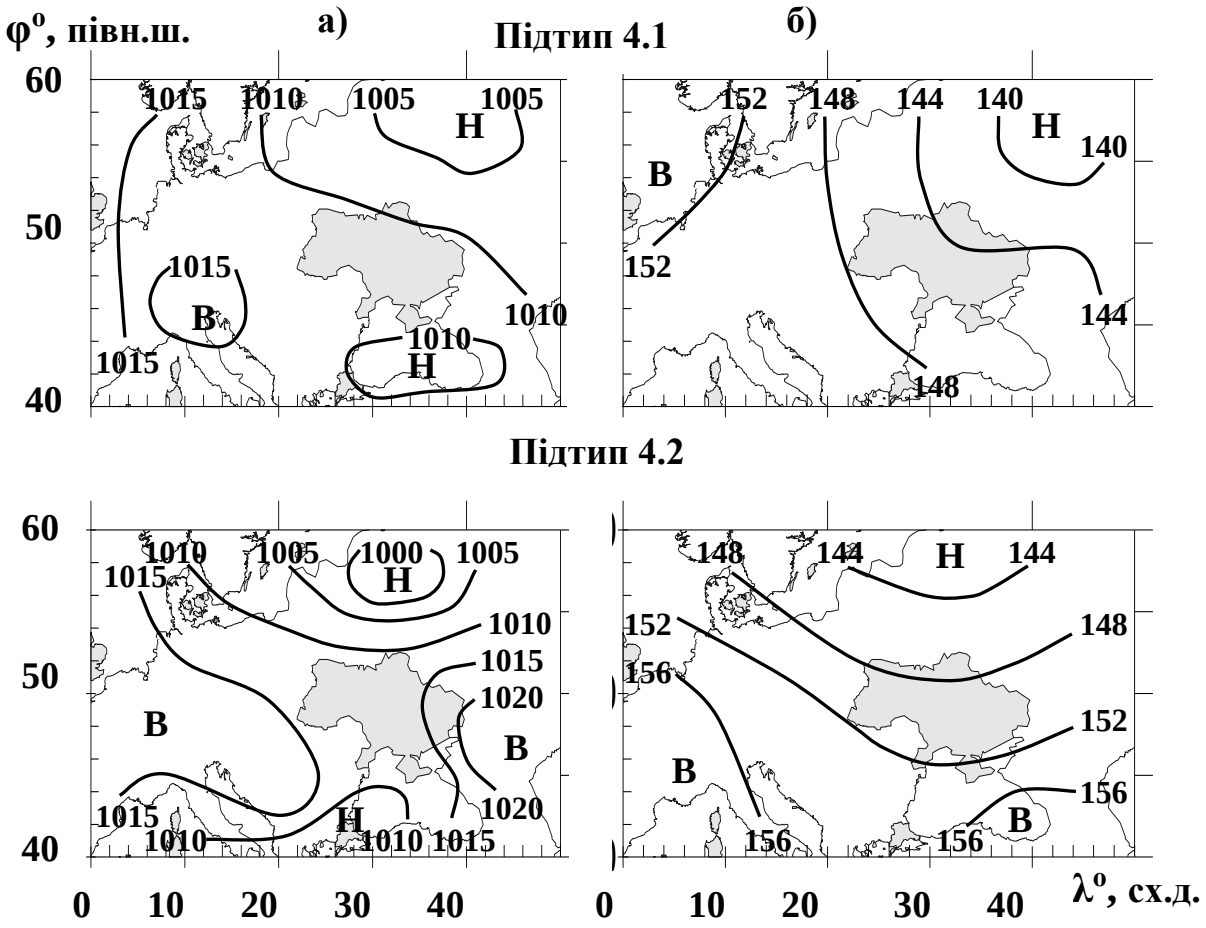


Рисунок 1.17 - Карти-схеми типу 4: приземна (а) і AT_{850} (б).

Підтип 4.2. Сідловина, що відмічається при існуванні циклону над Баренцовим морем і області зниженого тиску над Малою Азією, а також гребенем Азорського максимуму над Західною Європою і зоною підвищеного тиску над районами Сибіру (рис. 1.17).

У табл. 1.4 - 1.6 наведено повторюваність розглянутих типів (підтипів) синоптичних процесів при слабкому вітрі біля поверхні землі на метеорологічних станціях північно-західного Причорномор'я для центральних місяців кліматичних сезонів.

Таблиця 1.4 - Повторюваність (ч. вип./%) типів (підтипів) синоптичних процесів при слабкому вітрі біля поверхні землі. Одеса-ГМО. 1981-1990 рр.

Типи синоптичних процесів	Підтипи синоптичних процесів	Місяці							
		січень		квітень		липень		жовтень	
1 Периферійні процеси	1	110	49	75	33	97	41	88	43
	1.1	40	18	25	11	26	10	32	16
	1.2	12	5	26	12	18	8	14	7
	1.3	26	12	14	6	21	9	17	8
	1.4	32	14	10	4	32	14	25	12
2 Циклонічна циркуляція	2	44	21	43	19	49	21	47	23
	2.1	16	7	25	11	33	14	22	11
	2.2	28	14	18	8	16	7	25	12
3 Анти-циклонічна циркуляція	3	56	25	72	34	60	26	49	24
	3.1	19	8	8	4	32	14	21	10
	3.2	4	2	21	10	6	3	10	5
	3.3	33	15	43	20	22	9	18	9
4 Слабко виявлені баричні поля	4	12	5	30	14	28	12	20	10
	4.1	10	4	24	11	17	7	9	4
	4.2	2	1	6	3	11	5	11	6
Загальна кількість	-	222	100	220	100	234	100	204	100

Аналіз повторюваності слабкого вітру (табл. 1.4 – 1.6) в залежності від циркуляційних умов показує, що формування градації 0...4 м·с$^{-1}$ на всіх станціях навколо Одеси відбувається в більшості випадків при периферійних синоптичних процесах, як і в попередній період 1981-1990 рр. Наприклад, в порту Южний на січень припадає 57%, причому значно виділяється західний перенос – 24%; навесні – 56%, з них підтип 1.2 – 28%; влітку – 38% і підтип 1.4 – 24%, восени – 49%, з яких

західний перенос становить 17%. Найменше на формування слабкого вітру в районі порту Южний впливає циклонічна циркуляція (тип 2) в осінньо-зимовий період, а також влітку (табл. 1.6). У січні на тип 2 припадає 10, у квітні – 17, у липні – 11, а у жовтні – 7%. Навесні мінімально впливає антициклонічна циркуляція - 11% (від загальної кількості випадків).

Таблиця 1.5 - Повторюваність (ч.вип./%) типів (підтипів) синоптичних процесів при слабкому вітрі біля поверхні землі. Одеса-ГМО. 1992 - 2003 рр.

Типи синоптичних процесів	Підтипи синоптичних процесів	Місяці року							
		січень		квітень		липень		жовтень	
		ч.вип.	%	ч.вип.	%	ч.вип.	%	ч.вип	%
1 Периферійні процеси	1	151	57	133	53	132	44	130	50
	1.1	71	27	24	10	11	4	50	19
	1.2	21	8	66	26	15	5	35	14
	1.3	13	5	20	8	45	15	16	6
	1.4	46	17	22	9	61	20	29	11
2 Циклонічна циркуляція	2	27	10	55	22	31	10	19	7
	2.1	9	3	28	11	27	9	9	3
	2.2	18	7	27	11	4	1	10	4
3 Анти-циклонічна циркуляція	3	40	16	24	10	64	21	77	30
	3.1	15	6	6	2	25	8	29	11
	3.2	3	1	4	2	6	2	6	3
	3.3	22	9	9	6	33	11	42	16
4 Слабко виявлені баричні поля	4	45	17	28	15	75	25	34	13
	4.1	12	5	13	5	35	12	11	4
	4.2	33	12	24	10	40	13	23	9
Загальна кількість		263	100	250	100	302	100	260	100

На станціях Одеса-ГМО (табл. 1.5), Одеса-порт та Іллічівськ-порт (табл. 1.6) максимум повторюваності типів синоптичних процесів при слабких вітрах біля поверхні землі також випадає на периферійні процеси. Циклонічна циркуляція істотно не впливає на утворення слабкого вітру і становить 10...11% у січні та липні, близько 16% у квітні і зменшується до 7% у жовтні. Так, як і в порту Южний, навесні мінімум випадків слабкого вітру забезпечує антициклонічна циркуляція.

Таблиця 1.6 - Повторюваність (%) типів (підтипів) синоптичних процесів при слабкому вітрі біля поверхні землі на ст. Іллічівськ-порт (Іл), Одеса-порт (Од) та Южний-порт (Юж). 1992 - 2000 рр.

Типи синоптичних процесів	Підтипи синоптичних процесів	Місяці											
		Січень			Квітень			Липень			Жовтень		
		Іл	Од	Юж	Іл	Од	Юж	Іл	Од	Юж	Іл	Од	Юж
1	1	55,1	53,0	57,2	55,1	55,9	56,2	35,6	32,5	37,6	47,4	46,7	49,1
Периферійні	1.1	25,1	27,5	24,3	12,2	16,2	12,4	4,1	4,8	3,5	17,6	20,0	16,8
процеси	1.2	9,6	9,7	7,5	29,5	26,5	28,4	4,6	5,4	4,4	11,1	11,9	12,5
(слабко активні)	1.3	5,4	7,5	8,1	6,4	8,1	7,1	5,2	6,0	5,9	7,6	4,4	8,4
	1.4	15,0	8,3	17,3	7,0	5,1	8,3	21,7	16,3	23,8	11,1	10,4	11,4
2	2	10,1	11,2	10,4	16,7	15,4	17,2	10,3	12,7	11,4	6,4	6,6	6,6
Циклонічна	2.1	3,6	4,6	3,5	9,6	8,1	9,5	9,8	11,4	10,4	2,9	3,7	3,6
циркуляція	2.2	6,5	6,6	6,9	7,1	7,3	7,7	0,5	1,3	1,0	3,5	2,9	3,0
3	3	18,0	16,4	16,2	11,5	11,8	11,2	28,3	27,1	27,2	30,4	30,4	31,1
Антициклонічна	3.1	6,0	3,8	4,6	0,6	0,7	1,8	10,8	11,4	10,4	10,5	8,9	10,8
циркуляція	3.2	1,8	0,7	1,8	3,2	3,8	2,9	3,1	1,3	2,0	0,6	1,5	1,2
	3.3	10,2	11,9	9,8	7,7	7,3	6,5	14,4	14,4	14,8	19,3	20,0	19,1
4	4	16,8	19,4	16,2	16,7	16,9	15,4	25,8	27,7	23,8	15,8	16,3	13,2
Слабко виявлені	4.1	5,4	5,2	4,6	5,8	6,6	5,3	11,9	13,2	12,9	5,9	5,9	4,8
баричні поля	4.2	11,4	14,2	11,6	10,9	10,3	10,1	13,9	14,5	10,9	9,9	10,4	8,4

Таким чином можна зробити висновок, що основний вплив на формування режиму слабкого вітру в північно-західному Причорномор'ї здійснюють периферійні процеси. Однак, якщо порівняти отримані результати з попереднім періодом 1981-1990 рр. (табл. 1.4), то видно, що на станції Одеса-ГМО зменшився вплив антициклонічної циркуляції, особливо у весняний період з 34 до 10%. На всіх чотирьох станціях протягом року переважають слабкі вітри. Повторюваність слабкого вітру мінімальна в слабко виявлених баричних полях: влітку - 26, навесні - 16, восени - 15 і взимку – 17%, з них найменше число випадків відзначене в сідловині. В Одесі слабкий вітер при такій синоптичній ситуації спостерігається так: взимку – 17, навесні - 15, влітку - 25, а восени - 13%.

Таким чином, з проведеного аналізу видно, що на режим формування вітрів всіх напрямків біля поверхні землі на північно-західному узбережжі Чорного моря суттєво впливають макроциркуляційні умови та особливості розташування станцій, розподіл вітру над якими, залежно від сезону, характеризується певною структурою приземного і висотного баричних полів, які слід враховувати при розробці фізико-статистичних методів прогнозу слабкого вітру.

Метод прогнозу слабкого вітру на півдні України. Метод прогнозу приземного слабкого вітру орієнтований на використання в оперативній прогностичній практиці і тому містить у собі доступну синоптику інформацію та не потребує значних попередніх розрахунків. Аналіз баричного поля показав, що слабкі вітри в Одесі частіше відзначаються при периферійних процесах циклонічного типу, але вітри зі швидкістю ≤ 4 м·с$^{-1}$ пов'язані також з антициклонічним малоградієнтним полем. В якості предикторів, у першу чергу, на основі фізичної обґрунтованості, було взято кількісні характеристики знаку та інтенсивності баричного поля: лапласіани приземного тиску Δp_o, а також лапласіани висот ізобаричних поверхонь 850, 700 гПа (ΔH_{850}, ΔH_{700}). Перелічені величини дозволяють оцінити вплив макромасштабних процесів на формування слабкого вітру. Для урахування зміни інтенсивності баричних утворень біля поверхні землі розглядалась фактична величина баричної тенденції (рр, гПа/3 год).

Відомо, що слабкі вітри біля поверхні землі часто бувають пов'язані з приземними або піднятими інверсіями температури. Тому за вихідні предиктори взято вертикальні градієнти температури (γ, °С/100 м) в шарах 0,01 – 0,2; 0,2 – 0,5; 0,5 - 1,0 км.

Бароклінність нижнього шару атмосфери враховувалась через горизонтальний градієнт температури на ізобаричній поверхні 850 гПа ($\Delta T/\Delta s$). Для оцінки особливостей вертикального профілю швидкості вітру, що іноді має характер струминної течії нижнього рівня, як потенційні предиктори використовують значення швидкості вітру на рівнях 925 (V_{925}) і 850 гПа (V_{850}).

Врахування добового ходу здійснено включенням у число предикторів значення швидкості вітру в початковий (00 ВСЧ) строк спостережень (V_0), а інерційного фактора - значення швидкості вітру у попередні строки спостережень, тобто ті, які відстоять від нього на 06 (V_{06}) та на 12 (V_{12}) годин.

Таким чином, у списку потенційних предикторів було використано 15 характеристик атмосфери, що відображають вплив процесів макромасштабу та вплив місцевих фізико-географічних умов.

Відбір найбільш інформативних та статистично значущих предикторів дозволяє отримати рівняння регресії для прогнозу слабкого вітру біля поверхні землі з завчасністю 24 год стосовно типів синоптичних процесів (табл. 1.7, 1.8).

Таблиця 1.7 – Рівняння регресії для прогнозу слабкого вітру на ст. Одеса з завчасністю 24 год

Типи синоптичних процесів							
1		2		3		4	
а	б	а	б	а	б	а	б
січень							
в. член	0,95	в. член	3,20	в. член	3,70	в. член	2,20
V_6	0,35	$\Delta T/\Delta s$	-0,40	$\Delta T/\Delta s$	-0,80	γ_1	-0,40
S_1	1,28	S_1	1,21	γ_2	-0,40	S_1	0,70
квітень							
в. член	0,42	в. член	0,37	в. член	3,10	в. член	0,40
V_0	0,40	V_{12}	0,30	γ_3	-1,40	V_0	0,40
V_{850}	0,10			ΔH_{850}	-0,07	V_{925}	0,15
S_1	1,10			S_1	0,82	S_1	1,30
липень							
в. член	2,18	в. член	-0,94	в. член	0,69	в. член	2,10
ΔP_0	-0,19	γ_2	1,48	V_{12}	0,33	ΔP_0	0,10
$\Delta T/\Delta s$	0,85	ΔH_{850}	0,13	S_1	0,98	V_0	0,30
ΔH_{700}	-0,14	V_{925}	0,26			S_1	0,96
S_1	0,90	pp	-0,65				
		S_1	0,93				
жовтень							
в. член	-1,60	в. член	0,92	в. член	0,95	в. член	-2,20
ΔH_{700}	0,09	V_{850}	0,14	V_{850}	0,13	V_0	1,10
V_{850}	0,18	γ_2	0,84	$\Delta T/\Delta s$	0,44	ΔH_{700}	0,09
γ_3	2,30	ΔH_{700}	-0,13	γ_3	-0,89	V_{925}	0,20
S_1	1,00	S_1	1,17	S_1	0,94	γ_2	-0,15
						S_1	1,00

Примітка: а – предиктори, б – коефіцієнти регресії.

В рівняннях регресії використано:

- $\Delta T/\Delta s$ - горизонтальний градієнт температури (°C/100 км) на АТ-850;
- γ_1, γ_2, γ_3 - вертикальні градієнти температури (°C/100 м) у шарах 10 - 200, 200 - 500, 500 - 1000 м відповідно;
- Δp_0 - лапласіан (гПа) приземного тиску;
- ΔH_{850}, ΔH_{700} – лапсасіани (гПа) на поверхнях 850 і 700 гПа;
- pp – приземна барична тенденція (гПа / 3 год);
- V_0, V_{925}, V_{850} – швидкості вітру ($м \cdot с^{-1}$) на рівнях – земля, 925, 850 гПа відповідно;
- ddd – напрямок приземного вітру (град);
- U – відносна вологість (%) на рівні 1 км;
- V_{06}, V_{12} – швидкості приземного вітру ($м \cdot с^{-1}$) за 06 та 12 год, що передують початковому строку (00 ВСЧ).

Усі ці предиктори (за винятком V_{06} та V_{12}) беруться або розраховуються за даними метеорологічних та аерологічних спостережень за строк 00 ВСЧ (Всесвітній скоординований час).

Таблиця 1.8 – Рівняння регресії для прогнозу вітру на ст. Одеса при типі 1 синоптичних процесів з завчасністю 24 год

Підтипи синоптичних процесів					
січень					
1,1		1,3		1,4	
а	б	а	б	а	б
в.член	-1,18	в.член	0,56	в.член	0,12
V_{12}		V_0		V_0	
γ_3	0,2	V_{925}	0,04		0,74
S_1	1,3	γ_1	0,62		1,0
		S_1	0,9		
квітень					
1,1		1,2			
а	б	а	б		
в.член	3,2	в.член	1,8		
pp	0,07	ΔP_0	0,2		
V_0	-0,25	V_0	0,4		
ΔP_0	-0,05	S_1	1,1		
S_1	1,2				

Примітка: а – предиктори, б – коефіцієнти регресії.

У цих таблицях наведено середню помилку:

$$S_1 = \frac{1}{n}\sum |V_{пр} - V_{фак}| \qquad (1.6)$$

де n – кількість випадків; $V_{пр}$, $V_{фак}$ – прогностичне і фактичне значення швидкості приземного вітру.

Значення S_1 розраховано за даними архівної вибірки за 1981-1990 рр., що лягла в основу розробки фізико-статистичного методу.

Розглянемо на прикладах можливість одержання прогностичного рівняння з завчасністю 24 год:

- для січня на ст. Одеса, за умови циклонічної циркуляції над півднем України. На основі даних табл. 1.7 (тип 2) прогностичне рівняння має вигляд:

$$V_{пр} = 0{,}9\,V_0 + 0{,}3\,\Delta T_{850} \qquad (1.7)$$

Помилка рівняння при цьому складає ±1,21.

- для квітня (табл. 1.8), при південному переносі повітряних мас (підтип 1.2):

$$V_{пр} = 0{,}2\ \Delta P_0 + 0{,}4\ V_0 + 1{,}8\ , \qquad (1.8)$$

помилка рівняння становить ±1,1.

Аналогічним чином відновлюється певний вигляд будь-якого прогностичного рівняння.

Слід, однак, зауважити, що коефіцієнти рівнянь регресії наведено не для всіх типів синоптичної класифікації у зв’язку з тим, що для деяких типів вибірка не була статистично забезпеченою через її обмеженість. Для вдосконалення прогнозів бажано продовжити дослідження та отримати повну картину фізико-статистичних зв’язків для усіх можливих типів макроциркуляційних процесів.

Контрольні запитання

1. Які синоптичні умови сприяють утворенню слабкого вітру біля Одеси? Охарактеризуйте типи (підтипи).
2. Перелічіть найбільш інформативні предиктори, які входять в рівняння регресії для прогнозу слабкого вітру біля поверхні землі в районі Одеси.

1.4 Прогноз локальних вітрів над територією України

Синоптичні умови виникнення сильного вітру. Сильні вітри швидкістю більше 15 м·с$^{-1}$ найчастіше фіксуються у південних та південно-східних областях України, з найбільшою повторюваністю у холодне півріччя. Сильні вітри, що продовжуються більше ніж 20 год,

виникають в 24% випадків, від 10 до 20 год - в 35% випадків, від 3 до 10 год - в 36% випадків. Посилення вітру на термін менше 3 год спостерігається, як правило, влітку у середині дня. Звичайно воно є результатом впливу добового ходу температури. В 60% випадків швидкість вітру не перевищує 17 м·с$^{-1}$. Швидкість 18...22 м·с$^{-1}$ відмічається у 32% випадків, а вище 22 м·с$^{-1}$ - у 8% випадків. Вітри швидкістю більше 28 м·с$^{-1}$ спостерігаються дуже рідко - 1% випадків і, в основному, у південних та південно-східних областях України.

Синоптичні процеси, що обумовлюють сильні вітри на Україні, можна розділити на дві групи. До першої групи можна віднести випадки формування антициклону над центральними або східними областями Росії при активізації циклонів над Середземним та Чорним морями. Друга група - випадки проходження циклонів або глибоких улоговин через територію України.

Процеси першої групи відзначаються значною стійкістю та обумовлюють тривалі і сильні східні та південно-східні вітри в південно-східній частині України, на Азовському морі і на більшій частині Чорного моря. Якщо центр антициклону розташований над східними районами Східної Європи або Казахстаном, від нього на захід, на Україну, спрямовано відріг, при цьому звичайно над сходом України спостерігається зростання, а над заходом - падіння тиску.

Якщо центр антициклону розташований над центральними або південними областями Європейської частини Росії, а Чорне море, Туреччину, Середземне море займає велика депресія, окремі циклони переміщуються по Чорному морю. Великі градієнти тиску, які формуються між антициклоном та депресією над Чорним морем, обумовлюють в південних та південно-східних областях України сильні східні та північно-східні вітри. Іноді вони охоплюють всю територію України. Найбільша повторюваність процесів цього типу відбувається протягом березня та квітня. Переважна швидкість вітру 17...22 м·с$^{-1}$, максимальна 28...34 м·с$^{-1}$. Тривалість 1... 7 днів.

Особливо сильними північно-східні та східні вітри бувають на узбережжі Азовського моря та на східних схилах Донецького кряжу. Сильні вітри на узбережжі Азовського моря спостерігаються частіше на 10... 15%, ніж у сусідніх районах України.

Ознаки можливого посилення вітру:

- за 12... 18 год до посилення вітру спостерігається значне зростання тиску на Північному Кавказі і на сході України та падіння тиску в Криму і на Чорноморському узбережжі Кавказу;

- з упередженістю 12... 18 год з’являються осередки зростання та зниження температури на поверхнях 500 і 300 гПа. Позитивний (додатний) осередок виникає над Чорним морем, негативний (від’ємний) - над Україною;

- антициклон на південному сході Росії або над Казахстаном стає малорухомим, а на півдні Росії формується висотний гребінь. Швидкість вітру перевищує 15 м·с$^{-1}$, якщо баричний градієнт на поверхні землі більше 3...4 гПа/110 км взимку та 2...3 гПа /110 км влітку.

Сильні південно-східні та східні вітри на периферії антициклону супроводжуються пиловими бурями і суховіями. Інтенсивні суховії утворюються в теплий період року в останній стадії антициклогенезу над півднем Європейської території Росії. Тривалість суховійного періоду залежить від часу існування антициклону та депресії над Чорним морем. Найбільш часті та тривалі суховії в Херсонській, Миколаївській, Запорізькій та Луганській областях.

Сильні вітри при переміщенні циклонів та улоговин через Україну захоплюють різні райони в залежності від траєкторій. При переміщенні циклонів з заходу, сильні вітри найчастіше захоплюють північно-західну частину України. У випадках переміщення пірнаючих циклонів з північного заходу в їх передній частині спостерігаються сильні південно-західні та західні вітри, а в тиловій частині - північно-західні та північні. Якщо пірнаючий циклон переміщується на східні області Східної Європи, то на Україні вітер посилюється в передній частині або в тилу його улоговини. Швидкість вітру може досягати 35... 40 м·с$^{-1}$.

У випадку виходу південних циклонів сильні вітри на Україні найбільш часті, коли південний циклон зароджується над Середземним морем і зміщується в північно-східному напрямку, через Балкани та захід Чорного моря, наближаючись до західної периферії азіатського антициклону. При наявності ізольованого циклону над Середземним морем або Балканами циклони розвиваються над західною частиною Чорного моря та Малою Азією і переміщуються на південь України. В їх передній частині спостерігається значне падіння тиску, інколи воно досягає 6...7 гПа, а в тилу циклонів зростання тиску сягає 3...5 гПа за 3 год. Якщо на сході України зберігається відріг високого тиску, то на заході України зростають східні та південно-східні вітри, які після виходу циклону змінюються південними. При зміщенні південних циклонів на крайні західні ті північно-західні райони України вітри швидкістю більше 12 м·с$^{-1}$ спостерігаються рідко.

Північно-східні та східні шторми на Чорному та Азовському морях виникають у більшості випадків при переміщенні циклонів з території Малої Азії на схід Чорного моря, якщо на півдні Східної Європи розміщується антициклон. Сильні вітри найбільш часто відмічаються у районі Керчі - Туапсе.

Якщо циклони переміщуються по Чорному морю з заходу, то при наявності антициклону на півночі цього району сильні вітри спостерігаються в північній частині моря, в окремих випадках швидкість вітру досягає 28 м·с$^{-1}$.

У другій половині весни та влітку при нестійкій стратифікації повітря в денні години вітер може посилюватися і при малих градієнтах тиску. Ознакою вірогідного посилення вітру є велика добова амплітуда температури. Вертикальні градієнти температури в приземному шарі в ранкові години перевищують 0,6...0,7 °С/100 м. Влітку добовий хід швидкості вітру досягає 8...10 м·с$^{-1}$, взимку він майже відсутній.

На північному заході України спостерігаються локальні посилення північно-західних та південно-східних вітрів у низькій частині рельєфу між Карпатами та Подільською височиною. Посилюються північно-західні вітри в холодне півріччя при переміщенні холодних фронтів. Найбільш чітко це проявляється при переміщенні улоговин з північного заходу.

Прогноз сильного вітру у західних областях України. Методика заснована на розрахунках швидкості вітру по прогностичному полю приземного тиску з урахуванням залежності фактичної швидкості вітру від геострофічної.

Урахування коефіцієнта *k* - відношення фактичної швидкості вітру ($V_з$) до геострофічної ($V_г$), є необхідним у зв'язку з тим, що ландшафтно-орографічні умови суттєво впливають на швидкість вітру. Величина *k* залежить від порізаності рельєфу, часу доби та року, напрямку вітру, вертикального розподілу температури, хмарності, кривини ізобар та баричного градієнта. Використання середніх значень *k* ненадійне, коли баричні градієнти менше 3 гПа/100 км.

Приземний вітер, швидкістю більше 20 м·с$^{-1}$, в 60% випадків починається при середньому градієнті над Передкарпаттям 3,5 гПа/100 км.

Розрахунок сильного вітру у Передкарпатті. Очікувана фактична швидкість вітру на поверхні землі визначається за формулою:

$$V_з = k\,V_г + \Delta V, \qquad (1.9)$$

де $k = V_з/V_г$ для прямолінійних ізобар, ΔV – сумарна поправка на кривизну ізобар, термічну і динамічну нестійкість, денну конвекцію та активність фронту.

На першому етапі розрахунку необхідно уточнити значення очікуваного приземного тиску у пунктах, що використовується на номограмах. Для цього екстраполюють хід приземного тиску, при цьому припускають, що у близькі години буде зберігатися барична тенденція, яка спостерігалася у початковий момент.

У Передкарпатті домінуючим напрямком сильних вітрів є північно-західний. Для встановлення $V_з$ при сильних зимових північно-західних та західних вітрах використовують номограми, такі як на рис. 1.18.

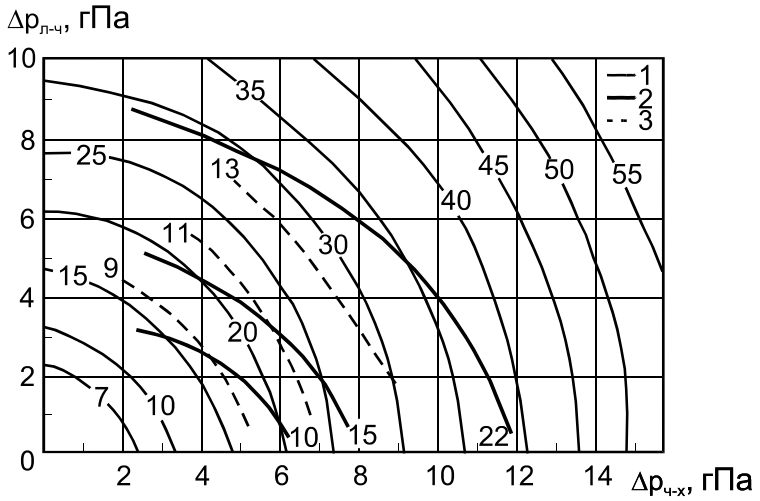


Рис. 1.18 – Номограма для розрахунку середньої швидкості вітру в зоні Львів – Чернівці – Хмельник за різницею тиску на парах станцій Львів – Чернівці ΔР(л-ч) та Чернівці – Хмельник ΔР(ч-х).
1 – ізотахи швидкості геострофічного вітру;
2 та 3 – ізотахи середньої швидкості вітру на поверхні землі відповідно у Львові та Чернівцях.

Для розрахунку швидкості геострофічного вітру у пунктах, де сильний вітер має різний напрямок, розроблено кругові номограми (рис. 1.19), а для встановлення фактичної швидкості – спеціальні таблиці (табл. 1.9 та 1.10). При одному і тому ж градієнті тиску, але при різних напрямках вітру, швидкості можуть бути різними.

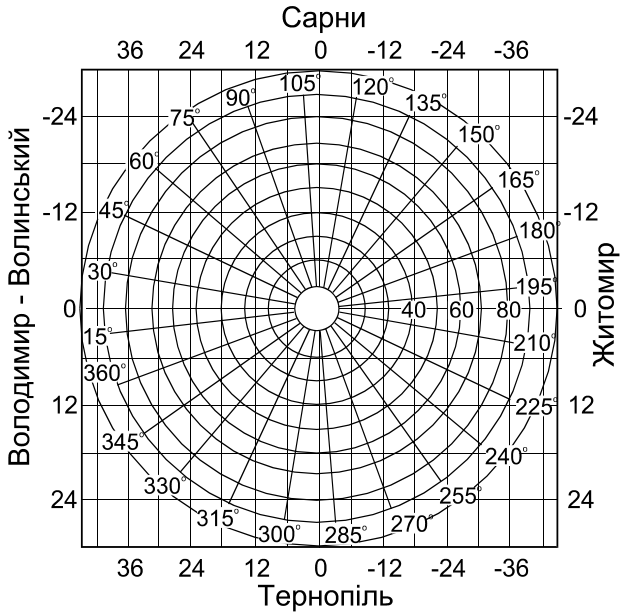


Рис. 1.19 – Номограма для розрахунку швидкості геострофічного вітру (концентричні кола) та його напрямку (радіуси) у м. Рівне за очікуваними різницями тиску Володимир-Волинський – Житомир – Тернопіль – Сарни.

Як приклад, наводиться номограма для розрахунку швидкості та напрямку вітру у м. Рівне (рис. 1.19). Використовується різниця тиску на станціях Тернопіль – Сарни та Володимир-Волинський – Житомир.

Наприклад, якщо очікувана різниця тиску між станціями Тернопіль і Сарни буде 11,5 гПа, а Володимир-Волинський і Житомир – 5,6 гПа. По табл. 1.9 на перехресті рядка 12 гПа та стовпчику 6 гПа знаходимо значення очікуваної швидкості вітру – 16 м·с$^{-1}$.

Аналогічний результат можна отримати за допомогою номограми (рис. 1.19).

Приклад розрахунку: встановлюємо очікуване на момент прогнозу значення тиску у чотирьох пунктах, для чого додаємо до тиску в вихідний момент баричну тенденцію (або її подвійне значення, якщо прогноз складається на 6 год) з урахуванням вірогідної еволюції ізалобаричного поля. Обчислюємо різниці тиску на парах станцій.

На номограмі (рис. 1.19) різниці тиску Тернопіль - Сарни відкладено по вертикалі, а різниці тиску Володимир-Волинський - Житомир - по горизонталі. За прогностичними різницями тиску встановлюємо положення точки на перехресті відповідних значень. По горизонталі та вертикалі знаходимо швидкість геострофічного вітру $V_г$. Значення $V_г$, зняте з номограми, помножуємо на *k*, отримане з табл. 1.10, і встановлюємо $V_з$.

Таблиця 1.9 – Середні значення швидкості вітру біля поверхні землі ($V_з$) в м. Рівне при певних різницях тиску (гПа) між пунктами Тернопіль – Сарни ΔР(т-с) та Володимир-Волинський – Житомир ΔР(в-ж)

ΔР(т-с), гПа	ΔР(в-ж), гПа																	
	0	2	4	6	8	10	12	14	16	18	20	22	24	26	28	30	32	34
0		12	12	13	13	14	14	15	15	16	18	20	22	24	25	27	29	32
2	12	12	13	13	14	14	14	15	15	18	18	20	22	24	25	27	29	32
4	13	13	14	14	14	15	15	15	16	18	19	21	22	24	26	28	31	32
6	14	14	15	15	15	15	16	16	17	18	20	21	23	25	27	28	31	32
8	15	15	15	15	16	16	16	17	19	19	21	22	25	26	28	29	31	33
10	15	16	16	16	17	17	17	19	20	21	22	25	26	27	29	30	32	34
12	16	17	17	18	18	18	19	20	21	22	24	26	27	28	30	32	33	35
14	18	19	19	20	21	21	22	22	24	25	26	28	29	30	32	33	35	36
16	21	21	22	22	22	23	24	25	27	28	30	31	32	33	36	36	36	37
18	24	24	24	25	25	26	26	26	27	29	30	32	34	35	36	38	38	38
20	27	27	27	27	28	28	29	29	30	31	32	33	34	35	36	38	39	40
22	30	30	30	30	30	30	31	32	33	33	34	35	36	37	39	40	41	42
24	32	32	32	32	32	33	34	35	36	36	37	38	39	40	41	42	43	45
26	34	34	35	35	35	35	36	36	37	38	39	40	41	42	42	44	44	44

Таблиця 1.10 – Середні значення $V_г$, $V_з$ та k у м. Рівне при різних значеннях баричних градієнтів

ΔP, гПа/100 км	$V_г$, м·с$^{-1}$	k	$V_з$, м·с$^{-1}$
1,4	10	1,12…1,40	11…14
2,1	15	0,77…1,00	11…15
2,8	20	0,58…0,78	12…16
4,0	28	0,42…0,57	12…17
4,8	34	0,34…0,46	12…17
5,6	40	0,30…0,46	12…18
6,2	44	0,29…0,44	13…20

За допомогою тієї ж номограми встановлюється і напрямок геострофічного вітру в градусах. Для знаходження напрямку приземного вітру треба від напрямку градієнтного вітру відняти 30°.

За очікуваними різницями тиску 11,5 та 5,2 гПа, використовуючи номограму (рис 1.19), розраховуємо, що через 3 год геострофічна швидкість вітру в м. Рівне буде 40…42 м·с$^{-1}$. Для цієї швидкості коефіцієнт *k* коливається між 0,29 та 0,44, отже швидкість вітру біля поверхні землі становить приблизно 12... 18 м·с$^{-1}$.

Введення поправок. Звичайно, для встановлення очікуваної швидкості достатнє використання відповідної номограми. Якщо розрахунок по номограмі дає швидкості, що виходять за межі 0,5$V_г$, то вони оцінюються як максимальні при поривах вітру.

Врахування циклонічної кривизни ізобар виконується при радіусах кривизни 500 км та менше. При антициклонічній кривизні потоку, коли над Карпатами розповсюджується баричний гребінь, а радіус кривизни менше 200...300 км, приймається, що швидкість вітру повинна бути збільшена на 3...5 м·с$^{-1}$. Якщо ізобари більш прямолінійні, поправка не вводиться.

Динамічна нестійкість характеризується вертикальним зсувом вітру, який оцінюється за різницею швидкостей вітру на рівні 850 гПа та на поверхні землі. Чим ця різниця більша, тим, звичайно, більша вірогідність посилення вітру біля земної поверхні.

Термічна нестійкість встановлюється різницею температури біля поверхні землі та на рівні АТ-850. Значення поправки залежить від відстані та активності фронту і напрямку вітру на різних рівнях.

Для розрахунку поправки на термічну та динамічну нестійкість у Чернівцях при сильних північно-західних вітрах, побудовано графік (рис. 1.20). У коло на рис. 1.20 попадає кожен другий випадок сильного вітру на земній поверхні в Чернівцях.

Для встановлення поправки до середньої швидкості західного та північно-західного вітру у Львові побудована аналогічна номограма. У

кожному другому випадку поривів вітру у Львові відповідні різниці температур у шарі земна поверхня - АТ-850 знаходяться у межах 2...10 °С, різниці швидкостей на двох рівнях коливаються від 14 до 22 м·с$^{-1}$. Майже усі випадки поривів вітру біля земної поверхні, сильніших за 24 м·с$^{-1}$, у Львові спостерігаються при швидкостях вітру на ізобаричній поверхні 850 гПа більше ніж 25 м·с$^{-1}$.

Поправка на активність денної конвекції вводиться в залежності від очікуваних у момент найбільшого прогрівання значень температури повітря та точки роси (табл. 1.11).

Поправка до швидкості вітру на активність фронту вводиться по очікуваному значенню горизонтального градієнта температури у зоні фронту, що встановлюється за різницею температур в повітряних масах по обидві сторони від фронту на відстані до 300 км.

Градієнти температури, °С/300 км	2	4	6	8
Поправка, м·с$^{-1}$	3	6	9	12

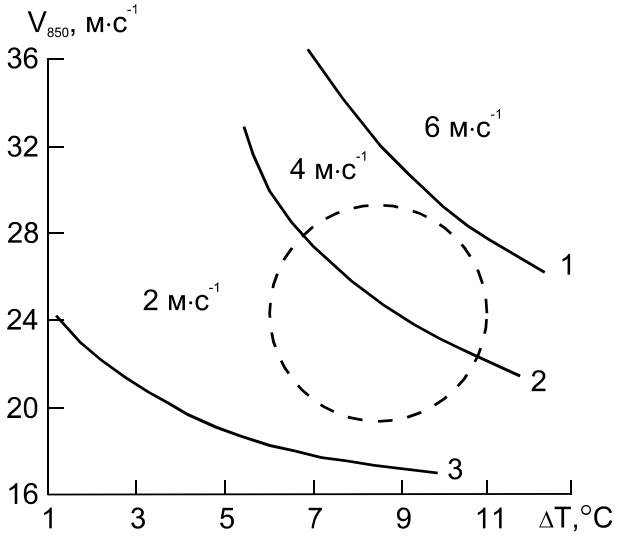


Рис. 1.20 – Поправки до швидкості вітру на поверхні землі в Чернівцях у залежності від швидкості вітру на рівні 850 гПа і різниці температур на поверхні землі та на 850 гПа (ΔТ) при сильних північно-західних вітрах.

Таблиця 1.11 – Поправки до очікуваної швидкості вітру у зв’язку з розвитком конвекції (м·с$^{-1}$)

Очікуваний дефіцит точки роси, °С	Очікувана денна температура, °С		
	20…25	25…30	> 30
0…2	3	5	6
3…5	3	4	5
6…8	2	3	5
9…11	2	3	4

Залишкове значення швидкості вітру на поверхні землі встановлюється додаванням усіх перерахованих поправок до значення швидкості вітру, знайденого за даними баричного градієнта.

Прогноз сильного вітру в Закарпатті. Критичним значенням баричного градієнта, при якому у Закарпатті починається сильний вітер, є 6 гПа/100 км. При менших градієнтах, можуть спостерігатися тільки шквалисті посилення вітру, супутні грози та град.

Прогноз сильного вітру у Закарпатті складний через необхідність урахування інтенсивного приземного тертя. Пагористий, дуже розчленований характер рельєфу, з витягнутими на південний захід відрогами Карпат, обумовлює сильне тертя у приземному шарі повітря. Ступінь гальмування повітряних потоків суттєво залежить від їх напрямку. Так, при одному й тому ж середньому баричному градієнті, наприклад 3 гПа/100 км ($V_г \approx 21$ м·с$^{-1}$), середня швидкість північного вітру біля поверхні землі буде 6 м·с$^{-1}$, а північно-східного - 13 м·с$^{-1}$.

У Закарпатті, яке не є штормовою зоною, можна визначити орографічні підзони з різною вірогідністю сильних вітрів: рівнинна частина, дальні передгір'я (включно з Хустською улоговиною), середні передгір'я та гори. У перших двох підзонах сильні вітри фіксуються рідко і звичайно пов'язані з літніми шквалами та грозами. Для їх прогнозу графіки, в основу яких покладено різницю тиску в радіусі 100 км, непридатні. У середніх передгір'ях та в горах вирішальним фактором є орографія, яка обумовлює виникнення низькотропосферних струминних течій, фенових та борових ефектів.

Оцінку можливості сильних вітрів у Закарпатті слід проводити тільки тоді, коли очікуваний баричний градієнт перевищує 6...8 гПа/100 км ($V_г > 40...50$ м·с$^{-1}$). У табл. 1.12 наведено залежності швидкості вітру на поверхні землі в Ужгороді: середньої ($\overline{V}_з$), при поривах ($V_{пор}$) та геострофічної ($V_г$) від градієнта тиску, а також значення коефіцієнта *k*, у розподілі для середньої швидкості ($k_{сер}$) та поривів ($k_{пор}$), незалежно від напрямку, крім північно-східного (з боку гір).

Таблиця 1.12 - Залежність швидкості вітру в Ужгороді від баричного градієнта

Градієнт тиску, гПа/100 км	$\overline{V}_з$	$V_{пор}$	$V_г$	$k_{сер}$	$k_{пор}$
	м·с$^{-1}$				
1,5	4	7	11	0,65	0,36
2	5	10	14	0,65	0,36
3	6	12	28	0,43	0,21
4	7	14	35	0,40	0,20
6	9	16	42	0,38	0,20

При великому баричному градієнті швидкість вітру на поверхні землі може становити лише п'яту частину геострофічної швидкості. До знайденого в табл. 1.12 значення $\overline{V}_з$ слід додати поправку на посилення вітру при розвитку конвекції та утворенні потужних купчасто-дощових хмар, що супроводжується грозовими явищами (табл. 1.11). В Ужгороді щороку спостерігається від 25 до 40 гроз, які супроводжуються короткочасним локальним посиленням вітру. Грозово-шквалові хмари розвиваються разом з низькотропосферними струминними течіями. Коли над Закарпаттям на рівні вершини гір панує вологий південно-західний потік, у приземному шарі розвивається стік повітря з гір (зі сходу) та над підгір'ям виникає вихор з горизонтальною віссю. Це ускладнює розрахунок швидкості вітру.

Сильні північно-західні вітри на південному березі Криму. На Південному березі Криму досить часті сильні північно-західні вітри. Велику роль у їх виникненні відіграють Кримські гори, які простягнулися паралельно берегу від Севастополя до Феодосії та займають смугу довжиною близько 150 км та шириною до 50 км. Найбільш південна та найбільш висока їх гряда (Яйла) на заході підходить до моря прямовисними крутими обривами, а на сході віддалена від узбережжя на 10...12 км. Західна частина гряди орієнтована приблизно з південного заходу на північний схід, а у районі Алушти повертає на схід. Внаслідок цього у плані вона має вигляд неправильної арки, яка повернута опуклістю на північний захід.

Сильні північно-західні вітри спостерігаються головним чином за холодними фронтами, але іноді вони бувають і в теплих секторах циклонів. Сильні вітри за холодними фронтами мають якості, характерні для бори. В теплих секторах циклонів на узбережжя обрушується з гір дуже тепле та сухе повітря – фьон.

Найчастіше вітер посилюється за 2...6 год перед або через 2...6 год після проходження холодного фронту. В окремих випадках термін часу між початком посилення вітру та моментом проходження фронту може бути більше - до 20 год.

При сильному північно-західному вітрі на південному березі Криму напрямок вітру в інших районах Криму може відрізнятися від північно-західного на 90°, а іноді навіть на 180°, швидкість вітру на 1...4 м·с$^{-1}$. Це ще раз свідчить про значний вплив гір на посилення вітру біля узбережжя.

Сильний західний або північно-західний потік зустрічає на своєму шляху Яйлу і деформується. На навітряному боці відбувається накопичення повітря і тиск зростає. На підвітряному боці спостерігається падіння тиску, обумовлене тим, що у нижчих шарах (нижче гребеня гір) відтік повітря не компенсується повністю його припливом з північного боку гір. У результаті на навітряному боці Яйли виникає орографічний

гребінь, а з підвітряної сторони над морем формується орографічний циклон овальної форми, велика вісь циклону приблизно паралельна гірському пасму. Розміри циклону невеликі: довжина великої осі близько 80 км, малої - близько 40 км. Центр циклону звичайно знаходиться поблизу Алушти (в 15...25 км від неї). На північно-західній периферії циклону спостерігаються великі баричні градієнти.

Дані спостережень за хмарністю над вершинами Яйли вказують, що на підвітряному боці гір існує бурхливий низхідний потік повітря силою 6...9 балів. Температура повітря у Ялті та Алушті на 12...14 °С вища, ніж над Яйлою.

Для виявлення кількісного зв'язку між швидкістю потоку над Яйлою і швидкістю вітру в Ялті та Алушті використані дані про вітер на ст. Ай-Петрі (висота 1180 м над рівнем моря). Порівняння дозволило встановити, що орографічний циклон починає простежуватися в баричному полі при швидкості західного та північно-західного вітру на Ай-Петрі не менш ніж 16 м·с$^{-1}$.

При зростанні швидкості вітру на Ай-Петрі (V_1) до 16 м·с$^{-1}$ і більше виявляється її зв’язок із зростанням швидкості в Ялті - Алушті (V_2):

V_1, м·с$^{-1}$	16...20	21...24	25... 28	29...34
V_2, м·с$^{-1}$	≤ 8	9... 12	13…17	18.. 20

За холодними фронтами посилення північно-західного вітру (бора) на Південному березі Криму може спостерігатися і при швидкості вітру на Ай-Петрі менше 16 м·с$^{-1}$, коли орографічний циклогенез не відзначається. При цьому вітер на узбережжі зростає тільки у випадках, коли над Яйлою спостерігаються західні або північно-західні потоки, що призводить до вимушеного перевалювання холодного повітря через Яйлу. Швидкість вітру при цьому сягає в Ялті - 8...12 м·с$^{-1}$, в Алушті – 10…14 м·с$^{-1}$, а іноді 16 м·с$^{-1}$.

Для прогнозу вітру на узбережжі можна використати такі правила:

1. Якщо при сильних північно-західних вітрах на Чорному морі швидкість вітру у шарі від поверхні землі до висоти 1,5...2 км значно зростає, то швидкість вітру в Ялті та Алушті буде більша, ніж в інших районах Криму на 4... 8 м·с$^{-1}$.

2. При проходженні через Крим холодних фронтів або циклонів, які швидко переміщуються (зі швидкістю 60 км·год$^{-1}$ і більше), в Ялті та Алушті спостерігаються сильні північно-західні вітри навіть при невеликих значеннях баричного градієнта в приземному шарі.

3. Посилення північно-західного вітру в Ялті та Алушті до 10 м·с$^{-1}$ і більше у теплому секторі циклону спостерігається у випадках, коли швидкість західного або північно-західного вітру на Ай-Петрі перевищує 23 м·с$^{-1}$.

4. Якщо швидкість вітру на Ай-Петрі менша ніж 14 м·с$^{-1}$, то швидкість північно-західного вітру в Ялті та Алушті звичайно менше 10 м·с$^{-1}$.

Зона затишшя в районі Севастополя. У випадках, коли в Криму та над сусідніми з ним частинами моря віють сильні східні та південно-східні вітри, у районі Севастополя, з підвітряного боку гір, спостерігається зона слабких вітрів, розташована від мису Лукулл до Балаклави. Ця зона отримала назву «зони затишшя». Вона виникає, коли при значних баричних градієнтах ізобари над Кримом та ближньою акваторією моря орієнтовані із сходу на захід або з південного сходу на північний захід. При цьому східний або південно-східний потік на навітряних схилах розділяється на два, на північ та південь від гір лінії току сильно згущені, а на західній стороні - розріджені. На навітряному боці гір при цьому спостерігається орографічний антициклогенез; гребінь над хребтом орієнтується з північного сходу на Балаклаву, а у районі мису Лукулл – Севастополь, у зоні розрідження ліній току, виникає орографічний циклон. На північ від циклону і на південь від гребеня відмічаються вітри східних румбів іноді до 15...25 м·с$^{-1}$. Для центральної частини циклону характерні слабкі вітри - зони затишшя. Вони спостерігаються головним чином у холодну пору року (з жовтня по травень) і зберігаються від декількох годин до декількох діб. Зникають вони разом із зникненням орографічного циклону, коли напрямок вітру змінюється не тільки біля поверхні землі, але і у потужному шарі тропосфери до висоти 3...5 км.

Прогноз виникнення зони затишшя та її зникнення зводиться до прогнозу напрямку та швидкості вітру у Криму та над ближньою акваторією Чорного моря.

Великі баричні градієнти над Кримом спостерігаються у той час, коли над Україною розташована південна або південно-західна периферія обширного антициклону, а над Чорним морем розвинута циклонічна діяльність. Якщо циклон, що вийшов на південні райони Чорного моря, потім переміщується на північний схід або на схід, то зона затишшя спостерігається при східних вітрах. Зникає вона тоді, коли циклон настільки далеко змішується на схід, що Крим опиняється у його тиловій частині, і напрямок вітру змінюється на північний. Якщо циклон рухається на північ по західній частині моря, то у Криму вітер від східного повільно переходить до південно-східного; при цьому район Севастополя продовжує залишатися з підвітряного боку Кримських гір, а зона затишшя залишається і після переходу вітру до південно-східного. Зникає вона тоді, коли центр циклону, що рухається на північ, підіймається приблизно до паралелі Севастополя; вітер над південним заходом Криму змінюється на південний і захисна дія Кримських гір припиняється.

Природно, що зона затишшя зникає і при загальному зменшенні баричних градієнтів, які ведуть до послаблення вітру над півостровом.

Контрольні запитання

1. Чим відрізняються синоптичні процеси першої і другої групи, які сприяють утворенню сильних вітрів в Україні?
2. Охарактеризуйте методики прогнозу сильного вітру в західних областях України.
3. Що враховують додаткові поправки при розрахунку сильного вітру в Передкарпатті?
4. Коли слід очікувати можливість утворення сильного вітру в Закарпатті?
5. В яких випадках формуються північно-західні вітри на південному березі Криму?

2 ПРОГНОЗ ТЕМПЕРАТУРИ ПОВІТРЯ

2.1 Основні споживачі прогнозу температури повітря

Температура повітря вказується в прогнозах загального користування для населення і в спеціалізованих прогнозах погоди для різних галузей народного господарства. По-перше, слід назвати *сільське господарство*, спеціалістів якого цікавить:

- зниження температури повітря нижче нуля градусів на фоні стійких додатних температур для вжиття необхідних заходів щодо зменшення збитків врожаю від заморозків;
- тривалість періоду високих температур, які спричиняють засуху і надзвичайну пожежну небезпеку.

По-друге, від температури повітря залежить робота багатьох видів *транспорту*. В авіації існують обмеження на виконання польотів при дуже високих і дуже низьких температурах повітря. При температурах 25 °С і вище та -30 °С і нижче помітно змінюється витрата пального у повітряних суден і автомобілів. Власники автотранспорту повинні подбати про те, щоб не «заморозити» свої автомобілі при отриманні прогнозу про зниження температури нижче нуля градусів. Морський транспорт при зниженні температури нижче нуля градусів і появі льодяного покриву або припаю повинен або припинити судноплавство, або корегувати шлях з урахуванням льодової обстановки. Стальна магістраль також гостро реагує на зміну температури. Так, влітку залізнична колія може нагрітися до ≥ 50 °С, а отже, виникає небезпека розширення рейок у деяких місцях і сходу потягу з колії. У зимовий період температура нижче ≤ -20 °С загрожує розривом, блокуванням стрілкових переводів, обривом електропроводів, телефонного та сигналізаційного зв’язку.

По-третє, це *медичні та курортні служби*, оскільки достатньо високі та низькі температури повітря збільшують кількість різних захворювань у населення.

Комунальному і дорожньому господарству потрібен прогноз температури повітря для вирішення питання про строки опалювального сезону. Наприклад, кожен день опалювального сезону в Санкт-Петербурзі коштує приблизно 0,5 млн доларів США (на жаль, ми не маємо даних про вартість подібних послуг в Україні).

Перелік галузей народного господарства, для яких прогноз температури повітря є досить важливим, можна продовжити. Це і *лісове господарство* (лісові пожежі), і *металургія* (змерзання руди і вугілля при різкому зниженні температури), проведення спортивних та масових видовищних заходів на відкритому повітрі тощо.

До перерахованих вище споживачів прогнозу температури можна додати самих синоптиків, яким мінімальна температура потрібна для

прогнозу туманів, низької хмарності, ожеледиці, обледеніння, різних видів опадів, а максимальна температура використовується для прогнозу гроз, шквалу, граду, забруднення повітря та інших явищ погоди.

Одиниці вимірювання температури. Для вимірювання температури існують різні температурні шкали, кожна з яких містить дві та більше реперні точки. Загальноприйнятими реперними точками у всіх шкалах є точка (температура) танення льоду і точка (температура) кипіння води.

На практиці використовують такі температурні шкали:

- стоградусна шкала або шкала Цельсія (°C) з реперними точками 0 і 100 °C;

- шкала Фаренгейта (°Ф або °F) з реперними точками 32 °Ф і 212 °F.

Для переводу значень температури із однієї шкали в іншу використовуються співвідношення:

$$t\ °C = \frac{5}{9}(t\ °F - 32) \qquad \text{або} \qquad t\ °F = \frac{9}{5}(t\ °C + 32),$$

- абсолютна шкала з реперними точками 273 К і 373 К (шкала Кельвіна);

- шкала Реомюра (°R) з реперними точками 0 та 80 °R (сьогодні ця шкала майже не використовується).

Окрім указаних вище шкал, існує міжнародна температурна шкала, термодинамічна температурна шкала та емпірична температурна шкала.

Небезпечні та стихійні метеорологічні явища, обумовлені температурою повітря. Температурою повітря обумовлені майже всі небезпечні та стихійні метеорологічні явища безпосередньо і побічно. Нижче зупинимося тільки на тих, де має місце кількісний критерій.

Заморозки – зниження температури (у повітрі або на поверхні ґрунту, а також на висоті 2 см) нижче 0 °C у вегетаційний період, укладений між датами стійкого переходу температури повітря через 5 °C навесні та восени для ранніх культур. У квітні весняні заморозки найчастіше (7 раз на рік) спостерігаються в Запорізькій області та АР Крим, в травні (60%) - в північних та східних областях. Восени найбільш морозонебезпечними (50%) є Київська, Сумська і Чернігівська області. В Україні заморозки виникають в антициклонах та гребенях, які сформувалися в масах арктичного повітря, а також у малоградієнтних полях підвищеного тиску і баричних відрогах, орієнтованих із заходу на схід. Крім того, вони можливі при адвекції холодного повітря в тиловій частині циклонів. Найчастіше такі заморозки бувають адвективно-радіаційними. Пізні весняні та ранні осінні заморозки становлять найбільшу небезпеку для трав’янистих рослин і плодових культур, оскільки рослини в цей час інтенсивно розвиваються або дозрівають і їх опірність мала.

Зниження температури повітря на Південному березі Криму до -10 °С і нижче.

Суховії – збереження протягом 3…5 днів високої температури (понад 25 °С) при швидкості вітру більше 5 м·с$^{-1}$ і низькій (вдень 30% і менше) відносній вологості повітря у період цвітіння, наливу та достигання зерна. Звичайно суховії спостерігаються при антициклонічному типі погоди, у відрогах або на західній чи південно-західній периферії антициклонів, розташованих над південно-східними районами Європейської частини Росії. Інтенсивні сильні суховії відзначаються кожного року, як правило, в період з квітня по вересень, найчастіше – в червні-серпні. Добовий хід стихійних суховіїв аналогічний ходу швидкості вітру та температури повітря і має чітко виражений максимум пополудні. Суховії призводять до зниження врожаю сільськогосподарських культур, а іноді до повної його втрати, наносячи шкоду рослинам на різних фазах їх розвитку. Найбільше потерпають від них східні, південно-східні та центральні області.

Сильна спека: +40 °С і вище (Дніпропетровська, Донецька, Запорізька, Кіровоградська, Луганська, Миколаївська, Одеська, Полтавська, Харківська, Херсонська області, АР Крим); +35 °С – решта території України. Така температура утримується там до 30 днів, та її ймовірність в липні-серпні становить більше ніж 90%. Висока температура повітря встановлюється в областях підвищеного тиску в зв’язку з надходженням сухих континентальних мас або тропічного повітря по південній чи західній периферії малорухомих антициклонів із Середньої Азії та Північної Африки. Крім того, сильна спека формується в умовах малорухомих термічних депресій над південними районами України, які виникають внаслідок тривалого інтенсивного прогрівання повітря, а також в баричних відрогах, гребенях та антициклонах азорського максимуму, що дуже повільно переміщується на схід. В окремих випадках висока температура повітря спостерігається в передній частині малорухомої улоговини, вісь якої розташовується над Центральною Європою. Сильна спека при відсутності опадів або при їх малій кількості обумовлює посушливу погоду, яка несприятливо впливає на рослин та тварин. У деяких регіонах світу потужні теплові хвилі спровокували аномально високі температури повітря. Так, у деяких країнах Західної Європи в серпні 2003 р. температура не один день трималась біля позначки +40 °С, що призвело до загибелі більше 70 тисяч людей. В Україні і, особливо, Росії основним проявом підвищення температури і в 2003 і 2010 рр. стало зростання кількості лісових пожеж і ділянок постраждалих лісів.

Надзвичайна пожежна небезпека – показник пожежної небезпеки за формулою В.Г. Нестерова понад 5000 °С (згідно Додатку до Наказу Держгідромету від 27.07.2009 р. № 33). Пожежна ситуація найчастіше визначається висотними гребенями і ядрами антициклону азорського

походження, які зорієнтовані на південь, південний захід і схід. Такі синоптичні процеси встановлюють малохмарну, суху, спекотну погоду з великим числом сонячних днів, як правило, в період з травня по жовтень. Висока температура повітря і тривала відсутність опадів призводять до значного висушування ґрунту і створення надзвичайної пожежної небезпеки. Найбільше пожежонебезпечних ситуацій припадає на АР Крим, південні (Херсонську, Одеську, Миколаївську, Запорізьку) і східні (Луганську, Донецьку) області. Не виникала пожежна ситуація в західних областях і гірських районах Чернівецької та Івано-Франківської областей. Загалом по Україні майже щорічно спостерігається пожежна ситуація, відбувається близько 4000 лісових пожеж загальною площею майже 4500 га, збитки від яких сягають кількох мільйонів гривень.

Сильний мороз: -30 °С і нижче (Дніпропетровська, Кіровоградська, Запорізька, Миколаївська, Одеська, Херсонська області, АР Крим) (за винятком Південного берегу Криму)); -35 °С і нижче на решті території України. На більшій частині території арктичне повітря, яке поширюється в антициклонах з північного сходу, півночі або північного заходу в тилу пірнаючих циклонів, зазнає додаткового радіаційного охолодження. Встановлюється холодна антициклонічна погода з сильними вітрами і низькими завірюхами. При поширенні зі сходу відрогу сибірського антициклону, коли в його систему входять антициклони з північного заходу або північного сходу, сильне охолодження можливе особливо на лівобережжі України. Зниження температури повітря до -30 °С і нижче відбувається найчастіше в січні-лютому (5…10% імовірності) і, як правило, в північних, північно-східних і східних областях; зовсім рідко (1 раз в 70 років) низька температура повітря спостерігається над всією територією України, в тому числі і в південних областях (як, наприклад, в січні 2006 р. та взимку 2009-2010 рр.). Тривалі низькі температури можуть призвести до загибелі від вимерзання на значних площах озимих культур і фруктових дерев. Глибоке промерзання ґрунту може спричинити аварії підземних комунікацій. Сильні морози зумовлюють збільшення витрат електроенергії та палива, перешкоджають роботі транспорту.

2.2 Прогноз мінімальної, максимальної температури та температури повітря на висотах

Для прогнозу температури повітря на практиці може використовуватися цілий ряд методів і прийомів, які пройшли оперативну перевірку в різних регіонах України і Росії. До таких методів відносяться методи прогнозу мінімальної температури О.С. Звєрєва та М.Є. Берлянда, спосіб прогнозу максимальної температури повітря за аерологічною діаграмою, які детально викладені в «Практикумі з синоптичної метеорології». Нижче наведемо напівемпіричні закономірності, що

дозволяють досить швидко і просто отримати прогностичні значення температури повітря.

Формули Купріянова для визначення мінімальної і максимальної температури мають вигляд:

$$T_{мін} = 0,5\ (T_{макс} + T_{850}) – \Delta T_{мін}, \qquad (2.1)$$

$$T_{макс} = 0,5\ (T_{мін} + T_{850}) – \Delta T_{макс}, \qquad (2.2)$$

де $\Delta T_{мін} = 0,5\ (T^*_{макс} + T_{850}) – \Delta T_{мін}$,

$\Delta T_{макс} = T_{макс} - 0,5\ (T^*_{мін} + T_{850})$,

$T_{макс}$ і $T_{мін}$ – температура повітря за поточний день,

$T^*_{макс}$ і $T^*_{мін}$ – температура повітря попередньої доби.

Формула Міхельсона для прогнозу мінімальної температури використовується в такому вигляді:

$$T_{мін} = Td_{21} – 2, \qquad (2.4)$$

де Td_{21} – точка роси за строк 21 год, коефіцієнт “2” визначено шляхом підбору.

За емпіричними формулами можна виконати прогноз максимальної температури повітря на рівнях 850 і 700 гПа, додаючи до значення температури на цих висотах за вихідний строк відповідний емпіричний коефіцієнт:

$$T_{макс} = T_{700} + 23 \qquad (2.4)$$

або

$$T_{макс} = T_{850} + 14. \qquad (2.5)$$

Формула (2.5) одержала достатнє поширення на території Східної Європи.

Для прогнозу температури на різних висотах при метеорологічному забезпеченні авіації можна скористатися формулами:

$$T_{850} = 1,806\ (H_{700} – H_{850}), \qquad (2.6)$$
$$T_{700} = 1,041\ (H_{500} – H_{700}), \qquad (2.7)$$
$$T_{500} = 0,690\ (H_{300} – H_{500}), \qquad (2.8)$$

де температура повітря вказана в Кельвінах, а висота поверхні в декаметрах.

Надкороткостроковий прогноз (до 6 год) температури повітря біля поверхні землі можна скласти, використовуючи прийоми формальної криволінійної екстраполяції, яка має низку достоїнств, а саме: простота застосування, невеликий об’єм вихідної вибірки і можливість

інтегрального врахування всіх причин, що обумовлюють зміну температури. Особливо корисно останнє, оскільки:

- всі причини зміни температури повітря наперед невідомі;
- навіть ті з них, які відомі, важко врахувати через нестачу інформації;
- повний облік часто потребує великих зусиль та затрат часу і абсолютно не гарантує від помилок.

Пропоновані нижче відношення дозволяють отримати прийнятні результати прогнозу температури повітря завчасністю декілька годин із врахуванням добового ходу температури в конкретному пункті спостережень.

Розрахувати очікуване значення температури в денний і нічний час можна за такими формулами:

$$T_t = T_0 + \frac{\mathrm{T}_0 - \mathrm{T}_{-3} - \mathrm{A}_d\left(\sin\frac{\pi}{n_1}(t_0 - t_m) - \sin\frac{\pi}{n_1}(t - 3 - t_m)\right)}{3}\delta t + \\ + A_d\left(\sin\frac{\pi}{n_1}(t - t_m) - \sin\frac{\pi}{n_1}(t_0 - t_m)\right), \quad (2.9)$$

$$T_t = T_0 + \frac{T_0 - T_{-3} - A_n\left(\sin\frac{\pi}{n_2}(t_s - t_0) - \sin\frac{\pi}{n_2}(t_s + 3 - t_0)\right)}{3}\delta t + \\ + A_n\left(\sin\frac{\pi}{n_2}(t_s - t) - \sin\frac{\pi}{n_2}(t_s - t_0)\right), \quad (2.10)$$

де T_t, T_0 – очікуване значення температури повітря (°C) у момент часу t і у вихідний строк;

A_d, A_n – половина денного підвищення і нічного зниження температури повітря відповідно;

t_0, t_r, t_s – час останнього спостереження, сходу і заходу Сонця відповідно;

T_{-3} – значення температури повітря, зняте за 3 год до вихідного строку;

n_1 – число годин від сходу Сонця до моменту, коли температура повітря стає максимальною (з точністю до 0,5 год);

n_2 – подвоєне число годин від заходу до сходу Сонця ($n_2 = t_r - t_s$);

$t_m = t_r + \frac{n_1}{2}$.

Значення A_d і A_n неоднакові для різної широти і пори року. Для кожного району ці величини слід попередньо визначити за архівними

матеріалами для тих днів, коли спостерігалась малохмарна погода зі слабким вітром.

Візьмемо, що:

$$\frac{T_0 - T_{-3} - A_d\left(\sin\frac{\pi}{n_1}(t_0 - t_m) - \sin\frac{\pi}{n_1}(t - 3 - t_m)\right)}{3} = x_d,$$

$$\frac{T_0 - T_{-3} - A_n\left(\sin\frac{\pi}{n_2}(t_s - t_0) - \sin\frac{\pi}{n_2}(t_s + 3 - t_0)\right)}{3} = x_n. \qquad (2.11)$$

Із виразу (2.11) видно, що величини x_d і x_n інтегрально враховують фактори, які викривляють реальний добовий хід температури і впливають в період часу (t_0 - 3). Основними серед них є хмарність і адвекція температури. Слід відзначити, що при сильному вітрі і суцільній хмарності для прогнозу температури краще використовувати формальну екстраполяцію, тобто враховувати добовий хід температури не потрібно.

Як відомо, при слабкому вітрі хмарний покрив стійкий і найбільш значуще впливає на хід температури. Вночі хмарність послаблює потік довгохвильової радіації від поверхні землі і тим самим зменшує нічне охолодження. Температура повітря при цьому знижується повільніше, ніж в безхмарну погоду. Вдень хмарність перешкоджає проходженню сонячної радіації, зменшуючи денний прогрів підстильної поверхні і прилеглих шарів повітря. Природно, що при хмарній погоді величини x_d і x_n мають різні знаки. Якщо значення x_n визначено за даними спостережень перед сходом Сонця, і, допустимо, мають знак «+», то, використовуючи це значення для прогнозу після сходу Сонця, слід використовувати протилежний знак «-». Найбільш суттєві похибки виникають при значних і різких змінах кількості хмар. На жаль, будь-якої надійної методики врахування хмарності, яка різко змінюється, при прогнозі температури повітря поки що не існує.

Максимальну і мінімальну температуру в оперативній практиці метеорологічних підрозділів України можна розрахувати за формулами:

$$T_{макс} = T_{сх} + A + (\delta T)^{(ад)}_{с-м}, \qquad (2.12)$$

$$T_{мін} = T_{зах} - 0{,}64A + \tau + (\delta T)^{(ад)}_{з-с}, \qquad (2.13)$$

$$T_{зах} = T_{сх} + 0{,}64A + (\delta T)^{(ад)}_{с-з}, \qquad (2.14)$$

де $(\delta T)_{с-м}^{(ад)}$, $(\delta T)_{з-с}^{(ад)}$, $(\delta T)_{с-з}^{(ад)}$ - адвективні зміни температури за проміжок часу від сходу Сонця до моменту максимуму температури, протягом нічної частини доби (від заходу до сходу Сонця) і денної частини доби (від сходу до заходу Сонця) відповідно; $T_{зах}$, $T_{сх}$ – температура повітря в момент заходу і сходу Сонця відповідно; А – амплітуда (°С) добового ходу для даних умов погоди, що залежать в основному від кількості хмар; τ – середня добова трансформаційна зміна температури повітря за відсутності адвективних змін температури.

Якщо розрахунок $T_{мін}$ за формулою (2.13) проводиться вдень, то значення вихідної температури $T_{зах}$, що входить в цю формулу, попередньо розраховується за (2.14). В цілому при розрахунку за формулами (2.12) - (2.14) необхідно дати загальний прогноз хмарності, в залежності від якого вибираються значення А за конкретний період часу.

Значення змін температури, обумовлених адвекцією в (2.12) - (2.14), також прогнозуються на відповідні частини доби з використанням прогностичних карт. Причому $(\delta T)^{ад}$ включає в себе адвективні та трансформаційні значення, які залежать від швидкості вітру.

При розрахунках за (2.12) - (2.14) передбачається, що погода досить однорідна на період дії прогнозу і тому вибирається одно (для дня і ночі) значення А. Якщо погода на прогнозованому відрізку часу суттєво змінюється (наприклад, хмарність в першу половину дня – суцільна, а в другу - невелика), то застосовуються видозмінені формули. Допустимо, що погоді першої та другої половини дня (ночі) відповідають амплітуди $A_{D,I}$ та $A_{D,II}$ ($A_{H,I}$ та $A_{H,II}$). Тоді вираз для розрахунку максимуму і мінімуму температури виглядає таким чином:

$$T_{макс} = T_{сх} + 0{,}88A_{D,I} + 0{,}12A_{D,II} + (\delta T)_{с-м}^{(ад)}, \qquad (2.16)$$

$$T_{мін} = T_{зах} - 0{,}48A_{H,I} - 0{,}16A_{H,II} + \tau + (\delta T)_{з-с}^{(ад)}, \qquad (2.17)$$

$$T_{зах} = T_{сх} + 0{,}88A_{D,I} - 0{,}24A_{D,II} + (\delta T)_{с-з}^{(ад)}. \qquad (2.18)$$

Якщо $A_{D,I} = A_{D,II}$, то (2.16) переходить в (2.13), а (2.18) в (2.15), аналогічно при $A_{H,I} = A_{H,II}$ формули (2.17) і (2.14) співпадають. Коефіцієнт при $A_{D,I}$ в (2.16) приблизно в 7 раз більший, ніж при $A_{D,II}$, тобто на точність може значно впливати похибка у виборі $A_{D,I}$. Тому при прогнозі максимальної температури за (2.16) особливо важливе точне врахування кількості хмар на першу половину дня. При розрахунку мінімальної температури слід уважно провести врахування хмарності в першу половину ночі, оскільки коефіцієнт при $A_{H,I}$ в (2.17) в 3 рази більший, ніж при $A_{H,II}$.

2.3 Прогноз середньої добової температури повітря при метеорологічному забезпеченні енергосистем

Специфіка метеорологічного забезпечення енергосистем полягає в необхідності прогнозу температури не для окремих моментів доби, а середньої за добу або за денну та нічну частини доби. Прогнозування синоптичними методами ряду значень через досить малі проміжки часу (наприклад, через 3 год) з подальшим осередненням, практично не здійсненно, а розраховувати середнє добове за двома екстремальними значеннями, строго кажучи, не можна. Тому застосовується спеціальна методика, в якій шляхом використання моделі добового ходу вдається уникнути осереднення температури за багатьма прогнозованими значеннями.

Формули для розрахунку середньої денної ($\overline{\mathrm{T}}_D$) і нічної ($\overline{\mathrm{T}}_{\mathrm{H}}$) температури при рівномірному розподілі хмарності за частинами доби мають вигляд:

$$\overline{\mathrm{T}}_D = \mathrm{T}_{\text{сх}} + 0{,}69\mathrm{A}_{\mathrm{D}} + \left(\delta\overline{\mathrm{T}}\right)_D^{(ад)}, \qquad (2.19)$$

$$\overline{\mathrm{T}}_{\mathrm{H}} = \mathrm{T}_{\text{зах}} - 0{,}42\mathrm{A}_{\mathrm{H}} + 0{,}7\tau + \left(\delta\overline{\mathrm{T}}\right)_{\mathrm{H}}^{(ад)}, \qquad (2.20)$$

де A_{D} і A_{H} – амплітуда добового ходу температури, що відповідає денній і нічній погоді; $\left(\delta\overline{\mathrm{T}}\right)_D^{(ад)}$ і $\left(\delta\overline{\mathrm{T}}\right)_{\mathrm{H}}^{(ад)}$- внесок адвекції (включаючи трансформацію) в середню денну і нічну температуру.

Величини A_{D} і A_{H} залежать від кількості хмар і визначаються шляхом множення коефіцієнта на амплітуду температури для малохмарної погоди.

Якщо погодні умови в першу і другу половину дня (або ночі) різні, то використовуються такі співвідношення:

$$\overline{\mathrm{T}}_D = \mathrm{T}_{\text{сх}} + 0{,}67\mathrm{A}_{\mathrm{D,I}} + 0{,}02\mathrm{A}_{\mathrm{D,II}} + \left(\delta\overline{\mathrm{T}}\right)_D^{(ад)}, \qquad (2.21)$$

$$\overline{\mathrm{T}}_{\mathrm{H}} = \mathrm{T}_{\text{зах}} - 0{,}37\mathrm{A}_{\mathrm{H,I}} - 0{,}05\mathrm{A}_{\mathrm{H,II}} + 0{,}7\tau + \left(\delta\overline{\mathrm{T}}\right)_{\mathrm{H}}^{(ад)}. \qquad (2.22)$$

Для визначення середніх денних і нічних температур повітря особливо важливий точний облік кількості хмар в перші половини дня і ночі.

Для розрахунку середньої добової температури ($\overline{\mathrm{T}}_c$) повітря застосовується формула:

$$\overline{\mathrm{T}}_c = \frac{d}{24}\overline{\mathrm{T}}_D + \frac{24-d}{24}\overline{\mathrm{T}}_{\mathrm{H}}, \qquad (2.23)$$

де D – тривалість дня, год.

Рекомендації щодо розрахунку вкладу адвективних складових в середні значення температури повітря. Нехай адвективна зміна температури $(\delta T)^{ад}$ відбувається протягом дня рівномірно (рис. 2.1, пряма OA). За день ця зміна дорівнює $(\delta T)_D^{ад}$ (пропорційно довжині відрізку BA). Адвективна складова середньої денної температури $\left(\delta\overline{T}\right)_D^{(ад)}$ у 2 рази менша (відрізок OC = BD). Пряма CD проведена паралельно осі часу t так, що площі прямокутника OCDB і трикутника OAB рівновеликі.

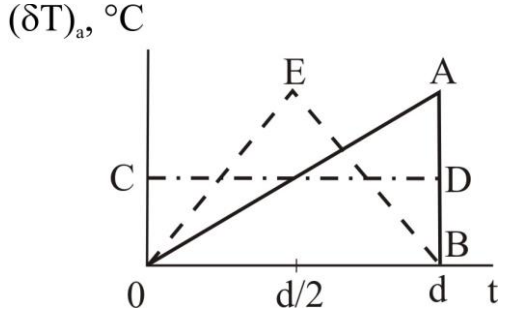


Рис. 2.1 – Розрахунок додатків, пов'язаних з адвективними змінами температури, в (2.19) і (2.20).

Уявімо випадок, коли в першу половину дня спостерігається адвекція тепла в 2 рази інтенсивніша, ніж у вище розглянутому прикладі, а в другій – адвекція тепла змінюється адвекцією холоду такої ж інтенсивності; температури повітря в кінці і на початку дня виявилися рівними (процес зображений ламаною лінією OEB). Таким чином, загальна адвективна зміна температури за день дорівнює нулю, але вклад адвекції в середню денну температуру не дорівнює нулю. Для знаходження цього вкладу необхідно провести паралельну осі часу пряму на такій відстані від осі, щоб площі прямокутника, обмеженого цією прямою, і трикутника OEB були рівними. Такою прямою є лінія CD, а вказана відстань буде пропорційною середній температурі повітря. Отже в обох випадках адвективні складові середньої денної температури однакові.

Приклад. Розрахунок середніх температур для Львова у квітні. Тривалість дня D = 13,8 год. Допустимо, що $T_{сх}$ = 5 °C, в першу половину дня очікується ясна погода, $A_{D,I}$ = 11,4 °C. В другій половині дня у зв'язку з проходженням холодного фронту прогнозується суцільна хмарність з опадами; $A_{D,II}$ = 11,4·0,35 = 4,0 °C.

Нехай протягом першої половини дня адвективне похолодання буде рівномірним і з урахуванням послаблення за рахунок трансформації повітря досягне -4 °C. Тому середнє значення дорівнює -2 °C. Допустимо, що у другій половині дня адвективне похолодання також рівномірне, але воно інтенсивніше і за час D/2 додатково становило -10 °C. Середнє за

другу половину дня за рахунок адвекції дорівнює: (-4 – 14)·0,5 = -9 °С. Вклад адвекції в середнє значення температури за весь день становить:

$$\left(\delta\overline{\mathrm{T}}\right)_{D}^{(ад)} = (-2 - 9)\cdot 0{,}5 = -5{,}5\ °\mathrm{C}.$$

За формулою (2.21), підставляючи отримані значення, знаходимо середню денну температуру:

$$\overline{\mathrm{T}}_{D} = 5 + 0{,}67\cdot 11{,}4 + 0{,}02\cdot 4{,}0 - 5{,}5 = 7{,}9\ °\mathrm{C}.$$

Припустимо, що наступної ночі збережеться хмарна погода з опадами, отже $A_{Н}$ = 4 °С (як і раніше для другої половини дня). Адвективна зміна температури за всю ніч становить -3 °С, а середнє $\left(\delta\overline{\mathrm{T}}\right)_{\mathrm{H}}^{(ад)}$ = -1,5 °С.

За формулою (2.22), враховуючи $T_{зах}$ = -1,7 °С і беручи τ = 1,5 °С, отримаємо:

$$\overline{\mathrm{T}}_{\mathrm{H}} = -1{,}7 - 0{,}42\cdot 4{,}0 + 0{,}7\cdot 1{,}5 - 1{,}5 = -3{,}8\ °\mathrm{C}.$$

Середня добова температура, згідно з (2.23), дорівнює 3 °С.

2.4 Прогноз заморозків на Україні

Під явищем заморозків розуміють зниження температури повітря або поверхні ґрунту до 0 °С і нижче після стійкого переходу середньодобової температури повітря через +5 °С. Заморозки бувають адвективні – з добовим ходом температури близько 3 °С, радіаційні – з добовим ходом температури в 10…15 °С і адвективно-радіаційні – з добовим ходом температури від 5 до 10 °С.

Заморозки на початку весни і пізньою осінню на території України спостерігаються щорічно і не завдають значної шкоди народному господарству, якщо вони нетривалі. Більш небезпечні пізні весняні та ранні осінні заморозки, що настають після тривалих безморозних періодів. Під їх вплив підпадають головним чином крайні західні і східні області України. В більшості випадків такі заморозки бувають адвективно-радіаційні. Нічному радіаційному зниженню передує вторгнення холодного повітря з низькими, хоча і додатними значеннями температури повітря вдень. Такі фактори, як наявність замкнутих котловин, порізаність рельєфу, лісових галявин і заболоченість заплав, сприяють виникненню заморозків.

Найбільш пізні дати весняних заморозків у повітрі, що спостерігаються в Україні, найчастіше припадають на перші числа червня. В гірських районах Криму і Карпат від’ємна температура повітря відмічалась і в другій половині червня. На узбережжі Чорного і Азовського

морів останні весняні заморозки звичайно характерні для першої декади травня, хоча бувають винятки. Як приклад наведемо розподіл заморозків територією України в травні 2001 р. (рис. 2.2).

Найбільш ранні дати осінніх заморозків у повітрі на рівнинній частині країни припадають на кінець серпня (схід Луганської області) і початок жовтня (узбережжя Чорного моря), на більшій частині території – це друга і третя декади вересня.

Рис. 2.2 – Розподіл заморозків у травні 2001 року по регіонах України.

На поверхні ґрунту заморозки весною закінчуються в середньому на 12…13 днів пізніше, а осінню починаються на 9…10 днів раніше, ніж у повітрі. Найбільш пізньою із відмічених дат весняних заморозків на поверхні ґрунту є 23 червня 1983 р., коли вони були зареєстровані в Полтавській, Луганській і східній половині Київської області.

Висотне баричне поле під час пізніх весняних і ранніх осінніх заморозків має добре виражену меридіональність, обумовлену стаціонуванням над Західною Європою потужного гребеня високого тиску, а над Східною Європою глибокої улоговини. Вершина висотного гребеня досягає 70…75° пн.ш., а його основа пов’язана із субтропічним антициклоном. Вісь улоговини орієнтована з Баренцового і Карського морів або з Таймирського півострова на Чорне море і Північний Кавказ. У південній частині улоговини нерідко формуються окремі циклони. Поглиблення висотної улоговини і стійке положення осі гребеня спричиняють посилення меридіональної циркуляції над Східною Європою і поширення холодного повітря на територію України, аж до узбереж Чорного і Азовського морів.

Виникнення пізніх весняних і ранніх осінніх заморозків на території країни, як правило, відмічається при переміщенні з півночі на південь по одній із ультраполярних траєкторій ядер або гребенів високого тиску, що сформувались в холодному арктичному повітрі, в якому денні температури не перевищують 11…15 °С. Крім того, зниженню температури повітря до заморозків сприяє нічне радіаційне вихолодження при проясненні і слабкому вітрі.

Спостерігаються три різновидності такого процесу.

1. Приземний антициклон формується над північчю Скандинавії, по східній периферії якого на Східну Європу переміщується холодне повітря з Баренцового або Карського морів (Тип 1. Рис. 2.3 а, б, в);

2. Антициклон утворюється над півднем Карського моря або Таймирським півостровом, звідки на Східну Європу поширюється холодне повітря (Тип 2. Рис. 2.4 а,б);

3. Антициклон зароджується над Норвезьким морем, а холодне повітря в його систему втягується із Гренландського і півночі Баренцового морів (Тип 3. Рис. 2.5 а, б, в).

Пізні весняні і ранні осінні заморозки звичайно починаються не відразу після затоку холоду, а в наступні ночі, коли слабне вітер і розсіюється хмарність, тобто на територію України переміщується центральна частина антициклону або осі гребеня.

Для розрахунку мінімальних значень температури в періоди повернення холодів рекомендується використовувати методику, описану в п. 2.2, яка рекомендує застосування графіка добового ходу температури.

Прийнято вважати, що якщо о 21 год за місцевим часом $Td \leq 0$ °С або $Td \leq 2$ °С при ясному небі і штилі, то вночі слід чекати заморозки, а якщо $Td > 2$ °С, то заморозки малоймовірні.

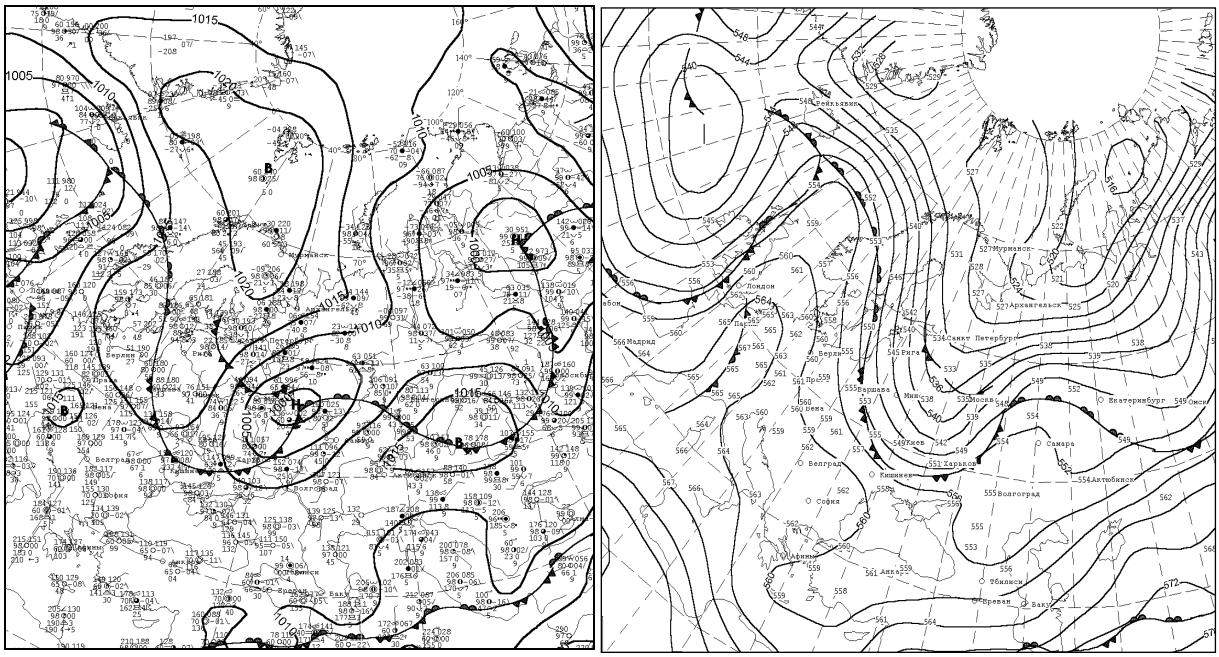
В степових і передгірних районах Криму очікуване нічне зниження температури визначається за допомогою емпіричної залежності вигляду

$$\Delta T = 0{,}5\ (T_{13} - Td_{13}) - k,$$

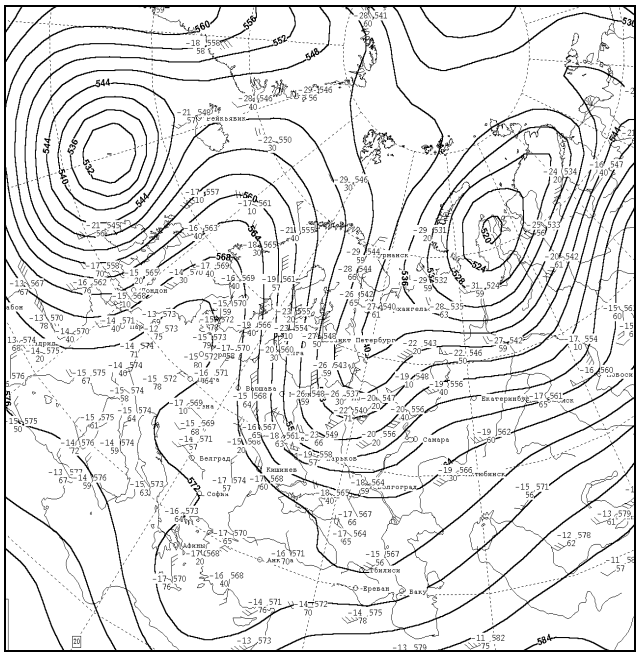
де T_{13} і Td_{13} – температура повітря і точка роси о 13 год, k – коефіцієнт, що дорівнює 6 °С для району Сімферополя, 8 °С – Білогорська, 10 °С – Голубинки, 3 °С – Старого Криму.

Для прогнозу заморозків можна використовувати ще декілька методів.

Метод Міхельсона дозволяє визначити імовірність виникнення заморозків за графіком (рис. 2.6), де по горизонтальній осі відкладені значення абсолютної вологості (в мм рт.ст.), а по вертикальній – імовірність виникнення заморозків. Похилі лінії відповідають абсолютній вологості повітря о 13 і 21 год за місцевим часом.

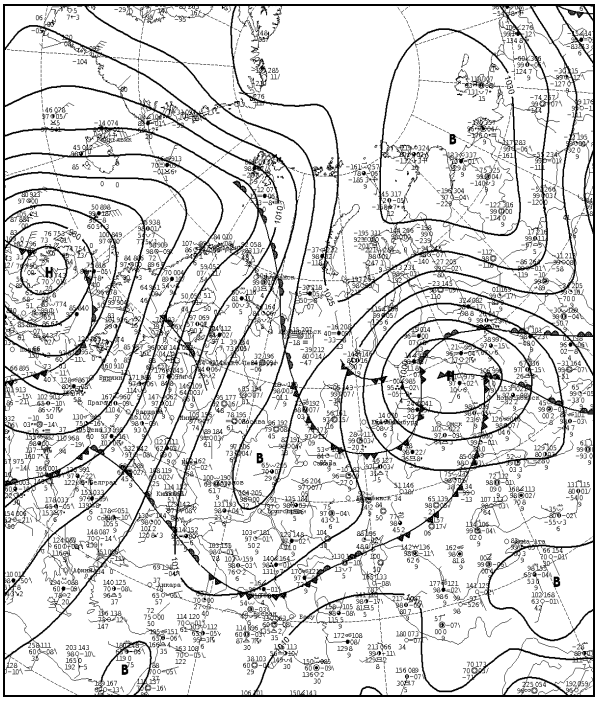


а) б)

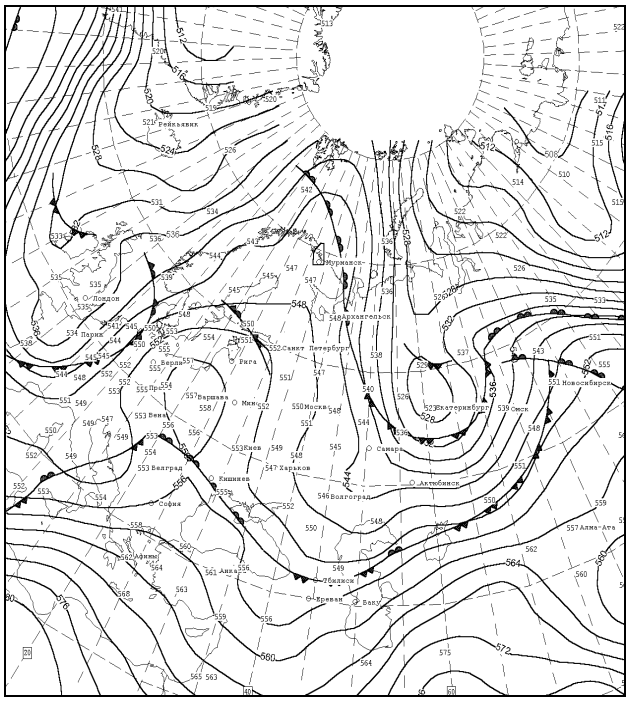


в)

Рис. 2.3 – Тип 1. Карти погоди за 00 ВСЧ 02.06.2003: приземна (а); карта ОТ-500/1000 (б); карта АТ-500 (в).

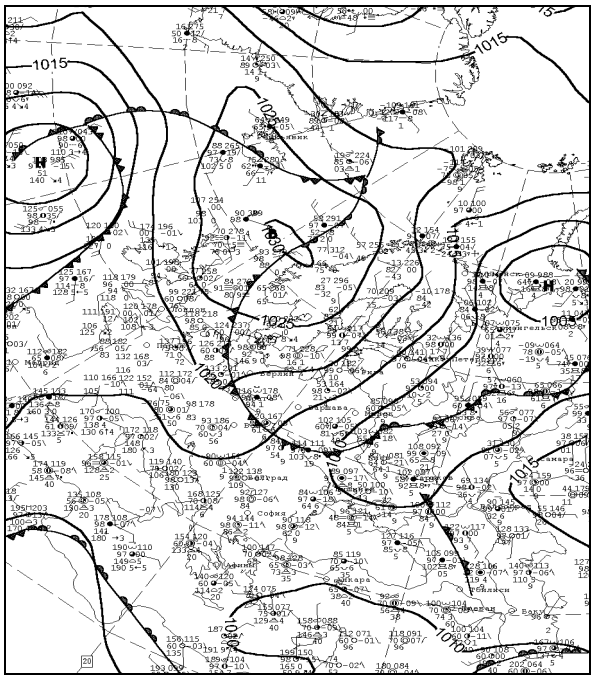


а)

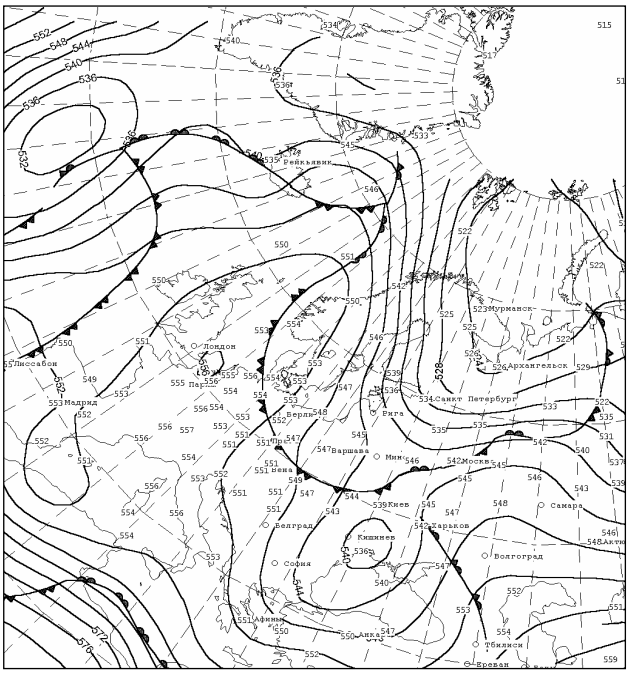


б)

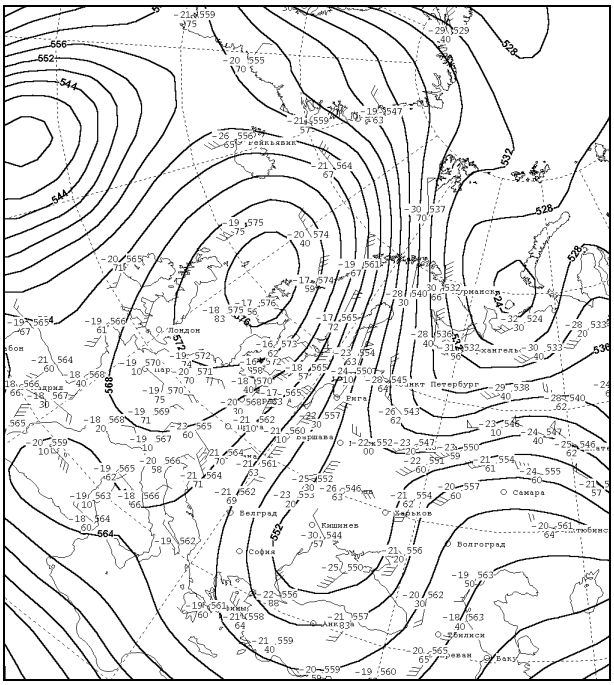
Рис. 2.4 – Тип 2. Карти погоди за 00 ВСЧ 05.05.2004: приземна (а); карта ОТ-500/1000 (б).



а)



б)



в)

Рис. 2.5 – Тип 3. Карти погоди за 00 ВСЧ 11.05.2001: приземна (а); карта ОТ-500/1000 (б); карта АТ-500 (в).

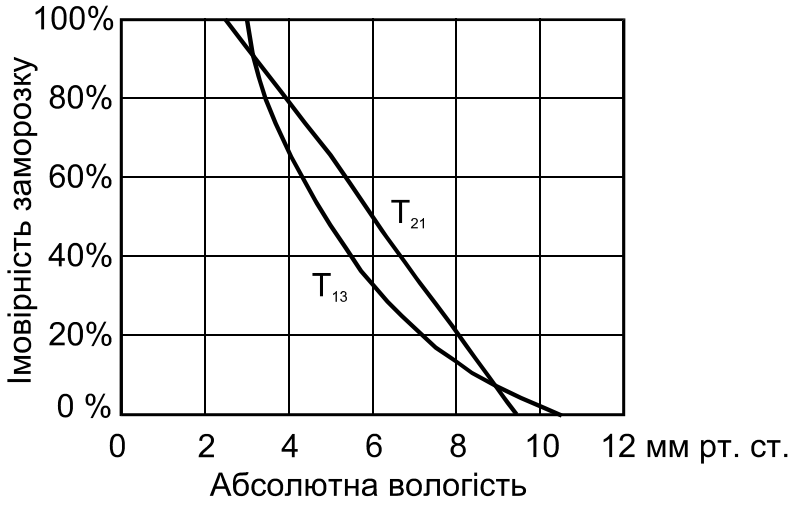


Рис. 2.6 – Графік Міхельсона для визначення імовірності заморозків.

Метод Броунова також дозволяє розрахувати можливість виникнення заморозків в імовірнісній формі (рис. 2.7). На графіку по горизонтальній осі знаходиться різниця температур о 13 і 21 год за місцевим часом, а по вертикальній – температура повітря о 21 год. Шість похилих ліній показують різну імовірність виникнення заморозків.

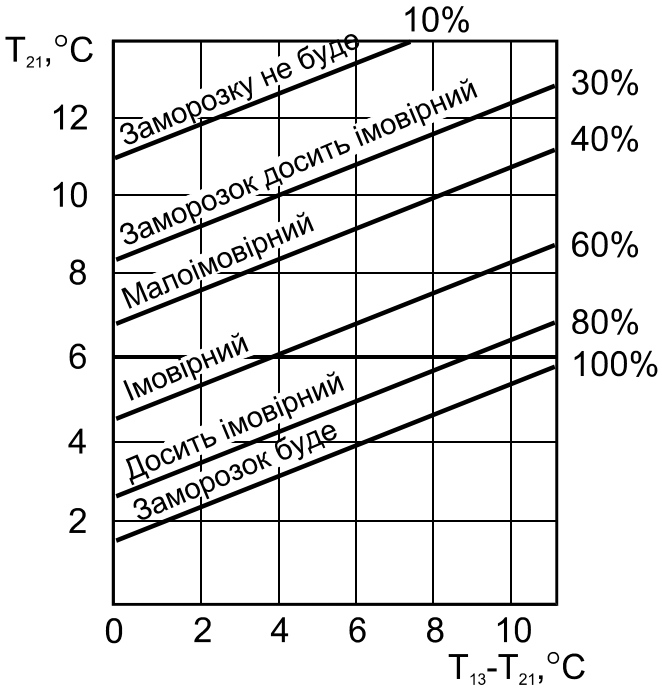


Рис. 2.7 – Графік Броунова для визначення імовірності заморозків.

Крім описаних вище методів прогнозу заморозків, в Україні знайшов застосування і метод М.Є. Берлянда, який детально викладено в «Практикумі з синоптичної метеорології».

Контрольні запитання

1. Що розуміють під явищем «заморозок»?
2. Коли настають пізні весняні і ранні осінні заморозки?
3. При яких синоптичних процесах найчастіше формуються заморозки над Україною?
4. За якими предикторами складають прогноз заморозків за методами Міхельсона і Броунова?

2.5 Прогноз ступеня пожежної небезпеки в лісах за метеорологічними умовами

Лісові пожежі є одним із найбільш потужних природних катастрофічних явищ. Забезпеченню своєчасної та ефективної підготовки людей і техніки до гасіння пожеж сприяє знання очікуваного ступеня пожежної небезпеки з різною завчасністю. Майже сторіччя людство займається розробкою та уточненням критеріїв, які відображають імовірність виникнення пожеж. Проте створити показник, який ідеально відповідав би фактичній кількості пожеж, не вдається: по-перше, у зв'язку з різноманітністю умов, характерних для формування вогняної стихії, і сполученням різних факторів, включаючи антропогенний; по-друге, через нестачу та велику дискретність вихідних даних спостережень природних параметрів.

Метеорологічні умови відносяться до одного з головних факторів імовірності виникнення пожежі в природі. Кількісним відображенням цієї ймовірності, офіційно прийнятим в Україні, є комплексний показник пожежної небезпеки (КПН) за метеорологічними умовами, розроблений В.Г. Нестеровим ще в 40-і роки минулого століття, який застосовується в оперативній практиці донині, у деяких регіонах з незначними модифікаціями. Починаючи з 1936 року, відповідно до постанов Уряду, Гідрометслужба зобов'язана щоденно в пожежонебезпечний сезон надавати відомості про фактичні та прогностичні (на наступні три доби та місяць) класи пожежної небезпеки.

2.5.1 Прогноз пожежної небезпеки

Більше 10 млн. га території України займають ліси і торфовища; 31% лісів знаходиться в північному регіоні, 17 – у східному, 10 – у південному, 8 – у південно-західному і 32% – у західному. В середньому за рік, залежно від погодних умов, фіксується близько 3,5 тис. природних пожеж, якими знищується більше 5 тис. га лісу. Найбільш пожежонебезпечні північний та східний регіони, де щорічно спостерігається в середньому відповідно 37 і 40% всіх лісових пожеж.

Найвищі показники імовірності виникнення лісових пожеж та найбільші масштаби пошкоджень і завданих збитків характерні для лісів, де можлива пожежонебезпека III – V класів. Загальна площа таких лісів становить в Україні близько 4000 тис. га. Найбільші їх площі – в Житомирській (близько 900 тис. га), Рівненській (понад 700), Закарпатській (понад 600), Волинській, Чернігівській та Львівській (близько 600), Івано-Франківській (близько 550) та Київській (550 тис. га) областях. І хоча на лісові масиви Полісся та Лісостепу припадають найбільші показники кількості лісових пожеж, проте, останні досить часто трапляються й у степовій зоні. Для основних сільськогосподарських регіонів країни за масштабами ймовірних зон виникнення масових польових пожеж у пожежонебезпечний сезон (липень – серпень) характерні такі показники:

- степ: пожежі можливі на площі понад 6800 тис. га, що становить 36% від території сільськогосподарських угідь регіону і більше 47% пожежонебезпечних сільськогосподарських угідь країни;
- лісостеп: відповідно 5400 тис. га, 37 і 37%;
- Полісся: 2020 тис. га, 28 і 14%;
- Карпати: 200 тис.га, 18 і 1,4%.

По Україні найбільші площі ймовірних польових пожеж мають області (тис. га): Одеська (919), Дніпропетровська (909), Полтавська (837), Вінницька (827), Кіровоградська (823), Запорізька (813) та Херсонська (811). Зони площ імовірних пожеж становлять: у Черкаській – 43% від загальної площі сільськогосподарських угідь, в Херсонській – 41%, у Вінницькій, Кіровоградській, Хмельницькій – по 40%, в Миколаївській – 39%, Полтавській і Тернопільській областях – по 38%.

Так, протягом 2000 р. виникло 3696 лісових пожеж, які знищили 1618 га лісів, завдали збитків на суму 1,36 млн. гривень. У 2001 р. в лісах спостерігалося 2122 пожежі; загальна площа уражених пожежами лісів становила 2960 га, з них верховими пожежами охоплено 1610 га. В 19 випадках лісові пожежі розповсюдились на площі понад 5 га, з них у трьох випадках (два в Миколаївській області і один у Херсонській) пожежі досягли розмірів стихійного лиха. Загальна площа, охоплена цими пожежами, становила 1642 га. Орієнтовні збитки лісового господарства від пожеж – 5 млн. гривень.

В оперативній роботі прогностичних підрозділів Гідрометслужби і органів лісового господарства пожежна небезпека характеризується об'єктивним числовим значенням – комплексним метеорологічним показником пожежної небезпеки.

Пожежонебезпечний сезон настає з моменту сходу снігового покриву в лісі і триває до настання стійкої дощової осінньої погоди або утворення снігового покриву.

Інформація про пожежну небезпеку передається лише протягом вказаного періоду за кодом:

Ліс Iiii QQQQQ,

де Ліс - відмітне слово на початку зведення; Iiii - індекс станції;

QQQQQ - величина показника пожежної небезпеки в цілих градусах (°С).

Розрахунок показника пожежної небезпеки. Для окремого пункту і конкретного часу показник пожежної небезпеки в лісах обчислюється за формулою Нестерова:

$$КПН = \sum_{1}^{n} T(T - Td), \qquad 2.24$$

де Т - температура повітря за 15 год місцевого часу або в найближчий до нього термін синхронних метеорологічних спостережень, °С;

Td - точка роси за цей же термін, °С;

n - кількість днів без опадів або з добовою кількістю опадів менше 3 мм;

(Т – Td) - дефіцит точки роси, °С.

Як випливає з наведеної формули, показник КПН є сумою значень добутку Т(Т – Td) - наростання показника, що розраховується за кожен день, починаючи з останнього дощового дня, коли випало опадів 3 мм і більше. В день з опадами 3 мм і більше показник КПН, одержаний за попередні дні, відкидається, а його значення обчислюються за Т і Td поточного дня, тобто відображає баланс факторів, які висушують і зволожують.

На практиці наростання показника КПН визначається за попередньо складеною табл. 2.1, в якій по горизонталі відкладені значення температури повітря (Т), а по вертикалі - дефіциту точки роси (Т-Td). Добове наростання пожежної небезпеки визначається на перетині відповідних рядків і граф.

Для забезпечення органів лісового господарства оперативною інформацією про показник пожежної небезпеки поточного дня (до 15 год), а також для складання прогнозів пожежної небезпеки на найближчі три доби розрахунок добового наростання показника КПН виконується додатково за даними спостережень о 12 год місцевого часу або в найближчий до нього термін.

Отримана величина додається до значення показника КПН, обчисленого за спостереженнями о 15 год або в найближчий до нього термін попередніх діб. Всі початкові дані для розрахунку і його результати записуються в журналі за наведеною формою (табл. 2.2).

Таблиця 2.1 - Визначення добового наростання показника пожежної небезпеки (КПН) в лісі за температурою повітря і точкою роси

T-Td,°C	T, °C															
	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33
1	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33
2	36	38	40	42	44	46	48	50	52	54	56	58	60	62	64	66
3	54	57	60	63	66	69	72	75	78	81	84	87	90	93	96	99
4	72	76	80	84	88	92	96	100	104	108	112	116	120	124	128	132
5	90	95	100	105	110	115	120	125	130	135	140	145	150	155	160	165
6	108	114	120	126	132	128	144	150	156	162	168	174	180	186	192	198
7	126	133	140	147	154	161	168	175	182	189	196	203	210	217	224	231
8	144	152	160	168	176	184	192	200	208	216	224	232	240	248	256	264
9	162	171	180	189	198	207	216	225	234	243	252	261	270	279	288	297
10	180	190	200	210	220	230	240	250	260	270	280	290	300	310	320	330
11	198	209	220	231	242	253	264	275	286	297	308	319	330	341	352	363
12	216	228	240	252	264	276	288	300	312	324	336	348	360	372	384	396
13	234	247	260	273	286	299	312	325	338	351	364	377	390	403	416	429
14	252	266	280	294	308	322	336	350	364	378	392	406	420	434	448	462
15	270	285	300	315	330	345	360	375	390	405	420	435	450	465	480	495
16	288	304	320	336	352	368	374	400	416	432	448	454	480	496	514	530
17	306	323	340	357	374	391	408	425	442	459	476	493	510	527	544	561
18	324	342	360	378	396	414	432	450	468	486	504	522	540	558	576	594
19	342	361	380	399	418	437	456	475	494	513	532	551	570	589	608	627
20	360	380	400	420	440	460	480	500	520	540	560	580	600	620	640	660
21	378	399	420	441	462	483	504	525	546	567	588	609	630	651	672	693
22	396	418	440	462	484	506	528	550	572	594	616	638	660	682	704	726
23	414	437	460	483	506	529	552	575	598	621	644	667	690	713	736	759
24	432	456	480	504	528	552	576	600	624	648	672	696	720	744	768	792
25	450	475	500	525	550	575	600	625	650	675	700	725	750	775	800	825
26	468	494	520	546	572	598	624	650	676	702	728	754	780	806	832	852
27	486	513	540	567	594	621	648	675	702	729	756	788	810	837	864	891
28	504	532	560	588	616	644	672	700	728	756	784	812	840	868	896	924
29	522	551	580	609	638	667	696	725	754	782	812	841	870	899	929	957
30	540	570	600	630	660	690	720	750	780	810	840	870	900	930	960	990
31	558	589	620	651	682	713	744	775	806	837	868	899	930	961	992	1023

продовження таблиці 2.1

T-Td, °C	T, °C											
	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
32	608	640	672	704	736	768	800	832	864	896	928	960
33	627	660	693	726	759	792	825	858	891	924	957	990
34	646	680	714	748	782	816	850	884	918	925	986	1020
35	665	700	735	770	805	840	875	910	945	980	1015	1050
36	684	720	756	792	828	864	900	936	972	1008	1044	1080
37	703	740	777	814	851	888	925	962	999	1036	1073	1110
38	722	760	798	836	874	912	950	988	1026	1064	1102	1140
39	741	780	819	858	897	936	957	1014	1053	1092	1131	1170
40	760	800	840	880	920	960	1000	1040	1080	1120	1160	1200
41	779	820	861	902	941	984	1025	1066	1107	1148	1189	1230
42	798	840	882	924	966	1008	1050	1092	1134	1176	1218	1260

Таблиця 2.2 – Результати розрахунків показника пожежної небезпеки (КПН) на поточну добу і наступні три доби по Одеській області

№ п/п	Пункти		15 год минулої доби	12 год місцевого часу поточної доби				1 день прогнозу			
	Індекс	Назва	$КПН_{15}$, °C	T/Td, °C	T(T-Td), °C	Опади, мм	$КПН_{12}$, °C	T, °C	T(T-Td), °C	Опади, мм	$КПН_{12}$, °C
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1											

продовження таблиці 2.2

2 день прогнозу				3 день прогнозу			
T, °C	T(T-Td), °C	Опади, мм	$КПН_{12}$, °C	T, °C	T(T-Td), °C	Опади, мм	$КПН_{12}$, °C
13	14	15	16	17	18	19	20

Класи пожежної небезпеки і складання інформаційних карт. Показник пожежної небезпеки може набувати різних значень, а в періоди стійкої сухої і спекотної погоди його значення може перевищувати 5000 °C. В залежності від значень показника КПН виділяють п’ять класів

пожежної небезпеки (табл. 2.3). Надзвичайна пожежна небезпека – показник пожежної небезпеки інтенсивністю > 5000 °С будь-якої тривалості. Пожежна небезпека інтенсивністю 3001 – 5000 °С будь-якої тривалості відноситься за критеріями до НЯ.

Інформація про показник пожежної небезпеки наноситься або на бланки синоптичних карт, або на спеціальні інформаційні карти.

Прогностичні підрозділи щодня повинні складати дві інформаційні карти показника пожежної небезпеки по території, що обслуговується:

- карту спостережень за 12 год місцевого часу поточного дня;
- карту спостережень за 15 год місцевого часу минулої доби.

На інформаційних картах проводяться ізолінії з урахуванням величини показника пожежної небезпеки 300, 1000, 3000 і 5000 °С. Відповідно до табл. 2.3 райони, що відносяться до 1 класу пожежної небезпеки, зафарбовуються зеленим кольором, 2 класу – синім кольором, 3 класу – жовтим кольором, 4 класу – красним кольором, а кожна із станцій, де значення показника пожежної небезпеки перевищують 5000 °С, обводиться яскравим красним колом.

Таблиця 2.3 – Класи пожежної небезпеки

Клас пожежної небезпеки	Величина показника пожежної небезпеки, °С	Ступінь пожежної небезпеки
I	1…300	відсутня
II	301…1000	незначна
III	1001…3000	середня
IV	3001…5000	висока
V	> 5000	надзвичайна

Складання прогнозу класів пожежної небезпеки на три доби. Прогностичні підрозділи зобов’язані складати інформаційні карти пожежної небезпеки на три доби.

Основою для розробки прогнозу пожежної небезпеки на три доби служить прогноз погоди на цей же період.

Оскільки значення дефіциту точки роси, необхідне для розрахунку добового наростання показника пожежної небезпеки, не прогнозується, то добуток T(T-Td) для кожної станції визначається за графіком (рис. 2.8). На осі абсцис указаного графіка відкладаються величини добового наростання пожежної небезпеки T(T-Td), а по осі ординат – температура повітря T.

При складанні прогнозів пожежної небезпеки необхідно ретельно враховувати очікуваний розподіл опадів по території, їх тривалість та інтенсивність.

Термінам, що характеризують інтенсивність опадів, відповідають такі приблизні зміни показника пожежної небезпеки:

без опадів – наростання протягом всього періоду;

незначні дощі – наростання протягом всього періоду там, де опадів випадає менше 3 мм. В районах (на станціях), де опадів випадає 3 мм і більше – показник знижується до значення, що визначається за графіком (рис. 2.8) по прогностичній максимальній температурі;

дощі, сильні дощі – весь період вважається дощовим; показник пожежної небезпеки залишається рівним добовому наростанню, що відповідає очікуваній максимальній температурі.

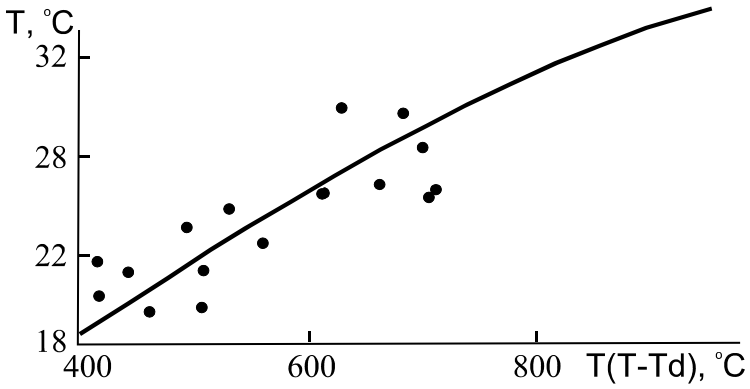


Рис. 2.8 – Графік залежності добового наростання пожежної небезпеки від температури повітря.

Приклади прогнозів пожежної небезпеки на три доби. Прогноз погоди на три доби: «Без опадів, температура повітря вдень 21…23 °С».

По значенню середньої прогностичної температури ($\frac{21+23}{2} = 22°C$) за допомогою графіка (рис. 2.8) визначаємо значення добового наростання пожежної небезпеки, наприклад, 520 °С. За фактичними T і Td за вихідний для прогнозу день по табл. 2.1 знаходимо значення показника пожежної небезпеки, наприклад, 120 °С. Тоді прогностичні значення показника пожежної небезпеки будуть дорівнювати:

в 1-й день прогнозу: 120 + 520 = 640 °С;

в 2-й день прогнозу: 640 + 520 = 1160 °С;

в 3-й день прогнозу: 1160 + 520 = 1680 °С.

В даному випадку прогноз пожежної небезпеки формулюється таким чином: «Протягом трьох діб очікується пожежна небезпека II і III класів».

Якщо на вихідний день накопичений визначений показник пожежної небезпеки (наприклад, 3000 °С), то його необхідно враховувати при розрахунку прогностичних значень. Таким чином, отримаємо:

в 1-й день прогнозу: 3000 + 520 = 3520 °С;

в 2-й день прогнозу: 3520 + 520 = 4040 °С;

в 3-й день прогнозу: 4040 + 520 = 4560 °С.

В даному випадку складається такий прогноз: «Протягом трьох діб очікується збільшення пожежної небезпеки до IV класу».

Підвищенню пожежної небезпеки в лісах та степах сприяють вітряні засушливі погодні умови (IV – V клас пожежної небезпеки). У 2001 р. така ситуація мала місце протягом липня – вересня, коли на півдні України три місяці практично не було опадів. У 2010 р. протягом всього літа під впливом блокуючого антициклону, розміщеного над центральними районами ЄТР, сформувалась ситуація, сприятлива для пожеж над всією територією Східної Європи.

2.5.2 Середньостроковий прогноз ступеня пожежної небезпеки в лісах

Аналіз фактичних показників пожежної небезпеки. Отримати фактичні відомості про пожежі можна від наземних та авіаційних лісоохоронних служб, але за останнє десятиріччя для вирішення задач раннього виявлення лісових пожеж активно залучаються системи супутникового моніторингу (це особливо актуально в малонаселених районах). Однією із проблем, що вирішуються при цьому, є відсікання можливих точок при відбитті сигналів від води, хмарності та інших подібних об’єктів.

Отже, показник В.Г. Нестерова (2.24) відображає баланс факторів, що висушують та зволожують, причому за факт з опадами береться будь-яка їх кількість, починаючи 3 мм за 24 год, а опади менше 3 мм не враховуються.

М.Я. Здєрєва та М.В. Виноградова спробували модифікувати індекс Нестерова більш ретельним врахуванням опадів. Відомо, що дефіцит точки роси пов'язаний з дефіцитом парціального тиску водяної пари психрометричною формулою на основі закону Дальтона про швидкість випаровування і закону охолодження Ньютона:

$$E - E_{\tau} = a\,p(T - T_d),$$

де E - парціальний тиск водяної пари, E_{τ} - максимальний тиск водяної пари при температурі змоченого термометра, p – атмосферний тиск, a – психрометрична стала.

У показнику Нестерова значно простіше знаходиться права частина і пов’язується з температурою повітря добутком. Таке досить «грубе» врахування зв’язку вологості та температури запропоновано В.Г. Нестеровим в епоху відсутності достатньої інформації та комп’ютерної техніки. В дійсності тиск насиченої водяної пари має експоненціальну залежність від температури, наприклад, емпірична формула Магнуса:

$$E = E_0 \cdot 10^{aT(в + T)},$$

де E_0 – 6,1078 гПа – тиск насиченої водяної пари при температурі T = 273,15 К, *а* і *в* – сталі, які визначені для поверхні води та льоду.

У рівнянні Клаузіуса-Клапейрона *а* і *в* визначаються на базі закону збереження енергії при фазових переходах:

$$E = E_0 \cdot 10^{8,61503T/(273,15 + T)}.$$

Модифікований індекс Нестерова при цьому буде представляти суму дефіциту тиску насиченої водяної пари, накопичену за дні без опадів (< 3 мм):

$$КПН_1 = \sum_1^n \left(E_T - E_\tau\right). \qquad (2.25)$$

Для переводу сумарного показника $КПН_1$ в прийняті класи пожежної небезпеки (ПН) отримані відповідні градації.

Порівняльні розрахунки КПН і $КПН_1$ у 2006 р. показали повну відповідність обох індексів у весняно-літній період: відмінності в середньому по місяцях з травня по вересень були у межах 1…3%. У жовтні, коли підстильна поверхня періодично вкривалася снігом, різниця показників збільшилась до 18%, що свідчить про необхідність більш ретельного розрахунку E при переходах температури повітря через 0 ºС. В цілому за пожежонебезпечний період доказана правомірність використання модифікованого індексу.

Запропонована В.Г. Нестеровим емпірична формула через достатньо «грубе» врахування опадів не зовсім задовольняє споживачів. Так, обнулювання показника при разовому випадінні опадів близько 3 мм після тривалого бездощового періоду не буде відображати реальну загрозу пожеж, що збереглася, і, навпаки, тривалий період з похмурою погодою і слабкими опадами знижують імовірність виникнення пожежі. У зв’язку з цим у показник пожежної небезпеки постійно вносять уточнення, залишаючи незмінною саму ідею накопиченої посушливості.

Найпоширенішим уточненням КПН є коригування накопиченої суми дефіциту вологи коефіцієнтом, який залежить від кількості опадів:

$$КПН_2 = K_r \sum_1^n T\left(T - T_d\right), \qquad (2.26)$$

де K_r визначений емпірично для різних градацій опадів.

У рекомендаціях для лісів Хабаровського краю визначено рівень значень показника ПН для його скидання в залежності від кількості опадів – чим більше значення КПН, тим більша кількість опадів потрібна для його обнулювання. Там також запропоновано варіант врахування швидкості вітру поправковим коефіцієнтом ($КПН_3$).

При детальному розгляді досліджуваного періоду (з 23 квітня до 1 жовтня 2006 р.) по днях класи $КПН_1$ і $КПН_2$ розрізняються в межах одиниці, а комплексний показник $КПН_3$ при досягненні великих значень як би «чекає» випадіння значних опадів і тому відрізняється від інших. За результатами порівняльного аналізу найбільш якісним відображенням фактичної пожежної ситуації в лісах Новосибірської області є розрахований через дефіцит тиску насиченої водяної пари індекс В.Г. Нестерова. Оскільки переведення його значень у класи пожежної небезпеки розраховано на стандартний КПН, то він відповідає показнику, який використовується в оперативній практиці.

Метод середньострокового прогнозу класу пожежної небезпеки. У наш час оперативні синоптичні підрозділи складають прогнози класів ПН на три доби і місяць. Проте визначеної методичної бази для цих прогнозів до цих пір немає. Оскільки прогнози T_d на тривалі строки відсутні, то рекомендується використовувати графік добового наростання показника КПН в залежності від температури повітря, заздалегідь побудований для кожної станції та місяця. Трудомісткість цього методу не компенсується підвищенням якості результатів. Також великий внесок мають помилки в прогнозах кількості опадів по станціях. Тому на практиці прогнозист оцінює тенденцію пожежної небезпеки суб'єктивно (виходячи із аналізу очікуваної синоптичної ситуації) і видає прогноз по відносно великій території, перераховуючи за необхідності декілька класів і використовуючи припустимий термін «місцями», не уточнюючи райони.

Зростаючий обсяг видів розрахункової прогностичної продукції та збільшення її просторово-часової деталізації дає можливість вирішувати задачі прогнозів багатофакторних природних явищ. При побудові прогностичних схем на строки більше двох діб одним із найбільш ефективних підходів залишається фізико-статистична інтерпретація розрахунків гідродинамічних моделей атмосфери.

У дослідженнях, присвячених прогнозу або відновленню тих чи інших метеорологічних полів, деколи використовуються індуктивні методи математичного модулювання, засновані на принципі самоорганізації моделей за зовнішніми критеріями. Класичний регресійний аналіз використовує для побудови єдиної моделі одну вибірку, а друга тільки констатує зниження якості при перевірці на незалежному матеріалі. Застосування методу групового обліку аргументів (МГОА) до метеорологічних даних з метою отримання прогностичних методів передбачає більш надійний результат, ніж регресійний підхід.

У сьогоднішній час на достатньо високому рівні за допомогою динамічних рівнянь на 1…5 діб прогнозуються поля приземного тиску (p_0), геопотенціалу ізобаричної поверхні 500 гПа (H_{500}) і температури на ізобаричній поверхні 850 гПа (T_{850}). Саме ці параметри та їх похідні в

різних формах залучаються в якості предикторів у фізико-статистичних схемах.

Таким чином, для всіх станцій Новосибірської області у кожному виділеному періоді сезону (квітень-травень, червень-липень тощо) визначені рівняння відновлення дефіциту точки роси і дефіциту парціального тиску водяної пари за даними термобаричних полів (табл. 2.4). За допомогою підстановки замість фактичних прогностичних значень базових параметрів з різною завчасністю складається прогноз шуканих метеорологічних величин. Такий підхід, названий PP (Perfect Prognose), широко застосовується в прогностичних схемах, які ґрунтуються на інтерпретації гідродинамічної продукції. До цих пір найбільш надійну гідродинамічну продукцію на строки до семи діб випускає Європейський центр середньострокових прогнозів погоди (ЄЦСПП). Саме їх поля приземного тиску, геопотенціалу ізобаричної поверхні 500 гПа і температури на ізобаричній поверхні 850 гПа є основними компонентами базової матриці.

Схема прогнозу. Щоденно в оперативному автоматичному режимі із базової метеорологічної мережі проводяться вибірки:

- прогнозів полів H_{500}, p_0, T_{850} і температури повітря біля поверхні землі в коді GRIB на строки 12...60 год (із центру Ексетер);
- прогнозів полів H_{500}, p_0, T_{850} в коді GRIB на строки 48...144 год із ЄЦСПП;
- фактичних значень температури повітря і точки роси за строки 6 і 9 год ВСЧ попередньої доби на 30 станціях Новосибірської області;
- фактичних сум опадів на станціях за попередній день (12 год) і поточну ніч (0 год);

Локальною мережею надходять дані прогнозів максимальної температури повітря та опадів із 30 станцій Новосибірської області на 1…5 діб.

На подальших етапах прогностичної схеми для класів ПН проводяться:

- контроль і можливе відновлення помилкових або відсутніх даних;
- розрахунок вихідних значень дефіциту точки роси і дефіциту тиску насиченої водяної пари;
- розрахунок добових тенденцій геопотенціалу і тиску біля землі у вузлах (2,5 × 2,5) на території області за гідродинамічними даними і заповнення вихідної матриці змінних;
- складання прогнозів дефіциту точки роси і дефіциту парціального тиску водяної пари за рівняннями МГОА для кожної станції (табл. 2.4);
- розрахунок сумарного показника Нестерова за двома варіантами з урахуванням опадів і переведення його в класи ПН;

- запис отриманих прогнозів класів ПН у файли для подальшої оцінки і відображення результатів.

Таблиця 2.4 – Типи (часткових, окремих, випадкових) описів для трійки аргументів при комбінованому переборі навчаючої вибірки

Номер типу	Рівняння
1	$y_1 = a_1+a_2x_3$
2	$y_2 = a_1+a_2x_2$
3	$y_3 = a_1+a_2x_2+a_3x_3$
4	$y_4 = a_1+a_2x_1$
5	$y_5 = a_1+a_2x_1+ a_3x_3$
6	$y_6 = a_1+a_2x_1+ a_3x_2$
7	$y_7 = a_1+a_2x_1+ a_3x_2+a_4x_3$

Результати авторських випробувань прогнозів класів пожежної небезпеки. Відносні помилки відновлення дефіциту тиску насиченої водяної пари за коефіцієнтами МГОА і дефіциту точки роси на незалежному матеріалі у межах 0,7…1,8. Прогнози стандартного КПН і модифікованого $КПН_м$ за методом, що розробляється, складаються помісячно. При співпадінні прогностичного і фактичного класів ПН справджуваність дорівнює 100%, при відмінності на одиницю – 50%, в інших випадках – 0%. На першу добу якість прогнозів за двома варіантами практично однакова (87,3…89,2%), однак, починаючи з другої, перевага підходу на базі модифікованого індексу зростає. Пов’язано це перш за все з тим, що окреме складання прогнозів температури повітря і дефіциту точки роси при підстановці їх у формулу В.Г. Нестерова помножує помилки.

Таким чином, розробка СибНІГМІ щодо прогнозу класів пожежної небезпеки дозволяє збільшити завчасність до п’яти діб, дає можливість деталізувати прогнози по районах області, повністю автоматизує отримання результатів і доведення їх до споживача в зручній формі шляхом ГІС-технології «Лісові пожежі», тобто дозволяє зробити крок вперед у гідрометеорологічному обслуговуванні лісоохоронних служб.

Контрольні запитання

1. Як виконується розрахунок показника пожежної небезпеки (КПН)?
2. Що входить у телеграму про пожежну небезпеку?
3. Які дані необхідні для складання прогнозу пожежної небезпеки у лісах та степах?
4. Скільки існує класів пожежної небезпеки?
5. Яким чином враховуються опади про прогнозі пожежної небезпеки?

3 ПРОГНОЗ СУХОВІЙНО-ПОСУШЛИВИХ ЯВИЩ

3.1 Визначення і класифікація посушливих явищ

Посушливі явища зумовлені складним комплексом геофізичних і біофізичних процесів, що виникають на деякій обмеженій території протягом досить тривалого часу.

До посушливих явищ відносять: *тривале бездощів'я, високу температуру і низьку вологість повітря, суховії, атмосферну і ґрунтову посуху.* Поєднання, розвиток та посилення окремих чинників призводять до надлишкової непродуктивної витрати води живими організмами на транспірацію та потовиділення, регулювання цих процесів, адаптацію до термічного режиму та інших складових посушливих явищ. За вичерпаними можливостями пристосування настає зневоднення організмів, їх в'янення, засихання й загибель. Якщо біофізичні механізми адаптації знівелювали напруження геофізичних чинників, то організми долають посушливі явища, але їх продуктивність істотно зменшується. Кожне з посушливих явищ має власні ознаки шкодочинності. За їх поєднанням утворюються комплексні критичні межі, які є найбільш небезпечними.

Бездощовий період (бездощів'я) — це інтервал часу, в якому протягом десяти і більше днів не спостерігаються опади або їх добова кількість не перевищує 1 мм. Тривале бездощів'я є передвісником посухи. Часто у ці періоди відзначаються суховії. Бездощовий період тривалістю понад 10 днів вважається посушливим.

Суховій — це стан атмосфери, за якого простежується повільне, зі швидкістю 3 - 5 $м \cdot с^{-1}$, перенесення сухого, надмірно теплого повітря (відносна вологість $\leq$ 30%, а температура $\geq$ 25 °С). Поєднання суховію з бездощовим періодом протягом декількох діб зумовлює атмосферну посуху.

Атмосферною посухою у місцевості з помірним кліматом є стан атмосфери з тривалим бездощів'ям, істотним зменшенням опадів, що супроводжуються підвищеною інсоляцією та високою температурою повітря.

Атмосферна посуха певної тривалості зумовлює ґрунтову посуху.

Ґрунтова посуха може спостерігатись на полях, неадаптованих до посушливого клімату як без рослин, так і з рослинним покриттям. У першому випадку критерії ґрунтової посухи визначають за агрогідрологічними властивостями ґрунту (найменша вологоємність). За наявним агрофітоценозом ґрунтова посуха є складною системою, що враховує динаміку вологопотреби рослин і вологості ґрунту. В останньому випадку характерною особливістю ґрунтової посухи є невідповідність між вологопотребою рослин та умовами їх вологозабезпечення. Внаслідок недостатньої вологості ґрунту, надлишкових інсоляції та припливу тепла

відбувається істотне зниження транспірації і продуктивності порівняно із сприятливими умовами.

При другому визначенні посуха (*ґрунтова*) виявляється не чисто метеорологічним явищем, але також агрономічним. Різні ґрунти неоднаково швидко будуть знижувати свою вологість у верхньому шарі ґрунту до небезпечних меж. Наприклад, на торф'яних ґрунтах, осушених з надмірним зниженням рівня ґрунтових вод, у зв'язку з поганими капілярними властивостями торфу, рослини будуть відчувати недостачу вологи вже при відносно нетривалих дефіцитах зволоження. Аналогічно, якщо тонкий шар ґрунту лежить на кам'янистому ґрунті, посуха, особливо у весняний період, також настає в результаті навіть короткої перерви у випаданні опадів.

Особливо несприятливий для рослин спільний прояв атмосферної і ґрунтової посухи, таке поєднання в окремих випадках визначають як *загальну посуху.*

Певним винятком із згаданих типів є *фізіологічна посуха* (фізіологічна сухість), як явище зневоднення тканин рослини за достатньої кількості вологи у ґрунті. Вона зумовлена низькою температурою кореневого шару ґрунту, високою температурою та низькою вологістю повітря або значним вмістом солей у ґрунтовому розчині. За цих умов швидкість всмоктування вологи кореневою системою рослин істотно відстає від швидкості транспірації і спричинює поступове зниження тургору клітин, порушення мінерального живлення, затримання процесів росту і розвитку рослин, зменшення їх продуктивності й урожайності.

За просторовими масштабами посушливі явища поділяють на *місцеві, зональні, міжзональні, континентальні та глобальні. Місцеві* посушливі явища мають плямистий характер. Вони охоплюють до 10% площі однієї агрокліматичної зони. *Зональні* посушливі явища утворюють суцільний ареал і можуть займати від 10 до 100% площі агрокліматичної зони, не виходячи за її межі. *Міжзональні* посушливі явища розповсюджуються на території не менше двох агрокліматичних зон (від 10 до 30 - 35% у кожній зоні). *Континентальні* посушливі явища охоплюють не менше трьох агрокліматичних зон загальною площею від 30% і більше. *Глобальні* посушливі явища поширюються на значну частину певної півкулі або відповідну частку території в обох півкулях (не менше ніж по 10% території на всіх суміжних континентах).

Посушливі явища класифікують також за сезонами: *весняні, літні, осінні, зимові, міжсезонні весняно-літні, за теплий період і період активної вегетації. Весняні* посухи характеризуються порівняно низькими температурами і відносною вологістю повітря, сухими вітрами. Цей тип посухи затримує сходи, послабляє кущіння й укорінення рослин, зменшує кількість зернин, що закладаються у колоску. При достатніх запасах ґрунтової вологи така посуха впливає на рослини незначно. *Осінні* посухи

можуть завдати значних збитків: комплекс погоди в осінній період, з погляду сільськогосподарського виробництва, багато в чому є визначальним для врожаю озимих зернових, оскільки в цей сезон відбувається їхній посів і вегетація. Вологозапаси, після звільнення попередників на полях, призначених під посів озимих, з орних шарів ґрунту можуть бути цілком вичерпані і передумови для підготовки ґрунту під посів створюються надзвичайно складні. Високі температури повітря не сприяють активній вегетації посівів, крім того, тепла погода є придатною для поширення на сільськогосподарських посівах шкідників. При підвищеному фоні температур не відбувається загартування рослин, морозовитривалість їх формується зниженою, посіви входять в зиму слаборозвиненими, в районах найбільшої інтенсивності посухи сходи озимих можуть не з'явитися зовсім. У кінцевому результаті така ситуація призводить до значної загибелі озимих ще до початку зими. *Літні* посухи є найбільш інтенсивними за температурними показниками. За бездощових умов формуються низькорослі посіви, спостерігається в’янення і можливе підгоряння рослин від посухи; літні посухи значно знижують врожай зернових, а іноді призводять і до повної загибелі культур.

За ступенем збитковості посушливі явища визначають як *помірні, суворі, дуже суворі, катастрофічні*.

Головним фактором формування посух є дефіцит опадів. Через нерівномірне випадання опадів розподіл посух має осередкову структуру. Слабкі посухи спостерігаються окремими осередками, а інтенсивні - охоплюють великі території, але і при сильних посухах відокремлюються окремі райони, де вони виражені слабкіше. Найбільш значні локальні відхилення в розподілі опадів пов'язані з особливостями атмосферної циркуляції. Велику роль у розподілі опадів відіграють також орографія місцевості і великі внутрішньоконтинентальні водойми. Нерівномірність у розподілі водозапасів ґрунту виражена ще більше, ніж опадів. Це зв'язано з розходженням водофізичних властивостей ґрунту і рельєфу місцевості. Іноді поруч розташовані поля можуть мати різні водозапаси ґрунту і, отже, по-різному реагувати на посуху. Відомо, що великі водойми впливають на характер погоди і клімату прибережної смуги, вони зволожують повітря і зменшують добові і сезонні коливання температури. Тому число днів з атмосферною посухою і суховієм у цих зонах зменшується. Великі внутрішньоконтинентальні водойми впливають на опади шляхом зміни циркуляції повітря і збільшення випаровування.

Варто також відзначити, що про посухи говориться як про явище, що виникає спорадично. Постійно сухий район звичайно не іменують посушливим.

3.2 Характеристики повторюваності посух та суховіїв

Посушливі явища формуються за специфічного стану атмосфери, зумовленого антициклонічним характером синоптичних процесів, та тривалою трансформацією малорухливих повітряних мас на значній території. Вони є складним комплексом пов'язаних між собою динамічних процесів.

Важливими характеристиками посушливих явищ є дефіцит вологи в атмосфері та в підстильній поверхні, час їх початку, закінчення, тривалості, повторюваність та просторовий розподіл. Ці ознаки зосереджені у класифікації посушливих явищ і оцінюються за допомогою коефіцієнта атмосферного зволоження, показників і властивостей ґрунтового зволоження, потреби і водоспоживання польових культур, показників недепресивної тривалості суховію та ін., їх сукупний вплив на об'єкти визначається модельними засобами оцінки у значеннях відносної урожайності. Тривале недостатнє зволоження середовища, підвищена його температура, посилена сонячна радіація викликають депресивний стан сільськогосподарських культур, зменшення продуктивності їх і втрати (недобір) урожаю.

Місцева атмосферна посуха майже щороку спостерігається у південному Степу, на узбережжях Чорного і Азовського морів. Зональна посуха один раз у 2 - 3 роки охоплює в основному Степ. Міжзональна розповсюджується на Лісостеп, а також на Полісся та Закарпаття.

Ґрунтова посуха утворюється після тривалої дії атмосферної посухи або незалежно від неї внаслідок недостатнього зволоження ґрунту. Її поділяють на *місцеву, зональну і міжзональну*. У шарі ґрунту 0 - 20 см посуха найчастіше охоплює посіви озимини у Степу, на сході і південному заході у Лісостепу. Шкодочинність ґрунтових посух визначається за ступенем задоволення потреб рослин у водоспоживанні та за рівнем зволоження ґрунту відносно найменшої вологоємності. Ґрунтова посуха у шарі ґрунту 0 - 20 см відзначається як *помірна, якщо запаси продуктивної вологи менше 18* мм, *сувора — менше 12* мм*, дуже сувора - менше 6* мм. У метровому шарі ґрунту недостатнє зволоження під озимими перед сівбою має той же територіальний розподіл, що і атмосферна та ґрунтова посухи орного шару.

Осередком виникнення, поширення і динаміки ґрунтової посухи для озимини (впродовж атмосферної посухи) у переважній більшості випадків є південний Степ. Далі вона поширюється на північний Степ і Лісостеп та Полісся. Разом з тим, в окремі роки, залежно від розподілу опадів, сонячної радіації та тепла, термінів сівби та інших особливостей агрофітотехнологій, ґрунтова посуха може виникати у Лісостепу, особливо в його східній або південно-західній частинах. Найуразливішим для ґрунтової посухи є орний шар ґрунту перед сівбою та на час осінньої

вегетації, особливо у Степу внаслідок недостатнього зволоження всього метрового шару ґрунту.

Навесні ймовірність ґрунтової посухи вдвічі-втричі зменшується порівняно з осінніми умовами, але залишається сталою ознакою клімату, що має враховуватись землеробством. З наближенням озимини до максимального водоспоживання повторюваність ґрунтової посухи збільшується, досягаючи частоти 1 раз за 3 - 5 років. Навесні перед сівбою ярих можливість ґрунтової посухи в орному шарі ґрунту є явищем випадковим. Її повторюваність у будь-якій зоні України не перевищує 4%. У метровому шарі на початку квітня повторюваність ґрунтової посухи становить у південному Степу 22%, північному Степу 10%, Лісостепу і на Поліссі — 6 - 8%. За всю вегетацію ранніх ярих зернових культур частота ґрунтової посухи дещо зростає порівняно з весняним сезоном. У південному Степу її повторюваність становить 24%, північному Степу — 12%, Лісостепу і на Поліссі — 15%. Це свідчить про те, що весняна посуха зазвичай продовжується і у літній сезон, поглиблюється за інтенсивністю і поширюється у просторі. Окрім цього, у весняно-літній сезон виникає ґрунтова посуха, ознак якої навесні не було помітно. У Лісостепу літня посуха має ту ж частоту, що і весняна.

Незалежно від посух, а найчастіше — разом з ними, шкоду рослинам наносить також суховій, якщо тривалість періоду з ним перевищує недепресивну тривалість. Суховії завдають значної шкоди народному господарству країни, а, особливо, сільському господарству. Ушкоджуючи сільськогосподарські рослини в різні фази розвитку, вони призводять до значного зниження врожаю, а іноді - до його повної загибелі. Спостерігаються суховії в усі місяці теплого періоду року - з максимумом у серпні. При таких процесах середня тривалість суховіїв становить 3 - 4 дні, в окремих випадках – 6 - 8 днів.

У теплий період року на Україні виділяють дві зони з підвищеною кількістю суховіїв - від 15 до 23 днів. Перша зона - Миколаївська, Дніпропетровська, Запорізька, Херсонська області і центральні райони Криму; друга зона - схід країни. Збільшення повторюваності суховіїв на сході України обумовлено особливостями рельєфу - Донецький кряж сприяє посиленню вітрів. Зона на півдні країни виникає в результаті інтенсивної трансформації повітряних мас. На північний захід і захід число днів із суховіями значно знижується, і на заході України, у Карпатах, Кримських горах число днів з суховіями не більш одного в рік.

Море сприяє підвищенню відносної вологості повітря, отже, на узбережжі Азово-Чорноморського басейну число днів із суховіями знижується до 2 - 5 днів на рік. На повторюваність суховіїв значний вплив мають штучні водоймища - Каховське, Кременчуцьке, котрі сприяють підвищенню вологості.

Навесні і восени на Україні іноді спостерігаються "холодні" суховії - при Т < 25 ºС; часто вони породжують пилові бурі, особливо провесною.

Небезпечні суховійні явища повторюються у Степу для озимої пшениці, ярого ячменю, вівса не менше, як у 50% років. Для теплолюбних культур (кукурудза, просо, гречка) їх повторюваність становить 4 - 10%. Найнесприятливішими для цих культур є осередки з підвищеною тривалістю суховійного періоду, де повторюваність їх може досягати 28%. В усіх зонах простежуються особливості динаміки щодекадної тривалості суховійного періоду. З першої декади квітня до середини травня, а в Степу — до першої декади червня відбувається поступове збільшення числа днів із суховієм. Далі настає незначний спад. У західній і південно-східній частинах він досягає мінімуму у другій декаді червня, а в центральній — у першій декаді липня. Після цього в усіх зонах відмічається посилення дії суховіїв за їх тривалістю з максимумом у першій декаді серпня. У серпні-вересні відбувається різкий спад у центральній та південно-східній частинах і повільніший — у західній.

У центральній частині території повторюваність числа днів із суховієм становить від 16 до 47%. Починаючи з першої декади травня і до першої декади вересня їх частота коливається у межах від 6 до 9 раз за 10 років. У другій і третій декадах вересня вона зменшується до 3 - 4 раз за 10 років. На південному сході у квітні та в другій декаді травня повторюваність числа днів із суховієм становить 40 - 70%. З першої декади травня до першої декади вересня, за винятком другої декади травня, повторюваність суховійних періодів коливається від 75 до 100%, тобто від 8 до 10 раз за 10 років або майже щорічно тут щодекади відзначаються суховії.

Відповідно до розподілу суховіїв територією країни складені схеми розміщення полезахисних лісосмуг на полях.

Інформація про суховії має важливе значення для різних галузей економіки, але найвідчутнішим є їх вплив у землеробстві і рослинництві внаслідок посиленого висушування ґрунту та шкодочинності польовим культурам. Суховії порушують водний баланс рослин, призводять до в'янення, пожовтіння і скручування листя. Значну шкоду суховії спричинюють під час цвітіння, сприяючи утворенню стерильної зав'язі. У період формування зерна вони зумовлюють його запал, що призводить до істотної втрати урожаю та ін.

Засобами зменшення негативного впливу бездощових та посушливих періодів є зміна структури й властивостей підстильної поверхні шляхом відповідного обробітку ґрунту, застосуванням захисних посівів, лісомеліоративними заходами, зрошуваним землеробством тощо. У кожному випадку необхідне відповідне агрокліматичне обґрунтування фізичних і статистичних характеристик бездощових і посушливих періодів. Знешкодження та послаблення дії суховіїв пов'язані з системою заходів, спрямованих на підбір стійких до суховіїв культур і сортів,

обґрунтування агрофітотехнологій, адаптованих до цього явища, застосування довготривалих лісомеліоративних заходів, впровадження зрошуваного землеробства. Основні заходи, спрямовані на зниження негативної дії суховіїв - зрошування, лісонасадження, снігозатримання.

Ушкодження сільськогосподарських культур залежать від рівня агротехніки, добрив тощо. З підвищенням культури землеробства рослини легше переносять посуху. Отже, за одними тільки ушкодженнями сільськогосподарських культур не можна судити про інтенсивність посухи, хоча, якщо постаратися врахувати інші фактори, головним чином агротехнічні, зведення про врожайність можуть стати непоганим індикатором посушливості.

3.3 Циркуляційні умови формування посушливих явищ

Посухи на Україні обумовлюються синоптичними процесами, які можна звести до двох основних макроситуацій:

1. Процес добре вираженої *зональної циркуляції*, коли над півднем європейської території СНД розташовується зона високого тиску, утворена відрогами азорського і середньоазіатського максимумів або декількома малорухомими антициклонами. У північній половині європейської території СНД розвивається активна циклонічна діяльність. Посухою бувають охоплені території півдня України, нижнього Поволжя і Казахстану. Над південними морями і Малою Азією розташовується розмита область низького тиску зі слаборозвиненими циклонічними центрами. Циклони з півночі Атлантики зміщуються на схід, не опускаючись південніше 55 º півн.ш. При подібних синоптичних процесах формується близько 30% посух на Україні. Прикладом такої ситуації є утворення суворої загальної посухи у травні 2007 р. (рис. 3.1 – 3.2).

2. Найбільш частий розвиток посух на Україні відбувається при порушенні зонального переносу в атмосфері, при так званих *процесах блокування зонального потоку* (до 70% посух). Процес блокування полягає в тому, що антициклони або гребені, перетворюючись на високі баричні утворення, стають малорухомими, а західний потік набуває меридіональної складової. Цей процес розвивається в результаті виникнення інтенсивного східного потоку по південній периферії витягнутої в широтному напрямку смуги високого тиску. При сильному східному потоці переміщення гребенів відбувається в західному напрямку і перешкоджає рухові повітряних мас і баричних утворень у зворотному напрямку. Рис. 3.3 – 3.4 демонструють випадок формування блокуючого процесу восени 2005 р., під дією якого виникла інтенсивна і тривала ґрунтова посуха.

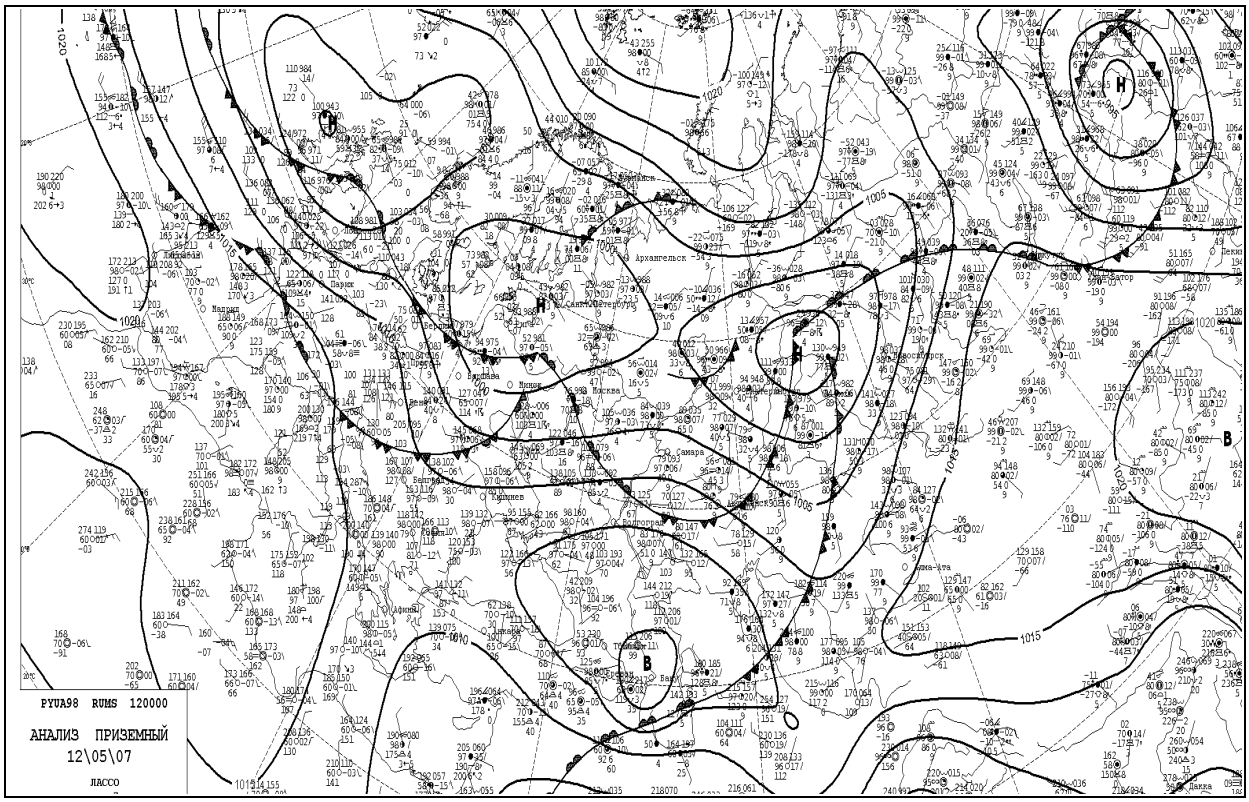


Рис. 3.1 - Приземна карта погоди за 12.05. 2007 р., 00 ВСЧ.

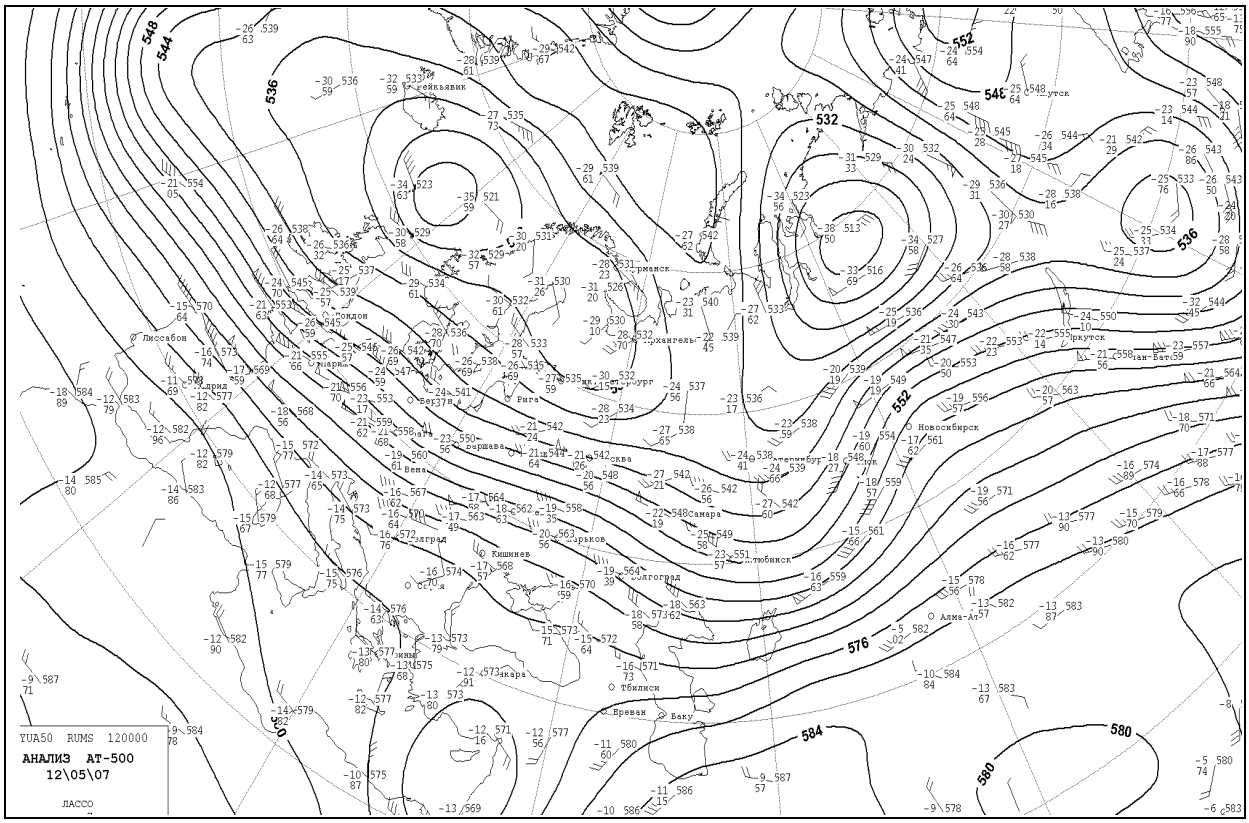


Рис. 3.2 - Карта АТ-500 за 12.05. 2007 р., 00 ВСЧ.

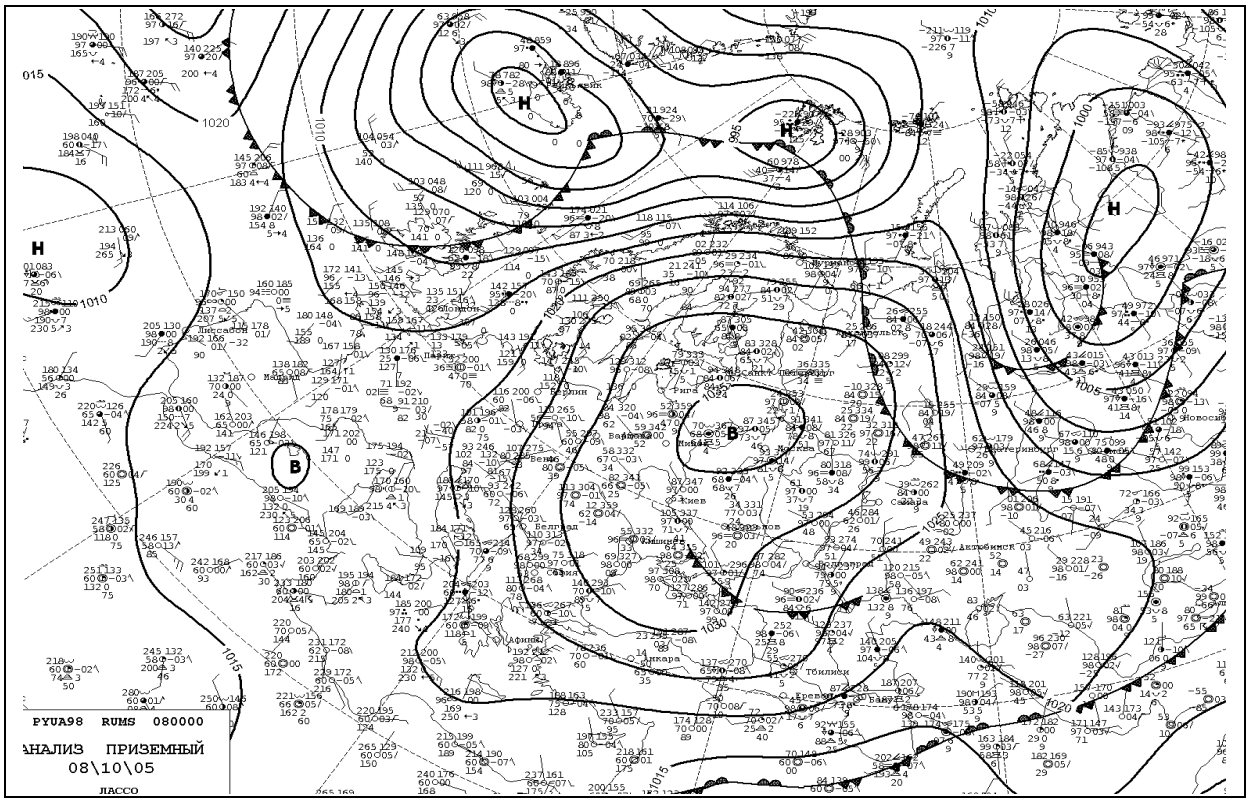


Рис. 3.3 - Приземна карта погоди за 08.10.2005 р., 00 ВСЧ.

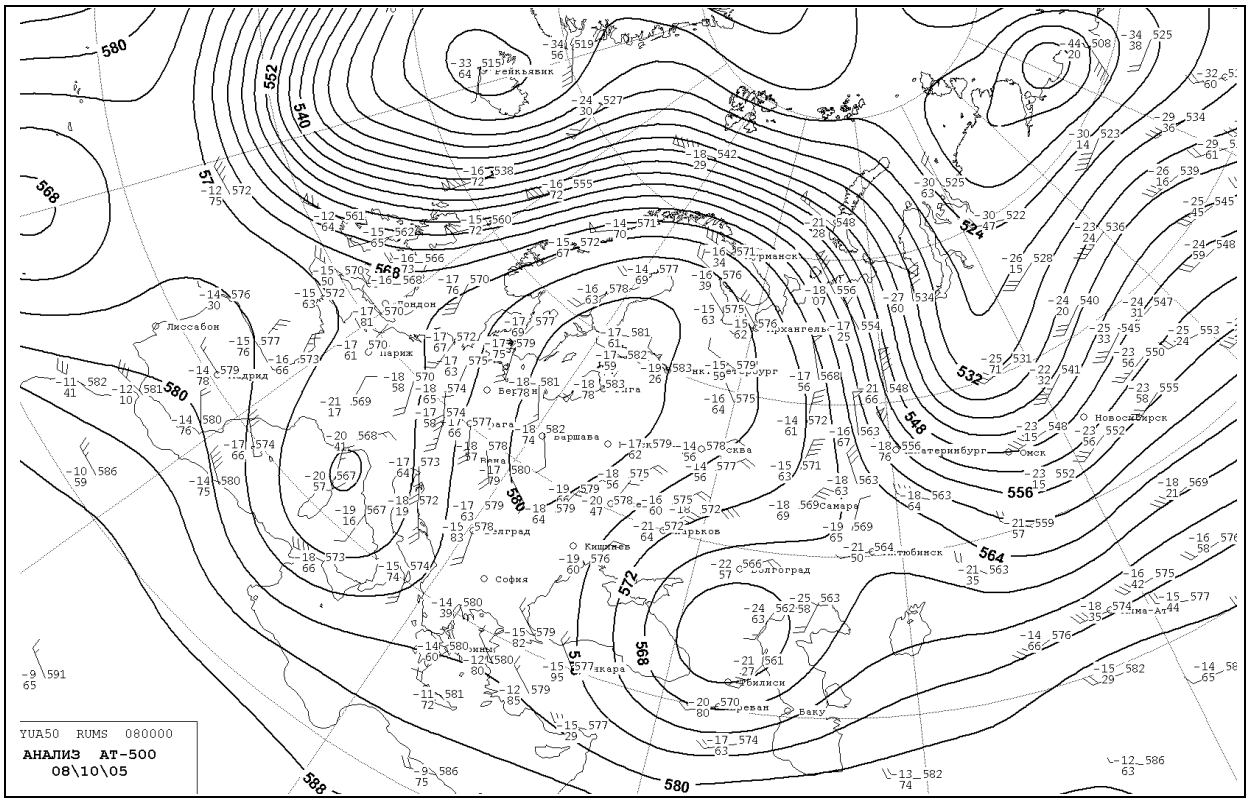


Рис. 3.4 - Карта АТ-500 за 08.10.2005 р., 00 ВСЧ.

Процеси блокування, що сприяють формуванню посух на Україні, мають кілька різновидів.

1. Блокування відбувається при стаціонуванні антициклону над центральними районами європейської території СНД (38% випадків). Тривалість таких процесів коливається від 4 до 7 днів і в середньому становить 5 днів. Район розміщення центрів малорухомих антициклонів знаходиться між 48 і 62 º півн. ш. і 24 і 60 º сх. д. На рівні АТ-500 над європейським сектором чітко окреслюється теплий гребінь високого тиску омегаподібної форми, спрямований уздовж меридіану. У ньому формується самостійне ядро, яке відповідає приземному антициклону.

2. До блокуючих меридіональних процесів відноситься переміщення антициклонів, сформованих в арктичному повітрі, з півночі на південь (23% випадків). Антициклони рухаються зі швидкістю 20 – 22 км·год$^{-1}$. У формуванні посушливих періодів на Україні беруть участь спочатку південні відроги антициклонів, а надалі їх центральні частини.

3. Процес опускання на європейську частину СНД гребеня антициклону, центр якого розміщується на північному заході цієї території (8%).

При вказаних процесах над Чорним морем нерідко розташовується неглибока депресія, в результаті чого біля поверхні землі виникають сильні східні і південно-східні вітри – суховії, що додатково висушує ґрунт. При тривалій посусі, більше одного-двох місяців, вказані процеси чергуються. Фронтальні розділи, що переміщуються на фоні високого тиску, швидко розмиваються і не дають значних опадів.

Посухи на Україні в 88% випадків формуються в холодному бідному вологою повітрі в результаті тривалої трансформації його в антициклонах. При входженні повітря з півночі трансформаційні зміни температури досягають 15 - 20 ºС біля поверхні землі і 5 - 8 ºС на рівні АТ-500. Абсолютні запаси вологи при цьому міняються мало. Відносна вологість біля поверхні землі за рахунок зростання температури зменшується на 30 - 40%. Оскільки в посушливі періоди вертикальні градієнти температури в шарі 0 - 3 км близькі до адіабатичних, то зміни температури при низхідних рухах в антициклонах невеликі, однак, при цьому відбувається значне висушення (зниження відносної вологості) повітря і ґрунту.

Бездощові періоди пов'язані головним чином зі сталими антициклонами та їх відрогами, що розповсюджуються на центральну та південну частини України. Тривалі бездощові періоди зумовлені антициклонами та ядрами високого тиску у масах арктичного повітря, що переміщуються з півночі. Менш тривалі бездощові періоди пов'язані з антициклонами, що рухаються із заходу і формуються у повітрі помірних широт, охоплюючи всю країну.

Суховії можуть проявлятись самостійно, а також бути супутником бездощових періодів, передвісником та підсилювачем атмосферної посухи. Атмосферні процеси їх виникнення аналогічні процесам утворення бездощових періодів. Більшість суховіїв спостерігається у повітряних масах, що надійшли з півночі (44%) або з північного заходу (10%). Деяка їх частина зумовлена повітряними масами, що переміщуються з Атлантичного океану (20%), інколи — із Середньої Азії та Ірану (12%). За рахунок внутрішньомасової трансформації повітряних мас у малорухливих антициклонах над східною Європою формується до 14% суховіїв. Процеси, що призводять до суховіїв, є досить складними, вони утворюються при визначених синоптичних ситуаціях, що сприяють вторгненню повітряних мас із північних, північно-західних і західних районів. Більш ніж 82% днів із суховіями в Україні відзначаються при антициклонічному типі погоди: у відрогах, на периферіях антициклонів. Найбільш часто суховії простежуються на західних і південно-західних периферіях антициклонів, розташованих над південно-східними районами європейського сектора. Суховії відмічаються у відрогах азорського антициклону, в антициклонах або відрогах, що переміщаються з Карського, Баренцового, Норвезького морів. Найбільше часто такі процеси спостерігаються в травні, рідше влітку.

У 18% випадків суховії формуються у великих теплих секторах циклонів, орієнтованих до півдня або сходу.

Зазвичай суховій триває до тих пір, доки не припиниться адвекція тепла з південного заходу. Слабкі весняні та літні суховії, що спостерігаються у передній частині антициклонів, займають невеликі площі і тривають недовго. Проте вони служать сигналом до початку тієї стадії трансформації повітряних мас над континентом, яка у подальшому може призвести до інтенсивного розвитку такого явища. Дуже сильні, але нетривалі суховії характерні для мас континентального тропічного повітря, теплих секторів «сухих» південних депресій, які розповсюджуються на європейський сектор через північний Кавказ і далі переміщуються на південний схід. Переважний напрям вітру в таких випадках – південний і південно-західний. Найбільш сильні і тривалі суховії відзначаються, коли над територією послідовно розвиваються один за іншим процеси, що сприяють формуванню «суховійної погоди» - спочатку на територію надходить повітря по периферії антициклону, далі воно підлягає трансформації у системі антициклону, що розпадається, і, нарешті, цей район охоплює дуже сухе і гаряче континентальне тропічне повітря у зв’язку з розповсюдженням депресії.

Питанням розгляду і вивченню посушливих явищ присвячений цілий ряд робіт А.М. Алпатьєва, А.І. Руденко, М.В. Бови, В.І. Вяжова, І.С. Глуха, Н.Г. Каменькової, І.В. Кошеленко, В.А. Волевахи та ін.

3.4 Критерії і методи прогнозу посушливих явищ

Критеріїв посух (як атмосферної, так і ґрунтової) існує дуже багато. Вони враховують кількісні або якісні характеристики погоди, зволоження ґрунту або недобір біологічної продукції.

Для кількісного визначення і прогнозування посух звичайно використовуються спеціальні характеристики. Кількісна оцінка посушливих явищ пов'язана із застосуванням різноманітних показників посушливості та критеріїв шкодочинності.

За результатами останніх досліджень показники посушливих явищ поділяються на *геофізичні та біофізичні.*

Геофізичні показники враховують стан атмосфери або ґрунту за певними ознаками у деякий час і в окремому пункті або на території. Зазвичай вони є загальними для різних об'єктів.

Біофізичні показники одночасно визначаються за станом атмосфери і реакцією відповідного об'єкту (польової культури, ґрунтової відмінності під цією культурою або за деяким агрофоном тощо). Їх властивості дозволяють визначити склад, структуру, вплив посушливого явища різної суворості на досліджуваний об'єкт, збитковість явища, просторову структуру, етапи розвитку від виникнення до закінчення.

Геофізичні показники є одномірними та багатомірними як для окремого пункту, так і для території з різноманітним складом. Одномірні показники, за винятком випаровування і вологості ґрунту, не описують всього комплексу посушливих явищ. Тільки багатомірні показники відповідного складу і структури визначають сукупні властивості посушливих явищ. Завдяки складності, фізичній різнобічності і неоднорідності багатомірних показників їх застосування потребує певного просторового та часового узагальнення. Ця особливість обмежує можливості визначати динамічні властивості посушливих явищ.

Серед багатомірних показників певну структурну перевагу має коефіцієнт атмосферного зволоження. Переважна їх більшість тісно пов'язана з гідротермічним коефіцієнтом (ГТК) як найбільш простим та інформативним. Коефіцієнт кореляції з ним інших показників перевищує значення 0,9. Зважаючи на ці обставини перевага надається ГТК Г.Т.Селянінова. Проте цей показник пристосований лише до періоду активної вегетації.

Біофізичні показники коефіцієнта атмосферного зволоження потребують у кожному випадку врахування біологічних властивостей рослин із визначенням відповідних параметрів за їх потребами.

Критерій посушливості, розроблений Г.Т. Селяніновим, ввійшов у літературу за назвою «гідротермічний коефіцієнт Селянінова». Значення цього критерію визначається за формулою:

$$K_c = \sum R / 0{,}1 \sum t\,, \qquad (3.1)$$

де $\sum R$ - сума опадів за вегетаційний період, мм;
$\sum t$ - сума температур повітря > 10 ºС за цей період, ºС;

Встановлено такі оцінки зволоження території в залежності від значення K_c: < 0,5 - досить мало опадів і дуже посушливо; 0,5 - 1,0 - посушливо і недостатньо волого; > 1,0 - збитково волого. K_c добре узгодиться з геоботанічними зонами: K_c = 1,1 – 1,3 відповідає зоні Полісся, K_c = 0,8 – 1,0 – Лісостепу, K_c = 0,6 – 0,8 – Степу, K_c = 0,3 – 0,5 – зоні Напівпустелі, K_c < 0,3 – Пустелі.

Гідротермічний коефіцієнт Селянінова має суттєві недоліки, основними з яких є: неврахування даних про стан ґрунтової вологи і придатність лише для зони Лісостепу. Цей критерій не враховує відхилення умов, що склалися, від середнього стану, тобто від клімату, а отже, K_c не може виступати як універсальний критерій.

Одним з показників ступеня посушливості може служити відносна площа охоплення тієї чи іншої території посушливим явищем. Такий показник запропонований Е.В. Рочевою. Розрахунок показника виконувався для основних сільськогосподарських районів, поділених на декілька крупних зон з урахуванням географічних умов. При розрахунках використовувалися середні місячні дані про опади і температуру повітря, за цими даними були обчислені площі охоплення виділених зон дефіцитом опадів (≤ 50% норми) і площі охоплення додатними аномаліями температури. Далі визначалося відхилення отриманих величин від їх середніх значень, підсумовування і осереднення за вегетаційний період. Отриманий таким чином показник характеризує ступінь аномальності розповсюдження посушливих явищ по території:

$$(\mathrm{NT} + \mathrm{NP}) = \frac{1}{n}\sum_{1}^{n}\frac{x - \bar{x}}{\sigma_x}, \qquad (3.2)$$

де x – функція площі розповсюдження і аномалії температури (NT) і дефіциту опадів (NP);
$\bar{x}$ - середня величина температури і опадів;
$\bar{\sigma}_x$ - середнє квадратичне відхилення температури і опадів;
n – число місяців вегетаційного періоду.

Цей показник є узагальненою характеристикою посушливих явищ на площах, порівнянних з територією, що охоплюється синоптичними утвореннями, і задовільно пов'язаний з врожайністю зернових культур. Додатні значення показника свідчать про наявність посушливих умов, а його абсолютне значення дозволяє судити про розмір території, охоплений

посухою. Проте індекс Рочевої має значні мінуси: його неможливо обчислити для окремої станції, він не характеризує інтенсивність посухи, не дозволяє встановити зв'язок з врожайністю за окремими станціями і визначити межі району, охопленого посухою. Ці недоліки суттєво обмежують можливість використання показника у практичній роботі по оцінці і прогнозуванню посух.

Д.А. Педем у Гідрометцентрі СРСР у 1975 р. був розроблений індекс посушливості $S_i\ (\tau)$ для опису посух, що враховує аномальні умови погоди, найбільш важливі для формування посухи, такі, як аномалії в розподілі температури повітря ΔT, опадів ΔR і вологості діяльного шару ґрунту ΔE:

$$\mathrm{S}_i(\tau) = \frac{\Delta T}{\sigma_T} + \frac{\Delta R}{\sigma_R} + \frac{\Delta E}{\sigma_E}, \qquad (3.3)$$

де i – номер пункту;
$\Delta T = T - T_n$, $\Delta R = R - R_n$, $\Delta E = E - E_n$ (різниця між фактичним і нормальним значенням температури, опадів і вологи відповідно);
σ – середнє квадратичне відхилення;
τ - час.

Повна формула $S_i(\tau)$ відповідає атмосферно-ґрунтовій посусі, найбільш небезпечній для сільського господарства. Якщо взяти два перших члени формули (3.3), то вони описують тільки атмосферну посуху, а третій член - ґрунтову посуху. Оскільки не завжди є дані вимірів вологості діяльного шару ґрунту E, звичайно використовується спрощена формула, що враховує метеорологічні умови посухи (температуру повітря й атмосферні опади):

$$\mathrm{S}_i(\tau) = \frac{\Delta T}{\sigma_T} + \frac{\Delta R}{\sigma_R}. \qquad (3.4)$$

За значенням S_i можна судити про інтенсивність атмосферної посухи: чим більше S_i, тим сильніше явище, і навпаки. За граничні взяті такі значення: слабка посуха S_i = 1,0 - 2,0, середня посуха - S_i = 2,0 - 3,0, сильна посуха $S_i \geq 3{,}0$.

Критерій Педя усуває недоліки ряду запропонованих раніше критеріїв, у тому числі і ГТК Селянінова, і виступає найбільш науково обґрунтованим і прийнятним для практичного застосування.

В зарубіжних країнах найбільш часто використовується індекс посухи Пальмера, який характеризує ступінь посушливості і збитковості зволоження. Він обраховується за рівняннями:

$$X_T = 0{,}897X_П + \frac{\hat{E}d}{3{,}0}, \qquad (3.5)$$

де X_T - індекс Пальмера даного місяця (вираховується з квітня по вересень);

$X_П$ - індекс Пальмера для попереднього місяця;

К - емпірично виведений коефіцієнт, який залежить від числа спостережень;

d - різниці між фактичною середньою місячною кількістю опадів і підрахованою кількістю опадів *P*, яка характеризує умови "норми" при даному сумарному випаровуванні, стоці та запасі вологи в ґрунті на двох рівнях.

$$P=\alpha PE+\beta PR+\gamma PRO-\sigma PL, \qquad (3.6)$$

де α – коефіцієнт сумарного випаровування, тобто відношення середнього місячного сумарного випарування до випаровуваності *PE*;

β – відношення середнього місячного вмісту вологи *R* до його середнього максимуму *PR*;

γ – коефіцієнт стоку (відношення середнього місячного значення стоку *RO* до середнього потенційно можливого значення стоку *PRO)*;

σ – коефіцієнт втрат *PL* (відношення середньої втрати вологи *L* до середньої потенційної втрати, що характеризує значення сумарного випаровування при відсутності опадів протягом усього місяця).

Значення індексу Пальмера > 4 характеризує екстремальне збиткове зволоження, 3 – 4 - сильне зволоження, 2 – 3 - помірне зволоження, від 2 до -2 – нормальне зволоження, від -2 до -3 – помірну посуху, від -3 до -4 – жорстку посуху, < -4 – екстремальну посуху.

На основі індексу Пальмера побудована карта кліматичного районування США за ступенем посушливості. Цей показник є універсальним з тієї точки зору, що враховує майже усі можливі фактори, які теоретично впливають на виникнення посухи. Проте він використовується лише для кліматичного вивчення і опису досліджуваного явища, а не для прогнозування. Це пояснюється як складністю вимірювання і обчислення використовуваних параметрів, так і тим, що ці параметри взагалі не можуть прогнозуватися в сучасний час з більш-менш достатньою надійністю.

Багато дослідників за основу оцінки інтенсивності посухи беруть зниження врожайності провідної сільськогосподарської культури в районах дії посухи. Так, за А.В. Процеровим, зниження середнього врожаю до 20% - слабка посуха, від 20 до 50% - середня посуха і більш 50% - сильна посуха.

А.І. Руденко пропонує використовувати такі показники: дуже сильна посуха - опади до 18 мм за період сходи - колосіння ярицi і зниження врожаю більш 50%; сильна посуха - опади до 30 - 35 мм за аналогічний період і зниження врожаю на 20 - 50%; середня посуха - опади більше 35 мм і зниження врожаю до 20%.

Ряд дослідників (В.М. Обухов, О.А. Дроздов, А.В. Мещерська) оцінюють атмосферні посухи по сумі опадів у відсотках від середньої багаторічної (кліматичної норми). Дуже сильна посуха спостерігається при сумі опадів < 50% норми, сильна - при 50 - 70%, середня - при 71 – 80% норми.

Відомо, що найбільш надійний показник посухи - дані про вологість ґрунту. Зниження весняних запасів продуктивної вологи в метровому шарі до 60 мм є ознакою загрозливо поганих умов забезпеченості вологою рослин протягом весняно-літньої вегетації навіть при значних опадах за цей період. Весняні запаси продуктивної вологи в степових і лісостепових районах менші ніж 100 мм також у більшості випадків призводять до незадовільної вологозабезпеченості сільськогосподарських культур. Висушення верхніх шарів ґрунту в період вегетації - найважливіший показник при характеристиці посухи.

За даними М.С. Кулика (1953), зниження запасів продуктивної вологи в орному шарі до 19 мм варто вважати початком посушливого періоду, а до 9 мм - початком сухого періоду. Декади, протягом яких запаси продуктивної вологи в шарі ґрунту 0 - 20 см виявляються < 20 мм, відносяться до посушливих, а декади з запасом вологи < 10 мм - до сухого.

Три сухі декади в період кущіння - молочна спілість - ознака посухи, чотири-п'ять декад - ознака сильної посухи. Якщо три сухі декади почалися при запасах продуктивної вологи < 60 мм у шарі 20 - 100 см, то це варто вважати показником сильної посухи, а чотири-п'ять сухих декад - дуже сильної посухи.

Можливість виникнення суховіїв у будь-який час вегетаційного періоду, різноманітність реакції різних рослин залежно від фази розвитку та мінливість самого явища залежно від причин його утворення і наступного посилення, зумовили необхідність розроблення значної кількості критеріїв суховіїв. Ці критерії, як і інших посушливих явищ, можна віднести до геофізичних і біофізичних. Геофізичні критерії суховію визначають особливості стану атмосфери безвідносно до дії на будь-які об'єкти. Біофізичні критерії суховію враховують реакцію біологічного об'єкту залежно від виду культури, фази розвитку, маси рослин і т.п.

Із біофізичних критеріїв найбільше поширення має критерій суховію О.О. Цубербіллер. Він враховує дефіцит відносної вологості повітря о 13 год, при швидкості вітру до 8 $м \cdot с^{-1}$ та більше. Автором запропоновано систематизувати чотири типи суховіїв з поділом на підтипи у залежності від рівня відносної вологості, температури повітря і швидкості вітру.

Слабкі суховії можуть спостерігатися при максимальній температурі повітря 14 – 19 ºС, відносній вологості < 15% і швидкості вітру до 10 м·с$^{-1}$. Режим погоди з максимальною температурою 40 ºС, відносною вологістю < 17% і силою вітру > 10 м·с$^{-1}$ класифікується як суховій, найбільш шкідливий для сільськогосподарських культур. Проміжні за кількісними характеристиками режими погоди відносяться до середніх суховіїв за силою дії на рослини. При цьому суховій розглядався Цубербіллер як комплекс метеорологічних величин, у межах якого можливі значні варіації окремих його складових.

Реакцію рослин на суховій у різних фазах їх розвитку відображають окремими дослідженнями. Іншими критеріями цей недолік подолано шляхом встановлення недепресивної тривалості числа днів із суховіями у посушливому періоді згідно з:

$$\gamma\,(n) = \alpha\,(n - n_0\,(\eta)), \qquad (3.7)$$

де $\gamma(n)$ — показник збитковості суховію у значеннях відносної урожайності;
α — коефіцієнт збитковості суховію;
n — загальне число днів із суховієм за період;
n_0 — недепресивна тривалість числа днів із суховієм;
η — показник продуктивності польової культури за температури повітря і кількості опадів у період із суховієм.

Недепресивна тривалість суховійного періоду визначає той час, який потрібен рослинам на адаптацію до посушливості атмосфери залежно від фази розвитку та вологості ґрунту. Сумарна недепресивна тривалість числа днів із суховієм у посушливому періоді становить для озимої пшениці 8 - 9, озимого жита — 8 - 18, ярого ячменю — 8 - 10, вівса — 8, кукурудзи — 24 - 34, проса — 17 -19, гречки — 25 - 27. За недепресивною тривалістю періоду із суховієм передбачається можливість їх шкодочинності. Більша частина території за середньої тривалості суховійного періоду до 10 днів вміщує депресивні суховії не більше ніж 8%, що майже не створює несприятливих умов на Поліссі, у Лісостепу та в західній частині Степу.

За критерієм О.О. Цубербіллер тривалість суховійного періоду значно більша, ніж за геофізичним. Вона втричі перевищує раніше визначену тривалість. Причиною цього є більш глибоке і гнучке відображення дефіциту вологості повітря, ніж за жорсткими фіксованими значеннями вологості повітря ≤ 30% і його температури ≥ 25 ºС. Розподіл на території середньої тривалості суховійного періоду за критерієм О.О. Цубербіллер, в основному, зберігає ті ж самі риси, що і за геофізичним критерієм, хоча їх значення істотно відрізняються. Загальна тривалість періоду із суховіями поступово збільшується від 11 -12 днів на північному заході до 72 - 77 днів на південному сході. Чітко виділяються

два осередки з максимальними значеннями тривалості суховійного періоду. Один із них розташований у південному Степу та в Криму (60 - 70 днів), а другий - на крайньому сході (понад 70 днів).

Таким чином, обидва критерії відображають ступінь суховійності, але відрізняються за значеннями. За геофізичним критерієм значенню 10 днів відповідає 40 днів за критерієм О.О. Цубербіллер.

Надалі розглянемо питання, що стосуються методів прогнозу посух. Значне поширення має синоптико-статистичний метод прогнозу посух, оснований на використанні критерію Педя S_i. З цією метою була проведена класифікація середніх місячних полів H_{500} у першому природному синоптичному районі, об'єктивно отримані два класи процесів: зональний і меридіональний, кожен з яких поділено на три різновиди. Різновиди зональної циркуляції $А_з$, $Б_з$ і $В_з$ вивчалися одночасно з термічним полем Атлантики ($\sum \Delta t_w>0$ і $\sum \Delta t_w<0$) для часових зсувів τ = 0 міс, τ = 1 міс і τ = 2 міс. При цьому передбачалося, що усі випадки, які входять у даний різновид і мають подібне термічне поле північної Атлантики, повинні перетерплювати протягом найближчих одного - двох місяців однотипну просторово-часову деформацію, тобто подібний розподіл поля S_i. Таким чином, знаючи вихідний стан циркуляції атмосфери і термічний стан північної Атлантики, можна скласти прогноз розподілу S_i і дати його забезпеченість на основі отриманих типів. Порядок складання таких прогнозів полягає у наступному:

- за вихідним (τ = 0 міс) полем середніх місячних значень H_{500} відмічають осьову лінію планетарної висотно-фронтальної зони (ПВФЗ) і визначають тип процесу (меридіональний чи зональний);
- для зонального типу процесів встановлюють різновиди $А_з$, $Б_з$ і $В_з$;
- визначають характер теплового стану поверхневого шару води північної Атлантики - $\sum \Delta t_w>0$ чи $\sum \Delta t_w<0$;
- для вихідних різновидів зонального типу циркуляції атмосфери і характеру теплового стану поверхневого шару води північної Атлантики встановлюють відповідний цій комбінації тип майбутнього поля індексу S_i та визначають його забезпеченість. Це поле, по суті, і є прогнозом S_i, тобто прогнозом посухи.

Дослідження зв'язку коливань температурного режиму поверхневих вод океану і погодних умов проводилися неодноразово. На цей час встановлено, що в результаті поступового прогріву повітряних мас, що переміщуються над теплим океаном, на сході океану виникає гребінь, а на заході – улоговина. Таким чином отримані деякі синхронні і асинхронні кореляційні зв'язки між аномаліями температури води в північній Атлантиці і характеристиками опадів. Відзначається складний характер залежності між коливаннями температури повітря, контрастами температури повітря-вода, солоністю і течіями моря, з одного боку, і особливостями атмосферної циркуляції, з іншого.

Не зважаючи на необхідність подібних досліджень, слід зазначити, що кліматичні дані про посухи не можуть служити основою для їх прогнозування, а можуть бути використані лише як допоміжні матеріали.

В останнє десятиріччя запропонований новий підхід у прогнозуванні весняних посух, оснований на використанні супутникових даних про хмарність. Результати моделювання ситуацій при наявності суховійно-посушливих явищ за період дослідження 1994 – 2007 рр. дозволили виділити типову картину розподілу стадій розвитку посухи на території України.

Виникнення осередків Релея - Бенара над територією України, яке відмічається на супутникових фотознімках хмарності у весняний період в умовах різкого потепління, служить показником до можливого встановлення весняної посухи на ґрунті. Якщо процес конвекції по Релею - Бенару починає слабшати в гребеневих структурах, то це може означати, що підтримуючий його ґрунтовий вологозапас вичерпується. Природно, що проходження фронту через територію, яке супроводжується опадами, цілком усуває небезпеку весняної посухи на ґрунті, оскільки опади відновлюють ґрунтовий вологозапас.

На рис. 3.5 приведено поле функції току над територією України в межах району, позначеного координатами. Площа, охоплена розрахунком, близько 10000 км^2, випаровування із ґрунтового шару складає 10 мм/добу. Додатні значення функції току, позначені знаком "+", знаходяться ліворуч від напрямку потоку, від'ємні значення функції току, позначені знаком "-", знаходяться праворуч від напрямку потоку. У випадку посиленого випаровування у центрі області виділяється конвекція за Релеєм - Бенаром у вигляді закритого осередку (рис. 3.5а). На рис. 3.5б - інтенсивність випаровування з ґрунтового шару зменшилась в 3 рази і становить 3 мм/добу. Як видно, це призводить до викривленої картини конвекції за Релеєм - Бенаром. Рис. 3.5в демонструє подальший розвиток посухи, коли випаровування із ґрунтового шару практично відсутнє, але слабкі сліди конвекції за Релеєм - Бенаром ще помітні в центрі позначеної області, випаровування з ґрунту становить 0,1 мм/добу. Зберігається випаровування у нижньому шарі атмосфери, його виникнення обумовлене запасами вологи, присутніми у шарі від 100 м над поверхнею землі до рівня максимального залучення - 2,5 км. На рис. 3.5г показано чисельне моделювання стадії посухи, коли випаровування відсутнє на всіх рівнях. При вичерпанні ґрунтових вологозапасів поле густини повітря стає малоградієнтним і його осередкова структура зникає.

Найбільш реальним шляхом вирішення проблеми прогнозу посушливих явищ є подальші дослідження і пошук найбільш надійних синхронних і асинхронних синоптико-статистичних зв'язків посухи з основними характеристиками підстильної поверхні і макроциркуляйних процесів.

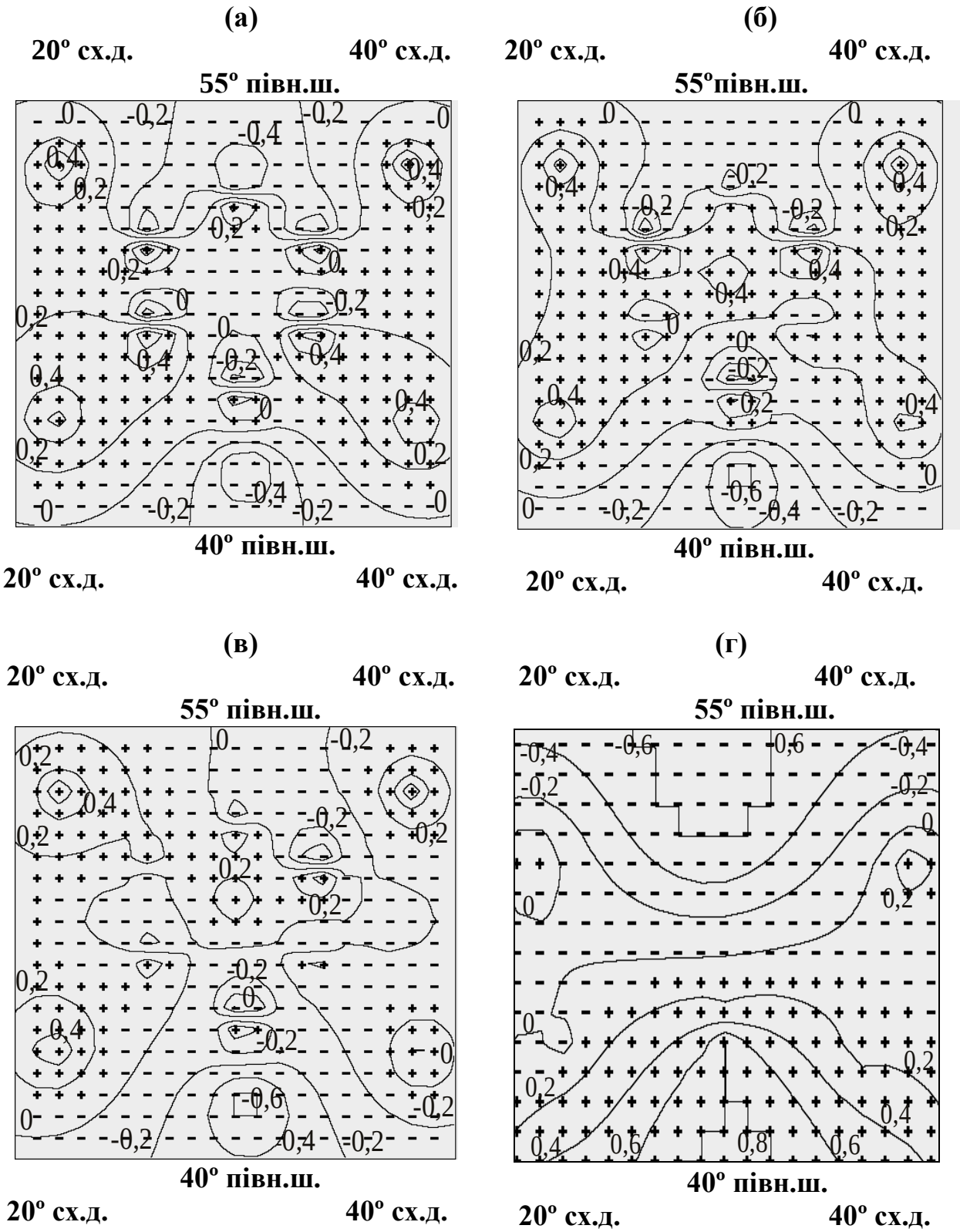


Рис. 3.5. Поля функції току на різних стадіях формування посухи: а – початкова стадія розвитку посухи при посиленому випаровуванні; б, в – стадії розвитку посухи при поступовому зменшенні випаровування; г – заключна стадія формування посухи при повній відсутності випаровування.

Контрольні запитання

1. Перелічіть явища погоди, які відносяться до посушливих явищ.
2. Які класифікації посушливих явищ ви знаєте?
3. Охарактеризуйте явище суховію.
4. При яких циркуляційних умовах формуються посухи на території України?
5. Назвіть основні критерії посушливості, вкажіть їх переваги і недоліки.
6. Відзначте основні напрямки у розробці прогнозу суховійно-посушливих явищ.

4 ПРОГНОЗ ЗАТРИМУЮЧИХ ШАРІВ ПОВІТРЯ

4.1 Загальні відомості про інверсії температури

Якість атмосферного повітря є одним з найважливіших чинників, що забезпечують життєдіяльність людини, тому що забруднення атмосфери значно та постійно негативно впливає на суспільне здоров’я і стан навколишнього середовища. При розв’язанні проблеми захисту атмосфери від забруднення зростає значення метеорологічної науки, оскільки досить часто катастрофічні екологічні ситуації безпосередньо пов'язані з реальними метеорологічними умовами. Вміст забруднюючих речовин в атмосферному повітрі визначають такі метеорологічні умови: швидкість і напрямок вітру, характер стратифікації атмосфери, випадання сильних опадів, тумани тощо.

Однією з необхідних умов виникнення високих концентрацій домішок є формування ситуації застою повітря, тобто сполучення інверсійної стратифікації і слабкого вітру, а також відсутність опадів.

Інверсія температури повітря - це результат фізичного процесу, який характеризується підвищенням температури з висотою замість звичайного зниження, що зумовлює зміни інших важливих метеорологічних величин як у самому шарі інверсії, так і в суміжних шарах [1-6, 8, 10, 12-13, 15, 17-20].

За певних умов нормальний вертикальний градієнт температури змінюється таким чином, що більш холодне повітря спостерігається біля поверхні Землі. Це може відбутися, наприклад, при русі теплої, менш густої повітряної маси над холодним, більш густим шаром. Цей тип інверсії виникає поблизу теплих фронтів, а також в областях океанічного апвеллінгу, наприклад, біля берегів Каліфорнії. При достатній вологості більш холодного шару можливо типове утворення туману під інверсійною "кришкою".

Ясною ніччю при антициклоні холодне повітря може спускатися по схилах і збиратися в долинах, де в результаті температура повітря буде нижче ніж на 100 або 200 м вище. Над холодним шаром буде більш тепле повітря, що, ймовірно, утворить хмару або легкий туман. Температурна інверсія наочно демонструється на прикладі диму від вогнища або труби. Дим буде підніматися вертикально, а потім, коли досягне "шару інверсії", зігнеться горизонтально (рис. 4.1). Якщо ця ситуація створюється в більших масштабах, пил і бруд (смог), які піднімаються в атмосферу, залишаються там і, накопичуючись, призводять до небезпечного забруднення.

Інверсія опускання - тип інверсії температури, яка може виникнути у вільній атмосфері при опусканні широкого шару повітря і нагріванні його внаслідок адіабатичного стиснення, що звичайно пов'язується із

субтропічними областями високого тиску. Турбулентність може поступово підняти інверсійний шар на більшу висоту й "проколоти" його, в результаті чого утворяться грози і, навіть, (за певних обставин) тропічні циклони.

Рис. 4.1 - Наочні наслідки зимової температурної інверсії [23-25].

При припиненні нормального процесу конвекції відбувається забруднення нижнього шару атмосфери. Це спричиняє проблеми в містах зі значними об'ємами викидів. Інверсійні ефекти часто виникають у таких великих містах, як Мумбаї (Індія), Лос-Анджелес (США), Мехіко (Мексика), Сан-Паулу (Бразилія), Сантьяго (Чилі) і Тегеран (Іран). Невеликі міста, такі як Осло (Норвегія) і Солт-Лейк-Сіті (США), розташовані в долинах пагорбів і гір, також зазнають впливу від замикаючого інверсійного шару. При сильній інверсії забруднення повітря може стати причиною респіраторних захворювань. Великий смог в 1952 році в Лондоні був одним із найбільш серйозних подібних інцидентів - через нього померло більш ніж 10 тисяч людей [22].

Температура повітря по висотах не вказується ні в прогнозах загального користування для населення, ні в спеціалізованих прогнозах погоди для різних галузей народного господарства. Винятком є авіаційні прогнози погоди, в яких дається температура повітря на ешелонах польоту, тобто прогнозуються і затримуючі шари. Основними споживачами прогнозів інверсійних шарів є синоптики, яким температура по висотах потрібна для прогнозу вітру, забруднення повітря, туману, низьких хмар, ожеледі, хуртовини, конвективних явищ тощо.

Вивчення інверсії як фізичного явища представляє значний інтерес для вирішення низки наукових і практичних завдань: побудова моделі граничного шару атмосфери, прикладні завдання будівельної кліматології, авіаційної метеорології, вивчення забруднення атмосфери тощо. Структура граничного шару атмосфери істотно впливає на динаміку атмосфери в цілому, тому що через цей шар здійснюється теплова і динамічна взаємодія та обмін вологою між вільною атмосферою і підстильною поверхнею. Наявність в граничному шарі атмосфери інверсії пригнічує турбулентність, тому вертикальні рухи значно слабшають.

Стійкі шари повітря перешкоджають поширенню кількості руху, тепла, вологи і різноманітних домішок по вертикалі. Під ними накопичується водяна пара, домішки і створюються сприятливі умови для виникнення туману, низької хмарності та підінверсійних опадів. Тому знання про наявність або відсутність інверсії є дуже важливими і дають можливість судити про вірогідність формування тих або інших супутніх явищ - хмарності шаруватих форм, випадання підінверсійних опадів, умов, що сприяють забрудненню атмосфери різними домішками та ін.

4.2 Основні структурні параметри інверсійних шарів

При дослідженні затримуючих шарів використовують такі структурні параметри:

- потужність інверсії або ізотермії – різниця між висотами нижньої та верхньої межи шару підвищення або постійності температури ($\Delta H_{інв}$, м);

- глибина або інтенсивність інверсії – різниця між максимальною і мінімальною температурою в інверсії (ΔT, °C); в ізотерміях $\Delta T = 0$ °C.

Інверсії класифікують як приземні (ПЗ), піднесені (ПП) та висотні (ВС) (висота нижньої межі більше ніж 1500 м). Таку ж класифікацію використовують для ізотермій.

Крім наведених вище характеристик розрізняють:

- основу (нижню межу) шару інверсії, у випадку приземної вона співпадає з поверхнею землі ($\Delta H_{нм}$, м);
- верхню межу шару інверсії ($\Delta H_{вм}$, м);
- стрибок температур в шарі інверсії, тобто різниця температури на верхній та нижній межах шару. Приріст температури в шарі інверсії може досягати 10...15 °C, звичайно - менше.

Приземні інверсії виникають найчастіше над поверхнею ґрунту (снігового чи льодового покриву), вихолодженого нічним випромінюванням, і в таких випадках називаються радіаційними. В приземному шарі розрізняють ще снігові або весняні інверсії.

У вільній атмосфері найчастіше спостерігаються *інверсії осідання (стиснення)*, пов'язані з низхідними рухами повітряних шарів, а також з випромінюванням шару хмар або імли. До цього виду інверсій відноситься в основному *пасатна інверсія*. Крім того, інверсії можуть бути пов'язані з адвекцією теплого повітря на холодну підстильну поверхню (адвективна інверсія), з фронтальною поверхнею (фронтальна), з турбулентністю (турбулентна), з орографією (орографічна).

Фронтальна інверсія температури в атмосфері пов'язана з фронтальною поверхнею, над якою знаходиться повітря більш тепле ніж під нею.

Турбулентна (динамічна) інверсія – це затримуючий шар у вільній атмосфері, обумовлений більшими швидкостями вітру. Внаслідок сильної турбулентності до такого шару залучається повітря із сусідніх шарів. При цьому в його верхній частині виникає низхідний рух, що супроводжується адіабатичним нагрівом, а в нижній – висхідний з адіабатичним охолодженням.

Орографічна інверсія – це по суті радіаційна інверсія, посилена впливом орографії, наприклад, при застої холодного повітря в гірських улоговинах.

Снігова (весняна) інверсія температури виникає в нижніх шарах теплого рухомого повітря навесні над сніговим покривом. Тепло із прилеглого до снігового покриву повітря витрачається на танення снігу, тому повітря в найнижчому шарі значно охолоджується, а у вище розміщених шарах температура змінюється мало, внаслідок чого і виникає інверсія.

Інверсія осідання (стиснення) у вільній атмосфері (особливо часто в нижніх двох км, але також і на вище розміщених рівнях) формується в

результаті повільного низхідного руху (опускання, осідання) та розтікання повітряних шарів. При стійкій стратифікації шару його низхідні рухи та стиснення призводять до збільшення стійкості та можуть, в результаті, змінити в ньому нормальне падіння температури з висотою на інверсійне зростання, яке супроводжується зменшенням відносної вологості, оскільки нагрівання низхідного повітря призводить до віддалення його від насичення. Цей вид інверсій спостерігається в антициклонах, особливо в стійких (блокуючих, стаціонарних), де низхідні рухи повітря набувають сильного розвитку.

Інверсія осідання може розповсюджуватися над великою територією, причому на периферіях антициклону шар інверсії поступово знижується, однак, дуже рідко досягає поверхні землі. Нерідко спостерігається декілька інверсійних шарів, розташованих один над іншим, причому особливо часті інверсії осідання в граничному шарі атмосфери. Під шаром інверсії утворюються хмари, що пов’язано з перенесенням водяної пари знизу шляхом турбулентності, радіаційним вихолодженням повітря та з виникненням хвиль на поверхні інверсії. Це хмари хвильових форм: шаруваті (St), шарувато-купчасті (Sc), висококупчасті (Ac), а у верхній тропосфері – перисто–купчасті (Cc). Під шаром інверсії можливий розвиток стійких туманів (високий радіаційний туман). Цей шар є затримуючим для динамічної турбулентності та конвекції, тому хмари в глибину нього звичайно не проникають і умови польоту над інверсією більш спокійні ніж під нею. Теоретичні дослідження показали, що хмари є не стільки наслідком, скільки причиною формування інверсії осідання: при низхідних рухах температура повітря над хмарою збільшується сухоадіабатично, тобто значно повільніше.

Щоб закінчити цей розділ, коротко зупинимося ще на двох видах інверсій. *Інверсія тертя* на верхній межі ГША виникає внаслідок інтенсивного турбулентного обміну в цьому шарі, обмін створює градієнт температури, близький до адіабатичного, і стрибок температури на рівні тертя. *Інверсія тропопаузи* спостерігається часто, але не завжди в шарі тропопаузи при переході від тропосфери до стратосфери.

4.3 Вплив інверсійного розподілу температури на утворення підвищеного рівня забруднення повітря

Як відомо з [1, 2, 4-8, 12, 13, 16, 17, 19, 22], до різкого зростання концентрацій шкідливих речовин у приземному шарі атмосфери призводять несприятливі метеорологічні умови. В цей час установлено, що між рівнями забруднення атмосферного повітря й кліматичними факторами існує певний зв'язок. На ступінь та інтенсивність забруднення повітряного басейну впливають рельєф місцевості, напрямок і швидкість

вітру, вологість, кількість, інтенсивність і тривалість опадів, циркуляція повітряних потоків, інверсії тощо. Зокрема, при інверсії утрудняється вертикальний повітрообмін. В умовах інверсій велике значення мають характеристики джерел забруднення (високі або низькі, теплі або холодні та ін.) і об'єми їхніх викидів. Якщо шар інверсії розташовується над джерелом, то він, як правило, утрудняє підйом газів, що відходять, і сприяє їхньому накопиченню в приземному шарі. При розташуванні шару інверсії нижче рівня викиду, імовірність забруднення приземного шару повітря різко зменшується. Встановлено, що при наявності інверсії рівень концентрації домішок у приземному шарі буде на 10…60% більше, ніж при її відсутності [1, 2, 5 та ін.]. Для низьких джерел при швидкостях вітру 0…1 м/с концентрації домішок у приземному шарі будуть на 30…70% вище, ніж при більших швидкостях. При слабких вітрах і стійкій атмосфері (застої) концентрації домішок у приземному шарі повітря можуть різко зростати.

В окремі періоди, несприятливі для розсіювання викидів, концентрації шкідливих речовин можуть різко зрости щодо середнього або фонового міського забруднення. Частота й тривалість періодів високого рівня забруднення атмосферного повітря будуть залежати від режиму викидів шкідливих речовин (разових, аварійних і ін.), а також від характеру й тривалості метеорологічних умов, що сприяють підвищенню концентрації домішок у приземному шарі повітря. Щоб уникнути підвищення рівнів забруднення атмосферного повітря при несприятливих для розсіювання шкідливих речовин метеорологічних умовах необхідно прогнозувати й ураховувати ці умови. На цей час установлені фактори, які визначають зміну концентрацій шкідливих речовин в атмосферному повітрі при зміні метеорологічних умов.

Звичайно виділяються три основних типи джерел забруднення: високі з гарячими (теплими) викидами, високі з холодними викидами, низькі. Для зазначених типів джерел викидів аномально несприятливі умови розсіювання домішок наведені в табл. 4.1 [5].

На доповнення комплексу несприятливих метеорологічних умов (табл. 4.1) можна додати такі:

Для високих джерел з гарячими (теплими) викидами:

а) висота шару перемішування менше 500 м, але більше ефективної висоти джерела; швидкість вітру на висоті джерела близька до небезпечної швидкості вітру;

б) наявність туману і швидкість вітру більше 2 $м \cdot с^{-1}$.

Для високих джерел з холодними викидами: наявність туману й штиль.

Для низьких джерел викидів: сполучення штилю й приземної інверсії. Варто також мати на увазі, що при переносі домішок у райони

щільної забудови або в умовах складного рельєфу концентрації можуть підвищуватися в декілька разів.

Таблиця 4.1 - Комплекси несприятливих метеорологічних умов для джерел різних типів

Тип джерела	Тип стратифікації нижнього шару атмосфери	Швидкість вітру ($м \cdot с^{-1}$) на рівні		Тип інверсій, висота над джерелом викиду, м
		флюгера	викиду	
високі з гарячими викидами	нестійка	3-7	7-12	ПП, 100-200
високі з холодними викидами	нестійка	штиль	3-5	ПП, 10-200
низькі	стійка	штиль	штиль	ПЗ, 2-50

В останнім десятиріччі XX століття середня тривалість процесів, що спричиняють зростання забруднення повітря над територією України та Європейської частиною Росії, в три рази перевищувала відповідну характеристику для процесів, при яких рівень забруднення залишався зниженим [5-9, 11-13, 16].

Розглянемо вплив інверсійного розподілу температури на утворення рівня забруднення повітря на прикладі Одеської області. Територія Одеської області відноситься до районів з інтенсивним антропогенним навантаженням на природне середовище [1, 2, 6-9, 14-16]. Розвинена мережа автомобільних доріг, наявність промислових підприємств обумовлює надходження в атмосферу різних домішок. Необхідно відзначити той факт, що, з одного боку, Одеса є великим портовим, промисловим містом України, а з іншого - одним із курортно–туристичних центрів України. Перше формує значне техногенне навантаження на повітряний басейн, а друге - високі вимоги до якості атмосферного повітря. Згідно з концепцією „Програми комплексного соціально-економічного розвитку м. Одеси на 2005-2015 роки” [16] передбачається збільшення випуску продукції у нафтохімічній, машинобудівній та харчовій галузях. Наслідком цього буде зростання кількості викидів забруднюючих речовин. Також погіршенню стану повітря буде сприяти подальше збільшення кількості автотранспортних засобів у місті. Тобто передбачається посилення антропогенного навантаження на повітря над містом, якщо не розпочати здійснення відповідних заходів. Концепція охорони атмосферного повітря у місті Одеса розробляється з метою визначення головних природоохоронних заходів, запровадження яких буде сприяти покращенню стану атмосферного повітря.

Повторюваність та параметри затримуючих шарів над Одесою. З точки зору впливу інверсій на забруднення атмосфери досить важливими є

відомості про типи інверсій (приземна, піднесена), їх повторюваності, характеристики, до яких відносяться: висота нижньої межі, вертикальна потужність, глибина або інтенсивність.

Для характеристики режиму формування інверсійних шарів представимо результати [8, 12, 13] його дослідження над Одесою у період 1981-1990 рр., виконаного в Одеському державному екологічному університеті. Вказаний період обрано у зв'язку з високою якістю вихідної інформації – триразове радіозондування (00, 06 і 12 ВСЧ) у порівнянні з подальшими роками (з 1993 р. лише 00 ВСЧ). Якщо при одному підйомі радіозонда виявлялося декілька шарів з піднесеною інверсією, то враховувався тільки один - найнижчій, а також, якщо за шаром інверсії слідував шар ізотермії, то обидва шари розглядалися як один.

Повторюваність інверсій над Одесою у 80-ті роки підвищувалась у холодне півріччя (січень, жовтень). Так, у січні за 10 років зареєстровано 238 випадків наявності затримуючих шарів в строк 00 ВСЧ, тобто 95% з 252 спостережень, в 06 ВСЧ - 93 випадки з 97 спостережень, тобто 96%. Вдень (12 ВСЧ) виявляється 238 випадків з наявністю інверсії, що складає 89% від загального числа зондувань в цей строк (табл. 4.2). За весь період дослідження (1981-1990 рр.) повторюваність піднесених інверсій набагато більша, ніж змішаних і приземних. Найбільша повторюваність піднесених інверсій спостерігалась у денний строк взимку – 82%, а влітку вона зменшилась до 48% [8]. Потужність приземних інверсій в січні помітно змінювалась - від 180 до 410 м, найменш потужні інверсії формувались вдень (12 ВСЧ). Середня глибина приземних інверсій за вказаний період в 00 ВСЧ становить 3,0, максимальна – вранці – 3,8, а мінімальна - вдень – 0,7 °С.

У квітні в 00 ВСЧ зареєстровано 212 випадків інверсій (84%), в строк 06 ВСЧ - 94 випадки (81%), в 12 ВСЧ - 187 випадків (74%). Середня повторюваність піднесених інверсій більше приземних і змішаних у всі строки: вночі їх спостерігається 41% випадків, а приземних і змішаних - 23 і 19% відповідно; вранці – 63, 15 і 3 відповідно, вдень – 64, 7 і 3% (табл. 4.2). Вночі повторюваність приземних інверсій у річному ході коливається від 4 до 43%, вранці - від 4 до 28%; вдень - від 4 до 14%. Можлива повна відсутність приземних інверсій у квітні в деякі роки, як, наприклад, 1982 і 1988 рр. Середня потужність приземних інверсій за цей період максимальна в ранкові години - 402, мінімальна - в денні - 221 м. Середня глибина інверсій за цей період вночі, вранці і вдень становить 2,5, 3,6 і 1,5 °С відповідно.

У липні зареєстровано 213 випадків наявності затримуючих шарів з 238 спостережень в строк 00 ВСЧ, тобто 89%. Вранці і вдень (06 і 12 ВСЧ) зареєстровано 52 і 125 випадків наявності інверсій з 81 і 230 спостережень, тобто 64 та 54%.

Таблиця 4.2 - Повторюваність (ч.в., %) інверсій і середні значення потужності (ΔH, км) та інтенсивності (ΔT, °C) інверсій над Одесою в період 1981-1990 рр. [8]

Місяць	Строк ВСЧ	Тип інверсії								Відсутність		Кількість р/з
		приземна				змішана		піднесена				
		ч.в	%	ΔH	ΔT	ч.в	%	ч.в	%	ч.в	%	ч.в
I	00	26	11	0,33	3,0	44	18	168	66	14	51	252
	06	17	18	0,41	3,7	5	5	71	73	4	4	97
	12	7	3	0,18	0,7	12	5	219	82	28	11	266
IV	00	59	23	0,26	2,5	50	19	103	41	41	16	253
	06	17	15	0,40	3,6	4	3	73	63	22	19	116
	12	18	7	0,22	1,5	9	3	160	64	63	26	250
VII	00	107	45	0,29	1,9	49	21	57	24	55	23	238
	06	5	6	0,29	1,0	1	1	46	57	29	36	81
	12	12	5	0,25	2,0	2	1	111	48	131	57	230
X	00	30	13	0,32	2,4	56	24	116	50	32	14	230
	06	6	5	0,31	2,0	12	10	84	71	15	13	118
	12	5	2	0,50	0,6	2	1	163	77	42	20	212

В цілому, вночі повторюваність приземних інверсій більша, ніж піднесених (45 та 24% відповідно), вранці і вдень навпаки (5 та 48% відповідно). Така закономірність пояснюється переважанням літом антициклонального типу погоди, коли вночі створюються умови для виникнення приземних інверсій, які мають радіаційний характер. До ранку вони руйнуються біля поверхні землі, переходять в піднесені і максимуму досягають до ранкового строку (06 ВСЧ), а до 12 ВСЧ руйнується і багато піднесених інверсій. Потужність приземних інверсій у липні з року в рік (1981-1990 рр.) значно змінювалась - від 230 до 360 м в 00 ВСЧ, при середньому значенні потужності за цей період 290 м. Вранці середнє значення потужності дорівнювало 290 м, змінюючись від 230 до 320 м. Вдень коливання потужності більші: від 110 до 410 м, при середньому значенні за розглянутий період 250 м. Відсутність інверсій спостерігається в 23…57% випадків. Тут слід відмітити, що, хоча протягом цього періоду потужність інверсій значно змінювалась, проте, середні значення були близькими за величиною. Глибина інверсій також не залишалась постійною.

У жовтні зареєстровано 202 випадки наявності інверсій з 230 спостережень в строк 00 ВСЧ, тобто 88%. Вранці повторюваність досягала 86%, а вдень знижувалась до 80%. Частка безінверсійного стану атмосфери в жовтні значно зменшувалась у порівнянні з липнем і становила від 14 до

20%. У порівнянні з літом в осінній період дещо знижувалась повторюваність приземних інверсій та збільшувались змішані та піднесені затримуючі шари.

Таким чином, повторюваність і статистичні характеристики інверсій мають чітко виражені сезонні особливості, обумовлені циркуляційними і фізико-географічними умовами, врахування яких при виборі потенційних предикторів, мабуть, дозволить найчіткіше визначити специфіку формування затримуючих шарів над Одесою і відобразити її в прогностичних рівняннях.

4.4 Методи прогнозу затримуючих шарів повітря

Загальна характеристика синоптичних умов формування інверсій. Розробці фізико-статистичного методу прогнозу будь-якої метеорологічної величини або явища погоди завжди повинен передувати аналіз умов їх виникнення, щоб об'єктивно оцінити головні риси причинно-наслідкових зв'язків і відобразити їх в структурі та змісті регресійної і прогностичної моделі. В методиці локального прогнозу, відповідно до мети роботи, необхідно виявити ефекти взаємодії процесів макро- і мезомасштабів, що обумовлюють механізм формування тієї або іншої метеорологічної величини.

Особливу роль синоптична ситуація відіграє при формуванні інверсій [4-8, 15, 18]. Так, наприклад, при антициклонічній циркуляції, яка характеризується в загальному випадку послабленою швидкістю вітру, низхідними вертикальними рухами і малохмарною погодою, створюються, сприятливі умови для виникнення радіаційних інверсій, особливо вночі.

Тип синоптичного процесу визначається за фактичною приземною картою або прогнозується за картами майбутнього приземного поля тиску завчасністю 24 і 36 год. Як показали дослідження [4, 7, 24], предиктор, який характеризує тип синоптичної ситуації, має найбільший ваговий внесок в регресійних формулах при прогнозі метеорологічних умов забруднення (МУЗ) за комплексними показниками. Треба мати на увазі, що забруднення атмосфери відбувається не одразу після того, як склалися несприятливі метеорологічні та синоптичні умови. Спочатку домішки накопичуються в нижніх шарах повітря, тому треба також ураховувати тривалість збереження несприятливих умов.

Для аналізу синоптичних умов, які сприяють утворенню інверсій температури над північно-західним узбережжям Чорного моря, використовувались типи синоптичних процесів, представлені у розділі 1.3. Для кожного типу та підтипу процесів підрахована кількість інверсій за 00 і 12 ВСЧ, далі визначена повторюваність інверсій різних типів (табл. 4.3).

Для зими і весни, в цілому, характерна досить часта зміна процесів. Переважають периферійні процеси, причому взимку частіше спостерігався

західний та північно-західний перенос, а навесні – східний. Дуже часто через район дослідження переміщалися улоговини з фронтами. Влітку і, особливо, восени помітно переважав антициклонічний тип погоди. Причому, ці типи синоптичних процесів відрізняються найбільшою тривалістю, що значно збільшує вагу поля підвищеного тиску в циркуляції липня та жовтня. Малоградієнтні та розмиті поля тиску визначені як другий за повторюваністю тип.

Взимку інверсії спостерігалися часто і формувалися при всіх типах антициклонічної циркуляції. Переважали піднесені інверсії – 93…97% в строк 12 ВСЧ, приземних інверсій виникало значно менше і створювалися вони, як правило, в нічні години (13…17% випадків) [8]. Найбільш сприятливий для утворення всіх типів інверсій взимку тип 2.1 – переміщення улоговин з заходу (18…19% випадків).

Навесні інверсії найчастіше утворювалися при підтипі 2.1 і периферійних процесах: західному і східному переносах – 13…18 і 13% випадків відповідно. Дещо менше (тип 3.2) формування затримуючих шарів відбувалося при гребенях, орієнтованих зі сходу, та в центральних частинах антициклону. Найрідше весною інверсії виявлялися в передніх частинах антициклону та гребенях, орієнтованих із заходу (тип 3.1), причому ці інверсії завжди піднесені. Причиною такого відносно нечастого формування інверсій при даному типі циркуляції може бути значне затікання холоду в передніх частинах антициклону та гребенів.

Влітку та восени інверсії найчастіше спостерігалися в антициклонічних полях (типи 3.1 і 3.2), причому в обидва строки дослідження (табл. 4.3), а також в слабковиявлених баричних полях. В ці сезони зростало число приземних та змішаних інверсій, які формувалися переважно вночі. Піднесені інверсії, за аналогією з січнем та липнем, частіше утворювались вдень. Влітку денні піднесені інверсії над Одесою існували не тільки за рахунок руйнування знизу нічної піднесеної інверсії. В безхмарні дні зі слабким вітром при невеликих баричних градієнтах (< 1,5 гПа/111 км) вони мали бризову природу. Тому така висока повторюваність піднесених інверсій вдень в центральних областях антициклону [8]. Влітку відносно рідко інверсії виникали в циклонічних полях, а восени – на периферіях баричних утворень.

Таким чином, для формування інверсій всіх типів незалежно від строку зондування найбільш сприятливими є антициклонічні поля (особливо їх центральні частини) і гребені. Оскільки вказаний тип погоди у Причорномор’ї переважає протягом року, то стає зрозумілим дуже значна кількість інверсій за період дослідження. Отже особливості циркуляції атмосфери над Одесою сприяють утворенню та збереженню затримуючих шарів.

Таблиця 4.3 - Повторюваність (ч. вип. / %) типів (підтипів) синоптичних процесів при наявності інверсій температури над Одесою в період 1981-1990 рр.

Типи і підтипи синоптичних процесів	Строк, ВСЧ	Місяці							
		січень		квітень		липень		жовтень	
		ч.вип.	%	ч.вип.	%	ч.вип.	%	ч.вип	%
1. Периферійні процеси	00	63	29	54	32	23	20	35	19
	12	58	26	45	34	4	8	41	27
1.1	00	12	6	27	16	9	8	14	8
	12	13	5	24	18	1	2	21	14
1.2	00	37	17	4	2	7	6	13	7
	12	30	14	4	3	1	2	11	7
1.3	00	14	6	23	14	7	6	8	4
	12	15	7	17	13	2	4	9	6
2. Циклонічна циркуляція	00	64	31	64	38	23	20	28	5
	12	59	30	45	34	17	33	17	11
2.1	00	41	19	39	23	2	2	0	0
	12	36	17	23	18	0	0	0	0
2.2	00	9	4	11	7	4	3	17	8
	12	10	5	7	5	5	10	8	5
2.3	00	14	8	14	8	17	15	14	7
	12	13	7	15	11	12	23	9	6
3.Антициклоніч-на циркуляція	00	62	29	35	20	42	35	77	43
	12	65	32	30	22	21	41	66	42
3.1	00	31	15	8	5	31	27	18	10
	12	37	18	6	4	12	23	13	9
3.2	00	12	5	13	7	5	3	22	13
	12	14	7	13	10	3	6	21	14
3.3	00	19	9	14	8	6	5	37	20
	12	14	7	11	8	6	12	28	19
4. Слабовиявлені баричні поля	00	23	11	17	10	29	25	41	23
	12	24	12	13	10	9	18	30	20
Загальна кількість	00	212	100	170	100	117	100	181	100
	12	206	100	133	100	51	100	154	100

Альтернативний метод прогнозу інверсій температури над Одесою має перевагу відносно гідродинамічних методів через можливість при його застосуванні враховувати більшу кількість предикторів, в тому числі

таких, які можна описати лише якісно. Він дозволяє також об'єктивним шляхом оцінити сутність впливу окремих факторів та їх комплексу на досліджуване явище, тобто у даному випадку виявлена емпірико-статистична залежність між наявністю інверсії та різними предикторами методом дискримінантного аналізу. За результатами розрахунків дискримінантних функцій та виходячи з фізичних міркувань, сформовано перелік 18 потенційних предикторів, які впливають на утворення затримуючих шарів:

1. ΔP_0 – лапласіан тиску біля поверхні землі (гПа) для визначення характеру приземного баричного поля ($\Delta P_0 > 0$ – циклонічний, $\Delta P_0 < 0$ - антициклонічний) та для врахування знаку вертикальних рухів;

2. $(\partial T/\partial n)_{850}$ – горизонтальний градієнт температури на рівні 850 гПа для врахування бароклінності граничного шару атмосфери (°С/111 км);

3. $\bar{\gamma}$ – середній вертикальний градієнт температури в шарі 0…500 м (°С/100 м);

4. V_0 і V_{925} – швидкість вітру (м·с$^{-1}$) біля поверхні землі і на рівні 925 гПа;

5. dd_0 і dd_{925} – напрямок вітру (град) біля поверхні землі і на рівні 925 гПа;

6. dd_0 - dd_{925} – різниця між напрямками вітру (град) біля поверхні землі і на рівні 925 гПа;

7. $(\Delta T_{а\ зем})_{24}$ – адвекція температури повітря біля поверхні землі за 24 год (°С/24 год);

8. $(\Delta T_{а\ 850})_{24}$ - адвекція температури на рівні 850 гПа за 24 год (°С/24 год);

9. $(\Delta T_{а\ зем})_{12}$ – адвекція температури біля поверхні землі за 12 год (°С/12 год);

10. $(\Delta T_{а\ 850})_{12}$ - адвекція температури на рівні 850 гПа за 12 год (°С/12 год);

11. T_{00} - T_{18} – різниця між фактичними приземними температурами повітря у строки 00 ВСЧ поточного дня і 18 ВСЧ попереднього – для врахування нічного ходу температури (°С);

12. T_{max} - T_{00} – різниця між прогностичною максимальною температурою повітря на день і фактичною температурою за 00 ВСЧ (°С);

13. T_{min} - T_{18} – різниця між прогностичною мінімальною температурою повітря на ніч, передуючу цьому дню, і фактичною температурою за 18 ВСЧ (°С);

14. T_{max} і T_{min} – максимальна та мінімальна температури повітря біля поверхні землі (°С);

15. U_{850} – U_0 – параметр, який характеризує зміну відносної вологості у граничному шарі атмосфери за добу (%).

Предиктори ΔP_0 і $(\partial T/\partial n)_{850}$ розраховуються за прогностичними картами з завчасністю 24 год, а предиктори $\bar{\gamma}$, V_0, V_{925}, dd_0, dd_{925}, $(U_{850} – U_0)$ - за даними радіозондування над Одесою за строк 00 ВСЧ.

Середній вертикальний градієнт температури в шарі 0…500 м характеризує ступінь стійкості нижнього шару атмосфери, або інакше,

підготовленості його для формування, збереження або руйнування інверсії. Зміни температури повітря біля поверхні землі за час нічного охолодження або денного прогрівання повітря в приземному шарі, які сприяють утворенню або ліквідації затримуючого шару, враховуються 10…12 предикторами. Сукупність предикторів повинна повніше описувати вихідний стан атмосфери, тому необхідно обрати тільки основні, найбільш фізично обґрунтовані і достатньо сильно пов'язані з предиктантом, оскільки збільшення числа предикторів може зменшувати прогностичну ефективність методу.

Перед побудовою дискримінантних функцій проведено вибір найбільш інформативних предикторів за параметром Махалонобіса (Δ^2). Таким чином до кінцевого списку увійшли 14 предикторів, які використовувалися при побудові всіх дискримінатних функцій незалежно від типу інверсій, сезону, синоптичної ситуації і завчасності прогнозу.

Дискримінантні функції (4.1) – (4.4), отримані для прогнозу наявності інверсій над Одесою із завчасністю 24 год в залежності від сезону, мають вигляд:

Січень:

$$F = 3{,}2\cdot10^{-5}(\Delta Ta_{зем})_{24} - 2{,}6\cdot10^{-4}(\Delta Ta_{зем})_{12} + 3{,}6\cdot10^{-4}V_0 - 1{,}4\cdot10^{-4}\bar{\gamma} + 5{,}2\cdot10^{-4}; \quad (4.1)$$

Квітень:

$$F = 3{,}06\cdot10^{-5}\bar{\gamma} - 2{,}6\cdot10^{-5}(U_{850} - U_0) + 2{,}6\cdot10^{-5}(\Delta Ta_{зем})_{12} - 1{,}4\cdot10^{-5}; \quad (4.2)$$

Липень:

$$F = -7{,}3\cdot10^{-3}(\Delta Ta_{зем})_{24} + 3{,}32\cdot10^{-2}(\Delta Ta_{850})_{24} - 2{,}6\cdot10^{-3}(T_{00} - T_{18}) - 7{,}5\cdot10^{-2}; \quad (4.3)$$

Жовтень:

$$F = -6{,}6\cdot10^{-5}T_{min} - 0{,}28\cdot10^{-3}\Delta P_0 + 1{,}5\cdot10^{-3}(\Delta Ta_{зем})_{12} - 2{,}76\cdot10^{-4}(\Delta Ta_{850})_{24} - 6{,}47\cdot10^{-5}, \quad (4.4)$$

де, якщо $F > 0$, то прогнозується інверсія, а якщо $F < 0$, очікується її відсутність.

Для прогнозу типу інверсії над Одесою з завчасністю 24 год слід використовувати такі дискримінантні функції:

Січень:

$$F = -1{,}07\cdot10^{-4}\Delta P_0 + 8{,}85\cdot10^{-4}(\partial T/\partial n)_{850} - 5{,}11\cdot10^{-4}(\Delta Ta_{зем})_{24} - 2{,}61\cdot10^{-4}; \quad (4.5)$$

Квітень:

$$F = 0{,}80\cdot10^{-5}\Delta P_0 + 0{,}90\cdot10^{-5}(\Delta Ta_{850})_{24} - 0{,}12\cdot10^{-5}; \quad (4.6)$$

Липень:

$$F = 1{,}80\cdot10^{-2}(\Delta Ta_{зем})_{24} - 1{,}89\cdot10^{-2}(T_{min} - T_{18}) - 7{,}64\cdot10^{-2}; \quad (4.7)$$

Жовтень:

$$F = -1{,}39\cdot10^{-4}V_0 + 4{,}55\cdot10^{-4}(\partial T/\partial n)_{850} - 3{,}15\cdot10^{-4}(\Delta Ta_{850})_{12} - 2{,}36\cdot10^{-5}, \quad (4.8)$$

де, якщо $F > 0$, то у найближчі 24 год прогнозується наявність приземної або змішаної інверсії, а якщо $F < 0$, то піднесеної.

З метою вдосконалення прогностичних можливостей альтернативного методу отримані дискримінантні рівняння (4.9) і (4.10) з урахуванням типу синоптичного процесу, при якому формується затримуючий шар. Так, для прогнозу наявності інверсій в квітні при циклонічному полі (підтип 2.1) і при наявності периферійних процесів (тип 1) використовують формули:

$$F = -1{,}26\cdot10^{-4}(U_{850} - U_0) + 1{,}30\cdot10^{-4}\,\Delta P_0 - 1{,}79\cdot10^{-5}; \qquad (4.9)$$

$$F = 1{,}44\cdot10^{-4}\,T_0 - 1{,}42\cdot10^{-4}\,\Delta P_0 - 3{,}50\cdot10^{-5}, \qquad (4.10)$$

де, якщо $F > 0$, то прогнозується інверсія, а якщо $F < 0$, то її відсутність. Перевірка цих прогностичних рівнянь підтвердила поліпшення прогнозу відсутності інверсій у вказаних синоптичних ситуаціях.

Ефективність альтернативного методу прогнозу інверсій випробувана на залежному (січень, квітень 1981-1990 рр.) та незалежному (липень, жовтень 1991-1992 рр.) матеріалі. Одержані результати свідчать про те, що ефективність пропонованого методу знаходиться на рівні сучасних регіональних прогнозів інверсій (метод Гідрометцентру Росії).

Як висновок сформулюємо загальні рекомендації щодо застосування цього методу:

1. Запропонований метод можна використовувати при прогнозі на 24 години протягом всіх сезонів незалежно від типу інверсій.

2. При альтернативному прогнозі типу інверсії доцільно застосовувати дані про їх повторюваність в залежності від сезону. Це надає можливості практично перейти до ймовірнісного прогнозу типу інверсій та їх параметрів (ΔH, ΔT, $\bar{\gamma}$).

3. Процедурі прогнозу інверсій за цим методом повинна передувати оцінка макросиноптичної ситуації, тому що у випадку різко виражених активних фронтів і значної адвекції в ГША (більше 3…5 °С/12 год) розрахунок за дискримінантними функціями не виконується.

Прогноз зимових інверсій за методом Галахової Г.А. і Таран І.З. Метод альтернативного прогнозу наявності та виду інверсій температури повітря у граничному шарі атмосфери із завчасністю 12 і 24 години розроблений для зимового періоду у Російському Гідрометцентрі в 1987 р. Галаховою Г.А. і Таран І.З. на основі методів дискримінантного аналізу і покрокової лінійної регресії [3, 21].

Початковою інформацією для складання прогнозу є прогностичні поля приземного тиску, температури повітря і дефіциту точки роси на основних ізобаричних поверхнях від поверхні землі до рівня 850 гПа.

Для прогнозу наявності і виду інверсії використовуються дискримінантні функції:

$$L_1 = 0{,}04K - 0{,}018\,(T_{H0} - T_{H9}) + 0{,}037\,U_0 + 0{,}001\tau - 0{,}001\,D_{925} - 0{,}306; \quad (4.11)$$

$$L_2 = -\,0{,}072U_0 - 0{,}023(T_{H0} - T_{H9}) + 0{,}04\Delta T_0 - 0{,}007\,\mathrm{GRAD}\,H_{850} + 0{,}001\tau + 0{,}406,$$

де К – коефіцієнт, який враховує характер баричного поля

(К = 10 при $\Delta P < -5$; К = 5 при $-5 \le \Delta P \le 5$; К = 0 при $\Delta P > 5$);

ΔP – лапласіан тиску біля поверхні землі; T_{H0} і T_{H9} – температура біля земної поверхні та на рівні 925 гПа, ºС; U_0 – швидкість вітру біля земної поверхні, м·с$^{-1}$; τ – упорядковані вертикальні рухи на рівні 850 гПа, розраховані за методом Дюбюка; D_{925} – напрямок вітру на рівні 925 гПа; ΔT_0 – лапласіан температури повітря біля земної поверхні; GRAD H_{850} - горизонтальний градієнт геопотенціалу на 850 гПа, дам/км.

Правило прийняття рішення про наявність і вид інверсій:

$L_1 < 0$ - інверсія не очікується,

$L_1 \ge 0$ - розраховується L_2.

$L_2 < 0$ - очікується піднесена інверсія,

$L_2 \ge 0$ - очікується приземна інверсія.

Оперативні дослідження проводилися в лабораторії випробування і оцінки методів прогнозів Гідрометцентру Росії в холодні періоди 1987 і 1988 рр. і показали перевагу методичних прогнозів наявності і виду інверсій над інерційними прогнозами інверсій. Справджуваність прогнозів наявності інверсії із завчасністю 12 і 24 години становила відповідно 96 і 92%, при цьому спільна справджуваність виявилася вельми невеликою (49 і 57%). Проте критерій точності Обухова А.М., рівний 0,27…0,30, свідчить про практичну значущість цих прогнозів. Підтвердженням тому є перевага успішності методичних прогнозів наявності інверсій над аналогічними інерційними прогнозами на 8…16%. Методичні прогнози приземних інверсій при завчасності 12 годин мали справджуваність 70%, що на 3% перевищувало її для інерційних прогнозів. Успішність прогнозів піднесених інверсій при цій завчасності була на рівні інерційних прогнозів, хоча становила 92%.

При завчасності 24 години методичні прогнози приземних інверсій справджувалися у 82% випадків, що перевищувало якість інерційних прогнозів на 20%. Методичні прогнози піднесених інверсій на 24 години при справджуваності 77% перевищили справджуваність аналогічних інерційних прогнозів на 5%, що дозволяє рекомендувати використання запропонованого методу в оперативній практиці для прогнозу наявності і виду інверсій із завчасністю до 24 годин [21].

Література

1. Безуглая Э.Ю. Метеорологический потенциал и климатические особенности загрязнения городов. - Л.: Гидрометеоиздат, 1980. – 184 с.

2. Безуглая Э.Ю., Сонькин Л.Р. Влияние метеорологических условий на загрязнение воздуха в городах Советского Союза. - В кн.: Метеорологические аспекты загрязнения атмосферы. - Л.: Гидрометеоиздат, 1971. - С. 241-252.

3. Галахова Г.А., Таран И.З. Альтернативный метод прогноза зимних инверсий температуры методом дискриминантного анализа // Труды ГМЦ СССР. – 1987. - Вып. 228. - С. 55-64.

4. Горошко В.В. Некоторые особенности распространения вредных примесей от высоких источников в зависимости от синоптико-метеорологических факторов // Труды ГГО. – 1968. - Вып. 207. - С. 69-75.

5. Григорьев Г.Н., Крымская О.В., Лебедева М.Г. (БелГУ, Белгород) Метеорологические аспекты загрязнения атмосферного воздуха в крупных городах ЦЧР и особенно в Белгороде. - http://conf.bstu.ru/articles/list.

6. Івус Г.П. Практикум зі спеціалізованих прогнозів погоди. - Одеса: Екологія, 2007. – 322 с.

7. Івус Г.П., Семергей-Чумаченко А.Б. Зв'язок струменевих течій нижніх рівнів над Одесою з слабким вітром біля поверхні землі: У зб.: «Аеросиноптичні умови виникнення слабкого вітру та інверсій в районі м. Одеса та методи їх прогнозування». – К.: Держкомгідромет, 1998. – С. 10–11.

8. Івус Г.П. Умови утворення та прогноз слабкого вітру біля поверхні землі і інверсій температури в районі Одеси. – К.: НМК з гідрометеорології Міносвіти України, 1998. – 112 с.

9. Ивус Г.П., Агайар Э.В., Ешану А.Е. Особенности температурно-ветрового режима в районе Одессы на рубеже XXI века // Причорноморський екологічний бюлетень. – 2007. - № 2 (24). – С. 181-190.

10. Ивус Г.П., Кивганов А.Ф., Тимофеев В.Е. Струйные течения нижних уровней атмосферы: учебное пособие. - К.: УМК ВО при Минвузе УССР, 1991. – 49 с.

11. Ивус Г.П., Семергей-Чумаченко А.Б. К вопросу о струйных течениях нижних уровней над Одессой // Метеорология, климатология и гидрология. – 1998. - Вып. 35. – С. 121-129.

12. Ивус Г.П., Семергей-Чумаченко А.Б. Некоторые параметры аномальных метеорологических условий над Причерноморьем // Метеорология, климатология и гидрология. – 1998. - Вып. 35. - С. 113-121.

13. Ивус Г.П., Сокольникова Е.М. К условиям формирования инверсий температуры в осенний период над Молдовой. - Деп. в ГНТБ Украины, N 476. - Ук 94, 9 с.

14. Климат Одессы. Под редакцией Л.К. Смекаловой и Ц.А. Швер. - Л.:Гидрометеоиздат, 1986. – 174 с.

15. Климатические характеристики условий распространения примесей. Справочное пособие. - Л.: Гидрометеоиздат, 1983. - 238 с.

16. Концепція охорони атмосферного повітря у місті Одесі на період до 2010 року. - WWW.Odessa.UA - official site of Odessa city _ Statutory acts _ Resolutions of the City Council.htm.

17. Петренко В.К. Об инверсиях температуры как главной компоненте потенциала загрязнения воздуха в Москве // Труды ВЦГМО. – 1975 - Вып. 4. -С. 82-92.

18. Пономаренко И.Н. К прогнозу приземных и приподнятых инверсий температуры // Труды УкрНИГМИ. – 1974. - Вып. 132. - С. 128-131.

19. Сонькин Л.Р., Денисова Т.Н. Метеорологические условия формирования интенсивного загрязнения воздуха в городах // Труды ГГО. – 1969. - Вып. 238. - С. 33-41.

20. Ярин Ю.Н. Результаты испытаний метода альтернативного прогноза наличия и вида инверсии температуры воздуха в пограничном слое атмосферы с заблаговременностью 12 и 24 часа в холодный период года в Москве. Информ. сборн. № 18. - Л.: Гидрометеоиздат, 1989. - С. 19-24.

21. http://method.hydromet.ru/methods/methods.html

22. http://ru.wikipedia.org

23. http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/b/b9/SmokeCeilingInLochcarron.jpg.

24. http://ru.wikipedia.org/wiki/%D0%A4%D0%B0%D0%B9%D0%BB:Sha1993_smog_wkpd.jpg.

25. http://en.wikipedia.org/wiki/File:Bratislava_Temperature_inversion1_2005-Nov-11.jpg.

Контрольні запитання

1. Як описано в науковій літературі режим затримуючих шарів над Північним Причорномор’ям?
2. Які основні структурні параметри інверсій використовують?
3. Чому наявність інверсії сприяє туманоутворенню?
4. Як стратифіковано повітря під час існування затримуючого шару?
5. Який напрямок мають вертикальні рухи в інверсійному шарі?
6. Чи можливо формування хмар під інверсією?
7. Чим відрізняється ізотермія від інверсії?
8. При якій синоптичній ситуації найімовірніше виникають інверсії осідання?
9. Чим обумовлено формування динамічної інверсії та внаслідок чого виникає інверсія тертя?
10. Чому наявність затримуючих шарів призводить до зростання концентрацій шкідливих речовин у приземному шарі атмосфери?
11. Який тип добового ходу характерний для інверсій температури над Одесою?
12. Чим обумовлені сезонні особливості формування інверсій?

5 ПРОГНОЗ ФОНОВОГО ЗАБРУДНЕННЯ АТМОСФЕРИ

5.1 Основні споживачі прогнозу забруднення

В процесі забруднення атмосфери поряд з різними природними явищами (виверження вулканів, лісові та степові пожежі, вивітрювання, водна та вітрова ерозія тощо) все більшу роль відіграє діяльність людини, яка пов'язана з освоєнням природних багатств, розвитком і вдосконаленням промисловості, сільського господарства, енергетики і транспорту. Зокрема, у зв'язку з недосконалістю технологій, що використовуються, недостатністю знань і відповідальності, відсутністю відповідного прогнозного опрацювання, а також з інших причин в атмосферу потрапляють деякі шкідливі побічні продукти. Забруднення атмосфери заподіює величезного, і часом непоправного, збитку як довкіллю, так і людині, а іноді призводить до небажаних явищ. Шкідливі речовини з різними токсичними властивостями становлять реальну загрозу для здоров'я людини. Їх несприятлива дія може проявлятися у вигляді гострих або хронічних отруєнь і різного роду захворювань (алергії, злоякісні пухлини, анемії, лейкоз, лейкемія тощо). Крім того, речовини з генетичною активністю можуть спричинити уроджені каліцтва і дефекти розвитку.

Високі концентрації шкідливих домішок в атмосфері за певних метеорологічних умов можуть зберігатися порівняно тривалий час над великою територією. Негативного впливу може додати специфіка рельєфу місцевості, на якій розташовані індустріальні центри.

Основними джерелами забруднення атмосферного повітря є викиди промислових підприємств та автотранспорту. Викиди цих джерел створюють глобальні екологічні проблеми, а саме: кислотні опади, парниковий ефект, руйнування озонового шару, які в свою чергу спричиняють зміни клімату.

Забруднення атмосфери знижує продуктивність і плідність свійських та диких тварин і птахів. Воно викликає їх захворювання і навіть загибель як внаслідок безпосереднього токсичного впливу через органи дихання або шкіру, так і при проникненні з їжею та водою. Шкідливі домішки, випадаючи на ґрунт і у водоймища, сприяють захворюванню і знищенню рослинності на значних територіях. Наявність в атмосфері активних хімічних домішок завдає величезного збитку різним будівельним матеріалам і промисловій продукції, веде до передчасного старіння і руйнування будівель, промислових споруд та історичних пам'ятників.

Задача збереження довкілля і раціонального використання природних ресурсів частково може бути вирішена в роботах з метеорологічних аспектів забруднення повітря, пов'язаних з прогнозом тих умов, за яких виникають високі концентрації домішок у приземному шарі атмосфери.

Практичний інтерес представляють як короткострокові, так і довгострокові прогнози.

Серед завдань, пов'язаних з метеорологічними аспектами забруднення атмосфери, великого значення набувають дослідження закономірностей розповсюдження шкідливих домішок та їх просторово-часового розподілу. Вони є основою для об'єктивної оцінки стану і тенденції забруднення повітряного басейну, а також розробки можливих заходів щодо забезпечення чистоти атмосфери.

Створення системи спостережень за забрудненням повітря, аналіз отриманих результатів, вирішення питань про нормування викидів, розробка принципів взаємного розташування підприємств та житлових масивів, встановлення гранично допустимих викидів, перенесення джерел шкідливих викидів в інші райони безпосередньо змикаються з метеорологічними завданнями, що дозволяють враховувати рівень домішок в атмосфері. Різке підвищення концентрацій шкідливих домішок в приземному шарі повітря може бути обумовлене несприятливими для розсіювання домішок погодними умовами.

Отже, завдання полягає в прогнозі забруднення повітря залежно від метеорологічних чинників. При цьому можуть бути враховані очікувані викиди в атмосферу і особливості їх режиму, що пов'язані, наприклад, із збільшенням кількості використання палива взимку, збільшенням кількості автомобілів наприкінці робочого дня тощо.

Методи прогнозу забруднення повітря використовуються в оперативній практиці багатьох країн, причому для цього залучаються дані автоматизованої системи вимірювання забруднення повітря.

5.2 Узагальнені характеристики забруднення повітря

Узагальнені характеристики вмісту домішок в цілому для міста, складені за інформацією багатьох спостережень в різних пунктах за декілька строків, істотно менш залежні від випадкових коливань, ніж окремі дані про концентрацію. Вони відображують внесок переважаючих джерел забруднення, а також фонової концентрації у місті, що сформувалася внаслідок зміщення багатьох викидів. Узагальнені характеристики вмісту домішок значно менше залежать від режиму викидів. Використання осереднення для отримання інтегральних характеристик еквівалентне фільтрації випадкових процесів, що застосовується в статистичних моделях прогнозу.

Як правило, з цілого ряду відомих інтегральних показників використовують найпростіший – середнє для всього міста значення концентрації окремих домішок для даного дня або строку - q_j, що нормують на середньо-сезонну концентрацію $\bar{q}_j$:

$$\tilde{q} = \frac{1}{N}\sum_{j=1}^{N}\frac{q_j}{\bar{q}_j}, \qquad (5.1)$$

де j –пункт спостережень, N – число пунктів у місті.

Як інтегральний показник забруднення використовується параметр забруднення P

$$P = \frac{m}{n}, \qquad (5.2)$$

де n – число спостережень у місті за даний день; m – кількість випадків за цей день на всіх пунктах міста з концентрацією $q > 1{,}5\bar{q}$; $\bar{q}$ - середня концентрація за поточний сезон.

Параметр P розглядається для окремих домішок та для їхніх груп і використовується, якщо пунктів спостережень не менше ніж 3 і число спостережень за окремий день – не менше 20. Цей параметр дозволяє не враховувати характеристики викиду у місті та пов'язати рівень забруднення повітря лише з метеорологічними факторами. Величина P є предиктантом, який на основі статистичної обробки пов'язується з іншими предикторами: швидкістю вітру, показниками стійкості атмосфери та іншими.

Параметр P змінюється з 0 до 1. За його значенням розрізняють три групи забруднення повітря:

- повільне забруднення при $P < 0{,}20$;
- відносно повільне забруднення при $0{,}20 \le P \le 0{,}35$;
- високе забруднення при $P > 0{,}35$.

Підвищене забруднення у місті в цілому, звичайно, спостерігається протягом декількох діб підряд, тому параметр P у даний день залежить від його значення за попередній – P'.

До зростання забруднення призводить:

- підсилення стійкості нижнього шару атмосфери при слабкому вітрі (за рахунок внеску низьких викидів);
- нестійка стратифікація атмосфери (у холодне півріччя при відсутності приземної інверсії) і посилення вітру до 3…6 м·с$^{-1}$ (за рахунок внеску високих викидів);
- швидкість вітру менш ніж 5 м·с$^{-1}$ та зростання температури повітря в холодне півріччя;
- формування туманів.

Зменшенню забруднення та очищенню повітря сприяють:

- опади;
- посилення вітру при стійкій стратифікації (вентиляційній ефект).

Врахування цих якісних правил дозволяє орієнтовно визначити ймовірні групи забруднення повітря, що відповідають вказаним значенням P.

Для аналізу умов забруднення атмосфери застосовують синоптичні методи, що враховують комплекс метеорологічних умов та синоптичних ситуацій, які визначають розповсюдження та накопичення домішок.

Забруднення повітря підсилюється у стаціонарних антициклонах, у довго існуючих малоградієнтних баричних полях, на осі малорухомого гребеня, в теплих секторах циклонів, якщо баричні градієнти при цьому незначні. У баричних об'єктах, що швидко пересуваються, значного зростання концентрації домішок не відбувається. Очищенню атмосфери сприяє активізація циклонічної діяльності.

У результаті синоптичного аналізу визначені такі правила:

1. Якщо процес стаціонування антициклону або гребеня починається при $P > 0{,}15$, то слід прогнозувати значне забруднення повітря з $P > 0{,}35$ (справджуваність становить 70…80%).

2. Якщо протягом існування стаціонарного антициклону або гребеня при вихідному значенні $P' > 0{,}20$, то для першої половини наступної доби прогнозується також значне забруднення $P > 0{,}35$ (справджуваність 90%).

Врахування інерційного чинника (вихідного значення P') істотно підвищує якість прогнозу.

Найголовнішого значення набуває врахування синоптичних процесів при аналізі та прогнозі тривалих періодів (3 доби і більше) з високим рівнем забруднення повітря.

5.3 Основні метеорологічні фактори, що обумовлюють рівень забруднення

Спочатку доцільно виділити найбільш загальні і важливі метеорологічні чинники, що сприяють накопиченню або розсіюванню шкідливих домішок в атмосфері. До них відносять:

1. Циркуляційний чинник - загальний розвиток синоптичних процесів як міра здатності провітрювання за різних погодних умов (тип синоптичної ситуації);

2. Вертикальне перемішування – товщина шару змішення, що визначається термічною і динамічною турбулентністю;

3. Середня швидкість перемішування у шарі змішення, а за відсутності цього шару - швидкість вітру біля поверхні землі, як чинник інтенсивності зміни повітряних мас.

Кількість чинників може бути більш великою. Предиктори, що описують ці чинники, визначаються за фактичними та прогностичними (12, 24 і 36 год) синоптичними картами (приземною, АТ-925, АТ-850), а

також за допомогою фактичних та прогностичних аеросиноптичних матеріалів.

Визначення типу синоптичної ситуації. При малоактивному розвитку процесів і застійних явищах (слабкий вітер) створюються умови, що найбільш сприяють забрудненню. Якщо ж атмосферні процеси активні, то приземні шари повітря швидко очищаються.

Тип синоптичної ситуації оцінюється за фактичною та прогностичною приземними картами. Циркуляційний чинник $K_Ц$ визначається тільки якісно і кодується за табл. 5.1 при прогнозі за комплексними показниками метеорологічних умов забруднення або за табл. 5.2 при використанні альтернативного прогнозу.

Таблиця 5.1 – Типи синоптичних ситуацій з відповідними числовими характеристиками параметра $K_Ц$

Типи синоптичних ситуацій	$K_Ц$
1. Малорухомі антициклони і гребені (особливо ті, що поширювалися з півдня), які спостерігаються протягом 1,5 доби та більше.	3
2. Розмиті баричні поля з вітром змінних напрямків (тривалість ≥ 1 доби).	4
3. Західна периферія антициклону або гребеня (незалежно від швидкості вітру) при переносі із південно-східного сектора та адвекції тепла. Розмиті поля (тривалість < 1 доби).	5
4. Передня частина циклону (улоговина при переносі із південно-східного сектора, особливо при адвекції тепла). Малорухомий та невеликий за площею циклон, в якому циркулює одна і та ж повітряна маса.	6
5. Периферії баричних утворень, що спостерігаються протягом 1,5 доби і більше при $V \leq 4$ м·с$^{-1}$.	7
6. Центри або периферії баричних утворень, що спостерігаються менш ніж 1,5 доби при $V \leq 4$ м·с$^{-1}$.	8
7. Центри або периферії баричних утворень будь-якої тривалості при $V \geq 5$ м·с$^{-1}$.	9
8. Швидкорухомі баричні утворення або серія улоговин та гребенів. Ультраполярне або північне вторгнення повітряної маси.	10

Визначення товщини шару змішення. Шар змішення – шар, в якому під впливом термодинамічної турбулентності відбувається розподіл шкідливих домішок по вертикалі. Чим цей шар більш тонкий, тим більше в ньому накопичується домішок.

Товщина шару термодинамічного змішення $H_{ТД}$ в метрах або гПа розраховується за допомогою аерологічної діаграми: нижня межа шару змішення – поверхня землі. Якщо товщина $H_{ТД}$ визначається у гПа, тиск біля поверхні землі не приводять до рівня моря. Якщо приземний тиск береться з прогностичної карти (приведений до рівня моря), то необхідно ввести поправку на висоту станції. Верхня точка шару змішення – точка перетину кривої стану з кривою стратифікації температури.

На поточну добу $H_{ТД}$ розраховують за даними радіозонду за строк 00 ВСЧ, враховуючи прогностичну максимальну температуру $T_{\max}$ на добу. Якщо за аерологічною діаграмою визначається байдужа стратифікація або крива стану проходить не більше ніж на 1 °С лівіше, ніж крива стратифікації, то верхня межа шару змішення знаходиться на висоті порушення цих умов. Розрахунок $H_{ТД}$ за прогностичними кривими стратифікації здійснюють після введення поправок на трансформацію і вертикальні рухи та після врахування впливу вертикальних зсувів вітру.

Інший спосіб обчислення верхньої межі шару змішення (за графіками) запропонований УкрНДГМІ. Для теплого півріччя (рис. 5.1) верхня межа шару змішення визначається за різницею максимальної температури ($T_{\max}$) і температури за 00 ВСЧ (T_{00}). Похилі лінії відповідають різним середнім значенням градієнта температури $\bar{\gamma}$ у шарі від поверхні землі до 1,5 км, що визначаються за даними радіозонду за строк 00 ВСЧ. На осі ординат знаходиться потрібне значення верхньої межі шару змішення.

Забезпеченість розрахунку товщини шару змішення за графіком (рис. 5.1) – 65…82%, тобто прогнозована величина $H_{ТД}$ лише в 65…82% випадків із ста буде спрогнозована правильно.

Розглянемо приклад прогнозу максимальної товщини шару змішення 3 червня 1972 р. Згідно прогнозу очікувався максимум температури повітря біля поверхні землі у межах 26…28 °С. У строк 00 ВСЧ за даними метеостанції температура повітря у психрометричній будці дорівнювала 17,8 °С. Отже, очікуване підвищення температури складе: 27,0 – 17,8 = 9,2 °С.

За даними радіозондування в 00 ВСЧ у шарі атмосфери від поверхні землі до висоти 1,5 км середній вертикальний градієнт температури $\bar{\gamma}$ = 0,34 °С/100 м. По графіку (рис. 5.1 а) за значеннями $\bar{\gamma}$ = 0,3 °С/100 м і ($T_{\max}$ - T_{00}) = 9,2 °С знаходимо, що очікувана висота шару змішення дорівнює приблизно 700 м. У табл. 5.3 цьому значенню $H_{ТД}$ відповідає чисельна характеристика 7, яку і слід використовувати для розрахунку метеорологічних умов забруднення за формулою (5.5).

Якщо у даному місці радіозондування атмосфери не проводиться, то $\bar{\gamma}$ можно визначити за допомогою карти АТ-850 за 00 ВСЧ. Причому, так як значення висоти АТ-850 наведені в абсолютних відмітках, то для

знаходження шару, в якому розраховується $\bar{\gamma}$, необхідно знати абсолютну відмітку метеомайданчика.

Пояснимо детальніше. Отже, під шаром змішення розуміють такий шар атмосфери, в якому, починаючи від поверхні землі і до деякої висоти, вертикальний температурний градієнт (γ) дорівнює сухоадіабатичному (1 °С/100 м) або перевищує його (> 1 °С/100 м).

Вертикальний градієнт температури

$$\bar{\gamma} = \frac{\Delta T}{\Delta H}, \text{ °C/100 м},$$

де ΔТ – різниця температур на поверхні землі (T_1) і заданій висоті (T_2), тобто $\Delta T = T_1 - T_2$; ΔН – різниця висот у сотнях метрів.

Якщо температура з висотою зростає, то ΔТ має від'ємне значення, а отже і γ буде від'ємним; фіксується інверсія температури.

Наприклад, в 00 ВСЧ над пунктом H_{850} = 1500 м. Абсолютна відмітка метеомайданчика становить 200 м. Отже, ΔН = 1500 – 200 = 1300 м, тобто 13 сотень метрів. На рівні 850 гПа T_{850} = 15,0 °С, а на метеомайданчику – 18, 0°С, тоді:

$$\bar{\gamma} = \frac{3}{13} = 0{,}23 \text{ °C/100 м}.$$

Всі подальші розрахунки проводяться за графіком 5.1

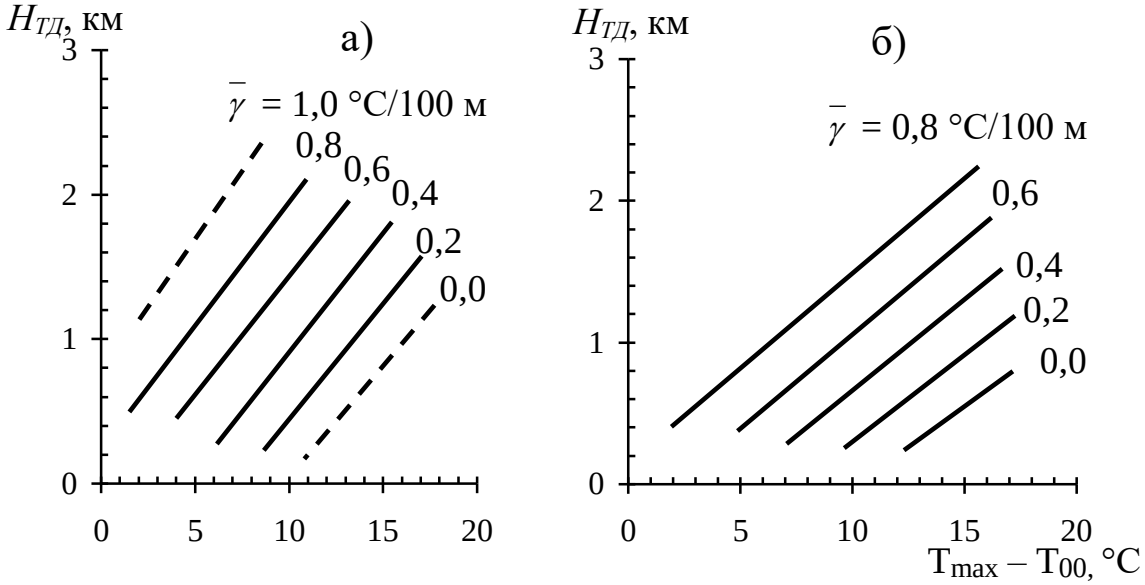


Рис. 5.1- Графік для прогнозу максимальної товщини шару змішення влітку (а) та в травні і вересні (б) (при $\bar{\gamma}$ на 1,5 км ≥ 1°С/100 м).

При наявності піднесених інверсій за верхню межу шару змішення треба прийняти нижню межу цієї інверсії, а у випадку приземної інверсії –

змішення відсутнє. Для прогнозу на поточну добу інверсій та їх відсутності використовують рис. 5.2, емпірично отриманий для Києва.

При прогнозі для першої половини доби використовується графік (рис. 5.2 а), який дозволяє за різницею між прогностичною мінімальною температурою T_{min} та фактичною за 21 год в шарі 0…500 м (вісь абсцис) отримати висновки при наявність інверсій.

При уточненні прогнозу для другої половини доби (рис. 5.2 б) в якості предикторів використовується різниця між прогностичною (T_{max}) і фактичною температурами повітря попередньої ночі (T_{00}) та середній градієнт $\bar{\gamma}_{0\text{-}500}$ в шарі 0…500 м за даними нічного радіозонду. Також треба враховувати адвективну зміну температури. Якщо на першу половину доби замість зростання температури внаслідок прогріву очікується адвекція холоду, тобто зниження температури, слід використовувати рис. 5.2 б, навпаки, якщо при прогнозі на другу половину доби очікується адвекція тепла – рис. 5.2 а.

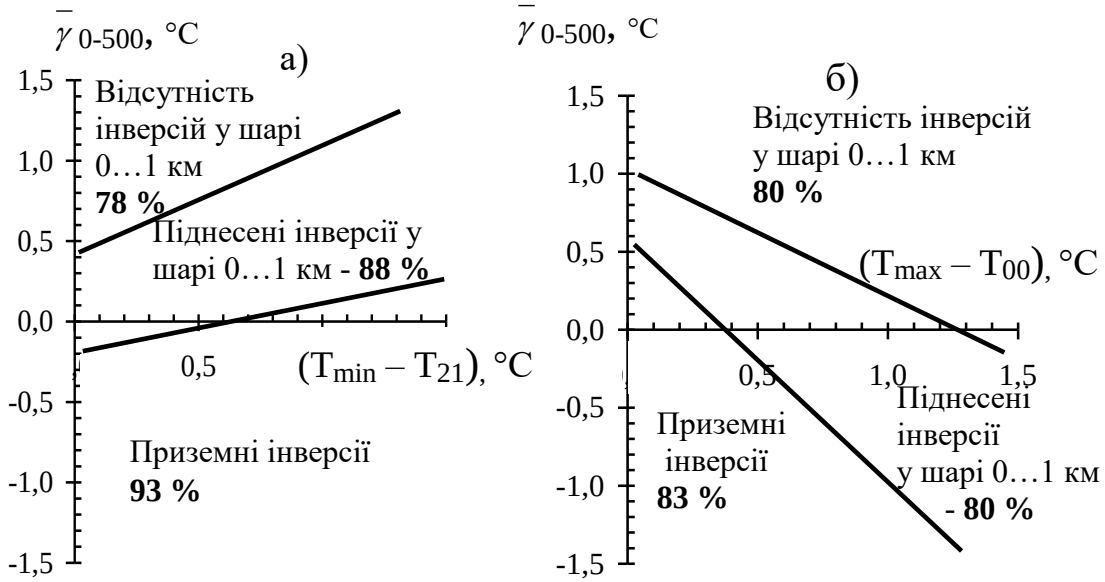


Рис. 5.2 - Графік для прогнозу приземних, піднесених інверсій та безінверсійного стану атмосфери у граничному шарі для першої (а) та другої (б) половини доби. Холодне півріччя.

Прогноз уточнюється за цими графіками у випадках, коли значення адвективної зміни температури $|(\Delta T)_a| \leq$ 3 °C. При $|(\Delta T)_a| >$ 3 °C за 12 год або при швидкості вітру 8…10 м·с$^{-1}$ прогноз приземних інверсій за графіками не виконують.

Визначення середньої швидкості вітру у шарі змішення. Середня швидкість вітру у шарі змішення $\overline{V_{ТД}}$ визначається за прогнозованими швидкостями вітру на рівнях – земля, 925 і 850 гПа. При прогнозі на поточну добу припустимо використання даних про фактичний вітер.

Якщо за прогностичною кривою стратифікації $Н_{ТД}$ близька до ізобаричної поверхні 850 гПа, то $\overline{V_{ТД}}$ розраховують за формулою:

$$\overline{V_{ТД}} = \frac{V_з + V_{925} + V_{850}}{3}. \qquad (5.3)$$

Якщо межа $Н_{ТД}$ близька до ізобаричної поверхні 925 гПа, то

$$\overline{V_{ТД}} = \frac{V_з + V_{925}}{2}. \qquad (5.4)$$

При $Н_{ТД} \approx 0$ враховується тільки прогностичний вітер біля поверхні землі ($V_з$).

5.4 Методи прогнозу метеорологічних умов забруднення

Альтернативний прогноз метеорологічних умов забруднення. Короткостроковий прогноз метеорологічних умов забруднення (МУЗ) за альтернативним методом потребує отримання критичних значень метеорологічних параметрів, що характеризують умови вертикального змішення і горизонтального переносу в момент накопичення шкідливих домішок та типи синоптичних ситуацій, при яких спостерігається високе забруднення. При виявленні цих типів необхідно враховувати наявність туманів, опадів тощо.

Критичні значення $Н_{ТД}$ і $\overline{V_{ТД}}$ для окремого регіону можна отримати за допомогою статистичної обробки інформації (табл. 5.2). Якщо три (або два) параметри вказують на можливість накопичення (розсіювання) домішок, то ці умови і треба прогнозувати. Якщо прогнозист має дані, що характеризують фонове забруднення повітря, то якість прогнозу підвищується.

Прогноз метеорологічних умов забруднення за комплексними показниками. Комплексний показник умов забруднення $K_{МУЗ1}$ характеризує можливість виникнення високих забруднень. $K_{МУЗ1}$ обчислюється за значенням комплексу предикторів, число яких може бути різним.

Таблиця 5.2 – Синоптичні умови і критичні значення параметрів граничного шару, що характеризують умови накопичення та розсіювання шкідливих домішок над ЕТР і Україною

Типи синоптичних ситуацій	$H_{ТД}$, м	$\overline{V_{ТД}}$, м·с$^{-1}$	$V_з$, м·с$^{-1}$ (при $H_{ТД}$ = 0)
<u>Накопичення домішок:</u> - малорухомі антициклони і гребені при $V \leq 4$ м·с$^{-1}$; - розмите поле підвищеного тиску; - перенос повітряних часток біля поверхні землі і на поверхні 925 гПа з південно-східної частини ЄТР; - улоговина з теплим фронтом, південно-східний вітер при наявності шару змішення нижче 700 гПа; - повітря помірних широт, що тривалий час зберігається над районом прогнозу.	≤ 700	≤ 6	≤ 4 Незалежно від швидкості вітру
<u>Розсіювання домішок</u> - циклони, що поглиблюються, улоговини і хвильові збурення при відсутності південно-східного переносу; - швидкорухомі антициклони і гребені; - периферії малорухомих антициклонів і гребенів, при $V \geq 5$ м·с$^{-1}$, але без вітру південно-східних напрямків; - свіжа повітряна маса; - опади 2…3 мм і більше за 12 год.	> 700	> 7	> 5

Найпростіший розрахунок $K_{МУЗ1}$ здійснюється за формулою (5.5):

$$K_{МУЗ1} = K_Ц + K_H + K_{\overline{V}}, \qquad (5.5)$$

де $K_Ц$ – тип синоптичної ситуації (табл. 5.1); K_H – параметр, що залежить від товщини шару $H_{ТД}$; $K_{\overline{V}}$ - параметр, що залежить від середньої

швидкості $\overline{V_{ТД}}$ у шарі змішення, або при $H_{ТД}$ = 0 – прогностичний вітер біля поверхні землі. Параметри $K_Ц$, $K_Н$ та $K_{\overline{V}}$ завдаються умовними числами від 3 до 10. Параметри $K_Н$ та $K_{\overline{V}}$ - знаходяться за допомогою табл. 5.3.

Таблиця 5.3 – Значення предикторів $H_{ТД}$ і $\overline{V_{ТД}}$ та числові характеристики параметрів $K_Н$ і $K_{\overline{V}}$

$H_{ТД}$,		$\overline{V_{ТД}}$, м·с$^{-1}$	$K_Н$, $K_{\overline{V}}$
м	гПа		
≤ 300	≤ 30	0…3	3
400	40	4	4
500	50	5	5
600	60	6	6
700	70	6	7
800	80	8	8
900	90	9	9
≥ 1000	≥ 100	≥ 10	10

При складанні прогнозу МУЗ за цією схемою використовується той же аеросиноптичний матеріал, що і при альтернативному прогнозі. Слід зважити, що забруднення формується не відразу після утворення сприятливих умов. Спочатку домішки накопичуються, але рівень забруднення становиться критичним не раніше ніж через 36 год. Тому в схемі прогнозу за $K_{МУЗ1}$ враховуються тривалість сприятливих до забруднення умов.

Формула (5.5) надає можливість розраховувати комплексний показник $K_{МУЗ1}$ без вагового внеску предикторів $K_Ц$, $K_Н$ та $K_{\overline{V}}$. Встановлено, що найбільший внесок в забруднення привносить тип синоптичної циркуляції ($K_Ц$). Тому використовується інший комплексний показник $K_{МУЗ2}$, що розраховується за регресійними формулами, які залежать від сезону, часу доби та вагового внеску предикторів.

В тепле півріччя (IV - IX)

вночі $$K_{МУЗ2} = 33{,}26 - 1{,}70\, K_Ц - 0{,}28\, K_Н - 0{,}35\, K_{\overline{V}}, \qquad (5.6)$$

вдень $$K_{МУЗ2} = 32{,}49 - 1{,}80\, K_Ц - 0{,}33\, K_Н - 0{,}39\, K_{\overline{V}}. \qquad (5.7)$$

В холодне півріччя (X - III)

вночі $K_{МУЗ2} = 35{,}58 - 1{,}54\,K_Ц - 0{,}02\,K_Н - 1{,}32\,K_{\bar{V}}$, (5.8)

вдень $K_{МУЗ2} = 32{,}72 - 1{,}77\,K_Ц - 0{,}10\,K_Н - 0{,}36\,K_{\bar{V}}$. (5.9)

При уточненні прогнозу на поточну добу доцільно враховувати крім $K_Ц$, $K_Н$ та $K_{\bar{V}}$ також діагностичне значення $K_Ц$, що визначається за вихідними даними (за приземною синоптичною картою). В цьому випадку замість (5.7) і (5.9) використовують формули:

в тепле півріччя (IV - IX)

$$K_{МУЗ2} = (32{,}49 - 1{,}80\,K_Ц - 0{,}33\,K_Н - 0{,}39\,K_{\bar{V}})_{пр} + 1{,}70\,(K_Ц)_ф, \quad (5.10)$$

в холодне півріччя (X - III)

$$K_{МУЗ2} = (32{,}72 - 1{,}77\,K_Ц - 0{,}10\,K_Н - 0{,}36\,K_{\bar{V}})_{пр} + 1{,}50\,(K_Ц)_ф, \quad (5.11)$$

де індекси «пр» та «ф» - прогностичне та фактичне значення відповідної характеристики.

Отримані значення $K_{МУЗ2}$ прямо залежать від імовірності забруднення атмосфери. Чим більше $K_{МУЗ2}$, тим імовірніше забруднення. Наприклад, для Москви при $K_{МУЗ2} \geq 30$ створюються умови високого забруднення.

За допомогою табл. 5.4 - 5.6 можна обрати формулювання прогнозу забруднення.

Можливі два формулювання прогнозів – МУВЗ і МУВЗ н/о. Якщо у схемі прогнозу не враховується тривалість існування метеорологічних умов, то їх оцінка може бути альтернативною.

Прогноз забруднення у місті в цілому з використанням методу послідовної графічної регресії. Реальна залежність між прогностичними характеристиками забруднення та їх предикторами має нелінійний характер. Тому, наприклад, для прогнозу інтегрального показника забруднення повітря *P* доцільно використовувати метод послідовної графічної регресії. Цей метод можна розробляти у два етапи:

- побудова графіків залежності показника *P* від двох метеорологічних факторів, обраних предикторами;
- об’єднання отриманих залежностей.

Таким чином встановлюється залежність забруднення повітря від усіх розглянутих предикторів.

Таблиця 5.4 – Термінологія прогнозів МУЗ за комплексними показниками $K_{МУЗ1}$ (без врахування вагових внесків предикторів) і $K_{МУЗ2}$ (з урахуванням вагових внесків предикторів) при використанні трьох предикторів

Формулювання прогнозу	Значення $K_{МУЗ}$
Очікуються метеорологічні умови високого забруднення (МУВЗ)	На строк прогнозу і в попередні 12 і 24 год: $K_{МУЗ1}$ = 9…13 при прогнозі на ніч; $K_{МУЗ1}$ = 9…16 при прогнозі на день; $K_{МУЗ2} \geq 30$
Очікуються короткочасні метеорологічні умови високого забруднення (МУВЗ кр)	На строк прогнозу і в попередні 12 год: $K_{МУЗ1}$ = 9…13 при прогнозі на ніч; $K_{МУЗ1}$ = 9…16 при прогнозі на день; $K_{МУЗ2} \geq 30$
Метеорологічні умови високого забруднення не очікуються (МУВЗ н/о)	На строк прогнозу і в попередні 12 і 24 год: Значення $K_{МУЗ1}$ в табл. 5.5; $K_{МУЗ2} < 30$

Таблиця 5.5 – Комбінації значень $K_{МУЗ1}$, при яких метеорологічні умови високого забруднення не очікуються

На строк прогнозу, год	В попередні прогнозу 12 год	В попередні прогнозу 24 год
Прогнози на ніч		
14…30	17…30	14…30
14…30	9…16	9…13
14…30	17…30	9…13
14…30	9…16	14…30
9…13	17…39	9…13
9…13	17…30	14…30
Прогнози на день		
17…30	14…30	17…30
17…30	9…13	9…16
17…30	14…30	9…16
17…30	9…13	17…30
9…16	14…30	9…16
9…16	14…30	17…30

Таблиця 5.6 – Оцінка справджуваності прогнозів МУЗ

Формулювання прогнозу	Справджуваність (%) прогнозів МУЗ		
	100	50	0
	Спостерігалося		
Очікуються метеорологічні умови високого забруднення	МУВЗ	МУВЗ кр	МУВЗ н/о
Очікуються короткочасні метеорологічні умови високого забруднення	МУВЗ кр	МУВЗ	МУВЗ н/о
Метеорологічні умови високого забруднення не очікуються	МУВЗ н/о	МУВЗ кр	МУВЗ

Наприклад, обираємо чотири предиктори: V_0 - швидкість вітру біля землі; ΔT - різниця температур біля землі та на рівні 925 гПа; ΔH_{850} – градієнт геопотенціалу на рівні 850 гПа; P' – характеристика вихідного забруднення повітря.

Величина параметру P, яку треба прогнозувати, може бути виражена як функція вказаних предикторів:

$$P = P\left[F_1(V_0, \Delta T), F_2(\Delta H_{850}, P')\right]. \qquad (5.12)$$

При практичній розробці схеми за попередні роки вивчається характер зв’язків між параметром P у конкретному місті та окремими предикторами або їх комплексами. На цій підставі обираються найбільш значимі предиктори.

Графічні залежності, що розраховані за матеріалами 30 міст різних країн СНД з використанням вищевказаних предикторів, представлені на рис. 5.3.

У випадку виявлення зв’язку характеристик забруднення з іншими предикторами доцільно їх застосування.

При складанні прогнозу P у містах України використовують кореляційні графіки окремо для випадків приземної і піднесеної інверсій та їх відсутності в нижньому однокілометровому шарі атмосфери. Аналогічні графіки побудовані для теплого півріччя (рис. 5.4).

Графіки для прогнозу забруднення атмосфери з використанням інших предикторів розроблені для України та різних регіонів СНД (Санкт-Петербург, Середня Азія, Урал, Іркутська область та ін.).

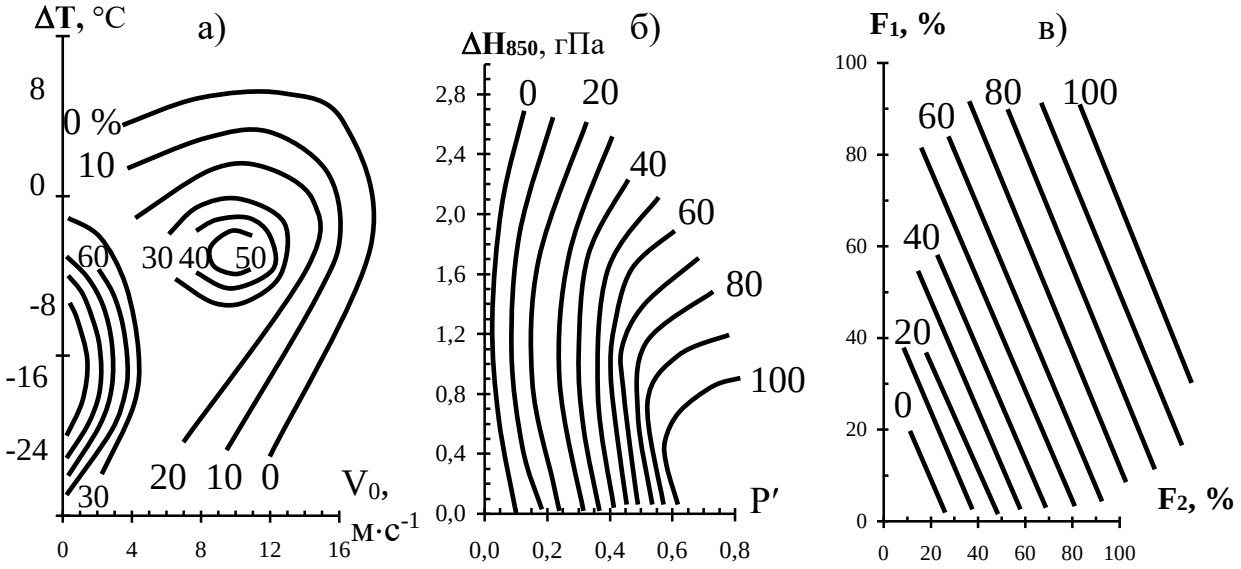


Рис. 5.3 - Графіки для прогнозу повторюваності (%) випадків підвищеного забруднення повітря.

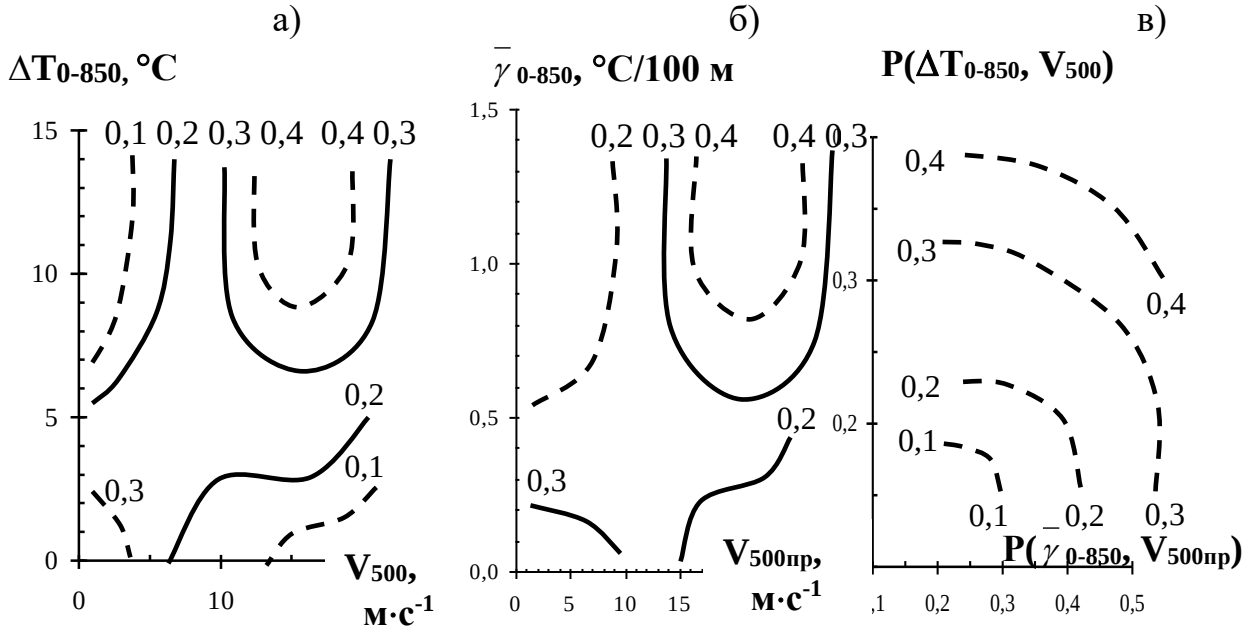


Рис. 5.4 - Графіки для прогнозу параметра *P* в холодне півріччя при відсутності інверсій в нижньому 1-км шарі атмосфери.

Прогноз забруднення у місті в цілому за методом розпізнавання образів. При використанні методу розпізнавання образів результати спостережень за ступенем забруднення повітря і метеорологічні характеристики розподіляють на групи, що відповідають різним рівням забруднення. З цією метою значення характеристик окремого комплексу (ситуації) $X_1, X_2, \ldots, X_N$ розглядаються як координати точки *X* в *N*-мірному

просторі. Дані про концентрацію домішок і відповідні до неї ситуації групуються таким чином, щоб відрізнити три групи значень концентрацій:

I - великих ($P > 0{,}35$);

II – середніх ($0{,}20 \le P \le 0{,}35$);

III - слабких ($P \le 0{,}20$).

Для кожної групи, що складається з M_j ситуацій, визначається центр ваги i-тої характеристики X_i та середня дисперсія σ_i^2. Наприклад, для I групи

$$X_i^{(I)} = \frac{1}{M_I}\sum_{j=1}^{M_I} X_{i,j}^{(I)}, \quad \sigma_i^2 = \frac{1}{M_I}\sum_{j=1}^{M_I}\left[X_{i,j}^{(I)} - X_i\right]^2 . \qquad (5.13)$$

Далі конкретний комплекс характеристик, що розглядається як набір предикторів, використовується для визначення групи, до якої можна віднести ситуацію прогнозу.

Для кожної конкретної ситуації, що характеризується в фазовому просторі точкою Y з координатами $Y_1, Y_2, \ldots, Y_N$, розраховується відстань ρ до центра ваги, наприклад, групи I

$$\rho_i^2 = \sum_{i=1}^{N}\left(\frac{y_i - X_i^{(I)}}{\sigma_i^{(I)}}\right)^2 . \qquad (5.14)$$

Аналогічно знаходиться відстань до групи II і III, тобто ρ_{II} і ρ_{III}. Ситуація Y відноситься до тієї групи, відстань до якої мінімальна.

Підготовчий етап роботи (навчання) складається з групування даних і ситуацій, а також з отримання характеристик «груп-образів».

Прогнозом є визначення групи-образу з мінімальною відстанню до очікуваної ситуації.

Завершальний етап – перевірка прогнозу визначається як «іспит». Даний метод розроблений для декількох міст України (Київ, Одеса), СНД (Москва, Чита, Красноярськ) та Європи (Антверпен), однак в оперативній практиці використовується мало, хоч і дає високу справджуваність (73…87% в Антверпені).

Наприклад, для Одеси обрані такі найбільш інформативні предиктори:

- середній вертикальний градієнт температури у шарі 1000-850 гПа - $\overline{\gamma}_{1000}^{850}$;
- середня швидкість вітру у шарі 1000…850 - $\overline{V}_{1000}^{850}$;
- характеристика забруднення за попередню добу – P';
- швидкість вітру біля землі - V_0;
- лапласіан геопотенціалу на рівні 850 гПа - ΔH_{850};
- сума лапласіанів від 1000 до 500 гПа - $\sum_{1000}^{500}\Delta H$.

Для прогнозу ступеня забруднення на кінець ночі та першу половину дня для Одеси використовують такі рівняння:

$$\rho_I^2 = \frac{\left(\overline{\gamma}_{1000}^{850} - 0{,}1\right)^2}{0{,}4} + \frac{\left(P' - 0{,}3\right)^2}{0{,}2} + \frac{\left(\overline{V}_{1000}^{850} + 0{,}2\right)^2}{3{,}0} + \frac{\left(V_0 - 3{,}4\right)^2}{2{,}7} + \\ + \frac{\left(\Delta H_{850} + 0{,}6\right)^2}{6{,}5} + \frac{\left(\sum_{1000}^{500} \Delta H + 2{,}8\right)^2}{41{,}3}; \qquad (5.15)$$

$$\rho_{II}^2 = \left(\overline{\gamma}_{1000}^{850} + 0{,}5\right)^2 + \frac{\left(P' - 0{,}2\right)^2}{0{,}1} + \frac{\left(\overline{V}_{1000}^{850} + 0{,}4\right)^2}{3{,}2} + \frac{\left(V_0 + 4{,}3\right)^2}{2{,}0} + \\ + \frac{\left(\Delta H_{850} - 2{,}2\right)^2}{7{,}7} + \frac{\left(\sum_{1000}^{500} \Delta H - 6{,}3\right)^2}{21{,}9}; \qquad (5.16)$$

$$\rho_{III}^2 = \frac{\left(\overline{\gamma}_{1000}^{850} - 0{,}04\right)^2}{0{,}49} + \frac{\left(P' - 0{,}015\right)^2}{0{,}1} + \frac{\left(\overline{V}_{1000}^{850} + 1{,}7\right)^2}{3{,}3} + \frac{\left(V_0 - 4{,}7\right)^2}{3{,}3} + \\ + \frac{\left(\Delta H_{850} - 3{,}3\right)^2}{0{,}06} + \frac{\left(\sum_{1000}^{500} \Delta H - 5{,}8\right)^2}{19{,}1}. \qquad (5.17)$$

Клас забруднення прогнозується за мінімальними значеннями ρ.

Зв'язок забруднення повітря в Москві і метеорологічних параметрів за даними реаналіза.

Як відомо, основне джерело забруднення в містах – автотранспорт, на частку якого доводиться більше 80% викидів. Тому становить інтерес розглянути результати оцінок впливу великомасштабних атмосферних процесів на вміст забруднюючих речовин у приземному повітрі та виявити інформативні метеорологічні характеристики, отримані за даними чисельних моделей атмосфери, для використання в прогнозі забруднення міського повітря.

Як характеристики забруднення повітря використані дані про середньогодинні концентрації CO, NO і NO_2 за 2004-2005 рр., виміряні на станціях автоматизованої мережі контролю забруднення атмосфери (АМКЗА), серед яких виділені станції примагістрального типу з найвищим рівнем техногенних навантажень, змішаного типу, які знаходяться під впливом різноманітних антропогенних джерел, і фонова (район МГУ).

Таблиця 5.7 - Альтернативний прогноз метеорологічних умов забруднення

Дата	Син. умови		$H_{ТД}$, м	H_{max}, м	$\overline{V}_{ТД}$, м·с$^{-1}$	V_{max}, м·с$^{-1}$	$\gamma_{0-0,5}$, °С/100м	T_{00}, °С	T_{21}, °С	T_{max},° С	T_{min}, °С	$K_Ц$	$K_Н$	$K_{\overline{V}}$	Прогноз
	факт.	прог.													

Таблиця 5.8 - Прогноз метеорологічних умов забруднення за комплексними показниками

Дата	$\overline{V}_{ТД}$, м·с$^{-1}$	H_{max}, м	$\Delta P_з$, гПа	ΔH_{925}, м	$\Delta T_{тр}$, °С	T_{925}, °С	γ_d, °С/100м	V_{max}, м·с$^{-1}$	$K_Ц$	$K_Н$	$K_{\overline{V}}$	$K_{МУЗ\ 1}$	$K_{МУЗ\ 2}$	Прогноз

Таблиця 5.9 - Прогноз метеорологічних умов забруднення за методом послідовної графічної регресії

Дата	P'	V_0, м·с$^{-1}$	ΔT, °С	ΔH_{850}, м	ΔT_{0-850}, °С	V_{500}, м·с$^{-1}$	$V_{500\ пр}$, м·с$^{-1}$	$\overline{\gamma}_{0-850}$, °С/100м	F_1	F_2	P	Прогноз

Таблиця 5.10 - Прогноз метеорологічних умов забруднення за методом розпізнавання образів

Дата	P'	$\overline{\gamma}_{1000}^{850}$, °С/100 м	$\sum_{1000}^{500}\Delta H$, м	ΔH_{850}, м	V_0, м·с$^{-1}$	$\overline{V}_{1000}^{850}$, м·с$^{-1}$	ρ_I^2	ρ_{II}^2	ρ_{III}^2	Прогноз

Характеристики великомасштабного стану атмосфери отримані за даними реаналіза NCEP з горизонтальним розділенням 2,5 × 2,5 км для чотирьох строків (00, 06, 12 і 18 ВСЧ) кожного дня періоду 2004-2005 рр.

Як можливі інформативні розглянуті такі параметри:

- температура на ізобаричній поверхні 1000 і 925 гПа,
- відносна висота ізобаричної поверхні 1000 і 925 гПа,
- різниця значень температури шару 1000 – 925 гПа,
- облогові та конвективні опади,
- висота ізобаричної поверхні 925 гПа,
- швидкість і напрямок вітру на поверхні 925 гПа,
- дефіцит насичення на поверхні 925 гПа,
- зміни температури за 12 год на поверхні 925 гПа,
- лапласіани геопотенціалу і температури на поверхні 925 гПа.

У першому наближенні зроблені припущення про прямий вплив атмосферних процесів на коливання рівня забруднення приземного повітря. При цьому прийняті до уваги особливості внутрішньодобової і сезонної мінливості забруднюючих домішок (ЗД) та попереджуючий вплив метеорологічних умов.

Як об'єктивну комплексну характеристику метеорологічних умов використовують запропонований Р.Б. Заріповим, співробітником ГМЦ РФ, параметр ARi_B – деякий аналог об'ємного числа Річардсона. Цей безрозмірний показник розраховується таким чином:

$$ARi_B = g \cdot \mathrm{grad}\Theta \frac{2}{\Theta_{1000} + \Theta_{925}} \left(\frac{H_{925} + H_{1000}}{V_{925}} \right)^2,$$

де g – прискорення вільного падіння, H_{925} і H_{1000} – висоти ізобаричних поверхонь 925 і 1000 гПа відповідно, Θ_{925} і Θ_{1000} – потенціальна температура на рівнях 925 і 1000 гПа відповідно, V_{925} – швидкість вітру на ізобаричній поверхні 925 гПа.

Параметр ARi_B значно відрізняється від власного числа Річардсона, яке служить мірою кінетичної енергії турбулентності, але його використання – це оцінка можливості застосування комплексної характеристики стану атмосферного граничного шару, яка розраховується за даними чисельних моделей атмосфери.

В результаті вивчення впливу великомаштабних процесів на забруднення повітря в містах за даними реаналізу сумісно з автоматичними безперервними вимірами концентрацій ЗД зроблені такі висновки.

1. За допомогою кореляційного аналізу проведені оцінки впливу метеорологічних факторів на формування внутрішньодобових змін концентрацій ЗД, які мають сезонні особливості, в приземному повітрі.

Доцільно і ефективно використовувати такі оцінки для даних спостережень, наближених до внутрішньодобових екстремумів забруднення повітря.

2. Поміж інших ЗД концентрація CO – кращий індикатор впливу великомаштабних атмосферних процесів, який відображує індивідуальні якості цієї речовини і дає привід використовувати CO в якості головного маркера загального забруднення повітря.

3. Використання даних про середню концентрацію (CO, NO_2) для однотипних територій призводить до отримання більш високих (у порівнянні з окремою станцією) показників зв'язку з метеорологічними параметрами, що дозволяє при розробці прогнозів забруднення повітря в містах використовувати дані не окремих станцій, а станцій визначених типів.

4. Виявлені найбільш інформативні метеорологічні параметри великомаштабного стану атмосфери для включення у рівняння – провісники забруднення повітря в Москві з використанням даних чисельних моделей атмосфери:

- число ARi_B (комплексна характеристика метеоумов) – максимальні коефіцієнти кореляції R = 0,5…0,6;
- швидкість вітру на ізобаричній поверхні 925 гПа (R = -0,50…-0,56);
- різниця значень температури у шарі 1000- 925 гПа (R = -048…-0,52);
- геопотенціал ізобаричної поверхні 925 гПа (R = 0,41…0,45).

5. Дослідження виду розподілу величин, які розглядаються, показали, що лінійне перетворення змінних, які аналізуються, зможе поліпшити отримані результати.

Контрольні запитання

1. З чого складається вплив вітру на забруднення атмосфери?
2. Як впливають опади на забруднення атмосфери?
3. За якими способами розраховують товщину шару змішення $H_{ТД}$?
4. Яким чином визначається тип синоптичної ситуації?
5. Як розрахувати середню швидкість вітру у шарі змішення?
6. Яким чином враховується синоптична циркуляція в альтернативному прогнозі МУЗ?
7. Як розрахувати $K_{МУЗ}$ за комплексними показниками?
8. Які предиктори потрібні для застосування послідовної графічної регресії?
9. За якими формулами обчислюється клас забруднення повітря у місті за методом розпізнавання образів?
10. Перелічіть найінформативніші параметри, які впливають на стан забруднення повітря в Москві.

6 ПРОГНОЗ ХМАРНОСТІ І ТУМАНІВ

6.1 Основні споживачі прогнозу хмарності і туманів

У відповідності з основними керівними документами з метеорологічного обслуговування цивільної авіації в авіаційні прогнози погоди включається така інформація про хмарність: кількість хмар, їх форма, висота нижньої та верхньої меж. Ні один споживач метеорологічної інформації не вимагає від метеорологічної служби таких подробиць.

Не тільки *авіація* використовує дані про хмарність. Кількість хмар, а отже, і кількість сонячних годин, цікавить *і медиків, і туристів*, і любителів здорового способу життя, і багатьох інших. Низька хмарність пов'язана з обмеженою видимістю і є тим елементом погоди, який визначає мінімум погоди. До того ж, кількість і форма хмарності обумовлюють, певною мірою, температуру повітря, опади, обледеніння повітряних суден, накопичення статичної електрики, забруднення оточуючого повітря, тобто прогноз необхідний в роботі *синоптиків*.

Для визначення кількості хмар можуть використовуватись бали або октанти (в авіаційних прогнозах погоди – октанти, а практично у всіх інших прогнозах - бали). При вимірюванні кількості хмар в балах весь небосхил поділяється на 10 частин (0 – ясна погода, 10 – суцільна хмарність), в октантах – кількість хмар змінюється від 0 до 8 октант.

Переклад кількості хмар із балів в октанти і назад проводиться у відповідності:

Октанти	0	1	2	3	4	5	6	7	8
Бали	0	1	2-3	4	5	6	7-8	9	10

Висота нижньої і верхньої межі хмар вимірюється в метрах або кілометрах, а в ряді країн – у футах. Якщо висота хмар указується в метрах, то звичайно висота нижньої межі хмар округляється до десятків, а верхньої – до сотень метрів.

Терміни і кількісні характеристики, що використовують для хмарності в прогнозах загального користування, наведені в табл. 6.1.

Якщо протягом півдоби очікується значна зміна кількості хмарності і вона є найбільш істотною характеристикою погоди, то дозволяється застосовувати два терміни з табл. 6.1.

Наприклад: 1. Зранку безхмарно, вдень похмуро (хмарна погода).
2. Вранці хмарна погода, у другій половині дня з проясненнями.

Дозволяється також застосовувати два терміни, якщо очікується зміна хмарності від однієї половини доби до іншої.

Наприклад: 1. Вночі безхмарно, вдень хмарна погода.
2. Вночі похмуро, вдень мінлива хмарність.
3. 25 серпня невелика хмарність, 26 серпня похмуро.

Коли очікуються явища, які досить повно характеризують умови погоди, то хмарність у прогнозі дозволяється не вказувати. Наприклад: Сніг, хуртовина, зниження температури до -10…-12 °С.

Таблиця 6.1 - Терміни для хмарності

Термін	Кількість (зміна) хмар
Безхмарно	Не більше 2-х балів хмар усіх ярусів
Сонячна погода, малохмарна погода, невелика хмарність	3…5 балів хмар нижнього ярусу чи будь-яка кількість хмар верхнього ярусу, що просвічуються, хмари середнього ярусу
Мінлива хмарність	Від 1…3 до 6…9 балів або 3…8 балів
Хмарна погода з проясненнями	Від 8…10 до 0…3 балів
Хмарна погода	7…10 балів
Похмуро, похмура погода	10 балів

Примітка: Терміни «безхмарно», «невелика хмарність», «малохмарна погода» і «сонячна погода» враховують хмарність усіх ярусів; інші терміни відносяться до хмар нижнього ярусу і щільних хмар середнього ярусу.

На відміну від низької хмарності, висота якої цікавить тільки авіацію та службовців (обслуговуючий персонал) висотних щогл і антен, у прогнозу туманів споживачів значно більше. По-перше, це всі види транспорту, починаючи з *авіації.* По-друге, це будівельники, для яких туман, особливо сильний, обмежує можливість проведення будівельно-монтажних робіт. По-третє, туман справляє великий негативний вплив на самопочуття людей з різними захворюваннями.

В залежності від ступеня погіршення видимості тумани підрозділяються на слабкі (видимість 500…1000 м), помірні (200…500 м), сильні (50…200 м) і дуже сильні (видимість < 50 м), а за своєю вертикальною потужністю (ΔH) на поземні ($\Delta H \leq 2$ м), низькі ($2 < \Delta H \leq 10$ м), середні ($10 < \Delta H \leq 100$ м) і високі ($\Delta H > 100$ м). В перелік стихійних метеорологічних явищ увійшов «сильний туман» при видимості менше 100 м протягом 12 год і більше.

6.2 Прогноз форми і кількості хмар

Форма і кількість хмар практично завжди прогнозуються синоптичним методом, враховуючи географічне положення місця (аеродрому), час року і доби, а також синоптичну ситуацію. Синоптичний метод прогнозу кількості хмар в принципі задовольняє всіх споживачів, за винятком випадків, пов’язаних з метеорологічним забезпеченням польотів на аерофотозйомку, яку можна проводити лише в тому випадку, коли

кількість хмарності не перевищує трьох октант (4 балів). Найчастіше проблеми з прогнозом кількості хмарності виникають в літній час при прогнозуванні внутрішньомасової конвективної хмарності (польоти на аерофотозйомку теж частіше проводяться влітку).

М.Г. Приходько запропонував розрахунковий метод прогнозу конвективної хмарності на момент її максимального розвитку за даними ранкового температурно-вітрового зондування атмосфери, який знайшов застосування в багатьох географічних районах. Крім цього методу для розрахунку прогностичної кількості конвективної хмарності можна скористатися формулою:

$$N = 10\frac{T_{вол,850} - T_{850}}{T_{вол,850} - T_{сух,850}}, \qquad (6.1)$$

де T_{850}, $T_{вол,\,850}$ і $T_{сух,\,850}$ – температури повітря на рівні 850 гПа, відраховані, відповідно, на кривих стратифікації, вологій та сухій адіабатах, що проходять через точку з максимальною (прогностичною) температурою повітря біля поверхні землі.

У більшості сучасних гідродинамічних схем прогнозу погоди для параметризації балу хмарності використовується напівемпіричний спосіб, запропонований Дж. Смагоринським. На російській мові метод Смагоринського викладено ще в 1969 р. Для звязку балу неконвективної хмарності N з відносною вологістю повітря R пропонується рівняння регресії:

$$N = aR - в, \qquad (6.2)$$

де *а, в* – коефіцієнти, які визначають для шарів 1000 – 800 гПа (хмарність нижнього ярусу), 800 – 550 гПа (хмарність середнього ярусу) і 550 – 300 гПа (хмарність верхнього ярусу); R – середнє для кожного шару значення відносної вологості повітря. Уточненню коефіцієнтів *а* і *в* у формулі 6.2 для різних фізико-географічних умов присвячені роботи Гисіної Ф.А. і Каплан С.Н., Гайтанджиєвої Л. і Джоєва Г., Семенцової Є.Г. та інш.

На рис. 6.1 представлено емпіричний графік, отриманий за даними наземних, аерологічних і пілотних спостережень; коефіцієнти рівнянь, які описують криві 1, 2, 3 на рис. 6.1, підібрані таким чином:

$$N_1 = -2{,}0 + 3{,}33\,R_1 \quad \text{(у шарі 1000 – 800 гПа);} \qquad (6.3)$$

$$N_2 = -0{,}7 + 2{,}0\,R_2 \quad \text{(у шарі 800 - 550 гПа);} \qquad (6.4)$$

$$N_3 = -0{,}4 + 1{,}73\,R_3 \quad \text{(у шарі 550 - 300 гПа),} \qquad (6.5)$$

де N_1, N_2, N_3 – кількість хмар (у частках одиниці) відповідно нижнього, середнього і верхнього ярусів. R_1, R_2, R_3 – середня у зазначених вище шарах вологість повітря (у частках одиниці).

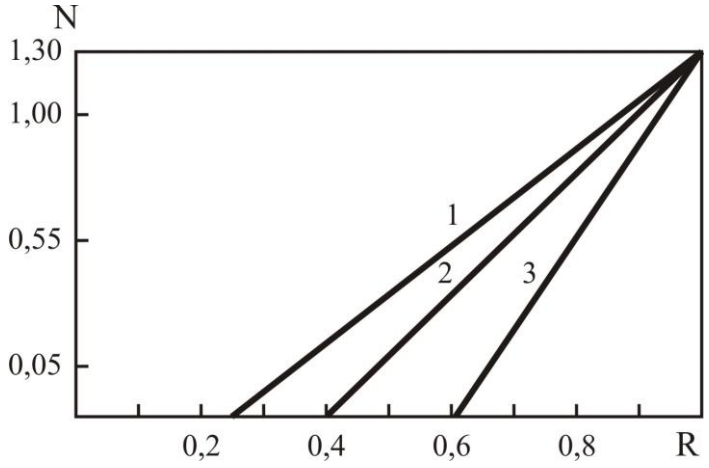


Рис. 6.1 – Емпіричний графік зв'язку відносної вологості повітря R і балу неконвективної хмарності N.

Особливістю методу є те, що, на відміну від загальноприйнятої системи кодування хмарності, при розрахунках за формулами (6.3 – 6.5) може вийти $N > 1$, тобто кількість хмар більше 10 балів. При таких значеннях N прогнозуються опади, а кількість хмар приймається рівною 10 балам.

6.3 Прогноз висоти нижньої межі хмар

Лише два явища погоди – низька хмарність і тумани найбільше залежать від місцевих умов, тому цілком природно, що методів прогнозу цих явищ розроблено дуже багато. В цьому розділі розглянемо основні методи і прийоми, які використовуються в оперативній метеорологічній практиці в різних регіонах Східної Європи і, особливо, в Україні, не торкаючись тих методів, які детально описані в «Практикумі з синоптичної метеорології», 2004 р. і «Практикумі з авіаційної метеорології», 2006 р. Багато прийомів є синоптико-статистичними, а тому бажано отримати статистичні залежності по своєму ряду спостережень, тоді результати прогнозу будуть значно кращі, ніж при використанні напряму наведених нижче формул і графіків.

Прогноз висоти нижньої межі хмар (H, м) *за напівемпіричними залежностями*:

формула Іпполітова: $H = 24\,(100 - R)$, (6.6)

формула Ферреля: $H = 122\,(T - Td)_0$, (6.7)

безіменна формула $H = 122\,(T - Td)_0 - m$, (6.8)

де T, Td – температура повітря і точки роси біля поверхні землі, °C; R – відносна вологість, %; m – коефіцієнт, що враховує наявність опадів (m = 80; 50; 0 – при мряці, інших видах опадів та їх відсутності відповідно).

Прогноз мінімальної висоти нижньої межі хмар ($H_{мін}$) *на строк до 12 год* можна виконати за графіком О.І. Гоголевої (рис. 6.2), на якому по вертикальних осях відкладається адвективне підвищення температури повітря біля землі (T′ - T) за строк прогнозу, похилі лінії враховують прогностичне значення швидкості вітру біля поверхні землі, а значення висоти нижньої межі хмар відраховуються по горизонтальній осі.

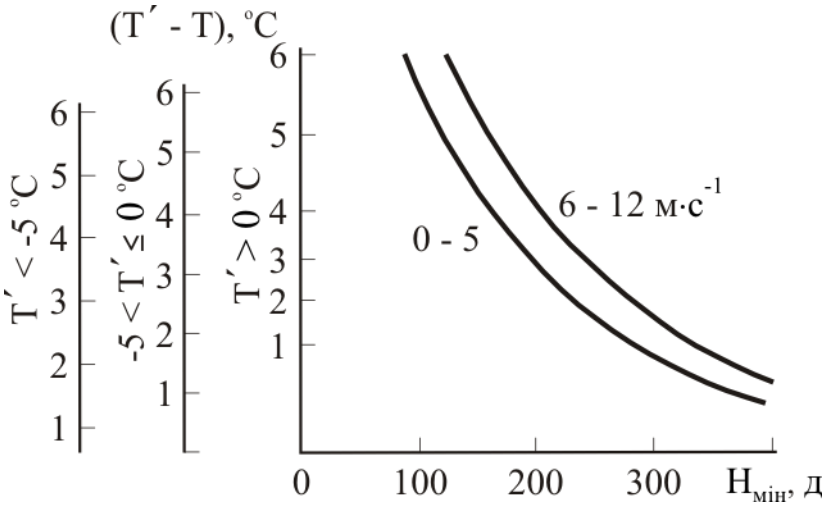


Рис. 6.2 – Графік для прогнозу мінімальної висоти нижньої межі хмар.

Для оцінки можливості виникнення *хмарності висотою 300 м і нижче* в зимовий період можна використовувати графік, представлений на рис. 6.3, де по горизонтальній осі відкладена фактична температура повітря біля поверхні землі T, а по вертикальній – величина очікуваного потепління ΔT. Лінія розмежовує площину графіка на дві зони: «хмари» і «без хмар».

Прогноз низької хмарності висотою до 100 м, запропонований З.О. Спаришкіною, складається за значеннями температури T_0' і точки роси Td_0' на початку траєкторії переносу (рис. 6.4). Оптимальна завчасність прогнозу при використанні цього методу 6…9 год.

Для визначення можливості переходу низької хмарності в туман в найближчі 6 год в зимовий період в Ашгабаті використовується графік (рис. 6.5), по горизонтальній осі якого відкладається значення баричної тенденції в Ашгабаті (Δp), а по вертикальній – різниця висот поверхні 850 гПа в Ашгабаті і Ташаузі за даними останнього зондування атмосфери (ΔH).

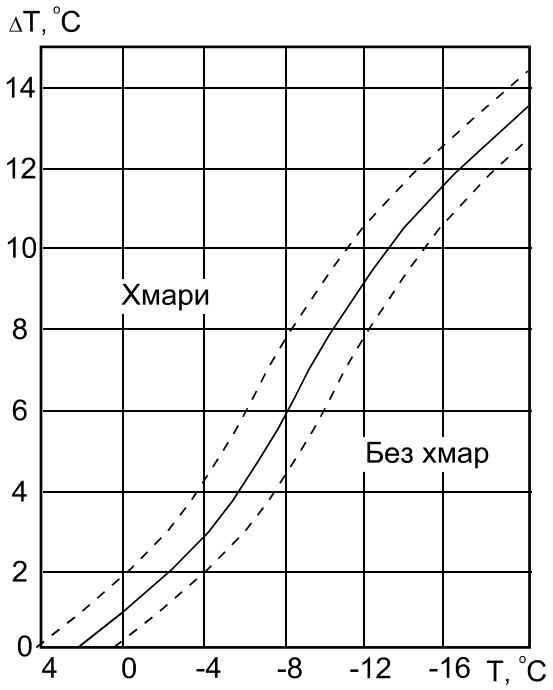


Рис. 6.3 – Прогноз хмарності висотою 300 м і нижче при адвекції тепла в зимовий період.

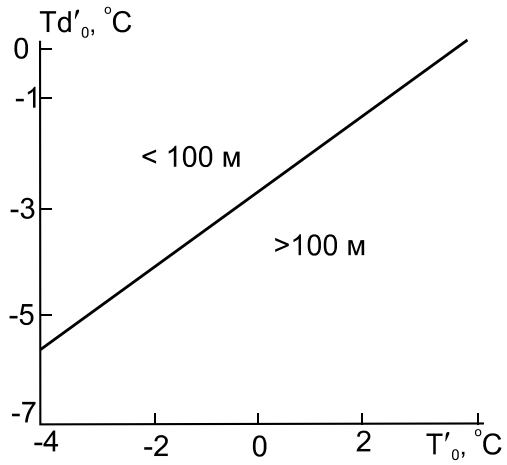


Рис. 6.4 – Прогноз хмарності висотою до 100 м за методом З.О. Спаришкіної.

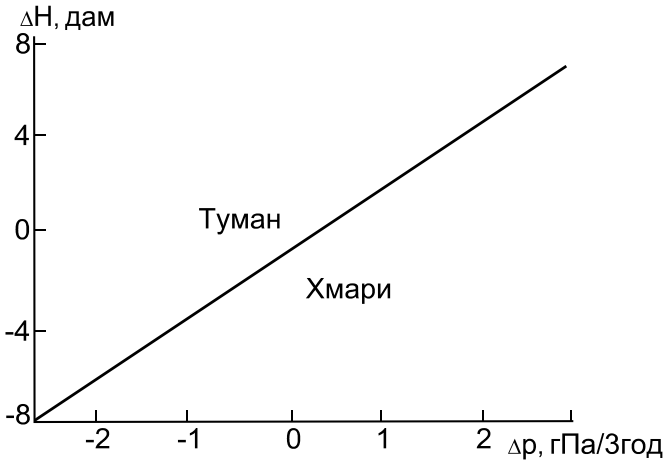


Рис. 6.5 – Графік для визначення можливості переходу низької хмарності в туман.

Загальні закономірності, які слід враховувати при прогнозі хмарності.

Хмари будуть знижуватись, якщо:

- присутні висхідні рухи;
- здійснюється адвекція теплого повітря на холодну підстильну поверхню;
- відбувається збільшення вологості повітря;
- спостерігається падіння тиску;

- наближається атмосферний фронт до пункту прогнозу.

Хмари будуть підвищуватись, якщо:

- розвиваються низхідні рухи повітря;
- спостерігається сильний вітер біля поверхні землі;
- здійснюється адвекція холоду в нижньому шарі атмосфери;
- відмічається зростання тиску;
- відбувається віддалення (розмивання) атмосферних фронтів.

Певні труднощі представляє вимірювання висоти нижньої межі хмар, яка є шаром змінної оптичної щільності від легкого помутніння до повної втрати вертикальної видимості, тобто нижня межа хмар, з однієї сторони, має складну структуру (рис. 6.6).

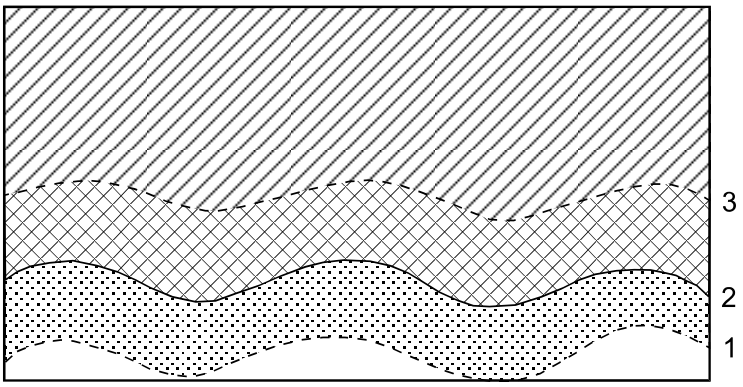


Рис. 6.6 – Схема структури нижньої межі хмар.
1 – рівень конденсації; 2 – нижня межа хмар;
3 – верхня межа підхмарного шару.
1…2 – шар серпанку; 2…3 – перехідний шар.

З іншої сторони, результати вимірювань висоти нижньої межі хмар ($H_{нмх}$) суттєво залежать від способу її виміру. Наприклад, якщо за $H_{нмх}$ взяти висоту, на якій спостерігається втрата горизонту в польоті або вертикальної видимості, то різниця в оцінці висоти $H_{нмх}$ в середньому буде становити 120 м. При визначенні висоти $H_{нмх}$ за допомогою вимірника висоти хмар (ВВХ) результати виявляються завищеними приблизно на 70 м в порівнянні з рівнем втрати горизонту. Ця похибка збільшується при вимірюванні висоти хмарності кулепілотним методом і складає 80 м у випадку, коли «куля-пілот туманиться», і 100 м в момент, коли фіксується, що «шар-пілот сховався».

Хмарна пелена – дуже тонкий шар шаруватоподібної хмарності, що спостерігається на висотах 50…250 м лише зимою в північних районах. Із землі пелена, як правило, не виявляється; лише іноді вона може бути зафіксована за допомогою ВВХ або з борту повітряного судна як звичайна низька хмарність. Хмарна пелена утворюється при температурі повітря біля поверхні землі ≤ -15 °С, невеликому дефіциті точки роси, швидкості

вітру 5…8 м·с$^{-1}$, досить глибокій інверсії в нижній частині граничного шару; іноді з нею пов'язане сильне обледеніння.

6.4 Прогноз висоти верхньої межі хмар і конденсаційних хмарних слідів за літаком

Висота верхньої межі хмар ($H_{вмх}$) значно менше впливає на безпеку польотів в порівнянні з нижньою межею хмар, проте вертикальна потужність останньої обумовлює умови виконання польотного завдання.

При відсутності зведень від екіпажів, що пролітають, діагноз і прогноз $H_{вмх}$ зводиться, як правило, до аналізу аерологічної діаграми, за даними якої $H_{вмх}$ відмічається на тому рівні, де відбувається різке і помітне зменшення вологості повітря (депеграма різко відхиляється вліво від кривої стратифікації). Наближено оцінити $H_{вмх}$ можна також за даними про середню вертикальну потужність різних хмарних систем, отриманими О.М. Барановим (табл. 6.2).

Таблиця 6.2 – Середні значення вертикальної потужності різних хмарних систем для центральних районів Східної Європи

Форма хмар	Вертикальна потужність хмар, км
Шаруваті та шарувато-купчасті	0,5…0,7
Шаруваті та шарувато-дощові зимою в теплому секторі	2,0…3,0
Шарувато-купчасті із купчасто-дощових	2,0…3,0
Шарувато-дощові при розмиванні фронтів	2,0…3,0
Високо-шаруваті і шарувато-дощові на активних фронтах	5,0…8,0
Високо-шаруваті і шарувато-дощові на фронтах, що розмиваються	1,0…2,0
Висококупчасті	1,0…3,0
Купчасто-дощові	до 9,0…11,0
Перисті	до 1,0…3,0

Крім того, для розрахунку висоти верхньої межі шарувато-купчастих хмар можна використовувати емпіричну формулу:

$$H_в = 2\,(H_н + 100), \qquad (6.9)$$

де $H_н$ – висота нижньої межі хмар, м.

Для визначення $H_в$ хмар на теплих фронтах рекомендується співвідношення вигляду:

$$H_в = L/100 + 1, \qquad (6.10)$$

де $H_в$ – верхня межа хмарності, км; L – ширина зони опадів на даній ділянці фронту, км.

Наведені вище методи прогнозу висоти $H_в$ хмар досить прості і дозволяють успішно використовувати їх в практиці метеорологічного забезпечення авіації.

Конденсаційні хмарні сліди, які зовнішньо нагадують перисті або перисто-купчасті хмари, при польотах на великих висотах утворюються за літаком за рахунок конденсації або сублімації водяної пари, яка міститься в газовому потоці двигуна літака.

Для утворення конденсаційних слідів сприятливими умовами є висока відносна вологість повітря і низька температура на висоті польоту. Нижня межа конденсаційного сліду звичайно відповідає рівню перетину кривої стратифікації з ізограмою 0,15 $г \cdot кг^{-1}$, а верхня – перетину з ізограмою 0,10 $г \cdot кг^{-1}$ (або висотою тропопаузи).

Час збереження конденсаційних слідів може служити непрямою ознакою еволюції хмарності. Якщо слід за літаком зберігається протягом 10 хв і більше та ущільнюється, то на висоті утворення сліду протягом найближчих 6 год слід очікувати виникнення перистих хмар або їх ущільнення. При збереженні сліду за літаком менше 10 хв в найближчі 6 год периста хмарність або не утворюється, або відбудеться її розтікання. Крім того, слід за літаком може використовуватись для якісного визначення швидкості і напрямку вітру на висоті польоту (за швидкістю вітру і напрямом переміщення сліду) та турбулентності (за величиною окремих хмарних структур на підвітряній стороні сліду).

Контрольні запитання

1. Які процеси призводять до утворення низької хмарності?
2. Як класифікується хмарність за висотою?
3. Як класифікується хмарність за морфологією?
4. Які характеристики хмарності необхідно знати особливо при забезпеченні польотів?
5. Які методи використовуються при прогнозі хмарності? На чому вони ґрунтуються?
6. Як можна «виділити» хмарний шар за аерологічною діаграмою?

6.5 Прогноз радіаційних туманів

Радіаційний туман утворюється над сушею при безхмарному небі і слабкому вітрі (або штилі) в результаті охолодження повітря, коли його температура становиться нижче температури туманоутворення. Для утворення туману сприятливе слабке збільшення швидкості з висотою. Такі умови сприяють турбулентному переносу продуктів конденсації від земної поверхні вверх і підтримці у зваженому стані в приземному шарі повітря; в процесі перемішування вертикальна потужність туману збільшується.

Найбільш часто сприятливі умови для виникнення радіаційних туманів утворюються в антициклонах, їх відрогах, баричних утвореннях і сідловинах, рідше (головним чином влітку) – в полі зниженого тиску з невеликими баричними градієнтами.

Таким чином, при прогнозі радіаційних туманів необхідно враховувати тривалість нічного вихолодження, характер хмарного покриву (прогноз), швидкість і напрямок вітру (прогноз), вихідні значення температури і вологості повітря, характер стратифікації повітряної маси.

Різноманітність методів прогнозу туману обумовлена не тільки значущістю його прогнозу, але і суттєвою залежністю утворення туманів від місцевих умов. Нижче основна увага буде приділена прогнозу температури туманоутворення ($T_т$), а також часу утворення і розсіювання туману, оскільки методи прогнозу туману, розроблені М.В. Петренко, О.С. Звєрєвим, Б.В. Кірюхиним та іншими, які знайшли найбільше застосування в практиці, детально викладені в «Практикумі з синоптичної метеорології» і «Практикумі з авіаційної метеорології».

Прогноз туманів за методом Д.М. Лаврищева отримав достатнє поширення при метеорологічному обслуговуванні авіації. Для визначення $T_т$ використовується графік (рис. 6.7), на якому проведена крива, що відповідає максимальній пружності водяної пари при насиченні (в залежності від температури).

Практичний і максимально можливий вміст водяної пари в повітрі, обумовлений точкою роси Td і температурою повітря T відповідно, можна знайти за графіком (точки A і C відповідно). Різниця між максимально можливою і фактичною пружностями водяної пари на рис. 6.7 позначена Δe. Для визначення $T_т$ за вихідними значеннями потрібно від точки A переміститись по вертикалі вниз до точки B на величину Δe_1, яку слід розрахувати за статистичними даними конкретного аеродрому (частіше беруть $\Delta e = \Delta e_1$, що не завжди правильно).

У тих випадках, коли $T_т > T_{мін}$, в прогнозах погоди потрібно вказувати туман.

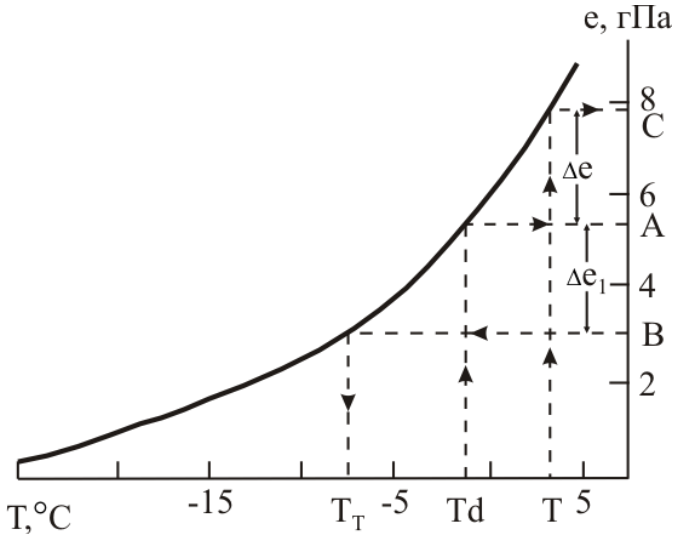


Рис. 6.7 – Графік для визначення $T_т$ за методом Д.М. Лаврищева.

Оперативні методи прогнозу радіаційних туманів, їх іноді називають графічними, дозволяють визначити час утворення і розсіювання туману. На рис. 6.8 по горизонтальній осі відкладається час, а по вертикальній – температура повітря (T), точка роси (Td) і температура туманоутворення.

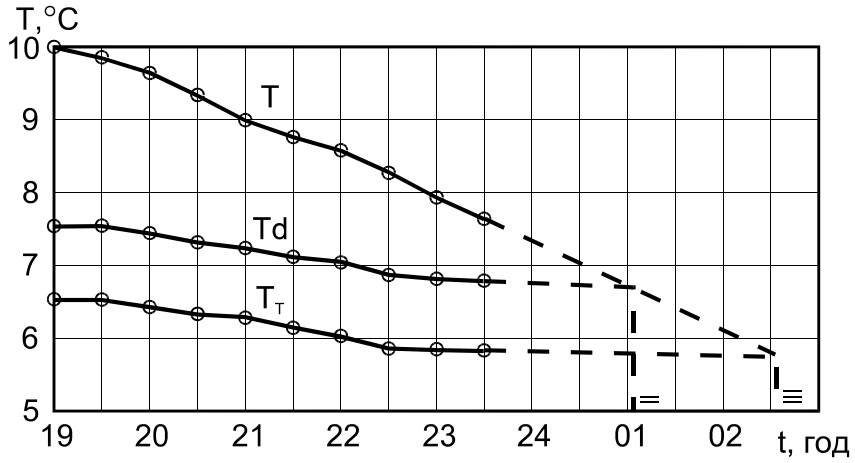


Рис. 6.8 – Графічний спосіб, запропонований М.В. Петренко, для визначення часу утворення туману.

На графік послідовно наносяться значення різних температур і з’єднуються відрізками прямих ліній, які потім продовжуються на декілька годин вперед за часом. Точка перетину ліній T і Td відповідає часу утворення серпанку, а ліній T і $T_т$ – туману.

Час розсіювання радіаційного туману (практично завжди зникає після сходу Сонця) обумовлений тим проміжком часу, який знадобиться для прогріву повітря від поверхні землі, щоб T стала дорівнювати Td при заході Сонця (рис. 6.9). Точка A фіксує момент розсіювання туману.

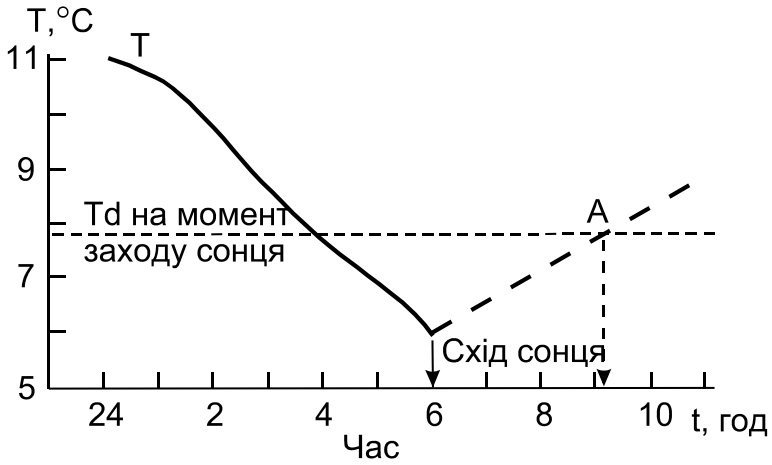


Рис. 6.9 – Графічний метод прогнозу часу розсіювання туману.

Час розсіювання туману можна розрахувати ще одним способом: взявши як предиктор температуру розсіювання туману ($T_р$), знайдену за температурою туманоутворення (рис. 6.10), і провівши горизонтальну ізотерму на рис. 6.9 не на рівні точки роси в момент заходу Сонця, а на висоті температури розсіювання туману.

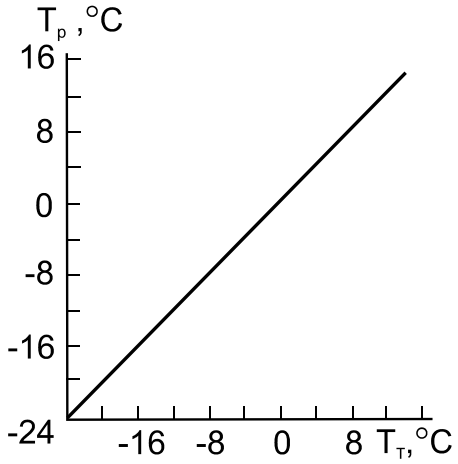


Рис. 6.10 – Графік для визначення $T_р$ за значенням $T_т$.

При прогнозі часу розсіювання туману, природно, враховується синоптична ситуація, пора року і місцеві особливості розміщення (аеродрому, морського порту тощо). Влітку радіаційний туман розсіюється, як правило, через 1…2 год після сходу Сонця при безхмарному небі і через 2…3 год при наявності хмарності. Осінню тривалість туманів більша, ніж влітку; зимою в антициклонах при наявності потужного шару інверсії туман зберігається протягом доби і більше. Посилення вітру, поява хмарності, адвекція температури і випадіння опадів можуть призвести до руйнування туману в будь-який час доби.

За методом Р.М. Меджитова час утворення ($t_{утв.Т}$) і розсіювання ($t_{роз.\ Т}$) туману можна визначити за формулами:

$$t_{утв.\,Т} = t_{з.с.} + \frac{T_{з.с.} - T_T}{\Delta T_{зах}}, \qquad (6.11)$$

$$t_{роз.Т} = t_{с.с.} + \frac{Td_{з.с.} - T_{мін}}{\Delta T_{сх}}, \qquad (6.12)$$

де $t_{з.с.}$, $t_{с.с.}$ – час заходу і сходу Сонця; $T_{з.с.}$, $Td_{з.с.}$ – температура і точка роси в момент заходу Сонця; $\Delta T_{зах}$ і $\Delta T_{сх}$ – щогодинні зміни температури повітря після заходу і сходу Сонця відповідно.

У формулі (6.12) замість $Td_{з.с.}$ можна використовувати температуру розсіювання туману, отриману за графіком (рис. 6.10).

Значення $\Delta T_{зах}$ і $\Delta T_{сх}$, отримані за статистичними даними для середніх широт і безхмарного неба, можна взяти із табл. 6.3. На величину ΔT, указану в табл. 6.3, після сходу Сонця температура повітря підвищується, а після заходу – знижується.

Таблиця 6.3 – Значення щогодинних змін $T_{зах}$ і $T_{сх}$ (°С/год) в різні місяці

ΔT	Місяці											
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
$\Delta T_{зах}$	0,4	0,5	0,8	0,7	1,0	0,7	0,7	0,7	0,7	1,0	0,4	0,5
$\Delta T_{сх}$	1,3	1,4	1,1	1,2	1,2	0,9	0,8	0,7	1,2	1,0	0,6	1,3

Аналогічну таблицю доцільно побудувати за вихідними значеннями для свого пункту.

Успішність прогнозу радіаційного туману в значній мірі залежить від якості прогнозу синоптичної ситуації, мінімальної температури повітря, хмарності, вітру і врахування фізико-географічних особливостей району.

6.6 Прогноз адвективних туманів

Адвективний туман слід очікувати в тому випадку, коли по прогнозу синоптичного положення існують умови для адвекції теплого і вологого повітря на холодну підстильну поверхню. Адвективні тумани виникають в будь-який час доби, як правило, зимою або в перехідні сезони року при помітному потеплінні.

При прогнозі адвективних туманів необхідно враховувати переміщення вже наявних зон туману, адвективні зміни температури і точки роси в приземному шарі, можливість зниження хмар до поверхні землі, а також охолодження повітря в процесі нічного радіаційного охолодження.

Загальними умовами виникнення адвективних туманів є:

- дефіцит точки роси біля поверхні землі повинен бути незначним (при $D_0 > 3$ °С тумани не утворюються);

- швидкість вітру біля поверхні землі не повинна перевищувати 8 м·с$^{-1}$ (за винятком Донецької області); при більшій швидкості вітру відбувається руйнування приземної інверсії і туману.

Для прогнозу адвективних туманів можна скористатися декількома методами, наприклад І.В. Кошеленко, М.В. Петренко, Л.А. Ключникової, О.О. Шадріної, М.Я. Рацимора та інших.

Метод О.О. Шадріної дозволяє визначити можливість визначення туману за значеннями температури повітря (Т) і адвективними змінами точки роси (Td′) біля землі або на рівні 850 гПа за 12 год. Якщо точка перетину температур Т і Td′ біля земної поверхні опиниться нижче суцільної лінії або нижче пунктирної для даних на рівні 850 гПа (рис. 6.11), то в прогнозі слід указувати туман.

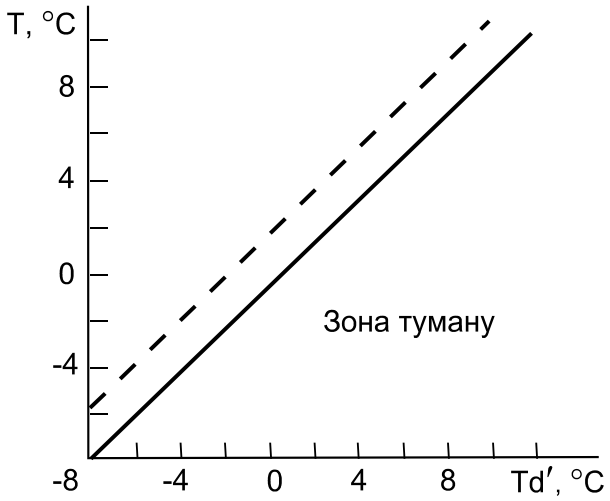


Рис. 6.11 – Графік для прогнозу туману за методом О.О. Шадріної.

Можливість утворення адвективного туману можна отримати за графіком (рис. 6.12), по осі абсцис якого відкладена фактична різниця температур (Т′ - Т) на початку і в кінці траєкторії, а по осі ординат – очікувана швидкість вітру в пункті прогнозу. Метод дає добрі результати при завчасності прогнозу до 9 год.

Метод М.Я. Рацимора дає можливість визначення переходу низьких хмар в туман в найближчий час. В цьому методі використовується поняття ентропії (Е) системи, під якою розуміється сума добутків імовірності різних станів даної системи *P* на логарифми цих імовірностей, взята зі зворотним знаком:

$$E = -\sum_{i=1}^{n} P_i \log P_i. \qquad (6.13)$$

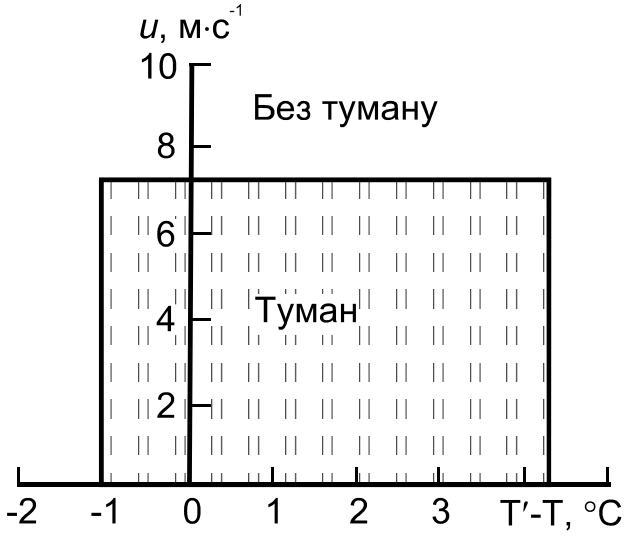


Рис. 6.12 – Графік для прогнозу адвективного туману.

Ентропія має ряд цікавих властивостей: вона перетворюється на нуль, коли один стан системи достовірний, а інші неможливі; при заданому числі станів *n* ентропія максимальна у тих випадках, коли ці стани рівноімовірні; при об'єднанні декількох незалежних систем в одну їх ентропія додається (властивість аддитивності). Основа логарифму в формулі (6.13) може бути будь-якою, але більше одиниці; заміна основи рівносильна множенню ентропії на постійний множник.

Прогноз переходу хмарності в туман здійснюється в тому випадку, коли за вихідний строк спостерігається видимість 3200 м та менше, висота хмар ≤ 200 м і швидкість вітру біля землі менше 7 м·с$^{-1}$. За значеннями перерахованих вище величин по верхній частині номограми (рис. 6.13) визначається ентропія за 30 хв до цього строку $E_{t\,0\text{-}30}$.

Потім розраховується зміна ентропії:

$$\Delta E = E_{t\,0} - E_{t\,0\text{-}30}.$$

Далі, використовуючи нижню частину номограми, за величинами $E_{t\,0}$ і ΔE визначають можливість переходу хмарності в туман.

Метод Напетваридзе використовується в південних районах східного узбережжя Чорного моря (рис. 6.14). На графіку по вертикальній осі відкладається різниця температури повітря о 19 год (T_{19}) і температури води ($T_в$), а по горизонтальній – різниця точки роси і температури води за цей же строк (Td_{19} - $T_в$).

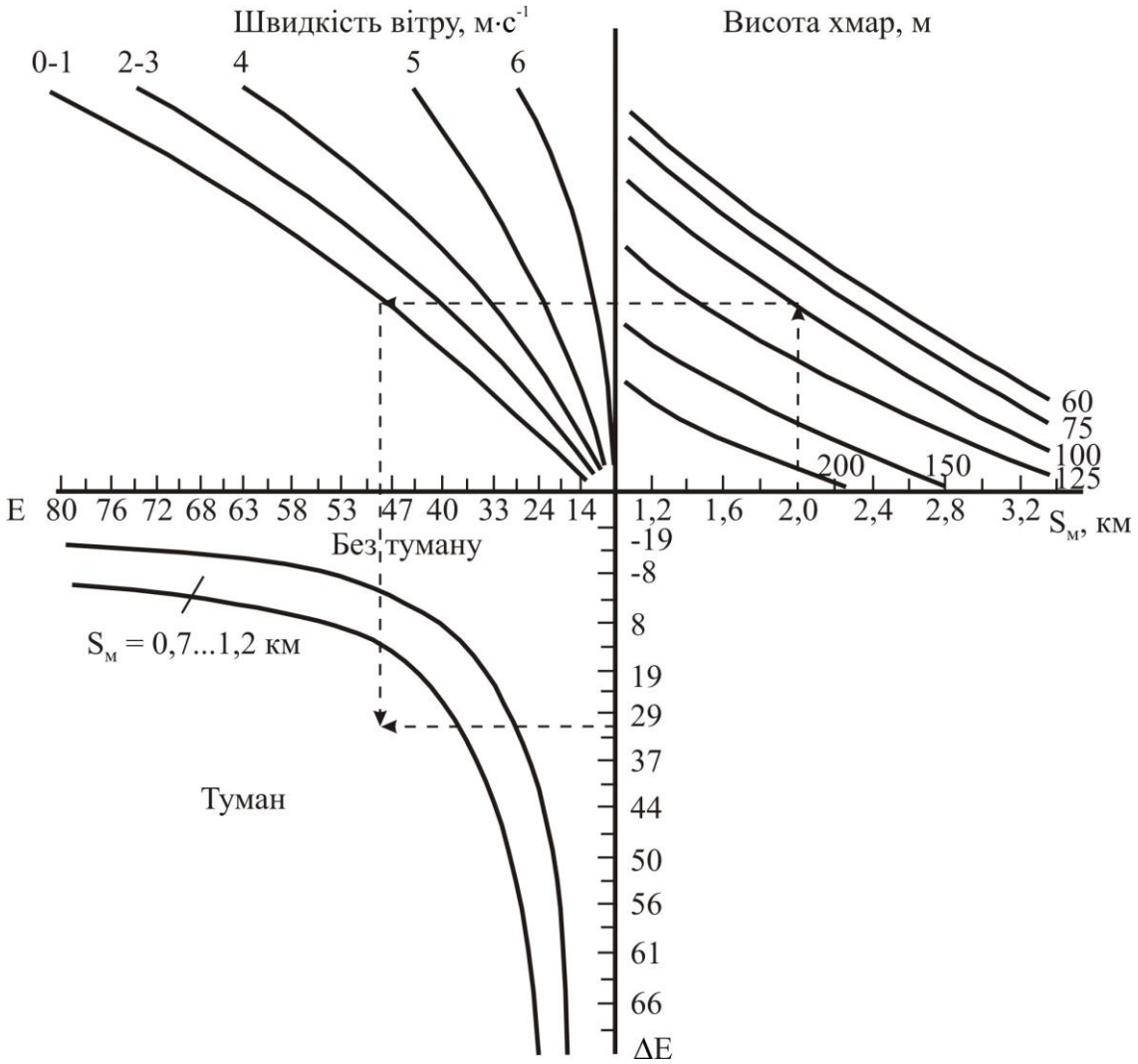


Рис. 6.13 – Номограма для визначення можливості переходу низьких хмар в туман в найближчу годину (за М.Я. Рацимором).

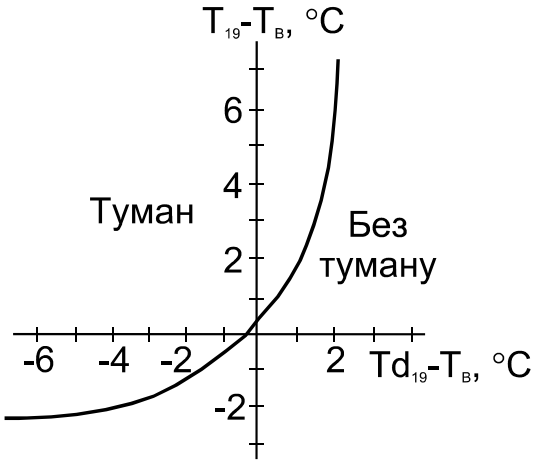


Рис. 6.14 – Графік для прогнозу адвективних туманів за методом Напетваридзе.

Нестандартний спосіб прогнозу адвективного туману в Ставропольському краї потребує застосування кільцевої карти погоди за останній строк, на якій виділяють зону з дефіцитом точки роси ≤ 1 °С (проводять ізолінію D = 1 °С). Потім за двома кільцевими картами погоди (за останній і попередній строки) визначають зону, в якій точка роси збільшилась на 1 °С і більше (проводять ізолінію ΔTd = 1 °С). Зона «перекриття», де одночасно виконуються обидві умови (D ≤ 1 °С, ΔTd ≥ 1 °С), переміщується за потоком на 3…9 год; в отриманому районі в прогнозі вказується туман.

При прогнозі туману в приморських районах важливо враховувати наявність теплих і холодних морських течій, їх температуру і температуру повітря, що переміщується над ними.

Для визначення часу розсіювання адвективних туманів рекомендується знати ряд правил. Адвективні тумани розсіюються:

- після припинення адвекції тепла (поворот вітру);
- при радіаційному нагріванні туману після сходу Сонця (звичайне зростання температури);
- при радіаційному охолодженні туману;
- при посиленні приземного вітру до 8 м·с$^{-1}$ і більше;
- при зменшенні точки роси за рахунок конденсації і сублімації водяної пари на поверхні ґрунту або снігу;
- при випадінні опадів.

Розсіювання адвективного туману може відбуватися в будь-який час доби, найчастіше це відбувається через 3…5 год після сходу Сонця, іноді осінню – в другій половині дня, а зимою навіть вночі.

Час утворення і розсіювання *фронтального туману* можна визначити за швидкістю переміщення атмосферного фронту. Якщо ж фронтальний туман утворюється знову, то це звичайно відбувається через 0,5…1,0 год після проходження фронту.

Прогноз фронтальних туманів можна здійснювати за дискримінантними функціями вигляду:

$$L = T_{інв} - T_0 - (7{,}78 \cdot 10^{-2} D^2_{0\,хол} + 0{,}67\, D_{0\,хол}), \qquad (6.14)$$

де T_0 і $T_{інв}$ - температури повітря біля поверхні землі та на верхній межі інверсії; $D_{0\,хол}$ – дефіцит точки роси в холодному повітрі.

Якщо при розрахунках виходить, що L ≥ 0, то в прогнозі вказується туман.

Додатково для оцінки часу розсіювання фронтального туману необхідно враховувати зміну синоптичної ситуації, характер адвекції, турбулентного обміну та місцеві особливості.

6.7 Прогноз туманів при від'ємній температурі повітря

При низьких температурах повітря (-30 °С і нижче) на аеродромах і в населених пунктах можуть утворюватись тумани, які звичайно називають морозними або льодяними, за рахунок переміщення холодного атмосферного повітря з теплим і вологим повітрям вихлопних і паливних газів. За певних умов переміщення повітря може досягати стану насичення, що викликає конденсацію або сублімацію водяної пари. Цей вид туману може спостерігатися в населених пунктах при розвитку антициклону або відрогу, в якому створюються умови для застою і сильного вихолодження повітря.

При слабкому вітрі та наявності інверсії в приземному шарі продукти згорання палива не розсіюються по великій площі. Якщо відносна вологість в оточуючому повітрі вище деякого критичного для даної температури значення (табл. 6.4), то виникає перенасичення повітря по відношенню до льоду, зародкові краплі води замерзають і швидко ростуть, що і призводить до утворення льодяного туману.

Таблиця 6.4 – Зв'язок критичної температури насичення повітря ($T_{кр}$) з відносною вологістю (R) при тиску біля поверхні землі 1000 гПа.

R, %	100	90	60	0
$T_{кр}$, °С	-29	-33	-36	-39

При температурі повітря нижче -39 °С зародкові краплі води замерзають незалежно від вологості повітря і продовжують рости за рахунок вологи атмосферного повітря або продуктів згорання палива. Тому при температурі нижче -39 °С спостерігається тільки льодяний туман. Якщо температура оточуючого повітря вище критичної, то краплі води не замерзають і випаровуються у зв'язку з недонасиченням відносно води без утворення туману.

Для *прогнозу виникнення льодяного туману* за температурою (Т) і точкою роси (Td) можна скористатися графіком А.В. Садовникова (рис. 6.15). Вся площа графіка розділена на три зони: I – стійкий льодяний туман; II – нестійкий туман, який утворюється тільки при згоранні палива, якщо при цьому повітря досягає насичення по відношенню до льоду; III – без туману.

На кожному аеродромі місцеві умови такі, що при від'ємних температурах повітря туман виникає при відносній вологості менше 100%, причому, чим нижча температура, тим при менших значеннях вологості може формуватися туман. Тому доцільно, використовуючи тривалий ряд спостережень на аеродромі, побудувати графік залежності відносної

вологості (R) від температури повітря (T) при утворенні туману (аналогічно рис. 6.16).

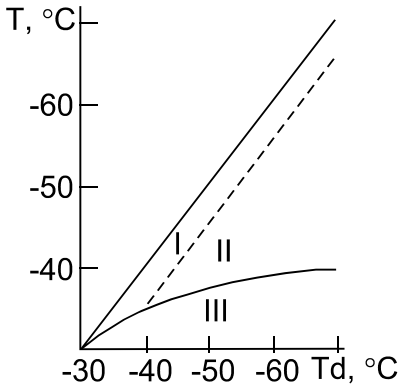


Рис. 6.15 – Графік для прогнозу льодяного туману.

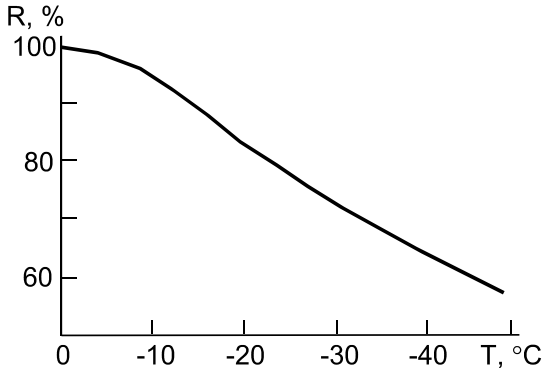


Рис. 6.16 – Залежність відносної вологості від температури повітря при виникненні туману.

Цінність такого графіка в оперативній практиці збільшується, якщо будувати залежність окремо для різних напрямків вітру.

Контрольні запитання

1. Яке метеорологічне явище має назву «туман»?
2. Перелічіть причини виникнення туману.
3. Як поділяють тумани в залежності від їх інтенсивності, вертикальної потужності?
4. Які предиктори використовуються в методах прогнозу туману?
5. Перелічіть основних споживачів прогнозу туману.
6. Які особливості виникнення «льодяного» туману?

7 ПРОГНОЗ ВИДИМОСТІ

7.1 Загальні поняття видимості та основні споживачі прогнозу видимості

При сучасних темпах розвитку народного господарства, техніки, а саме, швидкісного транспорту все більш актуального значення набуває проблема видимості. Вчення про видимість – це науковий напрям, основною задачею якого є дослідження закономірностей зорового сприйняття різноманітних природних і штучних об’єктів ландшафту та сигнальних вогнів у різних атмосферних умовах.

Видимість - зорове сприйняття об’єктів, обумовлене існуванням контрастів яскравості і кольору між предметами і фоном. Видимість характеризується дальністю видимості (як далеко видно) і ступенем видимості (наскільки добре видно). На практиці майже завжди цікавляться лише дальністю видимості.

Під видимістю розуміється максимальна відстань, з якої видно і розпізнаються світлові орієнтири вночі та освітлені об’єкти вдень. Теоретичне максимальне значення видимості становить 350 км, а мінімальне може не перевищувати декількох метрів.

Видимість залежить від розмірів і форми предметів, освітленості, кольору і яскравості фону та предмета, а також прозорості атмосфери. Кутові розміри предмета повинні бути більше гостроти зору спостерігача. Нагадаємо, що нормальна гострота зору людини – 1 кутова хвилина, тобто якщо розмір об’єкта менше 1/150 відстані до нього, то людське око не повинне його сприймати (хоча дроти, які проектуються на фон неба видно на відстані, що перевищує 150 їх діаметрів). Об’єкти з чітко окресленими краями (будівлі, труби тощо) видно краще, ніж об’єкти з розпливчатою межею (ліс).

Видимість залежить від освітленості. В екстремальних умовах об’єкти невиразні. Отже, для того, щоб об’єкт було добре видно необхідно, щоб освітленість його і фону була не менше визначеної величини і, крім того, між фоном і об’єктом був контраст яскравості.

Всі фактори найчастіше проявляються в комплексі, обумовлюючи складний характер видимості в кожному конкретному випадку. Споживача звичайно цікавить обмежена видимість.

Отже, під видимістю (метеорологічною дальністю видимості) розуміється найбільша відстань, з якої можна розрізнити (виявити) на фоні неба поблизу горизонту чорний об’єкт з кутовими розмірами більше 15 хвилин. В залежності від значень видимість вимірюється в метрах (з округленням до десятків і сотень) або в кілометрах, а іноді (в теперішній час вкрай рідко) – в умовних балах:

Бали	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Видимість, км	<0,05	0,05…0,2	0,2…0,5	0,5…1,0	1…2	2…4	4…10	10…20	20…50	>50

Для практичних цілей представляють інтерес дані табл. 7.1, в якій видимість пов’язана з візуальною оцінкою інтенсивності конкретного метеорологічного явища.

Видимість впливає на роботу *всіх видів транспорту, особливо авіації.*

Напряму від видимості залежить *робота будівельників і комунальних служб.* На інші галузі народного господарства видимість впливає непрямим чином, тому що обмежена видимість практично завжди спостерігається при наявності небезпечного або стихійного метеорологічного явища, яке погіршує видимість. Тому прогноз видимості тісно пов'язаний з прогнозом окремих явищ погоди.

7.2 Прогноз видимості під низькими шаруватими хмарами, в серпанку і туманах

Прогноз видимості тісно пов'язаний з прогнозом синоптичного положення. До зміни видимості приводять різні метеорологічні явища. Помутніння атмосфери, а отже, погіршення видимості можуть спричинити, так звані, вологі або сухі процеси. Вологі процеси супроводжуються підвищенням відносної вологості повітря в приземному шарі при стійкій стратифікації атмосфери; чим вища відносна вологість і більш стійка стратифікація атмосфери, тим менше видимість. Встановлено, що при додатній температурі повітря і відносній вологості 70% середнє значення видимості дорівнює 7000 м, при відносній вологості 80% - близько 3000 м, а при вологості 90% - близько 2000 м.

Таким чином, розробивши прогноз температури повітря і точки роси (відносної вологості), можна орієнтовно судити про видимість в цей же період. При цьому слід мати на увазі, що у випадку від’ємної температури повітря вказаним значенням відносної вологості звичайно відповідають менші значення видимості; цей зв'язок чітко простежується в районі населених пунктів.

Видимість в приземному шарі за *наявності низьких хмар* залежить також від швидкості вітру, вологості повітря і розподілу температури повітря в підхмарному шарі (табл. 7.1).

Таблиця 7.1 – Середня видимість (км) в залежності від швидкості і вертикального градієнта температури γ в шарі 0…200 м

Швидкість вітру, м·с$^{-1}$	Вертикальний градієнт температури, γ °С/100 м				
	< -3	-3…-1	-1…-0	0…1	> 1
0…3	1,3	1,8	2,4	3,6	7,0
4…7	1,7	2,6	3,2	6,7	9,5
> 7	-	4,1	5,7	7,2	9,6

За даними спостережень на Україні при слабкому вітрі середня видимість мала і лише з ростом γ збільшується. Видимість залежить від висоти хмар: звичайно при висоті хмар близько 100 м видимість біля землі у світлий час доби у 80% випадків не перевищує 4000 м. Погіршена видимість до 2 км і менше під низькими шаруватими хмарами спостерігається переважно на рівнинній місцевості при швидкості вітру не більше 5 м·с$^{-1}$; на навітряних схилах височин вона відмічається при значних швидкостях, іноді до 10…12 м·с$^{-1}$ і навіть більше. На рівнинній місцевості погіршена видимість може спостерігатися при великих швидкостях вітру (до 10…12 м·с$^{-1}$) за умови, що посилення вітру супроводжується адвекцією повітря з малими значеннями дефіциту точки роси (T - Td) при відносно великих значеннях точки роси (відносна вологість не менше 90%, (T - Td) ≤ 1 °С). При відсутності помітного збільшення Td турбулентний перенос вверх водяної пари і продуктів конденсації, що посилюється, обумовлює поліпшення видимості біля поверхні землі. Видимість біля землі і на висотах залежить від характеру повітряної маси: у нестійких повітряних масах відмічається добра видимість біля землі і погана на висотах; у стійких, коли турбулентний обмін розвинутий слабко, видимість біля землі гірша, ніж на висотах.

Враховуючи дані табл. 7.1 і механізм переносу вологи, слід відмітити, що погіршена видимість найбільш часто спостерігається за умов слабкого вітру і слабкої турбулентності, при градієнтах температури у підхмарному шарі менше вологоадіабатичних і при наявності над хмарним шаром інверсії (ізотермії) з ростом масової частки водяної пари.

Отже, перш ніж прогнозувати видимість необхідно дати прогноз того явища погоди, яке буде обумовлювати погіршення видимості.

Видимість в серпанках і туманах змінюється в значних межах і залежить від кількості і розмірів зважених часток, які знаходяться в одиниці об’єму, тобто від водності. Якщо припустити, що туман складається із крапель одного розміру радіусом r (см), то видимість в тумані можна визначити за формулою:

$$S_м = 2{,}3 \cdot 10^4 \, r/q \, , \qquad (7.1)$$

де q – водність туману, г·м$^{-3}$.

За однакової водності видимість буде менше при наявності крапель меншого розміру (рис. 7.1).

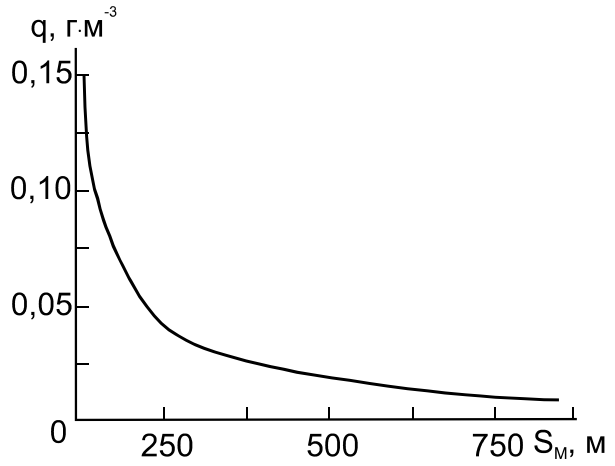


Рис. 7.1 – Залежність видимості в тумані від його водності для центральних районів Східної Європи і України.

Якщо в (7.1) підставити середнє значення радіусу крапель в тумані, що дорівнює $5 \cdot 10^{-4}$ см, то цей вираз набере більш простого вигляду:

$$S_м = 11{,}5/q\ . \qquad (7.2)$$

Чим вище початкове значення точки роси ввечері і більше її зниження вночі при охолодженні приземного шару повітря, тим менша видимість в тумані за інших рівних умов. Цим виводом можна керуватись при прогнозі видимості в туманах охолодження, особливо в радіаційних і адвективно-радіаційних.

Для прогнозу видимості в тумані можна скористатися ще однією напівемпіричною формулою

$$S_м = 60q^{-0{,}5}\ , \qquad (7.3)$$

де q можна визначити із виразу

$$q = 3 \cdot 10^{-4}(T_т)^2 + 1{,}2 \cdot 10^{-2}(T_т) + 0{,}14.$$

Отже, визначивши температуру туманоутворення ($T_т$), можна знайти видимість в тумані.

Для *прогнозу видимості в радіаційному тумані* може бути використана інша прогностична величина – нічне зниження температури повітря, тобто мінімальна температура $T_{мін}$. По значенню точки роси Td за 18…19 год і прогностичній $T_{мін}$ визначається величина $\Delta Td = Td - T_{мін}$, а потім за номограмою (рис. 7.2) розраховується видимість в тумані.

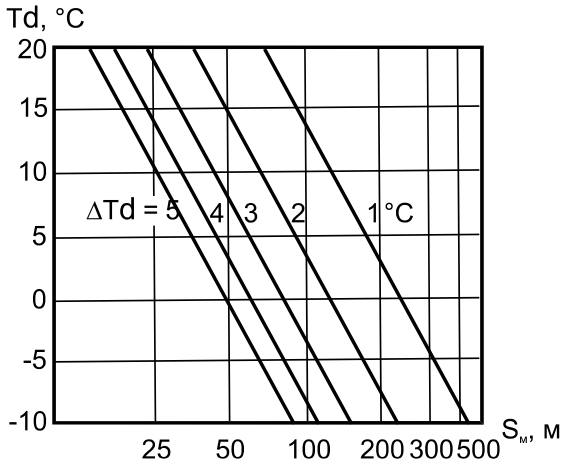


Рис. 7.2 – Номограма для визначення мінімальної метеорологічної видимості ($S_м$) в тумані по значенню Td та її зниженню протягом ночі ΔTd (похилі лінії).

Після сходу Сонця видимість в радіаційному тумані починає покращуватись, але не завжди плавно. В міру прогрівання і посилення вітру біля поверхні землі туман втрачає стійкість, перед розсіюванням він стає клаптеподібним і рухомим (повзучим). Для визначення можливих коливань видимості в нестійких туманах можна використовувати графік (рис. 7.3).

Наприклад, якщо в будь-який вихідний строк спостережень видимість становить 600 м, то з імовірністю 80% можна стверджувати, що через 12 хв значення її буде знаходитись в межах 420…760 м, а через 20 хв – в межах 340…800 м.

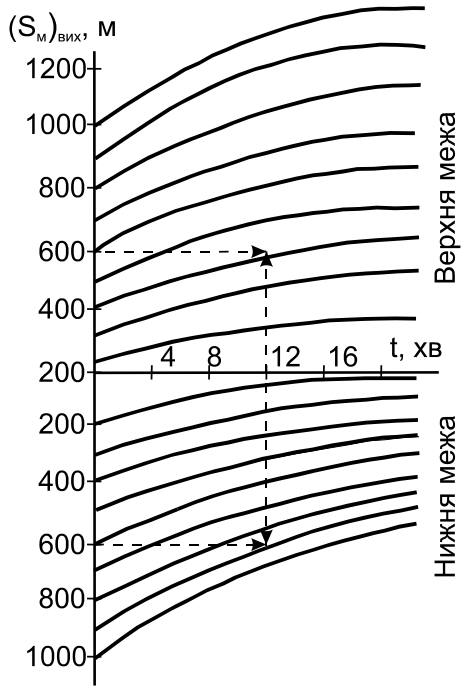


Рис. 7.3 – Графік для визначення можливих меж коливань видимості протягом інтервалів від 4 до 20 хв із забезпеченістю 80%.

В основу методики *прогнозу видимості в адвективному тумані* покладено припущення про досягнення насичення і перенасичення більш теплого і вологого повітря, що переміщується в пункт прогнозу. Прогноз видимості здійснюється за комплексним графіком (рис. 7.4), в якому верхня частина використовується для прогнозу шаруватих хмар і туману, а нижня – видимості в тумані. На графіку по осі абсцис відкладено горизонтальний градієнт точки роси $\Delta Td/\Delta S$, а по осі ординат – дефіцит точки роси в початковому пункті траєкторії (вверху) і швидкість вітру V в пункті прогнозу (внизу).

Для прогнозу видимості в адвективному тумані можна також користуватися номограмою (рис. 7.5) і додатковим графіком (рис. 7.6).

Всередині зони, обмеженої кривою 0,5, імовірність туману з видимістю < 500 м становить 68%; крива 1 окреслює зону, де імовірність туману з видимістю < 1000 м дорівнює 52%; за межами зони, окресленої кривою 2, імовірність відсутності туману ($S_м$ < 1000 м) практично дорівнює 100%, а на полі між кривими 1 і 2 переважають низькі хмари. З метою отримання більш конкретних даних про видимість внизу (рис. 7.5) побудовано графік, на горизонтальній осі якого відкладена швидкість вітру, а на осі ординат – видимість в тумані.

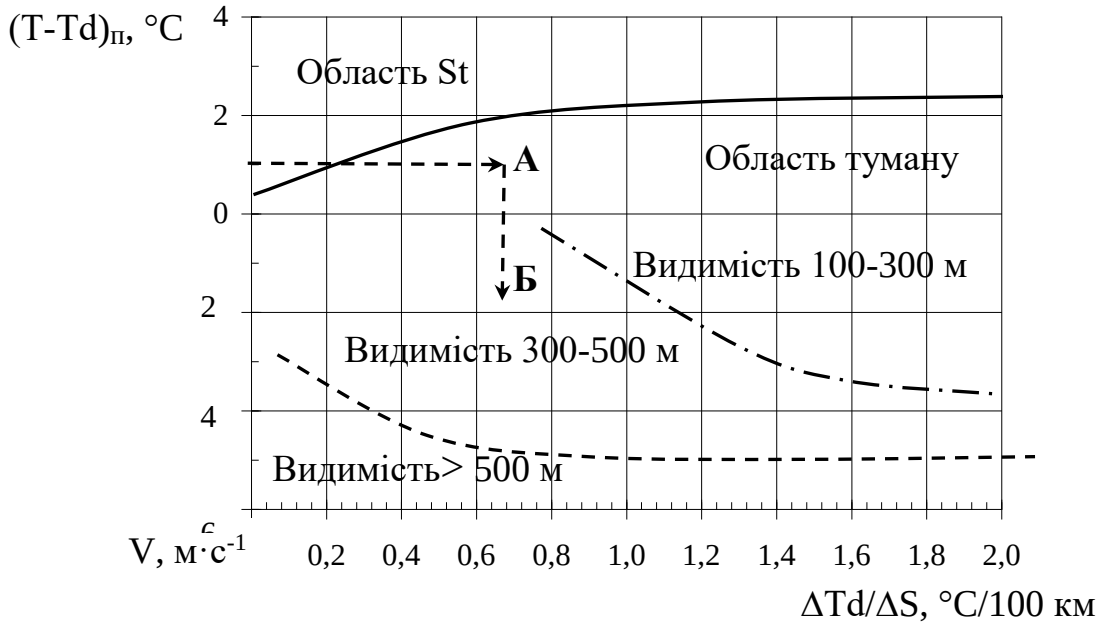


Рис. 7.4 – Комплексний графік для прогнозу адвективного туману та видимості в ньому.

Для врахування залежності туману і видимості в ньому від стратифікації в граничному шарі атмосфери і швидкості вітру використовується додатковий графік (рис. 7.6), на осі ординат якого відкладено відношення швидкості вітру на рівні флюгера $V_ф$ до швидкості градієнтного вітру V_{gr}, а на осі абсцис - $V_ф$. Відношення $V_ф/V_{gr}$

характеризує стратифікацію граничного шару атмосфери: при стійкій стратифікації $V_ф/V_{gr}$ незначне (менше 0,3…0,4), а при $\gamma \approx 1$ °C/100 м - $V_ф/V_{gr} = 0,7…0,8$.

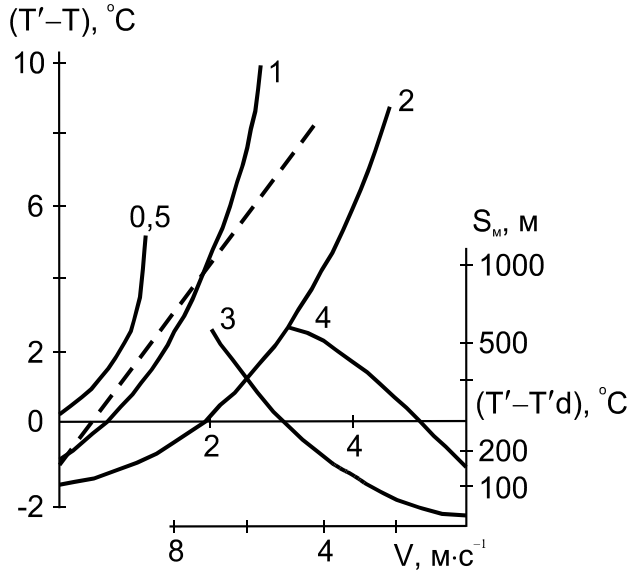


Рис. 7.5 – Номограма для прогнозу туману і низьких хмар (І.В. Кошеленко).

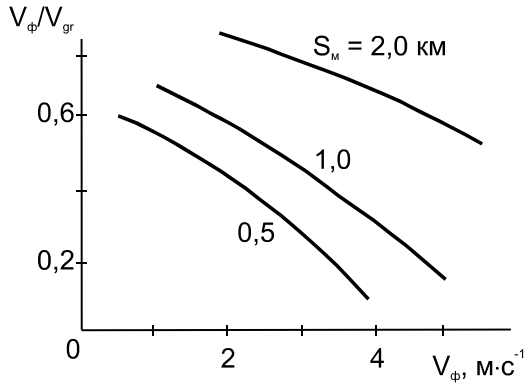


Рис. 7.6 – Допоміжний графік для прогнозу видимості в тумані (І.В. Кошеленко)

Для прогнозу туману і видимості в ньому існує багато методів, наприклад, Б.В. Кирюхіна для радіаційного і Л.А. Ключникової для адвективного туману, вони використовують суміщені графіки.

В реальних умовах видимість в тумані може значно відрізнятися від тієї величини, яку отримуємо із конкретного методу прогнозу. Ці відмінності обумовлені, з однієї сторони, неточністю вимірювання і прогнозу температури повітря і точки роси, а з іншої – незадовільним врахуванням місцевих особливостей і процесів, що реально відбуваються.

Представляє практичний інтерес зміна видимості в тумані з висотою і зв'язок між метеорологічною ($S_м$) і вертикальною ($S_в$) видимістю (рис. 7.7).

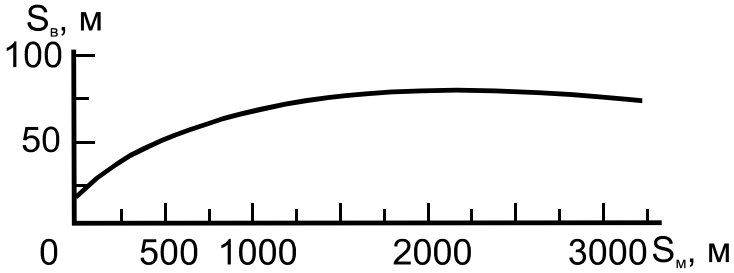


Рис. 7.7 - Графік залежності метеорологічної ($S_м$) і вертикальної видимості ($S_в$) при тумані (серпанку).

В адвективних і фронтальних туманах, як і в шаруватій хмарності, водність з висотою збільшується і досягає максимальних значень поблизу верхньої межі. В радіаційному тумані найгірша видимість спостерігається в нижньому шарі повітря. В туманах охолодження мінімальна видимість повинна відмічатись (теоретично) в момент сходу Сонця (при мінімальній температурі повітря). Однак, мінімум температури по відношенню до моменту сходу Сонця «запізнюється» на 1-2 год, тому і мінімум видимості співпадає з цим часом (±2…3 год від моменту сходу Сонця). Після сходу Сонця в міру прогрівання повітря і посилення вітру біля поверхні землі, радіаційний туман втрачає стійкість, що тягне за собою коливання видимості з тенденцією до її покращення.

7.3 Прогноз видимості в опадах

Прозорість атмосфери і видимість залежать від інтенсивності опадів. Кореляційний зв'язок цих характеристик наведено на рис. 7.8. Прогноз видимості у дощі можна починати при наявності чисельного прогнозу кількості опадів за певний проміжок часу.

При наявності даних про інтенсивність дощу метеорологічну дальність видимості можна розрахувати за формулою

$$S_м = 13{,}6\ J_д^{-0{,}71},$$

де $J_д$ - інтенсивність дощу, мм·год$^{-1}$.

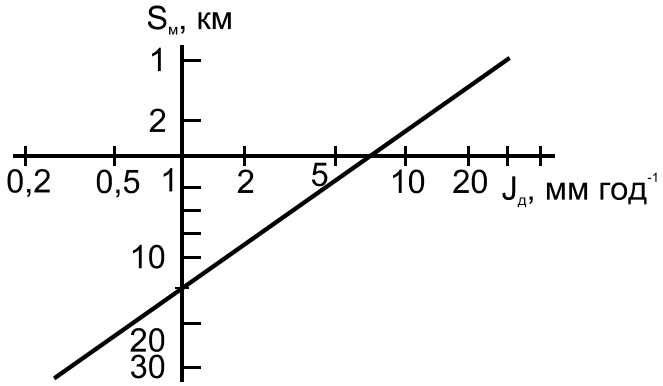


Рис. 7.8 - Залежність метеорологічної видимості $S_м$ від інтенсивності дощу.

Облогові дощі в середньому погіршують видимість до 4…6 км, а іноді до 1…2 км. Видимість в зливових дощах зазвичай погіршується до 1…2 км, в окремих випадках до декількох сотень або навіть десятків метрів.

При випадінні снігу також погіршується видимість. Це погіршення цілком залежить від інтенсивності снігопаду. Коли складено прогноз

інтенсивності снігопаду, для визначення видимості в ньому при слабкому вітрі можна використовувати графік (рис. 7.9). Сильний вітер є додатковим фактором погіршення видимості при снігопаді. Наглядно це демонструє рис. 7.10.

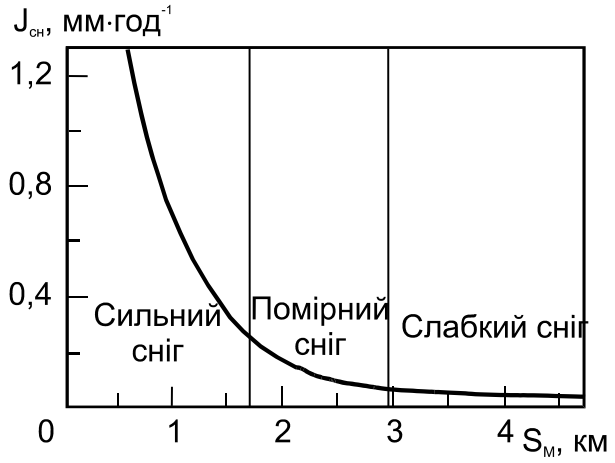


Рис. 7.9 - Залежність метеорологічної видимості від інтенсивності снігопаду при слабкому вітрі.

Видимість залежить від швидкості вітру і змінюється при слабкому снігу від 2 до 4 км, при помірному – від 1 до 3 км і при сильному снігу – від декількох сотень або десятків метрів до 1,5 км.

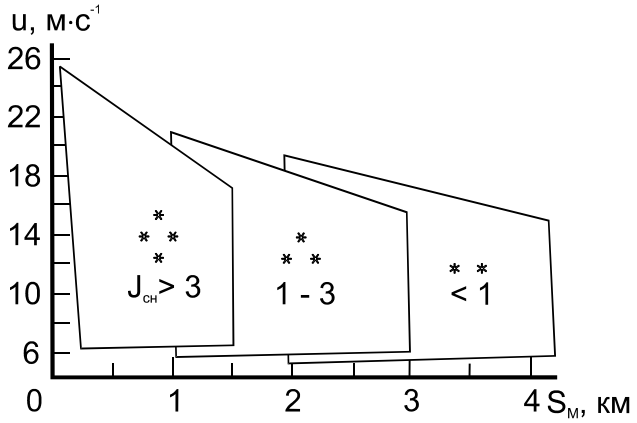


Рис. 7.10 - Залежність метеорологічної видимості від інтенсивності снігопаду $J_{сн}$ (мм/12 год) при сильному вітрі.

Контрольні запитання

1. Що таке метеорологічна дальність видимості?
2. Які причини призводять до погіршення метеорологічної дальності видимості?
3. Які існують методи прогнозу видимості при низькій хмарності, серпанках, туманах?
4. Від чого залежить дальність видимості в серпанках та туманах?
5. Від чого залежить погіршення видимості в опадах?
6. В яких одиницях вимірюється видимість?

7.4 Прогноз видимості в хуртовинах

Особливості просторово-часового розподілу хуртовин. До числа атмосферних явищ, які завдають великих збитків господарству нашої країни, належать хуртовини. Супроводжуючись сильним вітром, випадінням і переносом снігу, вони утворюють снігові замети, в результаті чого порушується регулярний рух транспорту; визивають додаткові статичні навантаження на дахи житлових і промислових будівель; пошкоджують плодові і декоративні дерева; перешкоджають добуванню корму тваринам; виводять із ладу лінії зв'язку і електропередач; погіршують видимість і утруднюють зліт та посадку літаків, сприяють сходу снігових лавин у горах (наприклад, зими 1986-1987 рр. та 2009 – 2010 рр.).

Хуртовиною називається перенос снігу над земною поверхнею вітром достатньої сили. Розрізняють три види хуртовин - загальну, низову і поземок:

- *загальна хуртовина* – випадіння снігу при сильному вітрі (звичайно більше 7 м·с$^{-1}$);
- *низова хуртовина* – перенос сухого снігу, що випав раніше, і підіймається сильним вітром (10…12 м·с$^{-1}$) з поверхні снігового покриву до висоти декількох метрів (за відсутності снігопаду);
- *поземок* - перенос сухого снігу, що випав раніше, у двохметровому шарі, який безпосередньо прилягає до земної поверхні, при швидкості вітру близько 5 м·с$^{-1}$ (при значному посиленні вітру він звичайно переходить в низову хуртовину).

Перенос вітром снігу з частинками ґрунту представляє своєрідну комбінацію хуртовини з пиловою бурею і утворює найбільш тяжку форму заметів транспортних магістралей. Тому при прогнозі хуртовин також необхідно брати до уваги не тільки стан снігового покриву, але і оголених ділянок ґрунту.

Згідно Настанови по службі прогнозів та попереджень про небезпечні та стихійні явища погоди до небезпечних відносяться хуртовини тривалістю 3 год і більше при швидкості вітру (хоча б в один із строків спостережень під час хуртовини) до 10 м·с$^{-1}$ і більше.

До стихійних метеорологічних явищ (СГЯ) відносяться сильні хуртовини, які зберігаються протягом дня і ночі (але не більше 6 год) при переважній швидкості вітру 15 м·с$^{-1}$ і більше, а для узбереж арктичних та далекосхідних морів 25 м·с$^{-1}$ і більше.

Досвід показує, що при прогнозі небезпечних явищ погоди необхідно мати чітке уявлення про їх просторово-часовий розподіл по даній території. Просторовий розподіл хуртовин (повторюваність, тривалість, інтенсивність переносу снігу) багато в чому залежить від широти місця, кліматичних і синоптичних умов та фізико-географічних місцевих

особливостей (ступеня захищеності пункту, форми рельєфу, експозиції схилу, висоти над рівнем моря, характеру лісистості).

Повторюваність як одна із важливих характеристик явища звичайно оцінюється середнім і максимальним числом днів (або числом випадків) з хуртовиною.

На території України хуртовини спостерігаються, в основному, з жовтня по квітень, в деяких районах вони виникають в більш ранні і пізні строки. Звичайно найбільша повторюваність хуртовин відмічається у грудні-лютому (до 70 випадків).

На розподіл числа днів (випадків) з хуртовиною по території суттєво впливають особливості рельєфу. У горах у міру збільшення висоти, а з нею суворості та тривалості зими, а також швидкості вітру повторюваність хуртовин значно зростає, особливо на відкритих схилах і перевалах.

В захищених від вітру гірських долинах і ущелинах, на лісових полянах хуртовинна діяльність помітно ослаблена в порівнянні з відкритими місцями. Тому навіть невисокі височини виділяються підвищеною повторюваністю хуртовин. Різко збільшується вона на висотах, що перевищують 1000 м.

В Українських Карпатах найбільша повторюваність хуртовин (в середньому до 20 днів за зиму) відмічається у Передкарпатті, де вони частіше супроводжуються значними снігопадами і посиленням вітру. У Закарпатті та захищених від вітру долинах середнє число днів з хуртовиною на рік не перевищує двох-п’яти.

На території України повторюваність хуртовин суттєво змінюється із року в рік в залежності від особливості розвитку атмосферних процесів. Так, зими 1963-64, 1966-67, 1975-76, 1986-87, 2009-2010 рр. характеризувались значним збільшенням числа днів з небезпечними хуртовинами, коли їх повторюваність у два-три рази і більше перевищувала середню багаторічну, а в деякі зими хуртовини спостерігались рідко або були повністю відсутні. Аналіз синоптичних процесів в аномальні зими показав, що місяці з підвищеною повторюваністю хуртовин характеризувались послабленою антициклонічною діяльністю і переважанням процесів інтенсивного циклогенезу над Західною Європою та Середземним морем. При цьому найчастіше циклони переміщувались зі Скандинавії на центральні райони Східної Європи (пірнаючі циклони) або із Середземного чи Чорного морів на Україну (вихід південних циклонів).

Крім повторюваності не менш важлива кліматична характеристика хуртовин – їх тривалість (середня і сумарна за місяць або зиму). Побудовані карти середньої тривалості хуртовин за рік і за добу. Середня за рік тривалість хуртовин в залежності від фізико-географічних умов регіону змінюється в широких межах. На значній частині території України тривалість хуртовин 200 год і більше: тривалість однієї хуртовини

в день з явищем змінюється від 1…2 до 10…12 год (в середньому 6…8 год). Небезпека хуртовини визначається її тривалістю. У горах, на відкритих підвищених місцях тривалість хуртовин у порівнянні з прилеглими рівнинними ділянками помітно збільшується. На перевалах і в зоні льодовиків хуртовини іноді тривають по декілька діб (в окремих випадках до 100 год і більше). Їх сумарна річна тривалість у високогірних районах може перевищувати 1000…2000 год.

Найбільша середня тривалість хуртовин відмічена в січні-лютому і може досягати 40…50 год і більше. У жовтні і квітні вона мала і звичайно не перевищує 1…2 год.

У залежності від характеру атмосферних процесів інтенсивність і тривалість хуртовин у різні роки помітно коливається. Інтенсивність переносу снігу при хуртовинах залежить, в основному, від розподілу швидкостей вітру. Підрахунки середньої інтенсивності переносу снігу за зиму всіма хуртовинами показали, що вона змінюється від десятих часток до декількох кубічних метрів на погонний метр за годину. Найбільша інтенсивність переносу снігу відмічається у східних районах, де часті снігопади і при хуртовинах швидкості вітру великі. Найменша інтенсивність переносу снігу відмічена в лісовій зоні нашої країни, у лісостеповій та степовій вона знову зростає.

Об’єм снігу, що переноситься при хуртовинах, залежить від інтенсивності снігопереносів і їх тривалості. На картах відмічається зменшення об’ємів снігопереносу зі зменшенням широти місця, що перш за все пов’язано із зміною тривалості хуртовин.

Особливий практичний інтерес представляють дані про об’єм відкладень снігу на дорогах. Виявилось, що у північних і східних районах Східної Європи відкладення снігу на дорогах із забезпеченістю 5% (раз на 20 років) можуть перевищувати 600 м^3/п.м, у центрі – 200…300, а у північно-західних і південно-західних районах вони менші 100 м^3/п.м.

Повторюваність і тривалість хуртовин залежить, крім великомасштабних атмосферних процесів, більшою мірою від особливостей орографії місцевості (висоти місця, ступеня його захищеності по відношенню до хуртовинних вітрів і лісистості). Так, в Україні найбільш тривалі хуртовини спостерігались в зими і місяці з частим переміщенням пірнаючих циклонів і при виході південних циклонів. Розрахунки показали, що на території країни (де середня тривалість періоду виникнення небезпечних хуртовин близько 95 днів, а максимально досягає 155 днів) середні дати виникнення небезпечних хуртовин добре узгоджуються з датами переходу середньодобової температури повітря через 0 °С, а найбільш ранні та пізні дати приблизно співпадають з відповідними датами переходу середньодобової температури через +5 °С. Цю закономірність можна використовувати для непрямого висновку про імовірність небезпечних хуртовин за даними про

середньодобову температуру повітря, що містяться у Довіднику по клімату СРСР та монографії «Клімат України» (2003 р.).

Хуртовини спричиняють великий перерозподіл снігового покриву. На окремих ділянках снігових заметів його висота може досягати 4…8 м. Тому у зв'язку зі значною протяжністю території України з півночі на південь і з заходу на схід при різноманітті її рельєфу відмічаються великі відмінності в частоті появи хуртовин і їх тривалості.

З метою кількісної оцінки впливу особливостей рельєфу на хуртовинну діяльність О.М. Раєвський типізував її для території України. Враховувались особливості місцеположення метеорологічних станцій (абсолютна і відносна висоти, крутизна та експозиція мезосхилів), а також ступінь їх захищеності по відношенню до переважаючих при хуртовинах вітрів. Метеорологічні станції розміщені:

I тип – в меридіонально орієнтованих долинах, які добре продуваються північними і південними вітрами, але з заходу і сходу захищені височинами, що перевищують місцеположення станції більш ніж на 20…30 м.

II тип – в широтно орієнтованих долинах, які продуваються західними і східними вітрами. Долини річок захищені з півночі і півдня височинами, що перевищують місцеположення станції на 20…30 м і більше.

III тип – посеред рівнини або дуже широкої долини річки. Звичайно це рівна і відкрита для доступу вітрів місцевість, а положення станції не перевищує рівень дна долини більш ніж на 10 м.

IV тип – на порівняно крутих і відкритих схилах височин, а їх місцеположення перевищує рівень прилеглої долини більш ніж на 20…30 м (тут можуть бути виділені підтипи в залежності від ступеня навітреності схилів).

V тип – на випуклих формах рельєфу (вершини височин, пагорбів, вододільні плато тощо). Вони відкриті для доступу вітрів всіх напрямків, а висота їх місцеположення перевищує рівень прилеглих долин на 30…50 м і більше.

Виділення перерахованих вище 5 типів рельєфу місцевості дає можливість проаналізувати режим хуртовин з урахуванням фізико-географічного положення метеорологічних станцій. Особливості рельєфу місцевості вносять суттєві відмінності в комплекс метеорологічних величин (режим вітру, опадів, температури повітря), що сприяють виникненню хуртовин, обумовлюють їх нерівномірний просторово-часовий розподіл досліджуваною територією. Так, на відкритих підвищених місцях та їх навітряних схилах, які помітно перевищують рівень прилеглих долин (IV- V типи рельєфу), а також посеред відкритої рівнинної безлісої місцевості, повторюваність і тривалість хуртовин у декілька разів більше, ніж у захищених, меридіонально орієнтованих долинах (I тип рельєфу). Ці ж типи рельєфу характеризуються також

найбільшою тривалістю періоду можливої появи хуртовин (особливо небезпечних) на протязі холодного періоду, тобто більш ранніми і пізніми датами їх виникнення.

Метеорологічні і синоптичні умови виникнення хуртовин. При формуванні хуртовин метеорологічні умови в різних фізико-географічних регіонах можуть помітно відрізнятися. У ряді досліджень оцінюється комплекс (поєднання) величин, які сприяють виникненню хуртовин – повторюваність різних напрямків і швидкостей вітру, а також температури повітря. На території України загальні хуртовини виникають при вітрі північно-східного і північно-західного напрямків швидкістю 6…10 м·с$^{-1}$ і температурах повітря 0…-5 °С (близько 50…60 % випадків). Небезпечні хуртовини в більшості випадків відмічаються при температурі повітря від 0 до -10 °С, північно-західному і південно-східному вітрах швидкістю 10…15 м·с$^{-1}$ (до 75 % випадків у центральних районах України). Стихійні хуртовини на півдні України частіше спостерігаються при температурі повітря від 0 до -10 °С, швидкості вітру 12…16 м·с$^{-1}$ східного і північно-східного напрямків. Сильні хуртовини частіше виникають при великих баричних градієнтах у нижньому шарі тропосфери в зоні випадіння снігу (звичайно це відбувається на периферії циклону, що стаціонує, і при переміщенні циклонів з заходу, північного заходу і південного заходу).

На території України синоптичні процеси при виникненні хуртовин досить різноманітні і в залежності від особливостей фізико-географічного положення регіону можуть помітно відрізнятися. Загальні хуртовини звичайно пов’язані з зонами фронтальних опадів переважно в системі циклонів, що поглиблюються. Головна роль при цьому належить теплим фронтам і фронтам оклюзії, більш рідко – холодним фронтам. Хуртовини відмічаються також у нестійких повітряних масах при зливових снігопадах і сильному вітрі. У цих випадках виникають короткочасні, але інтенсивні загальні хуртовини.

Низові хуртовини і поземки спостерігаються переважно в тилу циклонів і на периферії антициклонів (особливо на південно-західній і західній) при великих градієнтах тиску і сильному вітрі після випадіння сухого снігу. Такі хуртовини дуже тривалі і визивають снігові замети. Найбільш сприятливі умови для розвитку хуртовин створюються в районах, де циклон наближається до антициклону, що стаціонує і посилюється («блокуюче положення»). У цих випадках при сильному вітрі (через великі баричні градієнти) і снігопадах виникають інтенсивні і тривалі хуртовини. На території Східної Європи хуртовини звичайно спостерігаються при пірнаючих, західних і південних циклонах. У північній половині цієї території найбільш часто сильні хуртовини виникають при переміщенні циклонів з заходу на схід, а також при переміщенні циклонів з північного заходу на південний схід і потім на схід (пірнаючі циклони). При цьому процесі короткочасні хуртовини в зоні

холодних фронтів можуть спостерігатися навіть на побережжі Чорного і Азовського морів, на Північному Кавказі. У південній половині Східної Європи сильні і тривалі хуртовини відмічаються при виході південних циклонів, коли одночасно на її територію поширюється відріг сибірського антициклону. На півдні України і Північному Кавказі такі хуртовини виникають також при наявності малорухомого циклону над Чорним морем і області підвищеного тиску над Східною Європою, що посилюється.

Найбільший практичний і прогностичний інтерес становлять небезпечні та стихійні хуртовини, що завдають великого збитку господарству країни (зима 1986…87 рр. та інші). Синоптичні умови при небезпечних і стихійних хуртовинах в Україні вперше були досліджені в ОГМІ. Атмосферні процеси аналізувались і типізувались з урахуванням розміщення і напрямку переміщення основних баричних утворень, а також особливостей переносу повітряних мас. При цьому за основу прийнята методика, розроблена раніше для загальних хуртовин, які спостерігаються на території України. Коротка характеристика типів синоптичних процесів при виникненні небезпечних і стихійних хуртовин зводиться до такого.

I тип. Хуртовини спостерігаються на периферії обширного і малорухомого антициклонів, де може розміщуватись стаціонарний атмосферний фронт. З урахуванням особливостей мезопроцесів тут виділено три підтипи:

- південно-східна і східна периферії антициклону з центром над Західною Європою;
- південна периферія антициклону з центром над Східною Європою;
- південно-західна периферія антициклону з центром над Уралом і Казахстаном.

II тип. Хуртовини відмічаються при швидкому переміщенні циклонів із районів Скандинавії і Норвезького моря на центральні і південно-східні області Східної Європи (так звані пірнаючі циклони).

III тип. Хуртовини обумовлені виходом південних циклонів із Середземного моря. При цьому вони частіш за все виникають на північній або північно-східній периферіях циклонів, що повільно переміщуються на Чорне море і південь України, коли над Європою розміщується малорухомий (блокуючий) антициклон.

IV тип. Хуртовини пов’язані з улоговинами і фронтами атлантичних циклонів, які переміщуються з заходу на схід уздовж помірних широт Європи.

Для здійснення процесів II та III типів необхідне меридіональне перетворення деформаційного поля тропосфери – наявність високого теплого гребеня, направленого з південного заходу на Скандинавію і холодної улоговини на схід від нього. Поглиблення улоговини над Східною і Центральною Європою створює сприятливі умови для формування активної планетарної висотно-фронтальної зони (ПВФЗ) і

потім переміщення на територію України південних і пірнаючих циклонів. Слід відмітити, що повторюваність вказаних вище типів синоптичних процесів у різних фізико-географічних районах України може помітно відрізнятися. Так, якщо в центральних і південних областях небезпечні хуртовини найчастіше виникали при виході південних циклонів (III тип, близько 40% випадків), то на півночі і сході України вони найбільш часті на периферії стаціонуючих антициклонів (I тип, близько 45% випадків), а в Українських Карпатах і на заході країни – при переміщенні атлантичних циклонів з заходу (IV тип, до 65% випадків). Найбільш інтенсивні і тривалі хуртовини у центральних і південних районах України відмічаються при виході південних циклонів, коли над Західною Європою розміщується обширний блокуючий антициклон (тривалість однієї хуртовини досягала 83 год при швидкості вітру до 28 $м \cdot с^{-1}$). Певний прогностичний інтерес представляють дані про імовірність виникнення небезпечних хуртовин при проходженні різних типів атмосферних фронтів. Найбільш часто вони спостерігаються при переміщенні основних теплих і холодних фронтів (від 40 до 62% випадків). Порівняно рідко небезпечні хуртовини реєструються в зоні фронтів оклюзії і стаціонарних фронтів (15…30% випадків).

Прогноз виникнення хуртовин. У теперішній час поки що не має чітко розробленої і загальноприйнятої методики прогнозу хуртовин. У багатьох посібниках з короткострокових прогнозів погоди містяться лише рекомендації загального характеру про те, що прогноз хуртовин базується на прогнозі розвитку синоптичних процесів і зводиться, в основному, до прогнозу поєднання снігопаду і сильного вітру при від'ємній температурі повітря (з урахуванням стану снігового покриву – сухий він чи мокрий). Для району Воркути, що розміщується на півночі Східної Європи і характеризується суворим кліматом, розроблена порівняно проста методика прогнозу сильних хуртовин. При цьому пропонується такий порядок операцій.

1. На основі аналізу вихідних і прогностичних приземних карт і карт баричної топографії встановлюється відповідність очікуваного розвитку синоптичних процесів з типовими схемами висотного термобаричного поля і траєкторіями переміщення циклонів біля поверхні землі.

2. Якщо по прогностичній карті приземного тиску на 12, 24 або 36 год вперед видно, що циклон, який поглиблюється, попаде в зону загрози початку сильної хуртовини, робиться попередній висновок про можливість виникнення сильної хуртовини у Воркуті.

3. Кінцевий висновок про прогноз сильної хуртовини робиться після прогнозу швидкості вітру, випадіння снігу, часу початку і тривалості хуртовини.

Випадіння снігу, час початку і тривалості хуртовини прогнозуються синоптичним методом (з урахуванням статистичних даних), а також із залученням супутникової інформації.

Найбільш обґрунтований *розрахунковий метод прогнозу хуртовин* при переміщенні циклонів за різними траєкторіями розроблений для півдня Західного Сибіру.

При складанні прогнозу хуртовин порівнюється фактичне синоптичне положення з тими ознаками, які характеризують циклон на стадії загрози. Якщо очікується переміщення циклону, то ознаки майбутнього розвитку сильних хуртовин наступні:

- за дві доби до початку хуртовини температура біля поверхні землі в теплому секторі циклону на відстані до 1000 км на південь від його центру додатна (від 1 до 8 °С), а за одну добу – дещо нижче нуля (від 0 до -5 °С);
- дефіцит точки роси на поверхні 850 гПа в той же період у теплому секторі циклону не повинен перевищувати 3 °С;
- ПВФЗ на карті АТ-500 направлена на південні райони Західного Сибіру або Північний Казахстан і характеризується чітко вираженою областю дельти.

Якщо не виконується хоча б одна із умов, виникнення хуртовин малоймовірне. При виконанні вказаних вище умов, на карті АТ-500 проводиться розрахунок величин, що характеризують ступінь розбіжності потоку, а також контрастів температури в області циклону. Для цього на карту АТ-500 переноситься геометрична точка, яка відповідає вершині хвилі або точці оклюзії. Якщо циклон пов'язаний з системою фронтів, то шукана точка береться на полярному фронті. Від неї потім проводиться перпендикуляр до осі ПВФЗ, в якості якої приймається середня із числа незамкнутих ізогіпс, що утворюють ВФЗ. На відстані 1000 км від опорної точки проти потоку розраховується горизонтальний геопотенціал по нормалі до потоку ($\Delta H_1 = H_1 - H_2$). Аналогічно визначається геопотенціал в області дельти ПВФЗ вниз за потоком від опорної лінії ($\Delta H_2 = H_3 - H_4$). Різниця ($\Delta H_2 - \Delta H_1$) від’ємна при дивергенції і додатна при конвергенції ізогіпс. В якості характеристик полів температури на поверхні 500 гПа над циклоном береться горизонтальний градієнт температури ($\Delta T_1 = T_1 - T_2$), °С/1000 км, що являє собою максимальну різницю температур, відраховану на відстані 1000 км від проекції приземного фронту циклону в сторону осередку холоду. Потім на карті АТ-500 гПа визначається швидкість вітру над центром циклону (V_5, км·год$^{-1}$). У випадку відсутності фактичних даних про вітер використовується швидкість геострофічного вітру (над центром циклону), яка визначається за допомогою градієнтної лінійки.

Для розрахунку інтенсивності хуртовини використовуються емпіричні графіки (рис. 7.11), на яких представлений зв'язок кількісних значень вибраних предикторів у стадії загрози з розміром штормової зони очікуваних хуртовин при переміщенні північно-західних циклонів (для кожного типу циклонів необхідно використовувати свої графіки). На графіках виділені зони, де найбільш імовірні сильні хуртовини і

хуртовини, що не досягають критерію стихійних (III). Зона II є перехідною. Наприклад, якщо точка на обох графіках *а* і *б* попадає в зону III, то слід очікувати просто хуртовину.

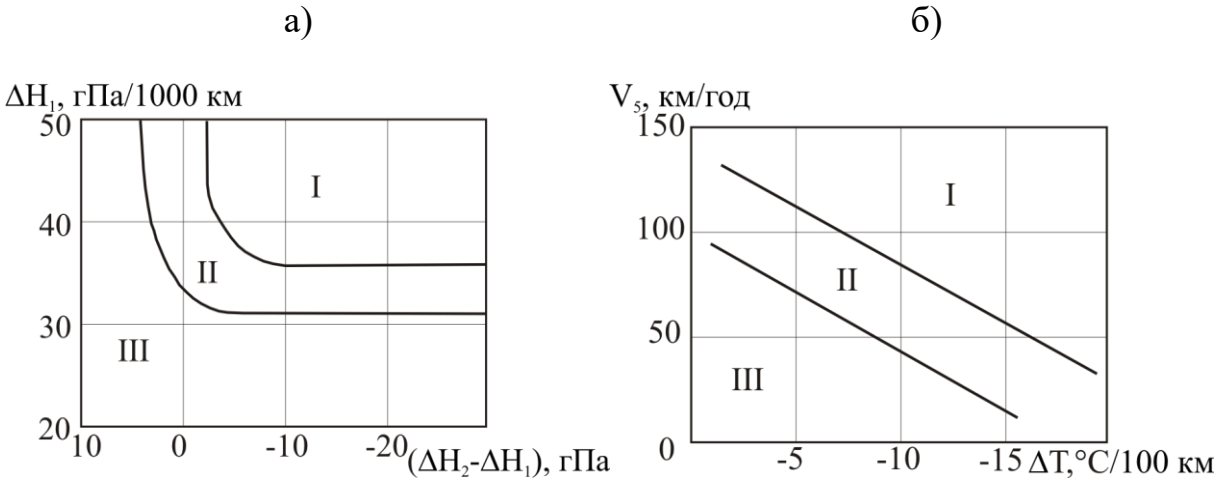


Рис. 7.11 – Графіки для прогнозу хуртовин на півдні Західного Сибіру (стадія «загрози» при виході північно-західних циклонів).

Видимість при хуртовинах. Загальна видимість супроводжується найбільш значним погіршенням видимості внаслідок того, що одночасно відбувається перенос сніжинок, піднятих поривами сильного вітру з поверхні снігового покриву. Однак погіршення видимості при загальних хуртовинах у більшій мірі залежить від інтенсивності снігопаду, ніж від швидкості вітру. Низові хуртовини також погіршують горизонтальну видимість, причому при нещільному сніговому покриві вона пропорційна швидкості вітру. Наприклад, в районі Новосибірська повторюваність погіршення видимості до 4 км і менше складає при поземку лише 7%, при низовій хуртовині – 38%, а при загальній хуртовині – 75%. Погіршення видимості до 1 км і менше при поземку не спостерігалось, а при загальній хуртовині відмічалось 25% випадків. При загальній хуртовині майже рівноімовірні різні градації видимості від 0…1 км до видимості, що перевищує 4 км; це обумовлено переважним впливом снігопаду на зменшення прозорості повітря. Ці дані характерні для Західного Сибіру. Аналогічний розподіл повторюваності градацій видимості при хуртовинах був отриманий також для інших районів зокрема для України.

При загальній хуртовині видимість погіршується не лише за рахунок снігопаду, але і за рахунок снігу, піднятого вітром з поверхні землі. Розміри зон зі зниженою через це видимістю різні в залежності від напрямку і швидкості переміщення циклону, стадії його розвитку і характеру фронту, що обумовив хуртовину. Перед теплим фронтом середня ширина зони з видимістю менше 4 км при снігопаді коливається від 200 до 270 км. Найбільш широка зона перед теплим фронтом (270 км)

спостерігається у випадках виходу на Україну південних циклонів, найбільш вузька (200 км) – при переміщенні циклонів та улоговин з північного заходу. Зона з видимістю менше 2 км в середньому у півтора-два рази менше зони з видимістю до 4 км. Ці зони в більшості випадків співпадають з областю найбільшого падіння тиску. В міру поглиблення циклону зона опадів перед теплим фронтом розширюється і досягає найбільших значень у момент його максимального розвитку. Найбільш інтенсивні снігопади у цій стадії розвитку циклону спостерігаються в середньому на відстані 40…70 км від лінії теплого фронту. У подальшому, коли циклон стає високим, відстань між лінією теплого фронту і зоною найбільш інтенсивних снігопадів збільшується і досягає в середньому 70…120 км. Дещо інша картина спостерігається в зоні холодних фронтів. При розвитку циклону розміри зон опадів, а отже, і зон з видимістю менше 4 км суттєво не змінюються. Ширина зони з погіршеною до 4 км видимістю коливається від 200 км при переміщенні улоговин з заходу до 300 км при виході південних циклонів.

Якщо прогноз синоптичного положення вказує на загальну хуртовину, то для визначення очікуваних при ній коливань видимості за допомогою описаних у «Руководстве по краткосрочным прогнозам погоды» залежностей необхідно використовувати прогноз інтенсивності снігопаду, швидкості вітру та температури повітря. Якщо очікується температура близько 0 °С або вище, то хуртовина малоімовірна. За цих умов буде випадати мокрий сніг, котрий навіть при сильному вітрі не переноситься з поверхні снігового покриву. Межа погіршення видимості в таких випадках визначається інтенсивністю снігу, що випадає. Для прогнозу погіршення видимості при очікуваному поземку або низовій хуртовині потрібно мати відомості про стан снігового покриву і прогноз швидкості вітру, тому що помутніння нижніх шарів атмосфери у даному випадку спричиняється переносом снігу, піднятого вітром з поверхні снігового покриву. Очевидно, чим він пухкіший, тим імовірніше погіршення видимості, так як у такому випадку достатньо порівняно невеликої швидкості вітру, щоб утворився поземок або низова хуртовина. Навпаки, у випадку щільного снігового покриву погіршення видимості менш імовірне, тому що лише достатня швидкість вітру може сприяти утворенню поземка або низової хуртовини (при швидкості вітру 15…20 $м \cdot с^{-1}$ і більше імовірність виникнення такої хуртовини в Україні перевищує 60%). У той же час при пухкому сніговому покриві імовірність виникнення низової хуртовини і поземку уже при швидкості вітру 4…6 $м \cdot с^{-1}$ становить 80%.

Видимість при низовій хуртовині можна спрогнозувати на основі зв’язку між градаціями видимості і швидкістю вітру (рис. 7.12). Вона

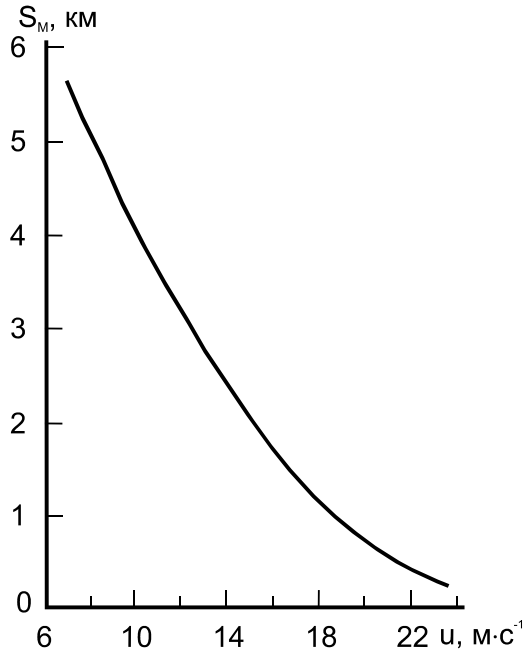


Рис. 7.12 - Залежність метеорологічної видимості від швидкості вітру при низовій хуртовині та поземку для України.

вказує, що при середній швидкості вітру 11…14 м·с$^{-1}$ видимість під час низової хуртовини вкладається в межі 2…4 км; при швидкості вітру 15…18 м·с$^{-1}$ вона зменшується до 2,0…0,5 км і при швидкості вітру 20 м·с$^{-1}$ – до 0,5 км і менше. Таким чином, за очікуваною швидкістю вітру і станом снігового покриву можна вказати межі коливань видимості під час низової хуртовини. Уточнення прогнозу видимості часто досягається шляхом екстраполяції її величини на вихідній карті погоди для наступного відрізку часу від 3 до 6 год.

Снігова або біла імла – це явище, яке рідко зустрічається і тому воно особливо утруднено для прогнозу. Власне, досить надійних методів прогнозу цього явища поки що немає. Можна також виділити певні умови, при яких снігова імла може утворюватися. По-перше, якщо при наявності снігового покриву спостерігаються шаруваті хмари, а будь-які наземні орієнтири відсутні, то за таких умов зникають контрасти яскравості навіть при порівняно великій прозорості атмосфери. Політ при такій обстановці називають «польотом в кулі від пінг-понга». Пілоти з таким явищем зустрічаються у північних районах Росії та Антарктиді.

По-друге, снігова імла може спостерігатися при порівняно низьких температурах повітря (-20 °С і нижче), сильному вітрі (≥ 12 м·с$^{-1}$) і приземній інверсії.

Для прогнозу видимості при сніговій імлі рекомендується використання графіка (рис. 7.13), на якому по осі абсцис відкладена температура повітря, а по осі ординат – швидкість вітру; всередині графіка представлені ізолінії видимості від 500 до 4000 м.

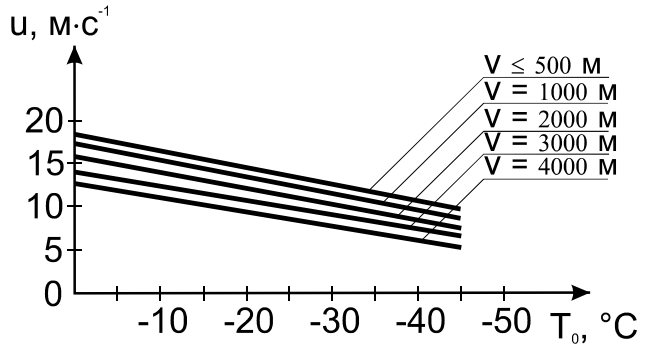


Рис. 7.13 – Залежність видимості від температури повітря і швидкості вітру.

Контрольні запитання

1. Які особливості просторового розподілу хуртовин (повторюваність, тривалість) у різних регіонах?
2. Яка роль особливостей рельєфу в просторово-часовому розподілі хуртовин?
3. Характеристика комплексу метеорологічних умов при виникненні хуртовин.
4. Які повторюваність і особливості синоптичних процесів при виникненні хуртовин?
5. При яких типах синоптичних процесів частіше виникають небезпечні та стихійні хуртовини?
6. В чому полягає суть методики прогнозу хуртовин?
7. Від яких факторів залежить видимість у хуртовинах і як вона прогнозується?

7.5 Видимість при пиловій бурі та імлі

Пиловою або піщаною бурею зветься явище переносу сильним вітром великої кількості пилу, піску, частинок сухої землі, внаслідок чого відбувається помутніння атмосфери і значне погіршення видимості.

Прийнято виділяти небезпечні і особливо небезпечні (стихійні) пилові бурі, якщо враховувати їх вплив на різні галузі господарства. Величезного збитку багатьом галузям господарства завдає значне руйнування і видування ґрунту під дією пилових бур. У сільському господарстві пилові бурі призводять до часткової втрати або навіть до повної втрати родючості ґрунтів, спричиняють заноси культурних площ (посівів, садів, лісонасаджень), перенос шкідливих комах і паразитних грибків, видування насіння. Пилові бурі порушують і ускладнюють роботу всіх видів транспорту, пошкоджують будівлі, збільшують рівень захворювання, заносять водоймища і зрошувальні системи. З пиловими бурями часто пов’язана електризація атмосфери, яка впливає на радіозв’язок.

Пилові і чорні бурі спостерігаються на значних територіях України, Росії і багатьох інших держав. Так, на території Східної Європи та Азії, головним чином, підпадають під вплив бур райони Середньої Азії, Казахстану, дещо рідше – України, Середнього Поволжя, Північного Кавказу і Далекого Сходу. Звичайне явище представляють пилові бурі пустинних областей Північного і Північно-Західного Китаю, країн Малої Азії, Ближнього Сходу та Африки. Нерідко вони охоплюють великі простори і досягають ураганної сили. На Аравійському півострові і в Сахарі пилова буря має характер шквалу, який іноді супроводжується грозою (самум). Крім пилових бур, спостерігаються пилові вихори, які мають діаметр лише декількох метрів і досягають особливо великої інтенсивності в пустелях.

Велике поширення мають пилові бурі в центральних штатах Північної Америки, звідки під час тривалих посух і ураганних вітрів пил може виноситись на акваторію Атлантичного океану. За даними В. Меттіса, пиловими бурями 1933-34 рр. ґрунт був знесений до глибини оранки на сотнях тисяч акрів. Американський вчений Ц. Кейс образно порівнює пилову бурю з гігантською рікою шириною 300…500 км, що несеться зі швидкістю 50…60 км·год$^{-1}$.

Підтвердженням небезпечності цього грізного явища природи може бути 1960 р., коли під час тільки весняних (березень-квітень) пилових бур площа постраждалих посівів на півдні Руської рівнини перевищила 4 млн. га. У 1966 р. в одному із районів Казахстану лише під час однієї пилової бурі були порушені лінії електропередачі і зв’язку, пошкоджені посіви кукурудзи, пшениці та інших сільгоспкультур на площі декількох тисяч гектарів, в деяких місцях посіви були вирвані з коренем. Пилова буря 1967 р. супроводжувалась загибеллю овець, рогатої худоби і коней, руйнуванням будівель, зерносховищ і порушенням зв’язку.

Сильні пилові бурі, що охоплюють великі площі, спостерігаються на південному сході України і Північному Кавказі і тривають звичайно по декілька діб; на півдні Східної Європи такі бурі спостерігались у 1960, 1962, 1969, 1972 і 1974 рр. при швидкості вітру ураганної сили – 30 м·с$^{-1}$ і більше. Особливо великі пошкодження були на полях, вільних від рослин, снігу і не захищених лісовими смугами.

Майже кожну весну сильні західні вітри несуть в Японію дрібний пісок із пустинь Китаю та Монголії. Найчастіше «вкривають» країну у березні-квітні. 2009 р. не став винятком. У березні принесена вітрами із Центральної Азії величезна хмара дрібного жовтого піску повисла над більшою частиною території Японії, включаючи Токіо. Аномально високий вміст піску в повітрі відмічався в 41 із 47 префектур Японії, а в деяких префектурах видимість була майже відсутня. У квітні цього ж року більше 20 млн. чоловік у ряді регіонів Китаю серйозно постраждали від піщаних бур. Загалом, за оцінками метеорологів, піщані бурі вирували на

площі, яка перевищує 1 млн км^2. У багатьох населених пунктах видимість погіршилась до 200 м. За прогнозами вчених, у майбутньому ймовірність піщаних бур у Китаї буде стрімко зростати.

Наприкінці серпня 2009 р. сильні пилові бурі на протязі декількох днів вирували у південних і центральних районах Таджикистану. Суцільна пилова завіса практично паралізувала рух транспорту, виникла серйозна небезпека для людей, які страждають серцево-судинними хворобами і хворобами органів дихання.

Отже горизонтальна протяжність районів, охоплених пиловими бурями, досить різноманітна – від декількох метрів до тисячі кілометрів і більше. Запиленість атмосфери по вертикалі може при цьому коливатись від 1…2 м (пилові або піщані поземки) до 6…7 км.

Питанню дослідження дефляції ґрунтів, виникнення явища пилових (піщаних) чорних та інших бур, їх просторово-часовому розподілу, захисту і боротьби з ними присвячено немало робіт. В одній з них розглядаються кліматичні характеристики і просторово-часовий розподіл пилових бур, вплив на перезимівлю озимих культур і засоби боротьби з ними. В інших наводяться окремі випадки пилової бурі або поміщені результати дослідження запиленості атмосфери і термічного ефекту при проходженні бур, розглядаються вітровий режим і вертикальні профілі швидкостей вітру; описується комплекс метеорологічних факторів, під дією яких порушуються захисні властивості ґрунту. Цей комплекс отримав визначення «вітроерозійної погоди».

Пилові бурі спостерігаються, як правило, у теплий період року. Так, на півдні і південному сході України бурі можуть відмічатися в період з березня по вересень, у Приіртишші – з квітня по вересень, на рівнинній території Казахстану – з квітня по листопад. Для південних районів Східної Європи і Казахстану найбільш небезпечним періодом року є весняні місяці (квітень-травень), коли верхні шари ґрунту ще не закріплені або слабко закріплені рослинним покривом. Однак пилові бурі можуть розвиватися і в холодний період року, в тому числі і в зимові місяці при нестійкій або невеликій висоті снігового покриву і відсутності опадів. Взимку в цих районах можливий розвиток своєрідних сніжно-піщаних поземків, при яких пісок і пил переносяться разом з сухим снігом.

Так, 24 березня 2007 р. хмара пилу, яка сформувалась над висушеними полями південної України, завдяки сильному вітру пронеслась над Польщею, Словакією, Чехією, досягнувши Німеччини і навіть Великобританії. Як наслідок у цих країнах були зафіксовані аномально високі концентрації частинок пилу (200…1400 мкг·м^3), хоча звичайно середня концентрація пилу в атмосфері над цими європейськими країнами не перевищує 50 мкг·м^3. Раніше як основне джерело пилу, що переноситься на великі відстані у Центральну Європу, розглядалася в основному Сахара. На знімках ШСЗ чітко було видно велику краснувату

пляму, яка швидко поширювалась над півднем України. За оцінками деяких вчених, загальна маса пилової хмари, яка утворилась над висушеними полями неподалеку від греблі Каховського водосховища на нижній течії Дніпра, становила меншою мірою 60 тис. т (приблизно 1000 платформ з піском). Поєднання декількох факторів – висушеного ґрунту на Україні, потужних висхідних потоків і сильного вітру – призвело до незвичайної для Центральної Європи події і досить швидкого переносу пилової хмари на величезні відстані.

Понад дві треті земель в Україні займають поля і луки. При цьому на 220 тис. км^2 ґрунт схильний до сильної ерозії, так що плодоносний шар знаходиться під загрозою повного руйнування. Вчені допускають, що в останні десятиліття цей процес може бути прискорений і зміною клімату.

Причиною бурі прийнято вважати турбулентні вихори, що виникають при посиленні вітру, і сильні вертикальні токи, що утворюються завдяки нагріванню поверхні землі сонячними променями. Сильний денний прогрів призводить до значного збільшення температурних градієнтів до висоти 1,0…1,5 км над степами і до 2,0…2,5 – над пустелями. Виникнення та інтенсивність пилової бурі залежить також, з однієї сторони, від висушування та розпорошеності ґрунту, з іншої – від кількості і характеру опадів, що випадають.

При стійкій стратифікації повітря, як це спостерігається, наприклад, ранньою весною в тропічному іранському повітрі у теплих секторах мургабських і південнокаспійських циклонів, шар приземного перегріву повітря обмежується декількома сотнями метрів (частіше до висоти лише 200…300 м); на великих висотах повітря залишається абсолютно чистим. При запиленості повітря може прогріватися по всьому шару внаслідок нагрівання завислих у ньому пилинок безпосередньо сонячними променями (ефект Воєйкова), відносна вологість при цьому сильно знижується. У Середній Азії температура повітря в зоні пилової бурі може досягати 42…44 °С, тоді як у навколишніх районах вона складає 35…37 °С.

Вітрова ерозія ґрунтів починається при деяких критичних значеннях швидкості вітру, рельєфу місцевості і структури ґрунтів. У багатьох районах пилова буря виникає при швидкості вітру 10…12 м·с$^{-1}$, а на лісових ґрунтах – при 5 м·с$^{-1}$ і менше.

Коли причини, що безпосередньо викликають пилову бурю, зникають, піднятий з земної поверхні пил залишається у повітрі протягом декількох годин або навіть діб. Ці маси пилу переносяться повітряними потоками на сусідні території, утворюючи тут явище адвективної імли. Для останньої характерні слабкий вітер (або штиль) та погана вертикальна і горизонтальна видимість (до декількох десятків метрів). Пилові бурі і адвективна пилова імла є важливими факторами формування основного аерозольного шару тропосфери, який включає й інші елементи

забруднення повітря і простягається у південних районах взимку від поверхні землі на декілька сотень метрів, а влітку в середньому до 3…5 км (у виняткових випадках до 8…9 км). Максимальна протяжність бур досягається при південних, південно-західних і західних потоках.

Тривалість пилових бур змінюється в широких межах від декількох хвилин до декількох діб. Так, на південному узбережжі Аральського моря зареєстрована пилова буря тривалістю 80 год.

У залежності від характеру, стану і особливостей атмосферної циркуляції повторюваність і тривалість їх розподілу по території нерівномірна. В одних районах вони виникають у 4…5 разів частіше, ніж у інших.

У добовому ході максимальна повторюваність пилових бур приходиться переважно на полуденні та післяполуденні години, мінімум – на другу половину ночі та ранок, що відповідає добовому ходу швидкості вітру і ходу ступеня нестійкості стратифікації нижніх шарів тропосфери.

За інтенсивністю розрізняють сильні пилові бурі, якщо видимість знижується до 500 м і менше, помірні (при видимості від 500 до 1000 м) і слабкі (видимість більше 1000 м).

За тривалістю пилової бурі і видимістю під час неї можна виділити такі основні типи пилових бур. Слід враховувати деяку умовність розподілу бур на різні категорії. Оскільки пилова буря характеризується двома компонентами – силою вітру і видимістю, то в одних випадках вирішальним буде вітер, в інших – видимість.

1. *Короткочасні пилові бурі з відносно невеликим погіршенням видимості.* Утворюються виключно локальними коливаннями режиму вітру, тривалість їх не перевищує 30 хв, а видимість зберігається у межах 3…4 км, часом збільшуючись до 6…10 км. Пилові бурі цього типу нерідко чергуються з пиловими поземками.

2. *Короткочасні пилові бурі з сильним погіршенням видимості* (від декількох сотень метрів до 10…20 км). Ці бурі звичайно пов’язані зі шквальними вітрами при проходженні чітко виражених холодних фронтів другого роду або грозових осередків. Ознакою наближення пилової бурі є сіра пилова завіса під купчасто-дощовими хмарами, коли вони ще знаходяться у межах видимості. Починаються майже раптово – при відносному затишші, швидкість вітру різко зростає, і одночасно переносяться хмари пилу різної вертикальної потужності. Слідом за першим раптовим погіршенням видимості вона поступово збільшується до 1…2 км і більше, хоча швидкість вітру часто продовжує зростати. За тривалістю ці бурі подібні до бур першого типу.

3. *Тривалі і пульсуючі бурі з переважанням відносно невеликого погіршення видимості* (2…4 км). Періодичні короткочасні коливання видимості звичайно відбуваються на великій території, у різних місцях і незалежно від часу доби. Тривалість пилових бур цього типу досягає

декількох годин і навіть діб. Ці бурі формуються в умовах стійкого баричного поля з великими баричними градієнтами (південно-східна, південна і південно-західна периферія потужних малорухомих антициклонів).

4. *Тривалі і сильні пилові бурі зі зменшенням видимості до декількох десятків метрів*. Вони мають, як правило, велику горизонтальну і вертикальну протяжність. Тривалість такої бурі не менше 2…4 год.

5. *Пиловий або піщаний поземок* - перенос пилу або піску в шарі не більше 2 м від поверхні землі. Пилові поземки нетривалі і як самостійне явище спостерігаються порівняно рідко; найчастіше вони супроводжують пилову бурю. Піщані поземки – часте явище в пустелях, особливо при наявності на поверхні великозернистого піску. У деяких пустелях влітку піщаний поземок спостерігається майже щоденно, обмежуючись, в основному, нижнім півметровим шаром висоти. У холодну половину року піщані поземки можуть поєднуватися з пиловими і піщаними бурями третього типу, звичайно це відбувається на південній периферії малорухомих обширних антициклонів при швидкостях вітру близько 15 $м \cdot с^{-1}$ і більше.

Одна із основних причин виникнення пилових бур – стан нижньої половини тропосфери і циркуляційні фактори. Пилові бурі на Україні часто виникають у вузькій перехідній зоні між двома баричними утвореннями протилежних знаків. Стаціонування зони високого тиску над центральними районами Східної Європи і поглиблення депресії над Чорним морем призводить до збільшення горизонтальних баричних градієнтів на периферійних ділянках зон високого і низького тиску. При сильних пилових бурях, що охоплюють обширні райони, у нижній половині тропосфери утворюються струминні течії зі швидкістю вітру 30 $м \cdot с^{-1}$, ширина яких не перевищує 500 м, а вертикальна потужність – 1,5…2 км.

Необхідно відмітити, що якісні вказівки до прогнозу пилових бур даються лише в окремих роботах. Так, залежність пилової бурі на Україні від швидкості вітру і вологості ґрунту встановлена в роботі І.В. Кошеленка. Він указує, що при катастрофічних пилових бурях перепад тиску між малорухомим антициклоном на південному сході Східної Європи і Чорноморською депресією досягає 60 гПа, а градієнт тиску дорівнює 6…7 гПа на 100 км.

У рекомендаціях, поміщених у «Руководстве по краткосрочным прогнозам погоды», вказується, що прогноз пилових бур зводиться до прогнозу сильного вітру із врахуванням властивостей підстильної поверхні, тобто її загального стану, особливостей рослинного покриву і ступеня закріпленості ґрунту. Важливо знати ступінь зволоженості ґрунту. При тривалій засусі верхні шари навіть чорноземних ґрунтів на Дону, Кубані та півдні України видуваються сильними вітрами і розвиваються

так звані чорні бурі. При їх прогнозі слід враховувати засухи ранньою весною (березень - початок квітня), коли після сходу снігу ґрунт швидко висихає і ще не закріплений рослинним покривом. У таких випадках при тривалих (до декількох неділь) штормових східних вітрах на південній периферії обширних антициклонів (арктичні вторгнення) розвиваються чорні бурі.

При прогнозі пилових бур необхідно також враховувати їх добовий і річний хід при різних синоптичних процесах та їх територіальне поширення в залежності від сезону.

Із врахуванням синоптичних умов розрізняють фронтальні пилові бурі і пилові бурі штормових зон.

Фронтальні пилові бурі. Зона (шириною 200…300 км) пилових бур витягнута вздовж фронту на сотні кілометрів. Характерними рисами фронтальних пилових бур є швидке їх переміщення разом з фронтом і значний розвиток по вертикалі (4…5 км і більше). Ці бурі (частіше другий тип), як правило, пов'язані з холодними фронтами другого роду. При проходженні теплих фронтів пилові бурі спостерігаються рідко. Перед фронтом, на відстані 200…300 км, передфронтальне посилення вітру викликає пиловий, або піщаний поземок, який на відстані приблизно 100…150 км від фронту переходить у пилову, або піщану бурю. Максимального розвитку буря досягає в момент проходження фронту. Вертикальна протяжність зафронтальних пилових бур звичайно обмежується фронтальною поверхнею. За фронтом, як правило, пилові бурі слабшають і швидко припиняються. Однак пил, піднятий пиловою бурею, створює зону пилової імли, яка, як сказано вище, переноситься на значні відстані від осередку пилової бурі, зумовлюючи адвективну імлу.

Отже прогноз фронтальних бур зводиться до прогнозу сили вітру у фронтальній зоні, швидкості переміщення фронту, інтенсивності вертикальних рухів у зоні фронту.

У короткостроковому прогнозі пилових бур зручна і надійна оцінка приземних баричних градієнтів, розрахованих за детально проаналізованим полем (з проведенням ізобар на кільцевих картах через 2,5 або навіть 1 гПа). При градієнтах до 0,5 гПа/100 км бурі не виникають у будь-яку пору року. В інтервалі значень від 0,5 до 1,1 гПа/100 км в окремих районах вони можливі у тепле півріччя та практично відсутні у холодне. При градієнтах більше 1,1 гПа/100 км бурі досить імовірні (особливо денні). Для оцінки імовірності погіршення видимості при пилових бурях до 500 м і менше (по району з поперечником 100…200 км) рекомендується користуватися емпіричними номограмами, в яких для зручності користування замість швидкості вітру на осі ординат нанесені значення баричних градієнтів (dp/dn, гПа/100 км), на осі абсцис відкладені імовірності (рис. 7.17). Градієнт тиску dp/dn, рекомендується розраховувати у 2…3 місцях і потім визначати середнє значення.

Пилові бурі штормових зон. Пилові бурі часто виникають у тих районах, де біля поверхні землі створюються зони значних горизонтальних баричних градієнтів, обумовлених неоднаковими швидкостями і навіть знаками зміни тиску. Такі зони називаються штормовими. Штормові зони часто спостерігаються в передній частині антициклону, який різко посилюється, і на південній та південно-західній периферії обширного і малорухомого антициклону, коли на південь від нього розміщується малорухомий циклон. Влітку такі антициклони при сильному перегріві повітряних мас створюють ефект суховіїв.

Особливо сильні штормові зони нерідко створюються взимку і в перехідні сезони на південному сході Східної Європи і на південному заході Середньої Азії в зоні зміни тиску протилежного знаку, наприклад, коли до антициклону, що посилюється, наближається циклон, який поглиблюється. В умовах Середньої Азії швидкорухомі штормові зони породжують вихід штормових циклонів з південних районів Каспійського моря. Найбільш сильні вітри спостерігаються при цьому в тилу циклону.

Попереду антициклону, який бурхливо розвивається, також формується швидкорухома штормова зона. Звичайно пилові бурі, що пов’язані з такими зонами, розвиваються ранньою весною або пізньою осінню після бездощових періодів у пустелях.

Орографічні умови відіграють значну роль у формуванні малорухомих штормових зон. Гірські хребти сприяють згущенню ізобар та ізотерм. Безперервне проникнення холодного повітря через численні ущелини і навіть перетікання його через невисокий хребет створює довготривалу, орографічно обумовлену, штормову зону. Цим пояснюється підвищена повторюваність пилових бур у гірських долинах та ущелинах, що звужуються . Ця ж причина сприяє більшій стійкості зони з пиловими бурями у передгір’ях Копетдагу, на Північному Кавказі та в інших районах, де вітри на периферії антициклону посилюються внаслідок орографічного збільшення баричних і термічних градієнтів.

Пилові бурі вночі породжуються, головним чином, холодними фронтами і штормовими зонами в тилу швидкорухомих циклонів. У теплих секторах циклонів вони відмічаються дуже рідко; на периферії антициклонів (особливо влітку) вночі пилові бурі або зовсім припиняються, або їх інтенсивність різко убуває і вони іноді переходять у піщаний поземок.

Методи прогнозу пилових бур на території України. При прогнозі явища на 1…3 доби, крім прогнозу синоптичної ситуації і визначення зон підвищених значень баричних градієнтів, необхідний прогноз опадів і вологозапасів у верхньому 20-сантиметровому шарі ґрунту. Прогноз швидкості вітру і бездощових періодів складається звичайними методами.

Прогноз зміни вологозапасів у верхньому 20-сантиметровому шарі ґрунту визиває деякі труднощі. Враховуючи, що при відсутності опадів

вологозапаси убувають не лінійно, а за експоненціальним законом, для їх прогнозу використовується залежність вигляду

$$W = W_{зм}\, e^{-\alpha t}, \qquad (7.4)$$

де W – прогностичний вологозапас у верхньому 20-сантиметровому шарі ґрунту; $W_{зм}$ – заміряний вологозапас; e – основа натурального логарифму; α – коефіцієнт, який залежить від швидкості вітру, температури та вологості повітря і характеризує ступінь зміни вологозапасу ґрунту; t – період часу (дні) від заміру вологозапасу до дати, на яку складається прогноз. Знак «мінус» у показнику ступеня характеризує факт убування вологозапасів у бездощові періоди. Вологозапаси ґрунту заміряються 1 раз на декаду (7, 17 і 27 або 8, 18, 28 числа кожного місяця). Тому, якщо 22 травня проводиться розрахунок вологозапасу на 25 травня, то $W_{зм}$ береться за даними за 18 травня, а t приймається рівним 7.

У розрахунках за формулою (7.4) використовуються середні значення α, обчислені для дев'яти районів на півдні України.

За розрахованим значенням W і очікуваній швидкості вітру V складається прогноз імовірності виникнення пилових бур за допомогою графіків (рис. 7.14). Якщо імовірність виникнення явища перевищує 50%, у прогнозі слід вказувати: «очікується пилова буря»; якщо імовірність ≤ 50%, пилова буря в прогнозі не вказується.

Графіками рекомендується користуватися лише для прогнозу пилових бур штормових зон; для завбачення короткочасних пилових бур у періоди короткочасної грозової діяльності графіки непридатні.

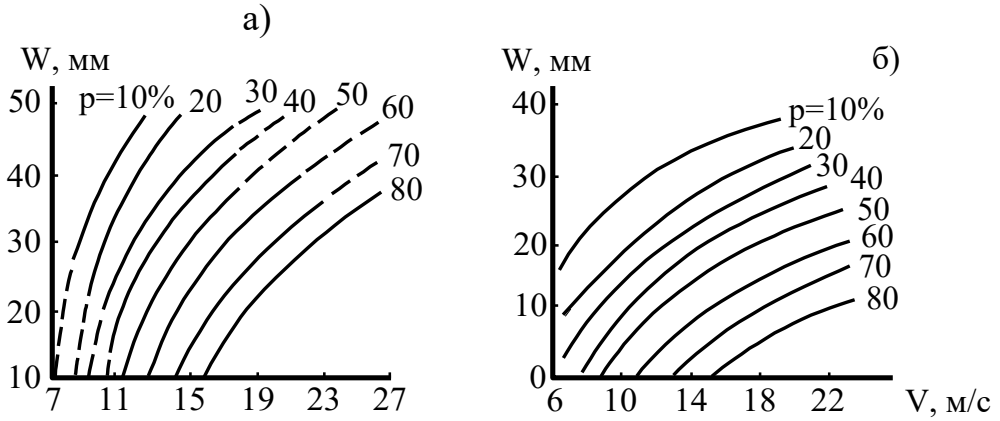


Рис. 7.14 – Графік для прогнозу імовірності виникнення пилових бур у холодне (а) і тепле (б) півріччя.

У теплу пору року на Україні для прогнозу пилових бур на найближчі 3 доби, крім описаної вище методики, можна також використовувати дискримінантну функцію вигляду

$$L = 11{,}4\overline{V} - 5{,}85W + 2{,}3\overline{T} - 4{,}4\overline{a} + 15{,}83, \qquad (7.5)$$

де $\overline{V}, \overline{T}$ і $\overline{a}$ - прогностичні середні за 3 дні значення швидкості вітру, температури і абсолютної вологості повітря; W – вологозапас, знайдений за (7.4).

Пилові бурі очікуються при будь-яких додатних значеннях L; при $L \leq 0$ пилові бурі не очікуються.

Прогноз пилових бур на 12…36 год для ст. Херсон і Запоріжжя при наявності даних про швидкість вітру на висоті флюгера і вологості верхнього 20-сантиметрового шару ґрунту можна здійснити за графіком (рис. 7.15).

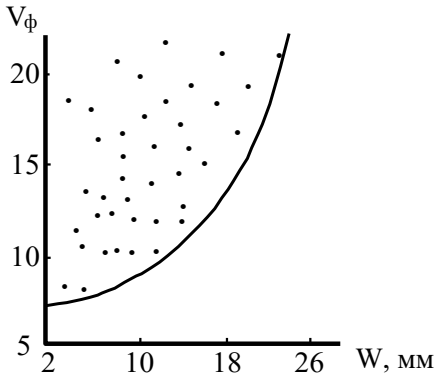


Рис. 7.15 – Графік залежності пилових бур від швидкості вітру ($V_ф$) і вологозапасу ґрунту (W) у шарі 0…20 см.

В інших районах у залежності від механічного складу ґрунту і виду рослинності пилові бурі можуть спостерігатись при дещо інших критичних швидкостях вітру.

При прогнозі пилової бурі необхідно уточнити швидкість вітру на висоті флюгера в залежності від стратифікації граничного шару атмосфери, оскільки при одному і тому ж баричному градієнті швидкість вітру на висоті флюгера, а отже, і біля поверхні ґрунту буде різна в залежності від вертикального градієнта температури. При середніх умовах швидкість вітру на висоті флюгера приблизно у 2 рази менше градієнтної швидкості, а при нестійкій стратифікації вона може бути рівною градієнтній.

На основі теоретичних залежностей про вертикальний профіль швидкості вітру і емпіричних даних про зв'язок швидкості з градієнтом тиску побудована номограма (рис. 7.16 а) для діагнозу швидкості вітру за градієнтом тиску (або градієнтній швидкості) і вертикальним градієнтом температури у граничному шарі атмосфери. Вертикальний градієнт температури у шарі 0…500 м розраховується по найближчому пункту зондування з урахуванням денного прогріву і нічного охолодження. При відсутності фактичних даних наближені значення γ можна визначити за характером адвекції.

Таким чином, спочатку складається прогноз приземного баричного поля, потім за швидкістю градієнтного вітру і градієнтом температури уточнюється швидкість вітру на висоті флюгера. Використовуючи уточнену швидкість і вологозапас ґрунту, за рис. 7.15 прогнозується пилова буря на 12…24 год без урахування зміни вологозапасів ґрунту.

Ерозія ґрунту залежить від швидкості вітру безпосередньо біля земної поверхні, яка в свою чергу залежить від динамічної шорсткості (z_0). Тому після складення прогнозу пилової бурі за графіками (рис. 7.15 і 7.16 а) рекомендується розрахувати швидкість вітру на висоті 1 м. Для цього на рис. 7.16 б наведена залежність швидкості вітру V_1 від шорсткості підстильної поверхні (z_0), яка витікає із теорії граничного шару.

Таким чином, при наявності надійного прогнозу баричного поля за графіками і формулами, які запропонував І.В. Кошеленко, стає можливим суттєво уточнити швидкість вітру на висоті 1 м і розрахувати вологозапас верхнього шару ґрунту з урахуванням стоку і випаровування (для конкретного сезону) і тим самим уточнити прогноз пилової бурі.

Взимку характеристики вологості ґрунту не заміряються, у цих випадках слід використовувати, по можливості, значення осіннього вологозапасу ґрунту. При зимових пилових бурях, які звичайно супроводжуються дуже великими швидкостями вітру, основну увагу рекомендується приділяти прогнозу синоптичної ситуації.

При складенні прогнозу пилової бурі для малих територій (приблизно для однієї області) необхідно, крім перелічених даних, враховувати напрямок вітру і рельєф місцевості. Наприклад, на південному сході України переважна більшість пилових бур спостерігається при напрямку вітру східної частини горизонту.

Крім викладеного вище графічного методу прогнозу пилової бурі, рекомендується використовувати дискримінантну функцію вигляду

$$L = 0{,}04V_{gr} + 0{,}02d_n + 0{,}08\Delta T - 1{,}52, \qquad (7.6)$$

де V_{gr} – швидкість градієнтного вітру; d_n – дефіцит вологи ґрунту (мм) у шарі 20 см; ΔT – адвекція за 12 год (додатна при адвекції холоду). При $L > 0$ слід прогнозувати пилову бурю, при $L < 0$ вона малоймовірна).

За формулою (7.6) можна складати прогноз як вручну, так і ЕОМ. Використовувати функцію для прогнозу більш ніж на добу недоцільно через великі помилки у прогнозі предикторів V_{gr}, ΔT і d_n. Потім значення L підставляють у формулу $p = \dfrac{1}{1+e^{-L}}$ і отримують прогноз пилової бурі в імовірнісній формі. Наприклад, при L = 1 імовірність пилової бурі становитиме 76%, а при L = -1 імовірність її 27% (або імовірність відсутності пилової бурі 73%).

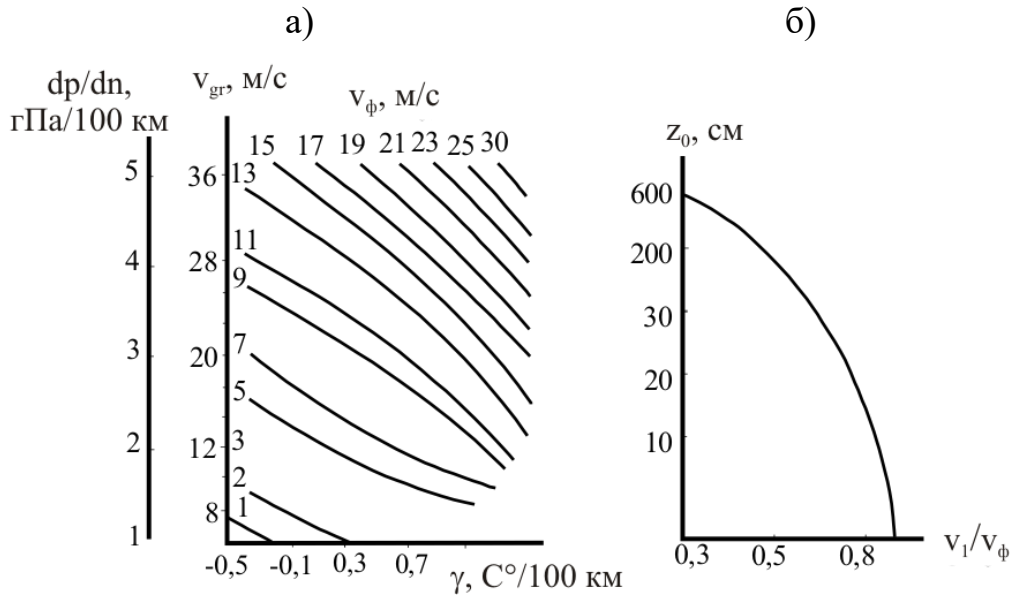


Рис. 7.16 – Номограма для прогнозу швидкості вітру на висоті флюгера (а) і графік залежності швидкості вітру на висоті 1 м від шорсткості підстильної поверхні (б).

Розробка розрахункових методів прогнозу пилових бур у теперішній час знаходиться на початковій стадії і зустрічає цілий ряд труднощів. Так, для прогнозу пилових бур над Софійською котловиною на основі застосування дискримінантного аналізу отримана формула, в основу якої покладена залежність явища від енергії нестійкості. Вихідними матеріалами для розрахунку є дані геопотенціальних висот 850, 700 і 500 гПа за 02 і 14 год. Проте завчасність попередження явища становить лише декілька годин.

За даними спостережень за вітром, температурою повітря і відносною вологістю з використанням моделі граничного шару, досліджене питання метеорологічних критеріїв виникнення пилових бур. Встановлена величина критичного діаметра частинок і розроблена методика розрахунку параметрів турбулентного потоку, які визначають умови виникнення пилової бурі.

Великі можливості у питанні вивчення структури пилових бур і розробки методів їх прогнозу закладені у використанні телевізійних зображень зі штучних супутників Землі (ШСЗ) і знімків з космічних кораблів. Пилові бурі добре видно із космосу. Так, зона пилової мутності над Месопотамською низовиною і північною частиною Перської затоки складається із локальних пило-піщаних бур довжиною до 500…600 км і більше та шириною 20…40 км, які тягнуться вздовж переважаючих вітрів. На космічних знімках виявлені пилові бурі над Ближнім Сходом, Іраном, Південною Сахарою, вздовж західного узбережжя Африки, в районі Аральського моря. Таким чином, за допомогою ТВ зображень зі ШСЗ, знімків космічних кораблів сумісно з наземними спостереженнями

з'являється можливість комплексного вивчення структури пилових бур, напрямку їх поширення і розробки методу їх прогнозу.

Прогноз видимості при пилових бурях. При пилових і піщаних бурях погіршення видимості може бути до декількох сотень метрів і менше. Прогноз пилових бур, по суті, зводиться до прогнозу сильного вітру з урахуванням характеру і стану підстильної поверхні.

Пилові бурі можуть спостерігатися при проходженні холодних фронтів, особливо холодних фронтів другого роду. Також вони можуть виникати і в однорідній повітряній масі, в тих випадках, коли біля поверхні землі створюються великі горизонтальні баричні градієнти, які обумовлюють сильні вітри, що спостерігається найчастіше на периферіях антициклонів.

Для прогнозу видимості в пилових бурях можна побудувати емпіричні графіки імовірності, за допомогою яких за значеннями горизонтальних баричних градієнтів визначається імовірність видимості в пиловій бурі до 500 м і менше (рис. 7.17).

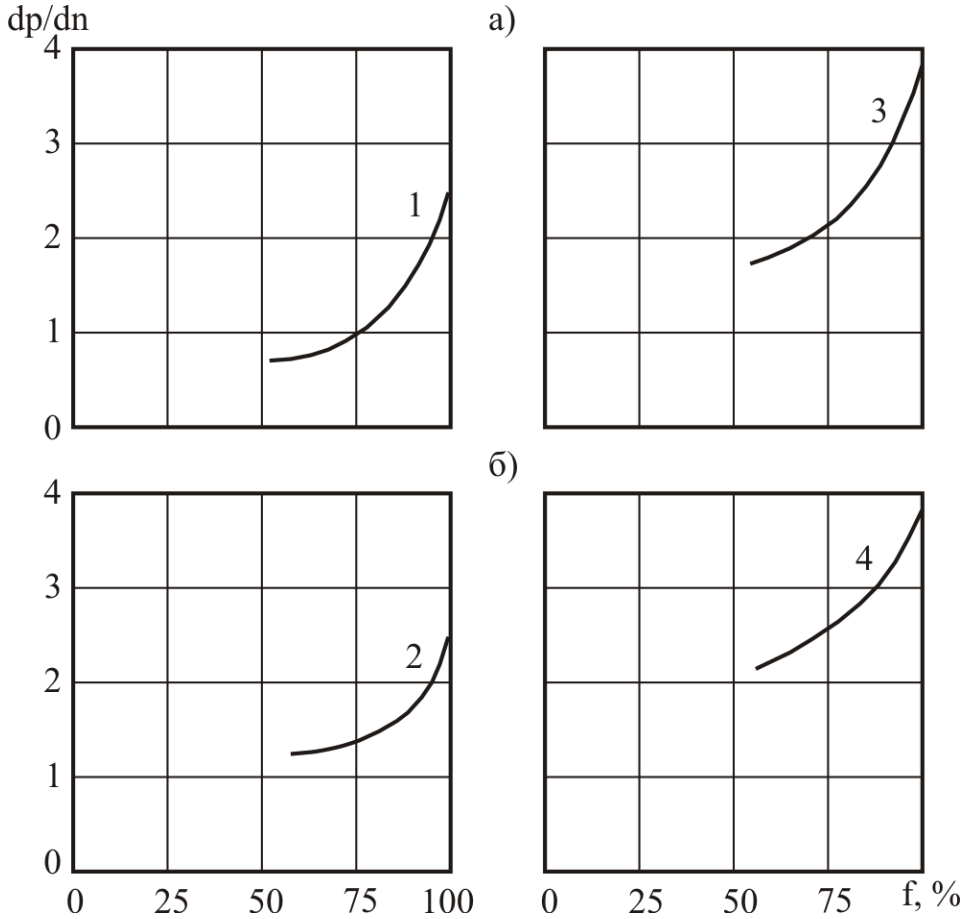


Рис. 7.17 – Емпіричні графіки для оцінки імовірності зменшення видимості до 500 м і менше при пилових бурях:
а) – тепле півріччя; б) – холодне півріччя; 1, 2 – південні, 3, 4 – північні райони; dp/dn- горизонтальний баричний градієнт, гПа/100 км; f – імовірність, %.

Контрольні запитання

1. Загальна характеристика пилової (піщаної) бурі. Вказати, де найбільш часто спостерігаються пилові бурі.
2. Які синоптичні умови сприятливі для виникнення пилових бур?
3. Які пилові бурі відносяться до СГЯ?
4. Яким чином здійснюється прогноз пилової бурі?
5. Якими характеристиками оцінюється інтенсивність пилової бурі?
6. Від чого залежить видимість у пиловій бурі?

8 ПРОГНОЗ ОПАДІВ

8.1 Основні споживачі прогнозу опадів

Кількість, вид опадів, їх тривалість і фазовий стан цікавлять практично всі галузі народного господарства. Нижче перерахуємо тільки основних споживачів і коротко зупинимось на тій ролі, яку відіграють опади в їх діяльності.

Сільське господарство залежить від кількості і часу випадіння опадів в більшій мірі, ніж всі інші галузі. Достатня кількість снігу зимою – це запас вологи на все літо, а рясні опади під час збору врожаю можуть суттєво знизити показники врожаю. Крім того, рясні опади – це бездоріжжя влітку, а зимою – непрохідні дороги із-за снігових заметів. Сильний дощ може визвати повінь, затоплення посівів і спричинити величезний збиток сільському господарству.

Енергетичному комплексу також необхідний прогноз та інформація про опади. З однієї сторони – це стан доріг і підвезення палива, з іншої – енергетичні втрати в ЛЕП за рахунок збільшення вологості повітря, з третьої – можливість сходу селів та снігових лавин. Значне зменшення опадів або їх відсутність на протязі тривалого періоду призводить до зниження рівня води у водосховищах і, як наслідок, - до порушення роботи ГЕС.

Зв'язок, як і енергетика, залежить від кількості і виду опадів; їх вплив на роботу зв’язку ідентичний описаному вище.

Всі види *транспорту* залежать від опадів. Наприклад, для авіації – це замети на злітно-посадкових смугах, «розкислі» ґрунтові аеродроми, зменшення коефіцієнта зчеплення коліс літака із злітно-посадковою смугою, можливе обледеніння повітряних суден на аеродромі та ешелонах польоту, обмежена видимість тощо. Для *водного транспорту* – основний вплив опадів спостерігається в портах при роботі портових споруд. Інтенсивні опади, що значно погіршують видимість, затрудняють діяльність при русі водного, особливо річкового, транспорту. Тривала відсутність опадів, що призводить до обміління річок, також порушує графік судноплавства. *Автомобільний транспорт* несе помітні збитки не тільки із-за заметів і «розкислих» доріг, але і за рахунок збільшення кількості дорожньо-транспортних пригод (особливо на гірських дорогах) при опадах, навіть незначних за інтенсивністю (особливо тривалих і переохолоджених). Менше всього від опадів залежить залізничний транспорт, але і на його роботі позначаються снігові замети, розливи річок, розмивання залізничного полотна і затримки на розвантажувально-вантажних терміналах.

Комунальне господарство є зацікавленим споживачем прогнозів опадів. По-перше, це очищення доріг і тротуарів від снігу та скидання

снігу з покрівель будинків, по-друге, інтенсивні опади перевіряють надійність покрівель будинків і роботи зливної каналізації в містах, а при сильних снігопадах можлива поломка дерев в садах, на дорогах і парках.

Будівництво в достатній мірі залежить від опадів. Якщо чітко дотримуватись технології будівництва або монтажу різних споруд і будівель, то при наявності опадів будівельникам можна виконувати далеко не всі види робіт. В цьому випадку будівельні організації можуть упускати прибуток, порушувати строки будівництва або технологію виконання будівельних робіт.

В *лісовому господарстві* при сильних опадах ускладнена робота по заготовці деревини і вивозу її з лісосік, а при тривалій відсутності опадів, коли пересихають гірські ріки, порушується лісосплав і можуть виникати пожежі.

Різні підрозділи МНС і Міністерства оборони, для яких питання переміщення техніки, висихання ґрунтових аеродромів, підвищення або зниження рівня води у водоймищах із-за опадів представляє безпосередній інтерес, у теперішній час є одними із найбільш зацікавлених споживачів прогнозу всіх видів опадів.

8.2 Одиниці вимірювання опадів. Стихійні метеорологічні явища, обумовлені опадами

В якості характеристик опадів використовуються звичайно два критерії: вид та інтенсивність. Вид опадів завжди визначається візуально, а одиницею вимірювання їх інтенсивності є величина шару опадів, що випадають за одиницю часу (як правило, за 1 годину або добу). Величина шару опадів вимірюється в міліметрах. Іноді визначають кількість опадів, що випали при сильній зливі або при проходженні атмосферного фронту. Крім кількісної оцінки існує візуальна оцінка інтенсивності опадів, яка проводиться за погіршенням видимості в явищах (табл. 8.1).

Значень видимості із врахуванням інтенсивності явища, наведених в табл. 8.1, слід дотримуватись при консультації споживачів про фактичну і очікувану погоду.

Нижче наводяться небезпечні стихійні метеорологічні явища, які обумовлюють природні надзвичайні ситуації:

- *дуже сильний дощ, дуже сильні опади* (дощ із снігом) – кількість опадів 50 мм і більше за 12 год і менше; в гірських, селевих, лавино- та зливонебезпечних районах – 30 мм і більше за 12 год і менше;

- *сильні зливи* – кількість опадів 30 мм і більше за 1 год і менше.

Випадіння сильних дощів характеризується великою плямистістю. У 63% випадків вони спостерігаються на території однієї області і у 27% - на території 2…4 областей. Сильні дощі мають яскраво виражений річний хід: найбільша їх повторюваність (біля 70%) припадає на червень-серпень.

У гірських районах сильні дощі можуть викликати підйом ґрунтових вод і рівня води в ріках та водосховищах. Не слід забувати, що сильний дощ звичайно випадає при сильних грозах, які супроводжуються градом, шквалами та іноді смерчами.

Таблиця 8.1 – Значення видимості (м) при різній інтенсивності явищ погоди

Атмосферне явище	Інтенсивність явища		
	Сильна	Помірна	Слабка
Зливовий дощ	500…1000	2000…4000	4000…10 000
Зливовий сніг	100…500	500…1000	1000…4000
Хуртовина	< 50	50…500	500…1000
Мряка	1000…2000	2000…4000	4000…10 000
Загальна хуртовина	< 1000	1000…2000	2000…4000
Сніг, крупа	500…2000	2000…4000	4000…10 000
Серпанок	1000…2000	2000…4000	4000…10 000
Імла	< 1000	1000…2000	2000…6000
Низова хуртовина	1000…2000	2000…4000	4000…10 000
Пилова буря	< 1000	1000…2000	2000…4000
Туман	50…200	200…500	500…1000

Тривалі дощі – кількість опадів 100 мм і більше за 1…3 доби (за винятком зливових районів) – також спричиняють значні неприємності, тим більше, що вони охоплюють територію декількох областей одночасно.

Дуже сильні снігопади – кількість опадів 20 мм і більше за 12 год і менше віднесені до категорії СГЯ, однак такі снігопади можуть продовжуватися безперервно добу і більше. На території України вони спостерігаються в період з жовтня по квітень при середньодобовій температурі повітря 0…-4 °С, хоча у високогірній частині Українських Карпат та північно-східних областях це значення може знижуватися до -15…-17 °С. Сильні снігопади випадають в окремих областях з різною повторюваністю: найчастіше (до 80%) утворюються в Українських Карпатах; трохи рідше (42%) - в Київській, Кіровоградській областях та АР Крим. Насамперед, сильні снігопади пов’язані з виходом південних циклонів із Середземного моря чи Балканського півострова і переміщенням циклонів із заходу (особливо при проходженні холодного фронту з хвилястими збуреннями). Істотно рідше ці опади можуть формуватися в пірнаючих циклонах чи в штормовій перехідній зоні між антициклоном над Європейською частиною Росії і циклоном над Чорним морем. При сильних снігопадах утруднюється робота всіх видів транспорту, обриваються проводи ліній зв’язку і електропередач, пошкоджуються крони дерев. Цю ситуацію особливо створює сильне

налипання мокрого снігу (діаметр налипання 35 мм і більше). У гірських районах сильні снігопади сприяють сходу снігових лавин, а пізні снігопади можуть спричинити підйом ґрунтових вод і рівня води в ріках та водосховищах і призвести до затоплення (а, можливо, обмерзання прибережних зон).

Сильна ожеледь (діаметр відкладень на проводах стандартного ожеледного станка 20 мм і більше) та *сильні складні відкладення* (діаметр 35 мм і більше). Відкладення сильної ожеледі відбувається головним чином при адвекції теплого, вологого повітря, що зумовлено переміщенням циклонічних утворень з системою фронтів. Найбільша повторюваність ожеледі характерна для Кримських гір, Донецького кряжу, а також Волинської, Приазовської та Подільської височин. Сильна ожеледь веде до аварійних ситуацій на всіх видах транспорту, пошкоджує лінії зв'язку та електропередач. Наприклад, протягом дев'яти днів листопада 2000 р. сильна ожеледь паралізувала життєдіяльність майже п'яти тисяч населених пунктів 12 областей України (від Хмельницької на півночі до Одеської на півдні). Діаметр відкладень на дротах був завтовшки 30 мм. Обледеніння призвело до обриву 20931 лінії електропередач, були зламані понад 307 тисяч залізобетонних опор ліній електропередач, стали непридатними для подальшої експлуатації 34020 т. дроту, вийшли з ладу 2029 сільських телефонних станцій; призупинено енергопостачання лікарень, шкіл, дитячих та пологових будинків, хлібопекарень. Тільки на Вінниччині були знеструмлені 70% населених пунктів і 82% залишилось без зв'язку; зруйновані майже 89 тис. опор ліній електропередач; в багатьох населених пунктах виникла проблема водо- та хлібопостачання; завдано збитків на суму понад 70 млн. грн. Держава зазнала від стихії збитків на суму понад 655 млн. грн.

Обледеніння наземних предметів та рослинності звичайно спостерігається у зоні холодного фронту при випадінні переохолодженого дощу або замерзанні мокрого снігу, який випав перед різким похолоданням. Зони обледеніння головним чином розміщуються вздовж ліній фронту, займають чималу площину і становлять велику небезпеку. Інколи обледеніння можливе при наявності слабкої, майже непомітної мряки, або при великій вологості і мінусовій температурі повітря (інтенсивне утворення льоду через конденсацію). Рельєф місцевості істотно впливає на обледеніння: з навітряного боку гірських хребтів або височин повітряні маси отримують додатковий імпульс до підйому, що посилює процес утворення хмар, які стають потужнішими, щільнішими, знижуються до поверхні землі, заслоняють верхівки гір і це спричиняє небезпеку обледеніння.

Селі – грязьові або грязьово-кам'яні потоки, що зненацька виникають в руслах гірських річок. Селеві процеси розвиваються в гірських частинах Карпат і Криму. Близько 30 міст, селищ та сільських населених пунктів АР

Крим, Закарпатської, Івано-Франківської, Львівської та Чернівецької областей піддані впливу селевих потоків. Всього в Карпатах виявлено 219 селевих басейнів. Найбільшою активністю характеризуються басейни річок Черемош, Дністер, Тиса, Прут. Масовий схід селевих потоків призводить до руйнування та занесення селевими відкладами будівель, споруд, транспортних магістралей.

Снігові лавини – снігові обвали з крутих схилів гір. В лютому-березні та в період відлиг райони хребтів Горгани, Полонинський, Чорногори є лавинонебезпечними з об'ємом снігових лавин до 300 тис. куб. м. Лавини спричиняють засипання снігом транспортних магістралей, руйнування будинків, ліній електропередач тощо.

8.3 Типи опадів та їх загальний прогноз

Опадами називають воду в рідкому або твердому стані, що випадає з хмар або осідає з повітря на поверхню землі і/або на різні предмети (роса, іній, паморозь тощо). В залежності від процесу утворення, розмірів частинок і тривалості випадіння розрізняють такі види опадів.

Мрячні опади (мряка) випадають, як правило, із шаруватих або шарувато-купчастих хмар; вони характерні для теплої повітряної маси теплого сектора циклону. Іноді ці опади можуть спостерігатися в зоні теплого фронту за рахунок збільшення крапель туману або перетворення облогових (дуже рідко зливових) опадів. Краплі мряки мають діаметр не більше 0,5 мм, а снігову мряку утворюють найдрібніші сніжинки.

Облогові опади завжди випадають із шарувато-дощових хмар, однак в холодний період року, дуже рідко, із високо-шаруватих. Вони спостерігаються, найчастіше в зоні теплих фронтів (хоча можуть відмічатися в зоні будь-якого фронту), з перервами або безперервно, досить тривалий час (до декількох діб підряд). Краплі дощу мають діаметр більше 0,5 мм, а розміри сніжинок і лапатого снігу такі ж, як і при снігопаді.

Зливові опади пов'язані з купчасто-дощовою хмарністю і являють собою великі краплі дощу, лапатий сніг, снігову крупу або град. Вони утворюються в нестійких повітряних масах на холодних фронтах і фронтах оклюзії за типом холодного, тому звичайно супроводжуються грозами і шквалами, майже завжди короткочасні і раптові.

Прогноз опадів тісно пов'язаний з прогнозом хмарності, тому що в помірних широтах на протязі всього року опади переважно випадають із шарувато-дощових і купчасто-дощових хмар. Опади утворюються звичайно із змішаних хмар; зростання крапель або кристалів льоду відбувається, в основному, в результаті конденсації перенасиченої водяної пари на їх поверхні і залежить від температури повітря в хмарах.

Схема загального прогнозу опадів може бути представлена в такій послідовності.

1. Аналізується синоптична ситуація, сприятлива для того чи іншого виду опадів; приділяється особлива увага фронтальним системам.

2. Розробляється прогноз появи, переміщення та еволюції хмар, із яких можуть випадати опади.

3. Складається прогноз переміщення та еволюції вже існуючої зони опадів в залежності від еволюції хмарної системи і баричного утворення, з яким вона пов'язана.

4. Дається прогноз положення ізотерми -10 °С відносно верхньої межі хмар, що зумовлено можливістю утворення твердої фази при температурі -10 °С і нижче та виникненням облогових опадів.

В наш час випадіння фронтальних (облогових і зливових) опадів прогнозується досить успішно одночасно з прогнозом переміщення фронту, куди вносяться відповідні корективи у зв'язку з еволюцією фронту, добовим ходом хмар і опадів, впливом орографії тощо.

Прогнозування внутрішньомасових зливових опадів обумовлено труднощами, тому що вони найбільш схильні до місцевих особливостей району і мають значний добовий хід.

Труднощі в прогнозі мряки пояснюються великою повторюваністю шаруватої хмарності, із якої мряка не випадає.

Таким чином, для успішного прогнозу опадів необхідно: мати прогноз синоптичного положення і хмарності; передбачити товщину шару (потужність) хмар; знати інтенсивність вертикальних рухів всередині хмари або на її верхній межі; визначити (хоча б орієнтовно) мікрофізичну структуру хмари та її водність.

Вид опадів передбачається із врахуванням очікуваної температури повітря біля поверхні землі та висоти ізотерми 0 °С. Емпірично встановлено, що при висоті нульової ізотерми ($H_{0,°C}$) більше 500 м і температурі (Т) в приземному шарі вище 3 °С, випадає дощ; при $H_{0,°C} < 500$ м і $T < 3$ °С – сніг або мокрий сніг.

8.4 Прогноз зливових, облогових опадів та мряки

Прогноз зливових опадів тісно пов'язаний з прогнозом конвективної хмарності та гроз. Загальними метеорологічними умовами, при яких утворюються зливові опади, є: велика вологість повітря (> 70%) в приземному шарі та на висотах, невеликі значення дефіциту точки роси (не більше 3…5 °С), значні вертикальні градієнти температури, що перевищують вологоадіабатичний градієнт, відсутність затримуючих шарів (інверсії та ізотермії), адвекція холоду на висотах, перевищення потужності купчасто-дощових хмар відмітки 2 км тощо.

Ці умови частіш за все відповідають зонам збіжності повітряних мас при циклонічній кривизні ізобар (фронтальні зливи) і малоградієнтним полям з достатнім прогрівом і вологістю (внутрішньомасові зливи). Повторюваність злив, як і всіх конвективних явищ, зростає в горах. Зливи можуть спостерігатися і в зонах низхідних рухів, якщо під дією місцевих умов розвиваються окремі відкриті конвективні осередки. Формуванню інтенсивної конвекції і випадінню зливових опадів сприяє неоднорідний характер підстильної поверхні та швидкий прогрів ґрунту. В літній період зливи часто випадають над великими, добре прогрітими водоймищами.

Холодні фронти і фронти оклюзії по типу холодного найбільш часто супроводжуються зливами, хоча останні іноді можуть спостерігатися і на теплих фронтах. Фронтальні зливи характеризуються менш вираженим добовим ходом, ніж внутрішньомасові, однак мають тенденцію до посилення у другій половині дня. При прогнозі зливових опадів фронтального характеру необхідно визначити майбутнє положення фронту, його еволюцію та можливі зміни конвективної нестійкості.

Прогноз зливових опадів відбувається за методом К.М. Орлової, в якому кількість зливових опадів $Q_{зл}$ знаходиться за формулою:

$$Q_{зл} = I_{зл}\, t_{зл}, \qquad (8.1)$$

де $I_{зл}$ – інтенсивність зливових опадів, яку можна визначити двома способами: у першому, що використовують в оперативній роботі, користуються графіками; у другому $I_{зл}$, мм·год$^{-1}$ розраховують за формулою

$$I_{зл} = 1{,}5\Delta q_{850} + 3{,}0\Delta q_{700}\,. \qquad (8.2)$$

В (8.2) Δq – зміна масової частки водяної пари (‰) при підйомі повітря з відповідних ізобаричних поверхонь (850 і 700 гПа) на величину середньої вертикальної швидкості конвективних токів $\overline{w}$ (гПа·год$^{-1}$).

Тривалість злив у пункті ($t_{зл}$) залежить від кількості та швидкості переміщення хмар, з яких випадають опади; $t_{зл}$ наближено можна обчислити за формулою

$$t_{зл} = æ\,\frac{\overline{L}_{1000-850}}{\overline{V}}, \qquad (8.3)$$

де æ – безрозмірний параметр, що характеризує щільність розподілу конвективних течій у купчасто-дощовій хмарі; $\overline{L}_{1000-850}$ середня довжина траєкторії в шарі 1000…850 гПа за інтервал часу $t_к$ проходження через пункт (територію) конвективних хмар; $\overline{V}$ - середня швидкість зміщення хмар, яка дорівнює середній швидкості вітру для траєкторії повітряних

частинок у шарі 700…500 гПа. Для різних синоптичних умов *k* змінюється: 0,30 – теплі фронти; 0,25 – фронти оклюзії; 0,20 – холодні фронти; 0,10 – вторинні та розмиті холодні фронти.

Метод К.М. Орлової детально викладено в «Практикумі з синоптичної метеорології» (2004 р.). В оперативній практиці найбільш поширений синоптичний метод прогнозу як зливових, так і облогових, і мрячних опадів.

Автоматизований метод прогнозу літніх опадів А.О. Алексєєвої. Останнім впровадженням у прогностичну практику (2006 р.) за рішенням ЦМКП Росгідромету методів прогнозу літніх опадів, у тому числі їх максимальної кількості Q_{max}, є метод А.О. Алексєєвої, який базується на використанні вихідних прогностичних полів регіональної гідродинамічної моделі В.М. Лосєва з синоптичними корективами приземних полів температури і вологості.

В основі методу лежать удосконалені методики прогнозу найбільш вивченої складової механізму формування злив – вертикальної нестійкості тропосфери – та її кількісної інтерпретації. Вважається, що утворення зливових опадів відбувається в результаті накопичення великих крапель у зоні акумуляції і випадіння накопиченої води внаслідок того, що вага її перебільшила піднімальну силу, яка створюється висхідними потоками у хмарі. У методі за шарами розраховується стратифікація терміка, який сухоадіабатично підіймається знизу, і хмарного елемента, який підіймається вологоадіабатично. Біля поверхні землі використовуються фізико-статистичні прогнози температури і вологості, вище – їх гідродинамічні прогнози на стандартних поверхнях до 100 гПа і на рівні 925 гПа. За енергією вертикальної нестійкості хмарного елемента визначається його максимальна швидкість W_{max}, м·с$^{-1}$. Відомо, що кількість опадів, які випадають, залежить не лише від кількості сконденсованої у хмарі вологи, але і від кількості вологи, яка випаровується, дивергенції горизонтальної швидкості вітру і водяної пари. Їх вплив ураховується через коефіцієнт генерації опадів k_0, який показує відносну частину сконденсованої у хмарі вологи, що бере участь в опадоутворенні. Максимальна кількість Q_{max1} змішаних (облогових і зливових) опадів визначається як

$$Q_{max\,1} = bk_0W_{max}, \qquad (8.4)$$

де b – 4,36 мм·с/м, k_0 – функція від упорядкованих вертикальних рухів на поверхні 850 гПа.

Очевидно, що при великій енергії нестійкості можуть випадати як значні, так і слабкі опади, в залежності від коефіцієнта генерації опадів у хмарі. У випадку, коли дощ зливового характеру є основним внеском в загальну суму опадів, Q_{max} розраховується як функція лише $W_{max.}$ Причому

значення коефіцієнта при предикторі в регресійній залежності визначається вологістю у шарі 850 - 700 гПа і вертикальними упорядкованими рухами на поверхні 850 гПа.

При сильних зливах зі збільшенням W_{max} зменшується різниця між максимальною і середньою інтенсивністю опадів, тривалістю зливової частини і загальною тривалістю дощу. Тому максимальна кількість опадів з середньою інтенсивністю конвективних опадів $Q_{max\ 2}$ розраховується як функція від опадів з максимальною інтенсивністю шляхом введення у розрахункове рівняння коефіцієнта F, який враховує інтенсивність конвекції і виражається через функцію від максимальної конвективної швидкості $F = f(W_{max})$.

За А.А. Акуліничевою, відношення тривалості злив до загальної тривалості дощу характеризується щільністю конвективних струменів æ, середні значення яких для літніх місяців знаходяться в інтервалі 0,29 – 0,38. З урахуванням цього кінцева формула прогнозу максимальної кількості опадів має вигляд

$$Q_{max} = Q_{max\ 1}\ æ + Q_{max\ 2}(1 - æ). \qquad (8.5)$$

Дані радіо- і пілотного зондування атмосфери часто демонструють різкі зміни стратифікації температури між основними ізобаричними поверхнями, особливо в антициклонах, гребенях, поблизу фронтів. У таких випадках тонкі затримуючі шари поблизу рівня конденсації (~ 850 гПа) можуть переривати підйом терміка і хмарного елемента до виникнення в них опадів, незважаючи на велику потенційну нестійкість атмосфери у більш високих шарах, не реалізовану в такій ситуації.

У прогностичних модельних згладжених полях, на основі яких будується стратифікація температури, тонкі затримуючі шари проявляються не завжди. Вони задаються через лапласіан приземного тиску $L = \nabla^2 p = \partial^2 p / \partial x^2 + \partial^2 p / \partial y^2$, який характеризує антициклонічність (L < 0) і циклонічність (L > 0) поля тиску. При прогнозі опадів роль циклонічності особливо велика (на фронтах, хвильових збуреннях на них, в улоговинах – на лініях збіжності приземних потоків), тобто збіжність потоків (L > 0) сприяє випадінню опадів.

При формуванні скупчень і пасм потужних купчасто-дощових хмар Cb протяжністю близько 100 км, численних висхідних конвективних потоків і мас хмарних елементів у них, існуючих декілька годин, велику роль повинен відігравати значний приплив вологого повітря біля поверхні землі (що пояснює вказаний вище вплив циклонічності). За відсутності досить тривалого надходження в Cb вологого повітря хмарний елемент, який спрямовується вверх (струмінь, потік, осередок, скупчення хмар) буде невеликим і короткочасним, з малою кількістю опадів, особливо за умов сухого навколишнього повітря. Тому в роботі вивчена роль дефіциту

насичення в нижній частині тропосфери, який є також показником тонких затримуючих шарів.

Ще одним корективом є врахування швидкості переносу Cb при утворенні опадів. Помічено, що занадто швидке проходження Cb над пунктом спостереження зменшує кількість опадів, що випадають, а, з іншого боку, малорухомість хмари при слабкому вітрі знижує інтенсивність дощу через зменшення загальної енергії атмосфери, розтікання «наковальні» хмари і зменшення радіаційного прогріву біля поверхні землі.

Предиктори, які використовуються для корегування методу.

Першим предиктором є кількість опадів Q_{max} (мм) за період до 12 год, тобто за ±6 год від основних синоптичних строків 12, 18, 00, 06 ВСЧ, яка щоденно розраховується за впровадженим автоматизованим методом прогнозу.

Другий предиктор – лапласіан приземного тиску, який розраховується як сума різниць тиску по осях координат на відстані 300 км від центральної точки або як зміна градієнта тиску на цій же відстані, що характеризує збіжність ($L > 0$), розбіжність ($L < 0$) приземних потоків повітря і відповідні з рівняння нерозривності вертикальні токи, які живлять конвекцію.

Перше удосконалене рівняння для прогнозу кількості опадів має вигляд

$$Q_{пр.1} = a\, Q_{max} L. \qquad (8.6)$$

З фізичних міркувань взято добуток предикторів, оскільки при $Q_{max} = 0$ ніяке значення L не дає $Q_{пр.1} > 0$ і при $L \leq 0$ ніяке значення Q_{max} не дає $Q_{пр.1} > 0$. $Q_{пр.1} \approx 0$ при відсутності вертикальної нестійкості, і наявна збіжність приземних потоків для підтримання практично відсутніх конвективних висхідних потоків не потрібна. $L \approx 0$ при відсутності збіжності приземних потоків, і великі висхідні конвективні потоки, які дають інтенсивні опади, неможливі без компенсуючих їх горизонтальних вологих приземних потоків, які збігаються. При $L < 0$ (антициклонічності) опади не випадають. Вплив предиктора L ускладнюється ще й тим, що при $L >> 0$ збіжність приземних потоків і упорядковані висхідні рухи стають занадто великими. Їх надлишок і породжує шарувату хмарність, що, в свою чергу, зменшує прогрів підстильної поверхні, максимальну конвективну швидкість W_{max} і відповідно кількість опадів. Тому існує оптимальне значення лапласіана приземного тиску $L_0 > 0$, при наближенні до якого з обох сторін кількість опадів збільшується. Тоді залежність $Q_{пр.1}$ від комплексного параметра можна виразити таким чином:

$$Q_{пр.1} = aQ_{max}(bL_0 - |L - L_0|) + c, \qquad (8.7)$$

де значення коефіцієнтів a, b, c і лапласіана L_0 можна знайти за допомогою регресійного аналізу і аналізу окремих дослідних даних.

Третій предиктор – швидкість горизонтального переносу в середній тропосфері приблизно дорівнює модулю середнього вектора швидкості вітру $|\vec{V}|$ на ізобаричних поверхнях 850, 700, 500 гПа. Чим швидше перенос, тим ближче до нуля кількість опадів, оскільки хмара «проскакує» метеостанцію, не вспівши дати тут багато опадів, не дивлячись на вірогідну велику хвилинну-десятихвилинну їх інтенсивність. Однак кількість опадів наближається до нуля також при «нульовому» переносі, коли, не дивлячись на тривалість, інтенсивність дощу швидко зменшується через формування обширної «наковальні», зменшення прогріву біля поверхні землі, загальної енергії нестійкості і конвективної нестійкості.

Таким чином, і цей предиктор має оптимальне значення $|\vec{V}|_0$, при віддаленні від якого кількість опадів $Q_{пр.2}$ наближається до нуля, не дивлячись на будь-які значення Q_{max} і L у комплексному предикторі,

$$Q_{пр.2} = a'Q_{max}(bL_0 - |L - L_0|)(b'|\vec{V}|_0 - ||\vec{V}| - |\vec{V}|_0|) + c' , \qquad (8.8)$$

де a', b', c' – коефіцієнти регресійної залежності.

Четвертий предиктор – дефіцит точки роси в нижній частині тропосфери D_8 (на поверхні 850 гПа), який оптимально характеризує вологість біля поверхні землі і в середній тропосфері. Чим більше D_8 (більш сухе повітря), тим кількість опадів ближче до нуля, не дивлячись на будь-яке значення Q_{max}, L, $|\vec{V}|$. Дуже сухе повітря перешкоджає утворенню опадів і безпосередньо, і посередньо, як допоміжний покажчик затримуючих шарів поблизу рівня конденсації в антициклоні, гребені, тиловій частині циклону, за фронтом. Але кількість опадів наближається до нуля і при $D_8 \to 0$, оскільки при вологості близькій до насиченої ($D_8 = 0$), зменшується прогрів підстильної поверхні через велику кількість низьких щільних хмар, які утворюються і не випаровуються. У результаті і цей предиктор має оптимальне значення D_0, при віддаленні від якого кількість опадів наближується до нуля. З урахуванням сказаного третє прогностичне рівняння запишеться як

$$Q_{пр.3} = a''Q_{max}(bL_0 - |L - L_0|)(b'|\vec{V}|_0 - ||\vec{V}| - |\vec{V}|_0|)\times$$

$$\times(b''D_0 - |D_8 - D_0|) + c'', \qquad (8.9)$$

де a'', b'', c'' – коефіцієнти регресійної залежності.

Замість Q_{max} можна взяти предиктор, який дорівнює $(Q_{max} + W_{max})/2$.

Результати випробування автоматизованих прогнозів кількості опадів як за впровадженим методом (Q_{max}), так і з урахуванням корегувань, що

пропонуються ($Q_{пр.1}$, $Q_{пр.2}$, $Q_{пр.3}$), виглядають таким чином. Значення наведених емпіричних коефіцієнтів і оптимумів предикторів одержані за реальними даними, але зі збільшенням об'єму вибірки вони мають бути уточнені. Прогностичні рівняння (8.8 – 8.9) з конкретними значеннями коефіцієнтів і оптимумів мають вигляд:

$$Q_{пр.1} = 0{,}01((Q_{max} + W_{max})/2)\,(10 - |L - 6|)(20 - |5 - |\vec{V}||), \qquad (8.10)$$

$$Q_{пр.2} = 0{,}003((Q_{max} + W_{max})/2)(10 - |L - 7|)(10 - |6 - |\vec{V}||)[5 - 0{,}5(D_8 - 3)^2], \qquad (8.11)$$

$$Q_{пр.3} = 0{,}003((Q_{max} + W_{max})/2)(10 - |L - 4|)(10 - |6 - |\vec{V}||)[5 - 0{,}5(D_8 - 3)^2]. \qquad (8.12)$$

Для верифікації прогнозів фактичні опади $Q_ф$ за 12 годин взяті з офіційних матеріалів оперативних випробувань автоматизованого методу прогнозу опадів (щоденні максимальні дванадцятигодинні суми опадів у червні-серпні 2004 р. по десяти областях Центрального району Росії).

Регресійний і кореляційний аналіз результатів.

Далі наводяться рівняння лінійної регресії, коефіцієнти кореляції *r* між фактичною і прогностичною кількістю опадів і середні квадратичні похибки S прогнозованої кількості опадів для кожного із чотирьох варіантів прогнозу (за впровадженим методом і трьома прогностичними рівняннями, що випробовуються). Оскільки всі предиктори є нелінійними комбінаціями вихідних метеовеличин, то висновки зводяться до лінійних прогностичних залежностей лише по відношенню до комплексних предикторів.

Рівняння лінійної регресії між фактичною і прогностичною кількістю опадів такі:

$$Q_ф = 0{,}12Q_{max} + 1{,}15; \quad r = 0{,}46; \quad S = 14{,}83; \qquad (8.13)$$

$$Q_ф = 0{,}22Q_{пр.1} + 1{,}11; \quad r = 0{,}50; \quad S = 13{,}77; \qquad (8.14)$$

$$Q_ф = 0{,}54Q_{пр.2} + 1{,}86; \quad r = 0{,}43; \quad S = 5{,}77; \qquad (8.15)$$

$$Q_ф = 0{,}44Q_{пр.3} + 1{,}80; \quad r = 0{,}40; \quad S = 6{,}11. \qquad (8.16)$$

Всі коефіцієнти кореляції мають точність при загальному числі випадків N = 849 близько $0{,}07 \approx 2{,}6(1 - r)/\sqrt{849}$ з надійністю 99% (на рівні значущості 1%), тому відмінності значущі лише з меншою надійністю, ніж на рівні значущості 5% ($0{,}05 \approx 2(1 - r)/\sqrt{849}$). Для повного доказу виграшу прогнозів з корекцією, який намічається, потрібно число випадків не ≈ 1000, а ≈ 10000, тобто не один рік випробувань, а десять або три роки випробувань при збільшенні числа областей не менш ніж до тридцяти.

Враховуючи визначені значення *r* і S, можна говорити про майбутній успіх прогнозів з корегуванням за прогностичними рівняннями (8.10 - 8.11).

Таким чином, розглянуто складний комплекс нелінійних фізико-синоптичних предикторів для прогнозу сильних дощів, які враховують вертикальну нестійкість, горизонтальну збіжність приземних потоків (лапласіан приземного тиску), дефіцит вологості та вітровий перенос. Із завчасністю 12 – 24 год з надійністю 100% за удосконаленим методом прогнозується відсутність сильних дощів більше ніж у 70% днів літнього періоду. В інші дні через незначну вірогідність небезпечного явища штормові попередження про сильні літні дощі випускаються лише із завчасністю 1 - 3 год. При цьому для підвищення їх справджуваності до 70 – 90% потрібне врахування комплексу багаторазових послідовних мезосиноптичних радіолокаційних і (або) супутникових даних. Безпомилковий (стовідсотковий) прогноз відсутності сильних опадів незрівнянно більш важливий за їх прогноз навіть з надійностю 99%, оскільки не виключено виникнення небезпечного явища. У випадку прогнозу відсутності сильних дощів з надійністю 100% можна без ризику запроваджувати будь-який захід (а саме, відключити для профілактики метеорологічний радіолокатор).

Облогові опади випадають із високошаруватих (рідко) та шарувато-дощових хмар, що мають змішану структуру і велику горизонтальну протяжність. Облогові опади формуються під дією упорядкованих висхідних рухів теплого вологого повітря, що поширюється до значних висот і охоплює великі території. Зони облогових опадів тісно пов’язані з адвекцією теплого повітря і співпадають із зонами падіння тиску біля землі.

Найбільш сприятливими для утворення облогових опадів є такі синоптичні ситуації: зони теплих фронтів, фронтів оклюзії і холодних фронтів, що повільно переміщуються, а в холодний період – зони високого тиску за наявності шаруватої і шарувато-купчастої хмарності.

Прогноз облогових опадів та їх кількості здійснюється як синоптичним методом, так і за допомогою ЕОМ. Однак через відсутність інформації про розміри хмарних частинок, водність хмар і агрегатний стан частинок в хмарі на практиці використовується, як правило, тільки синоптичний метод або різні емпіричні залежності, що встановлюються для різних регіонів. Нижче наведемо декілька з них, оскільки вони прості у використанні і не висвітлені в раніше виданих «Практикумах».

Графічний метод О.С. Звєрєва (рис. 8.1 а, б) дозволяє визначити можливість випадіння облогових опадів в залежності від потужності хмарного шару (ΔH, км), його температури (T_m, °C) і висоти нижньої межі ($H_{нмх}$, км).

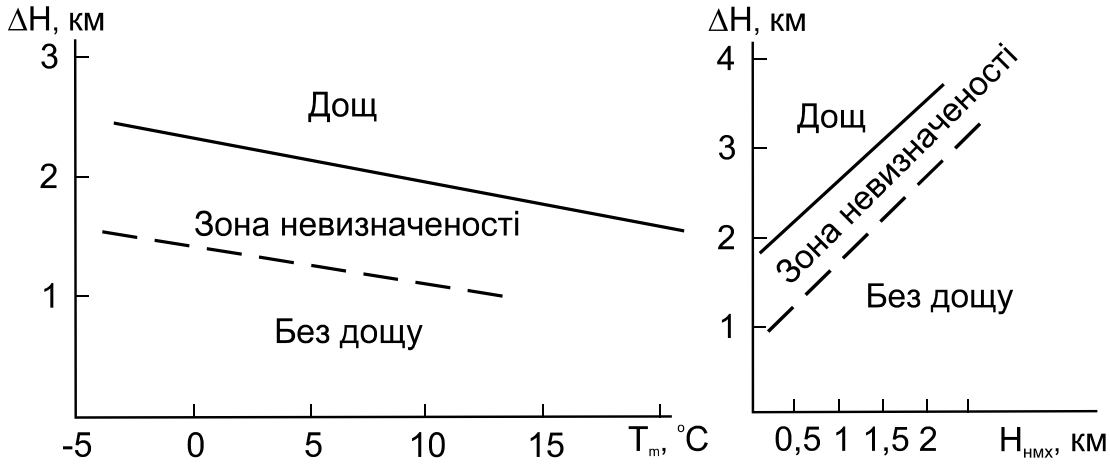


Рис. 8.1 – Графік для оцінки можливості випадіння дощу за потужністю хмар і: а) середньою температурою хмарного шару (T_m), б) висотою їх нижньої межі ($H_{нмх}$).

В перехідні сезони року, а на півдні країни і взимку, дуже важливо визначити фазовий стан опадів. Для цього прогнозу використовується графік (рис. 8.2), на горизонтальній осі якого відкладена температура повітря на рівні 850 гПа (T_{850}, °C), а по вертикальній – прогностичне значення температури повітря біля поверхні землі ($T_{пр}$, °C). Користування графіком не потребує додаткових пояснень.

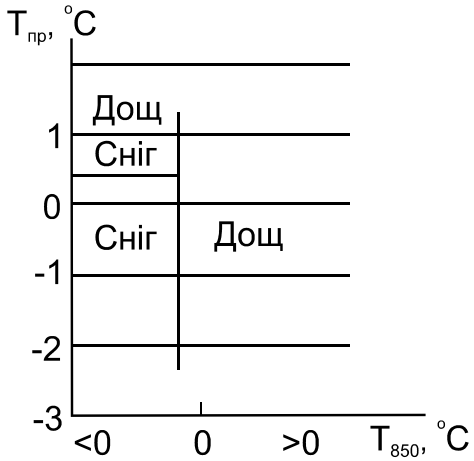


Рис. 8.2 – Графік для визначення фазового стану опадів.

Мрячні опади випадають переважно в холодну пору року або в перехідні сезони із низьких шаруватих хмар, що утворюються в теплих стійких повітряних масах і в зонах розмитих фронтів; при від'ємних температурах спостерігаються переохолоджена мряка та снігові зерна. Опади у вигляді мряки можливі в тому випадку, коли висота верхньої межі хмар не перевищує рівень ізотерми -10 °C, при трансформаційному

охолодженні повітря. Для випадіння мряки вертикальні рухи повинні бути слабкими, при їх збільшенні – мряка переходить в дощ.

Прогноз мряки заснований на врахуванні переміщення та еволюції вже існуючої зони опадів за ведучим потоком на поверхні 850 гПа. Якщо опади спостерігаються на периферії антициклону, то їх переміщення відбувається разом з антициклоном і всередині нього в напрямку градієнтного вітру. Зони мрячних опадів, що пов'язані з теплим сектором циклону, переміщуються разом з останнім.

При прогнозі мряки слід враховувати орографію місцевості і добовий хід опадів. Так, імовірність випадіння мрячних опадів на навітряних схилах гір і височин більша, ніж на підвітряних, і збільшується над лісовими і заболоченими ділянками місцевості. В добовому ході максимум повторюваності мрячних опадів приходиться на нічні години, коли вони можуть посилюватись за рахунок радіаційного охолодження хмарності, а мінімум відмічається опівдні.

Прогноз фазового стану фронтальних опадів на Україні здійснюється за прогностичними значеннями температури повітря біля земної поверхні і на рівні 850 гПа (рис. 8.3).

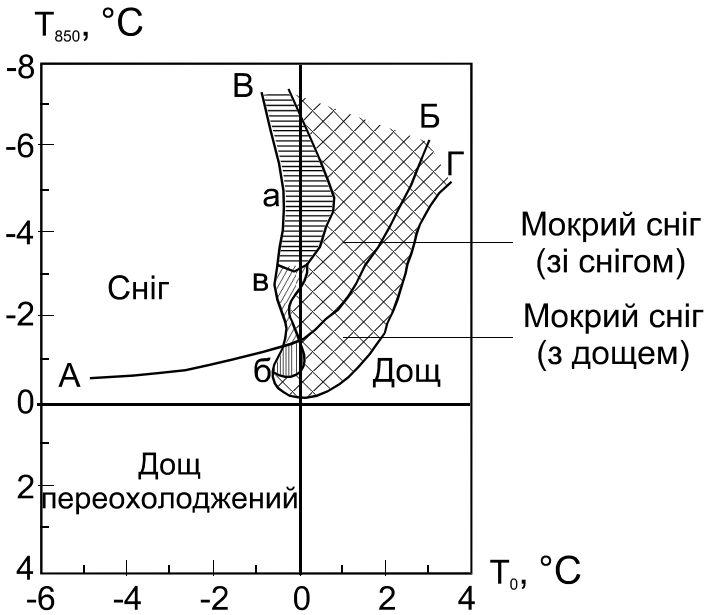


Рис. 8.3 - Емпірична номограма для прогнозу фазового стану фронтальних опадів;
а, б, в – зони відкладення мокрого снігу.

Номограма дозволяє прогнозувати всі фази опадів, що випадають: сухий сніг (забезпеченість 89%), переохолоджений дощ (90%), дощ (82%), мокрий сніг і сніг з дощем (84%), мокрий сніг зі снігом (89%) і мокрий сніг з дощем (78%).

Розрахунок значень T_0 і T_{850} проводиться для декількох точок зони, де очікуються облогові опади поблизу фронту. Для прогнозу фази облогових опадів в конкретному пункті (районі) визначення значень температури повітря T_0 і T_{850} здійснюється для початку, середини та кінця очікуваного періоду з опадами.

Альтернативний, короткостроковий прогноз відкладення (налипання) мокрого снігу можна виконати за номограмою (рис. 8.3) одночасно з прогнозом фазового стану опадів. В загальній зоні, що відповідає випадінню мокрого снігу, чітко виділяється невелика зона з відкладенням (налипанням) мокрого снігу (*а-б-в*) у вигляді вузької смуги, витягнутої вздовж осі ординат. Вона складається із трьох неоднорідних частин: основної (а), найбільшої за площею і з великим числом відкладень (забезпеченість 84%); додаткової (б), порівняно невеликої за площею, із випадками відкладень при незначній від'ємній приземній температурі (забезпеченість близька до 100%) і перехідної (в), де число випадків незначне і забезпеченість їх низька. Забезпеченість всієї зони *а-б-в* досить висока (89%).

Враховуючи складність явища і його значну просторову мінливість, рекомендується складати прогноз відкладення не для пункту, а по району радіусом 100…150 км і застосовувати в прогнозі термін «місцями». Наприклад, «…місцями в районі Одеси очікується відкладення (налипання) мокрого снігу...».

Методика прогнозу випадіння і відкладення мокрого снігу за допомогою номограми основується на попередньому прогнозі баричного поля, фронтальних розділів і пов'язаних з ними зон опадів.

Для практичного обслуговування господарських організацій, міністерств зв'язку та енергетики рекомендований графік, на якому представлена залежність характеру пошкоджень дротів повітряних ліній зв'язку та електропередач від величин відкладень мокрого снігу (рис. 8.4).

По осі абсцис відкладені значення великого діаметра (D), а по осі ординат – маса на 1 м дроту (P).

Двома демаркаційними суцільними лініями розмежовані площі з переважанням випадків, що супроводжуються обривом дротів (верхня частина графіка), їх провисанням (середня частина) і відсутністю пошкоджень (нижня частина). Забезпеченість цих площ відповідно дорівнює 88, 83 і 98%.

Відкладення мокрого снігу на дротах звичайно супроводжується слабким вітром. При швидкостях більше 3…5 $м \cdot с^{-1}$ мокрий сніг починає здуватися і його накопичення уповільнюється. Однак у 6% випадків відкладення мокрого снігу відбувалось при швидкості вітру 10 $м \cdot с^{-1}$ і більше.

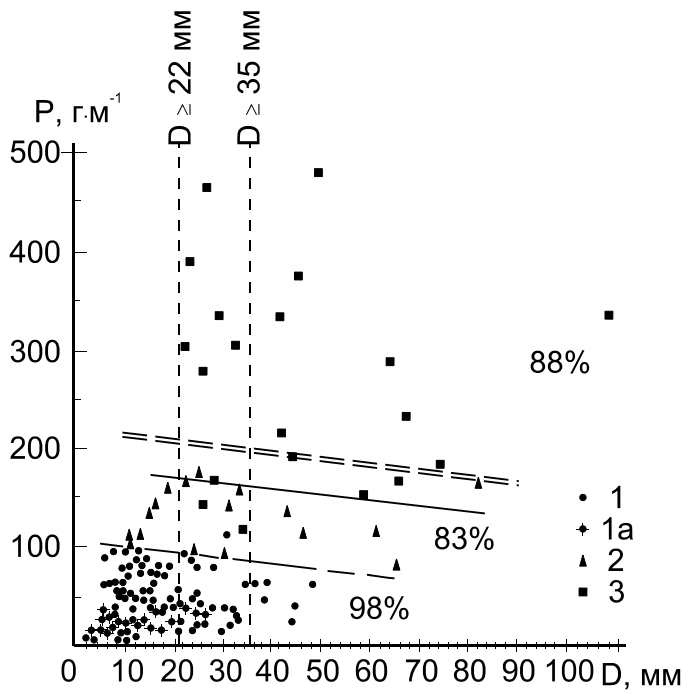


Рис. 8.4 – Залежність пошкоджень повітряних ліній зв'язку та електропередач від діаметра (D) і ваги (P) відкладень мокрого снігу.
1, 1а – зона без пошкоджень (1а – група точок з близькими значеннями параметрів); 2 – провисання дротів; 3 – обриви дротів, поломка опор, дерев та інше.

Контрольні запитання

1. Як впливають опади на різні галузі народного господарства?
2. В яких одиницях вимірюються та прогнозуються опади?
3. Охарактеризуйте СГЯ, пов'язані з опадами різних видів.
4. В чому полягає суть загального прогнозу різних видів опадів?
5. Які методи прогнозів використовуються для передбачення випадіння опадів?
6. Як здійснюється прогноз фазового стану фронтальних опадів?

8.5 Прогноз ожеледі та ожеледиці

Аварії, що відбуваються на сучасних лініях зв'язку та електропередач через ожеледно-паморозеві явища, завдають колосального збитку народному господарству країни. Тому вкрай необхідні правильна оцінка очікуваних ожеледних навантажень і своєчасний якісний прогноз цього небезпечного явища погоди. Ожеледно-паморозеві відкладення впливають на продуктивність сільського господарства. Під їх вагою ламаються гілки, а іноді і стовбури дерев, а отже, знижується врожайність фруктових садів, виноградників. При відкладенні ожеледі потерпає відгінно-пасовищне тваринництво (особливо в гірських районах), тому що трава, вкрита кіркою

льоду, стає недоступною для тварин, а це спричиняє виснаження, а іноді і загибель худоби.

Ожеледь, тобто щільна льодяна кірка, утворюється і на дротах високовольтних ліній електропередач, товщина відкладень на них може досягати 60…70 мм і суттєво збільшувати вагу дротів (рис. 8.5). Наприклад, дріт марки АС-185/43 діаметром 19,6 мм кілометрової довжини має масу 846 кг; при товщині ожеледі 20 мм вона збільшується в 3,7 рази, при товщині 40 і 60 мм – у 9 і 17 разів відповідно. При цьому маса лінії електропередач із восьми дротів кілометрової довжини зростає відповідно до 25, 60 і 115 тон, що призводиь до обриву дротів і пошкодження металевих опор. Подібні аварії завдають значного економічного збитку, на їх усунення витрачається декілька діб і величезні кошти.

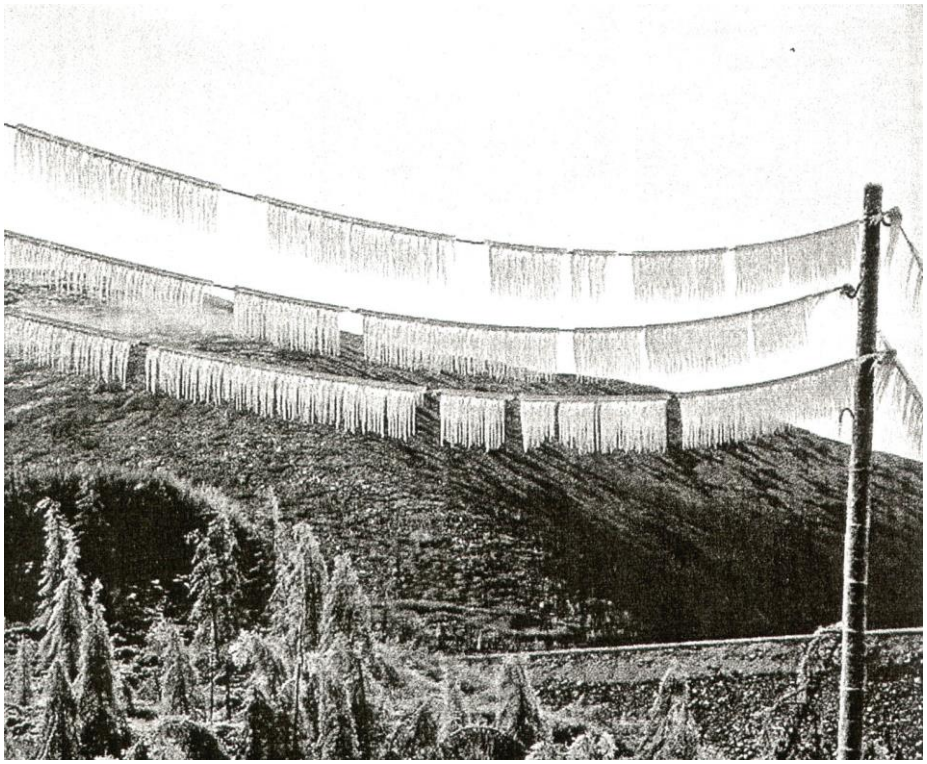


Рис. 8.5 – Відкладення ожеледі на високовольтних лініях електропередач.

В залежності від структури відкладеного атмосферного льоду розрізняють п’ять видів обледеніння: ожеледь, зернисту і кристалічну паморозь, почергове їх відкладення (суміш) і замерзлі відкладення мокрого снігу. Відкладення ожеледі на різних предметах утворюються при осіданні та замерзанні переохолоджених крапель води (тобто при наявності туману, мряки, дощу, коли температура повітря нижче нуля), замерзанні мокрого снігу, що осідає, сублімації водяної пари.

В результаті першого процесу виникає ожеледь або зерниста паморозь (більш щільний снігоподібний і крихкий осадок). При сублімації водяної пари і замерзанні дуже дрібних крапель формується кристалічна паморозь, що являє собою білий осад ажурної кристалічної будови. Ожеледь є найщільнішим видом відкладення атмосферного льоду (0,6…0,9 г·см$^{-3}$), а його маса на 1 м погонної довжини ожеледного станка коливається від декількох грамів до 400…500 г. Найменша щільність у кристалічної паморозі – 0,01…0,08 г·см$^{-3}$.

На дорогах лід може утворюватись при морозі після відлиги або випадіння дощу на холодну поверхню. Це явище дещо відрізняється від обледеніння предметів, які знаходяться над землею. Його звичайно називають ожеледицею.

Стихійні (особливо небезпечні) гідрометеорологічні явища – сильна ожеледь (діаметр відкладень на проводах стандартного ожеледного станка 20 мм і більше) та складні відкладення (суміш) при діаметрі 35 мм і більше.

На основі тривалих спостережень визначено ряд кліматичних характеристик просторового і часового розподілу ожеледно-паморозевих явищ – їх повторюваності, тривалості та інтенсивності (розмірів відкладень на проводах), - а також виявлені метеорологічні і синоптичні умови, за яких вони виникають.

Особливості просторово-часового розподілу відкладень ожеледно-паморозевих явищ. Повторюваність ожеледі звичайно характеризується середнім числом днів (і випадків) по місяцях і за рік. Розподіл ожеледно-паморозевих явищ по території залежить від широти місця, характеру атмосферних процесів, форми (типу) рельєфу, експозиції схилів і висоти станції над рівнем моря.

Число днів з ожеледдю у більшості районів Східної Європи коливається від 1…3 до 12 днів на рік. На підвищених місцях (райони Хібінських гір, Північного Кавказу, Донецького кряжу, Середньо-Руської височини та Українських Карпат) спостерігається збільшення її повторюваності до 40…50 днів на рік. З підняттям у гори збільшується повторюваність та інтенсивність ожеледно-паморозевих явищ. Це відбувається по-різному в залежності від орієнтації схилів по відношенню до вітрів, що несуть вологу, але до певної висоти. Так, на північних схилах Великого Кавказу, більш схильних до утворення ожеледі через вплив східних вітрів, що переважають на периферії Сибірського антициклону, повторюваність ожеледі зростає дуже швидко до висоти 700 м, де річне число днів з цим явищем досягає 50. Така повторюваність зберігається в зоні 700…1600 м, а потім число днів з обледенінням зменшується. Високогірна зона (3000…4500 м) характеризується малою повторюваністю ожеледі внаслідок великої сухості повітря і низьких

температур (ст. Ельбрус – 0,1 доби). Значною повторюваністю ожеледі характеризуються вологі навітряні (частіше – це східні) схили і перевали, розміщені у вузьких ущелинах, де має місце конвергенція потоку, що несе ожеледь.

Бувають зими, коли у зв'язку з особливостями розвитку атмосферних процесів повторюваність ожеледі може помітно відрізнятися від середніх величин. Аналіз метеорологічних і синоптичних матеріалів показав, що в Україні зими з великою повторюваністю паморозі в той же час виявляються малоожеледними. Вони є, як правило, аномально холодними і над Східною Європою переважають процеси антициклогенезу при меридіональній і східній формах циркуляції по Г.Я. Вангейгейму. В малопаморозеві зими (більшою мірою теплі) ожеледь утворюється частіше. Вони характеризуються розвитком інтенсивної циклонічної діяльності над Атлантикою і Середземним морем (при цьому повторюваність меридіональної форми циркуляції різко зменшується і переважають зональна або східна форма циркуляції).

Тривалість періоду, на протязі якого може спостерігатися ожеледь, зменшується з півночі на південь Східної Європи. На Крайній Півночі перші його відкладення відмічаються у вересні, останні – у травні і навіть червні. На півдні ожеледь спостерігається звичайно з середини листопада до половини березня. Найчастіше утворення ожеледі відбувається у грудні та січні, коли відмічається і найбільша кількість його значних відкладень (діаметром більше 10 мм).

Добовий хід імовірності відкладень ожеледі також становить певний практичний інтерес. На Україні найчастіше утворюється ожеледь в період між 6…9 год (паморозь – 3…6), а найменше число випадків – вдень (від 12 до 15 год).

В розподілі ожеледно-паморозевих відкладень по території спостерігається велика нерівномірність, внаслідок чого на всіх картах виділяється значне число різноманітних осередків (або «плям») підвищеної і зниженої їх повторюваності. Чим більше розчленована місцевість, тим більша різноманітність у формах рельєфу і мікрорельєфу, а, отже, тим більше буде виявлятися на картах повторюваності і розмірів відкладень осередків (або плям), які відображують нерівномірний розподіл їх досліджуваною територією.

При вивченні тривалості ожеледних утворень розрізняють тривалість процесу наростання відкладення ожеледі і загальну тривалість його знаходження на дротах з початку появи до повного зникнення. Тривалість наростання відкладень ожеледі визначається збереженням умов, необхідних для їх виникнення, - наявністю рідких крапель води при від'ємній температурі повітря. Із зникненням одного з цих параметрів припиняється відкладення ожеледі.

Над Східною Європою тривалість наростання ожеледі на дротах звичайно (у 60% випадків) менше 6 год, але в окремих випадках вона може досягати 24 год і більше. На території України найчастіше наростання ожеледі та паморозі триває 1...12 год (близько 90% випадків). Загальна тривалість збереження ожеледно-паморозевих відкладень на дротах і предметах мінлива. У південній половині середня тривалість збереження ожеледі на дротах коливається від 0,6 до 1,6 доби і лише в окремих районах різко пересіченої місцевості вона може збільшуватися до двох і більше діб. У зв'язку з нестійким характером погоди на території України в холодний сезон, ожеледь і паморозь утримуються на предметах не більше 18 год (до 80 випадків). Проте у ряді районів їх відкладення можуть зберігатися протягом багатьох діб підряд (до 12…15 діб - Донецьк, Волноваха, Ай-Петрі та ін.). В Україні найбільша тривалість періоду утворення ожеледі за холодний сезон досягала 197 днів, а паморозі - 120 днів.

Тривалість періоду можливого утворення ожеледі перш за все залежить від загального розподілу температури повітря над даною територією і визначається настанням стійкого періоду від'ємних температур. Виявилося, що середні дати виникнення ожеледі і паморозі майже співпадають з датами переходу середньодобової температури повітря через 0 °С, а найбільш ранні і найпізніші дати їх утворення добре узгоджуються з середніми датами переходу середньодобової температури повітря через +5 °С. Ці дати є в кліматичних довідниках і по них (непрямим чином) можна судити про можливість періоду утворення ожеледі. Найтриваліші випадки збереження ожеледно-паморозевих відкладень спостерігалися, як правило, на підвищених місцях та їх навітряних схилах.

Відомо, що величина відкладень ожеледі і паморозі визначається комплексом причин: виглядом та інтенсивністю опадів (або розміром переохолоджених крапель та їх кількістю), швидкістю вітру, кутом між напрямом потоку і площиною предмета, а також тривалістю процесу наростання.

Абрамович К.Г. розглядала залежність величини ожеледних відкладень від швидкості вітру і виявила, що при зростанні швидкості від 2 до 12 $м \cdot с^{-1}$ одночасно відбувається збільшення діаметра відкладення атмосферного льоду. При швидкості більше 12 $м \cdot с^{-1}$ інтенсивність наростання зменшується (при таких швидкостях вітру краплі переохолодженого дощу не встигають замерзнути на дротах і зносяться потоком повітря).

Як показали спостереження спеціальних ожеледних станцій (П'ятигорськ, Бугульма та ін.), із збільшенням висоти підвішування дротів з 2 до 12 м розмір відкладень ожеледі збільшується в 2…3 рази (це відбувається внаслідок збільшення густини туману і зростання швидкості вітру з висотою). Встановлено також, що при зростанні висоти

розташування дроту від 2 до 25 мм маса (вага) відкладення льоду може збільшитися в 4…5 разів у порівнянні з його масою на висоті двох метрів. Обробка матеріалів спостережень показала, що над Східною Європою в більшості випадків (60…70%) величина ожеледних відкладень не перевищує 10…15 мм. Ожеледь розміром більше 20 мм відмічається у рівнинній місцевості порівняно рідко. Інтенсивніші її відкладення спостерігаються на відкритих підвищених місцях.

Тривалість та інтенсивність ожеледно-паморозевих відкладень в більшій мірі залежить від орографічних особливостей місцевості. Найбільш тривалі та інтенсивні ожеледні утворення спостерігалися на добре зволожених ділянках гір (Карпати, Кавказ та ін.). У горах розміри відкладень атмосферного льоду можуть іноді перевищувати 100…150 мм, а їх маса (вага) - декілька кілограм на 1 м погонної довжини дроту. У таких випадках створюються величезні навантаження на дроти ліній зв'язку і електропередач, інші споруди, а руйнування, заподіяні ожеледдю, носять катастрофічний характер.

Із збільшенням тривалості наростання ожеледі і паморозі діаметр їх відкладення зростає. Так, при тривалості наростання від 1 до 12 год діаметр ожеледі в 80% випадків не перевищував 10 мм, а при розмірах її відкладення в 25…50 мм – тривалість була не менше доби.

На закінчення необхідно підкреслити роль характеру рельєфу і лісистості в розподілі ожеледно-паморозевих відкладень. Детальне вивчення особливостей рельєфу місцевості в районі розташування метеостанцій дозволило виявити на території України і Молдови сім різновидів або типів рельєфу, що істотно розрізняються за інтенсивністю утворення ожеледі. При виділенні рельєфів враховувалися: відносна висота станцій, ступінь їх захищеності по відношенню до переважаючих при ожеледі вітрів (потік, що несе ожеледь), а також крутизна і експозиція схилу, на якому знаходиться дана метеостанція. Залежно від його особливостей, вплив рельєфу на процес відкладення атмосферного льоду виявляється в неоднаковій мірі. Тому навіть на близько розташованих ділянках, відмінних за характером мезорельєфу, спостерігаються ожеледно-паморозеві відкладення різної повторюваності, тривалості та інтенсивності. Так, вододільні плато і височини, їх навітряні схили (VI і VII типи рельєфу) характеризуються середнім числом днів (випадків) з ожеледдю в 8…9 разів (а паморозь - в 4…6 разів) більшим, ніж місця, добре захищені височинами (I тип рельєфу) і приблизно в 2…3 рази більшим, ніж відкриті рівнинні місця (III тип рельєфу).

Залежно від умов рельєфу розподіл розмірів відкладень ожеледі істотно коливається. При переході від I до VII типу рельєфу повторюваність їх розмірів менше 10 мм зменшується на 15…20%, а імовірність утворення ожеледі більше 10 мм зростає в 3…4 рази. На вододільних плато, височинах та їх навітряних схилах (VI…VII типи рельєфу) відкладення

ожеледі і паморозі більш інтенсивні - там їх максимальні розміри в 3…5 разів перевищують максимальні розміри на рівнинах і в улоговинних місцях.

Особливості рельєфу також позначаються на середніх датах і тривалості періоду, протягом якого можливе утворення ожеледі. Так, відкриті підвищені місця і навітряні їх схили характеризуються найбільш ранніми датами виникнення ожеледі і паморозі на початку холодного періоду і найпізнішими - в кінці його. Тому тут загальна тривалість періоду можливого утворення ожеледі в порівнянні з долинами виявляється найбільшою. Встановлено, що захищені від ожеледного потоку долини річок майже удвічі, а підвітряні схили височин на 20% знижують масу відкладень льоду в порівнянні з рівниною.

Порівняння карт повторюваності і максимальних розмірів ожеледно-паморозевих відкладень показує, що області значних їх розмірів в той же час є районами найбільшої частоти повторюваності обледеніння. Вони знаходяться, як правило, на відкритих для доступу ожеледного потоку підвищених місцях і їх навітряних схилах, що достатньо перевищують рівень прилеглих долин (VI…VII типи рельєфу).

Особливості рельєфу місцевості, вносячи істотну відмінність в розподіл комплексу метеорологічних величин, що сприяють утворенню ожеледі (режиму вітру, температури повітря, опадів, туманів і низької хмарності), обумовлюють нерівномірне відкладення атмосферного льоду по території. На опуклих формах рельєфу (височини, верхні частини схилів, вододільні плато) комплекс метеорологічних величин сприяє дієвому та інтенсивному процесу утворення ожеледі.

Оскільки при обмерзанні дротів руйнівна дія ожеледі визначається не лише величиною відкладення льоду і тривалістю його перебування на предметах, але і швидкістю вітру, що спостерігається при цьому, то найчастіше пошкодження повітряних ліній зв'язку і електропередач відбувається саме в таких умовах рельєфу.

Істотна відмінність у частоті і розмірах ожеледно-паморозевих відкладень, виявлена для типів рельєфу, показує, що при проектуванні споруд, а також при прогнозуванні можливості утворення ожеледі повинні враховуватися умови рельєфу місцевості.

Лісистість місцевості також робить помітний вплив на розподіл ожеледно-паморозевих відкладень. Зменшення швидкості вітру над лісовими масивами призводить до послаблення інтенсивності процесу утворення ожеледі. Тому число днів з ожеледдю в районах з малою лісистістю (менше 25%) виявляється у декілька разів більшим, ніж в сильно лісистих місцях. При зменшенні лісистості в 1,5…2 рази на території України середнє річне число днів з ожеледдю і паморозззю збільшується на 2…4 дні, а максимальні розміри зростають на 5…10 мм. В лісистих районах у зв'язку з ослабленням вітру та інтенсивності турбулентного обміну

величина відкладення ожеледі і суміші на дротах менше, ніж в слабо заліснених місцях. В результаті аналізу спостережень, проведених в районах рідкісних насаджень уздовж залізниць, встановлено, що на дротах ліній зв'язку, захищених лісовою смугою шириною в 5 і висотою 8…10 м, розмір і маса відкладення ожеледі зменшується в середньому на 20…25%.

Метеорологічні та синоптичні умови утворення ожеледі і паморозі. Прогноз ожеледно-паморозевих явищ перш за все базується на чіткому уявленні про особливості метеорологічних і синоптичних умов їх виникнення.

Метеорологічні умови, при яких відбувається виникнення ожеледі, різноманітні і багато в чому залежать від широти місця, фізико-географічних умов району і особливостей синоптичних процесів. Найчастіше відкладення ожеледі відбувається при мряці або її поєднанні з туманом (50% випадків), дещо рідше - при дощі з туманом, а також при переохолодженому (крижаному) дощі (у цих випадках ожеледь досягає значних розмірів). Найчастіше відкладення ожеледі спостерігається при температурі повітря біля землі від 0 до -6 °С і від 2 до -10 °С на рівні поверхні 850 гПа. Нижче -19 °С температура повітря при ожеледі не опускалася.

Багатьма дослідниками встановлено, що в переважній більшості випадків утворення ожеледі супроводжується інверсійним розподілом температури в граничному шарі тропосфери. Імовірність її відкладень також залежить від рівня кристалізації, який приблизно співпадає з положенням ізотерми -10 °С. Найбільш сприятливі умови створюються при її розташуванні на рівні 2…3 км.

Напрямок і швидкість вітру при виникненні ожеледі впливають на інтенсивність і ефективність його відкладень, тому прогнозу цих величин слід надавати більше уваги. Над Україною близько 70% випадків відкладень ожеледі спостерігається при східних і південно-східних вітрах. Утворення ожеледі звичайно відбувається при швидкості вітру від 2 до 8 $м·с^{-1}$ (70…80% випадків), при штилях і сильному (більше 12…15 $м·с^{-1}$) вітрі вона спостерігається рідко. Максимальна швидкість вітру при ожеледі на відкритих підвищених місцях може перевищувати 20…25 $м·с^{-1}$. Як правило, відкладення ожеледі відбувається при високій відносній вологості (близько 70% всіх випадків припадає на відносну вологість в межах 94…100%). Сумарний дефіцит точки роси в шарі земля - 850 гПа становить 0...4 °С, а середня масова частка водяної пари в затримуючому шарі - 2,9...4,0 ‰.

Для найбільш ефективного використання результатів дослідження утворення ожеледі як в цілях прогнозу, так і для успішного гідрометеорологічного забезпечення господарства країни необхідно мати повне уявлення про те, наскільки відрізняються метеорологічні умови при виникненні небезпечного явища від звичного кліматичного режиму і як

впливають на них особливості рельєфу місцевості. Наявність відносно низьких температур повітря, великої повторюваності туманів, мрячних опадів і підвищених швидкостей вітру сприяє збільшенню числа днів (числа випадків) з ожеледдю і паморозззю, а також розмірів їх відкладень на підвищених відкритих місцях.

Залежно від *синоптичних умов* виникнення розрізняють фронтальні і внутрішньомасові ожеледі.

Фронтальна ожеледь звичайно утворюється в холодному повітрі перед фронтами за типом теплих. Найбільш значною вона буває перед теплими фронтами, що характеризуються великими контрастами температури не тільки в нижній тропосфері, але і біля поверхні землі, а також добре виявленими в полі хмарності і опадів. Фронтальна поверхня визначається в цих випадках досить чіткою інверсією, причому температура на верхній її межі найчастіше буває вищою за нуль, що допускає існування крапель більшого розміру. Тому опади перед таким фронтом в клині холодного повітря з від'ємними температурами спостерігаються у вигляді дощу або крижаного дощу. Ширина смуги (уздовж фронту), де утворюється ожеледь, становить близько 100…150 км. Теплі фронти, що обумовлюють ожеледі, майже завжди виразно виражені в нижньому двох-трьох кілометровому шарі, хмарність в їх зоні звичайно багатошарова з вертикальною потужністю від 500 до 3000 м. Такі фронтальні розділи частіше пов'язані з виходом на південь Східної Європи циклонів. На холодних фронтах ожеледь, як правило, утворюється при виникненні хвильових збурень, причому переважно в передній частині хвилі. Невеликі відкладення ожеледі виникають перед розмитими фронтами, коли продуктами конденсації є тумани, шарувата хмарність, мрячні або дуже слабкі дощі. Температура на верхній межі інверсії при таких фронтах, переважно буває нижчою за нуль, тому утворюється слабка ожеледь і лише в окремих випадках, коли фронти стають малорухомими, може спостерігатися помірна ожеледь. На Україні особливо небезпечні відкладення всіх видів атмосферного льоду найчастіше відбуваються в зоні теплих фронтів (близько 40…45% випадків), що переміщуються із заходу на південний захід.

Сильна паморозь частіше виникає на західній периферії стаціонарних антициклонів, а мокрий сніг і суміш - при проходженні фронтів оклюзії із заходу (60% випадків).

Внутрішньомасова ожеледь найчастіше утворюється в потоці теплого повітря над холодною підстильною поверхнею. Це відбувається у двох характерних випадках: у західному потоці повітря морського походження, яке надходить на Східну Європу по південній периферії циклонів, що проходять по півночі; у південному потоці теплого повітря, яке розповсюджується по західній периферії сибірського антициклону. В результаті охолодження повітря в ньому виникають туман, шарувата

хмарність, мряка. На верхній межі інверсій, які в цих випадках також можуть спостерігатися, звичайно переважає температура нижча за нуль. Відкладення ожеледі при західних потоках, як правило, невеликі, а при південних потоках вони можуть бути помірними і значними. Внутрішньомасові ожеледі виникають також і внаслідок радіаційного охолодження, але вони носять одиничний характер, розміри їх відкладень незначні.

Синоптичні процеси, які спричиняють утворення ожеледі на території України, можна розділити на 4 основні групи, які включають 14 типів.

До першої групи процесів увійшли випадки, коли переміщення основних циклонів спочатку відбувається по північних морях Європи на схід (1-й тип), а потім вони можуть більш-менш різко змінювати напрямок свого руху на південно-східний або південний (2-й тип, так звані пірнаючі циклони). Надійною ознакою переміщення північних циклонів на південний схід є наявність висотного гребеня, що посилюється, над Норвезьким морем і Скандинавією.

Друга група процесів об'єднує випадки виникнення ожеледі при переміщенні циклонів по середніх широтах Європи. Вона розбита на 3 типи:

1-й тип - циклони з району Англії спочатку зміщуються на схід на Балтійське море, а потім повертають на північний схід;

2-й тип - циклони, що розвиваються в районі Англії, переміщуються із заходу на схід уздовж помірних широт на центральну і східну Європу;

3-й тип - характеризується порівняно швидким переміщенням циклонів на південний схід, через Прибалтику на Україну. Необхідною умовою для цього є наявність малорухомого високого і теплого антициклону над південними і центральними районами Західної Європи і його гребеня над Північним морем.

У третій групі процесів утворення ожеледі пов'язане з рухом південних циклонів. Тут виявлено 6 типів:

1-й тип - циклони виникають над Середземним морем або Балканами і потім переміщуються на схід, на Чорне море, де поволі заповнюються;

2-й тип - циклони з Середземного моря проходять через Балкани і Чорне море на Україну, а далі зміщуються до північного сходу - на Поволжя;

3-й тип - циклони зароджуються над Середземним морем, а потім через Балкани підіймаються на північ - північний схід, переміщуючись своєю центральною частиною через район середньої течії Дніпра;

4-й тип - циклони із заходу Середземного моря рухаються до північного сходу і проходять при цьому своєю центральною частиною (перевалюючи через Карпати) по західних районах України на Прибалтику;

5-й тип - циклони переміщуються з Угорської низовини на Україну і далі до сходу - північного сходу;

6-й тип - циклони переміщуються на Україну з районів Кавказу або сходу Чорного моря.

Четверту групу складають ожеледі, утворення яких пов’язане або з адвекцією теплого повітря по західній периферії обширного стаціонарного антициклону (1-й тип), або з антициклогенезом і подальшим розповсюдженням на Україну холодного повітря та антициклону з північно-східних чи північно-західних районів Східної Європи (2-й тип). До 3-го типу цієї групи віднесені випадки утворення невеликих внутрішньомасових ожеледей в центральних частинах малорухомих антициклонів і їх гребенів. До окремого підтипу виділені випадки відкладення ожеледі в зоні малорухомих фронтальних розділів, розташованих в баричних сідловинах над Україною.

Найбільшу повторюваність мають процеси 1…5-го типів третьої групи, що характеризуються виходом південних циклонів, а найбільшу тривалість - процеси 1-го типу четвертої групи, при яких ожеледь виникає внаслідок адвекції тепла по західній периферії антициклону. Вказані процеси зумовлюють, як правило, значні відкладення ожеледі, охоплюючи більшу частину півдня України. Вони часто супроводжуються сильним вітром і спричиняють пошкодження ліній зв'язку і електропередач.

Синоптичні процеси при утворенні ожеледі в окремих фізико-географічних регіонах мають яскраво виражений локальний характер. Якщо в центрі і на півночі Східної Європи відкладення ожеледі пов’язані, в основному, з улоговинами циклонів, що рухаються із заходу по північних морях і середніх широтах Європи, то на півдні (Україна, Кавказ) найсильніші ожеледі спостерігаються при переміщенні південних циклонів із Середземного і Чорного морів.

Таким чином, при кожному типі синоптичних процесів прогноз ожеледі, в кінцевому рахунку, зводиться до прогнозу поєднання двох необхідних і достатніх для його виникнення величин – від’ємної температури повітря і виду опадів. Необхідно також враховувати інтенсивність адвекції тепла, розподіл температури повітря в залежності від висоти і особливостей рельєфу місцевості.

Прогноз імовірності утворення ожеледі та паморозі. В теперішній час у практичній роботі використовується декілька методів прогнозу ожеледі. Найбільше поширення отримали методи, розроблені М.М. Волевахою (для України), Р.А. Ягудіним (для Західного Сибіру) та декілька інших методик.

Для прогнозу внутрішньомасової ожеледі за методом М.М. Волевахи, який характеризується певною простотою, слід знайти на синоптичних картах всі зони, де є сприятливі умови для її утворення: низькі (нижче 300 м) шаруваті хмари, що дають опади (у вигляді мряки і слабкого дощу),

невеликі від'ємні температури повітря біля поверхні землі, а також зони теплих фронтів, які поділяють повітряні маси з від'ємною і додатною температурою.

Далі слід дати прогноз переміщення зони або ділянки фронту з ожеледдю. Прогноз для пункту (або ряду пунктів) уточнюють на основі кореляційного зв'язку між $\left(H_{1000}^{850}\right)$ та імовірністю утворення ожеледі. В цьому випадку:

$$\left(H_{1000}^{850}\right)_{пр} = \left(H_{1000}^{850}\right)_{вих} + \left(\Delta H_{1000}^{850}\right)_{a} + \left(\Delta H_{1000}^{850}\right)_{тр},$$

де $\left(H_{1000}^{850}\right)_{вих}, \left(\Delta H_{1000}^{850}\right)_{a}, \left(\Delta H_{1000}^{850}\right)_{тр}$ - вихідні значення, адвективні і трансформаційні зміни H_{1000}^{850}, відповідно.

Імовірність відкладення ожеледі визначають за допомогою графіка (рис. 8.6), додатково враховуючи такі умови: при значенні H_{1000}^{850}, що дорівнює 130…132 гп.дам, ожеледь слід чекати, якщо на рівні 850 гПа прогностична температура буде ≥ 1 °С при від'ємній температурі біля поверхні землі; якщо H_{1000}^{850} < 128 гп. дам, то при проходженні фронту сильна ожеледь (діаметром більше 20 мм) не спостерігається.

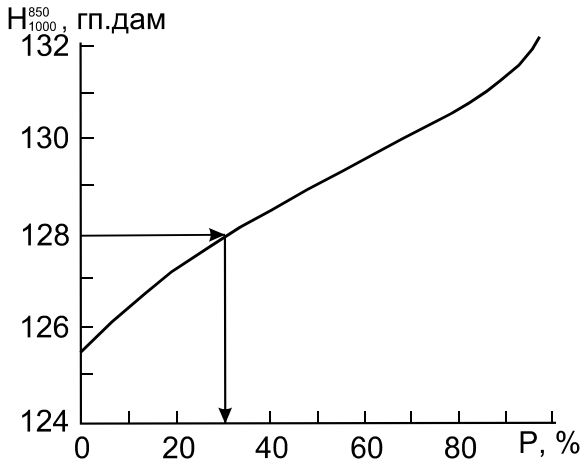


Рис. 8.6 – Графік для прогнозу імовірності утворення ожеледі.

Прогноз паморозі зводиться до прогнозу туману і серпанку при від'ємних температурах повітря біля поверхні землі.

Прогноз фронтальної ожеледі за значеннями температури повітря біля земної поверхні (T_0) і на рівні 850 гПа (T_{850}), можна дати за прогностичним графіком (рис. 8.7).

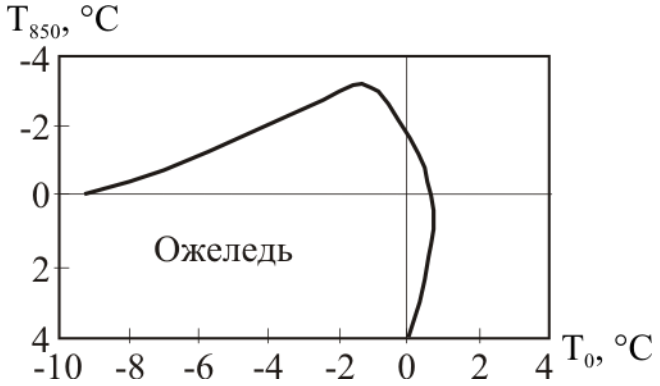


Рис. 8.7 – Залежність формування фронтальної ожеледі від значень T_0 і T_{850}.

Демаркаційна лінія на графіку обмежує зону можливого формування фронтальної ожеледі з хорошою забезпеченістю (97%).

Значення температури повітря біля земної поверхні і на рівні 850 гПа прогнозуються звичайними методами.

Ще один *імовірнісний метод прогнозу ожеледі* пов'язує можливість її утворення з температурою повітря і дефіцитом точки роси біля землі; криві лінії на рис. 8.8 поділяють всю площину на зони з різною імовірністю виникнення ожеледі.

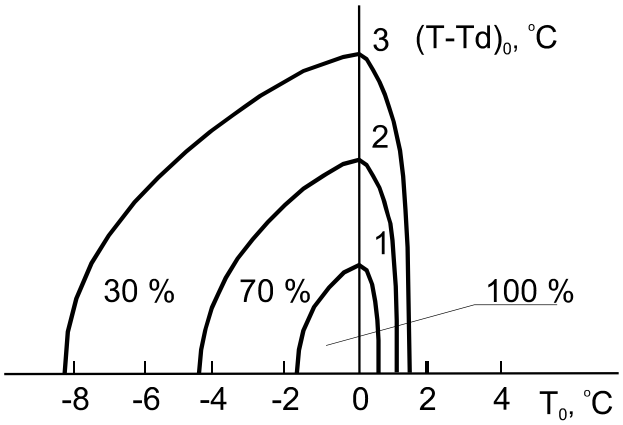


Рис. 8.8 – Графік для визначення імовірності виникнення ожеледі.

В основі *методу прогнозу ожеледі Р.А. Ягудіна* покладена залежність утворення ожеледі від температури повітря біля поверхні землі і на рівні АТ-850 гПа, а також висоти ізотерми -10 °С, тобто від рівня природної кристалізації.

Прогноз ожеледі повинен ґрунтуватися на аналізі, а потім на прогнозі факторів, які призводять до утворення ожеледі, в кожному конкретному випадку і районі. Для південного сходу Західного Сибіру пропонується така схема прогнозу:

1. За картою АТ-700 гПа за вихідний строк визначається траєкторія повітряних частинок на момент, коли очікується проходження зони теплого фронту (оклюзії, хвильових збурень);

2. У початковій точці траєкторії, перенесеній на АТ-850 гПа, знімається температура T_{850}, а на аерологічній діаграмі знаходиться висота ізотерми -10 °С.

3. За допомогою розрахункових методів визначається температура $T_з$ біля поверхні землі в пункті на період прогнозу.

4. За вихідними значеннями T_{850} і $T_з$ за допомогою прогностичного графіка (рис. 8.9 а) встановлюється можливість утворення ожеледі. В прогнозі ожеледь вказується у тому випадку, якщо точка з вихідними координатами T_{850} і $T_з$ попадає в зону «ожеледь».

Передбачувана інтенсивність ожеледі оцінюється за графіком (рис. 8.9 б). При цьому використовується прогностична температура $T_з$ біля поверхні землі і висота ізотерми -10 °С (H_{-10}). На графіку виділено три зони: помірна, слабка ожеледь, без ожеледі.

Якщо по одному із графіків прогнозується ожеледь, а по іншому – її відсутність, то в прогнозі вказується можливість виникнення слабкої ожеледі.

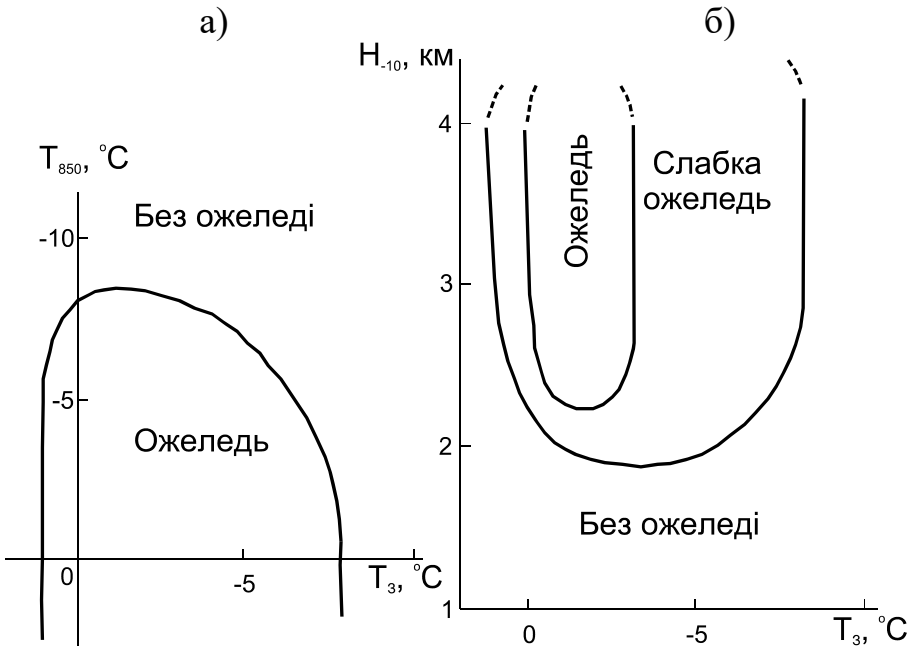


Рис. 8.9 – Графіки для прогнозу ожеледі.

Для практичного обслуговування організацій, міністерств зв'язку та енергетики прогнозами про загрозу і характер очікуваних *пошкоджень повітряних ліній зв'язку і електропередач* за інформацією про діаметр і масу відкладень ожеледі використовується графічна залежність (рис. 8.10).

Забезпеченість окремих частин графіка – зі значним переважанням випадків з обривами проводів (верхня частина графіка), їх провисання (середня частина) і відсутністю пошкоджень (нижня частина) – достатньо висока: відповідно 94, 96 і 96%. Як видно на графіку, критерієм небезпечних відкладень ожеледі слід вважати значення D ≥ 10 мм (без врахування товщини дроту) при P ≥ 70…90 г/м.

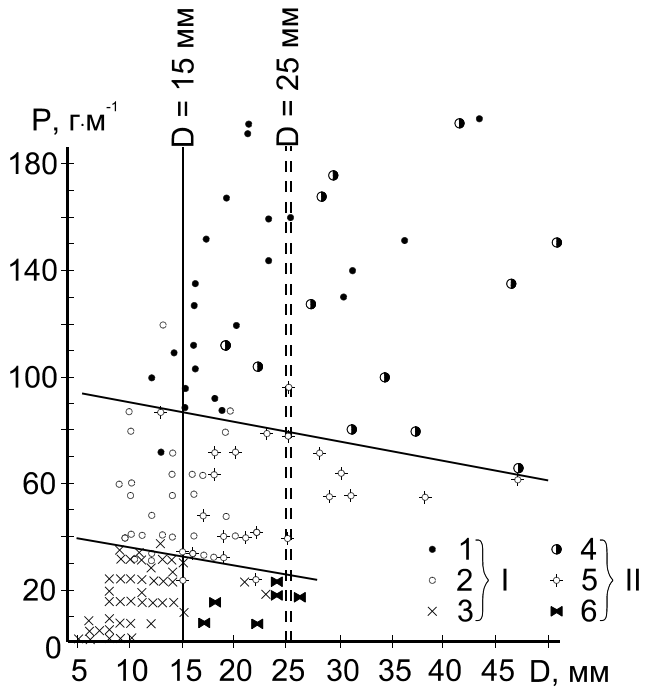


Рис. 8.10 – Залежність пошкоджень ліній зв'язку і електропередач від діаметра (D) і ваги (P) відкладень ожеледі (I) і поєднання ожеледі з зернистою паморозззю (II).

1, 4 – обриви проводів, поломка їх опор, дерев;

2, 5 – провисання проводів (вібрація, скручування);

3, 6 – пошкодження відсутні.

Прогноз ожеледиці. Ожеледицею називається формування льодяної кірки на земній поверхні, яка становить велику небезпеку для багатьох галузей господарства. Щільна льодяна кірка на полях часто призводить до загибелі озимих посівів, а на пасовищах відгінного тваринництва – до загибелі тварин. Відкладення льоду на залізничній колії і технічних засобах сигналізації та керування рухом може призвести до серйозних аварій. Обледеніння злітно-посадкових смуг на аеродромах утрудняє роботу авіації. Особлива увага приділяється відкладенню льоду на шосейних дорогах, що спричиняє значні труднощі при їх експлуатації: різко зростає число дорожніх пригод, зменшується продуктивність автомашин (приблизно у 2…2,5 рази), підвищується собівартість перевезень (на 25…30%).

Для території України у відповідності з характером утворення ожеледиці на дорожньому покритті за генетичними ознаками доцільно виділити вісім різновидностей ожеледиці.

1. Ожеледь на ґрунті при від'ємній температурі повітря ($T_п < 0$ °C) і ґрунту ($T_ґ < 0$ °C) – на дорожньому покритті відбувається замерзання переохолоджених крапель дощу або мряки і утворюється суцільний шар щільного прозорого або матового льоду, склоподібної будови з гладкою поверхнею. За характером процесу утворення ожеледі цей вид ожеледиці не відрізняється від загальноприйнятого поняття ожеледі. Це найбільш небезпечний різновид ожеледиці.

2. Ожеледь на ґрунті при додатній температурі повітря ($T_п > 0$ °C) і від'ємній на ґрунті ($T_ґ < 0$ °C) – замерзання крапель дощу або мряки відбувається на охолодженому дорожньому покритті за рахунок температурної інерції дороги з твердим покриттям (шар асфальту, бетонні плити, булижник тощо), яка обумовлює збереження від ємної температури на протязі визначеного періоду часу, особливо при відлизі після тривалих і сильних морозів. Утворюється суцільний шар прозорого, рідше матового льоду склоподібної будови з гладкою поверхнею, тобто це звичайний процес утворення ожеледі на земній поверхні та деяких дуже вихолоджених предметах.

3. Надґрунтовий лід місцями ($T_п < 0$ °C, $T_ґ < 0$ °C) – шар щільного прозорого льоду склоподібної будови з гладкою поверхнею залягає не суцільним шаром, а у знижених місцях.

4. Заледенілий мокрий сніг ($T_п < 0$ °C, $T_ґ < 0$ °C) – замерзання талої води в шарі снігу при похолоданні після сприятливих для танення снігу умов; іноді додаткове зволоження снігу, що тане, дощем або мрякою обумовлює велику товщину обледенілої частини. Формується каламутно-матова сніжно-льодяна кірка з нерівною поверхнею.

5. Зернистий наліт ($T_п \geq 0$ °C, $T_ґ < 0$ °C) – намерзання крапель густого туману на охолодженій підстильній поверхні на початку відлиги у вигляді білястої льодяної кірки з шорсткою поверхнею.

6. Зерниста паморозь ($T_п \leq 0$ °C, $T_ґ < 0$ °C) – намерзання крапель переохолодженого туману на охолодженій підстильній поверхні (густий туман при невеликому морозі з вітром). На дорожньому покритті утворюється крихка, пориста, матова кірка зернистої будови з шорсткою поверхнею.

7. Сніговий накат ($T_п \leq 0$ °C, $T_ґ < 0$ °C) – ущільнення автотранспортом вологого снігу, який щойно випав. На дорогах утворюється спресований шар снігу з нерівною поверхнею.

8. Сніг, що тане ($T_п \geq 0$ °C, $T_ґ \geq 0$ °C) – підтавання снігу, що випав раніш, і його ущільнення автотранспортом.

В умовах України найбільш часто зустрічається перший різновид ожеледиці (61%), потім четвертий (19%), а повторюваність останніх видів – 3…6%.

Збільшення числа випадків ожеледиці відмічається на підвищених формах рельєфу – в районах Карпат, Кримських гір, Волинської, Подільської і Придніпровської височин, а також ряд районів Причорноморської низовини (Асканія-Нова та інші).

Необхідною умовою формування ожеледиці (як і ожеледі) є наявність адвекції теплих і вологих мас повітря. Тому на Україні ожеледиця найбільш часто спостерігається при південних процесах або переміщенні улоговин з заходу.

Фронтальна ожеледиця звичайно формується поблизу теплих фронтів як перед ними, так і після їх проходження. В теплому секторі циклону найбільш часто утворюється ожеледиця у вигляді обледенілого мокрого снігу. Після проходження холодного фронту, в результаті різкого похолодання, також може з'явитися обледенілий мокрий і місцями надґрунтовий лід.

Внутрішньомасова ожеледиця формується в теплих секторах циклонів, на південно-західній і західній периферії антициклонів або їх великих гребенів, а також в передніх частинах улоговин або циклонів.

Прогноз ожеледиці та її основних різновидів зводиться до передбачення загального процесу утворення ожеледі – попереднього стану ділянки дороги, що цікавить нас. Графік для прогнозу ожеледиці, де в якості вихідних даних використовуються значення температури повітря і дефіцит точки роси біля поверхні землі, представлений на рис. 8.11.

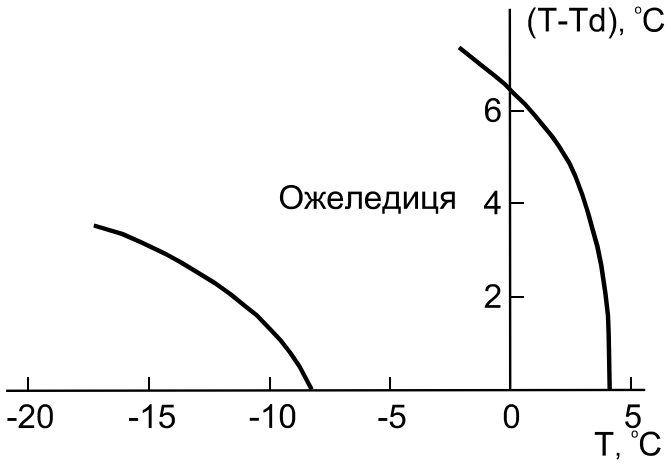


Рис. 8.11 – Графік для прогнозу ожеледиці.

У зв'язку з переважанням в умовах України ожеледиці типу «ожеледь на ґрунті», при якому процес утворення ожеледі однаковий для відкладення атмосферного льоду на дротах повітряних ліній і на поверхні

ґрунту, ожеледиця прогнозується одночасно з ожеледдю на дротах із додатковим врахуванням температури дорожнього покриття. Якщо очікується від'ємна температура на ґрунті, слід прогнозувати ожеледицю. При очікуваному випадінні переохолодженого дощу на «чисте» дорожнє покриття слід прогнозувати ожеледицю типу «ожеледь на ґрунті», а при наявності на дорозі шару снігу – «обледенілий мокрий сніг» (при від'ємній температурі ґрунту) або «сніг, що тане» (при невеликій додатній температурі).

При прогнозі ожеледиці і ступеня її небезпеки необхідно додатково враховувати таке:

а) при випадінні дощу, переохолодженого або «теплого» (при $T_г < 0$ °С), формується гладка поверхня льодяної кірки у тих випадках, коли температура повітря знаходиться в інтервалі від +3 до -2 °С; при температурі повітря нижче -2 °С структура відкладень, навіть при дощі, змінюється в бік переважання зернистої поверхні;

б) при випадінні мряки до температури повітря -1 °С переважають випадки з гладким льодом, при більш низьких температурах – зерниста або шорстка поверхня;

в) при наявності туману, переохолодженого або «теплого» (при $T_г < 0$ °С) спостерігається загальна тенденція збільшення ожеледиці з шорсткою поверхнею при зниженні температури повітря.

Контрольні запитання

1. Охарактеризувати особливості просторового розподілу відкладень ожеледі на території України (повторюваність, тривалість, розміри відкладень).
2. Яка роль рельєфу місцевості при цьому?
3. Опишіть особливості метеорологічних умов при виникненні ожеледі.
4. Назвіть типи синоптичних процесів при виникненні ожеледі на території України.
5. При яких типах синоптичних процесів відкладення ожеледі найбільш інтенсивні і тривалі?
6. Яка структура нижніх шарів тропосфери, що сприяє утворенню ожеледі?
7. В чому полягає суть методів прогнозу ожеледі М.М. Волевахи і Р.А. Ягудіна? Дати порівняльну оцінку можливості їх практичного застосування.

9 ПРОГНОЗ ЛАВИННОЇ ТА СЕЛЕВОЇ НЕБЕЗПЕКИ

9.1 Основи лавинного прогнозування

Снігові лавини займають особливе місце серед геофізичних процесів, що відбуваються в гідросфері. Найчастіше вони спостерігаються в горах далеко від місць людської діяльності і виникають нерегулярно, проте в «лавинні роки» завдають народному господарству великих матеріальних збитків і забирають багато людських життів.

Вплив лавин на господарську діяльність дуже великий, тому в багатьох країнах створені спеціальні національні комісії і комітети з вивчення лавинної небезпеки.

Вперше дослідження лавин було почато в одному з найбільш небезпечних районів Європи – в Альпах. Значні розробки проведені у вивченні лавин і прогнозуванні лавинної небезпеки в Норвегії, Болгарії, Швейцарії та ін.

В Росії дослідження розпочалися у першій половині XIX ст. у зв’язку з освоєнням переходів через Кавказький хребет.

В останні десятиріччя роботи з дослідження лавин на Кавказі проводили Г. К. Сулаквелідзе, Д. Н. Гонгадзе, В. С. Читадзе, Г. І. Чикадзе. В Хібінах продовжує свою діяльність лавинна станція. В. Н. Аккуратов запропонував генетичну класифікацію лавин, розробка якої дуже важлива для прогнозування періодів сходу лавин.

В горах Середньої Азії дослідженням лавин займались С. П. Чертанов, М. В. Косарев. Лавини на території СНД характерні не тільки для високогірних районів з сильно розчленованим рельєфом, таких, як Кавказ, Тянь-Шань. Вони зустрічаються в середньо- і низькогірських районах з порівняно слабким розчленуванням: Хібіни, середній і південний Урал, Земля Франца-Йосифа, Сіхоте-Алінь та ін. Лавини зустрічаються і в майже безлісних гірських областях (Тянь-Шань, Памір) і в гірських областях з добре розвиненою рослинністю (Кавказ, Урал). Сходи лавин безпосередньо спостерігаються на гірському масиві Антарктичного континенту в районі української станції "Академік Вернадський", а також інших станцій.

Снігові лавини і навіть сама небезпека їх утворення в багатьох випадках перешкоджає будівництву і господарському освоєнню об’єктів в гірських районах. Тому вивченню процесів формування снігових лавин і розробці методів розрахунків, прогнозування і засобів боротьби з цим небезпечним явищем природи повинна приділятися велика увага.

9.1.1 Термінологія та характеристики сніголавинного режиму

Українські Карпати і Кримські гори є лавинонебезпечними зонами.

Найбільш лавинонебезпечними є хребти Карпат: Чорногорський, Свідовець, Полонинський і Горгани, які мають насувну структуру, що виражається в асиметрії схилів: північно-східні - круті, а південно-західні - пологі).

Для Гірського Криму рельєф також є основним чинником лавино утворення: розчленованість ерозійними врізами і відсутність на них лісу виділяє зони Ай-Петрінської, Нікітської, Бабуган-Яйли та Чатир-Даг за повторюваністю формування лавин.

Сніг, що накопичується на схилах гір, під дією сили ваги за певних умов зсковзує або обсипається вниз зі схилу, переборюючи сили тертя в основі снігового шару і на його межах. Розпочавши свій рух від незначного поштовху, снігова маса набирає швидкість, захоплює на шляху сніг, камені і дерева і падає на положисті ділянки або дно долини. Маса снігу, що рухається, називається *сніговим обвалом або сніговою лавиною*.

Великі лавини мають величезну спустошливу силу, засипають дороги, знищують ліс на схилах гір, загачують річки і руйнують різні будови. Схід великих лавин супроводжується *повітряною хвилею*, що поширюється перед сніговою масою і заподіює руйнування на великому просторі - до декількох сотень метрів від місця зупинки самої лавини. Повітряна хвиля рухається прямолінійно, не слідуючи траєкторії лавини, дуже часто вона перетинає лавину і її руйнівний вплив позначається на протилежному схилі.

Розміри лавин коливаються від невеликого снігового зсуву до катастрофічних снігових обвалів, які проходять шлях до декількох кілометрів. Швидкість лавин змінюється в широких межах - повільно сповзаючий сніг при швидкості 1 $м \cdot с^{-1}$ може викорчовувати дерева і заподіювати руйнування; звичайно лавини рухаються зі швидкостями 10 - 20 $м \cdot с^{-1}$, а сухі пилоподібні обвали досягають швидкості 80 - 100 $м \cdot с^{-1}$.

За типом руху лавин у залежності від характеру поверхні зсуву снігових мас, розрізняють:

- *осови;*
- *лоткові лавини;*
- *стрибучі лавини.*

Осов - це сніговий зсув, що не має визначеного каналу стоку і зсковзує по всій ширині охопленої ним ділянки. Уламковий матеріал, зміщений осовами вниз до підніжжя схилу, утворює осовні гряди.

Лоткова лавина - рухається визначеним каналом сходу або *лавинним лотком*. Такий канал сходу воронкоподібно розширюється до верхів'я, переходячи в снігозбірний басейн. Знизу до лавинного лотка примикає

конус виносу - зона відкладення уламкового матеріалу, викинутого лавиною.

Снігозбір, лавинний лоток і конус виносу поєднуються в *лавинний осередок. Лавинний осередок* (ЛО) – це ділянка схилу гір, в межах якої лавини виникають, рухаються і зупиняються. Вони можуть бути простими і складними: можлива наявність декількох зон утворення лавин, тобто снігозборів; або зона транзиту лавин (лавинний лоток) може мати кілька рукавів; зони транзиту можуть перетинатися і т.д. Декілька ЛО можуть утворювати єдину зону відкладання – такий складний ЛО іноді називають *лавинним басейном*.

Стрибуча лавина виникає з лоткової лавини там, де на початку сходу є стрімкі схили або ділянки з різко зростаючою кривизною. Зустрівши на шляху крутий виступ, лавина відривається від землі і продовжує свій рух у повітрі у вигляді величезного струменя. Швидкості стрибучих лавин особливо великі, а їхнє падіння найбільш часто супроводжується сильною повітряною хвилею.

Іноді виділяють *падаючі лавини* - коли нависаючий над обривом сніговий карниз падає, розбиваючись об виступи скель.

Рух лавин відбувається по снігу (або крижаній кірці), по повітрю, по ґрунту або має змішаний характер.

Лавинонебезпечний період (ЛП) – час, вподовж якого внаслідок *лавиноутворювального явища* (ЛЯ), можливе виникнення снігових лавин.

Лавиноутворювальне явище – метеорологічне явище (інтенсивний снігопад у погоду без вітру, хуртовина, відлига і т.п.), яке сприяє сходу лавин. ЛЯ вважається безперервним, якщо проміжок часу між явищами не перевищує 12 годин.

В залежності від характеру ЛЯ розрізняють такі лавини:

а) *лавини сухого снігу*:

- *заметільного,* які формуються при від'ємній температурі повітря у період загальної хуртовини при швидкостях вітру >5 $м \cdot с^{-1}$;
- *свіжовипавшого* (умовно, оскільки заметільний сніг також може бути свіжовипавшим) – утворюються під час інтенсивного випадання снігу при швидкостях вітру ≤ 5 $м \cdot с^{-1}$ (також при від'ємній температурі повітря).

б) *лавини мокрого снігу,* обумовлені інфільтрацією води в снігову товщу або її зволоженням, формуються при відлигах (інсоляційних, адвективних), при випаданні дощу на сніговий покрив або при весняному потеплінні.

В окремий клас виділяють лавини, причиною утворення яких є різні випадкові явища (наприклад: землетруси, діяльність людини, тиск підснігового потоку води).

Іноді, за тривалого періоду низьких температур повітря, на високогір'ях Карпат формуються *лавини сублімаційного діафторезу* за рахунок переносу (сублімації) речовини з нижніх горизонтів снігу у його верхні шари і появи у товщі снігу пустотілих кристалів глибинної паморозі (в деякий момент ці пустоти не витримують ваги вище розташованого снігу і зривається лавина). Крім того, лавини інколи формуються після низинних хуртовин, внаслідок перерозподілу кількості снігу на схилах і його подальшого зсуву при перевазі сил тяжіння над силами зчеплення. Обидва види лавин важко прогнозуються і є найбільш небезпечними внаслідок спонтанного сходу найчастіше у хорошу погоду у вигляді снігових «дошок» і «плит», і можуть бути спровоковані підрізкою пласта снігу лижами або навантаженням людини.

Сніголавинний режим (СР) – конкретного гірського району визначається сукупністю його показників, які проявляються як протягом одного *сніголавинного сезону* (СС), так і впродовж багатьох років. До таких показників входять:

- *тривалість СС;*
- *кількість ЛП впродовж СС;*
- *тривалість ЛП;*
- *кількість та повторюваність сходу снігових лавин;*
- *генезис снігових лавин, пов'язаний з ЛЯ, не враховуючи землетрусів та активних впливів на сніговий покрив з метою штучного лавиноутворення.*

Початок сніголавинного сезону – це дата відкладення на лавинонебезпечних схилах (з нахилом ≥ 17 º) не залісених (або слабо залісених) снігового покриву висотою ≥ 30 см. При цьому, безпосередньою умовою виникнення першого лавинонебезпечного періоду в даний сезон є випадання в гірських районах Українських Карпат (станції Плай і Пожежевська) і гірському Криму (станції Ай-Петрі й Ангарський перевал) опадів у вигляді снігу кількістю ≥ 100 мм від початку утворення сталого снігового покриву.

Кінець сніголавинного сезону – це дата, що настає через три доби після завершення ЛП в районах згаданих станцій, пов'язана зі стійким переходом температури через 0 ºС у бік потепління, коли максимальна висота снігового покриву на схилах гір буде становити < 30 см.

Характеристики СР в районах Українських Карпат і гірського Криму наведені у табл. 9.1 – 9.2.

Таблиця 9.1 – Багаторічні характеристики (1979 – 2002 рр.) сніголавинного режиму Українських Карпат за даними сніголавинних станцій Пожежевська та Плай

Характеристики сніголавинного режиму	Пожежевська	Плай
Дата початку СС (найраніша)	**20.11.1998**	**20.11.1999**
Дата початку СС (найпізніша)	**17.02.1990**	**25.02.1989**
Дата початку СС (середня багаторічна)	**05.01**	**02.01**
Дата кінця СС (найраніша)	**26.02.1986**	**19.03.1990**
Дата кінця СС (найпізніша)	**15.05.1982**	**01.05.1993**
Дата кінця СС (середня багаторічна)	**16.04**	**30.03**
Дата сходу першої лавини (найраніша)	**10.12.1981**	**12.12.1999**
Дата сходу першої лавини (найпізніша)	**19.03.1984**	**27.01.1984**
Дата сходу першої лавини (середня багаторічна)	**10.02**	**13.01**
Дата сходу останньої лавини (найраніша)	**16.02.1991**	**13.02.1997**
Дата сходу останньої лавини (найпізніша)	**04.05.1982**	**29.04.1982**
Дата сходу останньої лавини (середня багаторічна)	**08.04**	**22.03**
Тривалість СС (дні): максимальна	**165 (1982 р.)**	**162 (1999 р.)**
мінімальна	**34 (1986 р.)**	**41 (1989 р.)**
середня	**103**	**109**
Кількість лавин: загальна	**350**	**263**
в середньому за рік	**16**	**13**
1) сухого снігу	**166**	**145**
2) мокрого снігу	**184**	**118**
Об'єм лавин: загальний, тис.м^3	**733**	**635**
максимальний, тис.м^3	**151 (2000-01рр.)**	**223 (1987-88 рр.)**
мінімальний, тис.м^3	**2,7 (1989-90 рр.)**	**0,6 (1991-92 рр.)**
середній за рік, тис.м^3	**29**	**30**
середній, тис.м^3	**2,1**	**2,4**
Кількість лавинонебезпечних періодів (ЛП): загальна	**88**	**92**
в середньому за рік	**4**	**4**
Кількість днів у ЛП: загальна	**126**	**125**
середня	**3**	**6**
максимальна	**8**	**5**
мінімальна	**1**	**1**
Кількість дат зі сходом лавин: загальна	**140**	**99**
в середньому за рік	**7**	**6**

Таблиця 9.2 – Багаторічні характеристики (1986 – 2002 рр.) сніголавинного режиму у гірському Криму за даними метеостанцій Ай-Петрі та Ангарський перевал

Характеристики сніголавинного режиму	**Дані**
Дата початку СС (найраніша)	**25.11.2001**
Дата початку СС (найпізніша)	**22.02.2001**
Дата початку СС (середня багаторічна)	**19.01**
Дата кінця СС (найраніша)	**12.01.1989**
Дата кінця СС (найпізніша)	**11.04.2002**
Дата кінця СС (середня багаторічна)	**27.02**
Дата сходу першої лавини (найраніша)	**28.11.2001**
Дата сходу першої лавини (найпізніша)	**25.02.2001**
Дата сходу першої лавини (середня багаторічна)	**23.01**
Дата сходу останньої лавини (найраніша)	**11.01.1989**
Дата сходу останньої лавини (найпізніша)	**10.04.2002**
Дата сходу останньої лавини (середня багаторічна)	**25.02**
Тривалість СС (дні): максимальна	**137 (2001-02 рр.)**
мінімальна	**1 (1991 р., 1995 р.)**
середня	**39**
Кількість лавин: загальна	**219**
в середньому за рік	**14**
1) сухого снігу	**176**
а) свіжовипавшого	**19**
б) заметільного	**157**
2) мокрого снігу	**43**
Кількість лавинонебезпечних періодів (ЛП): загальна	**45**
в середньому за СС	**3**
Кількість днів у ЛП: загальна	**45**
середня	**3**
максимальна	**8**
мінімальна	**1**
Кількість дат зі сходом лавин: загальна	**127**
в середньому за рік	**7-8**

9.1.2 Механізм лавиноутворення

Лавини або снігові обвали – це маси снігу, які рухаються вниз по гірському схилу. Сніг зривається зі схилів внаслідок втрати своєї рівноваги. Для спонтанного утворення лавини шар снігу повинен знаходитися в стані, близькому до максимальної рівноваги. В цих випадках для початку лавини достатньо найменшого поштовху.

Енергійна дія на сніговий покрив може викликати лавину (як правило, невелику), незважаючи на запас міцності. Якщо буде дано початковий імпульс якій-небудь масі снігу, що продовжить рух, захоплюючи на своєму шляху сніг і обломковий матеріал, то, завдяки вивільненню потенціальної енергії сили тяжіння, вона перетвориться на кінетичну енергію руху лавини.

Можливі випадки, коли в шарі снігу накопичується енергія пружних деформацій внаслідок зменшення об'єму снігу (під час перекристалізації, зниження температури і т.п.) або його деформації під дією сили тяжіння. Якщо ця внутрішня напруга не встигає зникнути, то порушується щільність у якому–небудь місці, що сприяє утворенню лавини (при умові, що сила тертя недостатня для утримання снігового пласту на схилі). При достатній стійкості снігу на схилах лавини не утворюються (навіть при вибухах і землетрусах).

В природних умовах нестійкий стан снігового покриву на схилах виникає при:

- *перевантаженні схилів снігом під час снігопадів і хуртовин;*
- *появі у сніговій товщі послаблених прошарків при перекристалізації снігу, його таненні або промочуванні дощовою водою.*

Повторюваність лавин залежить від *процесів снігонакопичення, умов погоди, характеру підстильної поверхні і рельєфу.*

На процес лавиноутворення активно впливає *хуртовинне перенесення снігу.*

Для Карпат характерний циклонічний режим погоди з частими снігопадами, хуртовинами і відлигами.

Період сходу лавин в Українських Карпатах в основному припадає на лютий - березень. До цього часу в горах накопичується достатня кількість снігу на схилах, що сприяє сходу лавин.

Головну роль в утворенні лавин відіграють метеорологічні фактори - кількість опадів, вологість і температура повітря, швидкість і напрям вітру і тенденції цих характеристик. Істотне значення має орієнтація схилів щодо сторін горизонту і переважаючих вітрів. На південних схилах удень сніг підтає, потім при похолоданні утворюється крижана кірка і наст;сніг, який випадає на таку поверхню, під дією сили тяжіння

легко зсковзує вниз. На таких схилах лавини найчастіше сходять після інтенсивних снігопадів.

Особливо слід зазначити вплив на процеси лавиноутворення зимового вітрового режиму. Взимку збільшується повторюваність вітрів зі швидкостями ≥15 м·с$^{-1}$. За даними станції Пожежевська, швидкість вітру часто перевищує 40 м·с$^{-1}$, протягом зими переважають вітри південно-західної чверті, що у поєднанні з асиметрією схилів (північно-східні більш круті) пояснює підвищену повторюваність сходу лавин саме з північно-східних схилів.

При вторгненні в район Карпат холодного континентального повітря відбувається різке зниження температури, внаслідок чого у сніговій масі під впливом температурного скорочення виникають порожнечі і тріщини, а також утворюються горизонти з послабленими зв'язками всередині снігової товщі.

Лавинна діяльність у Кримських горах є наслідком складного рельєфу Головного пасма. Лавини формуються переважно в невеликих ерозійних врізах та денудаційних лійках, через що снігозбірна площа лавинних осередків обмежена і лавини мають невеликі об'єми.

Синоптичні фактори, що спричиняють накопичення значної кількості снігу і його перерозподіл в районі Кримських гір, обумовлюються переважно *виходом південних циклонів* на північ Чорного моря, а також *переміщенням циклонів та фронтальних розділів з півночі та північного заходу (пірнаючі циклони).*

З інших важливих факторів процесів лавиноутворення в Українських Карпатах і Кримських горах виділяють *рельєф* і його характерні риси - висота і крутизна схилів, ступінь розчленованості, глибина врізу і т.д.

Важливим чинником, що сприяє сходу лавин, є *характер підстильної поверхні*. Дрібноуламкові осипи на схилах полегшують формування лавин, оскільки зумовлюють утворення в нижньому шарі снігу глибинної паморозі. Сходу лавин сприяють гладкі кам'янисті поверхні.

Значний вплив на механізм утворення лавин мають *геоботанічні фактори* - наявність збезлісених альпійських і субальпійських лугів-полонин із трав'янистою і дрібночагарниковою рослинністю.

Особливу роль в інтенсифікації процесів лавиноутворення відіграє *господарська діяльність.* У результаті вирубки лісу і збільшення площ лісорозробок оголюються гірські схили, що сприяє виникненню лавин і селів. Одночасно в Українських Карпатах відбувається заміна букових лісів ялиновими, швидкозростаючими, але менш стійкими до вітровалів і сніголомів.

9.1.3 Методи прогнозу лавинної небезпеки

В лавинному прогнозуванні виділяють *два основних методологічних підходи. Перший базується на аналізі метеорологічних факторів лавино утворення* (температура повітря, вітрове перенесення снігу, приріст снігової маси на схилах і т.п.), *другий – на аналізі процесів, що відбуваються безпосередньо у сніговій товщі* (механічні характеристики, стратиграфія і т.п.).

Прогноз лавинної небезпеки можна також диференціювати *за просторовою ознакою:*

1. *Фоновий дрібномасштабний прогноз.*
2. *Фоновий великомасштабний прогноз.*
3. *Детальний великомасштабний прогноз.*

Окрім цього, усі прогнози поділяються *за часовим принципом* (за їх завчасністю). Найбільш *загальною формою прогнозу є орієнтовна оцінка лавинонебезпечності зимового сезону для гірського району*. Більш *детальним видом лавинного прогнозу є прогноз лавинонебезпечного періоду для конкретного району*.

Найбільш важливою формою лавинного прогнозу є прогноз часу лавиноутворення в конкретному лавинному осередку.

Під *дрібномасштабним фоновим прогнозом мається на увазі довгостроковий прогноз часу настання лавинної небезпеки у межах значної території: гірського хребта чи системи хребтів.* Ці прогнози складаються на основі врахування довгострокового прогнозу погоди і аналізу даних про стан снігового покриву.

Фоновий великомасштабний прогноз складається сніголавинними станціями по території, як правило, у межах 15 – 50 км^2. Методи цього прогнозу базуються *на аналізі зв'язку між значеннями метеорологічних величин, від яких залежить схід лавин, і настанням лавинної небезпеки*. При цьому широко використовуються статистичні прийоми обробки даних, кореляційний аналіз та ін.

В окремих випадках складаються крупномасштабні детальні прогнози лавинної небезпеки, які, по суті, є попередженням лавинної загрози у конкретному осередку із зазначенням часу.

Окрім методів прогнозу, що базуються на аналізі визначених сполучень значень метеовеличин, які умовно називаються лавиноутворювальними, застосовується також *аналітичний метод* прогнозу. В основу цього методу покладено *розрахунок стійкості снігу у лавинозборі за рівнянням критичної висоти снігу*, параметри якого визначаються фізико-механічними властивостями снігу. Результати розрахунку часу сходу лавин за цим методом можуть бути використані лише для того лавинозбору, в якому проводилося вимірювання

характеристик снігової товщі. В окремих випадках вони придатні до групи лавинозборів з відносно однаковими характеристиками.

В оперативній практиці висновок про можливе лавиноутворення складається *фактично тимчасово*, оскільки загальновизнано, що передбачення точного часу сходу лавин неможливе. Таким чином, лавинний прогноз передбачає вчасне визначення лише часового інтервалу, протягом якого накопичення снігу на схилах, обумовленого зміною метеорологічних умов, призведе до сходу лавини. Час початку і закінчення цього періоду повинен контролюватися профілактичними засобами лавинного захисту. Отже *задача прогнозу зводиться до розпізнавання ситуацій, які сприяють сходу лавин.*

В останні роки інтенсивно ведеться розробка методів прогнозу кількісних характеристик снігових лавин. Теоретичною основою методів, які базуються на спостереженнях за ходом метеорологічних величин, є *рівняння стійкості снігового покриву на схилі*.

Формула для розрахунку *критичної потужності снігового покриву* для лоткових лавин має вигляд

$$h_k = \frac{C}{\gamma(\sin\alpha - f\cos\alpha)}, \qquad (9.1)$$

де C - опір зсуву;
γ - об'ємна вага снігового покриву;
f - коефіцієнт внутрішнього тертя;
α - кут нахилу схилу.

При прогнозі лавин під час снігопадів, знаючи h_k, можна визначити час настання лавинонебезпечного періоду $T_{\lambda h}$ (год) від початку снігопаду за формулою

$$T_{\lambda h} = \frac{h_k}{i}, \qquad (9.2)$$

де i - інтенсивність наростання снігового покриву, м·год$^{-1}$.
З урахуванням (9.1) формула (9.2) зводиться до вигляду

$$T_{\lambda h} = \frac{C}{i\gamma(\sin a - f\cos a)}. \qquad (9.3)$$

Рівняння (9.3) є основним для прогнозу початку лавинонебезпечного періоду під час снігопаду.

Визначені також емпіричні залежності, які є основою для прогнозу лавинної небезпеки у визначеному районі

$$T_{\lambda h} = F(i) \text{ або } T_{\lambda h} = F(R), \qquad (9.4)$$

де R - інтенсивність опадів, мм·хв$^{-1}$.

При прогнозі лавин з хуртовинного снігу в ряді робіт застосовується функціональна залежність типу

$$T_{\lambda h} = F(v) \text{ або } T_{\lambda h} = F(m), \qquad (9.5)$$

де v і m - об'єм і величина хуртовинного переносу.

Для прогнозу лавин, пов'язаних з відлигами, є свої специфічні особливості. Такі лавини пов'язані з підвищенням температури, від якої залежать зчеплення всередині снігової товщі. Ця залежність виражається *параметром опору зсуву*

$$C_0 = kC_t^h \ , \qquad (9.6)$$

де C_0 - опір зсуву при температурі 0 °С;

k - коефіцієнт, що враховує інтенсивність зміни опору на зсув при підвищенні температури;

C_t^h - опір зсуву при температурі t.

З урахуванням (9.1) та (9.6) і відомої швидкості руху в товщі снігу фронту нульових температур (V, м·год$^{-1}$) залежність (9.3) набуває вигляду

$$T_{\lambda h} = \frac{kC_t^h}{V\gamma(\sin a - f\cos a)}. \qquad (9.7)$$

Відзначимо, що практичне застосування формули (9.7) поки що ускладнене через те, що величини k і γ не підлягають суворому урахуванню і залежать від регіональних умов конкретної гірської місцевості.

При прогнозі лавин, які виникають під час випадання дощу на сніговий покрив, весняному сніготаненні і радіаційних відлигах, необхідно додатково враховувати, що вміст у товщі снігу близько 10 % вільної води відповідає критичним умовам. Отже, якщо відома початкова інтенсивність дощу за умови, що вона не змінюється в подальшому, час настання небезпечного періоду пропонується розраховувати за формулою

$$T_{\lambda h} = \frac{0{,}1H - \beta}{R} \ , \qquad (9.8)$$

де β - вміст вільної води в сніговому шарі до початку дощу;

H - запас води в сніговому шарі;

R - інтенсивність опадів, мм·хв$^{-1}$.

Для прогнозу лавин, що виникають при різкому зниженні температури, окрім (9.1) ураховується величина зсувного зусилля, обумовлена результатом охолодження снігового покриву

$$\tau = \frac{d_c E \Delta\theta}{4(1-\mu)} \ , \qquad (9.9)$$

де d_c - коефіцієнт температурного стиснення снігового покриву;

E - модуль нормальної пружності;

μ - коефіцієнт бокового розширення снігового покриву;

$\Delta\theta$ - градієнт температури товщі снігу, що охолоджується.

Узагальнюючи одержану величину зі складовою сили ваги, яка діє вздовж схилу, визначимо сумарну силу, що прагне зрушити сніговий пласт. Порівняння цієї величини із сумою сил, що утримують сніг на схилі, дає уяву про його стійкість.

Останнім часом в США розроблено метод передбачення лавинної небезпеки з урахуванням такого комплексу факторів:

- потужність, характер поверхні і структура "старого" снігу (при цьому небезпечними для сходу лавин вважаються схили, на яких потужність снігового покриву не менше 60 - 90 см);
- потужність, тип кристалів, щільність свіжовипавшого снігу близько 30 см;
- інтенсивність наростання потужності снігового покриву;
- інтенсивність опадів;
- осідання снігового покриву;
- температура повітря.

Кожен з перерахованих факторів порівнюється з критичним і оцінюється за 10-бальною шкалою. Сума всіх балів дає уяву про ступінь очікуваної лавинної небезпечності. Загальна сума балів може коливатись від 0 до 100. Сума 75 - 100 вказує на високу лавинну небезпечність. Недоліком цього методу є те, що кожному з цих факторів надається рівна вага, яка не відповідає реальним умовам.

На завершення відзначимо, що всі ці методи ще далекі від довершеності і потребують подальшого уточнення для конкретних фізико-географічних районів. На цей час найбільш прийнятний *комплексний метод*, який включає аналіз метеорологічної ситуації, будову та розвиток снігової товщі і оцінку фізико-механічних властивостей снігу, якому і слід приділяти увагу в практиці лавинного прогнозування.

9.2 Селеві процеси

Селі, як і лавини, розповсюджені у всіх гірських районах землі. В Європі найбільш селенебезпечними областями є гірські території приальпійських країн (південь Франції і Німеччини, північ Італії, Австрія, Карпати, Скандинавія, Швейцарія), а також Балкани, Апенніни, Піренеї. В Азії особливо зазнають впливу селів пригімалайські райони Індії, Китаю, півострів Мала Азія, о. Хоккайдо. В Америці - це райони, розташовані в зонах хребтів і передгір'ях Анд і Кордильєр. Селі реєструються в Африці, Австралії, на островах Тихого океану і т.д.

На території СНД селенебезпечними районами є територія Закавказзя, північного Кавказу, гірські райони України, Середньої Азії, Казахстану, середнього і північного Уралу, Саяни, північ Сибіру, Кольський півострів, Камчатка.

Формування селів визначається в основному геологічними, гідрометеорологічними і геоморфологічними факторами. Крім цього, на виникнення селевих явищ впливають, а нерідко і є визначальними, ботанічні, ґрунтові, гідрологічні і антропогенні умови певного району.

Селі завдають великих збитків народному господарству, цей фактор можна знизити за рахунок оцінки селенебезпечності районів, що освоюються, проведення протиселевих заходів і створення служби попереджень.

9.2.1 Визначення та класифікація селів в Україні

Селеві процеси розвиваються в гірських частинах Карпат і Криму. Близько 30 міст, селищ та сільських населених пунктів АР Крим, Закарпатської, Івано-Франківської, Львівської та Чернівецької областей зазнають впливу селевих потоків. Всього в Карпатах виявлено 219 селевих басейнів. Найбільшою активністю характеризуються басейни річок Черемош, Дністер, Тиса, Прут.

Масовий схід селевих потоків призводить до покриття різних площ уламковим матеріалом значної висоти (висотою до 2 м), руйнування мостів, залізнично-дорожнього тору, занесення площ родючих ґрунтів і посівів сільськогосподарських культур, підтоплення населених пунктів.

Відповідно до визначення, прийнятого на третій Всесоюзній конференції по вивченню селевих потоків (Тбілісі, 1952 р.), *селевим потоком* називають паводок короткочасної великої руйнівної сили з дуже високим - до 50 - 60% від загального об'єму - вмістом наносів, що виникає в результаті зливи (іноді при бурхливому таненні снігу або прориві озер) у басейнах невеликих гірських річок зі значними ухилами (не менше 0,10).

Сель рухається валом або частіше рядом послідовних валів, супроводжується великими деформаціями русла і відкладенням наносів

визначеного характеру. Співвідношення кількості твердої і рідкої речовини, яке може бути виражене величиною густини суміші, - головна і визначальна властивість селевого потоку.

За мірою насичення селевих потоків наносами їх підрозділяють на потоки:

- *малої насиченості* - близькі до водних потоків - 50 - 60 кг наносів на 1 $м^3$;
- *середньої насиченості* - наноси 200 - 800 $кг \cdot м^{-3}$;
- *великої насиченості* - межа в 2100 - 2300 $кг \cdot м^{-3}$ (на межі з опливиною).

Селевий потік, на відміну від обпливини, проходить по сформованому руслу, а рух обпливин відбувається по схилах крутістю ≥ 15 - 20%; дійшовши до русла, вони припиняють свій рух.

За складом наносів виділяють селі (рис. 9.1.):

- *грязьові (піщано-глинисті);*
- *грязьово-кам'яні (піщано-глинисті, щебінь, галька, валуни);*
- *водно-кам'яні (намуловодні).*

Переміщуючись по руслу селі додатково захоплюють підмиті з берегів дерева, чагарники та ін.

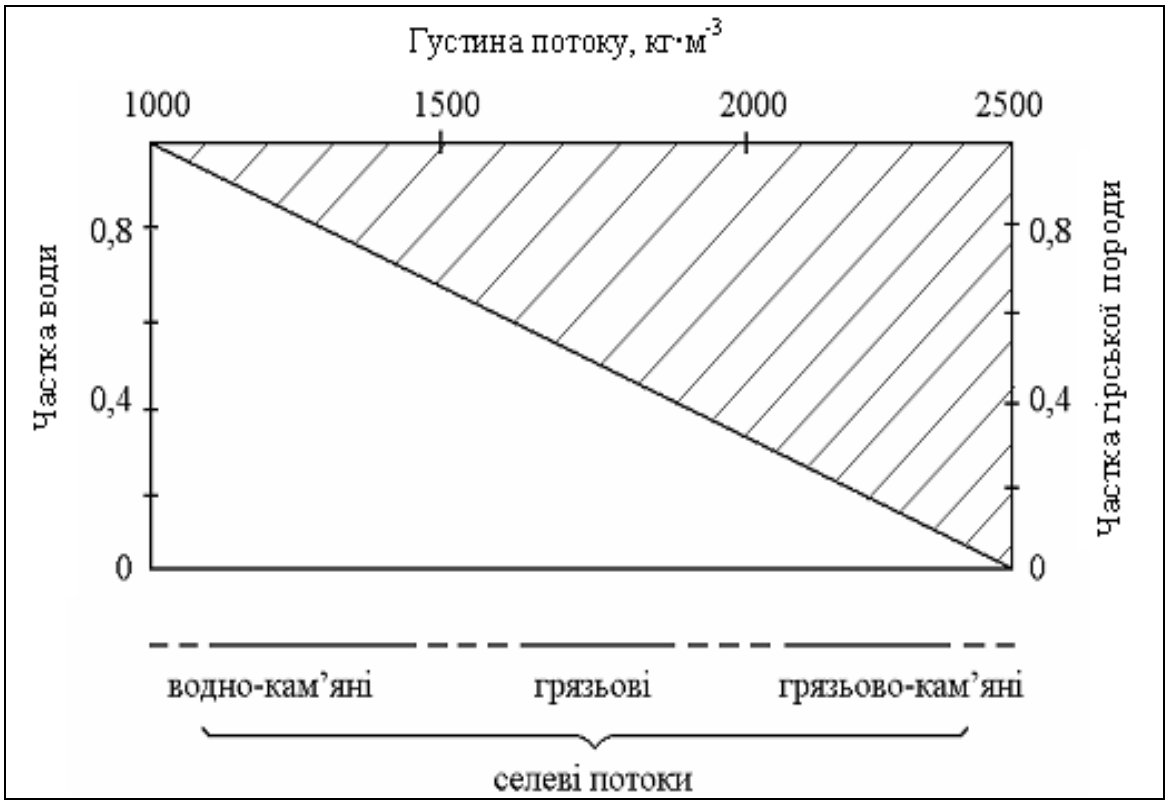


Рис. 9.1 - Взаємозв'язок між співвідношенням води і гірської породи, густиною селевого потоку і якісними визначеннями трьох типів селів.

За динамічними властивостями селеві потоки поділяються на:

- *зв'язні – структурні;*
- *текучі – турбулентні.*

Переважна кількість селів, що проходять в Українських Карпатах, відносяться до турбулентних селів.

Незв'язні селі при різко вираженому турбулентному русі, характеризуються постійним зіткненням уламків і їх стиранням у процесі взаємодії. Тому твердий матеріал незв'язних селів добре обкатаний і часто має *сферичну форму*.

Рух зв'язних селів носить *в'язкопластичний характер* і являє собою потік ґрунтових частинок, що мають *пастоподібну структуру*.

Усі види селів варто розглядати як текучі середовища.

Для *формування* селів необхідно:

1. *Наявність на схилах і в руслах річок достатньої крутості відповідної кількості продуктів руйнування гірських порід.*
2. *Утворення на площі селенебезпечного басейну запасів води (стоку) в об'ємах, які забезпечують знесення і переміщення по руслу уламкового матеріалу.*

Формування селевих паводків, об'єми виносу, руйнівна здатність і повторюваність залежать від *попереднього зволоження поверхні басейну, кількості, інтенсивності режиму випадання опадів.* Проте не кожна злива утворює сель, іноді навіть слабкі зливи можуть спричинити селевий потік, це залежить від наявності і міри підготованості до змиву уламкового матеріалу у басейні.

Основним геологічним фактором, що зумовлює формування селів, є літологічний склад гірських порід, з яких складаються верхні шари кори вивітрювання. Головними екзогенними геологічними процесами, які формують тверду фазу селів, є руйнування покривних товщ та материнських порід, накопичення на місці уламкових матеріалів цього руйнування і перенесення їх униз по схилах і руслах гірських водозборів. Під дією процесів *вивітрювання* (фізичного, хімічного, органічного) постійно відбувається руйнування гірських порід, у результаті переміщення цих продуктів униз по схилах маси уламкового матеріалу концентруються на окремих ділянках схилів, що потім стають осередками живлення селів. Зсуви і обпливини також є своєрідними осередками постачання уламкового матеріалу селів. Ерозійний вплив дощів, снігової і ґрунтової води, особливо у легкорозмивних ґрунтах, змивання скальних уламків і дрібнозема дощовими потоками, вітрова ерозія і еоловий переніс послуговують додатковими чинниками руйнування і переносу значних мас твердого матеріалу з поверхні корінних порід до підніжжя крутих схилів і у русла річок.

Істотний вплив на формування селів мають *гідрологічні умови* в селевому басейні. Велике значення має *будова руслової мережі басейну*.

Наявність різких звужень і розширень селевих русел, крутих поворотів, каньйонів, ущелин, а також розташування джерел селевих русел в легкорозмивних ґрунтах, призводить до збільшення масштабів селевих явищ і обумовлює заторний, валовий характер руху селів.

Дерева, чагарники, трава захищають корінні породи від розмиву і впливу сонячних променів, що різко послабляє процеси ерозії і фізичного вивітрювання. *Ліс на схилах гір є найдієвишим засобом запобігання селям і забезпечення безпеки нижче розташованих територій.*

Важливу роль у процесах селеутворення відіграє *антропогенний фактор* - розробка лісових масивів, способи транспортування деревини, режим випасу худоби і землекористування.

Немаловажним фактором у формуванні селів є *снігові лавини*, які відіграють роль постачальника твердого матеріалу для селів. Вони сприяють накопиченню в руслах і на схилах водозборів селенебезпечних річок сипкого уламкового матеріалу і деревини.

Класичний селевий водозбір складається з трьох геоморфологічних зон:

1. *Зона селеутворення, в якій відбувається живлення селів водним і твердим матеріалом;*
2. *Транзитна зона, розташована нижче 1-ї зони;*
3. *Зона селевих відкладів, яка знаходиться в пригирловій, найбільш зниженій частини водозбору.*

Різноманітність форм рельєфу і розташування гідрографічної та ерозійної мережі у більшості випадків суттєво змінює цю класичну схему.

У зоні руху селевий потік має найбільші швидкості і характеризується найбільшою руйнівною силою.

Зона вивантаження селів розпочинається біля виходу гирла на заплавні чи надзаплавні тераси водотоку вищого порядку або біля закінчення фіксованої ділянки гирла, де внаслідок різкого зменшення ухилів відбувається розпластування селю.

Класичною формою виносу відкладів при турбулентних селях є віялоподібний конус виносу. При виході селевого потоку з крутої ділянки транзитної зони, де гирло затиснене високими берегами, на площину з пологим ухилом розпочинається відкладення уламкового матеріалу. Першими зупиняються найбільші валуни і брили, потім завершують рух камені, галька, гравій, що забезпечує природне сортування твердого матеріалу за величиною.

При зв'язних селях ніякого сортування матеріалу не відбувається - він акумулюється безформною масою у відповідності до особливостей їх руху.

Процес розмиву селевих відкладів зазвичай уповільнюється і повністю припиняється після заростання селевих відкладів рослинністю.

Основні характеристики селів в Українських Карпатах і Кримських горах:

1. Селі в основному мають зливове походження і проходять улітку.
2. Переважають водно-кам'яні селі. Механічний склад їх твердої фази залежить від літолого-фаціальної сполуки.
3. Найбільш руйнівними селі бувають у басейні річок Прут, потім Дністер і Тиса (встановлені три категорії руйнівності, що характеризують шкоду, завдану селями народногосподарським об’єктам різного призначення).
4. В одних районах селі бувають часто - один раз на 1 - 5 років, в інших - рідко - раз на 10 - 15 років, або дуже рідко – рідше одного разу на 15 років.
5. Довжина селеносних річок і водотоків змінюється від 0,2 до 26 км, площі водозборів 0,12 - 159 км^2, площі селевих осередків не перевищують 20% від загальної площі басейну; ухили річок варіюють у межах 150 – 200 °, а крутизна схилів – 250 – 350 °, залісеність басейнів становить 50 – 90%, рідше – 20 – 40%, об’єм наносів на конусах виносу змінюється від 0,06 до 43 тис. м^3, середня тривалість 1 - 2 години, швидкості селів 2 - 4 м·с$^{-1}$.

9.2.2 Прогноз селенебезпечної погоди і селенебезпеки

Прогнозування селевих явищ має велике наукове і практичне значення. При наявності інформації про умови виникнення селевих потоків, разом із кількісною оцінкою факторів селеутворення, можна звести до мінімуму або виключити зовсім вплив селевих потоків, а в ряді випадків запобігти їх утворенню.

В поняття «прогнозування селів входить»:

- загальна оцінка селенебезпеки районів;
- встановлення меж селевих ділянок;
- визначення осередків формування селевих потоків та зон їх руху;
- якісна і кількісна оцінка умов, які характеризують утворення селів (потужність, повторюваність, структура, гранулометричний склад відкладів, швидкість, в’язкість, витрата, об'ємна вага і т.д.);
- визначення часу добігання селевого потоку до об'єкта.

При прогнозуванні селів повинні вказуватися відомості про розвиток процесу селеутворення в часі і просторі, а також основні його характеристики.

Результатом просторового прогнозування селів є карти селенебезпечних районів території, виконані в різних масштабах в

залежності від конкретних задач, а також кадастри селенебезпечних річок і селевих повеней, довідники, атласи.

Методи довгострокового і короткострокового прогнозування селенебезпеки в певному басейні повинні враховувати сукупність гідрометеорологічних, геологічних та інших умов, що зумовлюють формування селів. Для організації служби попередження селів в першу чергу необхідна інформація про норму добігання потоку від попереджувального створу до об'єкта.

Прогнозування розмірів селів і величин їх основних елементів і характеристик зводиться до розрахунку селевих параметрів:

- об'ємної ваги селів і максимального насичення їх твердою фазою;
- максимальної і середньої швидкості селевих потоків, їх транспортувальної можливості;
- максимальних і середніх витрат селів та окремо їх рідкої і твердої складових;
- витрати води і витрати наносів;
- об’ємів відкладень.

Основними селеформувальними факторами є:

- площа водозбору;
- довжина потоку;
- поздовжній ухил;
- коефіцієнт стоку;
- кількість опадів.

У зв’язку з тим, що стаціонарні спостереження за селевими потоками майже не проводяться, основні параметри селів визначаються шляхом експедиційних досліджень.

Для визначення швидкості течії використовується такий ряд формул, запропонований різними вченими.

Формула М.Ф. Срібного

$$v = 5{,}15 h_{\tilde{n}\mathring{a}\eth}^{2/3} i^{1/4}, \qquad (9.10)$$

де v - середня швидкість течії;
h – середня глибина потоку;
i – ухил потоку.

За формулою І.І. Херхеулідзе визначається максимальна за перерізом швидкість

$$v_{\max} = 10{,}75 h_{\tilde{n}\mathring{a}\eth}^{0{,}55} i^{0{,}33}. \qquad (9.11)$$

При цьому середня швидкість обчислюється за допомогою перехідного коефіцієнта

$$v_{\tilde{n}\hat{a}\eth} = 0{,}91 v_{\max} . \qquad (9.12)$$

За Г.І. Шамовим, швидкість течії вираховується за формулою

$$v = 3{,}15 h^{1/6} d^{1/3} , \qquad (9.13)$$

де h – середня глибина потоку;
d - середній діаметр найбільших перенесених потоком каменів.

Загальний об'єм селевого паводка визначають таким чином:

$$\mathrm{W}_{\tilde{\mathrm{N}}} = \mathrm{W}_{\hat{\mathrm{A}}} + \mathrm{W}_{\mathrm{H}} , \qquad (9.14)$$

де $\mathrm{W}_{\tilde{\mathrm{N}}}$ – загальний об'єм селевого паводка;
$\mathrm{W}_{\hat{\mathrm{A}}}$ – об'єм водної частки паводка;
W_{H} – загальний об'єм відкладів.

Об'єм водної частки селю обчислюється за формулою зливового стоку

$$\mathrm{W}_{\hat{\mathrm{A}}} = 1000 H \alpha F_{\ddot{A}} , \qquad (9.15)$$

де H – шар опадів за дощ, який спричинив сель, мм;
α - коефіцієнт стоку;
$F_{\ddot{A}}$ - дієва (яка брала участь у селеутворенні) площа водозбору, км^2.

Загальний об'єм наносів, втягнутий повінню у рух, підсумовується за формулою

$$\mathrm{W}_{\mathrm{H}} = (\mathrm{W}_{\mathrm{H}}^{/} + \mathrm{W}_{\mathrm{H}}^{//}) \frac{\gamma_{\mathrm{P}}}{\gamma_{\mathrm{H}}} \mathrm{W}_{\mathrm{H}}^{///} , \qquad (9.16)$$

де W_{H} - загальний об'єм наносів у щільному тілі;
$\mathrm{W}_{\mathrm{H}}^{/}$ - об'єм наносів в пористому (сипкому) стані, виміряний на конусі виносу;
$\mathrm{W}_{\mathrm{H}}^{//}$ - загальний об'єм наносів, залишених селем на дні долини;
$\mathrm{W}_{\mathrm{H}}^{///}$ - об'єм завислих наносів, винесений за межі конусу виносу;
γ_{P} - об'ємна вага сухих наносів у сипкому тілі;

$\gamma_{Н}$ - об'ємна (питома) вага наносів у щільному тілі, за яку береться 2,60 т·м$^{-3}$.

Встановлені емпіричні залежності між об'ємом селевого наносу (тис.м$^{3)}$ і площею водозбору (F), а також довжиною потоку (L)

$$W_{Ñ} = 34F^{0,53}L^{0,90},$$
$$W_{Н} = 3,9F^{0,53}L^{0,90}. \qquad (9.17)$$

Одним з основних параметрів, які важко визначити, є об'ємна вага селевої маси, яка характеризує насиченість потоку наносами і залежить від фізико-географічних і морфологічних особливостей басейну. В зв'язку з цим, параметр встановлюють непрямим шляхом у залежності від категорії селенебезпеки басейну, яка визначається крутизною схилів, ухилом русла, характером рослинності, повторюваністю проходження селів, формою басейну, густотою руслової і річкової мережі, еродованістю басейну.

Незважаючи на виключну важливість прогнозування селів, ця проблема далека від вирішення. Це стосується як просторового прогнозу селів, так і часового прогнозу, що являє собою складну задачу, головним чином, через недостатність знань про процеси і механізми формування селів різних генетичних типів, а також відсутність відповідних експериментальних даних. Саме тому, при оцінці ролі гідрометеорологічних факторів у формуванні селів повинні бути детально встановлені постійні і тимчасові водотоки і визначені їх основні характеристики: протяжність, ухили, селеві витрати, особливості будови руслової і ерозійної мережі, характер і джерела водного живлення селів.

Оцінка екзогенних процесів, що відіграють, як правило, найважливішу роль в утворенні селевих потоків, повинна включати виявлення всіх ділянок, що піддаються обвалам, осипам, зсувам, лавинам, глибинній і боковій ерозії. Якщо на формування селевих процесів впливають ендогенні процеси (вулканічна діяльність, сейсмічні, тектонічні та інші фактори), то вони повинні бути виявлені дуже детально.

При оцінці ґрунтово-рослинного покрову необхідно враховувати типи ландшафтів: лісовий, луговий, багаторічні сніги і льодовики та ін.

Урахування метеорологічних факторів при прогнозі селів зводиться до аналізу і прогнозу процесів опадоутворення, танення льодовиків і весняного сніготанення.

Дощові і зливові селі виникають в певні сезони для кожного кліматичного району. Для селів зливового походження найбільш селенебезпечними ознаками є:

- синоптична ситуація, яка визначає відповідний фон температури і опадів;

- перекриття зоною випадіння максимальних опадів снігової лінії в даному басейні та ймовірне захоплення зливою значних площ, вкритих сніговим покривом.

Гляціальні селі, зумовлені таненням льодовиків, характерні для середини літа, в періоди максимальних температур або різкого підвищення температури. В результаті відбувається прорив льодовикових озер і запруд. Для гляціальних селів основними показниками виступають штильова тепла погода, зростання мутності водотоків, відсутність твердих опадів над ділянками танення льодовиків. В результаті весняного сніготанення відбувається збільшення стоку, особливо в період теплих дощів.

Для селів змішаного походження (сполучення злив і весняного сніготанення) селенебезпечною ознакою є велика щільність снігового покриву протягом деякого періоду при стійкій високій температурі повітря, особливо, якщо за синоптичною ситуацією в цей час очікуються дощі і грози.

Поряд з довгостроковими і короткостроковими прогнозами селенебезпеки, немалого, а підчас вирішального значення при виникненні в певній місцевості селевого потоку, набуває проведення лісомеліоративних і агротехнічних заходів, будівництво селестримувальних споруд, що запобігають руйнівній дії селів.

Контрольні запитання

1. Охарактеризуйте явище снігової лавини.
2. Назвіть основні види лавин.
3. Які основні механізми виникнення лавин?
4. Як впливає антропогенний фактор на процеси лавиноутворення?
5. Перелічіть основні етапи лавинного прогнозування.
6. Що таке сель? Назвіть види селевих потоків.
7. Перелічіть причини та фактори, що зумовлюють утворення селевих потоків.
8. У чому полягає складність прогнозування селенебезпеки?

10 ПРОГНОЗ КОНВЕКТИВНИХ ЯВИЩ

10.1 Загальні відомості про грозу та основні споживачі прогнозу гроз, граду, шквалу і смерчів

Численні небезпечні метеорологічні явища такі, як сильний дощ, град, сильний вітер, шквал і смерч як правило спостерігаються при грозах. Гроза та перераховані явища є наслідком нестійкості атмосфери, що проявляється у виникненні значних вертикальних рухів дуже вологого повітря при великих градієнтах температури та утворенні потужних купчастих і купчасто-дощових хмар. Головним процесом, що зумовлює утворення гроз всередині однорідних повітряних мас, є термічна конвекція у чистому вигляді або в поєднанні з динамічною, чи під впливом орографії місцевості. Внутрішньомасові грози та зливи утворюються над континентом головним чином влітку в післяполуденні години, коли температура повітря біля поверхні землі максимальна; над морем ці явища спостерігаються найчастіше взимку та в нічні години. Типовими синоптичними ситуаціями виникнення внутрішньомасових гроз є тилова частина циклону та циклон, що заповнюється. В південних областях України вертикальна потужність хмар сягає 8…10 км, тобто майже до тропопаузи. На решті території України ці грози проявляються мляво, тому що хмари вертикально розвиваються до 4…5 км, а вище існують затримуючі (інверсійні) шари.

Фронтальні грози утворюються внаслідок витіснення теплого вологого повітря наступаючим валом холодного. Зона грозової діяльності (значної горизонтальної протяжності) звичайно розміщується вздовж фронту на декілька сот, а впоперек фронту на декілька десятків кілометрів. Найбільш сприятливі умови для потужного розвитку купчасто-дощових хмар з сильними грозами та зливами утворюються при дивергенції висотних повітряних течій. Грозові хмари на холодних фронтах часто досягають висоти тропопаузи, а іноді перевищують її.

Грози теплих фронтів виникають над Україною значно рідше, їх найбільша активність у вечірні та нічні години, коли циклони рухаються з півдня та південного заходу, а в їх теплі сектори виносяться маси вологого тропічного повітря.

На особливу увагу заслуговують сильні грози, які супроводжуються одночасно зливами з градом, шквалами та іноді смерчами. Утворення подібних надзвичайних явищ погоди спостерігається поблизу чи в центрі невеликого хвильового збурення, де існують зони з досить контрастними температурами. В теплій повітряній масі денні температури звичайно перевищують 30…35 °С, а в холодному повітрі вони коливаються в межах 16…22 °С. Потужні грозові хмари із зливами виникають поблизу центра збурення в післяполуденні години.

Дослідженнями встановлено, що центральна частина грозової хмари звичайно добре відображується на індикаторі радіолокатора сантиметрового діапазону. При цьому потоки граду, якщо вони існують, припадають не на центральну частину хмари, а на її примежові райони.

Одночасно із зливами при грозах спостерігаються електричні розряди (блискавки) між хмарами чи між хмарами і землею, а також різке посилення вітру у вигляді вихорів з горизонтальною (шкваловий ворот) та іноді вертикальною (смерч) осями.

Гроза є найбільш небезпечним явищем погоди. Немає ні однієї галузі господарства, яку не цікавила б можливість виникнення грози, оскільки з нею пов'язані сильні електричні розряди, інтенсивні зливові опади, град, шквалисте посилення вітру тощо.

Град (для СГЯ – діаметр градин 20 мм і більше) – явище локальне, частіше за все він випадає окремими ізольованими плямами на площах від декількох десятків до декількох сотень квадратних кілометрів, рідше – у вигляді градових доріжок. Максимум повторюваності великого граду припадає на літній сезон. Розмір збитку залежить від розміру градин, їх щільності, інтенсивності випадіння. Градини діаметром понад 30 мм можуть абсолютно знищити посіви, пошкодити дахи будівель, побити птахів та дрібну худобу.

Дійсно, для *сільського господарства* гроза становить більшу небезпеку у зв'язку з виконанням майже всіх видів сільськогосподарських робіт під відкритим небом. Тому блискавка може підпалити вже дозрілий урожай, сильна злива – прибити колосся зернових та інші рослини до землі і на декілька днів вивести із ладу дороги, град – знищити врожай полів і садів, а шквал і смерч – розкидати стоги сіна і навіть зруйнувати будь-які сільськогосподарські будівлі.

Для *енергетики і зв'язку* грози також становлять значну небезпеку. На всіх лініях електропередач існує грозозахист (найвищий провід, протягнутий між опорами), але блискавка може вивести із ладу електричні підстанції, сильний вітер повалити опори ЛЕП, пошкодити повітряні лінії зв'язку, радіорелейні станції, високі антени та інше господарство енергетиків і зв'язківців.

Грози здійснюють негативний вплив і на всі види *транспорту.* Найменше від гроз залежить автотранспорт, хоча відомі випадки, коли через дуже погану видимість автотранспорт повинен був зупинятися, а шквали і смерчі переносили автомобілі з автостради на лісові галявини.

На *залізничному транспорті* може спостерігатися обрив контактних проводів, повалені на рельси дерева і, в деяких випадках, майже нульова видимість із кабіни електровоза, зовсім призупиняється рух або значно зменшується його швидкість.

У ще більш небезпечному стані знаходиться *морський і річковий транспорт*, через те, що судна «притягують» до себе блискавку на

відкритій воді, а вітер, хвилювання і злива як би випробовують судно на міцність (разом з командою). Впливає гроза на роботу в порту портальних і мостових кранів та інших портових споруд.

Особливо великий вплив здійснюють грози на *повітряний транспорт*, *авіацію*. Окрім потужних грозових розрядів, які можливі в хмарі, на повітряне судно діють сильні вертикальні токи і в хмарі, і кругом неї, інтенсивна турбулентність, яка спричиняє бовтанку ПС, сильне обледеніння, град, удари якого об обшивку літака можуть призвести до розгерметизації кабіни; порушується зв'язок, спотворюються показання аеронавігаційних приладів і ПС електризуються. Політ в зоні грозової діяльності настільки небезпечний, що всі керівні документи, які регламентують діяльність цивільної і військової авіації, забороняють навмисно заходити в купчасто-дощові хмари.

Робітникам *комунального господарства* гроза приносить зірвані дахи будинків, розбиті вікна, повалені дерева, зупинки в роботі міського транспорту, розбиті вітрини магазинів і повалені рекламні щити, а також тимчасове відімкнення електроенергії, міського водопроводу і зливової каналізації.

Лісове господарство також страждає від гроз: загибель дерев від вітровалів і всього живого в лісі (в тому числі і самого лісу) від лісових пожеж. Цікавий факт: в Карпатах щорічно для різних потреб вирубується стільки ж гектарів лісу, скільки гине через пожежі (далеко не завжди спричинені грозами).

Будівельні організації зазнають втрат через грози: страждають недобудовані об'єкти, сповільнюється будівництво, тому що робітникам заборонено працювати на баштових кранах при грозі і при сильному вітрі.

Навіть із такого невеликого переліку виразно видно небезпеку грози практично для всіх, включаючи населення.

10.2 Оцінка готовності атмосфери до розвитку конвективних збурень

До розвитку конвективних збурень атмосфера повинна бути статистично нестійка, для оцінки якої, особливо вище рівня конденсації, не завжди зручне просте порівняння дійсного і адіабатичного вертикального градієнта температури, оскільки вологоадіабатичний градієнт не постійний і змінюється в залежності від температури і тиску. Тому краще використовувати показник еквівалентно-статистичної стійкості:

$$\Gamma_e = \frac{\Theta}{\Theta_e}\frac{\partial \Theta_e}{\partial z}, \qquad (10.1)$$

де Θ, Θ_e - потенціальна та еквівалентно-потенціальна температура.

Еквівалентно-потенціальна температура – це така температура, якої набуло б повітря при адіабатичному процесі, якщо б всю водяну пару, що знаходиться в ньому, сконденсувати при постійному тиску, а теплота конденсації, що виділяється при цьому, пішла б на нагрівання повітря (потім повітря слід привести до тиску 1000 гПа).

Еквівалентно-потенціальну температуру можна наближено розрахувати за формулою:

$$\Theta_e = \Theta \exp \frac{2{,}5 q_s}{T_k}, \qquad (10.2)$$

де q_s - масова частка водяної пари при насиченні, ‰; T_k - температура на рівні конденсації, °С.

Для зручності використання значення показника Γ_e приводиться до безрозмірного вигляду шляхом поділу на кліматичне значення вертикального кліматичного градієнта ($\bar{\gamma}$) для заданого місця:

$$\Gamma = \frac{\Gamma_e}{\bar{\gamma}}. \qquad (10.3)$$

Вважається, що при Г > 0 атмосфера статистично стійка, Г = 0 – знаходиться в стані статистичної рівноваги, Г < 0 – нестійка. Оцінки справедливі, коли повітря досягає стану насичення або за рахунок зниження його температури, або введення додаткових порцій водяної пари. Зниження температури повітря найчастіше відбувається під впливом висхідних рухів (наприклад, в умовах циклонічної циркуляції).

Найпростіший спосіб визначення типу циркуляції в районі, для якого складається прогноз, - це розрахунок геострофічного вихору (Ω_Γ) за полем тиску приземної карти погоди за найближчий строк:

$$\Omega_\Gamma = \frac{1}{\ell \rho} \nabla^2 p, \qquad \text{де} \qquad \nabla^2 p = \frac{\partial^2 p}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 p}{\partial y^2}. \qquad (10.4)$$

Якщо $\Omega_\Gamma > 0$ ($\Omega_\Gamma < 0$), то має місце циклонічна (антициклонічна) циркуляція.

Показник циркуляції в безрозмірному вигляді (Ω_Γ) записується таким чином:

$$\Omega = \frac{\Omega_\Gamma}{\left|\overline{\Omega}_\Gamma\right|}, \qquad (10.5)$$

де $\left|\overline{\Omega}_\Gamma\right|$ - середнє абсолютне значення вихору, характерне для даного району.

Стан атмосфери під впливом циркуляційних умов, денного прогріву або нічного вихолодження приземного шару безперервно змінюється, що утруднює можливість точної оцінки утворення збурень конвективного характеру. Врахування прогріву і охолодження проводиться шляхом введення в схему розрахунку Γ_e прогностичних значень максимальної і мінімальної температури повітря і точки роси. При складенні надкороткострокового прогнозу, завчасність якого менше ніж 12 год, найчастіше припускають, що знак циркуляції у такий короткий період не зміниться. Оцінку готовності атмосфери до розвитку конвекції можна проводити за так званим узагальненим показником можливості утворення конвективних збурень:

$$C = \left((\Gamma - \Omega)\sqrt{(\Gamma^2 + \Omega^2)}\right)e^{-\Omega\Gamma}. \qquad (10.6)$$

Якщо C < 0, то конвекція можлива; якщо він дорівнює нулю або має невеликі додатні значення, то можлива тільки дрібна конвекція; при C > 1 конвекція не розвивається.

10.3 Основні методи прогнозу гроз і граду

Із врахуванням розвитку конвективної хмарності розроблено велику кількість методів прогнозу гроз як внутрішньомасових, так і фронтальних. Більшість цих методів детально викладені в «Практикумі з синоптичної метеорології» та «Практикумі з авіаційної метеорології». Нижче ми розглянемо ті методи прогнозу, які знайшли широке застосування в оперативній практиці, але не попали у вище названі «Практикуми» або мають суттєве уточнення до методики, раніш опущене.

Прогноз гроз за методом Уайтінга (Вайтінга) оснований на розрахунку за даними ранкового зондування параметра К, який визначається за формулою

$$K = 2T_{850} - T_{500} - D_{850} - D_{700}, \qquad (10.7)$$

де T – температура, D – дефіцит точки роси на відповідному рівні.

Якщо в результаті розрахунку виявиться, що К < 20, то гроз очікувати не слід, якщо 20 < К < 25 – ізольовані грози, якщо 25 < К < 30 – окремі грози, якщо К > 30 – грози повсюдно.

Пояснимо терміни «ізольовані» і «окремі» грози. Ізольовані грози – це такі, коли грозу вказує одна із десяти станцій спостережень, а окремі грози – це такі, коли грозу дає одна із чотирьох станцій.

Метод Уайтінга дає добрі результати при прогнозі гроз не по пункту, а по площі, яка визначається картою ізоліній коефіцієнта К. Для цього спочатку розраховують і наносять на карту значення К, а потім

проводяться ізолінії через 5 одиниць, починаючи з 20. Осередок з максимальним значенням цього коефіцієнта переноситься за потоком на 12 год і там, де він виявиться, слід прогнозувати грози.

Іноді в розраховані значення К вводиться поправка на кривизну приземних ізобар (табл. 10.1).

Таблиця 10.1 – Величина поправки на кривизну приземних ізобар

R, км	> 1000	1000…500	500…250	< 250
циклон	0	1,0	1,4	2,0
антициклон	0	-1,0	-1,4	-2,0

Удосконалюючи метод Вайтінга, Н.П. Фатєєв запропонував використовувати для прогнозу гроз параметр А, який враховує розподіл вологості по висотах,

$$A = T_{850} - T_{500} - (D_{850} + D_{700} + D_{600} + D_{500}). \qquad (10.8)$$

Якщо по розрахунках виходить, що $A \geq 0$, то в прогнозі слід вказувати грозу.

Прогноз гроз за методом Г.Д. Решетова проводиться за трьома параметрами, які визначаються за допомогою аерологічної діаграми: висота вершини купчасто-дощової хмарності ($H_{вмх}$), значення температури повітря на цій висоті ($T_{вмх}$) і вертикальна потужність хмари ($\Delta H_{вмх}$) в шарі від'ємних температур (від висоти нульової ізотерми в частинці, що піднімається, до рівня $H_{вмх}$).

При наявності сприятливих для формування гроз синоптичних умов, до яких віднесено наявність фронтальних розділів (особливо холодних фронтів), зони поблизу вершини хвилі, центральної частини молодого або розвинутого циклону, навколо точки оклюзії, улоговини в теплому секторі циклону, а також малоградієнтного поля тиску на приземній карті і улоговини (осередку) холоду на висотах, можливість виникнення гроз визначається за графіком (рис. 10.1).

Графік побудовано за результатами дискримінантного аналізу, демаркаційна лінія на ньому є графіком дискримінантної функції

$$L_1 = -0{,}042T_{вмх} + 0{,}10\Delta H_{вмх} - 0{,}562.$$

Зона «грози» відповідає значенням $L_1 \geq 0$, «без грози» – $L_1 < 0$.

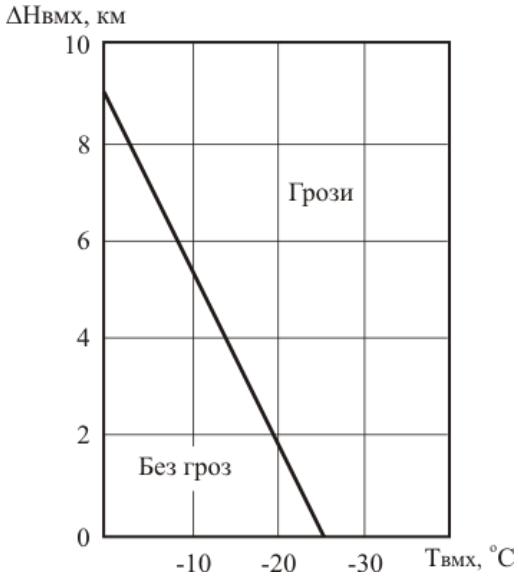


Рис. 10.1 – Графік для прогнозу гроз за методом Г.Д. Решетова.

Комплексний графік Г.Д. Решетова дозволяє одночасно прогнозувати грозу і град (рис. 10.2).

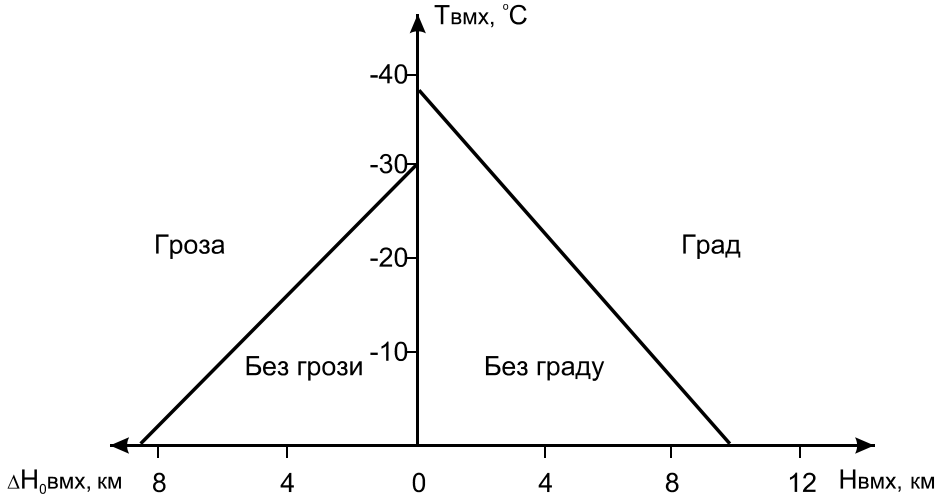


Рис. 10.2 – Номограма для прогнозу гроз і граду за методом Г.Д. Решетова.

Роз’яснювати, як користуватись графіком, недоцільно.

До речі, за даними Шоуолтера, якщо перегрів хмари ΔT = 13 ± 2 °C, то практично завжди слід чекати зливовий дощ і грозу. Шоуолтер рекомендує будувати криву стратифікації від рівня 850 гПа.

Швидкість вертикальних токів у хмарі ($w_{\uparrow}$, м·с$^{-1}$) можна визначити за формулою, запропонованою О.О. Васильєвим та С.М. Шметером,

$$w_{\uparrow} = 10\sqrt{D\Delta T},$$

де D –діаметр хмари, км; ΔT – перегрів хмари (максимальна різниця температур на вологій адіабаті і кривій стратифікації, °C).

Наведемо декілька практичних рекомендацій. Якщо гроза очікується на холодному фронті, а різниця температур повітряних мас в зоні фронту ≥ 10 °С, то гроза буде обов'язково. При цьому, якщо температура холодної повітряної маси (T_x) близько 10 °С, то слід очікувати зливовий дощ і грозу, а якщо $T_x \geq 20$ °С, то – грозу, град і шквалисте посилення вітру до 20…25 м·с$^{-1}$ і більше.

10.4 Методи надкороткострокового прогнозу систем глибокої конвекції

Системи глибокої конвекції (СГК) розвиваються в шарах великої вертикальної протяжності, тому з ними пов'язані грози, шквали і навіть смерчі. Через значні розміри цих об'єктів на них впливають як неоднорідність метеорологічних полів і підстильної поверхні, так і обертання Землі.

Відомо, що всі мезомасшабні збурення в атмосфері можна розділити за їх горизонтальною протяжністю на три класи (шкала Орланські):

Таблиця 10.2 – Класи мезомасштабних збурень

Горизонтальний розмір збурень, км	Клас
200…2000	Мезо-α
20…200	Мезо-β
2…20	Мезо-γ

Для вивчення систем глибокої конвекції найбільш зручною як з генетичної, так і з морфологічної точки зору є, очевидно, класифікація Меддокса, 1980 (табл. 10.3).

Таблиця 10.3 – Класифікація мезомасштабних систем глибокої конвекції Меддокса

Мезомасштабні системи глибокої конвекції			
Системи лінійного типу		Системи симетричного типу	
Лінії шквалів в тропіках і помірних широтах (масштаб мезо-α)	Гряди купчасто-дощових хмар (масштаб мезо-β)	Скупчення купчасто-дощових хмар, мезомасштабні конвективні комплекси (масштаб мезо-α)	Скупчення купчасто-дощових хмар, конвективні осередки (масштаб мезо-β)

Розглянемо систему глибокої конвекції кожного типу.

Лінії шквалів, лінії нестійкості (ЛНШ) являють собою зону із скупчення купчасто-дощових хмар, розділених безхмарними прошарками. Протяжність ЛНШ може досягати тисячі км, а ширина складає 50…100 км. Тривалість життя ЛНШ коливається від декількох десятків хвилин до 5…6 год. Лінії нестійкості прогнозують, якщо покажчик C < 0, за такими вихідними матеріалами:

1. Карти баричної топографії всіх рівнів.
2. Дані радіозондування атмосфери за ранковий строк в декількох пунктах району, що обслуговується.
3. Карта вертикальних рухів.
4. Великомасштабна карта показника Γ_e і висот рівня конденсації $h_{конд}$ (в сотнях м).

В кожному пункті зондування розраховують параметр $I = \frac{\Gamma_e}{h_{конд}} 10.$

Для розвитку ЛНШ сприятливі такі умови:

А. Адвекція холоду, що збільшується з висотою, на середніх і верхніх рівнях тропосфери; на нижніх рівнях переважна слабка адвекція будь-якого знаку або її відсутність.

Б. Упорядковані висхідні рухи.

В. Зростання температури повітря біля поверхні землі внаслідок інсоляції.

Г. Конвергенція вітру в граничному шарі і/або орографічний підйом повітря.

Наявність усіх вказаних умов не дає повної гарантії виникнення ЛНШ, а недотримання хоча б одного із них зменшує імовірність їх утворення, але не виключає їх появу, яка обумовлена також наявністю так званого механізму автоконвекції. Останній виявляється в зоні від'ємних значень Γ_e і C та включає в себе вологий гребінь (зона підвищеної вологості) і джерело сухого повітря. Вологий гребінь повинен розміщуватись від поверхні землі до рівня приблизно 2 км (використовують карту AT_{850}) під великим кутом до напрямку вітрового потоку над ним (карта AT_{700}). В граничному шарі бажано збереження слабкого вітру.

Джерело сухого повітря, яке зі швидкістю вітру на середньому рівні (AT_{700}) переноситься в таке місце, де він може бути охолоджений або опадами зверху (випаровування крапель дощу), або хмарними краплями знизу. При цьому важливо, щоб температура змоченого термометра, якої повинно досягнути повітря внаслідок випаровування крапель, виявилася б нижче температури оточуючого вологого повітря. Тоді охолоджене, більш важке повітря, опуститься і примусить тепле вологе повітря конвективно підійматися, що, в свою чергу, призведе до появи великої кількості крапель в сухому повітрі, і воно буде ще більше охолоджуватись. В результаті чого

конвекція буде посилюватись і охоплювати сусідні ділянки, тобто встановлюється деяка ланцюгова реакція.

Розрізняють появу первинних і вторинних ліній нестійкості (шквалів). Синоптичні ситуації, типові при появі первинних ЛНШ, представлені в табл. 10.4.

Таблиця 10.4 – Лінії нестійкості (шквалів) при різних синоптичних умовах

Синоптична ситуація	Дотримання умов А, Б, В, Г	Додаткові умови	Місцеположення ЛНШ
Перед холодним фронтом	А, Б, В, Г	Немає	Вздовж осі улоговини ізоліній Γ_e перед холодним фронтом
Нестійка холодна повітряна маса	А, Б, В, Г	Барична улоговина біля землі і/або на рівні 850 гПа	Вздовж осі улоговини ізоліній параметра *I*
Перед теплим фронтом	Б, В, Г	Немає	Вздовж осі улоговини ізоліній $h_{конд}$
Цетральна частина широкого теплого сектора циклона	Б, В, Г	Немає	Вздовж вузької зони підвищеної вологості в нижньому шарі. Якщо ця зона широка, то утворюється серія ЛНШ

Порядок складання прогнозу ЛНШ.

1. Складається прогноз максимальної температури повітря і точки роси у тих пунктах, із яких отримані дані радіозондування.

2. Для всіх указаних пунктів розраховуються значення С, $h_{конд}$, *I*, що відповідають максимальним значенням температури і точки роси, та наносяться на великомасштабну карту.

3. За вихідними матеріалами визначається наявність або відсутність указаних вище (А - Г) сприятливих для розвитку ЛНШ умов.

4. Визначається можливість розвитку автоконвекції.

5. Вказується місце появи ЛНШ в залежності від синоптичної ситуації та умов, наведених вище (табл. 10.4).

Лінії шквалів (нестійкості) переміщуються вздовж ліній току середнього вітру в шарі 700…500 гПа зі швидкістю

$$c = k\left|\overline{V}\right|_7^5, \qquad (10.9)$$

де k коефіцієнт переносу; $\left|\overline{V}\right|_7^5$ - середній модуль швидкості вітру в шарі 700…500 гПа. Спосіб визначення цих величин буде викладено нижче.

При складенні прогнозу слід мати на увазі, що ЛН перед теплим фронтом і в теплому секторі циклону часто утворюються не у вигляді суцільного валу Cb, а у вигляді пасма цих хмар зі значними безхмарними проміжками. В результаті іноді при проходженні ЛНШ через об'єкт, що обслуговується, там не буде спостерігатись погіршення погоди, доведеться слідкувати за кожною хмарою окремо. Перед холодним фронтом ЛНШ переміщуються зі швидкістю фронту; іноді складається враження про хаотичність їх переміщення.

За допомогою супутникових і радіолокаційних спостережень можна слідкувати за еволюцією і переміщенням ЛНШ як по всій лінії в цілому, так і окремих хмар.

Прогноз ЛНШ можна складати також за методом формальної екстраполяції.

Пасма купчасто-дощових хмар масштабу мезо-β (МП) можуть мати менший горизонтальний розмір, ніж передфронтальні лінії шквалів. Протяжність таких пасм змінюється від 10 до 100 км, а ширина від 1 до 20…30 км; з ними, як правило, пов'язані зливові опади помірної інтенсивності і невеликої тривалості (10^2…10^3 с), а іноді грози і шквали.

МП виникають вздовж ліній конвергенцій повітряних потоків в граничному шарі атмосфери; знайти їх можна за допомогою ретельного аналізу поля вітру (ліній току та ізотах) на великомасштабних картах.

Мезомасштабні баричні улоговини є найбільш сприятливими синоптичними умовами для формування цих пасм всередині нестійкої повітряної маси при циклонічному полі течій.

Прогноз МП складається в такому порядку.

1. Оцінюється синоптична ситуація для знаходження мезомасштабних улоговин на великомасштабних картах.

2. В зоні циклонічної циркуляції (в мезомасштабних улоговинах) будь-яким шляхом знаходять лінії конвергенції (потенційні зародки МП).

3. За допомогою радіолокаційних засобів слідкують за хмарами купчастих форм, ланцюжок яких являє собою пасмо Cb, що формуються.

Прогноз переміщення МП можна дати за методом формальної екстраполяції.

Мезомасштабні конвективні комплекси (МКК) помірних широт мають тенденцію з'являтися з антициклонічної сторони широкої і відносно слабкої фронтальної зони і відшукуються звичайно за допомогою зображень, які отримують з метеорологічних супутників Землі. МКК називають таку хмарну систему, площа якої на інфракрасному зображенні з радіаційною температурою верхньої межі $T_R \leq -32$ °C складає не менше 10^5 км^2, а площа внутрішнього району з $T_R \leq -52$ °C не менше $5 \cdot 10^4$ км^2.

Загальна тривалість життя, площа МКК, її розміри і форми зберігаються до 15 год, хоча можуть бути суттєві відхилення. З МКК пов'язані небезпечні та стихійні конвективні явища: грози зі шквалами, сильні зливи, град і смерчі. Пориви вітру при проходженні МКК досягають 30 м·с$^{-1}$ і більше.

МКК можуть давати початок розвитку нових Cb і їх скупчень, ініціюють розвиток мезоциклонів, створюючи навколо себе і в собі циклонічну циркуляцію. Мезомасштабна циркуляція по інерції може існувати ще майже добу і регенерувати конвекцію. Мезомасштабна конвергенція в умовах циклонічної циркуляції, в свою чергу, веде до виникнення шарувато-дощових хмар і облогових опадів, які зберігаються навіть на стадії дисипації МКК. Суттєвим елементом на стадії утворення МКК може бути низькотропосферна струминна течія, що забезпечує надходження великої кількості вологи в район генерації МКК та адвекцію в нього теплого повітря, а також відсутність великих горизонтальних контрастів температури, добре виражених фронтів і струминних течій у верхній атмосфері.

Нерідко МКК досягають максимального розвитку опівночі і дають зливові та облогові опади. Динаміка розвитку процесу виглядає так: в післяполуденні години спостерігаються грози; у вечірні години формуються мезоциклони, які діють як механізм зворотного зв'язку , тобто обумовлюють конвергенцію повітряних потоків, чим сприяють розвитку самого МКК і появі шарувато-дощових хмар та облогових опадів. Далі, пройшовши максимальну стадію, система Cb дисипує, зливові опади припиняються, проте облогові можуть продовжуватись до ранку.

Умови виникнення МКК ті ж, що і ЛНШ, тільки зона конвергенції і нестійкість має не лінійну, а квазіовальну або квазікруглу форму. Отже, для утворення МКК в помірних широтах необхідна присутність трьох основних компонентів: 1) слабкого первинного збурення синоптичного масштабу (або масштабу мезо-α), 2) адвекції тепла і вологи та конвергенції їх в область генерації МКК, 3) конвективної нестійкості в нижній і середній тропосфері.

Скупчення купчасто-дощових хмар масштабу мезо-β (МС) мають квазікруглу форму, радіус такого скупчення від 20 до 200 км, а середня тривалість близько 3 год; вони подібні з МКК за морфологічними характеристиками і відрізняються від останніх горизонтальними розмірами і тривалістю життя.

Прогноз МКК і МС складається за такими ж вихідними даними і за тими ж методами, які використовуються для прогнозу ЛНШ.

Засобами знаходження систем глибокої конвекції і слідкування за ними є супутникові та радіолокаційні системи спостережень. Засоби синоптичного аналізу носять допоміжний характер і використовуються на етапі прогнозування можливого виникнення і розвитку СГК. На другому етапі аналізу важливо приділити увагу взаємозв'язку хмарних утворень з

мезомасштабною структурою полів тиску і вітру. На великомасштабних картах погоди необхідно виділити зони (лінії) конвергенції і мезомасштабні улоговини та депресії, а потім пов'язати їх з осередками хмарності, що розвивається. Хмарність в зоні конвергенції звичайно розвивається в симетричні СГК, а на лінії конвергенції – в лінійні системи. При прогнозі еволюції і переміщення СГК на короткі строки користуються методом лінійної екстраполяції. При складенні прогнозу на декілька годин вперед використовують такі правила.

1. Системи глибокої конвекції переміщуються вздовж середнього вектора вітру в шарі 700…500 гПа зі швидкістю, розрахованою за (10.9),

$$c = k\left|\overline{V}\right|_7^5,$$

де $\left|\overline{V}\right|_7^5 = 0{,}5\sqrt{(V_5^2 + V_7^2 + 2V_5V_7\cos(180-\alpha))},$

α – кут між векторами вітру на рівнях 700 і 500 гПа.

Коефіцієнт переносу k залежить від швидкості вітру і може бути знайдений за архівними матеріалами, шляхом порівняння фактичної швидкості переміщення СГК зі значеннями $\left|\overline{V}\right|_7^5$ при різних ситуаціях, а також за емпіричною формулою

$$k = \frac{9{,}2 + 0{,}29\left|\overline{V}\right|_7^5}{\left|\overline{V}\right|_7^5 + 3{,}5}. \qquad (10.10)$$

Напрямок вітру в шарі 500…700 гПа визначаємо із співвідношення

$$\overline{d}_7^5 = d_7 \pm \arccos\frac{V_7 - V_5\cos(180-\alpha)}{2\left|\overline{V}\right|_7^5}, \qquad (10.11)$$

де d_7 – напрямок вітру на рівні 700 гПа. При лівому повороті вітру з висотою використовується знак «-», а при правому – «+».

Знаючи значення $\left|\overline{V}\right|_7^5$ і $\overline{d}_7^5$, за допомогою радіолокаційних спостережень потрібно визначити час початку явища в пункті прогнозу. Для цього поблизу передньої кромки радіолуни (рис. 10.3) вибирають дві точки (1 і 2) простою геометричною побудовою. Проводять три дотичні лінії до засвічення: дві з них паралельні вектору середнього вітру $\overline{V}_7^5$ по краях засвічення (лінії AB і CD), а третя, перпендикулярна до них (EF), по передній кромці засвічення. Точки перетину прямої EF з лініями AB і CD будуть шуканими точками 1 і 2, з координатами відповідно x_1, y_1, та x_2, y_2.

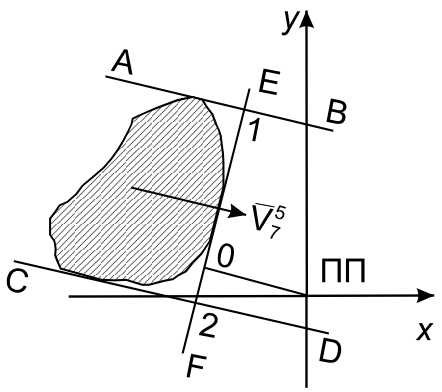


Рис. 10.3 – До визначення часу початку явища в пункті прогнозу.

Припускаючи, що система рухається в напрямку вектора середнього вітру в шарі 500…700 гПа, неважко зрозуміти, що в пункті прогнозу (ПП) явище почнеться, коли до нього підійде точка О, тобто необхідно визначити відстань R між точкою О та ПП, і перш за все розрахувати координати точки О (x_0, y_0).

$$x_0 = \frac{x_1 y_2 - x_2 y_1}{(x_1 - x_2) tg\varepsilon - y_1 + y_2}, \qquad (10.12)$$

де $\varepsilon = 270 - d_7^5$, $y_0 = x_0 \operatorname{tg}\varepsilon$.

Тепер можна обчислити відстань $R = \sqrt{x_0^2 + y_0^2}$ і час початку явища

$$\tau = t_0 + \frac{R}{k\left|\overline{V}\right|_7^5}, \qquad (10.13)$$

де t_0 – строк вихідного радіолокаційного спостереження. Якщо x_0 знаходиться поза інтервалом між x_1 та x_2 і/або y_0 – поза інтервалом y_1 та y_2, то система пройде повз пункт прогнозу.

Розглянутий спосіб дає задовільні результати, якщо розміри СГК з часом мало змінюються. При значній зміні розмірів системи необхідно зробити деякі додаткові операції, на які в даній роботі ми зупинятися не будемо. Визначення часу приходу СГК в пункт прогнозу τ проводиться так, як і у випадку з системою, що не змінює розміри.

2. Надійним показником еволюції МКК є радіаційна температура верхньої межі хмар T_R. Опади, що досягають поверхні землі, починаються при $T_R \approx -32$ °С. Якщо виявляється тенденція на зниження T_R і збільшується луна на дисплеї радіолокатора, то в найближчі 2…4 год інтенсивність опадів і площа їх зони збільшаться. Якщо ж $\frac{dT_R}{dt} > 0$ або з'являється термічна неоднорідність верхньої межі хмар («теплі острови»), то в найближчий час опади припиняться.

3. Зближення і злиття осередків радіолуни свідчить про посилення інтенсивності МКК, а їх дроблення – про послаблення МКК.

4. «Зіткнення» двох мезомасштабних зон конвергенції веде до швидкого розвитку Cb і скупчень цих хмар; через 20…25 хв після «зіткнення» радіолуна досягає 30 дБ. Про наявність зон конвергенції судять по початку розвитку СГК. Завчасність прогнозу, звичайно, не перевищує однієї години.

Якщо є можливість слідкувати за утворенням і переміщенням зон (ліній) конвергенції, то необхідно: за радіолокаційними вимірюваннями оцінити швидкість і напрямок цього переміщення; екстраполюючи зміщення зон, визначити можливість, час і місце їх зіткнення.

Слід мати на увазі, що «зона зіткнення» сама переміщується в напрямку $\overline{V}_7^5$ і через 20…30 хв може відійти далеко від місця зіткнення.

5. Переміщення зон (ліній) конвергенції в район з більшою вологістю і нестійкістю веде до швидкого розвитку конвекції в зонах або вздовж ліній конвергенції. Про розподіл нестійкості можна судити за картами величин Γ_e і C.

Контрольні запитання

1. Які явища найчастіше супроводжують грозу?
2. Перелічіть основних споживачів прогнозу конвективних явищ.
3. Як можна оцінити готовність атмосфери до розвитку конвективних збурень?
4. В чому полягає суть методів Уайтінга і Г.Д. Решетова для прогнозу гроз і граду?
5. Охарактеризуйте шквали Орланські та Меддокса.
6. Які умови сприятливі для розвитку ЛНШ? Дати їх прогноз.
7. Як здійснити прогноз МП, МКК та МС?

10.5 Прогноз смерчів

Загальні відомості про смерч. *Смерч* – це воронка, що надзвичайно швидко обертається, звисає з купчасто-дощової хмари і спостерігається як «воронкоподібна хмара» або «туба». Добре розвинений смерч досягає землі і рухається по ній, завдаючи сильних руйнувань, але іноді смерч не досягає повного розвитку, звішуючись з хмари у вигляді воронки. Смерчі породжуються вихровими утвореннями в хмарах, але не циліндровими вертикальними, а горизонтальними спіральними вихорами.

Смерчові хмари завжди мають значну турбулентність і неоднорідність. Вони фактично є носіями, генераторами смерчів, тому їх часто називають материнськими хмарами. Смерчова хмара складається з двох частин: в основі розташовується хмара-комір (верхній ступінь) , а під ним лежить «стінна» хмара, від нижньої поверхні якої звисає сам смерч.

Хмара-комір має ширину 3…4 км, товщину близько 300 м; верхня поверхня знаходиться на висоті 1500 м. Ширина стіни-хмари – 1,5…2,0 км, товщина – 300…450 м, нижня поверхня – на висоті 500…600 м. Від стіни-хмари іноді відходить хмара-хвіст, довга і вузька, такої ж висоти і різної довжини.

Тривалість існування смерчу невелика: від декількох хвилин до декількох годин, довжина шляху в середньому 15…60 км, а іноді й близько 500 км (такі випадки спостерігалися в США). Швидкість руху смерчу різна: від 10…20 до 60…70 км·год$^{-1}$ та більше.

Смерч складається з трьох частин: горизонтальних вихорів в материнській хмарі, воронки і додаткових вихорів. Воронка (основна частина смерчу) – це внутрішні порожнини і стінки, тобто це дрібномасштабний вихор. Поперечник внутрішньої порожнини смерчу – від декількох метрів до декількох сотень метрів, і цей простір майже чистий і безхмарний, більш або менш різко обмежений стінками, між якими іноді проскакують своєрідні блискавки. Рух повітря тут різко слабшає і, в основному, спрямований вниз.

Найважливіша особливість смерчу – різке падіння тиску, іноді майже раптове.

Рух повітря у внутрішній порожнині направлений зверху вниз і може досягати великої швидкості. У стінках смерчу, навпаки, рух повітря направлений по спіралі вгору і нерідко досягає 100…200 м·с$^{-1}$ і більше. Стінки смерчу – це його активна руйнуюча і характерна частина. Не дивлячись на те, що їх будова вельми різноманітна, можна виділити два основні типи: перший має щільні, гладкі, різко обмежені стінки, у другого вони розпливчасті, нечітко окреслені. Проте принципової внутрішньої відмінності між ними немає, і на різних стадіях стінки смерчу можуть видозмінюватися і переходити з типу в тип.

Порожнина (воронка) значно ширша за стінки, ширина яких лише декілька метрів. Швидкість обертання воронки, а точніше її стінок, представляє також одну з особливостей смерчу. Ці швидкості вельми різні і швидко змінюються навіть у однієї і тієї ж воронки.

У 1973 р. Метеорологічна служба США прийняла як офіційну таку шкалу інтенсивності смерчів, розроблену японським ученим Т.Фуджіта:

- F0 - швидкість вітру 18…32 м·с$^{-1}$. Слабкі руйнування: ушкоджуються пічні труби, паркани, дерева.
- F1 - швидкість вітру 33…49 м·с$^{-1}$. Помірні руйнування: зриваються покриття з дахів, рухомі автомобілі скидаються з дороги.
- F2 - швидкість вітру 50…69 м·с$^{-1}$. Значні руйнування: зриваються дахи з будинків, перевертаються вантажівки, вириваються з корінням дерева.
- F3 - швидкість вітру 70…92 м·с$^{-1}$. Сильні руйнування: дахи і частина стін руйнуються, перевертаються вагони, в лісах виривається з корінням

велика частина дерев, важкі автомобілі підіймаються над землею і розкидаються.

- F4 - швидкість вітру 93…116 м·с$^{-1}$. Спустошливі руйнування: руйнуються важкі будівлі, будови із слабким фундаментом переносяться на відстань, автомобілі розкидаються в сторони, великі предмети носяться в повітрі.

- F5 - швидкість вітру 117…142 м·с$^{-1}$. Спустошливі руйнування: підіймаються важкі будівлі, переносяться на відстань і руйнуються автомобілі, величезні предмети переносяться по повітрю на великі відстані з великою швидкістю, дерева розламуються на частини.

- F6 - швидкість вітру від 142 м·с$^{-1}$ до, імовірно, швидкості звуку. Смерчі такої швидкості не зафіксовані.

Географічний та сезонний розподіл смерчів. Смерчі реєструються повсюдно над поверхнею Землі, окрім полярних та екваторіальних широт. Найчастіше вони формуються над США і Австралією. В середньому за рік в світі спостерігається від 1000 до 1500 смерчів, з них половина в США, особливо в області так званої «алеї торнадо» - смуги найбільшої повторюваності смерчів – 20…30° півн. ш.

На території СНД смерчі відносно рідкісне явище. Каталог смерчів, зареєстрованих над країнами співдружності за період 1944…1998 рр., включає відомості про 264 смерчі, з яких 40 відсотків були слабкими. За 140 років спостережень було відмічено 13 серйозних і два спустошуючі смерчі.

В Європейській частині СНД виділяють дві зони концентрації смерчів. Перша знаходиться між Москвою і Нижнім Новгородом, де спостерігалися два сильні смерчі. Друга - по обидві сторони українсько-білоруського кордону з центром поблизу Києва, де були зафіксовані три серйозні смерчі (у Київській, Черкаській та Одеській областях) і велике число слабких та помірних явищ. Таким чином, Чорнобильська АЕС розташована саме в зоні відносно активного смерчоутворення.

На території України з 1 березня 1960 р. по 1 березня 2004 р. зареєстровано 71 смерч. Максимальна повторюваність доводиться на липень і червень – 25 і 23 відповідно. В середньому смерчі спостерігаються з травня по серпень. Найбільш ранній смерч був відмічений 5 травня 1970 р. в Одеській області (с. Чабанка), найпізніший – 20 жовтня 1976 р. в Херсонській області (м. Генічеськ). Над акваторією Чорного моря смерчі формуються переважно восени, коли повітря з охолодженої суші переноситься на більш теплу поверхню води. Повторюваність смерчів над Україною розподілена неоднорідно по регіонах. Максимальна кількість смерчів (6 випадків за вказаний період) відмічена в Криму, Миколаївській, Херсонській, Запорізькій і Київській областях. Також відносно велика повторюваність явища (по 4 випадки) в

Дніпропетровській, Черкаській, Одеській, Волинській і Львівській областях.

Умови формування смерчу. Аналіз можливості формування смерчу проводиться за тими ж вихідними матеріалами, які необхідні для оцінки розвитку систем глибокої конвекції і виникнення мезовихорів.

Смерчі утворюються в зонах активної конвекції в циклонах, що поглиблюються, на холодних фронтах, що загострюються, перед ними і під великими тропосферними депресіями. Приклад найтиповішої синоптичної ситуації, при якій утворюється смерч, представлений на рис. 10.4. Вузькі зони добре вираженої конвергенції в граничному шарі атмосфери і значне подовжнє завихрення (принаймні, на порядок вище навколишніх районів) в дуже нестійкій атмосфері свідчить про можливість виникнення смерчу.

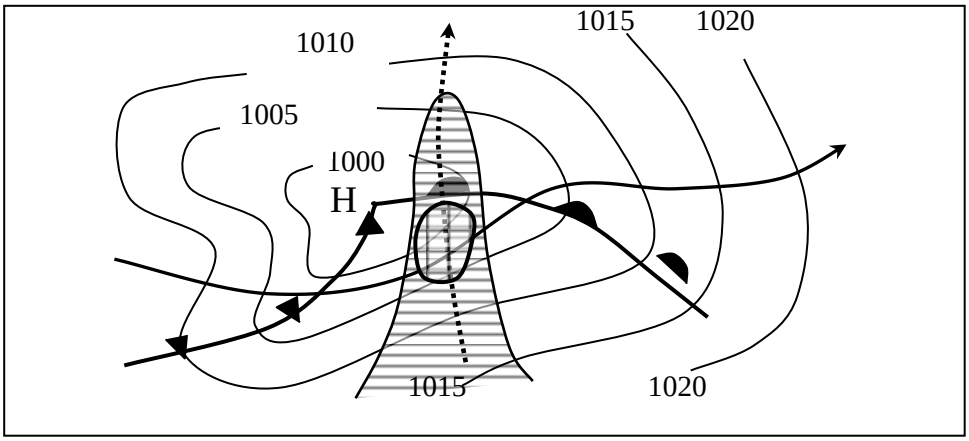


Рис. 10.4 – Синоптична ситуація, сприятлива для утворення смерчу:

→ - струминна течія нижніх рівнів;

⇢ - струминна течія верхньої тропосфери;

- «язик» вологого повітря;

- район найбільш вірогідного утворення смерчів.

Для оцінки стану атмосфери при прогнозуванні смерчів істотне значення мають температурний ($I_т$) і вологісний ($I_в$) індекси нестійкості:

$$I_т = T_{500} - T'_{c500},$$
$$I_в = T_{500} - T'_{d500}, \qquad (10.14)$$

де T_{500} – температура повітря на рівні 500 гПа за даними радіозонду в строк 00 СГЧ; T'_{c500} – температура в точці перетину ізобари 500 гПа на аерологічній діаграмі з вологою адіабатою, що йде від температури

змоченого термометра до середини вологого шару; T'_{d500} - температура в точці перетину ізобари 500 гПа на аерологічній діаграмі з вологою адіабатою, що йде від точки роси до середини вологого шару.

Від'ємні значення індексів $I_т$ і $I_в$ свідчать про виняткову нестійкість атмосфери. Виникнення смерчу найбільш вірогідне при $I_т \leq 0$ °С і $I_в \leq 0$ °С. Були зафіксовані випадки смерчу при $I_т > 0$ °С і $I_в > 0$ °С, але жодного смерчу не спостерігалося при $I_т > 2$ °С і $I_в > 2$ °С.

Розглянемо типи вертикальної структури повітряних мас, сприятливих для утворення і розвитку смерчів.

Тип I. Тепла повітряна маса, що складається з трьох шарів в нижній частині тропосфери (до 400 гПа). Товщина цих шарів може бути будь-якою за умови, що середній буде найтоншим. Нижній шар – вологий (відносна вологість ≥ 65%, *T*d ≥ 13 °С), умовно нестійкий ($Г_e < 0$). Середній шар – сухий (відносна вологість < 50%), стійкий ($Г_e > 0$). Верхній шар – умовно нестійкий ($Г_e < 0$), відносна вологість в ньому спочатку поволі росте, а потім різко збільшується. Вітер посилюється з висотою, причому безпосередньо над нижнім шаром спостерігається сильна вузька течія (струминна течія нижніх рівнів) зі швидкістю близько 15 м·с$^{-1}$, яка направлена перпендикулярно до потоку в нижньому шарі.

Смерчам, що виникають в такій повітряній масі, передують передсмерчові погодні умови. Вранці спостерігається хмарність шаруватих форм, потім на короткий проміжок часу небо яснішає, з'являються хмари типу *Ac mammatus*. За 1…4 год до смерчу різко збільшується точка роси. Вказані умови погоди не є прогностичними ознаками, вони просто супроводять процеси утворення смерчів. Проте за цих умов завжди спостерігаються сильні грози з шквалами. Протягом декількох хвилин до початку явища (грози, шквалу, смерчу) падіння тиску взагалі припиняється, відмічається невелике зростання, а з початком явища тиск різко падає, потім швидко росте і після проходження конвективного осередку повертається до початкового значення.

Тип II. Тепла, волога, нестійка повітряна маса (звичайно морське тропічне повітря) без інверсій і затримуючих шарів ($Г_e < 0$). За декілька годин до явища температура повітря біля поверхні землі ≥ 27 °С, відносна вологість до висоти 7 км ≥ 65%. Вітер з висотою міняється мало, але для формування смерчу необхідний значний вертикальний зсув вітру хоча б в тонкому шарі. Процес утворення смерчу в повітряних масах цього типу супроводять такі ж погодні умови, що і для типу I.

Тип III. Відносно холодна ($T \approx 20$ °С біля поверхні землі), нестійка ($Г_e < 0$) і волога (відносна вологість ≥ 70% до висоти 7 км) повітряна маса. Вітер посилюється з висотою і швидко міняє напрямок.

Вранці небо ясне, потім з'являються перисто-купчасті хмари, а через декілька годин – окремі *Sc*. Майже раптово (період розвитку декілька хвилин) виникають *Cb* і може розвинутися смерч.

Прогнозування смерчів. Як свідчить багаторічна синоптична практика, прогнозування смерчів є актуальною задачею, для вирішення якої поки не існує загальноприйнятих методів. Як правило, виділяють комплекси аеросиноптичних умов, при формуванні яких очікується виникнення смерчів.

У будь-якій з розглянутих повітряних мас може утворитися смерч, але він, однак, формується не завжди. Найчастіше смерч слід чекати, якщо спостерігається перетин ліній нестійкості або мезомасштабна зона (лінія) значної конвекції співпадає з осередком конвекції (рис. 10.5). Якщо конвективних хмар ще немає, то про наявність осередку судять по хмарності з великим значенням показника конвективної нестійкості.

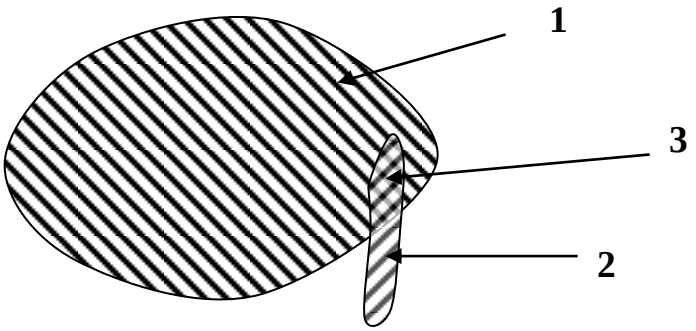


Рис. 10.5. – Схема визначення можливого місця появи смерчу:
1 – зона значної нестійкості, де $Г_e < 0$ або $I_т$ ($I_в$) < 0 °С;
2 – зона сильної конвергенції вітру;
3 – область можливої появи смерчу.

Прогноз смерчів можна складати таким чином.

1. За вихідними матеріалами встановлюється тип повітряної маси і оцінюється синоптична ситуація. Обчислюються критерії нестійкості, і складаються великомасштабні карти розподілу $Г_e$ і C в районі прогнозу. Якщо вони указують на майбутній розвиток конвекції, то визначається можливість розвитку конвективних явищ, включаючи утворення мезовихорів.

2. В процесі спостережень за поточною погодою фіксується наявність (відсутність) супутніх смерчам (грозам) погодних умов.

3. За допомогою МРЛ здійснюється виявлення конвективних осередків найбільшої потужності і ліній нестійкості, а також стеження за їх переміщенням і розвитком, хоча зародження мезовихора і його розвиток, а, отже, і формування смерчу можна знайти тільки доплеровським радіолокатором. Проте, якщо вихор (смерч) яким-небудь

чином визначений (візуально), то звичайний МРЛ може стежити за хмарою, з якою цей вихор пов'язаний. Тоді можна завчасно попередити про появу смерчу.

4. Всіма доступними засобами бажано знайти лінії (зони) конвергенції. Поєднання полів нестійкості (великомасштабні карти $Г_e$ і C) і зон конвергенції дозволяє передбачити місце можливої появи смерчу.

5. За даними стеження за переміщенням хмари, з якою пов'язаний мезовихор або смерч, засобами лінійної екстраполяції складається прогноз траєкторії смерчу.

Завчасність попередження про смерч не перевищує декількох десятків хвилин.

У 80-і роки групою київських вчених (Токар Н.Ф. і Волеваха В.А.) була розроблена методика імовірності смерчоутворення над Україною. При описі умов погоди біля земної поверхні і стану вільної атмосфери в періоди із смерчами і без них використано близько 60 термогідродинамічних характеристик. Їх значення знімалися з синоптичних карт, карт МРЛ, бланків емаграм або розраховувалися за спеціальними методиками.

Інформативність параметрів визначалася за ступенем зсуву розподілу при випадках із смерчами щодо розподілу випадків без смерчів аналогічно тому, як завжди роблять при відборі предикторів для прогнозу шквалів. Обчислювалися індекси інформативності і відстані Махаланобіса. Перевага віддавалася індексу інформативності (I), але враховувалася і відстань Махаланобіса (Δ^2). Кращим показником, на думку авторів, є сумарна характеристика ($I + \Delta^2$).

В результаті сумісного аналізу кореляційних матриць з сумарними індексами інформативності ($I + \Delta^2$) відібрані параметри для прогностичних схем на 6 і 12 год.

Із завчасністю 6 год оцінюється можливість виникнення смерчу, використовуючи залежність вертикальних градієнтів температури в шарі Земля-850 гПа (γ_{850}) і різниці швидкостей вітру на рівні 700 гПа і біля землі ($\Delta u_з^{700}$) (рис. 10.6 а) або залежність висоти рівня конденсації ($H_{кн}$) і позитивної енергії нестійкості ($W_{ен}$) (рис. 10.6 б).

Якщо з графічної залежності виходить, що імовірність виникнення смерчу перевищує 50%, то необхідно проводити розрахунок за рівнянням дискримінантної функції:

$$L = 2{,}26\ \Delta H_{КНШ} - 0{,}65 \sum_{850}^{300} (T' - T) + 22{,}36\ (H_{-10} - H_{КН}) +$$

$$+ 3{,}38\ \overline{V}_{1000}^{500} + 3{,}82\ (V_{300} - V_{850}) - 15{,}94\ , \qquad (10.15)$$

де $\Delta H_{КНШ}$ - потужність конвективно-нестійкого шару; $\sum_{850}^{300}(T'-T)$ - сума відхилень кривої стану від кривої стратифікації на рівнях 850, 700, 500 і 300 гПа; $H_{-10}-H_{КН}$ - різниця висот ізотерми -10 °С і рівня конденсації; $\overline{V}_{1000}^{500}$ - середня швидкість вітру в шарі від 500 до 1000 гПа; $(V_{300}-V_{850})$ - різниця швидкостей вітру на рівнях 300 і 850 гПа.

Якщо $L \geq 0$, то очікуються умови сприятливі для утворення смерчу; якщо $L < 0$, то смерчу чекати не слід.

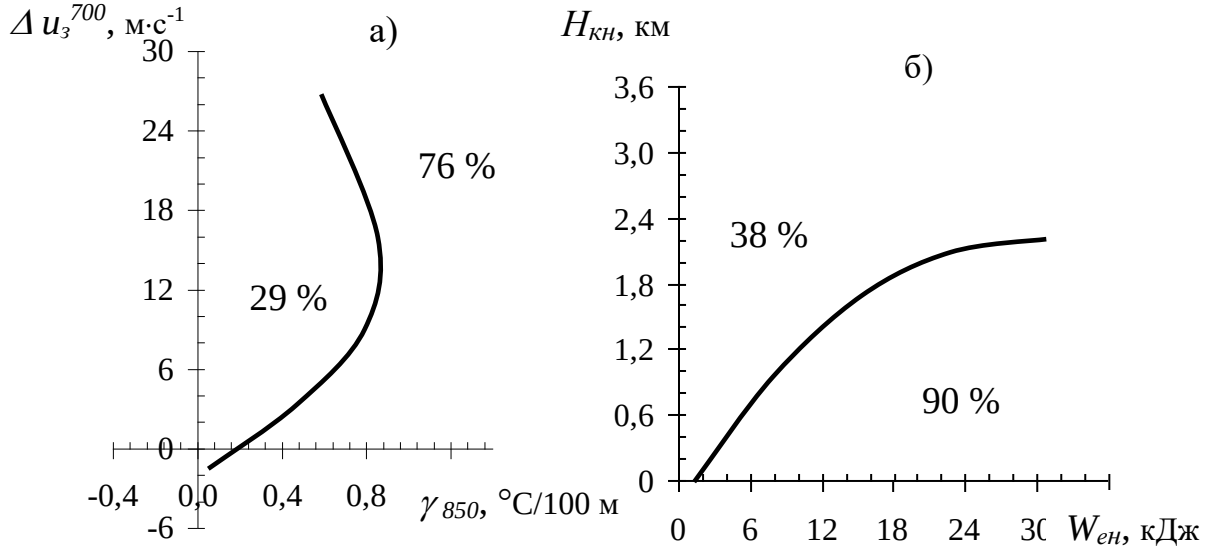


Рис. 10.6 – Імовірність виникнення смерчу залежно від зв'язку: а) вертикального градієнта температури в шарі земля-850 гПа і різниці швидкості вітру на рівні 700 гПа і біля землі ($\Delta u_з^{700}$); б) висоти рівня конденсації ($H_{кн}$) і позитивної енергії нестійкості ($W_{ен}$).

Для прогнозу із завчасністю 12 год використовуються дві діагностичні залежності (рис. 10.7).

Якщо, виходячи з графіків на рис. 10.7, імовірність виникнення смерчу > 50%, то необхідно проводити розрахунок дискримінантної функції:

$$D = 0{,}44\ \Delta P + 5{,}55\ \gamma_{з\text{-}850} + 1{,}15\ \Delta H_{КНШ} + 1{,}40\ (V_{300}-V_{850}) - 4{,}69\ , \quad (10.16)$$

де ΔP - лапласіан тиску біля поверхні землі, при r = 300 по останній синоптичній карті; $\gamma_{з\text{-}850}$ - вертикальний градієнт температури в шарі земля-850 гПа; $\Delta H_{КНШ}$ - потужність конвективно-нестійкого шару; $(V_{300}-V_{850})$ - різниця швидкостей вітру на рівнях ізобаричних поверхонь 300 і 850 гПа.

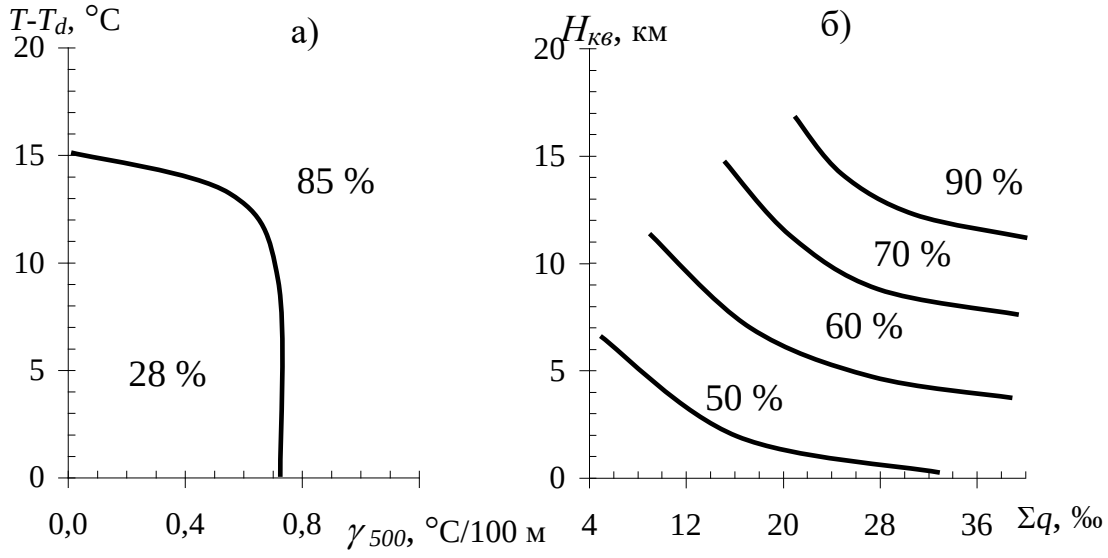


Рис. 10.7 – Імовірність виникнення смерчу залежно від зв'язку: а) вертикального градієнта температури в шарі земля-500 гПа і дефіциту точки роси біля земної поверхні (*T-Td*); б) висоти верхнього рівня конвекції ($H_{кв}$) і сумарної величини масової долі водяної пари на ізобаричних поверхнях 850, 700 і 500 гПа (Σq).

При $D \geq 0$ утворення смерчу можливе, тобто в атмосфері є умови для утворення явища; при $D < 0$ смерчі чекати не слід.

Авторська перевірка справджуваності розрахунків проводилася на залежному матеріалі, оскільки всі дані в дні із смерчем на Україні за період 1960-1985 рр. увійшли до розробки рекомендацій щодо прогнозу. Справджуваність рівняння (10.15) становить 85% випадків наявності явища; 84% - відсутності. Для рівняння (10.16) відповідно – 93 і 97%.

Використовувана методика дозволяє оцінити, чи є в атмосфері умови сприятливі для розвитку смерчів.

Гідродинаміко-статистичний прогноз і експертна система прогнозу смерчів на Європейській території Росії. Метод поетапного прогнозу смерчів з використанням розробленої гідродинаміко-статистичної моделі прогнозу сильних вітрів зі швидкостями не менше 20…25 м·с$^{-1}$ із завчасністю 36, 24 і 12 год і подальшого уточнення прогнозу смерчів у пунктах за допомогою експертної системи прогнозу запропонований О.В. Переходцевою та Л.В. Золіним. Пропонована завчасність прогнозу таких явищ значно більше, ніж та завчасність (3 год), з якою синоптики передають штормове попередження про очікуване стихійне явище.

Розробка моделі об’єктивного автоматизованого гідродинаміко-статистичного прогнозу денних літніх вітрів швидкістю не менше 25 м·с$^{-1}$

на ЄТР розпочалася після впровадження в оперативну мережу Росгідромету методу прогнозу сильних вітрів і шквалів швидкістю не менше 20 м·с$^{-1}$ із завчасністю 12 і 24 год (розділ 10.6). У новій моделі дискримінантна функція, яка залежить від значень дев'яти вихідних полів оперативної півсферної гідродинамічної моделі короткострокового прогнозу погоди (автор Л.В. Беркович), автоматично розраховувалась в оперативній системі АСООІ Гідрометцентру Росії. Інформативний вектор-завбачник розмірності для розрахунку цієї функції вибраний із сорока потенціальних предикторів – значень полів метеовеличин об'єктивного аналізу, які можна спрогнозувати за допомогою півсферної моделі з заданою завчасністю 12…48 год.

Задачі побудови дискримінантної функції передував відбір найінформативнішого вектора-завбачника без значної втрати інформації, який знайдено методом діагоналізації вибіркової середньої матриці кореляції. Як критерії інформативності предикторів використані такі параметри:

- відстань Махаланобіса;
- критерій мінімальної ентропії Вапника-Червоненкіса.

В оперативній моделі прогнозу значення прогностичної дискримінантної функції U(X) і обчислювана за ними вірогідність виникнення небезпечних вітрів $P(X) = 1/[1 + \exp(-U(X))]$ розраховані у вузлах сітки (розмір комірки 150 × 150 км), яка вкриває ЄТР, оперативної півсферної гідродинамічної моделі.

Ізолінія визначеної по навчальній вибірці граничної вірогідності P виділяє на карті ЄТР область штормових вітрів, що прогнозуються, у числі яких можуть бути шквали і смерчі.

Значення критерію Пірсі-Обухова, одержані при випробуваннях моделі для прогнозу із завчасністю 12 і 24 год, змінювались по території від 0,62 до 0,75, а із завчасністю 36 год – від 0,66 до 0,91.

Для уточнення прогнозу швидкості вітру в пунктах по території, для якої дається прогноз стихійних вітрів, пропонується обчислити очікувану швидкість денного вітру із завчасністю 12…18 год за рівнянням регресії, яке побудовано на основі вибірки фактичних даних про швидкість сильного вітру в діапазоні 18…45 м·с$^{-1}$ і залежить від шести предикторів: V_{700}, H_0, $(T' - T)_{500}$, $\partial T/\partial n_з$, $T_з$, $T_{d\,з}$.

Для подальшого уточнення прогнозу смерчів можна використовувати *експертну систему* прогнозу, яка містить якісні прикмети метеорологічних ситуацій, при яких вони можуть виникати. Відбір таких прикмет обумовлений емпіричними знаннями синоптика про це явище. Наприклад, при всіх випадках смерчів над ЄТР, що аналізуються, відмічена інверсія температури у граничному шарі атмосфери, на висоті 700 – 500 гПа спостерігались великі швидкості вітру, а температура біля поверхні землі не завжди була в діапазоні 26…35 °С, як часто наводиться в науковій

літературі для таких явищ. Поряд із зазначеними правилами в експертній системі прогнозу смерчів використовуються й інші, їх загальна кількість більше тридцяти.

Таким чином, послідовне застосування викладеного методу прогнозу сильних вітрів зі швидкістю не менше 20…25 м·с$^{-1}$ з досить великою завчасністю 36 і 24 год, а потім уточнення прогнозу смерчів на поточний день за допомогою розрахунку швидкості вітру і з використанням експертної системи прогнозу дозволяє своєчасно вжити запобіжних заходів і попередити (зменшити) збитки, яких завдають такі небезпечні природні явища як смерчі і сильні штормові вітри.

Контрольні запитання

1. Що називається смерчем?
2. Назвіть основні частини вихору.
3. В чому полягають особливості географічного розподілу смерчів?
4. Які синоптичні умови найбільш сприятливі для утворення смерчу?
5. Назвіть типи вертикальної структури повітряних мас, що сприяють формуванню та розвитку смерчів.
6. Які основні труднощі при прогнозуванні смерчів?
7. В чому полягає оптимальний підхід до складення прогнозу явища?

10.6 Прогноз шквалів

Шквал – раптове різке короткочасне (від декількох хвилин до години) посилення вітру, яке супроводжується зміною його напрямку, – відноситься до небезпечних метеорологічних явищ. Швидкість вітру при шквалі нерідко досягає 18…25 м·с$^{-1}$, а іноді й більше, перевищує швидкість градієнтного вітру, в окремих випадках досягає руйнівної сили, що завдає значних втрат народному господарству.

Виникнення шквалів пов’язано з розвитком потужної купчасто-дощової хмарності, яка спостерігається в тих районах, де атмосфера біля земної поверхні стратифікована нестійко, відмічається конвергенція повітряних потоків і вологість повітря досить значна. У більшості (80%) випадків шквали фіксуються на холодних фронтах і фронтах оклюзії, 10…15% - на вторинних фронтах і в депресіях, що заповнюються, 3…5% випадків – у термічно однорідній повітряній масі. Найбільш сприятливими для виникнення більшості шквалів є такі синоптичні умови:

- холодний фронт поблизу вершини хвильового збурення при переміщенні хвилі зі швидкістю 30…40 км·год$^{-1}$ і більше;
- холодний фронт і фронт оклюзії зі швидкістю переміщення 30…40 км·год$^{-1}$ і більше;
- невелика барична улоговина в теплому секторі циклону на приземних картах погоди;

- передня частина висотної баричної улоговини (на картах АТ-500, АТ-400, АТ-300 і АТ-200), передня частина термічної улоговини або осередку холоду в тропосфері (на картах ОТ-500/1000 і ОТ-300/1000).

Об'єктивний метод прогнозу шквалу О.В. Переходцевої. Цей фізико-статистичний метод розроблено із застосуванням алгоритмів багатомірного статистичного аналізу. Розглянемо випадки відсутності та наявності шквалів (середня швидкість вітру 20 м·с$^{-1}$ і більше) на Європейській території, які спостерігались при нестійкій стратифікації атмосфери, зливах і грозах. Із великої кількості (26) інформативних предикторів, які вміщують динамічні, термодинамічні і вологісні характеристики, відібрано шість предикторів, що досить повно відображають умови утворення шквалів:

- V_{700} – швидкість вітру на ізобаричній поверхні 700 гПа, м·с$^{-1}$;
- H_0 – висота нульової ізотерми над пунктом прогнозу, гПа;
- $(T'- T)_{500}$ – відхилення кривої стану від кривої стратифікації на рівні 500 гПа, °С;
- $\partial T / \partial n$ - горизонтальний контраст температури повітря біля поверхні Землі, °С/500 км;
- T_{max} – максимальна температура повітря біля поверхні Землі, °С;
- $T_{d\,max}$ максимальне значення точки роси біля поверхні Землі, °С.

За умови $(T' - T)_{500} > 0$ прогноз наявності (відсутності) шквалу ($V \geq 20$ м·с$^{-1}$) здійснюється за допомогою дискримінантної функції

$$L = 0{,}44T_{\max} + 0{,}21V_{700} + 0{,}18\frac{\partial T}{\partial n} + 0{,}05(T' - T)_{500} - 0{,}02H_0 - 0{,}14T_{d\max} + 3{,}9\,. \quad (10.17)$$

При $L > 0$ прогнозується шквал, при $L < 0$ – відсутність шквалу. Якщо $(T' - T)_{500} < 0$, то шквал не очікується, і функцію L розраховувати не потрібно.

Порядок складення прогнозу. Предиктори для прогнозу шквалу обчислюються таким чином:

- значення T і T_d обчислюють на стандартних ізобаричних поверхнях у початкових точках траєкторій повітряних частинок, побудованих вручну на 12…15 год за ранковими (00 ВСЧ) даними приземних та аерологічних спостережень, або із результатів гідродинамічних прогнозів. За допомогою карти АТ-700 у початковій точці траєкторії повітряної частинки знаходять значення швидкості вітру V_{700};
- за одержаними даними T і T_d на стандартних ізобаричних поверхнях і прогностичними значеннями T_{max} і $T_{d\,max}$ біля поверхні землі будується прогностична модель конвекції і розраховується величина $(T' - T)_{500}$ і висота нульової ізотерми H_0;

- за даними про температуру повітря навколо початкової точки траєкторії повітряної частинки визначають прогностичні значення $\partial T / \partial n$ із завчасністю 12…15 год. За значення $\partial T / \partial n$ береться абсолютне значення різниці температури повітря в діаметрально протилежних точках кола радіусом 250 км з центром у початковій точці траєкторії. На прикладі, наведеному на рис. 10.8, максимальний контраст температури дорівнює 5 °С.

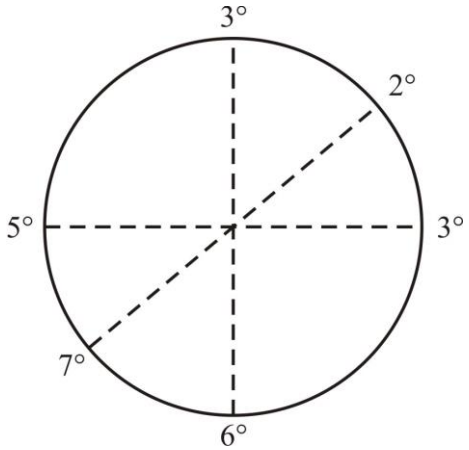


Рис. 10.8 – Приклад розрахунку горизонтального контрасту температури повітря біля поверхні землі.

Одержані значення предикторів записують у робочу табл. 10.5 для зручності розрахунків і за формулою 10.17 обчислюють функцію *L*.

Таблиця 10.5 – Розрахунок параметрів для прогнозу шквалу (робоча таблиця)

Дата	Пункт прогнозу	$0{,}44T_{max}$	$0{,}21\ V_{700}$	$0{,}18\partial T/\partial n$	$0{,}05(T' - T)_{500}$	$-0{,}02\ H_0$	$-0{,}14\ T_{d\,max}$	3,9	*L*

Складення прогнозу потребує мінімальних витрат часу, оскільки прогностична модель конвекції влітку будується кожен день.

Оцінка прогнозів наявності (відсутності) шквалу виконується таким чином.

1. Якщо за функцією (10.17) прогнозувався шквал швидкістю 20 м·с$^{-1}$ і більше та він спостерігався в радіусі 150 км від пункту прогнозу, то прогноз шквалу вважається таким, що справдився за фактом явища. У протилежному випадку прогноз швалу вважається таким, що не справдився. Дійсно, при оцінці методу прогнозу шквалів з припущенням за Настановою по службі прогнозів (М.: Гидрометеоиздат, 1978. – 54 с.)

прогноз шквалу ($V \geq 20$ м·с$^{-1}$) можна вважати таким, що справдився, якщо в радіусі 150 км від пункту прогнозу фіксується швидкість вітру $V \geq 15$ м·с$^{-1}$.

2. Якщо прогнозується відсутність шквалу швидкістю 20 м·с$^{-1}$ і більше за значенням $(T' - T)_{500} < 0$ або $L < 0$, то прогноз відсутності шквалу вважається таким, що справдився, у випадку, якщо на жодній станції в радіусі 150 км від пункту прогнозу шквал не спостерігався. Якщо шквал відмічався хоча б на одній із метеостанцій, розміщених на вказаній території, прогноз відсутності шквалу вважається таким, що не справдився. Граничне значення $(T' - T)_{500} < 0$, по якому прогнозується відсутність шквалу ($V \geq 20$ м·с$^{-1}$), може бути змінене, виходячи із оперативної практики в конкретному районі. Так, в Україні відсутність шквалу прогнозується при значеннях $(T' - T)_{500} < 0{,}5$.

Результати авторської перевірки методу на незалежних вибірках наявності (відсутності) шквалів, у тому числі і при грозах, дали такі результати: попередженість шквалів 90%; попередженість відсутності шквалів 86%; справджуваність прогнозу шквалу 75%; справджуваність прогнозу відсутності шквалу 95%; загальна справджуваність прогнозу 88%; оцінка прогнозів за критерієм надійності М.О. Багрова та успішності Пірсі-Обухова відповідно 0,73 і 0,75.

Отже, метод досить простий та має широкі можливості повної автоматизації при використанні прогностичних значень метеорологічних величин, одержаних із гідродинамічних прогнозів, а за оцінками оперативних випробувань не поступається, а в ряді випадків і перевершує інші розрахункові методи прогнозу цього небезпечного явища.

Оперативний прогноз шквалів. Найбільш відомими на сьогоднішній день способами прогнозу шквалів є методи Пєскова і Снітковського, Решетова, Фобуша-Міллера. Ці методи мають високу справджуваність, яка наближається до 90%, однак, успішність прогнозу значною мірою залежить від правильної оцінки синоптичного положення.

Прогноз складається у два етапи. На першому етапі виконується сумісний аналіз карт погоди і супутникових знімків і за цими матеріалами складається прогноз очікуваного синоптичного положення. Якщо комплексний синоптичний аналіз вказує на умови, сприятливі для розвитку шквалів, то переходять до другого етапу прогнозу – розрахунку термодинамічних параметрів. Ю.І. Юсупов для визначення синоптичного положення запропонував використовувати розрахунки взаємодії потенціального вихору з бароклінними зонами в тропосфері.

Б. Хоскінс пояснює розвиток несприятливих явищ погоди взаємодією стратосфери з тропосферою. Для визначення активності в стратосфері обчислюється потенціальний вихор Ертеля. Потенціальний вихор

математично представляє собою добуток абсолютного вихору на ізентропічній поверхні на вираз, який визначає стійкість атмосфери:

$$PV = (f + \zeta_\Theta)(-g\partial\Theta/\partial p), \qquad (10.18)$$

де f – параметр Коріоліса, ζ_Θ – відносний вихор швидкості на ізентропічній поверхні, g – прискорення сили тяжіння, Θ – потенціальна температура, p – тиск.

Складові відносного вихору в атмосфері по осях X, Y і Z відмінні від нуля. Однак основною характеристикою вихорового руху є вертикальна складова вихору швидкості, а дві інші – у позатропічних широтах приблизно у 10…100 разів менші. Тому значення вертикальної складової називають відносним вихором швидкості, який визначається за формулою

$$\zeta_\Theta = \partial u_\Theta/\partial x - \partial v_\Theta/\partial y,$$

де u_Θ і v_Θ - складові швидкості вздовж осей X і У на ізентропічній поверхні.

Максимальних значень ζ_Θ набуває у стратосфері, де стійкість атмосфери максимальна, а в тропосфері ζ_Θ звичайно на порядок менше, тому потенціальний вихор може служити індикатором для визначення межі (динамічної тропопаузи) між стратосферою і тропосферою.

Нерідко стратосферний вихор може опускатися до рівнів 500 і навіть 600 гПа. Ці випадки розглядають як аномалії в утворенні потенціального вихору (додатні у північній півкулі). Тоді, за наявності певних умов (низької стійкості та існування в нижніх шарах атмосфери бароклінної зони, безпосередньо під аномалією потенціального вихору) в тропосфері, можлива взаємодія стратосферного потенціального вихору з нижніми шарами атмосфери. При адіабатичному русі ζ_Θ зберігає своє значення. Тому при вторгненні стратосферного повітря в тропосферу, де стійкість атмосфери менша, ніж у стратосфері, значення ζ_Θ повинно зростати. Потенціальний вихор у стратосфері має циклонічну направленість обертання, яку він передає у нижні шари атмосфери. Циркуляція в бароклінній зоні, у свою чергу, призводить до утворення додатної температурної аномалії, тобто до утворення ζ_Θ на нижніх шарах. При взаємодії пари вихорів з низького і висотного рівнів відбувається їх взаємне посилення. Внаслідок циркуляції, яка виникає на нижньому рівні, і конвергенції, що супроводжує її, утворюються висхідні рухи. Насичене повітря, піднімаючись уверх, звільнює велику кількість прихованої теплоти конденсації, що спричиняє нагрівання гідростатичного стовпа від поверхні землі до стратосфери. Це призводить до швидкого падіння тиску на поверхні, виникнення штормових вітрів та опадів. Крім того, холодне

стратосферне повітря, яке вторгається в тропосферу і розміщується над теплим насиченим повітрям у фронтальній зоні, сприяє розвитку конвекції.

На основі викладеного *оперативний прогноз шквалів* у технології ГІС МЕТЕО зводиться до пошуку бароклінних зон у тропосфері, розрахунку потенціального вихору та визначення ступеня нестійкості атмосфери.

У 1996 р. в технології ГІС МЕТЕО створено програмний засіб для оперативного розрахунку фронтальних зон у нижній тропосфері за методикою Віденського інституту метеорології і геодинаміки. Фронтальний оператор визначається як:

$$\Psi = \nabla \left| \nabla ZTE \right| \cdot n_{ZTE}, \qquad (10.20)$$

де ∇ - оператор градієнта, $\nabla = i\partial/\partial x + j\partial/\partial y; n_{ZTE}$ - одиничний вектор, направлений в сторону зменшення ∇ZTE.

Як фронтальний параметр використана еквівалентна «товщина» шару від 850 до 500 гПа, яка визначається таким чином:

$$ZTE = -\sum_{850}^{500} (R/g) T_{me} \ln(P_u / P_l),$$
$$T_{me} = (T_{e,u} - T_{e,l}) / \ln(T_{e,u} - T_{e,l}),$$

де T_{me} - середня еквівалентна температура в шарі, $T_{e,u}$ і $T_{e,l}$ - температура відповідно на верхньому та нижньому рівнях,

$$T_e = T \exp(L q_m / (C_p T)),$$

де L – прихована теплота конденсації, q_m - відношення суміші (відношення маси водяної пари до маси сухого повітря), C_p – питома теплоємність при постійному тиску.

Для усунення тих ділянок гребенів, які не відповідають фронтальним зонам, використовується індекс вологості:

$$HIX = (ZTE - ZT)/(ZTES - ZT),$$

де ZT – товщина шару 850…500 гПа, $ZTES$ – еквівалентна товщина шару в стані насичення.

Значення $HIX > 0{,}7$ і $\Psi > 2{,}5$ є необхідною умовою для існування активних фронтальних зон. Вони тим більші, чим більша бароклінність у вказаному шарі; цей параметр містить інформацію не лише про положення, але й про інтенсивність фронту.

На сьогоднішній день у технології ГІС МЕТЕО можна оперативно розраховувати фронтальні зони з виділенням холодних і теплих ділянок фронту (за значеннями адвективної зміни фронтального параметра):

$$A_g = -V \cdot \nabla ZTE,$$

де V – геострофічний вітер, ZTE – градієнт фронтального параметра.

При $A_g < 0$ знаходиться холодний фронт, а при $A_g \geq 0$ – теплий. Дійсно, A_g – взятий зі знаком «мінус» скалярний добуток двох векторів, він має від'ємне значення, коли кут між векторами менше 90°. Вектор градієнта фронтального параметра спрямований у бік збільшення цього параметра, отже, при $A_g < 0$ буде відбуватися адвекція холодного повітря, а при $A_g > 0$ – теплого.

Потенціальний вихор розраховано за формулою (10.18). Для визначення аномалій потенціального вихору розроблено програмний засіб, який дозволяє оперативно створювати карти ізентропічного аналізу:

- значень вологості, швидкості вітру і вертикальних швидкостей на будь-якій ізентропічній поверхні;
- значень абсолютного і потенціального вихорів на ізентропічних поверхнях;
- потенціального вихору на стандартних ізобаричних поверхнях;
- висоти динамічної тропопаузи – поверхні, на якій значення потенціального вихору постійне;
- значення абсолютного вихору на поверхні рівного значення потенціального вихору.

Визначення аномалій потенціального вихору має свої труднощі через зміну висоти ізентропічної поверхні залежно від пори року. Тому прийнято рішення використовувати значення ізентропічного потенціального вихору, приведене до рівня 500 гПа, оскільки вважається, що значення потенціального вихору на рівні 500 гПа, що перевищує 0,6 *PVU*, є достатнім для існування аномалії потенціального вихору в стратосфері (1 *PVU* = 10^{-6}м^2·с$^{-1}$·К·кг$^{-1}$).

Крім того, перетин зон потенціального вихору відзначався тільки на холодних ділянках фронтальних зон, оскільки лише у цьому випадку може утворитися додатна температурна аномалія в тропосфері, яка виникає внаслідок циклонічної циркуляції в бароклінній зоні.

Нестійкість у нижніх шарах атмосфери, яка також є необхідною умовою для активізації несприятливих явищ, обчислюється за індексом нестійкості *TT*:

$$TT = (T_{d850} - T_{500}) + (T_{850} - T_{500}), \qquad (10.21)$$

де T_{850} і T_{d850} – температура повітря і точки роси на рівні 850 гПа, T_{500} – температура повітря на рівні 500 гПа.

При $TT > 44$ спостерігалась нестійкість у нижніх шарах атмосфери.

Для прогнозу зон, де очікуються сприятливі умови для розвитку шквалів, функцію Fe знаходимо таким чином:

$$Fe = \Psi \cdot PV, \tag{10.22}$$

при $\Psi < 2{,}5$ беруть $\Psi = 0$; при $PV < 0{,}6$ вважаємо $PV = 0$; при $TT < 44$ і $A_g > 0$ береться $Fe = 0$.

Таким чином, працюючи у технології ГІС МЕТЕО, можна оперативно отримувати карти з нанесеними на них значеннями функції Fe, розрахованими у вузлах регулярної сітки, проводити ізолінії або мати значення цієї функції у вигляді зафарбованих зон. Можна також розрахувати максимальну швидкість вітру, використовуючи метод Пєскова-Снітковського:

$$U_{макс} = -4{,}00 \cdot 10^{-6} S^4 + 8{,}80 \cdot 10^{-4} S^3 - 6{,}18 \cdot 10^{-2} S^2 + 1{,}969 S, \tag{10.23}$$

де S – сума швидкостей вітру від поверхні землі до рівня 500 гПа.

Вихідні дані та результати розрахунків. Як вихідні використані дані в коді ГРИБ, які розповсюджуються глобальною мережею телезв'язку ВМО. Розділення цих даних по горизонталі становить 1,25°, тобто приблизно 140×140 км.

Для розрахунку потенціального вихору необхідна наявність даних про температуру повітря, швидкість та напрямок вітру на стандартних рівнях атмосфери від 850 до 300 гПа, крім того, для виявлення фронтальних зон – дані про вологість і геопотенціал у шарі від 850 до 500 гПа. Крок у часі прогнозів у коді ГРИБ становить 6 год.

В якості вихідних залучені дані моделей UKMO (Exeter) s NCEP (Washington). Досліджені сорок випадків шквалів в Європі з червня 1998 р. по липень 2002 р.

Конкретні випадки для перевірки працездатності програми розрахунку відбирались за повідомленнями засобів масової інформації, в яких ці випадки подавались як стихійні лиха через вітер, який іноді досягав ураганної сили, багато з них супроводжувались жертвами і великими матеріальними втратами. Такий принцип відбору використано через те, що досліджувані явища часто характеризуються невеликим масштабом (десятки кілометрів) і швидкоплинністю (іноді від 30 хв до 1…2 год), а також тому, що існуюча мережа метеорологічних станцій реєструє лише 5…10% шквалів.

Як приклад розглянуто широко відомий випадок штормового вітру в Москві, в ніч з 20 на 21 червня 1998 р., коли від розгулу стихії загинуло 11 людей і було повалено понад 45 тис. дерев. Результати розрахунків стійко вказували на можливість формування шквалів у цьому місці. Проте

за даними метеоспостережень на станції в Москві (індекс 27612) тиск за попередні 24 год практично не змінився, барична тенденція в 00 ВСЧ становила –2,8 гПа/3 год, максимальна швидкість вітру при поривах не перевищила 15 м·с$^{-1}$. За всіма ознаками цей випадок можна віднести до «неправдивого», якби не інформація очевидців. І такі випадки спостерігаються часто.

На карті погоди за даними спостережень 21 червня 1998 р. в 00 ВСЧ чітко простежується холодний фронт, який спостерігався при розвитку шквалів у Москві. Фронтальна зона, розрахована за викладеною методикою за даними ГРІБ UKMO (Exeter) із завчасністю 24 год, чітко охвачує фактичне положення фронту. Поле потенціального вихору, приведене до рівня 500 гПа, відповідає значенням $PV > 0{,}6\ PVU$ в районі Москви, де видно аномалію потенціального вихору, яка перекриває бароклінну зону, розташовану під нею. Розрахункова швидкість вітру в зоні шквалів становила 29 м·с$^{-1}$.

Зіставлення результатів, одержаних за вихідними даними різних моделей та завчасностей, показує, що якість вихідних даних суттєво впливає на кінцевий результат. Тому, Браунінг К., Георгієв К. та інші запропонували використовувати результати обчислення потенціального вихору, зіставивши їх із знімками ШСЗ для виявлення помилок у прогностичних моделях.

Проведено порівняння викладеного методу з відомими методами прогнозу шквалів. Найбільш близькими аналогами визначені такі:

- два методи Решетова,
- метод Фобуша-Міллера.

Нагадаємо, що для першого методу Решетова предикторами є різниця максимальної температури повітря ($T_{макс}$) біля поверхні землі та нульової температури змоченого термометра, приведеної адіабатично до поверхні землі, а також різниця між $T_{макс}$ і температурою на рівні 500 гПа (T_{500}). Для другого методу Решетова предикторами служать сума відхилень температур на кривій стратифікації і кривій стану на поверхнях 850…500 гПа і різниця між $T_{макс}$ і T_{500}.

Метод Фобуша-Міллера, як відомо, застосовується для прогнозу внутрішньомасових шквалів. Основний предиктор для цього методу - різниця між $T_{макс}$ і нульовою температурою змоченого термометра. Згадані методи використовуються лише для теплого періоду року (з травня по вересень) у тому випадку, коли синоптичне положення сприятливе для розвитку шквалів. Аналіз результатів показав, що приблизно у 25% випадків ці методи не змогли виявити зони можливих небезпечних явищ, лише у трьох випадках із двадцяти семи вони показали кращі результати.

Таким чином, порівняння пропонованого методу з відомими методами прогнозу шквалів дозволяє зробити висновок про можливість його використання для прогнозу несприятливих явищ у будь-яку пору року.

Зони можливого виникнення шквалів визначаються розрахунком взаємодії потенціального вихору Ертеля з бароклінними зонами у нижній тропосфері.

Контрольні запитання

1. Які синоптичні умови є найсприятливішими для виникнення шквалів?
2. Які предиктори досить повно відображають умови утворення шквалів за методом прогнозу О.В. Переходцевої?
3. Яким чином обчислюються предиктори за методом О.В. Переходцевої?
4. Що представляє собою потенціальний вихор?
5. Де набуває максимальних значень ζ_Θ?
6. До чого зводиться оперативний прогноз шквалів у технології ГІС МЕТЕО?
7. За якою формулою розраховується нестійкість у нижніх шарах атмосфери?
8. Як прогнозують зони, де очікуються сприятливі умови для розвитку шквалів?
9. Як розрахувати максимальну швидкість вітру за методом Пєскова-Снітковського?

11 СТРУМИННІ ТЕЧІЇ НИЖНІХ РІВНІВ

11.1 Загальні відомості про низькотропосферні струмені

Вимоги до безпеки господарської, авіакосмічної та інших сфер антропогенної діяльності в нижньому двокілометровому шарі атмосфери, необхідність моніторингу рівня забруднення повітря і забезпечення захисту населення у випадках техногенних і природних катастроф, зв'язок струминної течії нижніх рівнів (СТНР) з небезпечними та стихійними гідрометеорологічними явищами роблять проблему детального вивчення режиму температурно-вітрових аномалій першочерговою.

Дослідження температурно-вітрових аномалій (струминноподібних посилень вітру та інверсійного розподілу температури повітря) являє собою вивчення розподілу швидкості і напрямку вітру та температури по вертикалі в межах граничного шару атмосфери. Таким чином, розглядається вертикальний профіль метеовеличин, в формуванні якого беруть участь тип циркуляції синоптичного масштабу, термічна стратифікація, ступінь бароклінності нижньої частини атмосфери, впорядковані і конвективні вертикальні рухи, адвекція на нижніх рівнях, ступінь турбулізації граничного шару атмосфери (ГША) і особливості фізико-географічного положення пункту (рельєф, водні об'єкти, великі міста). Різний вклад перерахованих факторів обумовлює різноманіття профілів вітру.

Необхідно враховувати, що ГША розподіляється на два горизонтальні шари. Нижній шар – приземний підшар (шар Прандтля) поширюється від поверхні землі до висоти 50-100 м (в деяких випадках до 200-250 м). Основна властивість граничного підшару – постійність з висотою турбулентних течій кількості руху, тепла, водяної пари при збільшенні з висотою коефіцієнта турбулентності. Напрямок вітру в граничному підшарі практично не змінюється з висотою, а швидкість зростає, як правило, за логарифмічним законом. Ця закономірність вперше була виявлена Прандтлем. При відмінності температурної стратифікації від байдужої розподіл швидкості вітру по вертикалі краще апроксимується ступеневим законом. Вище граничного шару розташовується шар Екмана, який є перехідним між турбулізованим граничним підшаром і вільною атмосферою, де силою тертя можна знехтувати, оскільки динамічний і термічний вплив підстильної поверхні вже не простежується. Цей шар простягається до висоти 1,5-2,0 км, зміна швидкості і напрямок вітру в ньому приблизно описується спіраллю Екмана. Наявність струминноподібних профілів швидкості вітру характерна для верхнього підшару. Такі профілі відрізняються від стандартних і становлять феномен струминної течії нижніх рівнів.

Зіставлення літературних відомостей з цього явища трохи ускладнює використання різними дослідниками неоднакових критеріїв при виявленні СТНР. Очевидно, це обумовлено особливостями розв'язуваного прикладного завдання й географічним фактором. В більшості робіт прийнято таке визначення:

СТНР - це пік швидкості вітру більший або рівний 15 м·с$^{-1}$, у межах граничного шару атмосфери, якщо зменшення швидкості вітру в 300-метрових шарах вище та нижче рівня максимуму не менше ніж на 4 м·с$^{-1}$.

Вибір значення максимуму швидкості на осі струменя обумовлений тим, що для авіації небезпечними є вітри більше 15 м·с$^{-1}$, і особливо небезпечна наявність таких посилень вітру на малих висотах, тому що на них здійснюється зліт і посадка повітряних суден, політ на гранично малих висотах тощо. Існує деяка невизначеність із самою назвою явища. Так, термін СТНР уперше ввів Л.Л. Мінс в 1944 р. Крім цього використовується термін “мезострумінь”, тому що явище звичайно відноситься за своїм просторовим і часовим масштабом до мезо-діапазону β (за шкалою І. Орланські від 25 до 250 км та від 1 години до 1 доби). Однак СТНР може зберігатися протягом декількох діб і, таким чином, виходити за часові рамки мезомасштабу, тому використана термінологія може бути не завжди коректною. Крім цього, застосовуються також інші терміни: струминна течія на малих висотах, струминна течія ГША, тропосферний мезострумінь, низькотропосферний струмінь, мезомасштабні вітрові струмені і низькі струмені.

Однак, незважаючи на розбіжності у визначеннях цих течій, звичайно використовуються такі параметри, які характеризують просторову і динамічну структуру СТНР (рис. 11.1):

- потужність СТНР – різниця між висотами в ГША, де швидкість вітру не менше ніж 15 м·с$^{-1}$ (ΔН, м);
- висота осі СТНР – рівень максимуму швидкості вітру (H_0, м);
- інтенсивність СТНР – швидкість вітру на осі струменя (V_0, м·с$^{-1}$).

При визначенні структурних параметрів СТНР найбільшу точність дають спостереження на висотній метеорологічній вежі та спеціальні комплексні експерименти. У цих випадках дискретність спостережень за вертикаллю та часом досить висока, що дозволяє виявити наявність низького струменя. Але негуста мережа таких веж і те, що їх висоти не перевищують 300 м, не дозволяють визначити просторову структуру струменів, оскільки більшість СТНР спостерігається на висотах 500-800 м. Кулепілотні дані відрізняються ще більшою похибкою, ніж вимірювання на метеорологічних вежах.

Внаслідок цього для вирішення практичних задач використовуються дані мережі радіозондування, оскільки вони можуть дати уявлення про просторово-часову мінливість СТНР. Однак через низьку вертикальну дискретність інформації за рахунок швидкого підйому радіозонду в

граничному шарі атмосфери (250-300 м·хв$^{-1}$ при дискретності реєстрації координат радіозондом - 0,5 хв) існує можливість як "просіювання" струменів, так і деяких похибок при обчисленні їх параметрів.

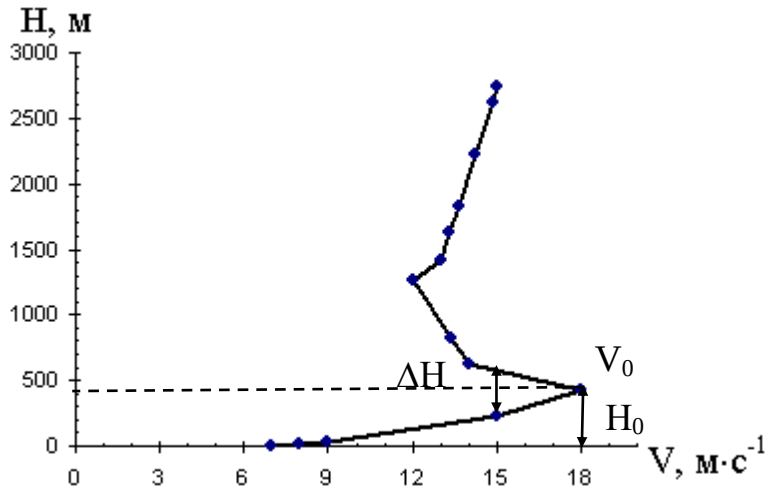


Рис. 11.1 – Схематичне зображення структурних параметрів низькотропосферних течій.

З 1992 р. і до сьогодні в США для діагнозу СТНР застосовуються щогодинні дані радарних спостережень системи Wind Profiler Network, організованої Лабораторією прогностичних систем (Forecast Systems Laboratory), що входить до складу НОАА США (National Oceanic and Atmospheric Administration, USA). Більшість платформ цієї системи розташована у центральній частині Сполучених Штатів (рис. 11.2). Вимірювання здійснюються за допомогою акустичних вітрових профілерів (SODAR - SOnic Detection And Ranging) і лідарів, тобто допплерівських лазерів з високим розрішенням (LIDAR - Light Detection and Ranging). Використання інформації з такою дискретністю за часом (рис. 11.3) надає можливість більш ретельного дослідження структури і динаміки СТНР, оскільки частина струменів спостерігається між стандартними строками зондувань. Однак, і ця методика не позбавлена деяких недоліків: по-перше, нижня межа вимірювань становить 500 м і, отже, найбільш низькі струмені можуть бути пропущені, по-друге, радіолокаційний сигнал у ряді випадків відбивається не від гідрометеорів, що позначається на точності визначення вертикального профілю швидкості і напряму вітру. Крім вищевказаних способів спостережень, у США активно використовуються радіозонди, що опускаються на парашуті з певної висоти - дропзонди (dropsonde), тому що

при достатньо повільному спуску існує можливість більш детального вимірювання метеорологічних величин в нижніх шарах атмосфери.

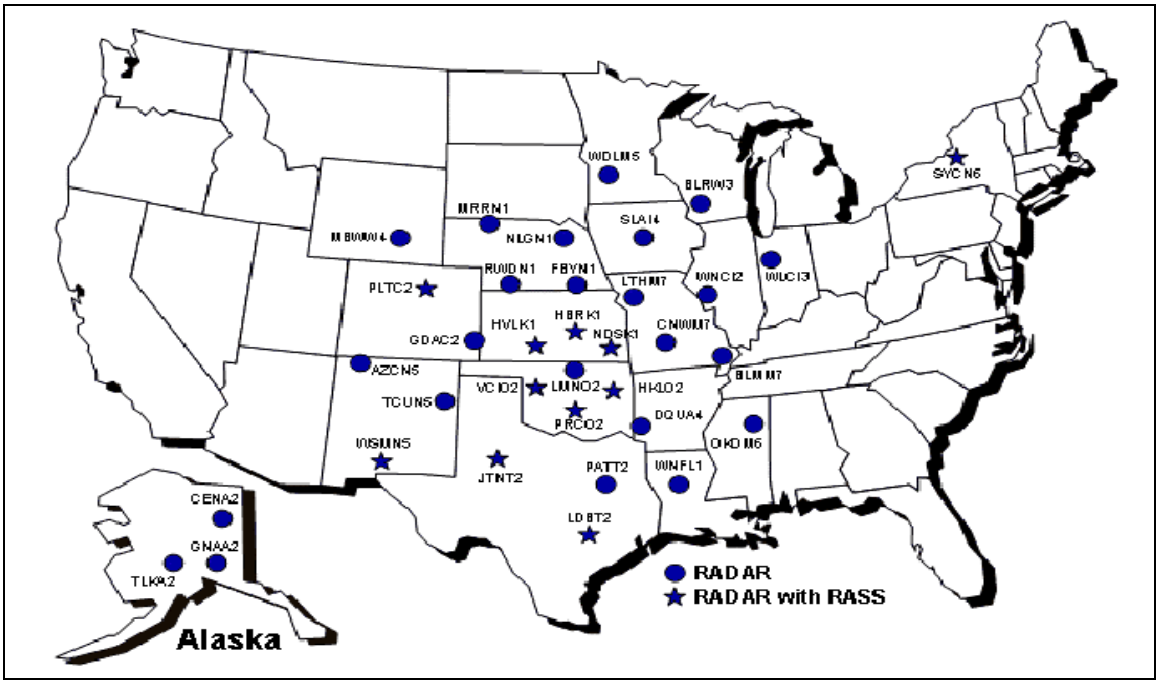


Рис. 11.2 – Схема розташування елементів системи Wind Profiler Network у США, де RASS – експериментальна Radio Acoustic Sounding System [51].

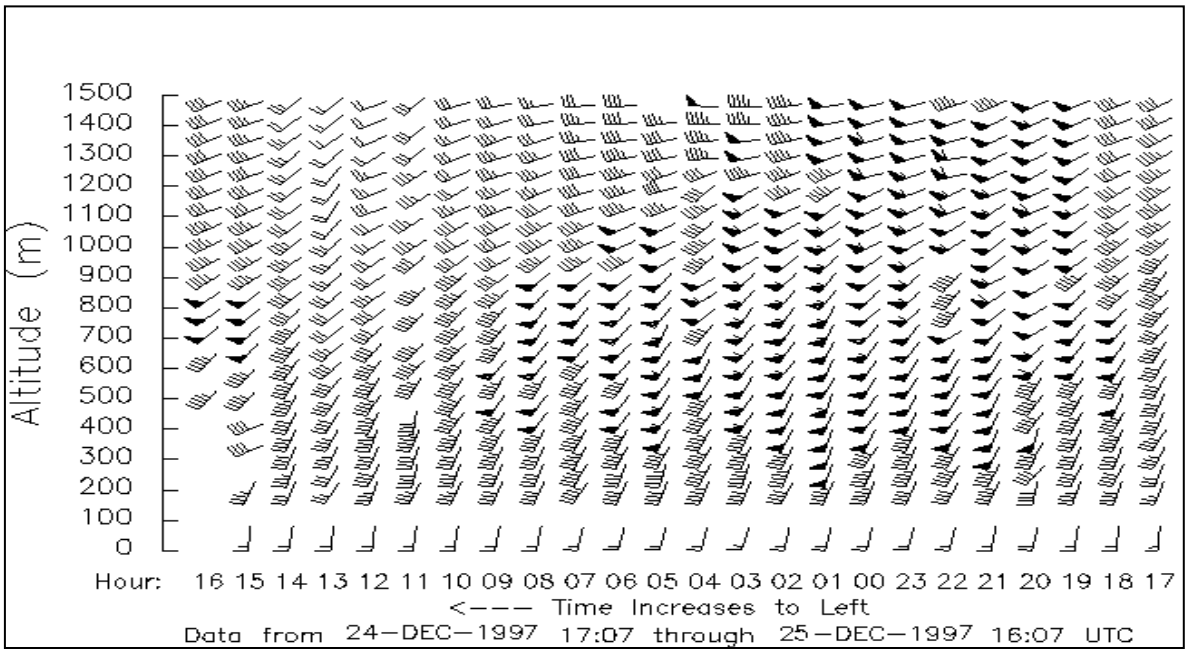


Рис. 11.3 – Приклад формування СТНР над станцією Ньюпорт у 24 грудня 1997 р., штат Орегон, США [60].

В 2007 р. вперше в Україні в аеропорту Бориспіль було встановлено допплерівський метеорологічний локатор нового покоління „Метеор-Метеоячейка”, основне призначення якого – одержання інформації про небезпечні метеорологічні явища (грози, град, шквал, смерч, сильні опади, зсуви вітру, турбулентність, обледеніння та інші характеристики), які впливають на безпеку польотів літаків, а також для визначення швидкості і напрямку переміщення небезпечних осередків та своєчасне попередження про їх виникнення. Допплерівський метеорологічний радіолокатор “Метеор-Метеоячейка” (ДМРЛ) працює в автоматичному режимі з періодом оновлення інформації 10 хвилин. В ДМРЛ використовуються режими “відображеність” і “допплерівська швидкість”. Дальність визначення метеооб’єктів в режимі “відображеність” становить 500 м і дозволяє одержати такі метеорологічні продукти: карти метеорологічних явищ, висоту верхньої межі хмарності, відображеність радіовідбиття на різних рівнях (від 1 до 11 км по вертикалі), видимість в опадах, зони з небезпечними конвективними явищами (сильними зливовими опадами, випадками грози, граду, шквалу, смерчу), зони зледеніння, гідрологічні продукти: карти контурів зони опадів, карти кількості опадів на заданій площі за виділений період часу по адміністративних районах або по пунктах.

Отже для розрахунку структурних характеристик СТНР оптимальним варіантом є комплексне використання даних висотних метеорологічних веж, радіолокаційних і різноманітних радіозондових спостережень. При цьому у зв'язку з недостатньою густотою мережі радіозондування, має сенс застосування різних методик інтерполяції полів метеорологічних величин і врахування супутникової інформації (за оцінками дрейфу хмарних полів, за картиною хвилювання, шляхом фіксації синоптичної обстановки за результатами нефаналізу або за допомогою математичної обробки супутникових даних).

11.2 Історія дослідження низькотропосферних течій

З часів початку освоєння людиною повітряного простору розпочалося і вивчення особливостей повітряних течій, тому вже в 1841 р. американський дослідник І.П. Еспі згадує в роботі "Філософія штормів" випадки посилення швидкості вітру на малих висотах. Потім на подібну особливість розподілу вітру з висотою звернули увагу аерологи, що запускали повітряних зміїв. За повідомленням О.І. Воєйкова, Тейсеран де Бор, виступаючи на зборах Міжнародної комісії з наукового повітроплавання в 1904 р., заявив, що йому нерідко доводилося спостерігати «збільшення сили вітру на деякій висоті над землею». Це ж

підтвердили тоді Хергезель, Шоу, Дайн та інші аерології. Вперше, мабуть, це явище постало як невипадкове.

Регулярні дані про швидкість вітру стали доступними вже на початку XX ст. із введенням кулепілотних спостережень. Проте для висновків вони використовувалися тільки у вигляді середніх величин великого ряду спостережень, одиничні дані розглядалися як випадкові, «які не роблять погоди». Оскільки при осередненні швидкостей за стандартними висотами СТНР згладжувалися, кліматологи і метеорологи не цікавилися ними. Разом з тим, в середньомісячних зведеннях СТНР все ж таки простежувалися. В 1910 р. А.А. Роч виявив, що вони характерні для літа, а в 1915 р. М.М. Рикачов визначив їх в зимові, весняні і літні місяці. П.А. Молчанов в 1938 р., змінивши методику обробки даних, визначив, що СТНР найбільш чітко проявляються при швидкості геострофічного вітру 12-16 м·с$^{-1}$, причому влітку - у більш високих шарах, близько 1000 м, а взимку - у нижчих. У 40-х роках XX ст. в США активізувалося дослідження термодинамічної структури граничного шару, в тому числі і за наявності СТНР. Однак зустрічається порівняно мало радянських і європейських публікацій з даного питання: спіраль Екмана в цей період розглядалася як єдиний закон розподілу вітру з висотою у ГША.

Підвищений інтерес до цього явища виявляється в 50-60 рр. у зв'язку з дослідженнями торнадо, гроз, шквалів, а також появою реактивної авіації. Дослідження спонукали до організації метеорологічних полігонів і до постановки широких експериментів з мезоаналізу атмосферних процесів. До цього періоду відноситься поява гіпотез щодо фізичної природи виникнення та еволюції СТНР (А.К. Блакадер, П.О. Воронцов, М.І. Новожилов, Н.П. Шакіна та інші). Формуються три основних напрямки в дослідженнях:

• теоретичне, тобто математичне моделювання процесів, при яких утворюються низькі струмені, постановка числових експериментів;

• прикладне, тобто дослідження безпосереднього впливу низьких струменів на практичну діяльність людини та їх зв'язку з небезпечними і стихійними гідрометеорологічними явищами; виявлення фізико-статистичних залежностей, які заклали основу діагнозу і прогнозу СТНР;

• кліматологічне, тобто вивчення географічного розподілу СТНР і їх статистичних характеристик.

У 70-80 рр. XX ст. зберігаються ті ж тенденції в дослідженнях, активно розвиваються всі три напрямки і пропонуються методики прогнозу швидкості вітру на осі струменя на 6 годин і більше. У цей період в Одеському гідрометеорологічному інституті, нині ОДЕКУ, починається вивчення статистичної структури розподілу СТНР та їх характеристик над Україною та іншими регіонами, виявляється зв'язок нізькотропосферних струменів з процесами різних масштабів, апробуються різні моделі і методи прогнозу. Ці дослідження тривають дотепер.

З 90-х років і до цього часу спостерігається активізація інтересу до даної тематики в США у зв’язку з використанням нових вимірювальних систем і розробкою великої кількості мезомасштабних моделей (WRF, MM5 і різні варіанти моделей граничного шару - PBL-model). Дослідження атмосферних феноменів Ель-Ніньо та Ла-Нінья, мезомасштабних конвективних комплексів та сильних штормів виявляє низький струмінь у якості одного з необхідних елементів розвитку. Також СТНР значно впливає на перенесення озону, пилу та інших забруднюючих речовин, тому залучається як діючий фактор до моделювання процесів трансмісії.

Таким чином, вивчення струминних течій нижніх рівнів, що продовжується з початку XX століття, не втрачає своєї актуальності до сьогоднішні, а крім того стимулює розвиток і використання нових інформаційних технологій в метеорології.

11.3 Вплив низьких струменів на практичну діяльність та їх зв'язок з небезпечними і стихійними гідрометеорологічними явищами

Струминні течії нижніх рівнів безпосередньо перешкоджають різноманітним видам людської діяльності. Вперше про практичне значення СТНР згадав Л.Л. Мінс в 1952 р., який відзначив їх роль у формуванні шквалових ліній і небезпечних явищ погоди.

Складність пілотування літальних апаратів при виконанні заходу на посадку або при зльоті у випадку наявності СТНР полягає в тому, що спочатку відбувається швидке наростання швидкості зустрічного вітру, яке потім зміниться її убуванням вище осі струменя. Присутність струменя поблизу землі у сполученні зі значним зсувом вітру нижче осі, призводить до втрати підйомної сили літака при зниженні, що особливо небезпечно при наявності короткої злітно-посадкової смуги. Найбільше це позначається на швидкісних реактивних літаках. Таким чином, з появою реактивних літаків виявилося необхідним взяти до уваги вплив СТНР на посадку літаків, що й було реалізовано в нормативній документації Всесвітньої Метеорологічної Організації.

При дослідженні поширення лісових пожеж відзначено, що особливо інтенсивне горіння відбувається при наявності струменя поблизу земної поверхні, а не просто сильного вітру. З'явилася необхідність враховувати СТНР при плануванні висотного будівництва, при вивченні маршруту перельоту птахів, при будівництві вітроенергетичних станцій. Низькі струмені можуть бути чинником формування деяких особливостей ландшафту. Є припущення, що утворення полонин на пологих вершинах і в сідловинах, а також розташування верхньої межі поширення лісу в Українських Карпатах пов'язані із впливом низькотропосферних струменів.

В роботах американських метеорологів показано, що СТНР є одним із факторів утворення клімату Великих рівнин (США), оскільки вони стимулюють збільшення кількості нічних опадів влітку та збільшують вологовміст більш ніж на 45% у порівнянні з кліматичними показниками. Причому, збільшення кількості нічних опадів (на 25% у порівнянні з денними) над Великими рівнинами й північчю центральних штатів призводить до зменшення кількості опадів над узбережжям Мексиканської затоки та східним узбережжям США.

Крім безпосереднього впливу на різні сфери діяльності людини, СТНР перебувають у тісному взаємозв'язку з рядом СГЯ. Оскільки при утворенні торнадо характерна нестійка стратифікація зверху та стійка знизу, то прогноз небезпечних явищ, які звичайно супроводжують торнадо, зводиться до з'ясування механізму реалізації нестійкості нижнього шару атмосфери. Так, Р.Г. Бітом і Ф.С. Бейтсом в 1955 р. була запропонована гіпотеза про те, що таким механізмом є струмінь у нижній тропосфері, якій створює конвергенцію повітряних струменів унизу вертикального вихору і дивергенцію вгорі.

Варто відзначити, що при аналізі гроз основна увага звичайно приділяється особливостям термічної стратифікації повітряних шарів. Однак, коли цікавляться динамікою, то виявляють і струмінь. Причиною тісного зв'язку нічних гроз і низьких струменів, на думку А.К. Блакадера, є той факт, що добові коливання вітру на нижніх рівнях спричиняють нічне посилення адвекції, що може бути істотним фактором у збільшенні частоти нічних гроз. Орієнтація грозових осередків, у свою чергу, непогано збігається з віссю максимальних вітрів у нижньому шарі тропосфери і певною мірою наявність СТНР визначає тривалість грозової діяльності.

Нерідко СТНР супроводжуються інверсійним розподілом температури у нижній тропосфері, що в окремих випадках може через ослаблення вертикального повітрообміну призвести до зростання концентрації забруднюючих речовин біля поверхні землі більше від гранично допустимих норм.

Тісний зв'язок, виявлений між СТНР і стихійними явищами, надав значний імпульс дослідженням у цій галузі. Так, з 1 грудня 1997 по 31 березня 1998 р., протягом зимового Ель-Ніньо Південного коливання, Національною службою погоди США (US National Weather Service) спільно з університетами Оклахоми і Невади над узбережжям Каліфорнії і північно-східною частиною Тихого океану був проведений широкомасштабний експеримент CALJET (California Land-Falling Jets Experiment) з вивчення механізму, який формує інтенсивні зимові опади та сильні вітри. Однією з характерних особливостей досліджуваного процесу стало вивчення в теплому секторі циклону в межах нижніх 1000 м інтенсивних струминних течій. Однак перед холодним фронтом струмені

були локалізовані вище 1000 м. Такі СТНР, розташовані всередині позатропічного циклону, є «ключовим чинником» для поліпшення прогнозу виходу циклону на західний берег США і складення більш точних штормових попереджень.

Для здійснення цього експерименту була створена обширна інтегрована наглядова система, яка забезпечує вимірювання змін метеорологічних величин, що відбуваються всередині штормової системи та СТНР, навіть на відстані 600-1000 км від узбережжя. Дистанційні спостереження зроблені за допомогою супутникових вимірів і літакового зондування з використанням допплерівських локаторів і дропзондів, також застосовувалися пересувні радіолокатори, прилади для вимірювання нижньої межі хмар, стандартні метеорологічні та гідрологічні вимірювання. Розглянуті протягом CALJET циклони супроводжувалися широкомасштабними руйнуваннями, оскільки швидкість вітру біля поверхні землі в них перевищувала 50 м·с$^{-1}$ (1 і 3 жовтня 1995 р., 11 лютого 1996 р. та 1 січня 1997 р.), а кількість опадів, що випали, становила більше ніж 100 мм за 24 годин (12 листопада 1995 р. та 11 лютого 1996 р.).

Низькотропосферні струмені можуть бути причиною екстремальних опадів у прибережних районах з навітряного боку гір. В оперативних прогнозах інтенсивності опадів і вітру на узбережжі Каліфорнії вже давно використовують інформацію про інтенсивність СТНР, їх розташування і вміст вологи. Значні помилки в прогнозі величини цих ключових параметрів відбуваються через обмеженість доступної інформації на деякому віддаленні від берега. У зв'язку з цим уточнення структурних параметрів СТНР має велике значення для підвищення якості прогнозу, тому що це явище відіграє важливу роль у процесі місцевого циклогенезу.

11.4 Гіпотези щодо формування та розвитку струминних течій нижніх рівнів

Вивчення особливостей термічного і динамічного стану ГША при наявності струминних течій нижніх рівнів почалося в 30-ті роки XX ст. Так, А. Вагнер пояснював добові зміни вітру ГША денними коливаннями полів тиску і температури, а також суперпозицією місцевих циркуляцій. Один з перших комплексних експериментів з вивчення структури й кліматології струменів був проведений в 40-х роках над півднем і південним сходом США. Причому саме тоді з'явився термін "струминна течія нижніх рівнів" або “low-level jet”.

Саме для нічного граничного шару була створена перша математична модель ГША як одного з додатків класичної теорії граничного шару. А.К. Блакадер запропонував свою теорію формування СТНР, звернувши увагу на те, що вітер у них виявляється сильнішим за геострофічний. Допускаючи, що баричний градієнт у період еволюції струменя не

змінюється, автор вважав, що зміни вітру в струмені можуть відбуватися лише за рахунок інерційних коливань швидкості вітру, які обумовлені добовою зміною активності турбулентного обміну. Таке звільнення "стриманого денного тертя" призводить до появи максимуму швидкості на верхній межі приземної інверсії. Ця гіпотеза пояснює добову еволюцію явища: ранкове загострення та денне розмивання, але не пояснює існування низьких струменів, що зберігаються більше однієї доби.

В 1967 р. вийшла робота П.О. Воронцова, де вперше виділені 4 типи СТНР - нічні, орографічні, термічні та загальноциркуляційні. Якщо перші три типи пов'язані з конкретними фізико-географічними умовами, то загальноциркуляційні струмені займають порівняно більшу площу та існують протягом декількох діб, розвиваючись, в основному, в баричних утвореннях циклонічного типу. Очевидно, джерелом енергії, що спричиняє надгеострофічне збільшення швидкості вітру на площі в сотні квадратних кілометрів, можуть бути тільки процеси макромасштабу, пов'язані з різко вираженими фронтальними розділами й циклонами, які активно розвиваються. Крім того, П.О. Воронцов провів порівняльний аналіз можливих механізмів утворення СТНР і дійшов висновку, що основною причиною формування низького струменя є різке зменшення турбулентного тертя в зоні струменя, завдяки чому створюються умови для стрибкоподібного зростання швидкості вітру, що збігається з гіпотезою А.К. Блакадера.

У роботах Л.З. Проха (60-ті рр. XX століття), який вивчав СТНР над Українськими Карпатами, також показано переважне утворення низьких струменів в областях циклонічної циркуляції, що знайшло підтвердження в інших дослідженнях, виконаних за матеріалами того ж регіону.

Починаючи з 60-х років, стали з'являтися гіпотези про зв'язок СТНР і внутрішніх гравітаційних хвиль, що розвиваються в приземній або піднесеній інверсіях. Так, М.І. Новожиловим була запропонована гіпотеза про виникнення СТНР у зонах хвилеподібних рухів. На думку автора, якщо біжуча хвиля захоплює лише певний шар, обмежений зверху й знизу незбуреними потоками, то з найбільшою амплітудою будуть коливатися частинки, які перебувають у середині цього шару. Всі інші частинки будуть коливатися з меншими амплітудами, і з віддаленням від середини шару вверх або вниз коливання будуть менш значними. При цьому в результаті нестисливості середовища, на одних ділянках будуть спостерігатися згущення ліній струму, на інших - їх розрядка. Згущення в області улоговини буде відбуватися в нижній половині шару, в області гребеня - у верхній. Зона найбільшого згущення, тобто СТНР (струминна поверхня), буде обмежена зверху і знизу шарами з меншими швидкостями вітру. Хвильовий характер явища підтверджується як наявністю хвилястих хмар поблизу їх рівнів, так і коливанням самих рівнів низьких струменів у

часі та просторі. Відповідно до цієї гіпотези, посилення вітру повинно відбуватися тільки в затримуючих шарах, ближче до їх верхньої межі.

Таким чином, існує безліч гіпотез, які досить добре працюють за одних умов і практично непридатні за інших. Низькотропосферні струмені спостерігаються при будь-якому типі атмосферної циркуляції, на фоні як різких змін метеовеличин, так і при поступовій трансформації властивостей повітряної маси, при цьому стратифікація температури також може бути стійкою, байдужною або нестійкою. Існують як фронтальні, так і внутрішньомасові струмені. Подібні відомості свідчать про участь різноманітних механізмів у формуванні і розвитку СТНР, тобто струмені, що утворюються за неоднакових умов, очевидно, мають різну фізичну природу, наприклад, нічне посилення вітру в області приземної інверсії та струмінь під конвективною хмарою, і це варто враховувати при дослідженні явища.

11.5 Просторово-часова мінливість структурних параметрів струминних посилень вітру над Україною

При вивченні того чи іншого метеорологічного явища традиційно проводять аналіз його повторюваності залежно від пори року й доби, певних метеорологічних умов і синоптичних ситуацій. Такий підхід дозволяє виявити деякі закономірності, що характеризують досліджуване явище, його генезис і еволюцію.

Струминні посилення вітру в нижніх шарах атмосфери поширені практично повсюди і відзначаються відносно рідко - від 2 до 15% від загального числа радіозондувань протягом року. Як правило, СТНР зберігаються впродовж 1-2 строків зондування і лише в окремих випадках - 24 години і більше. Час існування СТНР визначається типом і тривалістю наявної синоптичної ситуації. Так, рекордна тривалість цього явища - більше 4 діб (102 години) була зафіксована над Сімферополем у 1979 р. в умовах стаціонарного антициклону, що зберігався протягом цього періоду.

Добовий хід повторюваності вітрових аномалій над більшістю досліджених регіонів приблизно однаковий – вночі вони спостерігаються частіше.

За матеріалами багаторічних досліджень цього питання над більшістю регіонів Землі характерною рисою процесів розвитку СТНР є річний хід його повторюваності та основних структурних параметрів. Особливо ця закономірність властива для України і європейської частини Росії – максимум переважно припадає на зимові місяці, а мінімум – на літні. Так, над Сімферополем, Харковом, Шепетівкою і Києвом взимку СТНР спостерігаються у 3-8 разів частіше, ніж влітку, що, найімовірніше, обумовлено або наявністю в холодний період року потужних радіаційних

інверсій в антициклоні, або проходженням над територією України активних південних та атлантичних циклонів.

Потужність низьких струменів коливається від 200-300 влітку до 500-600 м взимку (табл. 11.1), інтенсивність – 16-17 м·с$^{-1}$ влітку і 18-19 м·с$^{-1}$ взимку. Найчастіше низькі струмені розташовуються на висотах 400-500 м, у залежності від рельєфу місцевості. В цілому над Україною переважають струмені західних напрямків.

В області низького струменя, як правило, формуються слабкі вертикальні зсуви вітру, хоча в окремих випадках можуть виникати сильні і дуже сильні.

Інтенсивність низькотропосферних струменів збільшується від літа до зими – 17...20 і 18...22 м·с$^{-1}$ відповідно. Над Україною виникнення найбільш інтенсивних СТНР в холодне півріччя, як правило, спостерігається при виході південних і проходженні активних північно-західних циклонів. Для порівняння, над північними районами Східноєвропейської рівнини формування інтенсивних низьких струменів пов'язано з перебудовою баричного поля в перехідні сезони. Таким чином, тип і активність баричних утворень, що визначають погодні умови над окремою територією, значною мірою обумовлює інтенсивність низьких струменів. Також простежується залежність від географічного розташування станції і особливостей ландшафту – над регіонами зі складною орографією частіше формуються інтенсивні СТНР. Так, максимальна швидкість вітру на осі струменя над Україною за останні 25 років зафіксована над Ужгородом – 55 м·с$^{-1}$, тоді як в середньому інтенсивність струменів над цим пунктом становить 17-19 м·с$^{-1}$.

Таблиця 11.1 - Повторюваність (Р) та середні значення структурних параметрів СТНР над Україною (1975-1995 рр.)

Пункт	Р, %		V_0, м·с$^{-1}$		V_{max}, м·с$^{-1}$		ΔН, м		H_0, м	
	ніч	день	ніч	день	ніч	день	ніч	день	ніч	день
Київ	6	5	21	20	30	29	460	500	840	900
Кривий Ріг	7	4	19	20	38	34	590	450	450	440
Львів	7	8	19	19	36	36	330	310	620	670
Одеса	9	8	20	19	36	33	540	460	590	730
Сімферополь	4	4	20	19	34	34	500	460	800	790
Ужгород	6	4	18	21	32	55	500	580	1180	1380
Харків	3	6	20	19	31	33	600	520	740	850
Чернівці	6	4	21	19	37	29	590	450	860	850
Шепетівка	7	4	20	20	34	30	570	560	990	1040

У холодний період року над територією України СТНР пов’язані з піднесеними інверсіями, розташованими над віссю струменя, у теплий період року - з приземними інверсіями. В усі сезони відзначається збільшення кількості низьких струменів у сполученні з інверсією з півночі (Київ – 70%) на південь (Одеса – 79%). Найбільш виражені затримуючі шари, що супроводжують низькі струмені, виявляються або в передній частині циклону при проходженні теплих фронтів взимку, або в областях підвищеного тиску.

При формуванні низьких струминних течій виникають ситуації, коли швидкість приземного вітру не перевищує 4 м·с$^{-1}$. Такий розподіл швидкості вітру в нижніх шарах атмосфери може призвести до накопичення шкідливих домішок, оскільки при слабкому вітрі біля землі погіршуються умови їх горизонтального переносу, а СТНР виконує роль "замикаючого" шару, який перешкоджає вертикальному обміну. Зазначений тип струменів складає приблизно третину усіх випадків. Ці течії менш інтенсивні і, як правило, більш високі. Крім того, вони практично завжди (90%) пов'язані із затримуючими шарами. При цьому спостерігаються більш інтенсивні зсуви вітру за рахунок значного повороту вітру в шарі інверсії і невеликої швидкості вітру біля поверхні землі і, отже, становлять велику небезпеку для авіації.

Цікавий факт географічного розподілу повторюваності розглянутого комплексу явищ. Так, якщо протягом усього року над південними районами України низькі струмені супроводжуються затримуючими шарами в 79 і 80% випадків - Одеса і Сімферополь відповідно, то над Києвом повторюваність зменшується до 70%. Ця закономірність характерна для всієї ЄТР, оскільки над Москвою лише 67% СТНР спостерігається в сполученні з інверсіями, тоді як над Кишиневом з інверсіями пов’язано 82% низьких течій. Над Україною в 60-70% випадків низькі струмені супроводжуються піднесеними інверсіями, причому їх може бути декілька. Виняток становить Кривий Ріг, розташований в центрі Криворізької котловини, де 63% струменів формуються в сполученні із приземними інверсіями. Випадки комбінації висотних затримуючих шарів і СТНР досить рідкісні - не більше 10% струменів.

11.6 Синоптичні умови та гідродинамічний стан нижньої тропосфери при виникненні низьких струменів над Україною

Низькотропосферні струмені фіксуються за різних макроциркуляційних умов. В основному СТНР (у середньому по Україні від 65 до 70% випадків) спостерігаються при циклонічному характері циркуляції: у тиловій, передній частинах і теплому секторі циклону, улоговини (табл. 11.2). У південному напрямку збільшується відсоток антициклональних струменів. У Сімферополі, найпівденнішому пункті

радіозондування в Україні, в гребені відмічено найбільший відсоток СТНР – 20% випадків протягом року. Крім того, низькі струмені виникають в малоградієнтному полі та перехідній зоні між областями високого і низького тиску (від 4 до 15% випадків).

Різноманітність макроциркуляційних умов формування низько-тропосферних струменів свідчить про те, що у створенні струменів беруть участь різні фізичні механізми. Це підтверджує залежність структурних параметрів СТНР від синоптичної ситуації. Так, над територією України в циклонах швидкість вітру на осі та потужність струменів у середньому більше ніж в антициклонах (рис. 11.4). Багаторічні спостереження показують, що в 55-65% випадків СТНР над Україною пов'язані з фронтальними розділами, і ця залежність збільшується від теплого сезону до холодного. Найчастіше низькі струмені утворюються на теплих фронтах. Наприклад, для Одеси у холодне півріччя 30% СТНР відмічені на теплих фронтах, 25 - на холодних і 8 - на фронтах оклюзії. У тепле півріччя відповідно: 26, 21 і 7%.

Таблиця 11.2 - Повторюваність (%) СТНР у різних баричних утвореннях над Україною у холодне (Х) та тепле (Т) півріччя (1975-1995 рр.)

Пункт	Тип синоптичної ситуації															
	циклон								антициклон							
	передня частина		теплий сектор		тил		улого-вина		перед. частина		центр. частина		тил		гребінь	
	Х	Т	Х	Т	Х	Т	Х	Т	Х	Т	Х	Т	Х	Т	Х	Т
Київ	31	20	9	11	16	14	12	10	7	11	6	8	6	10	13	16
Кривий Ріг	25	19	15	12	13	10	13	10	8	13	7	9	7	12	12	15
Одеса	28	18	18	15	12	10	13	8	7	15	4	7	8	13	10	14
Сімферополь	20	13	15	10	10	8	11	11	9	14	8	13	10	11	17	20
Харків	27	21	14	12	17	15	12	11	7	12	6	8	6	9	11	12
Львів	25	19	18	16	14	11	13	10	6	11	7	6	5	9	12	18
Чернівці	22	20	20	15	13	12	13	11	6	10	7	8	6	8	13	16
Шепетівка	20	17	18	14	15	13	14	13	7	11	8	7	6	12	12	13
Ужгород	30	18	20	17	12	11	12	9	6	14	4	6	7	12	9	13

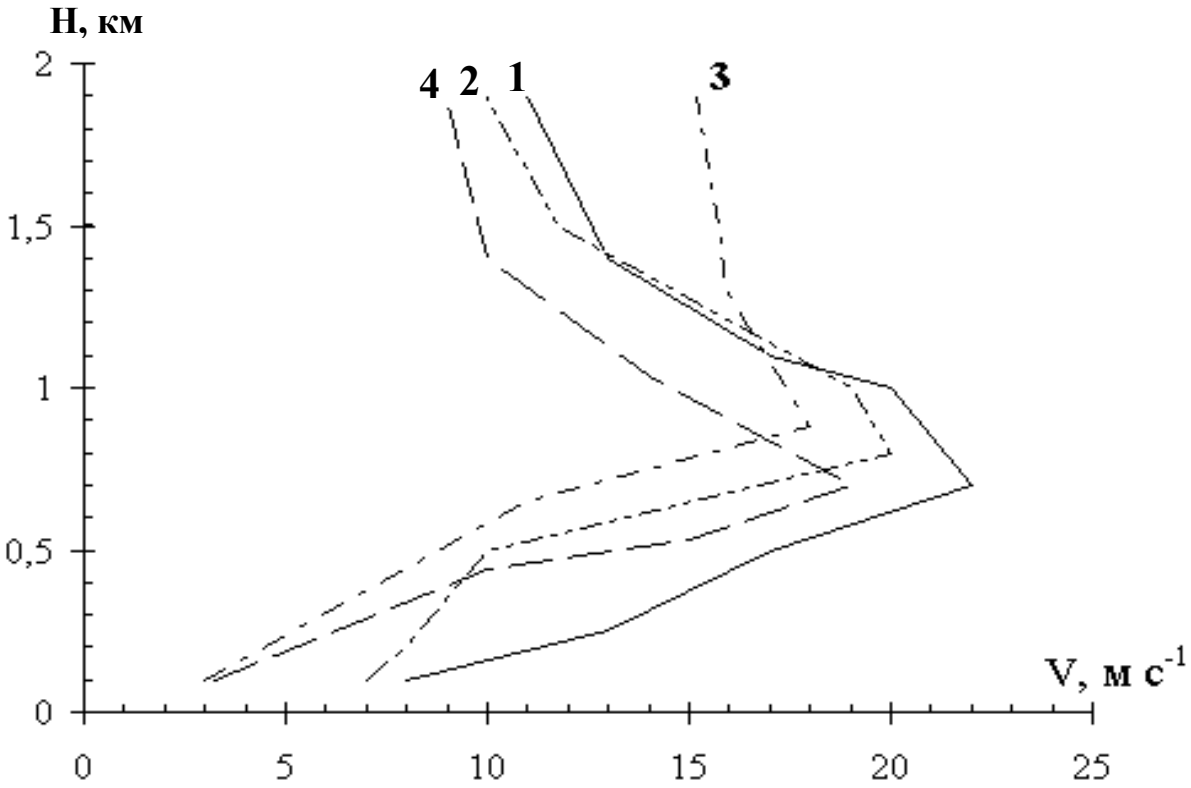


Рис. 11.4. Середні профілі вітру при СТНР над Києвом (1990-1992 рр.):
1 - передня частина циклону; 2 - тил циклону;
3 - теплий сектор циклону; 4 - антициклон.

Низькотропосферні струмені, що супроводжують фронтальні розділи, як правило, розташовуються перед холодними і теплими фронтами паралельно їм, однак, нерідко струмені спостерігаються в зафронтальній повітряній масі. У більшості випадків вони не пов'язані із струминною течією верхньої тропосфери і являють собою самостійне явище.

Найбільш інтенсивні СТНР формуються в області холодних фронтів, а найбільш потужні - в області теплих. Взагалі структура фронтальних СТНР визначається типом атмосферного фронту, його активністю, орієнтацією, швидкістю пересування, відстанню від фронту та географічним фактором.

Гідродинамічний стан нижньої тропосфери над Україною при наявності низькотропосферних течій. Оскільки існує зв'язок між формуванням СТНР та присутністю в нижніх шарах атмосфери внутрішніх гравітаційних хвиль, то, імовірно, є залежність між фактом наявності низького струменя і значенням числа Ri або його складових. Причому число Ri має бути більшим за критичне значення (Ri > 0,25), при якому створюється дисипація потоку на окремі турбулентні вихори. Але воно повинно бути не надто великим, адже, сприятливі умови для розвитку і

існування нейтральних хвиль – це стійко стратифікований шар зі значними зсувами вітру.

Середнє значення числа Ri нижче осі низькотропосферного струменя коливається від 0,39 до 2,62 вночі і від 0,57 до 3,94 вдень. Значення Ri над віссю струменя вище - від 0,77 до 5,17 вночі і від 2,04 до 7,31 вдень. Таким чином, під віссю струменя повітря менш стійке, ніж над нею, внаслідок більш значного зростання швидкості вітру нижче осі СТНР. Вночі за рахунок більшої інтенсивності струменів Ri менше свого денного значення як вище, так і нижче осі струменя. Число випадків Ri < 0,25 невелике: 16 і 4%, відповідно нижче і вище осі СТНР, і вони переважно спостерігаються в зоні атмосферних фронтів та улоговинах.

Для виявлення зв'язку типу вертикального розподілу швидкості вітру і гідродинамічних характеристик стану граничного шару атмосфери обрано зимовий період, коли для території України характерна найбільша повторюваність СТНР. Найкращі результати дають значення вертикального градієнта температури повітря і зсуву вітру у шарі земля-925 гПа ($\gamma_{ЗЕМ-925}$ і $\beta_{ЗЕМ-925}$). Як показано на рис. 11.5, для станцій рівнинної частини України (Харків, Київ, Одеса), Кривого Рогу та Сімферополя характерний схожий тип розподілу $\gamma_{ЗЕМ-925}$ і $\beta_{ЗЕМ-925}$. Значна частина СТНР та випадків неструминного посилення швидкості вітру з висотою більше 15 м·с$^{-1}$ (ПВ) у ГША спостерігається при $-1 < \gamma_{ЗЕМ-925} < 1$ ºС/100 м і $\beta_{ЗЕМ-925} > 1$ м·с$^{-1}$/100 м. У Харкові, Києві, Одесі і Сімферополі неможливо розділити випадки СТНР та ПВ з висотою, але у Кривому Розі область низьких струменів (65%) чітко локалізована.

Для регіону Українських Карпат (Львів, Чернівці та Ужгород) і Шепетівки, яка знаходиться на стику Волинської, Придніпровської і Подільської височин, властивий інший тип розподілу параметрів $\gamma_{ЗЕМ-925}$ та $\beta_{ЗЕМ-925}$. Більша частина СТНР, від 61% в Ужгороді до 89% у Шепетівці, розташована в області слабких або помірних зсувів вітру, тоді як $\gamma_{ЗЕМ-925}$ набуває негативних чи невеликих позитивних значень. Зона посилень вітру, від 65% у Чернівцях до 74% у Шепетівці, також локалізована в області слабких чи помірних зсувів вітру, але $\gamma_{ЗЕМ-925} > 0$.

Таким чином, отримані гідродинамічні характеристики нижньої частини граничного шару атмосфери, у межах яких низькотропосферні струмені ймовірніші (від 60 до 90%). Результати цього методу можуть застосовуватися для діагнозу, а при наявності прогностичних значень вертикального градієнта температури і зсуву вітру в шарі земля-925гПа, для прогнозу СТНР над територією України взимку.

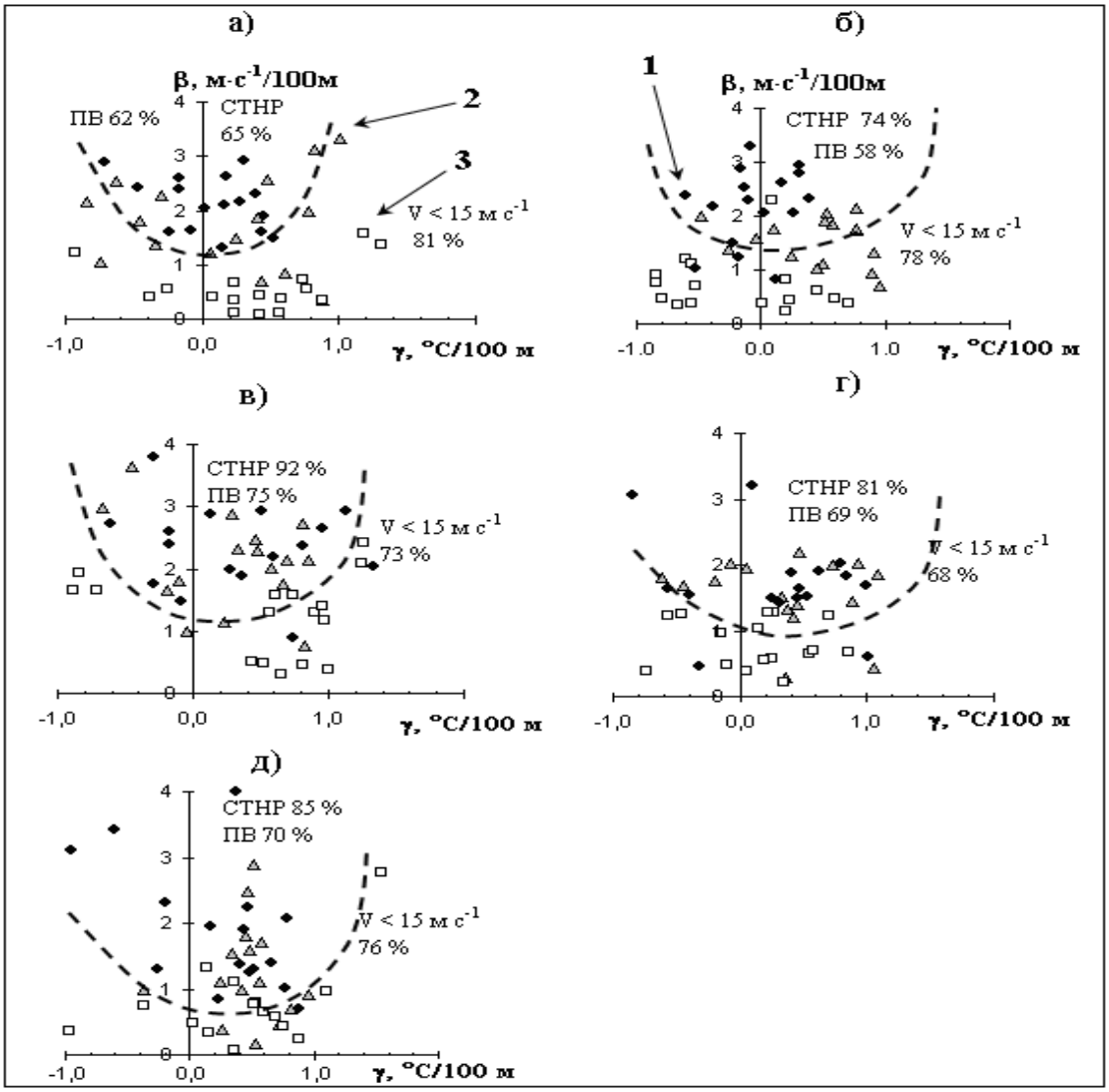


Рис. 11.5. - Розподіл вертикального градієнта температури та зсуву вітру у шарі земля-925 гПа над Україною:

а) Кривий Ріг, б) Харків, в) Київ, г) Одеса, д) Сімферополь:

1- СТНР; 2 – ПВ (посилення вітру у граничному шарі ≥ 15 м·с$^{-1}$);

3 – швидкість вітру у граничному шарі < 15 м·с$^{-1}$.

11.7 Характеристика низьких струминних течій над різними районами Землі

Струминні течії нижніх рівнів виявляються практично над усіма районами Землі, але можна виділити деякі географічні особливості формування цього феномена.

Найбільш дослідженими з таких явищ є низькі струмені, що виникають над Великими рівнинами США (Great Plains LLJ), де вони значно впливають на режим опадів та формування стихійних

гідрометеорологічних явищ. Найактивніші низькотропосферні струмені спостерігаються над штатами Техас, Оклахома, Канзас, Небраска, Айова, Міссурі та Арканзас. Характерною рисою вказаних течій є південний напрямок, ширина 200-300 км, відносно невелика їх швидкість 15-18 м·с$^{-1}$ з максимумом 30 м·с$^{-1}$ на висоті 500-1000 м та зниження інтенсивності вище осі на 50-75 % (рис. 11.6). У більшості випадків швидкість на осі струменя перевищує геострофічний вітер. Переважно над Великими рівнинами СТНР утворюються навесні та влітку на фоні значного денного коливання з найбільшою швидкістю на осі вночі (найчастіше о 02.00 місцевого часу) біля нічної інверсії. Найсприятливішими синоптичними умовами для їх формування (С.Д. Вайтман, 1997 р.) визначений значний градієнт тиску із заходу на схід через Великі рівнини та наявність потужного потоку повітря від Мексиканської затоки (рис. 11.7).

Наявність СТНР над Великими рівнинами призводить до:

- підвищення північного транспортування вологи на рівні струменю;
- підсилення конвергенції потоків біля осі струменя;
- сприяє виникненню нічної конвекції та грозової діяльності.

Отже, низькі струминні течії над Великим рівнинами є механізмом, завдяки якому вологе та нестійке повітря з Мексиканської затоки пересувається на північ США та створює опади. Виникнення мезомасштабних конвективних комплексів над цим регіоном також практично завжди пов’язано з наявністю СТНР.

Також відомими географічними феноменами є нічний струмінь Курін в Австралії (Koorin Jet), денний австралійський південний Бастер (Southerly Buster) та перуанська СТНР (Paracas LLJ). Дослідження граничного шару атмосфери над пустелею Атакама (Чилі) виявило формування двох максимумів швидкості вітру: південно-західного у післяполудневі години та північно-східного вночі.

Сомалійська течія (Somali Jet або African easterly jet) над Східною Африкою може зберігатися кілька днів цілодобово влітку у межах 10-20° півн.ш. Вказаний феномен впливає на формування південно-західного мусону та посилює формування тропічних хвиль, що розповсюджуються через тропічну частину Атлантичного та схід Тихого Океану протягом теплого сезону. Наявність потоку теплого повітря над Північною Африкою призводить до виникнення спрямованого на захід низького струменя з червня по жовтень.

Існування субтропічного антициклону над південним сходом Тихого Океану забезпечує формування низького струменя південного напрямку над західним узбережжям Південної Америки у районі 26-36° півд.ш. Вказана СТНР у 60 % випадків спостерігається навесні і влітку та призводить до апвелінгу біля узбережжя, що впливає на рибні ресурси регіону.

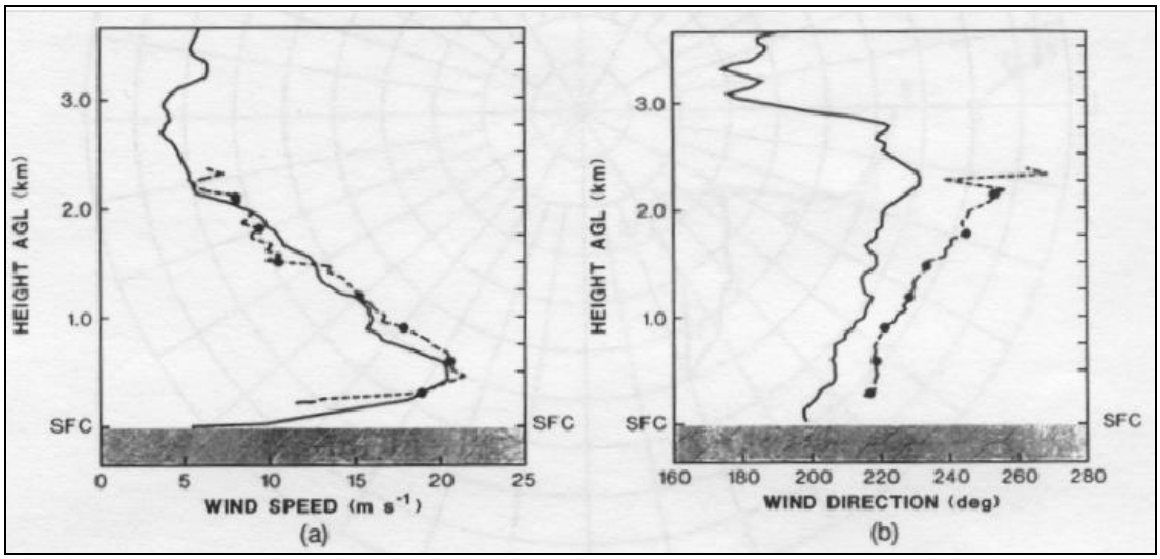


Рис. 11.6 – Вертикальні профілі швидкості та напрямку вітру над штатом Оклахома, США 29.07.98 р. за даними радіозондування (——) та допплерівської локації (·····) [74].

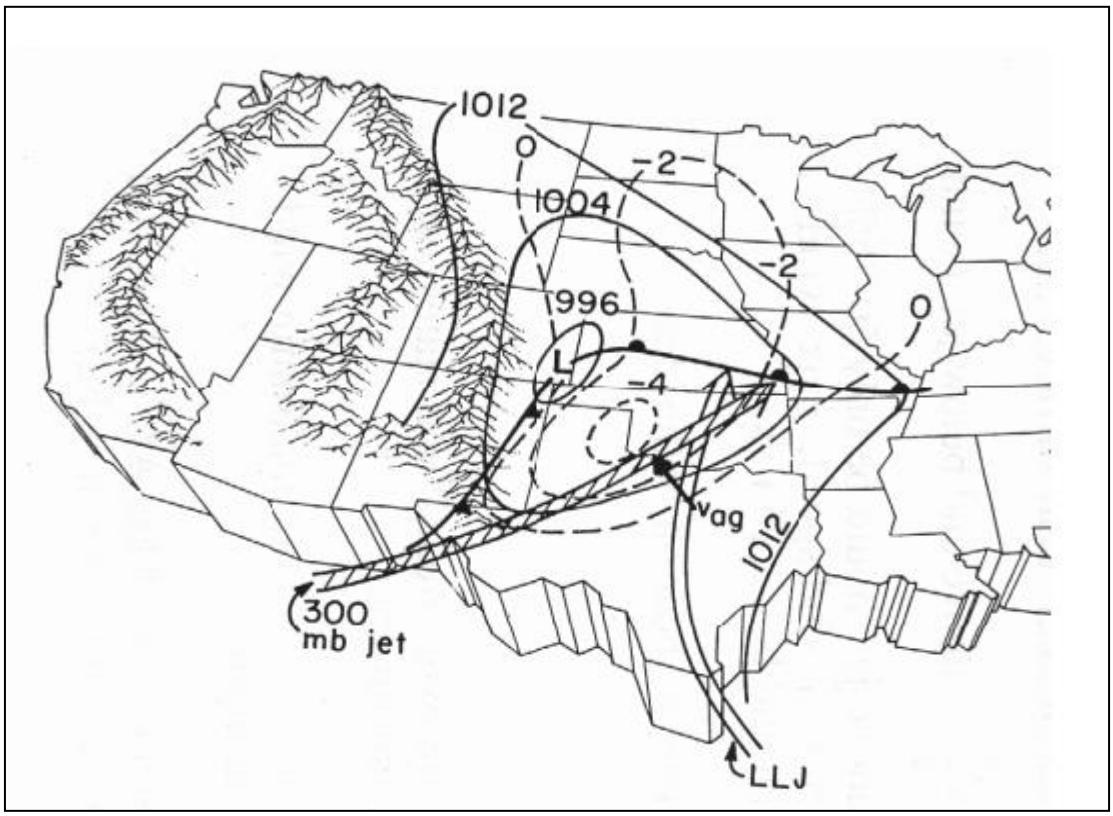


Рис. 11.7 – Схема процесів, що сприяють утворенню СТНР над Великими рівнинами, США [69].

Отже, в багатьох районах земної кулі СТНР не є рідкісним явищем, так над Австралією вони відмічаються у 19 % нічних строків взимку. Над центральної частиною Великих рівнин низькі течії виникає частіше – 30 % від числа радіозондувань, особливо над Канзасом та Оклахомою.

11.8 Розрахунок швидкості вітру біля поверхні землі з урахуванням низького струменя

Метод Снітковського О.І. (1971 р.) призначений для розрахунку швидкості вітру більше 20 м·с$^{-1}$ із завчасністю 8-12 годин при наявності між поверхнею землі і рівнем 2 км одного або декількох шарів зі швидкістю вітру ≥ 15 м·с$^{-1}$. Цей спосіб заснований на використанні фактичних даних про вітер і температуру в нижньому двокілометровому шарі за умов, що біля поверхні землі $\partial P/\partial n \geq 3{,}5$ гПа/°мер. та $V_{max} \geq 22$ м·с$^{-1}$. У цьому випадку максимальну швидкість вітру біля поверхні землі (V_{max}) можна розрахувати за значеннями двох параметрів – $A=V_0 \cdot \Delta H/1000$ та $\bar{\gamma}$ (рис. 11.8), де $\bar{\gamma}$ - середнє значення вертикального градієнта температури між землею та рівнем максимальної швидкості; V_0·- швидкість вітру на осі струменя; ΔH – потужність струменя.

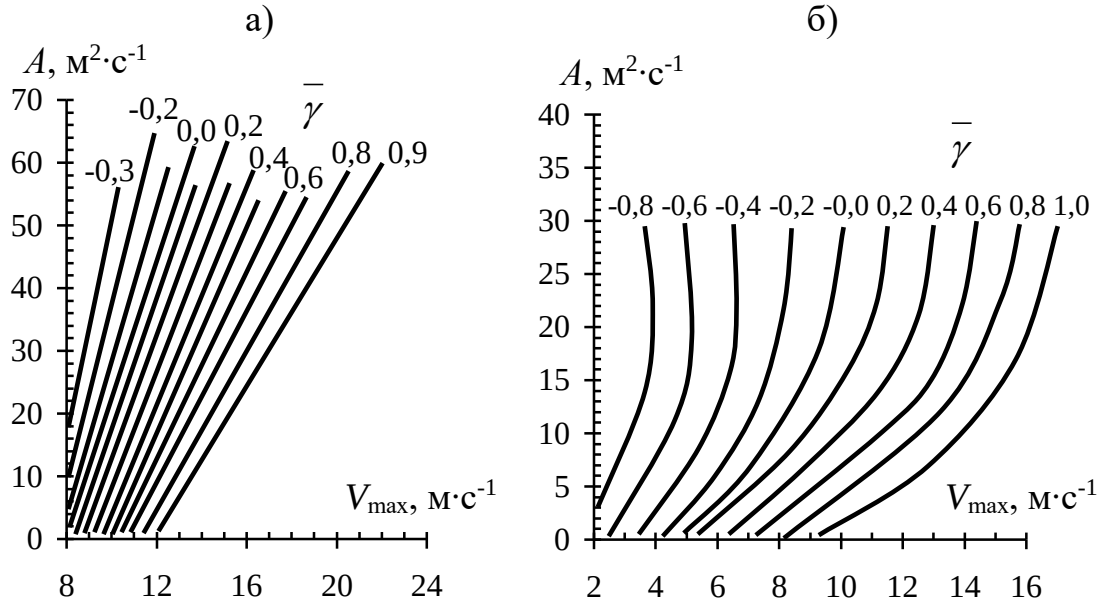


Рис. 11.8 – Графік для визначення максимальної швидкості вітру при поривах за методом О.І.Снітковського на ст. Долгопрудний (Московська область, Росія) (а) та ст. Одеса (б).

Зростання A свідчить про можливість обміну кінетичною енергією залежно від $\bar{\gamma}$. Зі збільшенням $\bar{\gamma}$ підвищується імовірність посилення

вітру біля поверхні землі. При визначенні $\bar{\gamma}$ слід залучати приземну температуру повітря, розраховану на наступні 8-12 годин. Результати розрахунків можна віднести тільки до території з радіусом не більше 150 км від пункту радіозондування.

Метод Лебедєвої Н.О. (1976 р.) використовується у випадку прогнозування із завчасністю 24 години максимальної швидкості вітру при поривах біля поверхні землі за значеннями очікуваної швидкості вітру на поверхні 850 гПа (рис. 11.9).

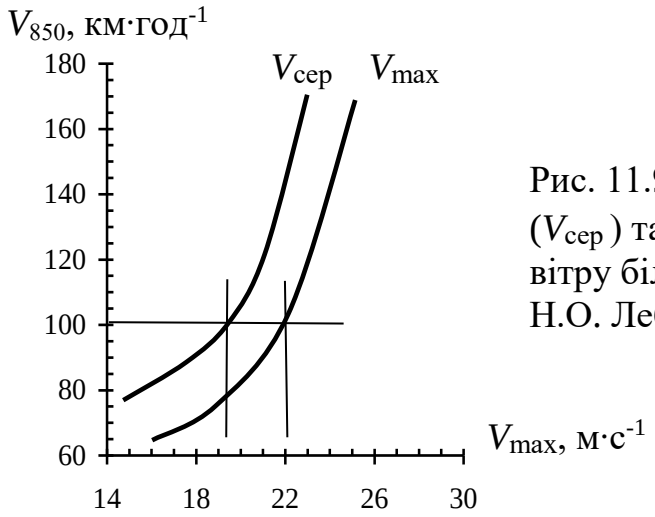


Рис. 11.9 – Графік для прогнозу середніх ($V_{сер}$) та максимальних (V_{max}) поривів вітру біля поверхні землі за методом Н.О. Лебедєвої.

Метод М.О. Мастерських (1981, 1983 р.) можна використовувати у випадку прогнозу максимальної швидкості вітру при поривах у вузьких зонах холодних фронтів V_{max} на поточну добу для пункту, розташованого у відповідності з прогнозом поблизу лінії холодного фронту біля поверхні землі, якщо дані ранкового зондування відсутні. Згідно з цим методом

$$V_{max} = 0{,}7\sqrt{\left(\frac{4{,}8}{\sin\varphi}\right)^2\left((\Delta p)^2 + \alpha^2(\Delta T)^2\right) + 64}, \qquad (11.1)$$

де Δp - віднесена до відстані 111 км різниця тиску, що очікується у двох точках, які знаходяться біля лінії фронту; α - розмірний множник, що дорівнює 1 гПа/(°С·°мер.). Точки слід брати на відстані не більше 120 км одна від одної, тобто не більше 60 км в кожному напрямку від пункту, для якого прогнозується V_{max}. Величина ΔT, виражена в °С/50 км, визначається за різницею між приземними температурами, які очікуються, в пункті, для якого розраховується V_{max}, та в холодному повітрі на відстані 50 км від цього пункту, тобто від лінії фронту.

З урахуванням географічної широти рівняння (11.1) набуває простішого вигляду. Так, для 55-60 ° півн. ш. воно виглядає таким

$$V_{\max} = 0{,}7\sqrt{36\left((\Delta p)^2 + \alpha^2(\Delta T)^2\right) + 64}. \qquad (11.2)$$

Перевірка виявила, що для Москви успішність прогнозів сильного вітру (15< $V_{\max}$< 29 м·с$^{-1}$) у вузьких зонах холодних фронтів на 12 годин становить 90%.

За методом Мастерских М.О. інтенсивність низького струменя в середніх широтах в зонах теплих фронтів можна розраховувати за формулою

$$V_{hФ} = 0{,}9\sqrt{36\left((\Delta p_{ЛФ})^2 + 0{,}25\alpha^2(\Delta \bar{t}_{ЗФ})^2\right) + 100}, \qquad (11.3)$$

де $\Delta P_{ЛФ}$ - величина баричного градієнта вздовж фронту, $\Delta \bar{t}_{ЗФ}$ - середній градієнт температури в зоні фронту.

Швидкість вітру від поверхні землі до осі СТНР в зоні теплого фронту зростає під впливом фізичних причин: підвищення баричного градієнта (через значні горизонтальні градієнти температури), висхідних рухів повітря (під впливом архімедової сили) та послаблення сили тертя. Вище осі СТНР в зонах теплих фронтів швидкість вітру послаблюється внаслідок двох основних причин: зменшення з висотою баричного градієнта та руху частинок повітря, що підіймаються під деяким кутом до поверхні землі.

Метод Н.К. Паршиної (1982 р.) розроблений для прогнозу сильного вітру в районі Ставрополя (Краснодарський край, Росія). Особливості вітрового режиму, визначені впливом рельєфу, яскраво виражені на Північному Кавказі. Ставрополь розташований майже у центрі височини, яка являє собою широке і пологе підняття, сильно розчленоване глибокими річковими долинами і ярами. Ставропольська височина досягає найбільшої висоти поблизу міста - 827 м, а висота метеорологічної станції – 473 м. Середня висота вододілів коливається від 400 до 800 м. На півночі височина поступово переходить у Причорноморську та Прикаспійську низовини.

Вплив орографії у вказаному пункті помітно проявляється через зв'язок вітру та баричного градієнта. Графічна залежність між швидкістю вітру та горизонтальним градієнтом атмосферного тиску у районі Ставрополя (рис. 11.10) для вітру західних напрямків значно відрізняється від залежності для вітру східних румбів. Тобто при рівних баричних градієнтах західний вітер може бути на 10-12 м·с$^{-1}$ сильніше за східний.

Обмін кількістю руху між різними рівнями при прогнозі сильного вітру враховувався якісно. Виникнення низькотропосферної течії у шарі 0-2 км є ознакою посилення вітру до 20 м·с$^{-1}$ за 12-24 годин при східних та за 6-12 годин при західних напрямках вітру. Утворення низьких струменів

напередодні значного посилення вітру є обов'язковою, але не єдиною умовою. Однак кожному штормовому вітру передує СТНР, інтенсивність якої відрізняється від майбутньої швидкості приземного вітру в 70 % випадків на 2-5 м·с$^{-1}$. Причому швидкість на осі низької течії при західних напрямках вітру перевищує своє майбутнє значення біля поверхні землі, а при східних – його не досягає. Проте не кожне утворення СТНР означає обов'язкове посилення вітру біля поверхні землі. Швидкість вітру не зростає до значень на осі низького струменя у випадках, коли напрямок вітру на неї відхиляється від напрямку приземного вітру більш ніж на 60°. Отже, посиленню вітру біля поверхні землі має передувати, крім появи СТНР, збільшення баричного градієнта при відповідних напрямках ізобар.

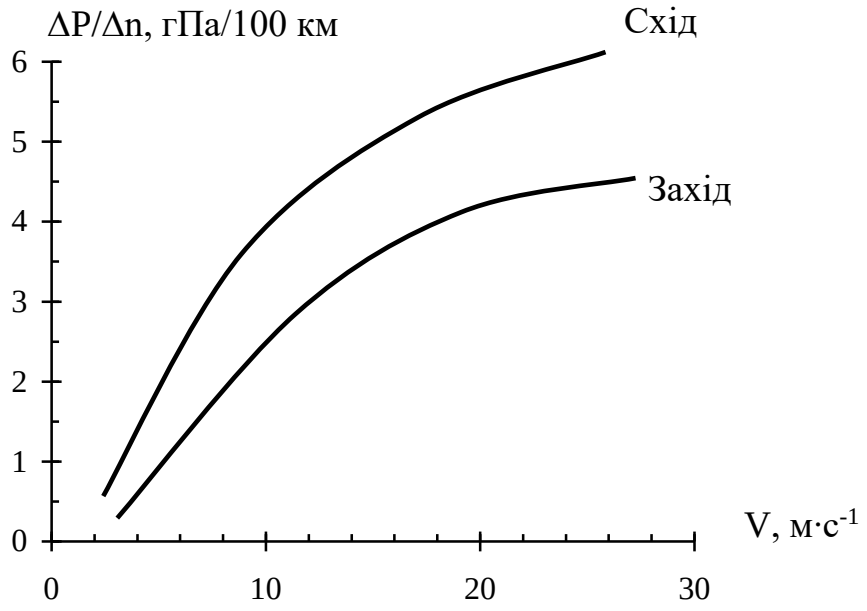


Рис. 11.10 – Залежність швидкості західного (Захід) і східного (Схід) вітру від горизонтального баричного градієнта у Ставрополі за методом Н.К. Паршиної.

Вказаний спосіб прогнозу швидкості вітру для Ставропольського краю є локальним. Графічний зв'язок стосується не тільки залежності швидкості вітру від сили баричного градієнта, але й орографічного впливу на формування вітру біля поверхні землі. Завчасність прогнозу за допомогою графіків визначається наявністю прогностичного баричного поля. Уточнення прогнозу з врахуванням адаптації по фактичному полю атмосферного тиску має завчасність 3-6 год. При появі загрози виникнення сильного вітру за кільцевими картами погоди визначається баричний градієнт та за допомогою рис. 11.10 знаходиться відповідна йому

швидкість вітру, яка є прогнозом на 3-6 год. Успішність прогнозів швидкості вітру за методом Паршиної Н.К. досить висока – 99 %.

Контрольні запитання

1. Який профіль вітру являє собою струминну течію?
2. Які синоптичні умови сприяють виникненню СТНР?
3. Які гіпотези описують формування низьких струменів в антициклонах та пропонують хвильове походження низьких струменів?
4. Чи залежать структурні параметри струминних течій нижніх рівнів від сезону та часу доби?
5. Охарактеризуйте вплив СТНР на формування зсувів вітру в граничному шарі атмосфери?
6. В яких регіонах України більш високі СТНР?
7. Перелічіть класифікації струминних течій нижніх рівнів за умовами їх утворення?
8. Як здійснюється прогноз вітру біля поверхні землі за методами О.І. Снітковського та Н.О. Лебедєвої?
9. З чого складається прогноз швидкості вітру біля поверхні землі в зоні холодного і на осі СТНР в зоні теплого фронтів за методом М.О. Мастерських?
10. Чому графічна залежність між швидкістю вітру біля поверхні землі та баричним градієнтом за методом Н.К. Паршиної набуває різного характеру для західних та східних напрямків вітру?

Література

1. Ахметов М.С. Струйные течения пограничного слоя атмосферы над Уралом и Сибирью и их динамика // Гидрологический и метеорологический анализ и прогноз элементов водных и климатических ресурсов Урала и сопредельных территорий. – Пермь, 1981. - С. 65-73.
2. Бызова Н.Л., Глазунов В.Г. Об особенностях формирования вертикального профиля ветра в слое приземной инверсии температуры при сильных сдвигах ветра, опасных для работы авиации // Труды ГМЦ СССР. – 1985. - Вып. 260. - С. 72-87.
3. Бызова Н.Л., Шнайдман В.А. Предварительные результаты классификации профилей скорости ветра в нижнем 300-метровом слое атмосферы, по данным о температурной стратификации // Труды ИЭМ. – 1983. - Вып. 33 (108) - С. 36-46.
4. Волеваха В.А., Бабенко В.И., Ганюгина Н.Ф. О состоянии нижней тропосферы во время сильных бурь на Украине // Труды УкрНИГМИ. – 1977. - Вып. 160. - С.47-58.

5. Волеваха В.А., Токарь Н.Ф. Шквалы и смерчи на Украине в 1984–1985 гг. // Труды УкрНИГМИ. – 1987. - Вып. 225. - С. 46-55.
6. Воронцов П.А. Струйные течения пограничного слоя атмосферы // Труды ГГО. – 1966. - Вып. 205. – С. 77–92.
7. Ивус Г.П., Ефимов В.А. Физика антициклогенеза. - К.: КНТ, 2005. – 208 с.
8. Ивус Г.П., Ефимов В.А., Агайар Э.В. Особенности внутренней структуры пограничного слоя у поверхности земли в районе Одессы // Вісник ОДЕКУ. – 2005. – Вип. 1. – С. 38-45.
9. Ивус Г.П., Иванова С.М. Структура мезоструй над Украиной и Молдавией // Труды УкрНИГМИ. - 1987. - Вып. 225. - С. 68-73.
10. Ивус Г.П., Кивганов А.Ф., Тимофеев В.Е. Струйные течения нижних уровней атмосферы: учебное пособие. - К.: УМК ВО при Минвузе УССР, 1991. – 49 с.
11. Ивус Г.П., Кивганов А.Ф., Хоменко Г.В. Струйные течения нижних уровней над югом Европейской части СССР и возможность их диагноза по данным объективного анализа // Труды РосГМЦ. - 1992. - Вып. 321. - С. 131-135.
12. Ивус Г.П., Сельсо Пасос Альберди, Антонио де Хесус Фернандес Гарсиа. Исследования мезоструй над о. Куба в дождливый сезон. - Деп. во ВНИИГМИ-МЦД 06.06.85 № 403, ГМ-Д 85. - 11 с.
13. Ивус Г.П., Семергей-Чумаченко А.Б. Применение уравнений энергии к исследованию СТНР // Метеорология, климатология и гидрология. - 1996. - Вып. 33. - С. 57-62.
14. Ивус Г.П., Семергей-Чумаченко А.Б., Наджмудинова Е.Н. Фронтогенез и струйные течения нижних уровней над Украиной // Метеорология, климатология и гидрология. - 1999. - Вып. 39. - С. 101-104.
15. Ивус Г.П., Семергей-Чумаченко А.Б. К вопросу о струйных течениях нижних уровней над Одессой // Метеорология, климатология и гидрология. – 1998. - Вып. 35. – С. 121-129.
16. Ивус Г.П., Семергей-Чумаченко А.Б. Смерчи и струйные течения низких уровней (обзор литературных источников) // Культура народов Причерноморья. – 2006. - № 73. - С. 156-158.
17. Ивус Г.П., Хаджи-Страти Е.Д. Особенности низкотропосферного струйного течения в антициклоне над Украиной// Метеорология, климатология и гидрология. – 2000. - Вып. 40. - С. 45-52.
18. Ивус Г.П., Шнайдман В.А., Кривенюк И.В., Карлюк Е.В. Количественный подход к исследованию струйных течений нижних уровней атмосферы. - Деп. во ВНИИГМИ-МЦД 15.07.88, № 790 – ГМ 88. – 14 с.
19. Клозе Б. Влияние вертикального движения и бароклинности на развитие ночного струйного течения в пограничном слое атмосферы //

Изв. АН СССР. Сер. Физика атмосферы и океана. – Т. 24, № 11. – 1988. – С. 1134–1140.
20. Лебедева Н.А. Прогноз ветра у земли по мезоструе на карте АТ 850 // Сб. работ Куйбышевской ГМО, 1976. - Вып. 9. - С. 8-11.
21. Логвинов К.Т., Раевский А.Н., Айзенберг М.М. Опасные гидрометеорологические явления в Украинских Карпатах - Л.: Гидрометеоиздат, 1973. – 200 с.
22. Ляхов М.Е. Метеорологические условия возникновения пыльных бурь на Северном Кавказе весной 1960 г. // Пыльные бури и их предотвращение. - М.: Изд-во АН СССР, 1963. – С. 31–37.
23. Ляхов М.Е. Нижние струйные течения как важный фактор в развитии физико-географических процессов // Изв. АН СССР. Сер. Геофизика. – 1961. - №2. - С. 334-336.
24. Ляхов М.Е., Шакина Н.П., Пинус Н.З. Анализ мезомасштабной структуры атмосферных фронтов по данным учащенного зондирования // Труды ГМЦ СССР. – 1979. - Вып. 215. – С. 111–124.
25. Мастерских М.А. О причинах возникновения мезоструй и расчете скорости ветра на их осях в узких зонах теплых фронтов // Метеорология и гидрология. – 1983. - № 2. - С. 19-24.
26. Мастерских М.А. О расчете скорости ветра при порывах в узких зонах холодных фронтов // Метеорология и гидрология. – 1981. - №11. - С. 94-95.
27. Матковский Б.М. Комплексный анализ мезомасштабного строения холодного фронта в нижней части атмосферы // Труды ИЭМ. – 1984. – Вып. 33 (108). - С. 55–63.
28. Новожилов Н.И. Тропосферные мезоструи // Изв. АН СССР Сер. Геофиз. - 1961. - №2. – С. 334-336.
29. Новожилов Н.И. Ветровые условия развития конвективых облаков // Метеорология и гидрология. - 1962. - № 4. – С. 43–46.
30. Новожилов Н.И. О мезоструях пограничного слоя атмосферы // Метеорология и гидрология. - 1973. - № 5. – С. 105–110.
31. Пальмен Э., Ньютон Ч. Циркуляционные системы атмосферы // Л.:Гидрометеоиздат, 1973. – 616 с.
32. Паршина Н.К. Прогноз сильного ветра в районе Ставрополя // Информ. сб. – 1982. - № 11. – С. 32-36.
33. Песков Б.Е., Снитковский А.И. Анализ условий возникновения сильных шквалов с использованием спутниковых и радиолокационных данных // Труды ГМЦ СССР. – 1969. - Вып. 56. – С. 19–23.
34. Песков Б.Е., Хохлов А.Г. Сильные шквалы и возможности их сверхкраткосрочного прогноза // Метеорология и гидрология. – 1990. - № 5. – С. 33–40.
35. Петерсен С. Анализ и прогноз погоды // Л.:Гидрометеоиздат, 1961. - 652 с.

36. Прох Л.З., Тарасова Т.Ф. Мезоструи над Киевом // Труды УкрНИГМИ. - 1974. - Вып. 132. - С. 117-127.
37. Семергей-Чумаченко А.Б. Диагноз и прогноз струйных течений нижних уровней с использованием гидродинамических характеристик пограничного слоя атмосферы // Метеорологія, кліматологія та гідрологія, 2002. - Вип. 46. - С. 77-82.
38. Хаджи-Страти Е.Д., Семергей-Чумаченко А.Б. Орографические низкотропосферные струи на примере новороссийской боры // Матеріали міжнародної конференції «Гідрометеорологія і охорона навколишнього середовища – 2002». – Ч. 1. – Одеса, 2003. - С. 164–171.
39. Шакина Н.П. Динамика атмосферных фронтов и циклонов. - Л.:Гидрометеоиздат, 1985. - 264 с.
40. Anderson C.J., Raymond W.A. Mesoscale convective complexes and persistent elongated convective systems over the United States during 1992 and 1993 // Mon. Weather Review. – 1998. - Vol. 126, № 3. - P. 578–599.
41. Anyamba E.K., Kiangi D.M.R. Mean motion field in east Africa at the level core // Arch. Meteorol. Geophys. and Bioclimatol. – 1985. - B. 36. – P. 29–41.
42. Balasubramanian G., Garner S. T. The equilibration of short baroclinic waves // J. Atm. Sci. – 1997. - Vol. 54, №. 24. - P. 2850–2871.
43. Balasubramanian G., Garner S.T. The role of momentum fluxes in shaping the life cycle of a baroclinic wave // J. Atm. Sci. – 1996. - Vol. 54, № 4. - P. 510–533.
44. Beel R.G., Bates F.C. Mechanism for assisting in the release of convective instability // Mon. Weather Review. – 1955. - Vol. 83, № 1. - P. 136–145.
45. Beyrich F., Close B. Some aspect of modelling low-level jets // J. Atm. Sci. – 1988. - Vol. 32. - P. 341-352.
46. Blackadar A.K. A survey of wind characteristics below 1500 ft // Meteorol. Monogr. – 1960. - № 4. - P. 3–11.
47. Bonner W.D. Climatology of the low-level jet // Mon. Weather. Rew. – 1968. - Vol. 96, № 12. - P. 833-850.
48. Browning K.A., Pardoe C.W. Structure of low level jet stream ahead of mid altitude cold fronts // Quart. J. Royal Met. Soc. – 1973. – Vol. 99. – P. 619–638.
49. Clark R.D, McDermott M.L. The dynamic forcing of the Great Plains low level jet // The 13th Symposium on Boundary Layers and Turbulence. -10–15 Jan 1999. – P. 97–98.
50. Djuric D., Damiani M. About low level jet under Texas // Mon. Weather Rev. – 1980. – Vol. 108. – P. 1854–1865.
51. Dombrowsky R. Operational use of wind profiler data in United States weather forecasting. - http://www.wmo.int/pages/prog/www/IMOP/meetings/Upper-Air /RemoteSensing/Doc.4.1(1)_Profilers.pdf.

52. Doyle J.D. The influence of mesoscale orography on a coastal jet and rainband // Mon. Weather Review. – 1997. - Vol. 125, № 7. - P. 1465–1488.
53. Hagemeyer B.C. Peninsular Florida tornado outbreaks // J. Atm. Sci. – 1996. - Vol. 12, № 3. - P. 399–427.
54. Higgins R.W., Yao Y., Yarosh E.S. Influence of the Great Plains low-level jet on summertime precipitation and moisture transport over the central United States // Journal of Climate. – 1997. - Vol. 10, № 3. - P. 481–507.
55. Houze Jr., Robert A., Shuyi S. C., Kingsmill D.E. Convection over the Pacific Warm Pool in relation to the atmospheric kelvin-rossby wave // J. Atm. Sci. – 2000. - Vol. 57, № 18. - P. 3058-3089.
56. Garreaud R.D., Muñoz R.C. The Low-Level Jet off the West Coast of Subtropical South America. Structure and Variability // J. Atm. Sci. – 2005. - Vol. 133. - P. 2246-2261.
57. Igau R.C., Nielsen-Gammon J.W. Low-level jet development during a numerically simulated return flow event // Mon. Weather Review. – 1998. - Vol. 126, № 11. - P. 2972–2990.
58. Izumi Y., Barad M.L. Wind and temperature variations during development of the low level jet // J. Appl. Met. – 1963. - № 2. - P. 668-672.
59. Jun L., Chen Y.L. Barrier jets during TAMEX // Mon. Weather Review. – 1998. - Vol. 126. - № 4. - P. 959–971.
60. Karipot A., Leclerc M.Y., Zhang G. Characteristics of nocturnal low-level jets observed in the North Florida area // Monthly Weather Review. – 2009. – Vol. 137 (8). - P. 605-2621.
61. Nogues-Paegle J., Mo K.C.. Gridded analyses over the continental USA are used to explore local conditions conducive to wet and dry events over the Central Plains and the role played by the low level jet // J. Atm. Sci. – 1998. - Vol. 64. - P. 892-903.
62. Orlanski I. A rational subdivision of scales for atmospheric properties // Bull. Amer. Meteorol. Soc. – 1975. – Vol. 56, № 5. - P. 527–530.
63. Persson O.P., Walter B., Ralph M. The boundary layer structure within the low-level jet region of eastern pacific extratropical storms during the 1998 El Niño // The 13th Symposium on Boundary Layers and Turbulence. - 10–15 Jan 1999. – P. 51–52.
64. Ralph F.M., Neiman P.J., Wick G.A. Satellite and CALJET Aircraft Observations of Atmospheric Rivers over the EasternNorth Pacific Ocean during the Winter of 1997/98 //J. Atm. Sci. – 2004 - Vol. 132 - P. 1721-17-45.
65. Raymond A.W., Rink T.D., Segal M., Todey D.P., Clark C.A.,. Mitchell M.J, Labas K.M. The Great Plains low-level jet during the warm season of 1993 // Mon. Weather Review. – 1997. - Vol. 125. - № 9. - P. 2176–2192.
66. Raymond D.J. Instability of low level jet and severe storm formation // J. Atm. Sci. – 1978. - Vol. 35. - № 2. - P. 2274-2280.

67. Rider L.J. Low level winds at Green River, Utah // J. Appl. Met. – 1966. – Vol. 6. - P. 283-287.
68. Rooke F.H. Low level jet over Montreal // Geoph. Bioclim. Ser. A – 1977. – № 25. – P. 11-12.
69. Song, J., Liao K., Coulter R.L., Lesht B.M. Climatology of the low-level jet at the Souther Great Plains atmospheric boundary layer experiments site // J. App. Meteor. – 2005. – Vol. 44. – P. 1593–1606.
70. Storm B., Dudhia J., Basu S., Swift A., Giammanco I. Evaluation of the weather research and forecasting model on forecasting low-level jets: implications for wind energy // Wind Energy. – 2008. - www.interscience.wiley.com.
71. Thorpe A.J., Guimer T.V. The nocturnal jet // Quart. J. R. Met. Soc. – 1977. – Vol. 103. – P. 633-673.
72. Thuillir R, Lappe U. Wind and temperature profile characteristics from observations on a 1,400 ft tower // J. Appl. Met. – 1964. - Vol. 3. – P. 539-552.
73. Whiteman C.D., Bian X., Zhong S. Low-level jet climatology from enhanced rawinsonde observations at a Site in the southern great plains // J. App. Met. – 1997. - Vol. 36, № 10. - P. 1363–1376.
74. Wang Y., Klipp C.L., Garvey D.M., Ligon D.A., Williamson C.C., Chang S.S., Newsom R.K., Calhoun R. Nocturnal low-level-jet-dominated atmospheric boundary layer observed by a Doppler Lidar over Oklahoma city during JU2003 // J. App. Met. – 2007. – Vol. 46 (12). – P. 2098-2109.
75. Yuh-Lang Lin, Hamilton D.W., Huang Ching-Yuang. Orographic influence on a drifting cyclone // J. Atm. Sci. – 1999. - Vol. 56, № 4. - P. 534-562.
76. Zhang Da-Lin, Zhang S., Weaver S.J. Low-Level Jets over the Mid-Atlantic States: Warm-Season Climatology and a Case Study // J. App. Met. -2006. – Vol. 45 (1). – P. 194-209.

12 ПРОГНОЗ МОРСЬКИХ ЯВИЩ

12.1 Основні споживачі прогнозу морських явищ

Розвиток морського транспорту тісно пов'язаний з освоєнням ресурсів океану та морів. Створюються спеціалізовані судна для забезпечення роботи бурових платформ, розвідки та видобування рудних мінералів, перевезення видобутих у морі корисних копалин і будівельних матеріалів.

В міру освоєння ресурсів морів та океанів при все більшому віддаленні від берега (створення нафтопромислів на великих глибинах, видобування залізно-марганцевих конкрецій в глибоководних районах, освоєння водного ареалу поблизу о. Зміїний тощо) зростає необхідність використання танкерного та балкерного флоту, а також пасажирських суден для перевезення обслуговуючого персоналу.

З використанням морських ресурсів, що входять в групу «транспортуюча здатність водного середовища», пов'язані роботи з проектування, будівництва та експлуатації морських портів, включаючи всі види гідротехнічних споруд, що входять до їх складу, а також морських каналів. Будівництво портів і каналів знаходиться в тісному зв'язку з проведенням берегозахисних робіт.

Освоєння ресурсів морів та океанів, пов'язаних з транспортними операціями та будівництвом портових, берегозахисних споруд і морських каналів, потребує відповідного гідрометеорологічного забезпечення: надання споживачу режимної, оперативної і прогностичної інформації, включаючи консультації та рекомендації щодо її оптимального використання.

Гідрометеорологічне забезпечення заходів щодо віддалення скидання відходів у морі полягає, перш за все, в океанологічному обґрунтуванні допустимості подібного технологічного процесу, його об'єму та місцеположення. З цією метою виконуються дослідження циркуляції вод, їх перемішування, інтенсивності фізико-хімічних і біологічних процесів самоочищення.

Забруднення водного середовища відбувається при видобуванні нафти і газу на морських акваторіях та під час транспортних операцій, при яких по воді перевозиться близько 60% всієї нафти, що видобувається. В моря та океани різними шляхами скидається щорічно понад 6 млн. тон нафтопродуктів – 0,23% від світового видобутку. Близько 23% складає скидання нафти в процесі експлуатації різних суден, 17% втрачається під час перевантаження нафти, 28% надходить з річковими водами, 11% - з берегів, включаючи стічні та промислові відходи. Більш ніж 1% загального скидання складають втрати при видобуванні нафти і близько 5% - в результаті аварії суден. Близько 10% нафтопродуктів потрапляє в океан із атмосфери. Ефективне гідрометеорологічне забезпечення морського

судноплавства зумовлює зниження аварійності суден і відповідно зменшення забруднення океану.

При виборі району зі сприятливими умовами для розведення живих організмів також необхідна гідрометеорологічна інформація.

Для замерзаючих морів важливе значення мають довгострокові прогнози строків появи льоду та замерзання моря, розкриття припаю та очищення моря від льоду. Така інформація дозволяє планувати строки початку і закінчення безкриголамної навігації і промислу риб. Велике значення також мають прогнози товщини льоду, льодовитості, положення кромок і меж припаю та дрейфуючого льоду, його прохідності. Ці види льодових прогнозів дозволяють оперативно планувати роботу флоту. Морські прогнози необхідні і рибній промисловості. З температурним режимом пов'язані строки підходу риби в райони промислу, щільність косяків, міграція риби, і тому прогноз цих характеристик допомагає підвищити ефективність роботи промислового флоту. Короткострокові прогнози рівня сприяють своєчасному вжиттю заходів щодо скорочення збитків від затоплення міст і населених пунктів.

Морський туризм є однією із важливих галузей господарства, яка залежить від розвитку морського судноплавства і супровідних заходів.

До організації курортів та рекреаційного використання узбереж відносяться і захист берегів від руйнування, і формування пляжів, що є неодмінним елементом рекреаційної зони і в той же час засобом активного берегозахисту.

Для безперешкодної роботи торгових і рибних портів, транспортних і промислових суден, безпечної роботи в морі і на узбережжі, а також для ефективного забезпечення інших видів діяльності, пов'язаної з морями та океанами, прогностичні організації надають і передають такі види гідрометеорологічної інформації:

- аналізи і прогнози погоди від декількох годин до місяця;
- аналізи і прогнози хвилювання моря по акваторіях морів і океанів до 5 діб;
- аналізи і прогнози полів розподілу температури води поверхневого шару океанів і морів на пентаду, декаду і місяць;
- прогнози льодових умов з різною завчасністю і коливань рівня;
- гідрометеорологічні огляди із вказівкою положень баричних утворень, їх інтенсивності, швидкості та напрямку переміщення, положення атмосферних фронтів і швидкості їх переміщення, відомості про вітер, хвилювання, видимість, дрейф льоду і течії тощо.

Таким чином, до основних морських галузей народного господарства, котрі є споживачами гідрометеорологічних прогнозів, відносяться: судноплавство, рибний і звіробійний промисли, припливні електростанції, морські курорти, гідротехнічне будівництво, пошук і видобуток корисних копалин. Гідрометеорологічне забезпечення населення в прибережних

районах полягає перш за все у своєчасній інформації про штормові нагони, паводки і цунамі.

12.2 Морські метеорологічні прогнози і попередження про небезпечні та стихійні гідрометеорологічні явища

Виробнича діяльність морських галузей господарства і безпека людей в прибережних районах значною мірою залежать від аномальних гідрометеорологічних умов. Небезпечними гідрометеорологічними явищами (НЯ) на морях і океанах називаються такі, які можуть спричинити порушення в роботі морських галузей господарства і завдати збитків. До стихійних гідрометеорологічних явищ відносяться гідрометеорологічні процеси, які за часом виникнення, інтенсивністю, тривалістю і площею поширення можуть заподіяти значних збитків і спричинити стихійне лихо.

Прогнози і штормові попередження для забезпечення судноплавства і морських галузей народного господарства складаються оперативними органами Держгідрометслужби України по закріплених за ними акваторіях морів, маршрутах, районах промислу, портах тощо.

Прогнози в залежності від тривалості дії і призначення складаються на добу, півдоби, наступні дві доби та період (у виді консультації).

Гідрометеорологічна інформація для суден передається радіостанціями морського та річкового флоту: прогнози - циркулярно, відповідно до розкладу, штормові попередження – негайно, після одержання. Для інформаційних передач по радіо гідрометеорологічна інформація подається до бюро погоди в такому порядку (за формою, яка прийнята ВМО):

1. Штормові попередження.
2. Огляд синоптичної ситуації.
3. Прогноз погоди на поточний день, добу і наступні дві доби.

Перша частина тексту починається попередженнями про НЯ або СГЯ. Якщо НЯ або СГЯ не очікуються, то вказується "шторм не очікується", якщо НЯ або СГЯ тривають - вказується "збереження шторму" з повторенням тексту попередження.

У другій частині дається короткий огляд основних характеристик елементів приземної карти погоди: баричних систем, що визначають умови погоди в даному районі із вказівкою тиску в центрі, місця розташування, напрямку і швидкості переміщення (в румбах і метрах за секунду), висоти вітрових хвиль і хвиль брижів (при наявності даних).

У третій частині даються прогнози на добу, наступні дві доби або уточнення на поточний день.

Для іноземних суден гідрометеорологічна інформація дублюється англійською мовою або кодом КП-55 (FM-61D) - "МАФОР".

Час і терміни дій прогнозу вказуються за гринвіцьким часом.

В прогнозах по акваторії моря в такому порядку вказуються:

- період дії прогнозу, дата і час;
- район, для якого складено прогноз;
- напрямок і швидкість вітру в метрах за секунду;
- видимість в кілометрах або метрах;
- явища, які погіршують видимість (туман, серпанок, опади тощо);
- висота вітрових хвиль і хвиль брижів в метрах;
- обмерзання суден, якщо це явище буде мати місце;
- температура повітря;
- льодові явища.

В прогнозах, які складаються по акваторії порту, вказуються ті ж величини і явища погоди, що і в прогнозах для сухопутних районів, за винятком заморозків; додатково включаються прогнози видимості, обмерзання суден, тягуна, висоти вітрових хвиль і хвиль брижів, згінно-нагінних коливань рівня моря та льодових явищ.

Попередження по акваторії моря і порту складають у випадках, коли очікуються нижчезазначені небезпечні та стихійні величини і явища погоди, а також при визначенні екстремально-високого забруднення поверхневих і морських вод:

- вітер;
- висота вітрових хвиль і хвиль брижів;
- тягун;
- льодові явища (напір, інтенсивний дрейф льоду, аномальні терміни появи льоду, розкриття і замерзання водної поверхні, злом припаю);
- цунамі, які спричиняють затоплення народногосподарських об'єктів;
- обмерзання суден;
- опади, туман та інші явища, які погіршують видимість;
- згінно-нагінні коливання рівня моря вище або нижче небезпечних відміток;
- тропічні циклони (тайфуни), які супроводжуються посиленням вітру 35 $м \cdot с^{-1}$ і більше;
- екстремально високе забруднення, яке перевищує критерії для поверхневих і морських вод .

Попередження по акваторії порту, крім зазначених вище, складаються про ті НЯ та СГЯ, які передбачені для сухопутних районів, крім заморозків.

При складенні попереджень про НЯ і СГЯ по акваторії порту і моря враховують такі зміни і доповнення:

- попередження про НЯ і СГЯ по акваторії порту та акваторії моря складають окремо;
- попередження про НЯ і СГЯ по акваторіях моря та порту складають в усіх випадках, незалежно від того, передбачені вони у прогнозі чи ні, та

передають обслуговуючим організаціям із максимальною завчасністю, за винятком попереджень про НЯ по акваторії порту, які складають тільки в тих випадках, коли вони не були передбачені в прогнозі;

- у випадках, коли з'являється можливість уточнення часу виникнення, тривалості, інтенсивності або району поширення явища, складається нове попередження;

- повідомлення про припинення СГЯ передається організаціям не пізніше ніж через 2 год після його закінчення – по акваторії моря і не пізніше ніж через 1 год – по акваторії порту.

Перелік морських стихійних метеорологічних явищ та їх критерії

- сильний вітер (у т.ч. шквали) – швидкість вітру (у т.ч. при поривах) 25 $м \cdot с^{-1}$ та більше;
- сильний туман та інші гідрометеорологічні явища, що погіршують видимість на морі – 100 м і менше протягом 12 год і більше;
- швидке та дуже швидке обмерзання – 0,7 $см \cdot год^{-1}$ і більше;
- поява льодових явищ, замерзання моря в ранні строки – повторюваність 1 раз на 10 років;
- сильні (високі) хвилі - на Азовському морі 3,5 м і більше, на Чорному морі 6 м і більше;
- високі або низькі рівні моря – згінно-нагінні коливання рівнів моря нижче або вище умовних відміток, при яких спостерігаються аварійні ситуації на флоті, затоплення територій портів та інших господарських об'єктів на узбережжі, а також населених пунктів;
- сильний тягун в морських портах – створює аварійні ситуації для суден в акваторіях портів;
- інтенсивний дрейф льоду, поява непрохідного для суден льоду, напір льоду на берег – створює небезпечні умови для мореплавства та виникнення аварійних ситуацій на флоті, пошкодження портового та іншого обладнання, об'єктів та споруд на узбережжі.

Для різних морів критерії небезпечності гідрологічних явищ неоднакові. Для акваторії Чорного та Азовського морів і їх портів до особливо небезпечних явищ відносяться такі:

1. Тягун у бухтах та портах інтенсивністю 3 бали та вище.
2. Ранній початок стійкого льодоутворення:
   - у Таганрозькій затоці – раніше 10 листопада;
   - у північній частині Азовського моря – раніше 20 листопада;
   - у південній частині Азовського моря – раніше 10 грудня;
   - у північно-західній частині Чорного моря – раніше 10 грудня, у його лиманах – раніше 1 грудня.
3. Натиск льоду, який спричиняє руйнування портових та інших гідрологічних споруд.

4. Значний дрейф важких льодових полів щільністю 7…10 балів у північно-західній частині Чорного моря, в Азовському морі та Керченській протоці.

5. Утворення прибережного припаю: для Чорного моря товщиною 65 см та більше, для Азовського – товщиною 80 см та більше.

6. Обмерзання суден, яке загрожує безпеці їх плавання.

7. Утворення туману в затоках та бухтах тривалістю більше однієї доби, видимістю менше 100 м.

8. Різкі зміни температури та солоності води, зменшення кисню, збільшення сірководню, що спричиняє явища замерзання.

9. Зниження чи підвищення рівня моря нижче або вище критичних позначок, які погіршують діяльність флоту і спричиняють затоплення портів та берегових споруд. У табл. 12.1 наведені критичні значення рівня моря та напрямку вітру для деяких пунктів Чорного моря.

Таблиця 12.1 – Критичні значення (НЯ та СГЯ) рівня у деяких пунктах Чорного моря

Пункт	Спад			Підняття		
	НЯ	СГЯ	Вітер	НЯ	СГЯ	Вітер
1	2	3	4	5	6	7
Білгород-Дністровський	415	378	зах, півн	-	-	-
Вилкове	-	-	-	115	185	півн-сх, півд-сх
Іллічівськ	427	370	зах, півн	550	580	півн-сх, півд
Миколаїв	429	353	півн чверті	529	574	півд чверті
Одеса	430	379	півн-зах, зах	-	-	-
Очаків	417	391	півн, півн-зах	516	552	півн-сх, півд-сх
Скадовськ	400	363	півн чверті	530	640	півд, півд-зах
Парутіно	429	-	-	539	548	-
Приморське	420	-	півн-зах, зах	530	590	півн-сх, сх
Станіслав	412	-	-	536	576	півд чверті
Херсон	430	-	-	560	650	зах, півд-зах
Хорли	430	360	півн-сх, сх	520	600	півд, півд-зах
Цареградське село	426	411	зах, півн	540	606	сх, півд
Південне	400	370	півн, півн-зах	-	-	-
Чорноморське	455	-	-	505	-	півн, півн-зах
Ялта	390	300	-	650	720	сх, півд-сх
Феодосія	450	-	-	510	-	-
Геройське	425	420	-	535	540	півн-сх, півд-сх
Керч	329	-	-	534	-	півд-сх, півн -сх

Термінологія, яка застосовується в прогнозах і попередженнях про НЯ та СГЯ

В прогнозах величин і явищ погоди, які складають по акваторіях порту та моря, застосовують ті ж терміни, що і для сухопутних районів з такими змінами і доповненнями:

прогноз вітру

- якщо протягом терміну дії прогнозу очікується зміна напрямку вітру більше ніж на 45°, а швидкості вітру на 5 м·с$^{-1}$ і більше, то в прогнозі вказується час очікуваної зміни в годинах або термінах;

- якщо очікується швидкість вітру 24…28 м·с$^{-1}$, то додається словесна характеристика "сильний шторм", при вітрі 29…32 м·с$^{-1}$ - "жорстокий шторм", при вітрі 33 м·с$^{-1}$ і більше - "ураган";

прогноз туману

- словесні характеристики інтенсивності туману не використовують;

- при тумані вказується видимість в метрах або кілометрах у градаціях, які наведені в табл. 12.2.

Таблиця 12.2 – Градації видимості при туманах

Градація видимості	Частина території, зайнята явищем, %	Тривалість, год	Категорія явища
Менше 50 м	≥30	≥12	СГЯ
	<30	<12	НЯ
50…500 м	≥10	>3	НЯ
500…1000 м	≥10	>3	НЯ
1000…2000 м	≥10	>3	НЯ
2…4 км	-	-	-
Більше 4 км	-	-	-

прогноз опадів

- в прогнозах вказуються лише ті опади, які зумовлюють погіршення видимості до 2 км і менше.

Для обмерзання суден слід використовувати терміни, які надані в табл. 12.3.

Для явища тягуна, що проявляється у своєрідних коливаннях рівня моря, які призводять до зворотно-поступового руху суден, що стоять біля причалів або на якорі, слід використовувати терміни, надані в табл. 12.4.

Примітка. В прогнозах на наступні дві доби тягун не вказується.

Таблиця 12.3 - Терміни обмерзання суден

Термін	Інтенсивність відкладення льоду, см·год$^{-1}$	Частина території, охоплена явищем, %	Категорія явища
Обмерзання Швидке обмерзання Дуже швидке обмерзання	0,6 0,7…1,3 ≥1,4	Будь-яка -"- -"-	НЯ СГЯ СГЯ

Таблиця 12.4 - Терміни для явища тягуна

Термін	Бал	Категорія явища	Висота хвилі на стрічці мареографа, см	Додаткова характеристика
Слабкий тягун	1	-	11-20	Періодично підсилюється натяг і послаблення швартових кінців
Помірний тягун	2	НЯ	21-30	Відбувається обрив швартових; вантажно-розвантажувальні роботи припиняються
Сильний тягун	3	СГЯ	≥31	Судна відводять від причалу і виводять на зовнішній рейд

12.3 Розрахунок рекомендованих шляхів плавання суден в океані

Із всіх гідрометеорологічних факторів, які визначають умови плавання суден, особливо велике значення мають льодова ситуація, хвилювання і вітер. Так, при зустрічному хвилюванні висотою 5…7 м більшість сучасних суден втрачає 30…50% швидкості, при цьому збільшується небезпека для суден і вантажів, що перевозяться.

Ступінь дії погодних умов визначається не тільки гідрометеорологічними факторами, але і тактико-технічними даними.

Для скорочення часу переходу, підвищення безпеки мореплавання і збереження вантажів капітанам суден часто доводиться обирати маршрути в обхід небезпечних зон льодів, сильних вітрів, штормового хвилювання і туманів.

Враховуючи це, оперативні органи Гідрометеослужби здійснюють спеціалізоване обслуговування транспортних і промислових суден, що сприяє підвищенню економічної ефективності роботи флоту та його

безпеки. До такого виду обслуговування відноситься складення рекомендації суднам про найвигідніші шляхи плавання в океані.

Вплив гідрометеорологічних умов на плавання суден в океані і способи їх врахування при розрахунку рекомендованого шляху. Вплив гідрометеорологічних факторів утруднює плавання суден і призводить до збільшення часу, що витрачається на перехід, до перевитрат палива і моторесурсів, погіршує умови збереження вантажів, а в окремих випадках створює загрозу безпеки самого судна.

Із світової практики мореплавання відомо, що в теперішній час судна будь-якого класу не гарантовані від аварій та загибелі при дії на них таких небезпечних явищ погоди, як ураганний вітер, штормове хвилювання, погана видимість, обмерзання тощо. Розглянемо основні особливості впливу на судно небезпечних гідрометеорологічних явищ і методи їх врахування.

Вітер. Із усіх впливів вітру на судно найбільш несприятливим є знесення його з курсу: дрейф і рискання.

Кут дрейфу (поправку на дрейф) визначають навігаційним способом або за номограмою, розрахованою в залежності від коефіцієнта дрейфу.

За відповідними формулами визначають напрямок і швидкість вітрового дрейфу. Визначивши тиск вітру на надводні частини судна, можна судити про величину дрейфу.

Тиск вітру і спричинений ним дрейф породжує рискання, тобто обертання судна навколо вертикальної осі. Рискання судна знижує точність розрахунку шляху і швидкість ходу судна, збільшує час переходу.

Морські хвилі. Вітрові хвилі заливають палубу і надбудови судна, зменшують швидкість ходу. Хитавиця створює небезпечний крен, утрудняє визначення місця судна і дуже виснажує екіпаж. Можлива загибель суден в результаті їх перекидання при бортовій хитавиці або перелом корпуса при кільовій хитавиці.

Качання набуває небезпечного характеру в умовах: резонансу, втрати остійності судна на хвилюванні, заливанні і оголенні весельного гвинта.

Звичайно явище резонансу позначається в тих випадках, коли період власних коливань судна відрізняється від уявного періоду хвилі менше ніж на 30%. Явища резонансу можна уникнути або звести до мінімуму шляхом доцільного вибору безпечного курсу і швидкості ходу судна (за спеціальними діаграмами), і провести штормування судна в порівняно сприятливих умовах.

Зустрічне хвилювання, з точки зору остійності, безпечне для судна, оскільки час перебування на гребені хвилі невеликий. Попутне ж хвилювання в штормову погоду, особливо при довжині судна до 35 м, небезпечне. Таким суднам слід змінити курс, щоб уникнути оголення корми. Інакше судно може втратити керованість і розвернутися лагом до

хвилі. Тому вибір сприятливого курсу і швидкості ходу на попутній хвилі - вирішальні чинники, що забезпечують безпеку плавання.

Слемінг (сильні удари носовою частиною днища судна об хвилі) виникає в процесі подовжньої (кільової) качки при оголенні носової частини судна і зіткненні її з хвилями. При цьому судно зазнає великих динамічних навантажень, які можуть призвести до пошкодження конструкції корпусу і устаткування. Інтенсивність слемінга залежить від курсу судна і елементів хвиль.

Видимість. Плавання в умовах поганої видимості небезпечне навіть для сучасних суден, обладнаних радіотехнічними засобами судноводіння. У тумані доводиться значно знижувати швидкість ходу; особливо ускладнюється плавання суден в протоках, швартування їх до причалів.

При рекомендації курсу необхідно звернути увагу на своєчасну зміну шляху, щоб судно могло обійти район з поганою видимістю і тим самим уникнути небезпеки та заощадити час. Якщо це зробити неможливо (наприклад, при поширених адвективних туманах), слід завчасно попередити капітана про погіршення видимості на маршруті переходу.

Морський лід. При розрахунку найбільш вигідного шляху слід звертати особливу увагу на райони, де можлива зустріч судна з дрейфуючим або нерухомим льодом та айсбергами. Розрахований шлях потрібно прокласти в обхід небезпечної зони. Капітану повідомити координати кромки льоду і межі поширення айсбергів.

Течії. При розрахунку найбільш вигідного шляху важливо враховувати течії. Розроблені способи визначення швидкості течії за градієнтом температури води (Р. Джеймс) і за величиною градієнта тиску (ГМЦ Росії). Існують графічні залежності, номограми.

Обмерзання. Обмерзання судна в штормових умовах при низьких температурах повітря – стихійне гідрометеорологічне явище. Воно призводить до збільшення ваги судна, зниження запасу плавучості, погіршення мореходних якостей судна. Обмерзання спостерігається в холодний період року (листопад - березень), в тиловій частині циклонів, в оклюдованих циклонах (осередок холоду на висоті співпадає з центральною частиною циклону), в зонах теплих фронтів і в передній частині антициклонів (при адвекції арктичного повітря).

Для визначення можливості обмерзання суден користуються графічними залежностями (за температурою повітря і швидкістю вітру з урахуванням синоптичної ситуації).

При виникненні обмерзання необхідно рекомендувати судну слідувати курсом «під вітер»; при цьому обмерзання буде меншим, ніж при курсі «на вітер».

Таким чином, у випадку, якщо найбільш вигідний шлях проходить через район океану, де в холодний період року спостерігається обмерзання суден і за прогнозом погоди сюди очікується вторгнення

холодного повітря і сильний вітер, судно необхідно попередити про можливість обмерзання та його інтенсивність, а також дати рекомендацію, яким курсом можна швидше вийти з небезпечної зони.

Методи розрахунку найбільш вигідного шляху плавання. *За кліматичними даними* розрахунок найбільш вигідного шляху плавання слід проводити, якщо маршрут переходу перетинатиме райони океану, по яких гідрометеорологічні прогнози не надходять або не складаються, а також відсутня поточна інформація про погоду і стан моря. В цьому випадку за режимними даними маршрут переходу розбивають на ділянки і визначають значення гідрометеорологічних параметрів, що впливають на судно, їх найбільшу повторюваність (основні параметри - вітер і хвилювання). Потім розраховують величини втрат швидкості судна на кожній ділянці маршруту, сумарну втрату швидкості на всьому переході і середню швидкість судна. Останню зіставляють з технічною швидкістю судна і визначають, який шлях буде найефективнішим.

Штурманський метод. Розрахунок найбільш вигідного шляху плавання за цим методом ведеться відносно найкоротшої відстані (по ДВК - ортодромії).

На бланк карти наносять фактичне і очікуване положення центрів циклонів і антициклонів, атмосферних фронтів, зон штормового хвилювання. Визначають швидкість і напрям переміщення баричних утворень і зон штормового хвилювання, райони сильних вітрів, великих брижів, поганої видимості і обледеніння. Потім аналізують гідрометеорологічні умови на прокладеному найкоротшому шляху. Якщо його перетинають штормові зони і райони з небезпечними гідрометеорологічними явищами, то прокладають новий маршрут в обхід небезпечних зон. Щодня уточнюють прогнози і при необхідності коректують рекомендації судну. Якщо через гідрометеорологічні умови неможливо прокласти маршрут судна, оминувши небезпечні зони, то рекомендують затриматися з виходом в океан.

Метод ізохрон. Суть методу ізохрон, запропонованого Г. Джиблеттом і застосованого для обслуговування суден Р. Джеймсом, полягає в наступному.

На бланк карти наносять точки А і В (пункти відправлення і прибуття), сполучають їх прямою лінією, що представляє ортодромію. Із точки А по обидві сторони від ортодомії креслять промені (з однаковими кутами між ними), що представляють можливі шляхи судна на наступну добу (рис. 12.1).

Потім з прогностичної карти хвилювання на першу добу (24 год) знімаються висоти хвиль і їх напрям на кожному з можливих шляхів. По номограмі визначається швидкість судна при даній висоті хвилі та її курсовому куті на кожному передбачуваному шляху. Знаходиться

відстань, яку пройде судно за першу добу на кожному шляху. Одержані точки з'єднуються плавно лінією (ізохроною).

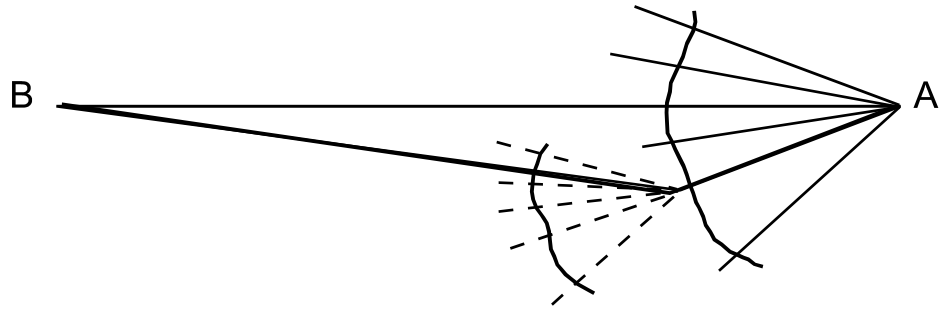


Рис. 12.1 – Побудова найбільш вигідного шляху за методом ізохрони.
_____ - найкоротший шлях (по ДВК);
_____ - рекомендований шлях.

Можливі положення судна до кінця других, третіх і т.д. діб розраховуються аналогічним чином, поки ізохрона не пройде через пункт призначення. Провівши ламану лінію через вигнуті частини ізохрон (якщо дивитися з точки А) або через точки дотику кіл з ізохронами, проведеними з центру, що знаходиться в точці В, одержимо траєкторію найбільш вигідного шляху плавання, де витрата часу на перехід буде мінімальна.

Оскільки прогноз поля хвилювання складається на 3-5 діб, то і розрахунок рекомендованого шляху робиться на той же час. У розрахований шлях вводять корективи на льодові умови, течії при V > 0,5 вузла, видимість і навігаційні небезпеки.

Організація робіт по обслуговуванню суден рекомендованими шляхами плавання в океані. Найбільш вигідний шлях пропонується капітану судна не пізніше, ніж за 24 год до виходу в океан. В запиті необхідно повідомити такі відомості:

- назва, тип, швидкість, завантаження судна, порт приписки, плановий час рейсу;
- місцезнаходження судна (координати, час);
- пункт призначення;
- обмеження на перехід.

Вставши на проводку рекомендованим шляхом, капітан судна двічі на добу (в 00 і 12 год ВСЧ) повинен повідомляти групі обслуговування необхідні відомості (час, координати, курс і швидкість судна, напрямок і швидкість вітру, висоту хвиль, видимість, в холодний період року льодову обстановку).

У випадку відхилення судна від рекомендованого шляху капітан повідомляє причину відхилення і необхідність в подальшому обслуговуванні.

У разі виникнення на рекомендованому шляху СГЯ судну дається радіограма, в якій пропонується інший, більш сприятливий (безпечний) шлях.

В останній радіограмі на судно (за добу до приходу в порт призначення) повідомляється останній прогноз погоди, про закінчення обслуговування, прохання повідомити час приходу в пункт (район) призначення.

Під час проводки судна на бланк карти наноситься інформація про очікувані гідрометеорологічні умови, що передаються на судно, і одержані з судна відомості про поточну погоду і стан моря.

Після закінчення проводки розраховується економічна ефективність обслуговування.

Номограма для розрахунку висоти хвиль (рис. 12.2) використовується при роботі з прогностичними картами тиску. Вона складається із чотирьох частин (квадрантів).

У квадранті I дається градусна сітка, кожна поділка якої по горизонталі відповідає 1° меридіана від 20 до 70° півн. ш. У квадранті II знаходяться криві, що відображають залежність швидкості вітру від баричного градієнта і широти місця. У квадранті III наведені криві залежності швидкості вітру від кривизни ізобар. Криві, що знаходяться в квадранті IV, враховують залежність висоти хвилі від швидкості вітру, розгону (суцільні лінії) і тривалості дії вітру (штрихові лінії). R = ∞ означає, що ізобари прямолінійні.

Швидкість вітру і висоту хвиль за номограмою (рис. 12.2) визначають таким чином:

- на прогностичних приземних картах атмосферного тиску наносять точки, для яких необхідно провести розрахунок (карти масштабу 1 : 15 000 000).

- для кожної вибраної точки визначають за допомогою вимірника (шляхом підбору) радіус кривизни (R) таким чином, щоб дуга, проведена із знайденого центра, співпала з ділянкою ізобари, проведеної через точку. Потім, приклавши вимірника на широті точки розрахунку до меридіана, визначають, скільки градусів меридіана складає R. (Наприклад, R = 5° для точки розрахунку з координатами 40° півн. ш., 15° зах. д.).

- вимірюють найкоротшу відстань між двома ізобарами, де розташовується точка розрахунку і знаходять градієнт тиску *n* в градусах меридіана на широті точки розрахунку (наприклад, *n* = 2°).

- по знайденому значенню *n* в квадранті I по горизонтальній лінії, що відповідає широті точки розрахунку, знаходять точку A. Із точки A підіймаються по вертикалі вгору в квадрант II до перетину з кривою широти точки розрахунку (наприклад, φ = 40°), одержують точку B. З точки B переміщуються паралельно горизонтальній осі в квадрант III до кривої, що відповідає радіусу кривизни R (точка C). З точки C опускаються

на горизонтальну вісь (V, м·с$^{-1}$) і знімають значення швидкості вітру (точка D). У нашому прикладі V = 17 м·с$^{-1}$.

- за прогностичними картами в кожній точці розрахунку визначають час дії вітру і розгін хвилі (наприклад, час дії вітру 12 год, розгін 350 км).

- за швидкістю вітру розраховують висоту хвилі для відповідних значень тривалості дії вітру і розгону хвилі. Опустившись із точки D по вертикалі до перетину з кривою, яка цікавить в квадранті IV, знаходять точку E. Перемістившись із точки E до перетину з вертикальною віссю в точці F, визначають висоту хвилі $h_{зн}$. В даному прикладі $h_{зн}$ = 4,3 м.

- напрям хвилювання відповідає напрямку вітру, який визначається по дотичній до ізобари.

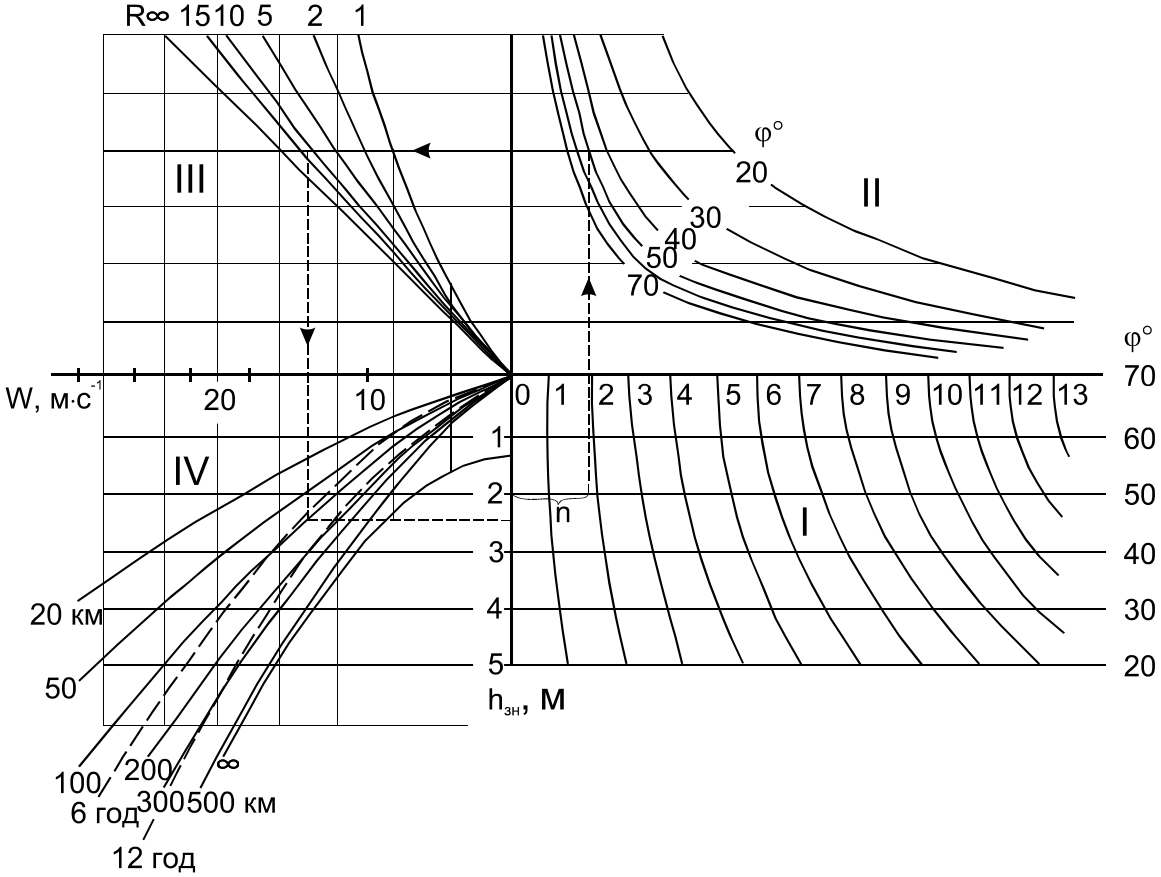


Рис. 12.2 – Номограма для розрахунку висоти хвиль за В.С. Красюком.

Із врахуванням висоти хвиль, отриманих для вищевказаних точок, знаходиться швидкість судна V_c за номограмою В.С. Красюка (рис. 12.3). По номограмі розраховують втрату швидкості ходу судна залежно від висоти ($h_{зн}$) і напрямку хвилювання, а також пройдену судном відстань (L).

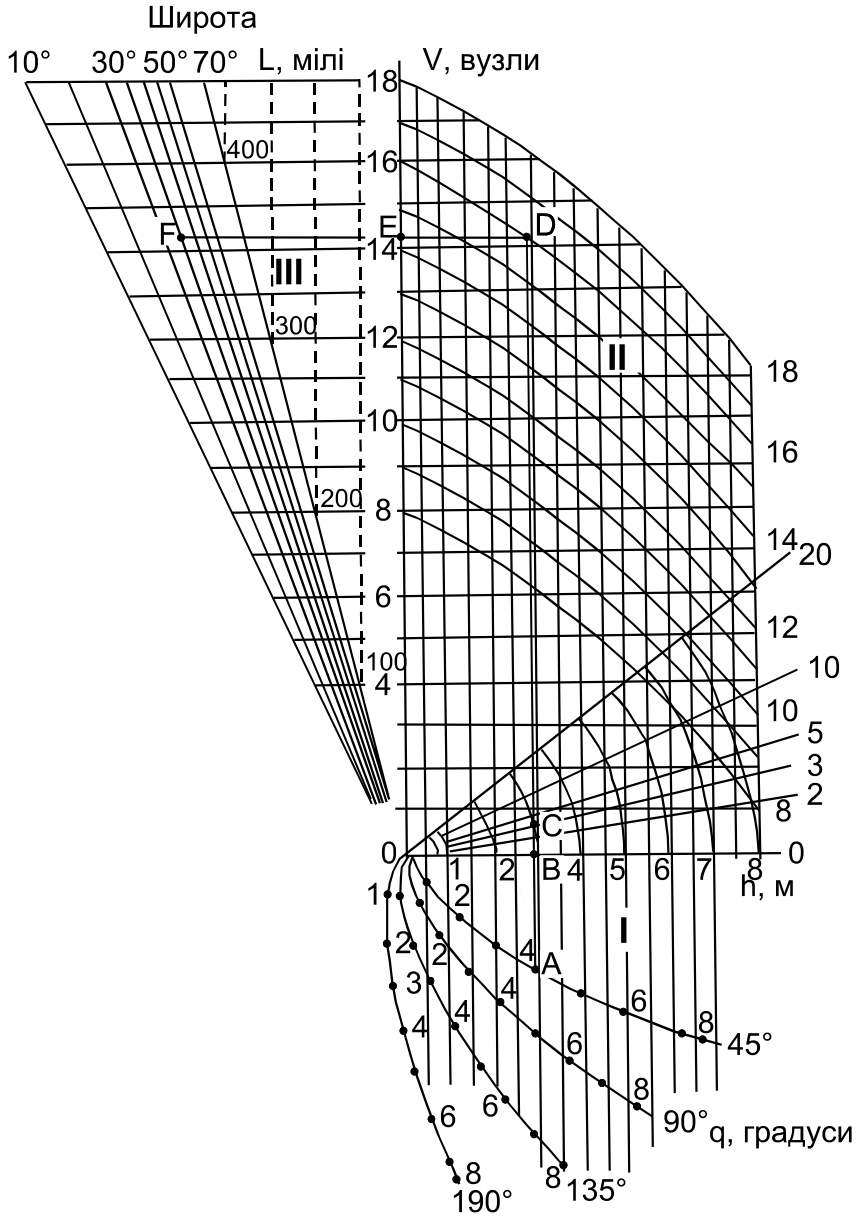


Рис. 12.3 – Номограма В.С. Красюка для розрахунку втрат швидкості ходу судна і пройденої відстані за добу в залежності від висоти (h) і напряму поширення (q) хвиль з урахуванням водотоннажності судна.

Розрахунок по номограмі здійснюється таким чином.

У правому нижньому кутку номограми (квадрант I) на кривій, відповідній курсовому куту (q), знаходять точку, що відповідає висоті хвилі (точка А). Курсовий кут – кут між напрямом переміщення судна та напрямом хвилювання, визначається від 0° до 180°. За зустрічним хвилюванням курсовий кут дорівнює 0°, за попутним - 180°. Від точки А (приклад h = 4 м, q = 45°) переміщуються вгору (паралельно вертикальній осі) до перетину з горизонтальною віссю (точка В). Віяло ліній внизу

квадранта II показує втрати швидкості судна відповідного тоннажу для певних висот хвиль.

Із точки B переміщуються в квадрант II паралельно дузі до прямої лінії, що відповідає тоннажу судна D в тисячах тонн (наприклад, 5 тис. т.).

Від точки C підіймаються вертикально вгору до перетину з кривою, що відповідає максимальній швидкості судна (верхня частина квадранта II). Наприклад, $(V_c)_{мах}$ = 16 вузлів. Від одержаної точки D переміщуються по горизонталі до перетину з вертикальною віссю (точка E), де і знімають значення швидкості судна з урахуванням хвилювання. У нашому прикладі V_c =14,2 вузлів.

У квадранті III дана відстань L (у милях), яку пройде судно за добу. З точки E по горизонталі переміщуються в квадрант III до лінії, що відповідає широті судна (точка F) і визначають значення L у милях. У нашому прикладі L = 500 миль. Цей відрізок і відкладається на робочій карті розрахунку рекомендованого шляху,

Аналогічним чином розраховують рекомендований шлях на другу, третю добу та інші.

Далі визначається відстань, яку пройде судно за добу (рис. 12.3).

За знімками МСЗ можна визначити зони штормового хвилювання (за вихоровою структурою хмарності).

На основі аналізу синоптичної ситуації та очікуваних погодних умов вздовж ортодромії (ДВК), лаксодромії (з постійним курсом) і сезонного океанського шляху рекомендується найбільш вигідний шлях плавання.

Контрольні запитання

1. Врахування яких гідрометеорологічних явищ необхідне при розрахунку найбільш вигідного шляху плавання суден в океані? Назвати НЯ і СГЯ, їх критерії.
2. Які матеріали використовуються при розрахунку рекомендованого шляху?
3. Назвати методи розрахунку найбільш вигідних шляхів плавання. В чому полягає суть методу ізохрон?
4. Який порядок обслуговування суден рекомендованими шляхами?

12.4 Прогноз тягуна

Причини виникнення тягуна. Тягун - небезпечне та поки що маловивчене явище природи спостерігається у багатьох портах світу, в тому числі у портах Чорного моря: Батумі, Поті, Очамчирі, Сухумі, Сочі, Туапсе, Новоросійську, Анапі, Керчі, Феодосії, Ялті, Севастополі, Одесі, Іллічівську, Констанці, Бургасі, Варні та інших.

Залежно від місцевих умов та характерних особливостей споруд цих портів тягун там виявляється неоднаково. У східних портах Чорного моря - Туапсе, Сухумі, Батумі - тягун може досягати великої інтенсивності.

При тягунах у портах виникають своєрідні коливання рівня, через те судна, які пришвартовані біля причалу чи стоять на якорі, розпочинають рухатися то в одному то в іншому напрямі, тобто роблять обертально-поступальний рух, зазнаючи сильної хитавиці. При цьому виникає загроза зіткнення суден, посадки їх на мілину, ушкодження корпусу та причалів. У таких умовах вантажні роботи у портах припиняються, судна виводяться на зовнішній рейд.

Тягуну, як і іншим небезпечним гідрометеорологічним явищам, не можна запобігти, через те важливо вчасно передбачити його виникнення, інтенсивність та час припинення і таким чином скоротити вимушені простої суден, запобігти аварії та ушкодженню причалів.

Вивчення тягуна проводиться давно, але поки що не створена єдина фізична теорія, яка пояснює причини та механізм цього явища. Ряд авторів вважають, що причиною тягуна є вітрове хвилювання моря, яке проникає крізь ворота на акваторії порту. Хвилі взаємодіють з водною масою порту, створюють течії протилежних напрямків, які впливають на судна.

Інші дослідники вважають, що рух відшвартованих суден спричиняється безпосередньо довгоперіодними хвилями, які входять у порт з відкритого моря. Довгоперіодні хвилі у морі - це прогресивно розповсюджені хвилі, які спричиняють резонансні коливання маси води у бухтах, затоках, портах і обертально-поступальний рух відшвартованих суден. Катастрофічного характеру такі посування досягають при збігу періоду коливань судна з періодом коливань маси води у басейні порту. Як наслідок цього, для оцінки можливості виникнення тягуна у порту необхідно знати період довгоперіодних хвиль на підході до порту, періоди власних коливань маси води у басейні порту, а також власних коливань суден, які стоять на якорі чи біля причалу.

Розрахунок початкових елементів. Відомо, що у полі постійного вітру над морем виникають дві системи вітрових хвиль. Одна - з фазовою швидкістю, однаковою зі швидкістю вітру, так звана резонансна система, яка відповідає низькочастотному максимуму спектра. Друга - з меншою фазовою швидкістю, яка відповідає високочастотному максимуму спектра. Ці системи виникають під впливом двох суттєво відмітних механізмів генерації хвиль - резонансного та індукованої взаємодії. Важливою особливістю формування цих систем у полі вітрових хвиль є те, що для їх одночасного розвитку необхідні певні умови:

а) вітровий потік, який породжує вітрові хвилі, повинен бути стійким протягом тривалого проміжку часу (близько доби);

б) простір (розгон) району моря, де спостерігається вітровий потік, повинен бути значним (більше 100 км);

в) швидкість вітрового потоку повинна бути не менше ніж 15 м·с$^{-1}$.

При слабких вітрах та малих розгонах обидві системи хвиль розвиваються рідко.

Згідно з висновками гідродинамічної теорії хвиль, на поверхні рідини дві плоскі прогресивні хвилі з частотами μ_1, та μ_2 ($\mu_1 > \mu_2$), та амплітудами Q_1 та Q_2, які розповсюджуються в одному напрямку, внаслідок нелінійної взаємодії створюють низькочастотні коливання з частотою $\mu_1 - \mu_2$ та амплітудою, на порядок меншою від амплітуди початкових хвиль.

При постійному за напрямком та тривалістю вітрі на пізніших стадіях розвитку процесу вітрового хвилювання частоти двох систем хвиль виявляються близькими, що спричиняє виникнення низькочастотних коливань. Оскільки для розвитку двох систем хвиль необхідні перелічені вище умови, довгоперіодні коливання на підході до порту, а отже і тягун у порту виникає, як правило, після закінчення дії постійного та сильного вітру, який дує над просторим районом моря.

Елементи довгоперіодних хвиль в умовах глибокого моря (з ухилом дна 0,01 та більше), розраховуються за:

$$\bar{h}_{довг} = \frac{2\pi^{3/2}\bar{h}^2}{g\bar{\tau}^2}, \qquad (12.1)$$

$$\bar{\tau}_{довг} = 10\bar{\tau}, \qquad (12.2)$$

де $\bar{h}_{довг}$, $\bar{h}$ - середня висота довгоперіодних та вітрових хвиль; $\bar{\tau}_{довг}$, $\bar{\tau}$ - середній період довгоперіодних та вітрових хвиль.

Розрахункові формули були порівняні з емпіричними:

$$\bar{h}_{довг} = \alpha\frac{\bar{h}^2}{g\bar{\tau}^2}, \qquad (12.3)$$

$$\bar{\tau}_{довг} = \beta\bar{\tau}, \qquad (12.4)$$

де α = 11,8; β = 12.

Для практичних розрахунків беруть α = 11, β = 12, що незначно відрізняються від теоретичних та емпіричних значень.

Для мілководних морів з горизонтальним дном та малими ухилами дна (0,001 та менше) при розрахунку висоти довгоперіодних хвиль обчислюють редукційну поправку згідно з формулою (12.5), або табл. 12.5.

$$\bar{h}_{довг} = \frac{11\bar{h}^2}{g\bar{\tau}^2} f\left(\frac{H}{g\bar{\tau}^2}\right), \qquad (12.5)$$

де H – глибина моря.

Таблиця 12.5 – Редукційна поправка f

$(H/g\tau)\cdot 10^2$	3	4	5	6	7	8	9	10	11
f (H/gτ)	0	0,30	0,55	0,69	0,80	0,90	0,97	0,99	1,00

Середня висота коливання води у басейні порту $\overline{h}_n$ - визначається відповідно до співвідношення

$$\overline{h}_n = R_н h_{довг} \ , \qquad (12.6)$$

де $R_н$ - коефіцієнт підсилення початкових довгоперіодних коливань.

Коефіцієнт $R_н$ знаходиться з графіка (рис. 12.4) відповідно до $R_н / R_R$, де R_R - коефіцієнт резонансного підсилення, який залежить від резонансного періоду τ_R та середнього періоду довгоперіодної хвилі $\overline{\tau}_{довг.}$.

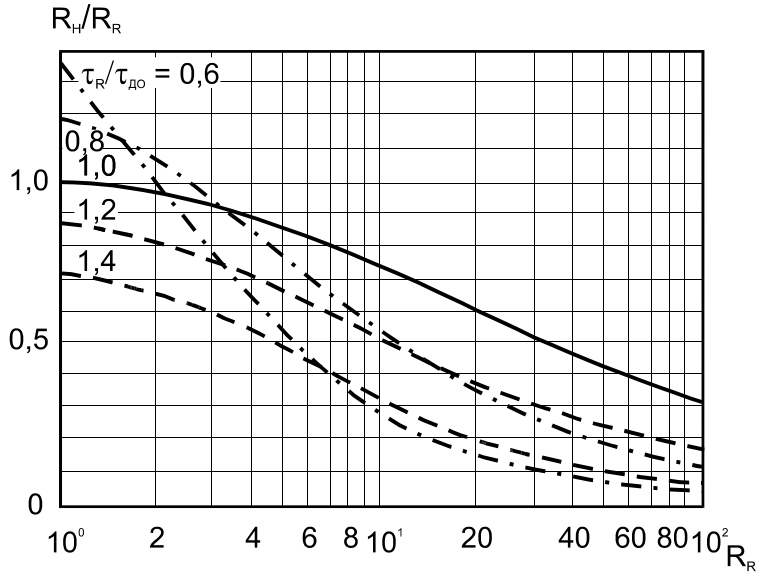


Рис. 12.4 – Залежність $R_н / R_R$ від резонансного коефіцієнта підсилення R_R при різних значеннях відношення τ_R до $\overline{\tau}_{довг}$.

Резонансний період береться рівним середньому періоду коливань маси води у басейні порту $\overline{\tau}_n$ і розраховується за формулою

$$\tau_R = \frac{2\pi}{K_R \sqrt{gH}} \ , \qquad (12.7)$$

де K_R – резонансне хвильове число.

Резонансне хвильове число K_R та резонансний коефіцієнт підсилення R_R визначають з графіка (рис. 12.5). Початковими параметрами для користування графіком є розмір басейну та ширина входу у порт. Вважається, що конфігурація порту є близькою до прямокутника.

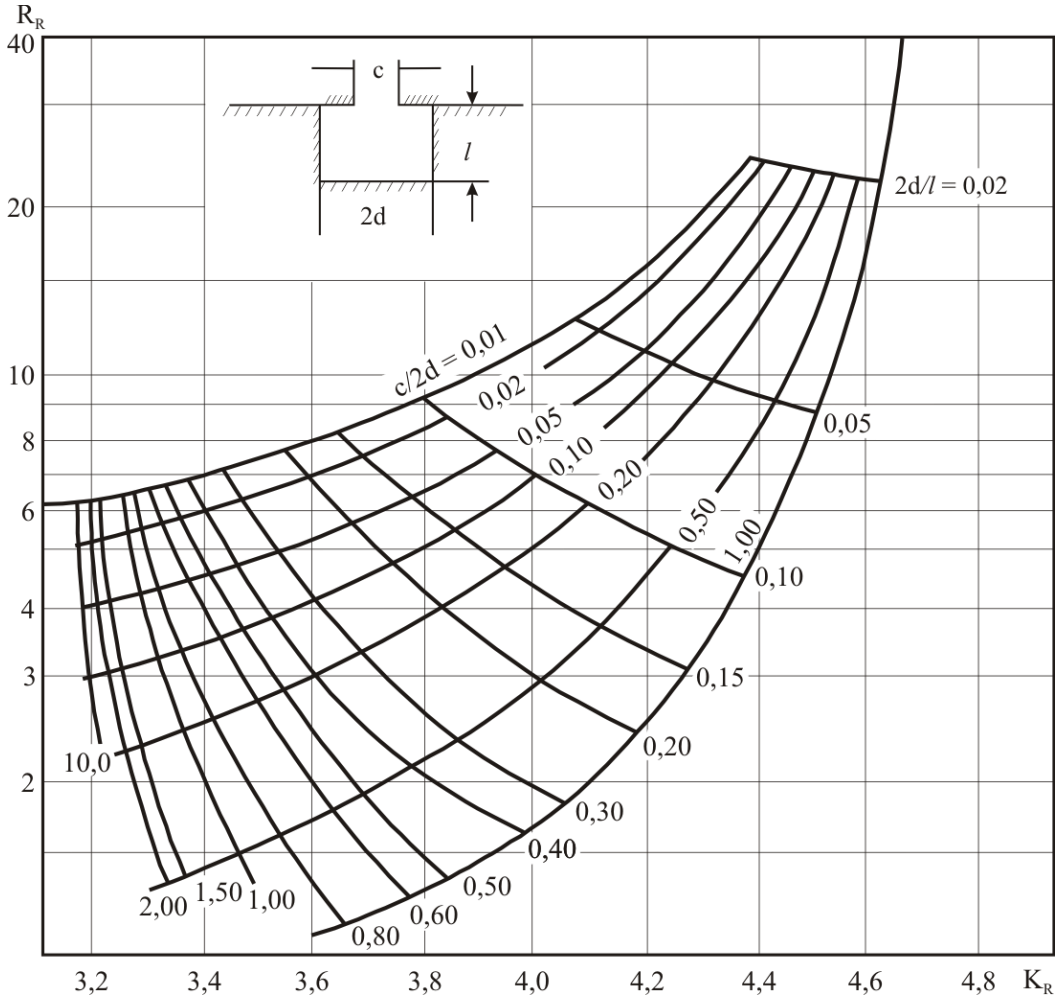


Рис. 12.5 – Номограма для визначення резонансного коефіцієнта підсилення R_R та резонансного хвильового числа K_R.
d – довжина порту; l – ширина порту; c – ширина входу в порт.

Основні типи атмосферних процесів, які спричиняють виникнення тягуна у портах Чорного моря. Як відзначалось вище, небезпечне явище тягун спостерігається у багатьох портах Чорного моря. У східних портах – Туапсе, Сухумі, Батумі – тягун досягає значної інтенсивності та завдає великих збитків морському флоту. У портах Поті, Сочі, Новоросійськ, Анапа, Керч, Феодосія, Ялта та Севастополь це явище відбувається з меншою інтенсивністю, а у портах північно-західної частини Чорного моря – Одесі та Іллічівську – тягун спостерігається рідко і його інтенсивність не перевищує двох балів (слабкий тягун). Пов’язано це з характером атмосферних процесів над Чорним морем, а також з полями хвилювання.

Чорне море знаходиться, з одного боку, під впливом субтропічного поясу підвищеного тиску та пов’язаних з ним атмосферних процесів, з іншого боку – під впливом атмосферних процесів, які виникають у більш північних широтах.

Віддаленість Чорного моря від центрів дії атмосфери обумовлює ослаблення міжширотного обміну та активності атмосферних процесів, особливо влітку, коли антициклонічний характер погоди сприяє інтенсивному прогріву, трансформації повітряних мас та швидкому розмиванню атмосферних фронтів.

У холодне півріччя атмосферні процеси над Чорним морем та прилеглою сушею значно активізуються. У відповідності з переважним впливом континентального полярного повітря та розташованої над Середземним та Чорним морями циклонічної зони, акваторія Чорного моря знаходиться під впливом північно-східного, північного та північно-західного вітру, який охоплює, головним чином, західну половину моря.

Одночасно з утворенням над Вірменським нагір'ям зони підвищеного тиску та поширенням відрогу Сибірського максимуму на Каспійське море, у південно-східній частині Чорного моря переважає східний вітер.

Таким чином, переважання над західними районами Чорного моря вітрів північних, північно-східних та північно-західних напрямків обумовлює формування тут штормової зони. Простір Чорного моря у широтному напрямку сприяє значному розгону хвиль із штормової зони у південно-східному напрямку. Це є причиною того, що найбільша повторюваність та інтенсивність тягуна спостерігається у південно-східній частині Чорного моря - у портах Батумі, Туапсе та Сухумі.

Для виникнення цього явища у північно-західній частині Чорного моря необхідною умовою є поширення хвиль брижів з південно-східних районів Чорного моря. Повторюваність південно-східного вітру у північно-західній частині Чорного моря невелика і становить в середньому 0,38% за рік, а середня тривалість такого вітру становить 10 год. Таким чином, тягун у портах північно-західної частини Чорного моря - Одесі, Іллічівську - спостерігається дуже рідко, а коли й спостерігається, то за градацією "слабкий" чи "помірний" тягун (табл. 12.4).

Виходячи з того, що тягун утворюється за певних гідрометеорологічних умов, а його характеристики залежать від особливостей причальних споруд, для різних портів розроблені свої методи прогнозу тягуна. Розглянемо метод прогнозу тягуна, наприклад, у порту Туапсе, де це явище має високу повторюваність та інтенсивність.

Синоптичні умови виникнення тягуна в порту Туапсе. Тягун у порту Туапсе може спостерігатись у будь-який період року, хоча найбільша повторюваність відзначається взимку. Повторюваність тягуна в різні роки також неоднакова, вона залежить від активності синоптичних процесів над півднем Європи і над Чорним морем.

Переважна більшість випадків утворення тягуна пов'язана з підходом хвиль брижів від заходу і південного заходу. Підхід хвиль брижів висотою 1,5…2,0 м призводить до формування тягуна у порту в 22% випадків, підхід хвиль брижів висотою 2…4 м – у 80% випадків, а хвиль брижів висотою більше 4 м завжди спричиняє виникнення тягуна. Наявність тягуна у порту не пов'язана з полем вітру над акваторією моря і порту в даний момент часу, а залежить від попереднього баричного поля, яке спостерігалось 12 год тому і більше. Тягун у порту Туапсе виникає звичайно, коли над Чорним морем спостерігається баричне поле, де над західною його половиною градієнт тиску має напрямок від 360 до 90°, різниця тиску ΔP_1 у напрямку баричного градієнта на відстані 500 км складає не менше ніж 5 гПа, а різниця тиску ΔP_2 на відстані 900 км між південно-західним узбережжям і портом Туапсе (максимальний розгін хвиль) – становить не менше ніж 6 гПа.

Для визначення цих умов необхідно встановити:

- наявність штормової зони на захід від порту Туапсе;
- розміри штормової зони;
- відстань від порту Туапсе до штормової зони і тривалість збереження зони у постійних межах;
- зміну штормової зони у просторі;
- максимальну швидкість вітру у штормовій зоні;
- середній баричний градієнт у штормовій зоні;
- різницю тиску ΔP_2 між південно-західним узбережжям моря і у районі Туапсе в напрямку максимального розгону хвиль і змінювання цієї різниці впродовж часу;
- різницю тиску ΔP_1 над морем у напрямку баричного градієнта на відстані 500 км від південно-західного узбережжя і змінювання цієї характеристики впродовж часу.

Хвильові поля, які спричиняють утворення і розвиток тягуна у порту Туапсе, створюються при таких типах атмосферних процесів.

Тип 1. Над західною половиною Чорного моря чи узбережжям моря на північ від 44° півн. ш. розташовується центр малорухомого циклону, а над східною частиною моря – малоградієнтна зона зниженого тиску. Над західними районами Турції і північною частиною Балканського півострова – зона підвищеного тиску.

Тягун виникає у тих випадках, коли:

- циклон знаходиться на заході від 35° зах.д. і зберігається у цьому районі не менше 10 год, а різниця тиску ΔP_1 у напрямку баричного градієнта становить не менше ніж 5…6 гПа і зберігається впродовж 7 год і більше (рис. 12.6 а);
- циклон знаходиться на схід від 35° сх.д. (Азовське море, південний захід Краснодарського краю), стаціонує тут не менше ніж 10 год, а різниця

тиску ΔP_2 у напрямку максимального розгону хвиль складає 6…7 гПа і зберігається впродовж 9 год і більше (рис. 12.6 б).

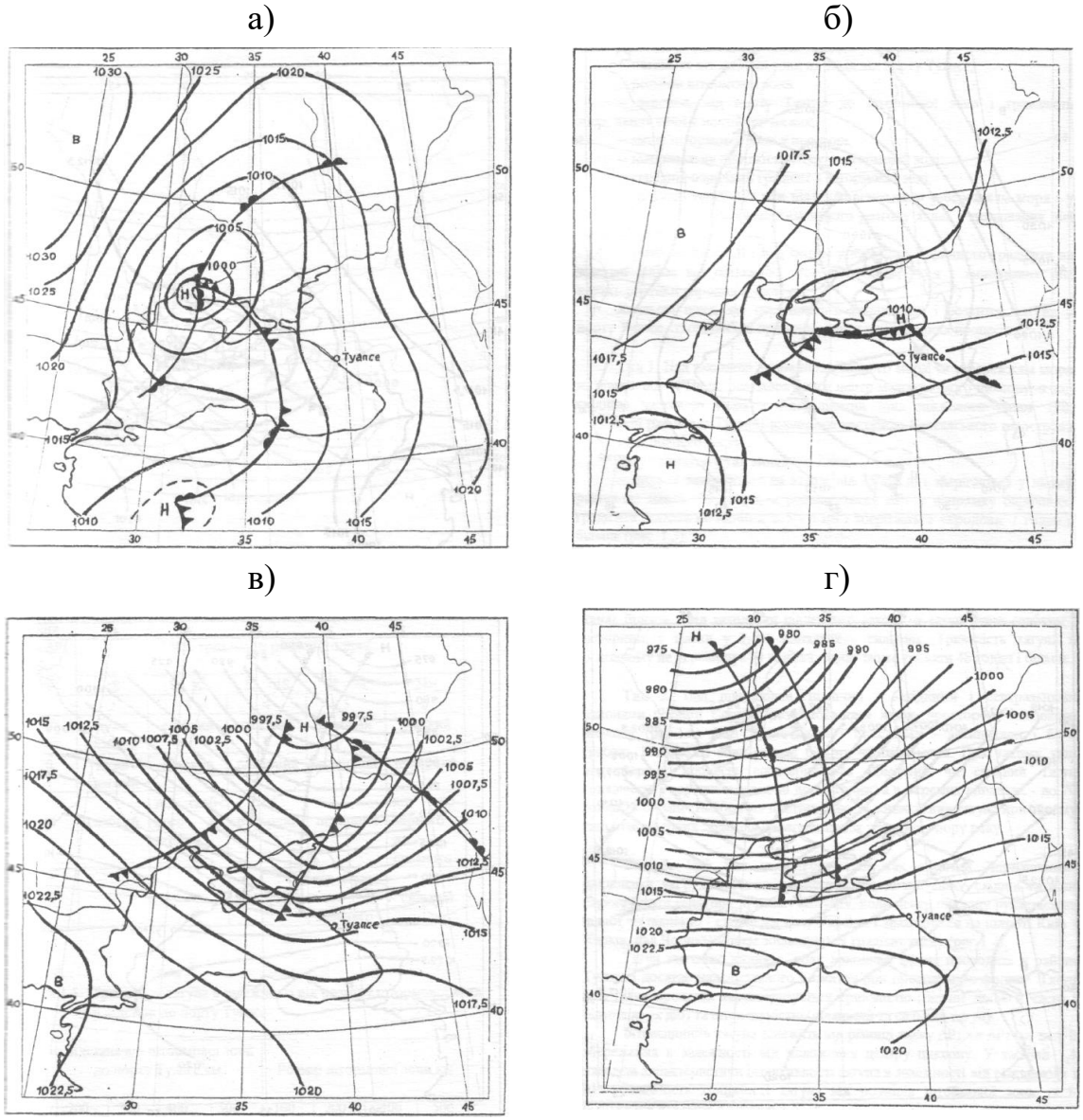


Рис. 12.6 – Типи синоптичної ситуації виникнення тягуна у порту Туапсе (а – тип 1а; б – тип 1б; в – тип 2; г – тип 3).

Різниця тиску ΔP_1 вираховується між середнім тиском (у 3…4 пунктах) південно-західного узбережжя Чорного моря і середнім тиском (у 3…4 пунктах) на відстані 500 км у напрямку баричного градієнта. Різниця тиску ΔP_2 вираховується як різниця між середнім тиском (у 3…4 пунктах) південно-західного узбережжя Чорного моря і найменшим тиском на ділянці узбережжя Новоросійськ – Туапсе (рис. 12.7).

За таких синоптичних умов стан моря характеризується підходами хвиль брижів від заходу чи південного заходу, а тягун буває слабким і помірним, і тільки у 7…8 % випадків – сильним. Тривалість тягуна в основному не перевищує 24 год, однак може зберігатись 48 год і більше.

Тип 2. Над північними, північно-західними і центральними районами Східної Європи розташовується центр просторого глибокого циклону (рис. 12.6 в), над Туреччиною і Балканами - антициклон і його гребінь. Штормова зона займає більшу частину моря. При такому типі атмосферних процесів спостерігається помірний чи сильний тягун тривалістю в середньому від 36 до 48 год, а в окремих випадках - до 70 год та більше. Найбільша повторюваність утворення тягуна при такому типі атмосферних процесів відмічається в холодну пору року.

Тип 3. Цей тип характеризується так званими «пірнаючими» циклонами, які рухаються з північного заходу до південно-східної частини Європейської території. В цьому випадку, коли центр циклону рухається на північ чи північно-східну частину України і знаходиться на широті Київ-Харків, над Чорним морем збільшується градієнт тиску (рис. 12.6 г).

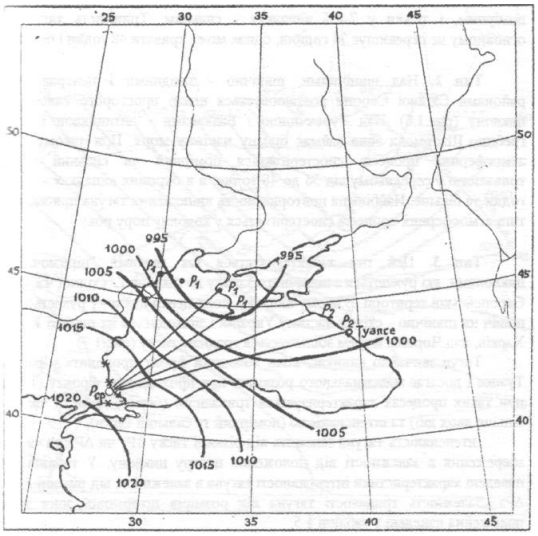


Рис. 12.7 – Схема обчислювання P_1 та P_2.
P_1 – градієнт тиску на відстані 500 км від південно-західного узбережжя, а P_2 – у напрямку максимального розгону хвиль.

Тягун звичайно виникає, коли холодний фронт проходить у район Туапсе, і досягає максимального розвитку при проходженні фронту. Тягун при таких процесах характеризується тривалістю (більше доби, а часто і більше двох діб) та інтенсивністю (помірний та сильний тягун). Інтенсивність тягуна залежить від різниці тиску ΔP_1 чи ΔP_2 та часу її збереження в залежності від положення центру циклону. У табл. 12.6 наведені характеристики інтенсивності тягуна в залежності від різниці ΔP_1 і ΔP_2. Залежність тривалості тягуна від розмірів штормової зони та її положення наведені у табл. 12.7. Довгочасні тягуни тривають більш ніж 30 год, короткочасні - менше 12 год. Тривалі тягуни спостерігаються в

тих випадках, коли штормова зона знаходиться від порту Туапсе на відстані більше 400 км, а її розмір впоперек складає більш ніж 400 км.

Таблиця 12.6 – Залежність інтенсивності тягуна від різниці ΔP_1 і ΔP_2

Різниця ΔP_1 і ΔP_2, гПа	Час тривалості різниці, год				
	< 8	8…12	12…18	18…24	> 24
1	2	3	4	5	6
5…7	дуже слабкий	слабкий	слабкий	слабкий	слабкий
7…10	дуже слабкий	слабкий	помірний	помірний	помірний
10…14	слабкий	від слабкого до помірного	помірний	помірний	від помірного до сильного
> 14	-	-	помірний	від помірного до сильного	сильний

Таблиця 12.7 – Тривалість (год) тягуна в залежності від розміру штормової зони і її відстані до порту Туапсе

Тривалість тягуна	Відстань штормової зони до порту Туапсе, км				Розмір штормової зони, км			
	200-300	300-400	400	500	100-200	200-300	400	500
Тривалий	-	24	72	36	-	-	75	15
Короткочасний	14	12	-	-	-	-	-	-

Існує також залежність часу утворення тягуна (рис. 12.8) від напрямку і швидкості вітру та баричного градієнта у штормовій зоні (ΔPs, гПа/111 км). При напрямку ізобар у штормовій зоні в межах 360°…320° тягун у порту Туапсе виникає в таких випадках:

- через 26…30 год після того, як градієнт тиску в штормовій зоні досягає 1…2 гПа/1° меридіану;
- через 20…24 год - при градієнті 2…3 гПа/1° меридіану;
- через 15…18 год - при градієнті 3…4 гПа/1° меридіану.

При напрямку ізобар у штормовій зоні від 320° до 270° та градієнтах, наведених вище, тягун починається на 2…4 год раніше.

Аналіз матеріалів спостережень показує, що виникнення тягуна в порту Туапсе залежить від положення штормової зони моря. Акваторія Чорного моря була розділена на чотири райони (I, II, III, IV) приблизно однакової площі (рис. 12.9).

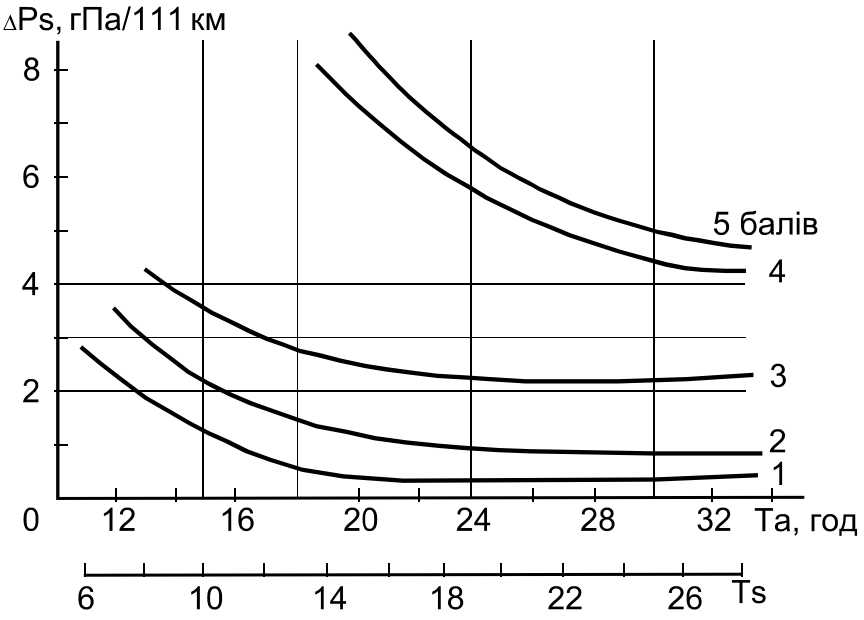


Рис. 12.8 – Графік для визначення початку (Та) та інтенсивності (Ts) тягуна в порту Туапсе.

ΔPs – градієнт тиску в штормовій зоні на градус меридіана; Та – час виникнення тягуна після досягнення відповідного значення градієнта тиску, год; Ts – час тривалості відповідного градієнта тиску, год.

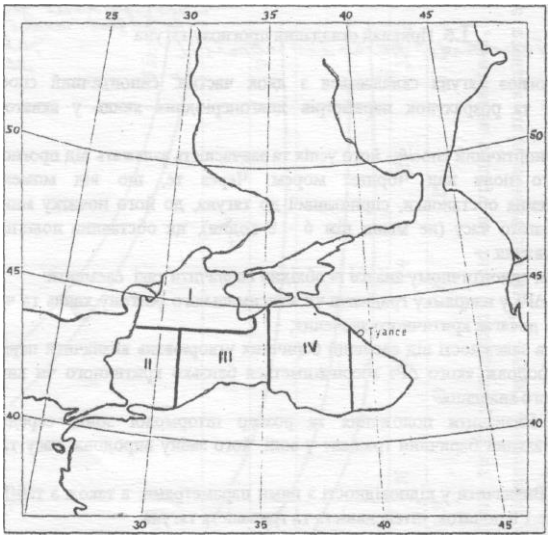


Рис. 12.9 – Райони моря, штормова погода в яких спричиняє тягун у порту Туапсе.

Встановлено, що при штормовій погоді над всією акваторією моря чи її частиною (включаючи райони I, II, III) в порту Туапсе спостерігається помірний або сильний тягун. В деяких випадках, при штормі у IV районі, в порту можливе утворення слабкого тягуна.

Отже, можна сформулювати такі висновки:

1. Тягун в порту Туапсе може спостерігатися впродовж всього року, помірний та сильний – переважно в холодну пору року.

2. У переважній кількості випадків виникнення тягуна пов'язано з підходом хвиль брижів із заходу, південного заходу чи півдня. Іноді він утворюється також при змішаному хвилюванні моря, але ступінь хвилювання повинен бути не менш ніж 3 бали, а при сильних тягунах – не більше 5 балів.

3. При всіх трьох типах атмосферних процесів над Туреччиною та Балканським півостровом розташовується малорухома область підвищеного тиску.

4. Сильні тягуни при всіх типах атмосферних процесів відмічаються, коли:

- ΔP_1 чи ΔP_2 більше 12 гПа;
- штормова зона розташована над всією акваторією моря або над районами I, II, III;
- середній градієнт тиску в штормовій зоні більше ніж 4 гПа/1° меридіану;
- ізобари в штормовій зоні мають напрямок від 340 до 290°;
- ступінь розвитку хвилювання не менше 5 балів (брижі або змішане хвилювання);
- зберігаються всі перелічені умови не менше доби.

Тривалі тягуни спостерігаються в тих випадках, коли розмір штормової зони впоперек складає 400 км і зона знаходиться в районах I, II чи III не менше доби.

Прогностичні ознаки виникнення тягуна при типі I атмосферних процесів.

1. Штормова зона знаходиться в західній частині моря, де ізобари мають напрямок від 360 до 270°, а середній градієнт тиску складає 1 гПа/1° меридіану.

2. Різниця тиску в напрямку баричного градієнта на відстані 500 км складає не менше 5 гПа і зберігається впродовж 8…10 год та більше.

3. Штормова зона розташована у I, II та III районах при напрямку ізобар від 360 до 320°. За таких умов тягун в порту Туапсе утворюється:

- через 26…30 год після того, як градієнт тиску в штормовій зоні досягає 1…2 гПа/1° меридіану;
- через 20…24 год - при градієнті 2…3 гПа/1° меридіану;
- через 15…18 год - при градієнті 3…4 гПа/1° меридіану;
- через 12…15 год - при градієнті 4…6 гПа/1° меридіану.

4. Коли розмір штормової зони складає більш ніж 500 км, зберігається добу або більше, а відстань від штормової зони до порту Туапсе більше 400 км, тягун буде тривалим. Більшість тягунів, які виникають при типі I атмосферних процесів, бувають слабкими, помірними і тільки 7…8 % випадків - сильними.

Прогностичні ознаки виникнення тягуна при типі II атмосферних процесів

1. Штормова зона розташована над всією акваторією або у північно-західній частині моря.

2. Середній градієнт тиску в штормові зоні більше 1,5 гПа/1° меридіану.

3. Різниця тиску в напрямку максимального розгону хвиль (900 км) ΔP_1 - 6 гПа та більше і зберігається не менш ніж 10…12 год.

4. Початок утворення тягуна та його тривалість визначаються такими ж умовами, як і при типі I атмосферних процесів. Тягуну сприяють сильні вітри та змішане хвилювання моря не менше 4 балів. Повторюваність таких тягунів складає близько 38 %, більше половини з них - помірні та сильні і спостерігаються переважно у холодну пору року.

Прогностичні ознаки виникнення тягуна при типі III атмосферних процесів

1. Штормова зона розташована над усім морем або над районами I, II, III.

2. Середній градієнт у штормовій зоні більше 1,5 гПа/1° меридіану.

3. ΔP_1 або ΔP_2 - більше 6 гПа та зберігаються не менше 10…12 год.

4. Якщо штормова зона малорухома та відмічається в районах більше доби, то тягун буде тривалим. Переважаюча більшість тягунів при типі III атмосферних процесів - сильні та тривалі, спостерігаються у холодну половину року та виникають при сильних західних та південно – західних вітрах і змішаному хвилюванні моря 5 балів і більше.

Контрольні запитання

1. Як виникає явище «тягун»?
2. В яких портах він спостерігається та якої інтенсивності буває?
3. Які типи атмосферних процесів обумовлюють формування тягуна на Чорному морі?
4. Охарактеризуйте синоптичні умови утворення тягуна в порту Туапсе.
5. При яких умовах спостерігаються сильні тягуни в порту Туапсе?
6. Як здійснюється розрахунок елементів довгоперідних хвиль в порту Туапсе?

12.5 Прогноз обмерзання суден та гідротехнічних споруд

Причини обмерзання суден та гідротехнічних споруд. У високих та помірних широтах при мінусових температурах повітря та хвилюванні моря спостерігається обмерзання суден та гідротехнічних споруд. Під час руху судна через удари корпуса з хвилями утворюються бризки, які осідають на корпусі та замерзають. Разом з цим може відбуватися

заливання палуби водою, частина якої залишається на палубі та замерзає. При обмерзанні відбувається відкладання льоду на бортах судна, палубі, такелажі, рангоуті, лобових та бокових стінах надбудови. Практично всі види суден наражаються на небезпеку обмерзання, однак, особливу небезпеку це явище завдає малотоннажним суднам з низькими бортами. Небезпека обмерзання полягає у тому, що відкладання льоду відбувається на високих частинах судна, внаслідок чого центр ваги підвищується і судно втрачає остійність.

Спостерігається три види обмерзання:

- обмерзання від забризкування та заливання водою під час сильного вітру та хвилювання моря. Цей тип обмерзання зустрічається найбільш часто (91 %) і становить серйозну небезпеку;
- обмерзання (3 %) під час охолодження опадів - дощу, мокрого снігу або частинок води, також під час туману та випаровування моря; інтенсивність незначна, однак утворюється прісний лід, який має велику міцність і силу зчеплення;
- змішане обмерзання (6 %), яке утворюється внаслідок поєднання першого та другого видів обмерзання.

Синоптичний аналіз понад 3000 випадків обмерзання рибопромислових суден показує, що його основною причиною є забризкування морською водою (90 % випадків). При цьому швидке обмерзання відбувається при зустрічному і боковому вітрі (83 % випадків).

Інтенсивність обмерзання виражається у кількості льоду (у тоннах), який утворився за одиницю часу (год). Для риболовецьких суден (РС - риболовецький сейнер, СРТ - середній риболовецький траулер, СМРТ - середній морозильний риболовецький траулер) визначають слабке, помірне чи сильне обмерзання. Ступінь обмерзання в залежності від інтенсивності відкладення льоду наведена в табл. 12.8.

Таблиця 12.8 – Ступінь обмерзання риболовецьких суден в залежності від інтенсивності відкладення льоду ($т \cdot год^{-1}$)

Тип судна	Інтенсивність обмерзання ($т \cdot год^{-1}$)		
	слабке	помірне	сильне
РС	< 0,7	0,7…1,8	> 1,8
СРТ	<1,5	1,5…4,0	> 4,0
СМРТ	<3,5	3,5…8,0	> 8,0

Обмерзання різної інтенсивності спостерігається при різних гідрометеорологічних умовах і у різних широтах розвивається не однаково. Для прикладу у табл. 12.9 наведені характеристики температури повітря та швидкості вітру, коли спостерігається обмерзання суден типу СРТ.

Таблиця 12.9 – Інтенсивність обмерзання суден типу СРТ в залежності від гідрометеорологічних факторів

Інтенсивність обмерзання	Швидкість вітру, м·с$^{-1}$	Температура повітря, °С
Повільне	від 0 до 9	від -1 до -3
Швидке	від 9 до 15	від -3 до -8
Дуже швидке	> 15 від 9 до 15	-3 -8

Обмерзання залежить не тільки від поєднання температури повітря та швидкості вітру, а також від температури води, курсу судна відносно напрямку вітру та від висоти хвиль.

Дуже часто обмерзання спостерігається при температурах повітря від -1 до +6 °С, при помірному чи сильному хвилюванні моря, при зустрічному чи боковому вітрі.

Умови обмерзання суден у Чорному морі. У Чорному морі обмерзання суден та гідротехнічних споруд спостерігається переважно у північно-західній та північно-східній частині моря за період від листопада до квітня та проходить при різних гідрометеорологічних умовах. У табл. 12.10 наведені поєднання гідрометеорологічних умов у північно-західній частині Чорного моря, коли відмічається обмерзання різної інтенсивності.

Таблиця 12.10 – Гідрометеорологічні умови обмерзання суден у північно-західній частині Чорного моря

Обмер-зання	Температу-ра повітря, °С	Темпера-тура води, °С	Вітер		Висота хвилі, м	Місяць року
			Напрямок, град.	Швидкість, м·с$^{-1}$		
Повільне	0…-10	-1…+6	270…90	до 10	< 3	I-III
Швидке	-6…-18	0…-1	0…90	> 10	≥ 3	I-III

Для суден, які знаходяться у морі, інтенсивність обмерзання залежить також від курсу судна відносно напрямку вітру (табл. 12.11).

Як виходить з табл. 12.11, найбільш небезпечне обмерзання відбувається, коли судно рухається проти вітру.

Таким чином, небезпечне явище обмерзання суден та гідротехнічних споруд виникає при певних поєднаннях гідрометеорологічних факторів, які у Чорному морі можна розділити на три групи:

Таблиця 12.11 – Повторюваність обмерзання суден у північно-західній частині Чорного моря при різних курсах відносно напрямку вітру

Курс судна	Інтенсивність обмерзання	Кількість випадків	Повторюваність, %
Проти вітру	Повільне	44	37
	Швидке	10	59
За вітром	Повільне	26	22
	Швидке	2	12
Боковий вітер	Повільне	49	41
	Швидке	5	29

1. Комбінація від'ємної температури повітря та швидкості вітру (від'ємна температура до -3 °С та швидкість вітру від штилю до 9 м·с$^{-1}$ і більше). За таких умов настає повільне обмерзання через бризки, помірне вітрове хвилювання, а також через опади, випаровування моря, туман та високу вологість повітря.

2. Комбінація температури повітря (-3 °С та нижче) і швидкості вітру (10 м·с$^{-1}$ та більше). Цей комплекс обумовлює високу ймовірність швидкого обмерзання внаслідок морозу та зриву бризок з верхівок хвиль. Швидкість вітру прискорює процес замерзання повітряних краплин. Обмерзання від бризок має найбільше розповсюдження і складає у північно-західній та північно-східній частині Чорного моря 90% випадків, воно є найбільш небезпечним явищем через нерівномірне зростання льоду. Крім того, зростання льоду від бризок практично не обмежене.

3. Комбінація температури повітря (-3 °С та нижче) та швидкості вітру (10 м·с$^{-1}$ та більше) при всіх атмосферних опадах, туманах і випаровуванні моря. Цей комплекс сприяє дуже швидкому обмерзанню. Лід, який утворюється від бризок морської та прісної води, характеризується великою в'язкістю і міцно прилипає до металевих конструкцій.

Аналіз показує, що обмерзання суден у Чорному морі відбувається при трьох типах синоптичних умов:

1) вихід південних циклонів у північно-західну частину моря;
2) переміщення пірнаючих циклонів з Прибалтики на Україну;
3) посилення антициклону у південних районах України.

Звичайно обмерзання спостерігається у тиловій частині добре розвинутих глибоких циклонів, де відбувається адвекція холоду, яка супроводжується штормовими вітрами переважно північно-західного напрямку. Зона обмерзання розташована на віддаленні від холодного фронту. У випадках глибоких оклюдованих циклонів при швидкості вітру 12…15 м·с$^{-1}$, температурі повітря від -2 до -10 °С та води 2…5 °С обмерзання може спостерігатися і поблизу центру циклону.

Прогноз обмерзання суден. Прогноз обмерзання суден складається з двох етапів. На першому етапі визначають попередні дані: прогностичні значення напрямку та швидкості вітру, висоти хвиль, температури води та повітря. Необхідно також знати величину солоності води. На другому етапі, використовуючи графіки на рис. 12.10, дається прогноз обмерзання. Критерій інтенсивності обмерзання визначається у см·год$^{-1}$ чи у т·год$^{-1}$ для суден різної тоннажності.

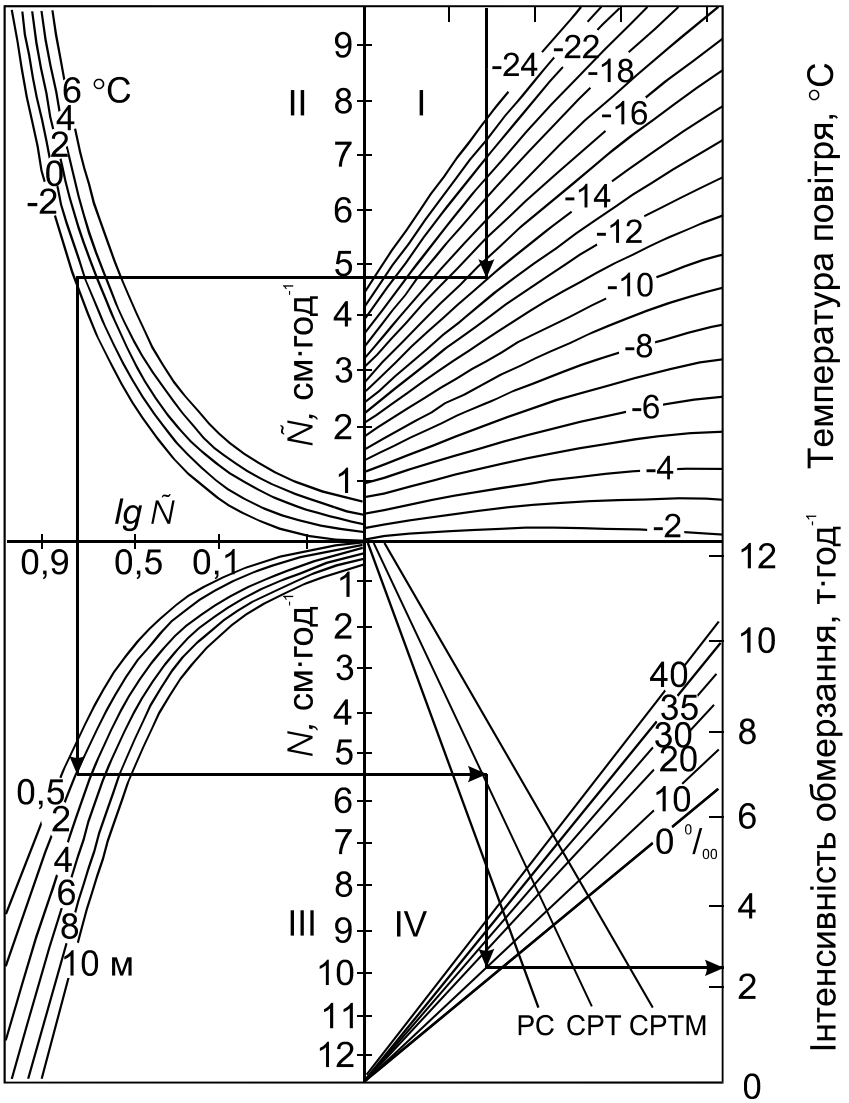


Рис. 12.10 – Графік для визначення інтенсивності обмерзання морських суден типу РС, СРТ, СМРТ.

Криві лінії у квадранті I на рис. 12.10 відображають залежність критерію інтенсивності від швидкості вітру та температури повітря при температурі води $t_в$ = 1 °С, солоності S = 35 ‰ та висоті хвиль h = 4 м.

У квадранті II враховується поправка на відміну температури води від 1 °С, кожна крива відповідає певному значенню температури води.

У квадранті III вноситься поправка на висоту хвиль і кожна крива відповідає певному значенню висоти хвилі.

У квадранті IV враховується поправка на солоність води. Також у квадранті IV представлені лінії для трьох типів суден – РС, СРТ та СМРТ.

Прогноз обмерзання суден складається на строк від 6 до 36 год і залежить від завчасності прогнозу погоди. Він дається у вигляді карти (рис. 12.11) або тексту, де вказується очікувана інтенсивність та ступінь обмерзання окремо для суден різного тоннажу.

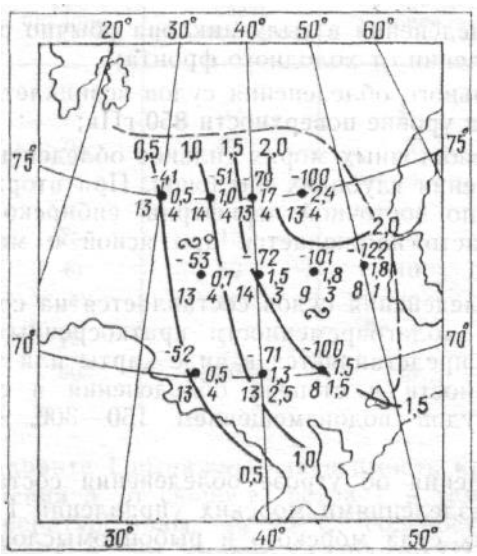


Рис. 12.11 – Прогностична карта за 03 ВСЧ. У вузлах сітки дані прогностичні значення температури повітря (вверху ліворуч), води (вверху праворуч), швидкості вітру (внизу ліворуч.), висоти хвилі (внизу праворуч) і розраховані значення інтенсивності обледеніння (всередині праворуч).

Контрольні запитання

1. Які причини викликають обмерзання суден?
2. Які види обмерзання спостерігаються і чому?
3. В яких одиницях вимірюється інтенсивність обмерзання?
4. Чи залежить інтенсивність обмерзання від типу судна?
5. Від яких факторів залежить обмерзання суден?
6. Охарактеризуйте умови обмерзання суден у Чорному морі.
7. Як скласти прогноз обмерзання морських суден?

12.6 Прогноз цунамі

Причини виникнення хвиль цунамі. Термін *«цунамі»* в перекладі з японської мови означає «хвиля у гавані». Під цією назвою розуміють хвилі на поверхні моря, які спричиняються зміщенням ділянки дна

океану при землетрусах, зсувом ґрунту та виверженням вулканів. Хвилі цунамі спостерігаються переважно у сейсмічно активних районах Світового океану, виникають внаслідок підводних землетрусів силою більш ніж 5…6 балів за шкалою Ріхтера, з епіцентром на глибині менше 50 км. Значні хвилі цунамі спричиняють великі руйнування вздовж узбереж морів та океанів, тобто розрахунок параметрів хвиль цунамі та їх прогноз має велике значення для господарської діяльності у прибережній зоні.

У наш час не існує надійних методів прогнозу виникнення цунамі. Звичайно, коли мова іде про прогноз цунамі, мають на увазі попередження про явище, яке вже існує та наближається до тієї чи іншої ділянки узбережжя. Засоби захисту від цунамі зводяться до винесення споруд за межі зони затоплення, а також організації служби попередження про цунамі. Такі служби створені у США, Японії, Росії та деяких країнах південно-східної Азії. Щоб система попередження цунамі була ефективною, вона повинна впродовж кількох хвилин визначити усі необхідні параметри землетрусу (положення епіцентру, час, магнітуду, глибину фокуса, відстань від джерела до узбережжя) та цунамі.

Основна причина утворення цунамі – тектонічні землетруси, які пов’язані з раптовим переміщенням великих мас земної товщі. Внаслідок різкого підняття та опускання дна океану у водній товщі відбувається зміна об’єму та тиску – хвилі стиснення та розрідження, які створюють на поверхні довгі хвилі. З епіцентру землетрусу хвилі цунамі розповсюджуються радіально-симетрично на всі сторони. Однак енергія хвиль розподіляється нерівномірно. Більша частина енергії сконцентрована вздовж нормалі до лінії розлому земної кори. Швидкість хвиль цунамі залежить від глибини, тобто вона змінюється при проходженні хвиль над ділянками з різними глибинами.

У глибоких районах моря швидкість хвиль може досягати 500…1000 км·год$^{-1}$, а відстань між послідовними вершинами хвиль досягає 500…700 км. Висота хвиль у центрі формування не перевищує 0,5…1,0 м, тому у відкритому океані хвилі цунамі непомітні. Однак при виході до мілководдя частина енергії хвиль переходить у потенціальну, внаслідок чого сильно збільшується висота та крутість переднього схилу хвилі. Потім відбувається руйнування хвиль та спад великих мас води назад до океану. В деяких випадках висота хвиль цунамі досягає 30…40 м.

Перед наступом цунамі на узбережжі звичайно відбувається зниження рівня моря та прихід невеликих хвиль. Потім може бути повторне зниження рівня, після чого приходить цунамі. За першою хвилею, як правило, приходить ще декілька хвиль більшої величини з інтервалами від 15 хв до 1…2 год. Звичайно максимальною буває третя або четверта хвиля.

Хвилі проникають в глибину суші в залежності від її рельєфу іноді на 10…15 км і, маючи велику швидкість, викликають величезні руйнування та людські жертви. Вплив цунамі залежить від форми берегової лінії, наявності чи відсутності бухт, заток, ширини входу в бухту та її довжини. Так, існує залежність висоти хвилі від ширини бухти при вході та в її вершині. Коли ширина бухти при вході в 6…8 раз більша, ніж у вершині, висота цунамі збільшується в 2…2,5 рази. Навпаки, при розширенні бухти до її вершини висота цунамі зменшується.

Прогноз цунамі. Передбачення цунамі, в першу чергу, залежить від того, як буде передбачено землетрус. На цей час землетруси не прогнозуються, тому задача прогнозу цунамі в прямому сенсі цього слова поки що не розв'язувана. Загальні відомості про цикли сейсмічності в тих чи інших районах дають тільки очікувану картину в багаторічному плані, тобто відома ймовірність сильних підводних землетрусів у таких роках, наприклад, у 1995-2000 рр.

Сьогодні під прогнозом цунамі мають на увазі розрахунок часу, необхідного для підходу хвилі від епіцентру землетрусу в океані до заданого пункту узбережжя. Для цього необхідно знати різницю часу Δt (в секундах) між приходом сейсмічної хвилі від епіцентру землетрусу, яка має швидкість V_c (км·с$^{-1}$) та приходом хвилі цунамі, яка має швидкість розповсюдження хвилі С (формула Лагранжа-Ері)

$$C = \sqrt{gH}, \qquad (12.8)$$

де Н – глибина моря, g – прискорення вільного падіння;

$$\Delta t = ((V_c - C) / V_c C)\, x,$$

де х – відстань (км) від епіцентру землетрусу до заданого пункту, км.

Якщо прийняти, що середня швидкість розповсюдження пружних сейсмічних хвиль V_c = 10 км·с$^{-1}$, а швидкість довгої хвилі у відкритому океані С= 0,2 км·с$^{-1}$, то $\Delta t \approx 5x$.

На сейсмічних станціях після отримання сигналу про землетрус, в першу чергу, визначають його інтенсивність та епіцентр. Для цього власні дані порівнюють з даними інших сейсмічних станцій (які надходять по радіо або телеграфом) і за азимутом визначають положення центру землетрусу. Велику допомогу у виявленні цунамі дають спостереження за рівнем океану вздовж шляху проходження хвилі, тобто на океанських островах та вздовж узбережжя. Дані про хвилі цунамі безпосередньо вимірювані мареографами, негайно передають в центр сповіщення, що дозволяє уточнити розмір хвилі цунамі та час її підходу до різних пунктів.

Така система може функціонувати, якщо осередок землетрусу знаходиться досить далеко і вздовж шляху руху хвилі є острови та пункти, обладнані мареографами. Наприклад, для тихоокеанського узбережжя США та Гавайських островів найбільш небезпечними з точки зору виникнення цунамі є землетруси біля узбережжя Південної Америки. Час добігання хвилі цунамі в цьому випадку складає декілька годин (до десяти). За цей час відповідні служби встигають не тільки уточнити розмір хвилі, але й посилають назустріч літак, який скидає буйки - вимірювачі рівня моря - і з їх допомогою уточнюють час приходу хвилі з точністю до хвилин.

По іншому складаються обставини поблизу узбережжя Далекого Сходу. Найбільш небезпечний район, де виникають землетруси, віддалений від узбережжя лише на 100…150 км, хвиля цунамі добігає до узбережжя через 20…30 хв після землетрусу, а на шляху її розповсюдження немає жодного пункту, де можливо встановити вимірювачі рівня моря. Система сповіщення про цунамі заснована лише на аналізі сейсмічних даних групи станцій на Курильських островах, півострові Камчатка та острові Сахалін. Крім цього використовуються автоматичні донні вимірювачі рівня, які встановлені на відстані 20…50 км від узбережжя і по кабельних каналах чи радіоканалах передають інформацію про коливання рівня у відкритому морі.

В якості прикладу наведемо опис страшного землетрусу 26 грудня 2004 р., який тривав протягом 500…600 с і спровокував виникнення цунамі, що охопило територію Південно-Східної Азії. Був встановлений рекорд по довжині розриву (1200 км) земної кори, що утворився на межі Індійської та Бірманської тектонічних плит. Такий великий зсув призвів до виділення кількості енергії, порівняної з вибухом бомби потужністю 100 гігатон, а магнітуда землетрусу, по розумінню більшості вчених-геофізиків, досягала 9,1…9,3 балів за шкалою Ріхтера. Мережа гідроакустичних станцій, розташованих в Індійському океані, зафіксувала одразу після землетрусу акустичні хвилі низької та високої частоти; останні лежали в межах діапазону, що може чути людина. Низький звук належав сейсмічній хвилі, а високий – це реальний звук матерії дна океану, що розривається. Сейсмічна акустична хвиля розповсюджувалась зі швидкістю близько 10 тис. км·год$^{-1}$. Ці звуки чули морські тварини, що дозволило їм якнайшвидше покинути райони лиха. Гіпоцентр першого поштовху був неглибоким і знаходився на глибині близько 30 км, а тому майже миттєве зміщення океанської плити на десятки метрів спричинило деформацію дна океану, що і спровокувало виникнення цунамі. Першими хвилі накрили Андаманські та Нікобарські острови, а потім і узбережжя Таїланду. Через дві години хвиля досягла Шрі-Ланки, східного узбережжя Індії, а через 6 год – східного узбережжя Африки. Загальна кількість загиблих склала близько 300 тис. чоловік.

Розрахунок параметрів хвиль цунамі. Явище цунамі - це серія гравітаційних хвиль, які розповсюджуються на великі відстані з незначною втратою енергії. Період хвиль знаходиться у діапазоні від 10 до 45 хв. Коливання звичайно спостерігаються впродовж кількох годин, а іноді й днів.

Через те, що час добігання хвиль цунамі від епіцентру до узбережжя замалий, розрахунок параметрів хвиль цунамі виконується завчасно для різних ділянок узбережжя моря. Для цього складають карти часу розповсюдження цунамі від епіцентру землетрусу до пункту узбережжя з урахуванням рефракції. Для складання карт застосовують методи, які засновані на теорії розповсюдження довгих хвиль у океані з мінливими глибинами. Відстань від епіцентру до пункту прогнозу розбивають на рівні відрізки, для яких глибини приймаються помірними. Розрахунок розповсюдження цунамі через деякий відрізок робиться за формулою:

$$\tau = S / C, \tag{12.9}$$

де S – довжина відрізка, на якому глибина береться незмінною.

На глибокій воді розрахунок проводиться за формулою (12.8) Лагранжа-Ері, на мілководді використовується формула Скотта-Рассела:

$$C = \sqrt{g(H \pm h)}, \tag{12.10}$$

де h – висота хвилі.

Загальний час пробігу хвилі визначається як сума часу кожного відрізку, для якого проводилось осереднення глибин. Для визначення висоти хвилі цунамі при виході на узбережжя необхідно знати висоту хвиль у епіцентрі землетрусу. Розрахунок виконується за співвідношенням

$$\frac{1}{\bar{h}} = ctg\,\alpha \left\{ \frac{16\gamma_1}{5\pi^3}\left(\frac{1}{H} - \frac{\sqrt[3]{H}}{H_0\sqrt{H_0}}\right) + \frac{2\gamma_2}{3\sqrt{gT}}\left(\frac{1}{\sqrt{H}} - \frac{\sqrt[4]{H}}{\sqrt[4]{H_0^3}}\right)\right\} + \frac{1}{h_0}\sqrt[4]{\frac{H}{H_0}}, \tag{12.11}$$

де H_0, H – глибина океану на початку та кінці розрахункового відрізку;

h_0, $\bar{h}$ – початкова та кінцева висота хвилі;

T – період хвилі; γ_1, γ_2 – коефіцієнти тертя та деформації;

α – кут ухилу дна до лінії горизонту.

Для розрахунку висоти хвиль цунамі у бухтах будь-якої форми використовується емпірична залежність

$$h_0 / \bar{h} = 0{,}6(в_0 / в)^{0,7}, \tag{12.12}$$

де $h_0 / \overline{h}$ - відношення висоти хвиль цунамі до висоти хвиль на вході до бухти; $в_0/в$ - відношення поперечного перерізу входу в бухту до поперечного перерізу бухти у заданому районі (визначається за батометричними картами).

Визначені завчасно карти розповсюдження хвиль цунамі використовуються для складання попередження при реєстрації землетрусу.

Цунамі у Чорному морі. У районі Чорного моря велика сейсмічна активність не спостерігається, однак іноді тут відбуваються сильні землетруси, які можуть супроводжуватись хвилями цунамі. Наприклад, катастрофічний турецький землетрус 1939 року забрав життя більш як 23 тисяч людей. Хоча епіцентр землетрусу знаходився у північно-східній частині Туреччини, епіцентральна область розповсюджувалась і на Чорне море. Внаслідок цього виникли хвилі цунамі, які спостерігались майже на всіх пунктах чорноморського узбережжя Криму та Кавказу, а висота хвилі цунамі у Новоросійську та Севастополі досягла близько півметра.

У районі Кримського півострова сильні землетруси, які супроводжувались хвилями цунамі, спостерігались 11 жовтня 1869 р., 25 липня 1875 р., 8 січня 1902 р., 31 травня 1908 р., 26 грудня 1919 р., 26 червня та 12 вересня 1927 р. Карта епіцентрів землетрусів Кримської сейсмічної зони показує, що вони зосереджені головним чином у смузі континентального схилу і глибина осередків складає від 10 до 40 км. Фокуси кримських землетрусів витягнуті в довжину (наприклад, 26.12.1919 р. протяжність фокусу – 40 км), внаслідок чого осередки цунамі також мають довгасту форму.

Ялтинські землетруси 1927 р. (26 квітня та 12 вересня) є найбільш сильними землетрусами в Криму, котрі супроводжувались хвилями цунамі (табл. 12.12).

Таблиця 12.12 – Час добігання хвиль цунамі до узбережжя при землетрусах на Чорному морі 26.06.1927 р., 12.09.1927 р., 12.07.1966 р.

Пункт спостереження	Час добігання, хв		
	26.06.1927	12.09.1927	12.07.1966
Феодосія	48	59	109
Ялта	76	35	69
Євпаторія	8	9	-
Батумі	-	-	72
Геленджик	-	-	27

Основна енергія цунамі 26.06.1927 р. поширювалась у трьох напрямках: а) до південного берега Криму; б) до побережжя між Судаком і Анапою; в) до південно-східної частини побережжя Кавказу і північно-східного побережжя Турції. Лише незначна частина енергії цунамі досягла північно-західного побережжя Чорного моря і берегів Болгарії. Концентрація хвиль, яка викликана рефракцією, мала місце на Південному березі Криму, де можна було очікувати збільшення амплітуди цунамі. Характер поширення енергії при цунамі 26.06.1927 і 12.09.1927 р. був дуже подібний.

Розрахунок енергії чорноморських цунамі можна виконати за формулою (Григораш З.К. і Корнєєва Л.А.)

$$loq\ E_{tr} = -14{,}2 + 0{,}9\ M,$$

де E_{tr} – загальна енергія цунамі в осередку з урахуванням рефракції; M – магнітуда землетрусу.

Проте ні одна з хвиль цунамі у Чорному морі не становила серйозної загрози для життєдіяльності людини. У той же час можна припустити, що сильний землетрус, подібний до турецького 1939 р., тільки з епіцентром у морі, може породити хвилі цунамі висотою декілька метрів та призвести до серйозних руйнувань. Так, 26.12.1939 р. о 23 год 57 хв за гринвіцьким часом в Турції відбувся землетрус, осередок якого знаходився в точці 39,5° півн.ш., 39, 5 сх.д., епіцентр був між містами Ерзінджан та Ерзерум в 160 км від побережжя Чорного моря і магнітуда основного поштовху складала 7,9…8,0. Землетрус викликав цунамі з більшими амплітудами біля південного (турецького) берега, ніж східного, північно-східного (табл. 12.13).

Таблиця 12.13 – Дані самописців рівня води при цунамі 27.12.1939 р.

Пункт спостереження	Характер хвилі	Порядковий номер хвилі з максимальною висотою	Час добігання, хв
Батумі	-		0
Туапсе	+	1	50
Новоросійськ	+	1	73
Керч	+	2	162
Феодосія	+	3	80
Ялта	+	10	53
Севастополь	+	7	135

Примітка. Плюс (+) – підйом, мінус (-) – опускання води.

Землетрус 1941 р. супроводжувався затопленням частини суші на південному узбережжі Криму.

Відомості про цунамі біля кавказького побережжя дуже мізерні, хоча в літературі є згадка про цунамі в цьому районі, яка відноситься до 1 століття н. е. Точно відомо тільки про цунамі 4 і 21 жовтня 1905 р. Найбільш сейсмічною зоною західного Кавказу є райони Анапи та Сочі; фокальна глибина тут мала і змінюється від 5 до 20 км. Східна частина Чорного моря також відзначається великою сейсмічністю.

12 липня 1966 р. відбувся землетрус з епіцентром в Чорному морі біля Анапи, який спричинив цунамі, що вважається третім із відомих на Чорноморському побережжі Кавказу (після цунамі 4.10. і 21.10.1905 р.). Ізохрони хвиль цього цунамі показані на рис. 12.12, а час добігання хвиль наведено в табл. 12.14.

Таблиця 12.14 – Час добігання хвиль цунамі на Чорному морі 12.07.1966 р.

Пункт спостереження	Час добігання, хв	
	спостережений	розрахований
Батумі	72	72
Феодосія	109	120
Геленджик	27	42
Ялта	69	72

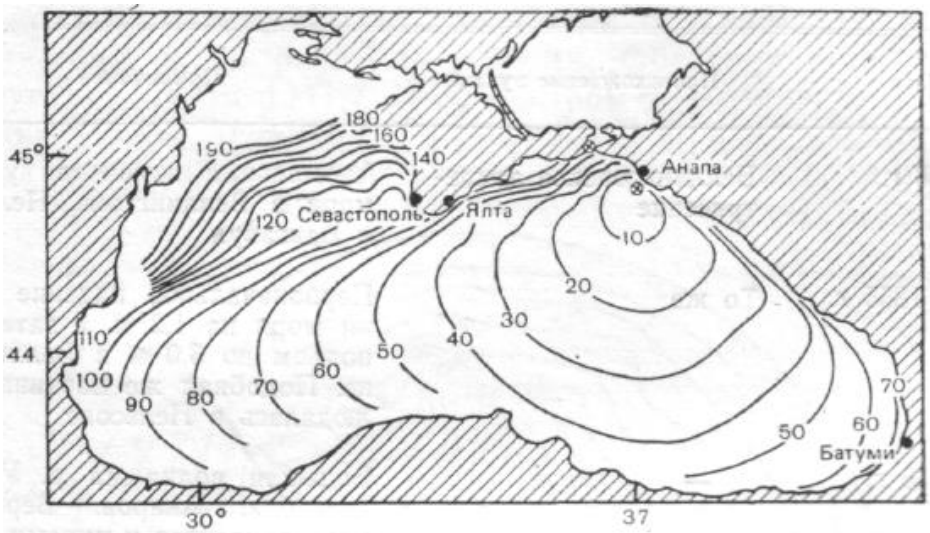


Рис. 12.12 – Поширення цунамі (хв) 12.07.1966 р. в Чорному морі.

Контрольні запитання

1. Що таке «цунамі»?
2. Яка основна причина виникнення цунамі?
3. Як розрахувати швидкість поширення хвиль цунамі?

4. В яких частинах земного шару спостерігаються цунамі?
5. Чи утворюються цунамі на Чорному морі і як часто?

13 ОЦІНКА НАДІЙНОСТІ, ЯКОСТІ ТА ЕКОНОМІЧНОЇ ЕФЕКТИВНОСТІ СПЕЦІАЛІЗОВАНИХ ПРОГНОЗІВ ПОГОДИ

Під оцінкою справджуваності звичайно розуміють весь процес порівняння передбачень і фактичної погоди. Отримані таким чином дані використовуються для обчислення одного чи більше індексів або критеріїв успішності. Потім, в залежності від мети вказаної перевірки, ці критерії порівнюються з деяким стандартом.

Спочатку оцінки прогнозів проводили для того, щоб підтвердити доцільність існування тільки що організованих національних служб погоди.

Економічні цілі оцінки. Оскільки єдиною метою оперативного прогнозування є економія праці і засобів, зрозуміло, що однією з головних задач оцінки справджуваності є визначення економічної цінності виконаних прогнозів. Проте така оцінка, особливо коли йдеться про економіку в цілому, складна або взагалі неможлива, бо застосування прогнозів надзвичайно різноманітне і споживачі розкидані по всій країні. Оскільки звичайно оцінка прогнозів в економічному виразі неможлива, в більшості випадків бажано визначити надійність прогнозів погоди шляхом оцінки ступеня їх відповідності дійсності і виразу результатів у деякій довільній шкалі, такій, як помилки прогнозу в градусах Цельсія (Фаренгейта) або успішність прогнозу у відсотках.

Адміністративні цілі оцінки прогнозу. Одним з найкорисніших застосувань оцінки прогнозів є визначення відносних здібностей різних синоптиків. Методики оцінки, застосовані до офіційних прогнозів бюро погоди, можуть значною мірою сприяти контролю за якістю продукції цього бюро. Ще одна перевага системи перевірки полягає у тому, що саме її існування, хай навіть у недосконалому вигляді, змушує синоптиків бути уважнішими і зацікавленішими в збереженні точності прогнозів.

Наукові цілі оцінки прогнозу. Однією з цілей метеорологічної науки є отримання можливості точно передбачати стан атмосфери у будь-який момент часу в майбутньому. Добитися цього складно, але все-таки за останні декілька десятиліть було досягнуто значного прогресу в розумінні фізики атмосфери. Для отримання інформації щодо тенденції в точності прогнозів можна застосувати статистичні характеристики, хоча технічні труднощі в отриманні таких точних характеристик можуть бути великими. Іншою науковою метою оцінки прогнозів є аналіз помилок прогнозів для визначення їх природи і можливої причини.

13.1 Методи оцінки якості та критерії успішності прогнозів

Відомості у вигляді таблиць зв'язаності. Коли прогнози даються по категоріях, то корисні відомості даних про передбачену і фактичну погоду можуть бути представлені у формі таблиці зв'язаності. Така таблиця сама по собі не служить методом оцінки, проте вона забезпечує основу, на якій можна одержати ряд корисних критеріїв або індексів.

Міра успішності прогнозів. Інформація, що міститься в таблиці зв'язаності, часто об'єднується в один індекс (S), який зветься коефіцієнтом успішності прогнозів. Він визначається рівністю

$$S = \frac{R - E}{T - E},$$

де R - реальне число прогнозів, що виправдалися; T - загальне число прогнозів; E - очікуване число прогнозів, що виправдалися.

Число E одержують, виходячи з якого-небудь простого стандартного прогнозу. Міра успішності прогнозів дорівнює одиниці, коли всі прогнози виправдалися, і дорівнює нулю, коли число прогнозів, що виправдалися, рівне їх очікуваному числу.

Коли значення прогнозованого елемента представлені безперервною чисельною шкалою, як завжди виражається температура, часто бажано дати критерій оцінки у вигляді середньої абсолютної або середньої квадратичної помилки.

Ці критерії можна також використовувати для оцінки чисельних моделей прогнозів тиску шляхом порівняння прогнозованого і спостереженого значень тиску або градієнтів тиску для ряду вибіркових станцій або точок на карті.

Оцінка формулювань імовірності. Припустимо, що в кожному з N випадків подія може здійснюватися в одній із r можливих градацій і для одного з таких випадків, випадку за номером 1, величини f_{i1}, f_{i2},... f_{ir} є прогнозованими ймовірностями того, що подія відбудеться в градаціях з номерами 1, 2,…, r відповідно. Якщо r градацій вибрані такими, що взаємно виключаються і вичерпуються, то

$$\sum_{j=1}^{r} f_{ij} = 1 \text{ при будь-якому } i = 1, 2, \ldots, N.$$

Критерій успішності прогнозу P тоді можна визначити за допомогою такої формули

$$P = \frac{1}{N} \sum_{j=1}^{r} \sum_{j=1}^{N} \left(f_{ij} - E_{ij} \right)^2,$$

у якій E_{ij} набуває значення 1 або 0 залежно від того, чи відбулася подія в градації j чи не відбулася. Для ідеального прогнозу цей коефіцієнт

дорівнює нулю, а для найгіршого прогнозу він дорівнює двом. Ідеальний прогноз визначається в даному випадку як "правильний прогноз очікуваного явища з імовірністю одиниця, тобто зі 100% впевненістю". Якнайменш точний з можливих прогнозів визначається як "затвердження ймовірності, що дорівнює одиниці, тобто впевненості в настанні явища, яке не здійснилося" (і також "затвердження ймовірності, рівної нулю, для явища, яке фактично здійснилося"). Можна показати, що, якщо P_1, P_2, P_3,…, P_r - відповідна кліматологічна імовірність для градації 1, 2, 3,…,r, то при повній відсутності синоптичної кваліфікації якнайкращі значення, які слід вибрати для f_{ij} і у всіх N випадках, будуть P_j. Це приведе до того, що при постійних значеннях $f_{1j} = f_{2j} = \ldots f_{Nj}$ критерій P буде мінімальним і очікувана величина його

$$E(P) = 1 - \sum_{j=1}^{N} P_j^2 .$$

Для оцінки прогнозів можна розробити велике число критеріїв.

Іноді може знадобитися оцінка вибраних випадків, при яких прогностичні або спостережувані значення представляють особливий інтерес. При цьому зручно до оцінки прогнозів перетворити їх в прогнози не самих величин, а їх змін.

Оптимальна стратегія використання прогностичної інформації. Відомості про очікуваний стан атмосфери, що містяться в прогнозах погоди, використовуються споживачами метеорологічної інформації при плануванні їх діяльності на відповідний період. План дій споживача, складений з урахуванням прогнозу, називають *оптимальною стратегією використовування прогностичної інформації.* Ефективність діяльності споживача може оцінюватися матеріальними витратами.

Погодні умови, до здійснення яких готувався споживач, назвемо очікуваними. Припустимо, що для кожного із можливих поєднань умов, що очікувалися і здійснилися, визначені витрати (збиток) споживача. У загальному випадку, якщо позначити через Δ_{ij} (i = 1, 2,…, N ; j = 1, 2,…, N) витрати споживача, що очікував здійснення і-того стану атмосфери, при здійсненні j-того її стану, і через P_j – вказану в прогнозі ймовірність здійснення j-того стану, то очікувані витрати споживача при різних планах його дій можна представити у вигляді суми

$$R_i = \sum_{i=1}^{N} \Delta_{ij} P_j , \quad \mathrm{i} = 1, 2..., \mathrm{N}.$$

Оптимальним для даного розподілу P_j є план, що забезпечує $R_{i\,min}$.

У теорії статистичних рішень очікувані витрати (втрати) споживача, які відповідають певному плану його дій, прийнято називати *умовним ризиком*, а сформульоване вище правило вибору плану дій – байєсовським вирішальним правилом. Виробленню оптимальної стратегії перешкоджає

як прийнята практика розробки прогнозів у категоричній формі, так і відсутність для ряду споживачів таблиць витрат залежно від метеорологічних умов.

Єдиним методом оптимізації є метод експертних оцінок, зміст якого зручно показати на конкретному прикладі. Розглянемо стратегію використовування в авіації альтернативних прогнозів гроз (табл. 13.1).

Таблиця 13.1 – Розподіл критерію ефективності (К) за різних погодних умов

Очікувані погодні умови	Погодні умови, що відбулися	
	Гроза	Без грози
Гроза	$К_{11}$	$К_{12}$
Без грози	$К_{21}$	$К_{22}$

Нехай у відповідності з прогнозом імовірність грози протягом розглядуваного періоду дорівнює Р. Тоді для оцінки імовірності ефективності діяльності споживача, який розраховував на здійснення грози, отримаємо

$$\overline{K}_{ГР} = K_{11}P + K_{12}(1-P),$$

і який розраховував на відсутність гроз,

$$\overline{K} = K_{21}P + K_{22}(1-P).$$

Оптимальна стратегія визначається шляхом порівняння вказаної в прогнозі імовірності гроз Р з граничним значенням імовірності $Р_п$

$$P_П = \frac{1}{1+\alpha}, \qquad \alpha = \frac{K_{21}}{K_{12}},$$

причому стратегія «гроза» вибирається при $P > P_п$ і стратегія «без грози» при $P < P_п$ (при $P = P_п$ обидві стратегії однаково ефективні).

13.2 Аналіз справджуваності та економічної ефективності прогнозів

Під справджуваністю прогнозу розуміють відповідність передбачуваного стану атмосфери тому, що здійснився. Визначення справджуваності всіх видів прогнозів проводиться негайно по закінченні строку їх дії.

Аналіз справджуваності полягає у з’ясуванні причин розходження між передбаченим і спостережуваним станом атмосфери і отриманні статистичних характеристик, необхідних для визначення меж застосовності різних прогностичних методів і вибору із них

найефективніших, вироблення оптимальної стратегії використовування прогностичної інформації і розв'язання інших задач.

Помилки прогнозів залежно від причин, що їх зумовили, бувають такими:

1) помилки, що виникають за рахунок недостатньої точності і повноти вихідних даних, які використовувалися при розробці або при випуску прогнозу;

2) помилки, що виникають в результаті неправильного застосування прогностичного методу;

3) помилки, спричинені недосконалістю самого прогностичного методу.

У реальних умовах помилки прогнозів спричиняються сумісною дією всіх трьох чинників.

Середнє значення вказаних внесків порівняно просто визначається в припущенні про статистичну незалежність помилок різних груп

$$\Delta_\Sigma = \Delta_1 + \Delta_2 + \Delta_3 ,$$

де Δ_Σ - сумарна помилка прогнозу; Δ_1, Δ_2, Δ_3 - помилки прогнозу 1, 2, 3 груп.

Відносний внесок кожного з доданків у сумарну помилку прогнозів

$$\frac{\Delta_1^2}{\Delta_\Sigma^2}; \quad \frac{\Delta_2^2}{\Delta_\Sigma^2}; \quad \frac{\Delta_3^2}{\Delta_\Sigma^2}.$$

Жоден із сучасних прогностичних методів не гарантує постійного збігу передбаченого значення (фази) даної метеорологічної величини зі спостереженим. З цієї точки зору всі прогнози є імовірнісними. Споживачу повідомляються ті значення метеорологічної величини, здійснення яких у даному випадку найбільш імовірне. Проте споживачу прогнозів зовсім не байдуже, з якою саме імовірністю очікується те чи інше погодне явище. Споживачу повинні бути відомі значення ймовірностей здійснення різних явищ при даному формулюванні прогнозу. Визначення цих імовірностей також складає одну з важливих задач аналізу справджуваності прогнозів.

Першим кроком аналізу є формування початкової вибірки, тобто відбір випадків (прогнозів), за якими будуть проводитися розрахунки. До неї повинні увійти прогнози, складені за аналогічних початкових умов (географічний район, пора року і доби, синоптична обстановка). Разом з тим бажано, щоб початкова вибірка включала всі варіанти атмосферних процесів, для яких рекомендовано застосування даного прогностичного методу.

За матеріалами початкової вибірки будується таблиця розподілу (табл. 13.2), що є основою для подальшої статистичної обробки, оскільки надалі повторюваності, наведені в табл. 13.2, розглядатимуться як імовірності відповідних подій. Причому, табл. 13.2 містить якнайповнішу

статистичну характеристику справджуваності прогнозів, але для аналізу справджуваності прогнозів основні особливості розподілу, представленого в табл. 13.2, бажано виразити одним числом.

Методика розрахунку числових характеристик розподілу, так званих критеріїв успішності, залежить від виду прогнозів.

Кількісні прогнози. Для оцінки успішності кількісних прогнозів елементу Е використовуються такі критерії:

1) середня абсолютна помилка прогнозу (з точністю до 0,1)

$$\delta = \frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}\left|E_{П} - E_{Ф}\right|_i; \qquad (13.1)$$

2) середня відносна помилка прогнозу (з точністю до 0,01)

$$\varepsilon = \delta/\delta_{ф}, \qquad (13.2)$$

де $\delta_{Ф} = \frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}\left|E_{Ф} - E_{В}\right|_i$ - середня абсолютна фактична мінливість.

У формулах (13.1) і (13.2) N – загальне число складених прогнозів; $E_п$, $E_ф$, $E_в$ – відповідно прогностичне, фактичне (у строк прогнозу) і вихідне значення елемента.

Чим менше δ і ε, тим кращий прогноз. При ε = 1 якість методичних прогнозів знаходиться на рівні інерційних, а при ε > 1 – методичні прогнози гірші за інерційні;

3) середня квадратична помилка прогнозу (з точністю до 0,1)

$$\sigma = \sqrt{\frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}\left(E_{П} - E_{Ф}\right)_i^2}. \qquad (13.3)$$

Чим менше σ, тим вища якість прогнозу. У порівнянні з середньою абсолютною помилкою прогнозу δ в середню квадратичну помилку σ найбільший вклад вносять значні різниці ($E_п$ - $E_ф$). При нормальному розподілі помилок σ = 1,25δ. У реальних умовах значення σ приблизно на 20% перевищують значення δ;

4) середня арифметична (систематична) помилка прогнозу (з точністю до 0,1)

$$\hat{\delta} = \frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}\left(E_{П} - E_{Ф}\right)_i. \qquad (13.4)$$

Систематична помилка дозволяє судити про так звану фонову похибку, тобто про методичне середнє зміщення прогностичної величини.

Додатні значення $\hat{\delta}$ вказують на систематичне прогностичне завищення значень прогностичного елемента, від'ємні $\hat{\delta}$ - на їх заниження.

5) середнє квадратичне відхилення помилки прогнозу (стандартна помилка) (з точністю до 0,1)

$$\hat{\sigma} = \sqrt{\frac{1}{\mathrm{N}} \sum_{i=1}^{\mathrm{N}} \left(\left(\mathrm{E}_{\Pi} - \mathrm{E}_{\Phi} \right)_i - \left(\overline{\mathrm{E}_{\Pi} - \mathrm{E}_{\Phi}} \right) \right)^2} . \qquad (13.5)$$

У порівнянні з σ, величина $\hat{\sigma}$ враховує вклад систематичних помилок, що допомагає автору вносити необхідну корекцію в метод прогнозу;

6) кореляція тенденцій – коефіцієнт кореляції між прогностичними і фактичними змінами елемента (з точністю до 0,01)

$$r_{\mathrm{T}} = \frac{\sum_{i=1}^{\mathrm{N}} \left((\delta_n)_i - \bar{\delta}_n \right) \left((\delta_{\Phi})_i - \bar{\delta}_{\Phi} \right)}{\mathrm{N} \sigma_n \sigma_{\Phi}}, \qquad (13.6)$$

де $\bar{\delta}_n = \frac{1}{\mathrm{N}} \sum_{i=1}^{\mathrm{N}} \left(\mathrm{E}_{\Pi} - \mathrm{E}_B \right)_i$; $\qquad \bar{\delta}_{\Phi} = \frac{1}{\mathrm{N}} \sum_{i=1}^{\mathrm{N}} \left(\mathrm{E}_{\Phi} - \mathrm{E}_B \right)_i$;

$$\sigma_n = \sqrt{\frac{1}{\mathrm{N}} \sum_{i=1}^{\mathrm{N}} \left((\delta_n)_i - \bar{\delta}_n \right)^2}; \qquad \sigma_{\Phi} = \sqrt{\frac{1}{\mathrm{N}} \sum_{i=1}^{\mathrm{N}} \left((\delta_{\Phi})_i - \bar{\delta}_{\Phi} \right)^2}.$$

При точному прогнозі $r_т = 1$, при поганому $r_т = 0$. Слід відмітити, що значення ε та r при нормальному розподілі величин, що перевіряються, пов'язані між собою співвідношенням

$$r = \sqrt{1 - \varepsilon^2} \qquad \text{або} \qquad r^2 + \varepsilon^2 = 1.$$

Звідси випливає, що зі зменшенням (збільшенням) ε повинен збільшуватись (зменшуватись) коефіцієнт кореляції r.

Альтернативні прогнози. При альтернативних прогнозах розподіл випадків здійснення фаз предиктанта E_1 і E_2 представляється у вигляді матриці зв'язаності (табл. 13.2). За даними таблиці оцінюється успішність альтернативних прогнозів за допомогою таких критеріїв: справджуваність прогнозів наявності і відсутності явища, попередження випадків з явищем і без явища, критерії М.О.Багрова, О.М.Обухова та інші.

Таблиця 13.2 – Справджуваність альтернативних прогнозів

Прогноз	Спостерігалось		
	E_1	E_2	Сума
E_1	n_{11}	n_{12}	n_{10}
E_2	n_{21}	n_{22}	n_{20}
Сума	n_{01}	n_{02}	n_{00}

Тут n_{ij} – число прогнозів і фактичне число днів з явищем / без явища.

Багатофазові якісні прогнози. Основним критерієм успішності багатофазових якісних прогнозів є кількість прогностичної інформації. Як наголошувалося, таблиця розподілу (табл. 13.1) дозволяє приблизно судити про імовірність здійснення різних градацій (фаз) елемента при даному формулюванні прогнозу. Так, при формулюванні прогнозу A_i імовірність здійснення градації A_1 можна вважати рівною P_{i1}, а градації A_2 рівною P_{i2} і т.д. Цей розподіл імовірностей, очевидно, характеризує ступінь невизначеності висновку прогнозиста про очікуваний стан атмосфери (градацію або фазу предиктанта). Як міра невизначеності станів імовірних систем в математиці використовується статистична ентропія H, яка розраховується за формулою

$$H = -\sum_{n} P \log P,$$

де n - число можливих станів (фаз) системи; P - імовірність того, що система знаходиться в даному стані (у даній фазі).

Стосовно даного розподілу (табл. 13.1) вказана формула для сукупності прогнозів з формулюванням A_i набуває вигляду

$$H_{i0} = -\sum_{i=1}^{l} P_{ij} \log P_{ij}.$$

Величина окремої статистичної ентропії H_{i0} характеризує невизначеність відомостей про майбутнє значення предиктанта, що містяться в прогнозах з формулюванням A_i.

Повна або середня ентропія всієї сукупності прогнозів H утворюється як середня зважена із значень H_{i0}

$$H = \sum_{i=1}^{k} P_{i0} H_{i0}.$$

Нагадаємо основні властивості статистичної ентропії, що дозволяють використовувати її як міру невизначеності прогностичних відомостей.

Величина H_{i0} досягає максимуму, якщо при даному формулюванні прогнозу здійснення всіх значень предиктанта рівноймовірно ($P_{i1} = P_{i2} = P_{il}$). Навпаки, якщо будь-яка із його градацій передбачається з

імовірністю, близькою до одиниці (наприклад, $P_{i2} \approx 1$, $P_{ij} \approx 0$ при $j \neq 2$), то $H_{i0} \approx 0$, тобто прогностичні відомості містять мінімальну невизначеність. Збільшення числа градацій в табл. 13.1 приводить до зростання H_{i0}. Оскільки P_{ij} завжди менше одиниці, $\log P_{ij} < 0$ і $H_{ij} > 0$ - ентропія завжди є позитивною величиною. Нескладно бачити, що при випадковому прогнозі, коли, за визначенням випадкового прогнозу, $P_{i\,j} = P_{0j}$ будь-яких *i* та *j*

$$H_0 = -\sum_{j=1}^{l} P_{0j} \log P_{0j}.$$

Ентропія випадкових прогнозів визначається кліматологічним розподілом імовірностей різних градацій елемента, незалежним від формулювання прогнозу. Тому ентропію випадкових прогнозів H_0 прийнято називати *кліматологічною або безумовною*.

Для оцінки змістовності прогностичних відомостей зручно ввести величину $I = H_0 - H$, яка характеризує зменшення невизначеності відомостей про майбутній стан атмосфери (градацію або фазу елемента), що містяться в методичних прогнозах, в порівнянні із випадковими, й що одержала назву *кількості прогностичної інформації*. Іноді як критерій успішності прогнозів використовують питому кількість прогностичної інформації, рівну відношенню I/H_0.

При порівнянні різних прогностичних методів більш досконалим признається той метод, для якого величина I (або I/H_0) виявляється максимальною. Легко бачити, що для будь-яких випадкових прогнозів $I = 0$ і $I/H_0 = 0$, а для ідеальних $I = H_0$, $I/H_0 = 1$. Таким чином, величини I та I/H_0 лежать у діапазонах: $0 \leq I \leq H_0$ та $0 \leq I/H_0 \leq 1$.

13.3 Оцінка якості нових та удосконалених методів прогнозу із завчасністю до 48 годин у виробничих умовах

Виробничі (оперативні) випробування нових та удосконалених методів гідрометеорологічних прогнозів є невід'ємною частиною процесу їх впровадження в оперативну практику. Рішення про доцільність впровадження в оперативну практику підрозділів Гідрометслужби України нових і вдосконалених методів прогнозів приймаються при позитивних результатах їх виробничих випробувань.

Встановлена така тривалість випробування різних видів прогнозів:

- для чисельних схем прогнозу метеорологічних елементів - не більше шести місяців (на оперативному матеріалі або з використанням стандартних архівів метеорологічних полів);
- для короткострокових і середньострокових прогнозів погоди, гідрологічних і морських прогнозів - до одного року.

Для скорочення термінів випробування і отримання статистично надійних висновків про надійність методів прогнозу гідрометеорологічних явищ з малою природною повторюваністю (небезпечних і стихійних) в період виробничих випробувань рекомендується використовувати незалежний ряд спостережень з архівів минулих років.

На підставі розгляду результатів випробувань Технічні (Вчені) ради ухвалюють рішення про доцільність впровадження розробленого методу в якості основного, допоміжного або консультативного, а також про недоцільність впровадження у зв'язку з низькою надійністю методу, у разі потреби - про подальше вдосконалення методу.

У дану роботу включені сучасні системи оцінок і методики проведення виробничих випробувань різних видів гідрометеорологічних прогнозів деяких небезпечних і стихійних явищ.

В основу оцінок різних видів прогнозів, що наводяться нижче, покладені принципи, висловлені у відповідних Наставляннях по службі прогнозів.

Особливості випробування розрахункових методів прогнозу погоди. Розрахункові методи короткострокових прогнозів погоди призначені, як правило, для передобчислення будь-якого метеорологічного елемента або явища погоди по пункту або по території з приблизним радіусом 100...150 км. Завчасність цих прогнозів становить від 1 год (авіаційні або надкороткострокові прогнози) до 48 год (прогнози загального користування, спеціалізовані прогнози). Ці методи дозволяють прогнозувати або факт виникнення окремих метеорологічних явищ (гроза, ожеледь тощо), або кількісні характеристики метеорологічних елементів і явищ погоди (температури, опадів, швидкості вітру, видимості в туманах, розміри граду тощо). При цьому останні можна поділити за інтенсивністю прогнозованих елементів і явищ на три групи методів:

- ті, що передбачають прогноз метеорологічних елементів будь-яких значень і явищ погоди різної інтенсивності (температура, опади, вітер, ожеледь, град, туман, завірюха тощо);
- ті, що передбачають в прогнозі певний діапазон метеорологічних величин або певну інтенсивність явищ погоди (значні дощі, сильний вітер, включаючи шквал, помірний і сильний град, помірну і сильну бовтанку тощо). Це перш за все методи прогнозу метеорологічних елементів, віднесених до категорій стихійних і тих, що представляють найбільшу важливість для організацій народного господарства;
- ті, що передбачають прогноз комплексу метеорологічних елементів або явищ погоди (два або більше), які спостерігаються одночасно (сильний вітер і сильний дощ, дощ з грозою і шквалом тощо). Це методи прогнозу метеорологічних величин і явищ погоди, які відносяться до категорії стихійних, а також що мають будь-які кількісні значення.

Відмічені особливості методів прогнозів обумовлюють відмінності в методиці проведення їх оперативних випробувань. А саме, ряд випадків при випробуванні вказаних методів може бути неоднаковим. Так, для отримання надійних висновків про якість методів прогнозу першої і третьої груп необхідний ряд в 60...100 випадків. При випробуванні методів прогнозу стихійних явищ погоди і тих, що рідко спостерігаються, або окремої градації метеорологічних величин об'єм вибірки повинен бути не менше їх природної повторюваності або більше за неї. Зважаючи на це, встановлення природної повторюваності вказаних метеорологічних елементів і явищ погоди шляхом опрацьовування режимного матеріалу є попереднім і дуже важливим етапом випробування.

Для збільшення ряду випадків з явищами погоди, що рідко спостерігаються, допускається залучення незалежного (що не брав участь в розробці цього методу) матеріалу минулих років. У зв'язку з цим авторам методів доцільно в програмах випробувань указувати тривалість залежного ряду спостережень.

Як відомо, в оперативному режимі прогнози погоди складаються синоптиком у термінах, відповідних визначеним кількісним градаціям, оцінюються з урахуванням територіального розподілу метеорологічних елементів (явищ), згідно діючій Настанові.

Оцінка надійності методів, які прогнозують факт наявності (відсутності) метеорологічних явищ, у тому числі стихійних. При встановленні надійності розрахункових методів прогнозу таких метеорологічних явищ, як гроза, град, ожеледь, ожеледиця, хуртовина, пилова буря, шквал і смерч, спочатку складається таблиця зв’язаності прогнозу з фактичними даними про явища (табл. 13.3). На підставі цих даних розраховуються справджуваності у відсотках прогнозів: загальна (U), наявності ($U_я$) і відсутності ($U_{б,я}$) явища, які також представляються у формі табл. 13.3:

$$U = 100\,(n_{11} + n_{22}) / n_{00}; \qquad (13.7)$$

$$U_я = 100\, n_{11} / n_{10}; \qquad (13.8)$$

$$U_{б,я} = 100\, n_{22} / n_{20}, \qquad (13.9)$$

де n_{11} і n_{22} – число прогнозів, що справдилися, з явищем і без явища відповідно; n_{00} – загальне число прогнозів; n_{10} і n_{20} – відповідно число прогнозів з явищем і без явища. Крім того, розраховується попередженість у процентах випадків з явищем ($П_я$) і без явища ($П_{б,я}$) за формулами:

$$П_я = 100\, n_{11} / n_{01}; \qquad (13.10)$$

$$П_{б,я} = 100\, n_{22} / n_{02}, \qquad (13.11)$$

де n_{01} і n_{02} – відповідно фактичне число днів з явищем і без явища.

Для характеристики успішності методу прогнозів з урахуванням випадкових прогнозів необхідно розрахувати *критерій надійності* М.О.Багрова

$$H = \frac{(U - U_0)}{(1 - U_0)}, \qquad (13.12)$$

де $U_0 = (m_1 + m_2) / n_{00}$ – справджуваність випадкових прогнозів;

$m_1 = n_{10} n_{01} / n_{00}$; $m_2 = n_{20} n_{02} / n_{00}$;

$\alpha = n_{21} / n_{01}$ – помилка ризику методу;

$\beta = n_{12} / n_{02}$ – помилка страховки методу;

$Q_0 = 1 - \alpha - \beta$ – критерій якості за О.М.Обуховим.

Встановлено, що прогнози з $H < 0{,}33$ є ненадійними. Для того, щоб значення критерію надійності було показовим, імовірність здійснення явища, що прогнозується, повинна перевищувати його природну повторюваність.

Для оцінки якості альтернативних прогнозів може бути застосований і критерій якості прогнозів Пірсі-Обухова:

$$T = n_{11} / n_{01} - n_{12} / n_{02} = n_{22} / n_{02} - n_{21} / n_{01}, \qquad (13.13)$$

де n_{12} і n_{21} – число прогнозів, що не справдилися, з явищем і без явища відповідно.

Значення T може змінюватися від -1 до 1. Від'ємне значення T свідчить про те, що відношення помилкових прогнозів явища до фактичного числа днів без явища перевищує відношення прогнозів явища, що виправдалися, до фактичного числа днів з явищем ($П_я$). Додатні значення T свідчать про те, що попередженість явища ($П_я$) перевищує відношення помилкових прогнозів явища до фактичного числа днів без явищ. При ідеальному прогнозі T = 1.

Наведені різного виду справджуваності прогнозів і статистичні показники при випробуванні того чи іншого методу прогнозу можуть опинитися в різноманітних співвідношеннях (одні високі, інші низькі навіть при порівняно високій загальній справджуваності прогнозів). Ця обставина досить часто ускладнює правильний висновок про надійність методів короткострокових прогнозів погодних явищ.

У розв'язанні даного питання цілком ефективним може бути сумарний показник ($U_я + П_я$), що характеризує найважливіші сторони методу. Величина ($U_я + П_я$) $\geq$ 130% характеризує задовільну якість прогнозів і успішність методики, що перевіряється, в цілому.

Всі відомості про успішність методів прогнозів доцільно представляти за формою табл. 13.3.

Таблиця 13.3 – Таблиця зв'язаності

Прогноз	Спостерігалось		Сума	U	U + П
	явище	без явища			
Явище	n_{11}	n_{12}	n_{10}	$U_я$	$U_я + П_я$
Без явища	n_{21}	n_{22}	n_{20}	$U_{б,я}$	$U_{б,я} + П_{б,я}$
Сума	n_{01}	n_{02}	n_{00}		
П	$П_я$	$П_{б,я}$			
			T	H	

Оцінка справджуваності прогнозів, що містять кількісні характеристики температури повітря, швидкості і напрямку вітру (включаючи шквали), опадів, хуртовин, ожеледі і граду, проводиться згідно з Настановою. Крім цього для температури повітря, точки роси, вітру і опадів розраховуються статистичні характеристики .

Температура повітря і точка роси біля поверхні землі. Методи кількісного прогнозу температури і вологості повітря біля поверхні землі можуть передбачати прогноз екстремальної (максимальної і мінімальної) температури повітря або точки роси, прогноз T і Td в окремі строки (наприклад, 00 або 12 СГЧ), прогноз середньодобової температури повітря ($T_{сер}$).

При встановленні надійності методів прогнозу тієї чи іншої температури повітря і точки роси біля поверхні землі необхідно порівнювати прогнозовані значення T і Td відповідно з фактичними їх значеннями в ті терміни, для яких виконано розрахунок. При цьому у разі потреби оцінки середньодобової температури фактичне її значення визначається за даними про T за вісім строків за формулою

$$T_{сер} = 1/8\ (T_0 + T_3 + T_6 + T_9 + T_{12} + T_{15} + T_{18} + T_{21}).$$

При оцінці прогнозів T і Td окрім справджуваності $P_н$ розраховуються статистичні характеристики δ_T, σ_T, ε_T і δ_{Td}, σ_{Td}, ε_{Td}, а також середні арифметичні помилки $\hat{\delta}_T$ і $\hat{\delta}_{Td}$, що визначають систематичні похибки методу, за формулами (13.1…13.4). Крім того, визначається справджуваність прогнозів у процентах $P_t = 100\ N_1 / N$ при заданих градаціях помилок: ≤ 1,0; ≤ 2,0; ≤ 3,0; ≤ 4,0; ≤ 5,0 °C. Тут N_1 – кількість прогнозів, в яких відхилення прогностичної величини від фактичної не перевищує задану похибку; N – загальне число складених прогнозів.

Результати випробування слід представляти у вигляді таблиці.

Інверсії температури повітря у граничному шарі атмосфери. У теперішній час розроблені методи прогнозу інверсій передбачають тільки альтернативний прогноз їх наявності і виду (приземна або піднесена

інверсія) без кількісних показників (вертикальна протяжність, температура на верхній та нижній межах). Для встановлення надійності методів прогнозу наявності інверсій розраховуються оцінки, які характеризують якість прогнозу факту метеорологічних явищ і викладені вище; зокрема, розглядаються справджуваності прогнозів інверсій загальна (U), наявності ($U_я$) і відсутності ($U_{б,я}$), критерій надійності H і критерій якості Пірсі-Обухова T відповідно за формулами (13.7 - 13.13). Отримані результати представляються у формі табл. 13.3.

Для встановлення надійності методів прогнозу виду інверсій розраховується справджуваність прогнозів. При цьому прогноз слід вважати виправданим на 100%, якщо фактично спостерігався прогнозований вид інверсії. У випадках, коли був прогнозований один вид інверсій, а спостерігався інший вид або інверсія була відсутня (нормальний хід розподілу температури повітря з висотою, ізотермія), справджуваність прогнозів складає відповідно 50 або 0%. Середні оцінки справджуваності прогнозів виду інверсії слід представляти у вигляді таблиці.

При порівняльній оцінці двох чи більше методів прогнозу інверсій температури повітря в таблиці наводяться відомості про успішність всіх методів. До впровадження в оперативну практику рекомендується метод, що має кращі показники успішності.

За наявності одного розрахункового методу прогнозу інверсії складені методичні прогнози порівнюються з інерційними прогнозами, коли прогнозом є наявність (відсутність) певного виду інверсії у вихідний строк прогнозу. Перевага методичних прогнозів перед інерційними за більшістю показників успішності може служити підставою для впровадження методу прогнозу інверсій в оперативну прогностичну практику.

Швидкість і напрямок вітру біля поверхні землі, включаючи шквали. Розрахункові методи прогнозу вітру можуть передбачати переважаючу середню або максимальну швидкість вітру при поривах (включаючи шквали), а також напрямок вітру (переважаючий або за певний строк).

Надійність методів прогнозу, що наперед обчислюють будь-які швидкості вітру у вигляді конкретного їх значення, встановлюються за допомогою статистичних характеристик:

- середня абсолютна помилка прогнозу вектора вітру (з точністю до 1)

$$\bar{\delta}_V = \frac{1}{\mathrm{N}} \sum_{i=1}^{\mathrm{N}} \left| \vec{V}_n - V_\Phi \right|_i = \frac{1}{\mathrm{N}} \sqrt{\left(u_n - u_\Phi\right)_i^2 + \left(v_n - v_\Phi\right)_i^2}, \qquad (13.14)$$

де u і v – зональна і меридіональна складові швидкості вітру;

- середня квадратична помилка прогнозу швидкості вітру (з точністю до 1)

$$\sigma_V = \frac{1}{\mathrm{N}} \sum_{i=1}^{\mathrm{N}} \left| V_n - V_\Phi \right|_i ; \qquad (13.15)$$

- середня систематична помилка прогнозу швидкості вітру (з точністю до 1)

$$\hat{\delta}_V = \frac{1}{\mathrm{N}} \sum_{i=1}^{\mathrm{N}} \left(V_n - V_\Phi \right)_i ; \qquad (13.16)$$

- середня абсолютна помилка прогнозу напрямку вітру (з точністю до 1 °)

$$\delta_{dd} = \frac{1}{\mathrm{N}} \sum_{i=1}^{\mathrm{N}} \left| dd_n - dd_\Phi \right|_i \qquad (13.17)$$

- оцінка P_V (%) для наступних значень відхилення прогностичного значення швидкості вітру від фактичного: ≤ 5, ≤ 10, ≤ 15 м·с$^{-1}$

$$P_V = 100\ N_1 / N, \qquad (13.18)$$

де N_1 – число прогнозів, в яких відхилення прогностичних значень швидкості вітру від фактичних не перевищує заданої межі; N - загальне число прогнозів.

Крім того, обчислюється справджуваність прогнозів, згідно діючій Настанові.

Оскільки при випробуваннях важливо встановити практичну значущість методики не лише в цілому, але і в окремих діапазонах швидкості вітру, всі статистичні показники і справджуваності прогнозів вітру розраховуються для всієї сукупності складених прогнозів і окремо для трьох таких градацій: $V_n < 15$, $15 \leq V_n < 25$ (НЯ), $V_n \geq 25$ м·с$^{-1}$ (СГЯ). Для побереж і акваторій океанів, арктичних і далекосхідних морів критеріями НЯ і СГЯ є інші значення швидкості вітру. Тому в цих районах статистичні показники слід розраховувати для встановлених градацій. Для градацій НЯ або СГЯ обчислюється також попередженість у відсотках за формулою $П_я = 100\ n_{11} / n_{01}$, де n_{11} - число прогнозів, що виправдалися, із значеннями швидкості вітру в градаціях НЯ або СГЯ; n_{01} - фактичне число днів з явищем (вітром небезпечних або стихійних значень) .

Надійність методів прогнозу, що передбачають вітер у вигляді певної градації (наприклад ≥ 15 або ≥ 25 м·с$^{-1}$), встановлюється шляхом розрахунку таких показників успішності:

- справджуваності прогнозів у даній градації за фактом $(U_я)_Ф$ і з допуском Настанови $(U_я)_н$;
- справджуваності прогнозів відсутності даної градації $(U_{б,я})_ф$, $(U_{б,я})_н$;
- загальної справджуваності прогнозів вітру $(U)_ф$, $(U)_н$;
- попередженості випадків з вітром у даній градацій $(П_я)_ф$, $(П_я)_н$;

- попередженості випадків відсутності вітру в даній градації $(П_{σ,я})_ф$, $(П_{σ,я})_н$
- критерію якості Пірсі-Обухова (Т);
- сумарного показника $(U_я)_Ф + (П_я)_ф$ і $(U_я)_н + (П_я)_н$.

Наведені показники успішності прогнозів розраховуються за (13.7 - 13.11) і (13.13). Отримані результати подаються у вигляді табл. 13.4, в якій як приклад наведені дані про успішність прогнозу сильних шквалів (≥ 25 м·с$^{-1}$) на поточний день по території з використанням супутникових, радіолокаційних і аеросиноптичних даних (автор методу В.Ф.Лапчева).

Таблиця 13.4 – Результати випробування методу прогнозу сильних шквалів

Прогноз	Спостерігалось		Сума	$U_ф$, %	$U_н$, %	$U_ф + П_ф$, %	$U_н + П_н$, %
	≥25м·с$^{-1}$	<25м·с$^{-1}$					
≥25 м·с$^{-1}$	14	39	53	26	62	60	143
<25 м·с$^{-1}$	27	3738	3765	99	97	198	194
Сума	41	3777	3818				
$П_ф$, %	34	99					
$П_н$, %	81	97					
				$Т_ф$ = 0,33		$Т_н$ = 0,80	

При оцінці прогнозів напрямку вітру необхідно за (13.17) обчислити середню абсолютну помилку напрямку вітру $δ_{dd}$ і її повторюваність у процентах по градаціям: 0…30, 31…60, 61…90, > 90°, а результати представити у вигляді таблиці.

Опади. Надійність методів кількісного прогнозу опадів характеризується показниками успішності прогнозів як самого факту випадіння опадів, так і їх кількості.

Якість прогнозів опадів за фактом їх випадання встановлюється за допомогою критерію надійності (H_Q) або критерію якості Пірсі-Обухова (T_Q), а також за значеннями справджуваності прогнозів (загальної, з опадами і без опадів) та їх попередженості. Ці результати представляються у вигляді табл. 13.5.

При оцінці прогнозів кількості опадів будь-яких значень крім їх справджуваності, згідно з Настановою необхідно обчислювати статистичні характеристики δ_Q, $\hat{\delta}_Q$ і P_Q.

Для детальної оцінки якості способів прогнозу опадів різної інтенсивності, що перевіряються, необхідно обчислювати статистичні характеристики для різних градацій діючої Настанови.

У тих випадках, коли метод передбачає прогноз в окремих градаціях (наприклад, Q ≥ 30 мм), ці прогнози оцінюються за фактом опадів $(U)_ф$ і з допуском Настанови $(U)_н$, а також розраховується їх попередженість і сумарні показники аналогічно наведеним в табл. 13.5.

Таблиця 13.5 – Відомості про успішність прогнозів сильних опадів (метод Н.І.Глушкової)

Прогноз кількості опадів	Фактично спостерігалось			Сума	$U_ф$, %	$U_н$, %	$U_ф + П_ф$, %	$U_н + П_н$, %
	30≤Q<50	Q≥50	Q<30					
30≤Q<50	83	61	62	206	71	75	127	127
Q≥50	20	47	4	71	66	75	98	111
Q<30	46	39	3525	3610	98	98	196	196
Сума	149	149	3591	3887	94	96		
$П_ф$	56	32	98					
$П_н$	52	36	98					

Хуртовина, ожеледь, град, гроза. При оцінці прогнозів цих явищ погоди необхідно обчислювати справджуваності прогнозів за (13.7 - 13.9), попередженості явищ за (13.10 - 13.11), а також критерії якості Пірсі-Обухова і надійності М.О.Багрова за формулами (13.13) і (13.12). Результати представляються у формі табл. 13.6.

Таблиця 13.6 – Характеристики справджуваності прогнозу метеорологічних явищ

Метод (автор)	Завчасність прогнозу	Кількість прогнозів	Справджуваність					T	H	Q
			Загальна (U)	Наявності явища ($U_я$)	Відсутності явища ($U_{б,я}$)	Попередженість явища ($П_я$)	Попередженість відсутності явища ($П_{б,я}$)			

За відсутністю раніше впроваджених в оперативну практику розрахункових методів прогнозів явищ погоди, що розглядаються, проводиться порівняння з інерційними прогнозами цих явищ. Доцільність впровадження методу визначається його перевагами перед інерційними прогнозами.

При порівняльній оцінці ряду методів прогнозів перевага віддається методу, який має кращі показники успішності.

Оцінка прогнозів лавинної небезпеки. Методи прогнозів лавинної небезпеки визначаються такими параметрами:

- територія дії прогнозу – територія, на якій передбачається схід, рух і зупинка лавини. Оцінка прогнозу проводиться лише на фактах сходу лавин у межах цієї території;
- завчасність прогнозу;
- тривалість (період) дії прогнозу. Оцінка прогнозу проводиться тільки за фактами сходу лавин протягом цього проміжку часу;
- предмет прогнозу - лавинонебезпечний період, обумовлений єдиним фізико-географічним комплексом умов і причин лавиноутворення. Прогноз складається лише для випадків, що належать даному комплексу. Такий комплекс може характеризуватися як загальними причинами виникнення (генезис), які визначаються згідно тієї або іншої генетичної класифікації лавин, так і конкретними причинами виникнення ("спусковий чинник").

Альтернативні прогнози лавинної небезпеки мають формулювання «лавинонебезпечно», «нелавинонебезпечно». Формулювання «лавинонебезпечно» означає, що на території дії прогнозу за час його дії прогнозується схід хоча б однієї лавини об'ємом не менше 10 м^3, який потенційно небезпечний для життя одинокого пішохода або лижника.

При оцінці кожен випадок альтернативного прогнозу може попасти в одну з таких п'яти груп:

- прогноз «лавинонебезпечно» виправдався - є схід лавини;
- прогноз «лавинонебезпечно» не виправдався - немає сходу лавини;
- прогноз «нелавинонебезпечно» не виправдався - є схід лавини;
- прогноз «нелавинонебезпечно» виправдався - немає сходу лавини;
- прогноз не оцінювався незалежно від формулювання (наприклад, через відсутність видимості).

Диференційовані по градаціях прогнози лавинної небезпеки можуть містити якісні показники, що уточнюють формулювання «лавинонебезпечно». Наприклад: «слабка лавинна небезпека» або «помірна». Такі показники повинні розшифровуватися кількісними градаціями визначальних параметрів: кількістю лавин, їх об'ємами тощо.

Ряд випадків альтернативного прогнозу лавин за методом, що перевіряється, за весь період випробувань n складається з ряду n_{00}, які оцінюються, і ряду n_{xx} випадків, які не оцінюються; $n = n_{00} + n_{xx}$.

Якщо ряд n_{00} менше ряду природної повторюваності випадків, що підлягають прогнозу, то метод не оцінюється. Весь ряд випадків прогнозу n_{00}, що оцінюються, розбивається на групи $n_{i\,j}$ за формою табл. 13.3.

Основні показники для оцінки прогнозів лавинонебезпеки розраховуються за (13.7 - 13.13), включаючи оцінки ризику, страховки і критерій надійності М.О.Багрова. Всі показники успішності методу обчислюються як для всього періоду випробувань в цілому, так і для кожного зимового сезону окремо і представляються в таблиці.

Якщо сума основних показників надійності методу за весь період випробувань менше або дорівнює природній повторюваності випадків з явищами $Р_я$ плюс 100%, тобто якщо справедлива нерівність $U + П_я \leq Р_я + 100$, і (або) критерій надійності, по М.О. Багрову, Н менше 0,5, то метод не приймається до розгляду.

Якщо на даній території до пропонованого методу не було інших діючих об'єктивних методів прогнозу даного явища, то в рекомендаціях про впровадження метод береться як основний за умови, що для нерівності $U + П_я > Р_я + 100$ і $Н \geq 0,5$ виконуються як за весь період випробувань, так і окремо за кожний зимовий сезон.

Якщо на даній території окрім пропонованого методу існує інший об'єктивний метод прогнозу даного явища, то необхідно провести порівняння основних показників успішності прогнозів за цими методами.

Для оцінки диференційованих за градаціями прогнозів лавинної небезпеки використовуються ті ж показники і правила, за допомогою яких оцінюються альтернативні прогнози. При цьому всі випадки прогнозів, диференційованих за градаціями лавинної небезпеки, потрапляють у групу n_{10}.

Для оцінки прогнозів, що порівнюються, застосовуються такі показники успішності:

- справджуваність диференційованих прогнозів у відсотках $U_Д = 100\ n_1/n_0$, де n_1 - число правильних диференційованих прогнозів (що потрапили в свою градацію), зокрема з формулюванням «нелавинонебезпечно»; n_0 - число всіх диференційованих прогнозів;

- попередженість диференційованих прогнозів у відсотках $П_Д = 100\ n_3/n_2$, де n_3 - число правильних і виданих з перевищенням ступеню лавинної небезпеки диференційованих прогнозів за винятком прогнозів з формулюванням «нелавинонебезпечно»; n_2 - число всіх випадків зі сходом лавин;

- помилка ризику диференційованих прогнозів $\alpha_Д = n_4/n_2$, де число помилкових диференційованих прогнозів, що потрапили в сильніші в порівнянні з градаціями, що передбачалися, зокрема помилкові прогнози з формулюванням «нелавинонебезпечно»;

- помилка страховки диференційованих прогнозів $\beta_Д = n_6/n_5$, де n_6 - число помилкових диференційованих прогнозів, що потрапили в слабкіші в порівнянні з градаціями, що передбачалися; n_5 - число всіх випадків, за винятком числа випадків з лавинами найсильнішої градації.

При порівнянні таких методів один з одним $U_д$ і $П_д$ виступають як основні показники, а помилки ризику і страховки диференційованих прогнозів - як додаткові. Порівняння проводиться за тими ж правилами, що і для методів альтернативного прогнозу.

13.4 Аналіз економічної ефективності спеціалізованих прогнозів

При оцінці успішності прогнозів, розрахованих на конкретного споживача, ступінь корисності їх може бути охарактеризована імовірним зниженням витрат споживача в результаті використання прогностичної інформації. Вихідним матеріалом для вирішення вказаної задачі є дані справджуваності для альтернативних прогнозів (табл. 13.2) і витрати споживача (табл. 13.7).

Таблиця 13.7 Витрати споживача

Значення, що спостерігались	Передбачені значення метеорологічних величин (явищ)					
	$П_1$	$П_2$	…	$П_i$	…	$П_m$
$Ф_1$	S_{11}	S_{12}		S_{1i}		
$Ф_2$				S_{2i}		
⋮				⋮		
$Ф_j$				S_{ji}		
$Ф_m$				S_{mi}		

Імовірні витрати споживача Q_i при прогнозах, в яких передбачена градація $П_i$, будуть:

$$Q_i = \frac{1}{n_{0i}} \sum_{j=1}^{m} n_{ji} s_{ji},$$

а середні імовірні витрати для всіх градацій

$$Q_{сер.i} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^{N} Q_i n_{0i}.$$

У табл. 13.7 передбачається, що у всіх випадках споживач планує свою діяльність у відповідності з отриманим прогнозом («довіряє прогнозу»).

При порівнянні економічної ефективності різних прогностичних методів кращим признається той метод, який забезпечує середні якнайменші імовірні витрати $Q_{сер}$. Для абсолютної оцінки економічної ефективності слід розрахувати імовірні витрати даного споживача при використовуванні їм випадкових прогнозів $Q_{сер.0}$ і обчислити різницю $Q_{сер.0} – Q_{сер.}$ і відношення $(Q_{сер.0} – Q_{сер.})/Q_{сер.0}$.

На жаль, необхідні таблиці витрат можуть бути складені лише у виняткових випадках. Відсутність об'єктивних показників впливу погодних умов на діяльність споживачів викликає найбільші труднощі при оцінці комплексних спеціалізованих прогнозів, коли кожному

індивідуальному прогнозу повинна надаватися своя "вага", яка визначається важливістю цього прогнозу для даного споживача. Через вказані труднощі оцінка комплексних спеціалізованих прогнозів, як правило, проводиться в спрощеній формі. Принцип такої спрощеної оцінки полягає в наступному. Перш за все для кожної категорії прогнозів встановлюється перелік метеоелементів, точність прогнозу яких враховується при оцінці. Потім для кожного з відібраних елементів визначаються допустимі розбіжності між передбаченими значеннями і тими, що здійснилися.

Всі оцінювані комплексні прогнози діляться на дві категорії: що "справдилися" і не "справдилися". У прогнозах, що справдилися, допустимі розбіжності між передбаченими значеннями і тими, що здійснилися, можуть бути перевищені тільки для передбаченої інструкцією частини включених в перелік метеовеличин. Вся решта прогнозів вважається тими, що не справдилися.

Далі покажемо, як розрахувати імовірні витрати «умовного» споживача, який використовує прогнози гроз, складені за методами Лебедєвої, Уайтинга, Фауста, Кокса, Славіна, Бейлі (табл. 13.8), і порівняти їх економічну ефективність, згідно витрат «умовного» споживача (табл. 13.9).

Таблиця 13.8 – Справджуваність (число випадків) прогнозу гроз за різними методами

Значення, що спостерігалось	Метод								
	Лебедєвої			Уайтінга			Фауста		
	П	$\overline{П}$	∑	П	$\overline{П}$	∑	П	$\overline{П}$	∑
Ф	89	160	249	190	23	213	96	108	204
$\overline{Ф}$	175	1232	1407	646	553	1199	141	1071	1212
∑	264	1392	1656	836	576	1412	237	1179	1416
	Кокса			Славіна			Бейлі		
Ф	126	66	192	159	47	206	148	54	202
$\overline{Ф}$	229	913	1142	492	664	1156	445	690	1135
∑	355	979	1334	651	711	1362	593	744	1337

Таблиця 13.9 – Витрати «умовного» споживача (S_{ij})

Спостерігалось	«Умовний» споживач					
	1		2		3	
	П	$\overline{П}$	П	$\overline{П}$	П	$\overline{П}$
Ф	1	5	2	10	1	2
$\overline{Ф}$	2	0	3	0	5	0

Для оцінки ефективності спеціалізованих прогнозів необхідно наступне:

1. Розрахувати з точністю до тисячних часток імовірні витрати одного з «умовних» споживачів стосовно до двох прогностичних методів.
2. Визначити імовірні витрати того ж споживача при використанні кліматологічного прогнозу і зниженні витрат у результаті залучення прогностичної інформації.
3. Порівняти результати розрахунків з аналогічними для інших споживачів і прогностичних методів та зробити висновок про їх порівняльну економічну ефективність.

Результати розрахунків надаються у вигляді табл. 13.10

Таблиця 13.10 – Оцінка економічної ефективності прогнозу гроз стосовно до «умовного» споживача

Критерії оцінки		Спосіб прогнозу		
		П	$\overline{П}$	Сума
n_{ij}	Ф			n_{10} =
	$\overline{Ф}$			n_{20} =
	Сума	n_{01} =	n_{02} =	N =
Q_i				$Q_{ср.}$
$(n_i)_0$		$(n_1)_0 = n_{10}n_{01}/N$	$(n_2)_0 = n_{10}n_{02}/N$	
		$(n_3)_0 = n_{20}n_{01}/N$	$(n_4)_0 = n_{20}n_{02}/N$	
$(Q_i)_0$				$Q_{ср.0}$
$Q_{ср.0} - Q_{ср.}$				
$\frac{Q_{ср.0} - Q_{ср}}{Q_{ср.0}}$				

В якості прикладу розглянемо статистичний аналіз справджуваності прогнозу гроз, складений за двома методами (1 і 2). Розподіли числа випадків і повторюваностей (табл. 13.11) отримані для прогнозів, одночасно розроблених в одному і тому ж пункті за двома методами.

Обчислимо деякі значення критеріїв успішності для прогнозів, складених за першим методом:

$$U = (150 + 600) / 1000 = 0{,}75;$$
$$U_0 = (350 \cdot 200 + 650 \cdot 800) / 1000 \cdot 1000 = 0{,}59;$$
$$H = (0{,}75 - 0{,}59) / (1 - 0{,}59) = 0{,}39;$$
$$Q = 1 - (200/350 + 50/650) = 0{,}35;$$
$$T = 150/350 - 50/650 = 600/650 - 200/350 = 0{,}35.$$

Таблиця 13.11 – Повторюваність (число випадків) / (частки одиниці) передбаченої фази для прогнозу гроз і тієї, що здійснилася

Передбачено	Здійснилося		Σ
	Гроза (🗁)	Без грози ($\overline{R}$)	
Метод 1			
🗁 $\overline{R}$ Σ	150/0,75 200/0,25 350/0,35	50/0,25 600/0,75 650/0,65	200/0,20 800/0,80 1000/1,00
Метод 2			
🗁 $\overline{R}$ Σ	300/0,55 50/0,11 350/0,35	250/0,45 400/0,89 650/0,65	550/0,55 450/0,45 1000/1,00

Аналогічно для прогнозів, складених за другим методом, отримаємо:

$$U = (300 + 400) / 1000 = 0{,}70;$$
$$U_0 = (350 \cdot 550 + 650 \cdot 450) / 1000 \cdot 1000 = 0{,}485;$$
$$H = (0{,}70 – 0{,}485) / (1 – 0{,}485) = 0{,}42;$$
$$Q = 1 – (50/350 + 250/650) = 0{,}47;$$
$$T = 300/350 – 250/650 = 400/650 – 50/350 = 0{,}47.$$

Порівняння значень критерію U показує, що перший метод забезпечує дещо більшу повторюваність справджених прогнозів, ніж другий. Однак значення інших критеріїв (H, Q, T) виявляються більшими для прогнозів, складених за другим методом, тобто ці прогнози містять менший елемент випадковості і несуть більшу інформацію про майбутній стан атмосфери. Тому, оцінюючи ступінь досконалості прогностичних методів, слід віддати перевагу другому із них.

На цьому ж прикладі розглянемо методику аналізу ефективності індивідуальних спеціалізованих прогнозів.

Припустимо, що для даного споживача відомі величини збитку, обумовленого грозами (табл. 13.12).

Таблиця 13.12 – Витрати споживача прогнозу гроз (умовні одиниці)

Очікувані погодні умови	Погодні умови, що здійснилися	
	🗁	$\overline{R}$
🗁 $\overline{R}$	2 10	4 0

Визначимо імовірні витрати споживача при отриманні прогнозу «гроза», складеного за першим методом. Якщо споживач «повірив» прогнозу, то ці витрати будуть:

$$\overline{\Delta}\,\text{🗁} = 2 \cdot 0{,}75 + 4 \cdot 0{,}25 = 2{,}5,$$

інакше $$\overline{\Delta}\,\overline{R} = 10 \cdot 0{,}75 + 0 \cdot 0{,}25 = 7{,}5.$$

Отже, оптимальна стратегія в даному випадку – готуватися до грози, імовірні витрати при цьому $\overline{\Delta}(\text{🗁}) = 2{,}5$.

Для прогнозу «без грози» отримаємо:

$$\overline{\Delta}\,\text{🗁} = 2 \cdot 0{,}25 + 4 \cdot 0{,}75 = 3{,}5;$$
$$\overline{\Delta}\,\overline{R} = 10 \cdot 0{,}25 + 0{,}75 = 2{,}5$$

і, таким чином, $\overline{\Delta}(\overline{R}) = 2{,}5$.

Отже, середні імовірні витрати при оптимальному використанні даним споживачем прогнозів, складених за першим методом, дорівнюють:

$$\overline{\Delta} = 2{,}5 \cdot 0{,}20 + 2{,}5 \cdot 0{,}80 = 2{,}5$$

Для прогнозів, розроблених за другим методом, аналогічно отримаємо:

При прогнозах «гроза»

$\overline{\Delta}\,\text{🗁} = 2 \cdot 0{,}55 + 4 \cdot 0{,}45 = 2{,}9$; $\overline{\Delta}\,\overline{R} = 10 \cdot 0{,}55 + 0 \cdot 0{,}45 = 5{,}5$;
$\overline{\Delta}(\text{🗁}) = 2{,}9$;

При прогнозах «без грози»

$\overline{\Delta}\,\text{🗁} = 2 \cdot 0{,}11 + 4 \cdot 0{,}89 = 3{,}78$; $\overline{\Delta}\,\overline{R} = 10 \cdot 0{,}11 + 0 \cdot 0{,}89 = 1{,}1$;
$\overline{\Delta}(\overline{R}) = 1{,}1$; і $\overline{\Delta} = 2{,}9 \cdot 0{,}55 + 1{,}1 \cdot 0{,}45 = 2{,}09$.

Нарешті, для випадкових прогнозів:
при прогнозах «гроза»

$\overline{\Delta}\,\text{🗁} = 2 \cdot 0{,}35 + 4 \cdot 0{,}65 = 3{,}3$; $\overline{\Delta}\,\overline{R} = 10 \cdot 0{,}35 + 0 \cdot 0{,}65 = 3{,}5$;
$\overline{\Delta}(\text{🗁}) = 3{,}3$;

При прогнозах «без грози»

$\overline{\Delta}$ 🗁 = 2 · 0,35 + 4 · 0,65 = 3,3; $\overline{\Delta}\,\overline{R}$ = 10 · 0,35 + 0 · 0,65 = 3,5;
$\overline{\Delta}(\overline{R})$ = 3,3.

Оцінка економічної ефективності для прогнозів, складених за першим і другим методом, дає відповідно:

$\overline{\Delta}_0 - \overline{\Delta}$ = 3,3 – 2,5 = 0,8 і $\overline{\Delta}_0 - \overline{\Delta}$ = 3,3 – 2,09 = 1,21.

Таким чином, використання даним споживачем прогнозів, розроблених за другим методом, забезпечує в середньому зменшення економічних витрат на 0,41 умовної одиниці. З цієї точки зору, другий метод є більш переважним, ніж перший.

У прикладі, що розглядається, висновки про порівняльну цінність методів, отримані із аналізу критеріїв успішності (H, Q, T) і економічної ефективності прогнозів, співпали.

Як відомо, для більшості споживачів альтернативних прогнозів найбільший економічний ефект дає застосування методів, які характеризуються максимальними величинами критеріїв H і особливо T (Q). Проте, оскільки такий збіг не є обов’язковим, основою для оцінки спеціалізованих прогнозів повинні служити результати розрахунків їх економічної ефективності, що, як відмічалось вище, не завжди можливо.

Орієнтовна якісна та кількісна оцінка втрат від небезпечних і стихійних явищ погоди.

Оцінка економічного збитку, який наносять небезпечні та стихійні гідрометеорологічні явища народному господарству, міститься в роботах багатьох видних вчених; серед них, перш за все, слід назвати М.О.Багрова, Є.Є.Жуковського, В.І.Кондратюка, Л.А. Хандожко та інших.

Якщо врахувати лише основні причини через які виникають економічні втрати в галузі, то можна зробити такі якісні висновки.

Сильний вітер, часто пов'язаний з грозами, а іноді виникаючий без них, створює загрозу всім галузям народного господарства. Для *сільського господарства* - це загибель врожаю в садах і на полях, полягання посівів, зірвані (або зруйновані) дахи тваринницьких будівель.

В енергетиці сильний вітер виводить із ладу ЛЕП, недоотримання енергії споживачами ускладнює роботу паливно-енергетичного комплексу. Вітер зриває повітряні лінії зв’язку (наносячи збиток організаціям зв’язку), може вивести з ладу ретрансляційні станції та антени.

Транспорт зазнає негативного впливу сильного вітру. *Для авіації* – це затримки вильотів, закриття аеропортів та повернення ПС. *Для автотранспорту* – зменшення швидкості руху, пил на дорогах і снігові замети взимку. *На залізній дорозі* – це обрив контактної мережі, повалені

дерева на колії, неритмічна робота на вантажних і товарних станціях. Для морського і річкового флоту - сильний вітер, спричиняючи сильне хвилювання, зменшує безпеку судноплавства, ускладнює завантажувально-розвантажувальні роботи, швартування суден, їх прохід по фарватеру, збільшує тривалість рейсів.

Для комунального господарства – це обрив повітряних ліній зв'язку, повалені рекламні щити і дерева, зірвані дахи будинків і вибиті шибки, порушення роботи міського транспорту і навіть людські жертви.

Для лісового господарства сильний вітер, як і при грозах, небезпечний вітровалами, створює загрозу життю лісорубів, сприяє створенню пожежо- і лавинонебезпечних ситуацій.

Для будівельних організацій: через сильний вітер відбувається простій баштових кранів, затягуються будівельно-монтажні та інші види робіт, що призводить до економічних втрат.

Гроза та град небезпечні для сільського господарства знищенням врожаю на полях і в садах (пожежі, сильні зливи), втратами у тваринництві тощо. *Для енергетики* втрати обумовлені виходом із ладу трансформаторних підстанцій, ліній електропередач, недоотриманням електроенергії споживачами, ремонт обладнання тощо. *На підприємствах зв'язку* гроза і град виводять із ладу радіорелейні станції, повітряні лінії зв'язку і більш складне «антенне господарство».

На різні *види транспорту* гроза діє по-різному. *Для авіації* – це затримка (або відміна) вильоту, закриття аеропортів, повернення ПС, створення надзвичайно складних для польотів ситуацій. *Автотранспорт* при грозах зменшує швидкість руху (в основному через дощ, град і погану видимість), що може призвести до псування вантажів (через промокання і тривале перебування в дорозі); збільшується імовірність дорожньо-транспортних пригод (ДТП). *На залізниці* також відбувається зменшення швидкості руху поїздів, можливі пошкодження контактної мережі, розмиті колії, пошкодження силових трансформаторних підстанцій, ускладнення всіх видів робіт на станціях тощо. *На водному транспорті* - це порушення при грозі радіозв'язку з береговими службами; утрудняється маневрування і швартування, особливо річкового флоту; затримки виходу суден із порту; можливе попадання блискавок в судно; ускладнення при виконанні завантажувально-розвантажувальних робіт у порту.

Комунальні служби при грозах зазнають проблем, пов'язаних із зливовою каналізацією, перекинутими і обірваними рекламними щитами, поваленими деревами, обірваними проводами, зупинкою руху міського транспорту тощо.

Лісове господарство, будівельні організації і паливно-енергетичний комплекс зазнають збитків при грозах, в основному, через простій техніки.

Опади, хуртовини, ожеледь і ожеледиця також є небезпечними і несприятливими явищами погоди. Для *сільського господарства,*

підприємств енергетики і зв'язку – це розмокання ґрунту і доріг, снігові замети, що утруднює збір врожаю і ремонт (профілактичний огляд) ліній зв'язку, електричні втрати за рахунок збільшення вологості повітря; полягання посівів тощо.

Вказані явища впливають на всі види транспорту. *Для авіації* – це затримки і відміна вильотів, повернення ПС; *для автотранспорту* – зменшення швидкості руху, погіршення якості покриття і «розкисання» доріг, снігові замети, збільшення числа ДТП; *для залізничного транспорту* – це також замети на дорогах і руйнування залізничного полотна; *для флоту* – зменшення швидкості суден, можливе обмерзання.

Робітникам комунального господарства доводиться займатись впорядкуванням зливової каналізації, боротись зі зсувами, затопленнями, а також очисткою доріг, тротуарів і внутрішньодворових територій від снігу та обледенілих дерев, гілок, що впали.

Для будівельників і паливно-енергетичного комплексу опади небезпечні руйнуванням під'їзних шляхів, неможливістю проведення цілого ряду будівельно-монтажних робіт, припиненням (ускладненням) роботи в кар'єрах.

Підприємства *лісового господарства* потерпають від сильних заметів на лісових дорогах і лісосіках.

Сильна спека і засуха більшою мірою впливають на роботу підприємств *сільського, комунального і лісового господарства*. Для сільського господарства – це значне зменшення або загибель всього врожаю, збільшення витрат на полив полів, на водопій скоту, а також падіж скоту. *Для комунального господарства* – це організація боротьби з черевними хворобами, додатковий полив вулиць і газонів у містах, боротьба з локальними пожежами, суворе дотримання правил вивозу сміття тощо. *Лісове господарство* повинне передбачити кошти на повітряну розвідку і гасіння пожеж (лісів та степу); відтворення фауни і флори після пожеж також потребує чималих витрат із бюджету.

Сильна спека впливає на всі види *транспорту*. Для авіації – це збільшення витрат палива, затримка рейсів, закриття аеропортів, погіршення стану ЗПС; для автотранспорту – це робота зі зменшення шкідливих викидів в атмосферу, погіршення стану шосейних доріг; для річкового флоту – це фарватери на річках та каналах, що обміліли.

Слід відмітити, що високі температури повітря (30…35 °С і вище), які спостерігаються тривалий час, дуже несприятливо впливають на людей, що може суттєво ускладнити ситуацію.

Заморозки, різке похолодання, морози небезпечні для багатьох галузей народного господарства. Так, у *сільському господарстві*, вони призводять до знищення посівів після сходів, урожаю в садах, озимих культур при промерзанні ґрунту; сприяють перевитраті теплової енергії при обігріванні теплиць і скотних дворів, а також частим пожежам. Для

підприємств *енергетики* сильні холоди несуть збільшення навантажень на всі агрегати і збільшення витрат палива на ТЕЦ.

Низькі температури ускладнюють обслуговування *транспорту*, призводять до необхідності опалення ангарів, гаражів, депо.

В лісовому господарстві морози збільшують витрату коштів на підгодовування тварин, у *будівництві і на підприємствах ПЕК* – вимушені простої.

Далі наведемо *орієнтовні кількісні оцінки*, які дозволяють оцінити внесок того чи іншого небезпечного (стихійного) явища на деякі галузі народного господарства. Більша частина цифр, поданих нижче, запозичена із навчального посібника О.Г.Богаткіна і Г.Г.Тараканова «Авіаційні прогнози погоди» та доповнена інформацією з інших наукових джерел. Керівник Росгідромету О.І. Бедрицький наводить декілька цікавих показників:

- метеорологічна служба Росії (Росгідромет – це 1500 тис. станцій і понад 2000 постів) – прибуткова служба. Один карбованець, вкладений на утримання і розвиток метеослужби, зменшує економічні втрати Росії на 8,3 карбованця;

- щорічно втрати народного господарства Росії від погодних умов складають приблизно 20 млрд. доларів. Якщо метеослужба зовсім припинить роботу, то ці втрати подвояться (40 млрд. дол.);

- у теперішній час невідворотні втрати від негоди для народного господарства в середньому дорівнюють 50…60%; втрати, котрим можна запобігти, скориставшись спеціалізованим прогнозом погоди, близькі до 20…30%, а втрати, які можна врахувати у майбутньому складають 10…20%;

- основного збитку від гідрометеорологічних умов зазнають такі галузі народного господарства: агропромисловий комплекс (60% від загального збитку), комунальне господарство (8,9%), енергетика (8,5%), транспорт (8,5%), будівництво (6,8%), лісове господарство (3,1%), зв'язок (2,6%) і паливно-енергетичний комплекс (1,6%).

За даними О.І. Бедрицького сільське господарство Росії, де сільськогосподарські угіддя становлять 222,3 млн. га, щорічно зазнає збитків від НЯ і СГЯ у розмірі 10 млрд. дол., тобто кожний гектар сільськогосподарських угідь зазнає збитків у розмірі 45 дол., із яких 30 – невідворотні втрати, а 15 можна зберегти.

Ось ще декілька орієнтовних цифр:

- у Європі 1 кВт / год електроенергії коштує в середньому 0,04 дол.;

- один погонний метр сучасної ЗПС коштує близько 20 тис. дол., а погонний метр сучасної автостради – 7 тис. дол.;

- закриття всіх аеропортів Росії на 1 год заподіює збитків в 300 тис. дол.;

- одна тонна авіаційного керосину коштує приблизно 200 дол., а ТУ-154 за 1 год польоту витрачає близько 7,5 т.;

- одна година роботи техніки з очистки аеродрому Пулково від снігу коштує приблизно 3000 дол.;

- робота одного трактора з очистки вулиць від снігу коштує близько 10 дол. за год.;

- економічні витрати на додатковий догляд за дорогами через несприятливі погодні умови становлять 25 тис. дол. на рік на 100 км доріг;

- вартість відновлення одного обриву повітряної лінії зв'язку дорівнює 5000 дол.;

- одна гроза в середньому завдає збитків народному господарству в 70 тис. дол.;

- збиток в результаті загибелі лісу із-за пожежі (або з іншої причини) складає 1000 дол.;

- простій одного баштового крану протягом 1 год обертається для будівельників збитком в 150 дол.;

- відновлення однієї опори магістральної ЛЕП обходиться енергетикам у 200 тис. дол.;

- простій на лінії одного вагона трамваю, тролейбуса або автобуса обертається для транспортного підприємства збитком у 7…10 дол. / за 1 год простою в місті з населенням до 500 тис. чоловік і в 10…15 дол. – при населенні більше 500 тис. чоловік;

- на опалення 1 м^2 житлової площі в рік витрачається приблизно 3 дол.;

- при розумному опаленні (згідно норм) зменшення середньодобової температури на 1 °С призводить до додаткових витрат лише на ЄТР у 700 тис. дол. за добу.

Певний інтерес може представляти інформація про збиток від погодних умов у Санкт-Петербурзі та Ленінградській області:

- середня величина збитку становить близько 900 млн. дол. на рік;

- збиток від граду 21.07.1999 р. (діаметр і вага градин 5 см і 50 г відповідно) у Ленінградській області становив близько 400 тис. дол.;

- продовження опалювального сезону в Санкт-Петербурзі лише на одну добу призводить до додаткових затрат у 170 тис. дол.;

- одноразове посипання всіх вулиць Санкт-Петербурга піщано-соляною сумішшю коштує 240 тис. дол.;

- вартість відновлювальних робіт у Санкт-Петербурзі при різних ушкодженнях через сильний вітер становить в середньому 100 тис. дол. за одне ушкодження.

Наведені дані можуть бути уточнені в результаті детального аналізу інформації по різних регіонах. Декілька фрагментів із лекції Томаса Хайфа, представленої на 12-ій сесії Комісії з авіаційної метеорології у вересні 2002 р. (Монреаль, Канада) доповнять наведену вище інформацію.

Дослідження з кількісною оцінкою впливу погоди як на безпеку, так і на ефективність, обмежуються окремими випадками і пов'язані або з певними аспектами проблеми, або з конкретними державами:

- Байт (1987 р.): «покращені» прогнози метеорологічного бюро дозволяють європейським компаніям економити 50 млн. фунтів стерлінгів на рік;
- Робінзон (1989 р.): «покращені» прогнози в міжнародному аеропорту Атланти дозволяють економити авіакомпанії 1 млн. дол. США на рік;
- СОДА (ЕВРОКОНТРОЛЬ): затримка вильотів через «погоду» збільшує витрати в Європі на 2…10%;
- Іване (1995): витрати внаслідок затримок вильотів у США становлять 5 млрд. дол. США на рік; витрати через несприятливу погоду в 65% випадків перевищують 3 млрд. дол. США на рік;
- Саней (2000): 23% всіх аварій ПС у США пов'язані з погодою;
- DFS (2002): у грудні 2001 р. з погодою пов'язано приблизно 70% затримок в управлінні повітряним рухом на трьох великих німецьких авіавузлах.

Ці приклади кількісних оцінок впливу погоди вказують на значний розкид, аналіз якого виходить за межі даного підручника. Наукові дослідження і розробки в області прогнозування поточної погоди, оцінки ефективності від їх використання в конкретні галузі господарства представляють собою досить перспективну та цікаву задачу для різних напрямків метеорології.

Гідрометеорологічне забезпечення та обслуговування – це клопітка робота, результати якої оцінюються кожного дня. Інформування населення про стан погодних умов на найближчі дні і попередження про несприятливі явища стало об'єктивною потребою кожної людини. Своєчасні попередження лиха зберігають найдорожче – людське життя. Необхідність і важливість гідрометеорологічного забезпечення визначаються значною залежністю практично всіх галузей економіки від погодних умов. Прогноз погоди, гідрологічного режиму, стану та врожайності сільськогосподарських культур, метеорологічних умов забруднення повітря є необхідним оперативним матеріалом для керівників і спеціалістів всіх галузей економіки та органів державного управління.

На закінчення наведемо уривок із статті В.І. Осипова (академіка РАН, голови Наукової Ради Російської академії наук з проблем геоекології, інженерної геології та гідрогеології). «…на початку XX століття у світі реєструвалось у середньому 10 великих природно-техногенних катастроф за рік, у середині століття – 65, а в кінці - майже 200, тобто число природних руйнівних явищ менше ніж за 100 років виросло в 20 разів. У XX столітті від стихійних лих загинуло більше 8 млн. людей, причому половина з них стали жертвами повеней, 22% - засух, 18% - землетрусів і вивержень вулканів, 7% – ураганів.

В останні 40 років економічні втрати у світі подвоювались приблизно кожні 7 років. Економічні збитки від природних стихійних процесів шести видів становлять зараз у середньому 150 млрд. дол., а до 2050 р. досягнуть 300 млрд. дол. Втрати від наймасштабніших подій справді величезні. Так, при землетрусі в японському Кобе (лютий 1995 р.) загинуло 5,5 тис. людей, постраждало 1,8 млн., а економічний збиток становив 131, 5 млрд. дол. У грудні 2004 р. катастрофічне цунамі, що обрушилось на північно-східне узбережжя Індійського океану, завдало економічного збитку понад 10 млрд. дол. Збитки Північної Америки від трьох великих ураганів («Катрина», «Ріта» і «Вільма»), які розбушувалися в Атлантиці восени 2005 р., досяг 156 млрд. дол. Повені 1991…1995 рр. в Європі спричинили збиток у 100 млрд. євро. У червні 2008 р. потужний землетрус у Китаї призвів до загибелі майже 70 тис. людей, 2,4 млн. чоловік постраждали від стихії, а економічний збиток, за різними оцінками, становив 150…200 млрд. дол.

Контрольні запитання

1. Дати визначення таких понять: прогнози загального користування, спеціалізовані прогнози, кількісні, якісні та альтернативні прогнози, випадкові, кліматологічні, інерційні і методичні прогнози.
2. Як розробляється оптимальна стратегія використання прогностичної інформації при ймовірнісних (категоричних) прогнозах і наявності таблиці затрат?
3. Як оцінюється оптимальна стратегія з використанням експертних оцінок?
4. Перелічити задачі, при вирішенні яких використовуються результати аналізу справджуваності прогнозів.
5. Які критерії використовуються при аналізі справджуваності кількісних (альтернативних) прогнозів загального користування?
6. Як розраховується кількість прогностичної інформації? Чому величина I може використовуватися як міра змістовності прогностичних відомостей?
7. Наведіть приклади критеріїв ефективності спеціалізованих прогнозів.
8. Який вихідний матеріал необхідний для оцінки успішності прогнозів для конкретного споживача?
9. Як оцінюється успішність спеціалізованих прогнозів погоди?

14 ВПЛИВ НЕСПРИЯТЛИВИХ ЯВИЩ ПОГОДИ НА РІЗНІ ГАЛУЗІ ЕКОНОМІКИ ТА НАСЕЛЕННЯ

Розвиток галузей економіки, проектування та будівництво міст, народногосподарських і житлових об'єктів, шляхів сполучення, ліній зв'язку і електропередач, аеродромів, курортів, зон відпочинку і туризму вимагають цілеспрямованого врахування погодних і кліматичних ресурсів. Практично не має такої галузі економіки, яка б прямо або посередньо, постійно або частково не зазнавала впливу гідрометеорологічних факторів, хоча ступінь такого впливу різна. Все залежить від рівня організації виробництва конкретного об'єкта, який піддається впливу погодних умов, і засобів, доступних споживачу для протидії їм.

Гідрометеорологічне забезпечення економіки сприяє найбільш вигідному застосуванню метеорологічних відомостей при вирішенні виробничих задач і прийнятті захисних засобів при виникненні несприятливих явищ погоди.

14.1 Паливно-енергетичний комплекс

Паливно-енергетичний комплекс (ПЕК) забезпечує отримання, перетворення і використання різних видів енергії та енергетичних ресурсів і включає в себе електроенергетику (електричні системи, мережі теплозабезпечення), добування і транспортування всіх видів енергетичної сировини (нафта, газ, торф), а також систему ядерної енергетики.

Вплив гідрометеорологічних і кліматичних факторів на енергетику здійснюється шляхом зміни умов виробництва енергії, експлуатації та утримання енергетичних систем, а також коливання попиту на енергію зі сторони споживачів. Успішне функціонування та розвиток енергетики можливе лише за умови врахування гідрометеорологічних умов, що дозволяють підприємствам ПЕК:

- покращити регулювання тепло- та електроенергії;
- завчасно ввести у дію агрегати у зв'язку з очікуваним зростанням навантаження;
- корегувати плани по виробництву тепло- та електроенергії;
- планувати об'єм постачання газу та мазуту;
- перерозподілити навантаження в енергосистемі між гідроелектростанціями (ГЕС) та теплоелектростанціями (ТЕС);
- вибрати розрахункові величини, які забезпечують необхідне поєднання надійності та економічності споруд, що проектуються і будуються, і систем теплозабезпечення.

Електроенергетична система складається з електростанцій, ліній електропередач (ЛЕП), підстанцій та теплових мереж, які пов'язані спільним режимом і безперервністю процесу. Особливістю

електроенергетики є комбіноване виробництво електроенергії та тепла на теплоелектроцентралях (ТЕЦ). Тепломережа, як самостійна організація енергосистеми, здійснює забезпечення теплом, що виробляється на ТЕЦ, промислові підприємства та населення. Високовольтна мережа забезпечує передачу та розподіл електроенергії через ЛЕП через розподільчі прилади підстанцій. Робота електроенергетичної системи здійснюється за умови обов'язкового оперативного врахування фактичних та прогнозованих погодних умов та стану водоймищ, а багаторічні гідрометеорологічні дані застосовуються при проектуванні та будівництві водогосподарських об'єктів.

На режим енергетики суттєво впливають грози, ожеледно-паморозеві та снігові відкладення, сильний вітер, сильне зволоження, коливання температури повітря, повені та інші явища. Режим споживання електроенергії залежить від температури оточуючого повітря та природного освітлення, яке враховується за кількістю хмарності нижнього ярусу у світлий час доби. Так, при зниженні температури повітря відбувається збільшення споживання електроенергії та тепла, що виробляється ТЕЦ, а при збільшенні температури – зменшення. При зміні хмарності від «невеликої» до «суцільної» (або навпаки) споживання електроенергії збільшується (зменшується) приблизно на 5%.

Сильний вітер, особливо якщо з'являється додаткове навантаження через ожеледно-паморозеві відкладення та налипання мокрого снігу на дротах, може призвести до обриву дротів та руйнування опор ЛЕП. Окрім ушкодження ЛЕП сильний вітер може спричинити згінно-нагінні явища на водосховищах поблизу греблі електростанцій. Зливи, снігопади, мокрий сніг, сильний вітер ускладнюють роботу ЛЕП, особливо в горах, сприяючи формуванню селів і лавин.

Температура повітря, його вологість, а також швидкість вітру є важливими факторами, які впливають на ефективність системи охолодження теплових електростанцій. При сильних морозах відбувається натяг дротів, що сприяє їх розриву, ушкодженню ізоляторів тощо.

Грози здійснюють найбільш несприятливий вплив на обладнання ЛЕП та роботу підстанцій, спричиняючи аварії генераторів, підстанцій та трансформаторів. Електрична перенапруга, яка виникає в момент грозових розрядів, розповсюджується по дротах ЛЕП та розподільчому обладнанні. Більша частина ушкоджень ЛЕП пов'язана з ударами блискавок.

Сильне зволоження, тумани знижують розрядні характеристики ізоляції, а в сукупності з налипанням мокрого снігу можуть ушкодити її. Крім того, *висока вологість та ожеледно-паморозеві відкладення* на дротах зумовлюють втрати електричної енергії на «корону» (коронний розряд), який створюється навкруги дротів ЛЕП при критичній напрузі на дроті. При цьому зростають втрати, і, як наслідок, збільшується сумарне споживання активної потужності та електроенергії.

Розкачування («танок») дротів – одна з причин серйозних аварій на ЛЕП – виникає в осінньо-зимовий сезон, коли на дротах спостерігається одностороннє відкладення ожеледі малих та середніх розмірів при швидкості вітру 15…20 м·с$^{-1}$ і температурі повітря від 0 до -5 °С. «Танок» дротів може продовжуватися від кількох годин до доби і припиняється при руйнуванні ожеледі. Для прискорення «плавлення» ожеледі збільшують струм понад номінальний або застосовують механічний вплив.

Врахування прогнозів погоди, поточної гідрометеорологічної інформації і багаторічних даних має величезне значення. *Прогноз ходу температури повітря* дозволяє диспетчерській службі регулювати робочу потужність енергосистеми, збільшити надійність енерго- і теплопостачання споживачів. Після отримання прогнозу про очікувані небезпечні і стихійні явища погоди або відповідного штормового попередження, з метою скорочення часу перебоїв в електропостачанні, посилюються аварійні бригади, підвищується готовність техніки і транспортних засобів, проводяться додаткові об’їзди та огляди ЛЕП, високовольтних ліній і підстанцій. *Місячні прогнози аномалій температури повітря* можуть використовуватися для уточнення планів теплопостачання ТЕЦ, установки і ремонту ліній електропередач.

При експлуатації ГЕС велике значення мають *прогнози притоку води у водосховища, рівнів води, льодових явищ* тощо. До гідрологічних явищ, що ускладнюють роботу енергетики, відносяться затори льоду і потужний льодохід на річках.

Для оптимального режиму роботи підприємств електроенергетичної системи галузі необхідна наступна спеціалізована гідрометеорологічна інформація:

- прогнози погоди на добу і подальші дві доби;
- штормові попередження про НЯ і СГЯ (грози, ожеледь і паморозь, відкладення мокрого снігу і складні відкладення, сильні вітри і шквали, температура повітря нижча -30 °С, сильні дощі та інтенсивний мокрий сніг, температура повітря +30 °С і вище, перехід температури повітря через 0 °С, тумани, різкі зміни погоди);
- спеціалізовані прогнози середньодобової температури повітря і хмарності по районах розташування енергооб'єктів;
- оперативна гідрологічна інформація;
- гідрологічні прогнози притоку води у водосховища, рівнів води, термінів скресу річок і поява льодових явищ;
- попередження про небезпечні гідрологічні явища на річках в місцях, що пересікаються ЛЕП і трубопроводами;
- узагальнені кліматичні і гідрологічні матеріали (щомісячники, щорічники, довідники тощо).

Нафтова промисловість, до завдань якої входять видобуток нафти і попутного газу, транспортування і переробка нафти, планує свою

діяльність із врахуванням гідрометеорологічних умов. Так, на роботу по розвідці нафти і розвідувальне буріння істотний вплив чинять *ожеледь, хуртовини, сильні зливи, тумани і сильний вітер*, які ускладнюють і навіть припиняють ведення робіт. *Снігопади, хуртовини, дощі, зливи* впливають на стан під'їзних шляхів на промислах і роботу транспорту. При *грозах* вести роботу на трубопроводах і нафтопромислах заборонено.

Вітер швидкістю більше 15 м·с$^{-1}$ розгойдує бурові вежі і заважає виконувати цементні роботи на свердловинах, утрудняє аварійні роботи. У холодну погоду такий вітер зумовлює перевитрату пари і газу, необхідних для обігріву об'єктів і нафтопроводів. При швидкості вітру 15 м·с$^{-1}$ припиняється монтаж бурових веж і їх підвіз, а при швидкості 22 м·с$^{-1}$ і більше – верхові роботи на бурових вежах та інші види робіт на відкритому повітрі.

Одним з відповідальних періодів в роботі підприємств нафтової промисловості є підготовка наземного і підземного господарства нафтових промислів до зими, яка полягає в проведенні робіт з утеплення нафтопроводів, оскільки температура повітря нижча -25 °С підвищує в'язкість нафти і ускладнює її перекачування. При температурі нижче -35 °С без вітру або -30 °С з вітром робота на бурових вежах заборонена.

Коливання температури ґрунту на глибині залягання трубопроводів може привести до гідроутворень в нафтотрубах, гофрирування труб і утворення свищів на трубах, що може викликати аварію на нафтопроводі.

Для безпечної експлуатації нафтопроводів, які проходять по території країни, важлива інформація про стан річок у місцях перетинання їх нафтопроводом, особливо в період паводку.

Для оптимального режиму роботи нафтової промисловості необхідна така спеціалізована гідрометеорологічна інформація:

- прогнози погоди на добу (з поділом на півдоби), наступні дві доби, тиждень, місяць;
- штормові попередження про НЯ та СГЯ (вітер швидкістю 15 м·с$^{-1}$ і більше, ожеледь, снігопади, хуртовини, сильні дощі, грози, тумани, зниження температури повітря до -25 °С і нижче, перехід температури повітря осінню через 0 °С);
- довгострокові гідрологічні прогнози строків скресання річок і максимальних рівнів весняної повені, строків появи льодових утворень;
- попередження про небезпечні гідрологічні явища на річках у місцях перерізу їх нафтопроводом, розрахунок рівнів і витрат заданої вірогідності перевищення по водотоках для забезпечення прокладки трубопроводів, морфометричні характеристики русел водотоків.

Газова промисловість здійснює транспортування газу по газопроводах, переробку газу і його використання в різних галузях промисловості та комунально-побутовому господарстві, а найбільшими

споживачами газу є ТЕЦ і підприємства різних галузей промисловості. Стан системи газопостачання визначається тиском газу, що транспортується: чим вищий тиск у системі, тим більш надійне газопостачання. Регулювання подачі газу по системах газопроводів для забезпечення галузей економіки та населення в значній мірі залежить від змін погоди, особливо в холодний період. Так, при прогнозі тривалих морозів газ повинен завчасно накопичуватись у резервних сховищах, оскільки зниження температури зовнішнього повітря і сильний вітер призводять до різкого збільшення відбору газу комунально-побутовими службами. Взимку при зниженні температури повітря на 1 °С споживання газу зростає на 1%. Можливість прогнозувати газоспоживання і своєчасно перебудовувати потоки природного газу по газотранспортних системах надають *прогнози температури повітря.*

В зимовий період у газопроводах можуть утворюватися з'єднання гідратів вуглеводню з водою, які замерзають і утворюють пробки, що знижує або повністю припиняє транспортування газу по газопроводу і його подачу споживачам. Крім того, при низьких температурах взимку може статися розрив газопроводу. Нерівномірність розподілу температури повітря по трасі газопроводу спричиняє термічну напруженість труб, що призводить до їх гофрирування і утворення свищів. Важливе значення для роботи на газопроводах мають *грози*, оскільки вести роботи на газопроводах при грозах категорично заборонено. Попередження про виникнення гроз необхідні за 2…3 год для своєчасного припинення робіт.

Вітер, опади, хуртовини, ожеледь впливають не стільки на процес видобутку газу та експлуатації газопроводів, скільки на господарство, яке входить в їх систему.

Гідрологічна інформація про стан річок у період розвитку весняної повені необхідна для безпечної експлуатації газопроводів у місцях перерізу їх з річкою.

Для оптимального режиму роботи газової промисловості необхідна така спеціалізована гідрометеорологічна інформація:

- прогнози погоди на добу, наступні дві доби, тиждень, місяць;
- штормові попередження про НЯ та СГЯ (хуртовини, ожеледно-паморозеві явища, грози, температура повітря -25 °С і нижче, тривалі дощі, вітер швидкістю 15 м·с$^{-1}$ і більше);
- відомості про глибину промерзання ґрунту;
- оперативна гідрологічна інформація;
- гідрологічні прогнози термінів скресання річок і появи льодових утворень, максимальних рівнів весняної повені;
- попередження про небезпечні гідрологічні явища на річках і розрахунок рівнів і розходу заданої вірогідності перевищення по водотоках для забезпечення прокладки трубопроводів, морфометричні характеристики русел водотоків.

Торф'яна промисловість. Торф використовується в енергетиці, комунально-побутовому і сільському господарстві. До найбільш несприятливих явищ погоди при торфорозробках відносяться *дощі*, особливо влітку в період інтенсивної обробки торф'яних полів, а також *сильний вітер у посушливу погоду.* Знання умов погоди, які мають бути, дозволяє регулювати технологію виробництва з найменшими витратами.

Відомо, що під впливом температури, вологості та інших факторів торф поступово розкладається, і чим вищий ступінь розкладу торфу, тим більше він підлягає впливу займання. Тому при торфорозробках великою бідою є пожежі. Умови, для займання торф'яників створюються *стійкою посушливою погодою,* за якої відбувається самозаймання торфу в результаті саморозігріву, а також попадання на них іскор від джерела вогню і працюючих машин, грозових розрядів тощо.

Для оптимального режиму роботи підприємств торф'яної промисловості необхідна така спеціалізована гідрометеорологічна інформація:

- прогнози погоди на добу, наступні дві доби, тиждень, місяць;
- штормові попередження про НЯ та СГЯ (вітер швидкістю 15 м·с$^{-1}$ і більше, шквали, сильні тривалі дощі, сильні снігопади, хуртовини, пилові бурі, ожеледь, тумани, грози, стійка посушлива погода);
- відомості про фактичний стан погоди;
- дані метеорологічних спостережень болотної станції;
- прогнози небезпеки лісових пожеж на добу та наступні дві доби.

14.2 Будівництво

Основним завданням галузі є будівництво промислових, комунальних і житлових об'єктів. Проте в останні роки зростає кількість аварій на виробничих об'єктах, що в деякій мірі пов'язано з прорахунками при їх проектуванні та порушеннях при експлуатації через недостатнє врахування зовнішніх факторів, у тому числі погодно-кліматичних, хоча будівництво, як галузь економіки, знаходиться у тісній залежності від погодних умов. Важливу роль тут відіграє багаторічна кліматична та гідрологічна інформація, яка широко використовується для розв'язання практичних задач, розробки перспективних планів та дозволяє економити витрати на проектно-кошторисні роботи і оптимізацію параметрів об'єктів, що будуються. *Кліматичні характеристики* у будівництві дозволяють вибрати розміри захисних конструкцій будівель, які проектуються, і розрахувати їх тепловитрати, визначити *ожеледно-паморозеві навантаження* на висотні споруди, які проектуються, і ЛЕП та виповнити інші інженерні розрахунки. Наприклад, на основі міжрічної мінливості тепла визначаються резерви палива для ТЕЦ. При проектуванні ретельно враховуються вплив вітру, як регулятор температурно-вологісного режиму

і фактору зовнішніх навантажень на об’єкт, що будується, в першу чергу, на висотні споруди. *Великі швидкості вітру* становлять небезпеку для маячних опор, високих димових труб, стін споруд, якщо дані швидкісного напору не враховані при проектуванні. У результаті заниження розрахункових вітрових, снігових і ожеледно-паморозевих навантажень порівняно з фактичними, виникають аварії, а інколи і повністю руйнуються споруди.

Врахування кліматичних та гідрологічних норм призводить до зменшення витрат на будівництво об’єктів, збільшення їх міцності, а отже і безпеки. Тому багаточисельні кліматичні параметри включені в БНіП при проектуванні різних споруд та будівель.

Крім того, як у процесі будівництва об’єкту, так і у майбутньому, при його експлуатації, потрібен постійний облік погодних умов – фактичних і прогностичних.

Несприятливий вплив погодних умов на процес будівництва виражається у втраті чи неефективному використанні робочого часу, простою будівельної техніки і транспорту, псуванню будівельного матеріалу та обладнання, а сприятлива погода може підвищувати якість і темпи робіт. Хід будівельних робіт особливо залежить від *температури повітря, опадів та вітру*. Так, низькі температури (-25 °С та нижче) перешкоджають використовуванню розчинів, а сильні вітри у сукупності з опадами та низькими температурами можуть повністю зупинити роботи на будівництві. При швидкості 12 $м \cdot с^{-1}$ і більше підйомні крани припиняють роботу, а дії інших підйомних механізмів обмежуються. *Сильні зливи* можуть викликати підйоми рівня води в річці і затоплення частини території будівництва, затримати виконання зовнішніх робіт. Робота транспорту на будівництві ускладнюється в умовах *туману та інверсії температури*, особливо при будівництві у великих кар'єрах.

Використання прогнозу про несприятливі явища погоди дає споживачеві можливість завчасно передбачити їх негативний вплив і найбільш оптимально спланувати роботи, прийняти запобіжні засоби з метою запобігання аваріям, укрити будівельні матеріали тощо.

Слід зазначити, що умови погоди впливають не лише на процес будівництва, але і на можливе руйнування споруд. *Підвищена вологість і тривала мряка* призводять до руйнування стін, якщо не передбачена гідроізоляція. При сильних дощах відбувається не лише намокання, але і наскрізне намокання стін будівель, збільшується вологість ґрунту, який набухає, що впливає на стійкість будівель і може привести до їх руйнування. Сильні дощі підвищують рівень ґрунтових вод, що, у свою чергу, негативно впливає на підземну частину будівель.

При вирішенні будівельних завдань повинні враховуватися *сонячна радіація, температура ґрунту і такі атмосферні явища, як грози, туман і ожеледь*.

При правильному обліку *мікрокліматичних особливостей* в міському будівництві можна правильно спланувати розміщення промислових об’єктів, особливо хімічних, з метою обмеження або недопущення їх впливу на довкілля і населення.

Істотну роль в будівництві гребель та інших гідротехнічних споруд відіграють *гідрологічні прогнози* і характеристики: об'єми повені, максимальні та мінімальні рівні води в річках і водосховищах, витрати води тощо.

Для оптимального планування і ведення будівельних робіт та максимального обліку гідрометеорологічних чинників при проектуванні об'єктів будівельним і проектним організаціям рекомендується використовувати таку гідрометеорологічну інформацію:

- прогнози погоди на добу, наступні дві доби, тиждень, місяць;
- штормові попередження про НЯ та СГЯ (вітер швидкістю 12 м·с$^{-1}$ і більше, шквали, сильні дощі, снігопади, хуртовини, ожеледь, ожеледиця, тумани, зниження температури повітря до -25 °С і нижче);
- відомості про швидкість вітру на висоті 25 м (при висотному будівництві);
- гідрологічні прогнози і попередження про небезпечні гідрологічні явища;
- дані про глибину промерзання ґрунту;
- поточні гідрометеорологічні дані;
- розрахунок рівнів і розходу заданої вірогідності перевищення по водотоках при проектуванні споруд, які знаходяться в імовірних зонах підтоплення від водотоків, морфометричні характеристики русел водотоків;
- кліматичні і гідрологічні матеріали (щомісячники, щорічники, довідники тощо).

На завершення цього розділу слід відмітити, що участь спеціалістів-гідрометеорологів є обов’язковою в експертних комісіях з оцінки якості гідрометеорологічних даних, які використовуються в розробках передпроектної і проектної документації і нормативних документів, що передбачають заходи захисту виробничих об’єктів, а проектним інститутам при розробці техніко-економічних обґрунтувань проектів необхідно включати гідрометеорологічне обстеження.

14.3 Житлово-комунальне господарство

Житлово-комунальне господарство (ЖКГ) – складна структура, яка являє собою сукупність підприємств і служб, що обслуговують населення міст і населених пунктів, – підпорядковує собі:

- енергетичні підприємства (електричні, газові, теплофікаційні розподільчі мережі, ТЕЦ, опалювальні котельні тощо);
- санітарно-технічні системи водозабезпечення і каналізації з очисними спорудами і мережами;
- транспорт (громадський пасажирський транспорт, водний транспорт місцевого значення);
- школи, лікарні, житловий фонд;
- шляхи, мости, зелені насадження, зони відпочинку населення;
- ремонтно-будівельні організації та організації, які забезпечують експлуатацію ЖКГ.

Кожне з цих підприємств має чітко визначений діапазон функцій і несе відповідальність за вирішення конкретних проблем в загальній системі життєзабезпечення населення. Немаловажне значення для нормального функціонування всієї системи ЖКГ мають погодні і кліматичні умови.

У повсякденній роботі комунального господарства використовується *поточна метеорологічна інформація і прогнози погоди*, що дозволяє більш точно вибрати оптимальний режим роботи міських теплових станцій і газового господарства.

Однією з основних задач ЖКГ є забезпечення комфортних умов у житлових і виробничих приміщеннях. Споживання енергії пов'язане із змінами погоди, тому що потреба в опаленні чи охолодженні залежить від температури зовнішнього повітря. Тому прогнози погоди і правильне врахування поточних метеорологічних даних дозволяють комунальним службам регулювати відпуск теплової енергії.

Вибір режиму тепло- і газозабезпечення залежить від очікуваної температури повітря, оскільки споживання газу комунальними підприємствами різко збільшується при зниженні температури до -20 °С і нижче. *Інформація про різкі зміни температури повітря* дозволяє підприємствам регулювати подачу тепла, в результаті чого вони отримують значну економію палива, а споживачі – комфортну температуру приміщень. Очікувані метеорологічні параметри зовнішнього повітря визначають вибір режиму вентиляції метрополітену.

Знання *характеру освітленості, термічного і вітрового режимів*, що впливають на споживання енергії, дозволяє підприємствам перерозподілити її в економічних районах.

Врахування температури повітря та умов погоди дають можливість ремонтно-будівельним організаціям, підприємствам по озелененню міст вибрати час, сприятливий для проведення робіт і запобігти збитковим заходам. Залежно від погодних умов міняється тривалість сезону будівництва і ремонту доріг: найбільш сприятливим є теплий період року, коли температура повітря не опускається нижче 0 °С.

Сильні або тривалі снігопади і хуртовини, ожеледиця в осінньо-зимовий період ускладнюють рух транспорту, що приводить до значних втрат робочого часу, витрачання ресурсів, і, зрештою, до збитків в роботі автотранспортних підприємств.

У теплий період року вулиці міст миють з поливальних машин, спеціальні прибиральні агрегати проводять їх очищення від грязі і сміття. *При переході температури повітря через 0 °С у бік від'ємних значень* мають бути припинені поливальні роботи, оскільки виникає загроза замерзання води на проїжджих частинах вулиць і погіршуються умови руху транспорту, а *при відлизі* необхідно очищати (відкривати) приймальні люки каналізації, щоб тала вода не порушувала рух. *Сильний дощ* на території міст може привести до переповнювання дренажних систем і затоплення вулиць і будов на певний період.

Туман, погіршення видимості на дорогах із-за інтенсивного снігу і дощу, ожеледиця на дорогах обумовлюють особливо небезпечні умови для міського транспорту і призводять до зниження швидкості, буксування, порушення руху транспорту, збільшення нещасних випадків на дорогах. *Ожеледиця на тротуарах* створює загрозу здоров'ю і життю людей.

До явищ, що утрудняють роботу служб ЖКХ, відноситься також *підвищення температури повітря до 30 °С і більш*, коли асфальтові покриття сильно нагріваються і розм'якшуються.

Завчасне попередження про загрозу виникнення небезпечного явища погоди із вказівкою його інтенсивності та тривалості дозволяє комунальним службам своєчасно вжити попереджувальних заходів: ввести в дію необхідну кількість техніки, в тому числі і снігоочисної, перерозподілити людей і техніку і тим самим забезпечити безперебійний рух транспорту, обробити дороги і тротуари хімікатами або піском, зменшивши число аварій. *Кліматичні дані* необхідні підприємствам для обґрунтування оснащення підприємств снігоочисною та іншою подібною технікою, для розробки виробничих планів.

Важливе значення для ЖКГ мають *гідрологічні дані і прогнози*, які можуть своєчасно попередити про необхідність прийняття захисних засобів.

Таким чином, режимна метеорологічна інформація, прогнози погоди, попередження про НЯ і СГЯ, консультації про погодні умови, які отримує комунальне господарство, дозволяють здійснювати оптимальне перспективне планування розвитку об'єктів ЖКГ, бережливо використовувати матеріальні засоби і запобігати збиткам, спричиненим несприятливими погодними умовами.

Для оптимального режиму роботи служб ЖКГ необхідна наступна спеціалізована гідрометеорологічна інформація:

- прогнози погоди на добу, наступні дві доби, тиждень, місяць;

- фактичні дані про метеорологічні величини і явища (середньодобова температура повітря, мінімальна і максимальна температура повітря, напрямок і швидкість вітру, несприятливі явища погоди);
- штормові попередження про НЯ та СГЯ (снігопади, хуртовини, ожеледь, ожеледиця, сильні дощі, зливи, тумани, сильні вітри і шквали, смерчі, пилові бурі, зниження температури повітря до -30 °С і нижче, підвищення температури повітря до +30 °С і вище, перехід температури через 0 °С, різкі зміни температури повітря);
- спеціалізовані прогнози середньодобової температури повітря;
- оперативна гідрологічна інформація, гідрологічні прогнози і попередження про небезпечні гідрологічні явища, розрахунок рівнів і розходу заданої вірогідності перевищення, морфометрія русел водотоків.

14.4 Транспорт

Залізничний транспорт (*ЗТ*) є одним із головних видів сполучення і перевезення вантажів в Україні, має свою специфіку роботи, з чим і пов'язані особливості впливу на нього умов погоди. Залізничні колії розміщені під відкритим небом, тому несприятливі умови погоди здійснюють вплив не лише на колії і споруди, але і на рухомий склад, а НЯ і СГЯ ставлять під загрозу безпеку руху.

Найбільш складні умови роботи ЗТ спостерігаються у зимовий період, коли особливу небезпеку становить *хуртовина*, яка супроводжується *снігопадом і сильним вітром*, спричинює замети колій і ускладнює переведення стрілок, а на боротьбу із сніговими заметами витрачаються величезні кошти.

Робота залізничного транспорту тісно пов'язана з *температурою повітря*, яка здійснює безпосередній вплив на рейки. При температурі -25 °С і нижче відбувається скорочування рейок, збільшення зазорів і розрив стику. Крім того, при сильних морозах збільшується в'язкість колісного мастила і зменшується швидкість руху составу, що веде до перевитрати палива та електроенергії при дотримуванні графіка руху. При низьких температурах (з урахуванням швидкості вітру) зменшується можливість поточного ремонту рухомого складу та інших видів робіт на відкритому повітрі.

У теплу пору року під впливом високої температури (+25 °С і вище) рейки довшають, що призводить до згону стиків, утворенню «сліпих зазорів» і викиду рейок.

Температура повітря також впливає на стан дротів: висока (+30 °С і вище) і низька (-30 °С і нижче) температури спричинюють відповідно провисання або скорочення довжини дротів, що, в свою чергу, може призвести до їх дотику або розриву.

Температура повітря, вітер, опади, ожеледь, грози і тумани обумовлюють роботу об'єктів служби сигналізації та зв'язку, а за певних граничних значень вони ускладнюють роботу об'єктів електрифікації та енергетичного господарства. Так, тривалі періоди низької температури повітря можуть спричинити вихід із ладу опалювальних систем пасажирських вагонів, зливи – до виполіскування і навіть розмивання земляного полотна, а зустрічний сильний вітер збільшує опір руху поїздів.

Із-за погіршення видимості в тумані, опадах, хуртовині на залізничних станціях припиняються деякі види маневрових, сортувальних і шляхових робіт.

До небезпечних гідрологічних явищ, що впливають на роботу ЗТ, відносяться *паводки, високі рівні води в період весняної повені, затори на ріках*, які спричинюють значні підйоми рівня води.

Використання гідрометеорологічної інформації в оперативному управлінні та плануванні на залізних шляхах дозволяє забезпечувати безперервну і безпечну їх роботу, зменшити збитки від НЯ і СГЯ та знизити собівартість перевезень, забезпечуючи додатковий прибуток.

Для оптимального режиму роботи ЗТ необхідна така спеціалізована гідрометеорологічна інформація:

- прогнози погоди на поточний день, добу, наступні дві доби, тиждень, місяць;
- штормові попередження про НЯ та СГЯ (ожеледь, сильні морози -25 °С і нижче, хуртовини, снігові замети, сильні снігопади і дощі, грози, тумани, спека +30 °С і вище, високі рівні води у річках, які призводять до пошкодження і руйнування різноманітних залізничних споруд);
- довгострокові гідрологічні прогнози термінів скресання і максимальних рівнів весняної повені на річках, появи льодових утворень на річках;
- щоденна гідрологічна інформація і щоденні доповіді про гідрологічну ситуацію на річках у період весняної повені;

Автомобільний транспорт (АТ) менше ніж залізничний прив'язаний до географічного району, так як розгалуженість автомобільних шляхів збільшує маневреність, сприяє більш широкому вибору шляху слідування. Проте виробнича діяльність АТ, ремонтні роботи та роботи по утриманню доріг також здійснюються на відкритому повітрі і тому залежать від стану погоди, особливо в зимовий і перехідні сезони.

Хуртовини, снігопади, поземки, ожеледиця, тумани в осінньо-зимовий період створюють великі труднощі для роботи галузі. Але до найбільш небезпечних явищ відноситься *ожеледиця*, яка знижує зчеплення дорожнього покриття у порівнянні з сухим в 5…10 разів, збільшуючи гальмовий шлях, що є причиною дорожньо-транспортних пригод і аварій. Найбільш небезпечний *гладкий льодяний покрив*, що утворюється при

випадінні переохолоджених дощових крапель на шлях при температурі нижче 0 °С. У результаті ущільнення снігу, що випав, колесами автомобілів формується один із видів обледеніння дорожнього полотна, який отримав назву *снігового накату*; швидкість руху при цьому суттєво зменшується. Слід пам'ятати, що автошляхи з твердим покриттям володіють більшою температурною інерцією. Тому *при відлизі, яка настає після тривалих морозів*, полотно зберігає від'ємну температуру, а при випадінні *дощу або мряки* на його поверхню відбувається відкладення льоду. *Сильні і тривалі хуртовини* створюють труднощі при використанні ґрунтових доріг, так як утрамбований сніг розм'якшується і насичується водою, в результаті чого шляхи стають складно проїзними, а на деяких ділянках непроїзними зовсім. Невеликий шар снігу, що випав на обледеніле покриття, ще більше ускладнює дорожні умови.

Снігопади і хуртовини викликають замети на дорогах, які можуть стати непроїзними при тривалій відсутності снігоочисної техніки, створюючи при цьому великі втрати робочого часу. Вони сприяють також погіршенню видимості на шляхах, що призводить до уповільнення чи припинення руху.

Низькі температури повітря (*-25 °С і нижче*) ускладнюють експлуатацію автотранспортних засобів (запуск двигуна, необхідність прогрівання масла, утеплення радіаторів та акумуляторів), збільшують витрату палива. При дуже сильних морозах (-30…-40 °С) метал стає крихким, тому з'являється загроза поломки окремих деталей мотору. Сильні морози безпосередньо на шляхи значного впливу не чинять, але впливають на робочий персонал. Згідно існуючих правил, роботи на відкритому повітрі без періодичного обігріву заборонені при температурі нижче -25 °С без вітру і нижче -15 °С з вітром.

При підвищенні температури повітря до +30 °С і вище асфальтове полотно автодоріг стає м'яким та пластичним і може ушкоджуватись рухомим автотранспортом. При сухій і спекотній погоді на ґрунтових дорогах утворюється курява, яка піднімається рухомим транспортом і різко погіршується видимість особливо при слабкому вітрі.

На протязі всього року небезпечними є *тумани*, оскільки видимість – одна із найважливіших умов, що визначає безпеку руху. При зниженні видимості в тумані до 50 м і менше рух автотранспорту припиняється. Загроза для безпечного руху транспорту створюється на ділянках магістралі, куди можуть «напливати» смуги туману з сусідніх лугів, річок, озер, Чорного і Азовського морів та несподівано погіршувати видимість саме на рівні очей водія. Зона туману може бути настільки густою, що навіть із ввімкненими фарами нічого не можна розгледіти навколо на декілька метрів, а дальнє світло в тумані створює перед автомобілем непроникаючу світлову завісу. У всіх випадках при русі в тумані необхідно дотримуватись підвищеної уваги.

До погіршення видимості призводить також *випадіння інтенсивних опадів, пилова (піщана) буря.*

У теплу половину року *зливи і тривалі дощі* створюють несприятливі умови для роботи АТ особливо в сільській місцевості на ґрунтових дорогах, викликають затоплення низьких ділянок доріг або їх розмивання. Сильні зливи і тривалі дощі обмежують рух, обумовлюючи ковзання, яке досягає максимуму при низьких температурах, коли спостерігається найменше випаровування. Зволожене покриття збільшує імовірність заносу автомобіля в декілька разів. Встановлено, що на початку дощу коефіцієнт зчеплення з шляхом зменшується майже вдвічі, так як дорожній пил, змочений водою, перетворюється на рідку грязь, по якій ковзають колеса. При тривалому дощі грязь з дороги змивається, а коефіцієнт зчеплення дещо збільшується. Керування автомобілем також ускладнюється із-за утворення на склі кабіни водія водяної плівки та погіршення видимості, в результаті чого швидкість руху значно знижується, особливо при сильному дощі.

У всі пори року вітер швидкістю 15 $м \cdot с^{-1}$ і більше наносить серйозні ушкодження захисним смугам уздовж доріг, може викликати завали лісу на дорогах. При сильному вітрі пісок і сіль здуваються з дороги, а при зустрічному зменшується швидкість автомобілів.

Прогнози погоди грають важливу роль не лише в економіці АТ, але і в забезпеченні безпеки руху та зниженні числа дорожньо-транспортних пригод. Спеціалізовані гідрометеорологічні прогнози для АТ складаються на поточний день, добу і наступні дві доби, а штормові попередження про небезпечні та несприятливі для даної галузі явища погоди – при виявленні загрози їх виникнення. Прогнози деталізуються в залежності від характеру очікуваної погоди та місцевих фізико-географічних особливостей району, по якому проходить дорога. Для організацій, що здійснюють автотранспортні перевезення, розробляються маршрутні прогнози.

Фактична і прогностична гідрометеорологічна інформація допомагає планувати поточні та аварійні роботи автотранспорту. Попередження дорожній службі про НЯ і СГЯ дозволяють завчасно підготувати снігоочисну техніку, посипати піском слизькі дороги і підтримувати автомагістралі в робочому стані.

При проектуванні та будівництві автодоріг використовуються режимні гідрометеорологічні матеріали, оскільки кліматичні і гідрологічні характеристики місцевості, по яких проходить дорога, безпосередньо впливають на капітальні та експлуатаційні витрати. Наприклад, використання неточних або неповних даних про вітровий режим будь-якої місцевості приводить до неточного розрахунку снігопереносу і ширини захисних лісосмуг при проектуванні доріг, у зв’язку з чим їх експлуатація буде більш затратна, простої транспорту через замети снігу будуть частішими.

Для оптимального режиму роботи АТ та функціонування автомобільних доріг необхідна така спеціалізована гідрометеорологічна інформація:

- прогнози погоди по автотрасах на поточний день, добу, наступні дві доби;
- штормові попередження про НЯ та СГЯ (хуртовини, тумани, пилові бурі, ожеледиця, грози, вітер швидкістю 15 м·с$^{-1}$ і більше, шквали, сильні дощ та сніг, сильні морози -25 °С і нижче, підвищення температури повітря до +30 °С і вище, перехід температури через 0 °С);
- поточні гідрометеорологічні дані;
- гідрологічні дані про рівні води на річках поблизу мостів;
- кліматичні та гідрометеорологічні матеріали (щомісячники, щорічники, довідники тощо);

Річковий транспорт, діяльність якого залежить від гідрометеорологічних умов, включає такі технологічні процеси:

- судноплавство на річках та водосховищах;
- роботи з установки, обслуговування і зняття навігаційної ситуації на судноплавних трасах;
- роботи із заглиблення дна на судноплавних трасах та акваторіях портів;
- розміщення річкового транспорту на зимовий відстій і судновий ремонт.

Річковий транспорт (РТ) працює, в основному, в період відсутності льодоставу; це, як правило, період з квітня по жовтень. Відносно малі путьові швидкості і недостатня маневреність суден створюють труднощі в роботі РТ, особливо при настанні несприятливих метеорологічних умов:

- *погіршення видимості в тумані та опадах до 2 км і менше*, що може призвести до зіткнення суден;
- *вітер швидкістю 15 м·с$^{-1}$ і більше*, при якому припиняються вантажно-розвантажувальні роботи, *шквали* (≥ *25 м·с$^{-1}$*), які можуть перекинути судно і підйомні крани;
- *значне і тривале зниження температури в сторону від'ємних значень*, що викликає швидкий льодостав;
- до гідрологічних явищ, які ускладнюють роботу річкового транспорту, відносяться *високі рівні води в період весняної повені, низькі рівні води в навігаційний період, раннє замерзання річок*.

Гідрометеорологічне забезпечення РТ дозволяє оцінити умови плавання, провести планування термінів початку і завершення навігації та розміщення транспорту на зимові стоянки, точніше визначити габарити завантаження суден при проході під мостами, забезпечити завезення вантажів у важкодоступні місця в період низької водності річок (маловоддя), оперативно використовувати техніку для поглиблення дна та

скорегувати плани перевезень. *Довгострокові прогнози скресу річок весною та встановлення льодоставу* використовуються для уточнення термінів закінчення ремонту суден і своєчасного повернення на місце зимового відстою.

Для оптимального режиму роботи РТ необхідна наступна спеціалізована гідрометеорологічна інформація:

- прогнози погоди на поточний день, добу, які містять такі дані: напрямок вітру в румбах, швидкість вітру, видимість по градаціях (< 1, 1…2, 2…4, > 4 км), температура повітря менше 5 °С у весняний та осінній періоди;
- поточна метеорологічна та гідрологічна інформація;
- штормові попередження про НЯ та СГЯ (вітер швидкістю 15 м·с$^{-1}$ і більше, шквали, погіршення видимості в опадах, туманах, ожеледно-паморозеві явища, зниження температури повітря до -10 °С і нижче);
- гідрологічні прогнози (термінів скресання річок, максимальних рівнів весняної повені і паводків), строків виходу води на заплаву і звільнення заплавних земель від води, строків появи льодових утворень і замерзання річок, мінімальних місячних рівнів води у навігаційний період (липень - жовтень);
- попередження про небезпечні гідрологічні явища на ріках (сильний вітер, низькі рівні води на судноплавних трасах і акваторіях портів, високі рівні води при повенях, дощових паводках, заторах і зажорах льоду, ранній льодостав (екстремально ранні строки - жовтень) повторюваністю не частіше, ніж 1 раз у 10 років).

14.5 Зв'язок

Безперебійна робота засобів зв’язку, які застосовуються у всіх галузях економіки, особливо збереження дротових повітряних ліній, в значній мірі залежить від умов погоди (в основному від метеорологічних).

Ожеледні та паморозеві відкладення порушують нормальну роботу ліній зв’язку та електромережі, призводять до затухання струму високої частоти, які при *відкладеннях більше 5 мм* частіш за все не проходять, і чутність припиняється. Явища, які супроводжують ожеледь та паморозь: *дощ, мряка, густий туман* – викликають витік струму в землю і також знижують чутність, часом до повного припинення. *Відкладення твердих опадів* на дротах зв’язку погіршують чутність і, крім того, створюють умови перевантаження на дротах, що може супроводжуватися обривом дротів і поломкою опор. *При низьких температурах повітря* (*-30 °С і нижче*) дроти скорочуються та обриваються, а *при сильному вітрі* може відбутися дотик дротів та їх перепалення.

Грозові розряди створюють завади і викривлення на лініях зв'язку та можуть вивести з ладу приймальну і передавальну апаратуру та антенне господарство, а *порушення стану магнітосфери Землі* викликає перешкоди у поширенні радіохвиль.

Для оптимального режиму роботи підприємств зв'язку необхідна наступна спеціалізована гідрометеорологічна інформація:

- прогнози погоди на добу (з поділом на півдоби);
- штормові попередження про НЯ та СГЯ (ожеледь, паморозь, відкладення мокрого снігу, туман, грози, вітер швидкістю 15 м·с$^{-1}$ і більше, шквали, температура повітря -30 °С і нижче).

14.6 Сільське господарство

Із всіх галузей економіки сільськогосподарське виробництво, і в тому числі землеробство, несе найбільші збитки від несприятливих гідрометеорологічних умов. Вплив погоди на розвиток сільськогосподарських культур найбільш проявляється у вегетаційний період, проте врожай озимих культур залежить і від умов їх осіннього загартування та перезимівлі. Стійка осінь з поступовим переходом до від'ємних температур і снігового покриву створює сприятливий режим для перезимівлі озимини, а затяжна осінь з частими дощами і різким наступом зими приводить до того, що озимина входить «у зиму» без загартування. *Льодяна корка, надмірне зволоження та висушування ґрунту, часті дощі* сприяють ушкодженню і загибелі рослин.

В зимовий період озимина ушкоджується і гине на великих посівних площах внаслідок вимерзання, випрівання, утворення льодяної корки. Вимерзання відбувається у зв'язку з різким зниженням температури повітря до від'ємних значень за відсутності снігового покриву, що сприяє формуванню температури ґрунту на глибині вузла кущіння нижче критичної. Випрівання спостерігається тоді, коли на ґрунт, що не промерз, лягає сніговий покрив або ж утворюється льодяна корка. Якщо взимку після відлиги відразу встановлюється морозна погода, то на поверхні землі з'являється льодяна кірка, на гладенькій поверхні якої сніг не затримується і здувається вітром у знижені місця.

В літній період до несприятливих для сільського господарства явищ погоди відносяться: *високі температури повітря, особливо у поєднанні з низькою відносною вологістю, сильні вітри, пилові бурі, зливи і град, заморозки, надмірна вологість, посухи*. При посухах врожайність культур може знизитись до 40% і більше, а також страждають тварини із-за пересихання пасовищ.

Сильні зливи із шквалистим вітром, градом спричинюють полягання культур, особливо зернових і зернобобових, що ускладнює їх збір, призводить до проростання зерна і неможливості обмолоту. *Тривалі і рясні*

дощі призводять до застою води на знижених ділянках рельєфу, вимокання посівів і до їх вимивання, якщо посівні площі розміщені на пагористих місцях.

У період вегетації рослин згубний вплив чинять *заморозки*.

Прогнози погоди різної завчасності дозволяють сільськогосподарським підприємствам більш раціонально вести сільське господарство і планувати роботи (посів, посадка, прополка, збір врожаю), окремі агротехнічні заходи (внесення мінеральних добрив, обробка посівів від шкідників і бур'янів), а також транспортування врожаю з метою запобіганню втрат і псування продукції. *Попередження про НЯ і СГЯ* дозволяють прийняти превентивні заходи по запобіганню або зменшенню можливих збитків.

Агрометеорологічні прогнози і довгострокові прогнози врожайності сільськогосподарських культур допомагають краще планувати сільськогосподарське виробництво. Складаються агрометеорологічні бюлетені і спеціалізовані доповіді, куди включаються матеріали фенологічних спостережень за основними культурами, станом рослин в період вегетації і зимівлі, густиною, висотою, ступенем ушкодження посівів бур'янами, вологістю ґрунту, ушкодженнями культур, висиханням і прогріванням ґрунту тощо.

Гідрологічна інформація дозволяє при зрошувальному землеробстві планувати посівні площі і раціонально використовувати водяні ресурси, а при незрошувальному землеробстві оцінити можливу площу затоплення при розливах річок і встановити строки початку робіт на заплавних ділянках річок.

Використання багаторічних кліматичних і агрометеорологічних матеріалів сприяє обґрунтуванню таких задач, як вибір культур та їх розміщення по території, способи обробки і збору, вибір захисних мір, організація зберігання врожаю, напрямки розвитку тваринництва.

Для оптимального планування і ведення сільськогосподарських робіт необхідна наступна гідрометеорологічна інформація:

- прогнози погоди на добу, наступні дві доби, неділю, місяць;
- штормові попередження про НЯ та СГЯ (заморозки у повітрі і на поверхні ґрунту у вегетаційний період; посуха, коли тривалий час відносна вологість повітря вдень ≤ 30%, а запаси вологи в орному шарі ґрунту не перевищують 10 мм; часті дощі, сильні зливи, інтенсивні градобиття, шквали, льодяна кірка);
- агрометеорологічні прогнози і спеціалізовані доповіді;
- агрометеорологічні бюлетені (у вегетаційний період – декадні, в зимовий – місячні);
- багаторічні кліматичні та агрометеорологічні матеріали (щорічники, довідники тощо).

14.7 Лісове господарство

Лісове господарство – це галузь економіки, яка здійснює вивчення відтворення і вирощування лісів, охорону їх від пожеж, шкідників та хвороб. Відомий тісний зв'язок біосфери, однією із складових якої є ліс, із всією кліматичною системою і погодними умовами. Зміна лісового покриву, в свою чергу, відображується на кліматі, оскільки ліс відповідальний за газовий обмін, а саме, за вуглеводний і кисневий цикли.

Сильні морози в зимовий період створюють загрозу вимерзання дерев і посадок в лісах, розсадниках і районах полезахисного лісорозведення, ускладнюють збереження посадочного матеріалу. *Заморозки* пагубно відображаються на сходах і лісовому підрості до 2…3 років, можуть пошкодити дерева у період цвітіння та утворення насіння, значно ускладнивши роботи з відтворення лісу.

Рясні дощі, снігопади, хуртовини ускладнюють догляд за лісом, а іноді викликають припинення подібних робіт.

Серйозну небезпеку для незахищеного від вітру лісу (особливо по мірі росту і старіння дерев) представляють *сильні вітри і шквали*, які наносять ушкодження лісовому масиву, створюють буреломи.

Поширення комах і хвороб лісу знаходиться у тісному зв’язку з метеорологічними умовами. Наприклад, грибковим хворобам сприяє *холодна затяжна весна*, *холодна і сира погода у травні-квітні, тепле вологе літо, а зростання температури повітря, відсутність заморозків у квітні-травні* може призвести до більш інтенсивного розмноження комах – шкідників лісу.

Прогнози погоди необхідні для ефективного виконання сезонних робіт, початку посадки лісу, закладки розсадників тощо, що дозволить провести роботи в найкращі агротехнічні строки і здійснити плани відтворення лісу.

Суха і спекотна погода негативно впливає на ріст саджанців, тому перед посадкою важливо знати погодні умови на декілька днів вперед. Для успішного проведення авіаційно-хімічних робіт, хімічної обробки молодняку особливе значення має *прогноз опадів і вітру*, так як дощі і сильний вітер зводять нанівець хімічну обробку лісу (можуть навіть викликати авіапередумову). Одну із основних проблем для робітників лісового господарства, в основному, в теплий період становлять лісові пожежі, які заподіюють найбільшого збитку лісам, знищуючи часом сотні гектарів лісових насаджень. *Висока температура повітря, низька вологість, відсутність опадів і сильний вітер* при наявності сухого лісу і трави сприяють швидкому поширенню пожежі. Лісові пожежі можуть виникати за рахунок *блискавки* або навіть від *сонячних променів,* які проходять через розкидані на землі уламки скла, ненароком кинутої непогашеної сигарети або сірника. В результаті пожеж знижуються

захисні, водоохоронні та інші корисні властивості лісу, знищуються заготовлена деревина, фауна і лісові масиви, споруди, забруднюється атмосфера, порушується тепловий баланс.

Для оцінки імовірності виникнення пожежі в лісі за відповідних умов введено поняття «горимість лісу», яка нараховує п'ять класів. Так, пожежі при третьому класі горимості можуть виникати від блискавок, а четвертий і п'ятий класи при недостатній протипожежній пильності – призвести до тяжкого стихійного лиха.

Для оптимального режиму роботи підприємств лісового господарства необхідна наступна гідрометеорологічна інформація:

- прогнози погоди на добу, наступні дві доби;
- штормові попередження про НЯ та СГЯ (грози, вітер швидкістю 15 м·с$^{-1}$ і більше, шквали, сильні дощі, снігопади, пізні весняні і ранні осінні заморозки у повітрі від -3 °С і нижче, сильні морози -25 °С і нижче);
- спеціалізовані прогнози небезпеки лісових пожеж на добу і наступні дві доби;
- фактичні значення покажчика горимості, розраховані за формулою В.Г. Нестерова.

14.8 Туризм, спорт, відпочинок

Індустрія відпочинку і туризму у всьому світі швидко розвивається і набуває все більш важливого значення, вносить значний вклад в економіку. Поряд з традиційними видами туризму отримують розвиток і нові його види – еко- і агро туризм; найбільш сприятливими для рекреаційного використання ресурсів є степи і пляжі Чорного та Азовського морів, лісові ландшафти у поєднані з річками та озерами, пересіченим рельєфом. Метеорологічне обслуговування населення *прогнозами, штормовими попередженнями про НЯ І СГЯ, даними про фактичну погоду* забезпечує пряму підтримку численним видам туризму, а знання *просторово-часових кліматичних характеристик регіонів* (*температура повітря, тривалість сонячного сяйва, хмарність, кількість опадів, висота снігового покриву тощо*) допоможе визначитися з конкретним вибором місця, виду і часу відпочинку.

Особливо необхідні відомості про фактичну погоду і прогнози погоди керівникам шкіл і відділів освіти при організації туристичних поїздок і походів у дні шкільних канікул і для оздоровлення дітей.

Для водного туризму важливими є *гідрологічні дані* про глибину, ширину рік, швидкість течії, опис долин і русел річок, інформація про температурний режим озер і водосховищ влітку, який визначає тривалість купального сезону, а характеристика льодового режиму (товщина льоду) і

льодових явищ (дати початку і закінчення льодоходу і льодоставу) допоможуть любителям риболовлі убезпечити свої захоплення.

Гідрометеорологічне забезпечення туристичної діяльності слід проводити, враховуючи погодні умови маршрутів.

Для багатьох видів спортивних занять, і в першу чергу для тих, що проводяться на відкритому повітрі, дельтапланеризму і парашутного спорту, умови погоди – найважливіший фактор, іноді вирішальний. Яскравим прикладом цьому є вітрильний спорт, заняття яким неможливі при штормовій та безвітряній погоді. *Сильний мороз або надмірна спека, сильний дощ або сніг, густий туман, хуртовина* здатні вплинути на хід змагань та спортивні показники учасників.

Професіональним спортсменам і тим, хто займається спортом індивідуально, не можна не враховувати стан погоди (тиск, температуру і вологість повітря, вітер тощо), її вплив на настрій, психологічну готовність і наслідки цього впливу, але виконувати це слід сугубо індивідуально, зважаючи на вік, тренованість, стан здоров'я і схильність людини.

Від умов погоди залежить вибір спортивного одягу, який повинен бути комфортним для заняття конкретним видом спорту; дискомфорт можуть викликати коливання температури і вологості повітря, швидкості вітру, а також випадіння атмосферних опадів і вплив атмосферних явищ (гроза, ожеледь). А на заняття масовими видами спорту: лижі, біг підтюпцем, вітрильний спорт тощо впливає розміщення місцевості у кліматичних зонах.

Таким чином, метеорологічне обслуговування, кліматична і гідрологічна інформація допоможуть організаторам туризму і відпочинку, а також відпочиваючим знайти оптимальне рішення при виборі місця і часу відпочинку, підвищити їх привабливість в якості місць відпочинку та туризму і мінімізувати ризики від несприятливих погодних умов. Спортсменам і організаторам змагань дані про поточну і прогностичну погоду дають можливість оптимально спланувати проведення і хід змагань та настроїтись психологічно на високі результати.

Для оптимального планування відпочинку та режиму роботи туристичних і спортивних організацій необхідна наступна спеціалізована гідрометеорологічна інформація:

- прогнози погоди на добу, наступні дві доби, тиждень, місяць;
- штормові попередження про НЯ та СГЯ (вітер швидкістю 25 м·с$^{-1}$ і більше, шквали, сильні дощі, снігопади, хуртовини, снігові замети, тумани, грози, ожеледь, ожеледиця, різкі зміни погоди);
- консультація про очікувані погодні умови;
- фактичні відомості про гідрометеорологічні параметри (несприятливі зміни погоди, температуру повітря та води у водоймищах, льодові явища навесні та восени);

- попередження про небезпечні гідрологічні явища та гідрологічні характеристики водних об’єктів;
- багаторічні кліматичні та гідрологічні матеріали, у тому числі кліматичний та гідрологічний опис регіонів.

Контрольні запитання

Яка спеціалізована гідрометеорологічна інформація необхідна для оптимального режиму роботи:

- підприємств електроенергетичної галузі, торф’яної та газової промисловості;
- будівельних і проектних організацій при проектуванні об’єктів;
- служб житлово-комунального господарства;
- залізничного, автомобільного та річкового транспорту, функціонування автомобільних доріг;
- підприємств зв’язку;
- сільського та лісового господарств;
- туристичних і спортивних організацій.

ПІСЛЯМОВА

У XXI столітті світ опинився перед лицем глобальних загроз, одна з яких – стрімке зростання числа та масштабів природних катастроф і збитків від них, пов'язаних з подіями гідрометеорологічного характеру. Важливий ланцюг управління природною безпекою – система попереджень та екстреного реагування. Основа цієї системи - моніторинг. Саме він дозволяє складати прогноз очікуваних аномальних і стихійних гідрометеорологічних явищ.

Як показує світовий досвід, наслідки природних катастроф вдається помітно пом'якшити за рахунок покращення інформованості громадян. Відсутність елементарних знань про природні небезпеки, особливості їх прояву і впливу на людину, правила поведінки при настанні таких подій суттєво ускладнюють реагування, збільшують число жертв. Тому так важливо мати дієву державну програму підвищення інформованості населення про природну небезпеку. У навчальних закладах, на великих підприємствах і за місцем проживання повинні проводитися спеціальні навчання, перевірятися готовність всіх ланок системи попередження та реагування на катастрофу, що загрожує. Такі заходи проводяться і активно підтримуються в США та Японії.

Важливою частиною стратегії боротьби з природними катастрофами є розробка уніфікованих методик складання карт природних небезпек і ризиків. Управлінські рішення надзвичайного характеру приймаються, як правило, на основі короткострокових прогнозів та оперативної інформації про провісники небезпечних і стихійних явищ.

Прогноз погоди містить в собі перелік завдань, які виходять далеко за межі прийнятих уявлень про нього як про метеорологічні зведення, що передаються засобами масової інформації. Найважливіше з цих завдань пов'язане з прогнозуванням погоди до 72 год, включаючи прогнозування несприятливих метеорологічних явищ, які призводять до суттєвих негативних соціально-економічних наслідків для суспільства. Відмітною рисою погодних явищ, які відносяться до цієї категорії, є їх сильна залежність від локальної орографії, контрастів суша-море, місцевих джерел вологи та аерозолів, а також від регіональних особливостей атмосферних процесів синоптичного масштабу. Для успішного вирішення задач необхідно створити інтегровані мережі спостережень, які можуть забезпечити необхідною інформацією негідростатичні комп'ютерні моделі надвисокого просторового розділення (крок по горизонталі 1-5 км і менше). Такі моделі будуть включати дані метеорологічних локаторів, супутників та інших систем безперервного стеження і відтворювати еволюцію мезомасштабних і синоптичних погодних систем. Для середньострокового прогнозу метеорологічних характеристик, окрім

початкових полів, необхідно вміти описувати джерела і стоки енергії, пов'язані з неадіабатичними процесами підсіткового масштабу.

На практиці у початкових полях завжди є помилки, оскільки вони побудовані на основі обробки даних спостережень, тому будь-який прогноз погоди є імовірнісним та таким, що має корисні властивості лише на обмеженому відрізку часу. Для кращих світових моделей цей відрізок, іменований як інтервал практичної завбачливості, становить сім діб.

Комерціалізація та глобалізація діяльності метеорологічних служб не дасть можливості сховатися за національними межами від світової конкуренції і спеціалізованого гідрометеорологічного обслуговування. У зв'язку з цим вузам, які готують спеціалістів з напрямку «Гідрометеорологія» належить кардинально покращити якість їх підготовки, добиваючись конкурентоспроможності на світовому ринку. Для цього необхідно оптимально використовувати наявні ресурси та досвід, сприяти якнайшвидшому освоєнню студентами новітніх результатів наукових досліджень і нових технологій, що підвищують точність гідрометеорологічних прогнозів.

При підготовці майбутніх спеціалістів слід визнати, що основною цінністю є не моделі та технології, якими б досконалими вони не були, а люди, які їх створили, обслуговують і будуть обслуговувати. Тільки тоді можливості перетворяться на реальність і можна буде запровадити в життя одну із тез ВМО «Прогнозування погоди є центральною діяльністю національних метеорологічних служб» (Четвертий довгостроковий план ВМО на 1996 – 2005 рр., частина II, том 3).

ЛІТЕРАТУРА

1. Абузяров З.К., Кудрявая К.И., Серяков Е.И., Скриптунова Л.И. Морские прогнозы. – Л.: Гидрометеоиздат, 1998. – 320 с.
2. Алексева-Обухова И.А. Современное состояние методики прогноза облачности. Обзорная информация // ВНИИГМИ – МЦД. – 1987. – Вып. 10. – 27 с.
3. Безуглая Э.Ю. Метеорологический потенциал и климатические особенности загрязнения городов. - Л.: Гидрометеоиздат, 1980. – 184 с.
4. Безуглая Э.Ю., Сонькин Л.Р. Метеорологические аспекты загрязнения атмосферы. - Л.:Гидрометеоиздат, 1971. - С. 241 – 252.
5. Богаткин О.Г., Тараканов Г.Г. Авиационные прогнозы погоды. – СПб.: РГРМУ, 2003. – 164 с.
6. Будилина Е.Н., Прох Л.З., Снитковський А.И. Смерчи и шквалы умеренных широт. – Л.: Гидрометеоиздат, 1976. – 32 с.
7. Бучинский И.Е. Засухи и суховеи. – Л.: Гидрометеоиздат, 1976. - С.5 – 28.
8. Волеваха В.А., Кошеленко И.В. Анализ блокирующих процессов, приводящих к засушливым явлениям на Украине // Труды УкрНИГМИ. - 1969. – Вып. 83. – С. 50 – 60.
9. Волеваха В.А., Башкирова Л.Е., Волконская Н.К. О возможности прогнозирования смерчей на Украине //Труды УкрНИГМИ. - 1987. - Вып. 225. – С. 55 – 63.
10. Волеваха В.А., Токарь Н.Ф. Шквалы и смерчи на Украине в 1984-1985 гг. // Труды УкрНИГМИ. - 1987. - Вып. 225. – С. 46 – 55.
11. Воробьев В.И. Синоптическая метеорология.- Л.:Гидрометеоиздат, 1991. – 616 с.
12. Гаврилюк Р.В. Прогнози небезпечних морських гідрологічних явищ. - Одеса, «ТЭС», 2002. – 43 с.
13. Гайтанджиева Л., Джоев Г. Прогноз облачности над Софийской котловиной // Гидрология и метеорология. – 1975. – Вып. 241. – С. 45 – 55.
14. Гисина Ф.А., Каплан С.Н. Учет статистических закономерностей при определении количества облаков по данным относительной влажности//Труды ЛГМИ, 1974. - Вып. 51. – С. 71- 76.
15. Горошко В.В. Некоторые особенности распространения вредных примесей от высоких источников в зависимости от синоптико-метеорологических факторов // Тр. ГГО. – 1968. - Вып. 207. - С. 69 – 75.
16. Грищенко В.Ф. Умови формування снігових лавин і характеристика їх режиму у гірських районах Криму // Тр.УкрНИГМИ. - 2002. - Вып.250. – С. 238 – 241.

17. Давыдов Н.И. О критериях засушливости и методах прогноза засух // Труды ГМЦ СССР. – 1985. - Вып. 261. - С. 20 - 33.
18. Дмитриева-Араго Л.Г., Колоскова Л.Ф., Орлова Л.С. Испытание графика Дж. Смагоринского для определения балла облачности // Труды ГГО.- 1969. – Вып. 236. – С. 31 – 34.
19. Дроздов О.А. Засухи и динамика увлажнения. – Л.: Гидрометеоиздат, 1980. – 93 с.
20. Дымников В.П., Гусева Н.В. Численный метод прогноза полей влажности, слоистообразной облачности и осадков в атмосфере // Изв. АН СССР. ФАО. – 1975. – Т.11, № 6. – С. 547 – 553.
21. Ефимов В.А., Ивус Г.П., Нажмудинова Е.Н. К вопросу о формировании весенних засух на Украине // Метеорология, климатология и гидрология. – 2008. – Вып. 50 – С. 64 – 69.
22. Зверев А.С. Синоптическая метеорология. – Л.: Гидрометеоиздат, 1977. – 712 с.
23. Здерева М.Я., Виноградова М.В. Среднесрочный прогноз степени пожарной опасности в лесах по метеорологическим условиям // Метеорология и гидрология, 2009. № 1. – С. 16 – 26.
24. Івус Г.П., Боровська Г.О. Практикум з авіаційної метеорології. – Одеса: «Екологія», 2006. – 217 с.
25. Івус Г.П. Спеціалізовані прогнози погоди. – Одеса, 1998. – 160 с.
26. Івус Г.П. Практикум зі спеціалізованих прогнозів погоди. – Одеса, „Екологія”, 2007. – 321 с.
27. Івус Г.П. Умови утворення та прогноз слабкого вітру біля поверхні Землі і інверсій температури в районі Одеси. - Одеса, 1988.- 112 с.
28. Каталог смерчів, які спостерігалися на території України в 1987-2003 рр. – Київ, Укр ГМЦ. - 145 с.
29. Климат и опасные гидрометеорологические явления Крыма / Под ред. К.Т. Логвинова, М.Б. Барабаш. - Л.: Гидрометеоиздат, 1982. – 318 с.
30. Климат Украины / Під ред. В.М. Ліпінського, В.А. Дячука, В.М. Бабіченко. – Київ. Вид–во Раєвського, 2003. – 343 с.
31. Климатические характеристики условий распространения примесей. - Л.: Гидрометеоиздат, 1983. - 238 с.
32. Кошеленко И.В. Влияние крупных водоемов на распределение осадков и засух // Труды УкрНИГМИ. - 1971. – Вып. 108. - С. 15 – 23.
33. Кошеленко И.В. Засухи // Труды УкрНИГМИ. - 1972. – Вып. 110. – С. 19 – 58.
34. Кошеленко И.В., Волеваха В.А. Вклад отдельных физических факторов в формирование засух // Труды УкрНИГМИ. - 1971. – Вып. 101. – С. 26 – 38.

35. Логвинов К.Т., Раевский А.Н., Айзенберг М.М. Опасные гидрометеорологические явления в Украинских Карпатах. - Л.: Гидрометеоиздат, 1973. - 199 с.
36. Макаров В.А. Экономика гидрометеорологического обеспечения народного хозяйства (океанические аспекты).– СПб.: РГГМИ, 1992. – 102 с.
37. Мальбахов В.М. Исследование структуры торнадо// Изв. АН СССР. - Физика атмосферы и океана. – 1972. - Т.8. – Вып. 1. - С. 17 – 28.
38. Методическое указание по проведению производственных (оперативных) испытаний новых и усовершенствованых методов гидрометеорологических и гелиогеофизических прогнозов.- М.: Госгидромет, 1991. – 150 с.
39. Методическое указание по прогнозированию пожарной опасности в лесах по условиям погоды / Кац А., Гусев В.А., Шабунина Т.А. – М., Гидрометцентр СССР, 1975. – 15 с.
40. Мурти Т.С. Сейсмические морские волны цунами. – Л.: Гидрометеоиздат, 1981. – 447 с.
41. Настанова по службі прогнозів та попереджень про небезпечні і стихійні явища погоди.– К.:Державна гідрометслужба, 2003.– 31 с.
42. Петерсен С. Анализ и прогноз погоды. Л.: Гидрометеоиздат, 1961. – 652 с.
43. Положення про порядок складання та передачі попереджень і донесень про виникнення стихійних явищ. Київ, 1994. – 38 с.
44. Практикум з синоптичної метеорології // Під ред. Івус Г.П., Іванової С.М. – Одеса, ТЕС, 2004. – 419 с.
45. Практикум по синоптической метеорологии // Под ред. Воробьева В.И. – СПб.: РГГМУ, 2006. – 302 с.
46. Прусов В.А., Сніжко С.І. Математичне моделювання атмосферних процесів. – К.: Ніка-Центр, 2005. – 496 с.
47. Руководство по краткосрочным прогнозам погоды, ч. 1 - Л.: Гидрометеоиздат, 1986. - 702 с.
48. Руководство по краткосрочным прогнозам погоды, ч. 2 – Л.: Гидрометеоиздат, 1987. – 298 с.
49. Садоков В.П., Козельцева В.Ф., Кузнецова Н.Н. Статистические свойства временних рядов S_a для оценки условий увлажненности и засушливости по основным сельскохозяйственным районам России и Белоруссии // Тр. ГМЦ РФ – 2008. – Вып.342. – С.17 – 22.
50. Садоков В.П., Козельцева В.Ф., Кузнецова Н.Н. Аналіз летних засух 1972, 1975, 1984 и 2002 гг. // Тр. ГМЦ РФ – 2008. – Вып. 342. – С. 23 – 36.
51. Садоков В.П., Неушкин А.И., Козельцева В.Ф., Кузнецова Н.Н. Летняя засуха (май - август 1949 - 1999 гг.) на территории

бывшего СССР // Труды Гидрометцентра России. - 2001. – Вып. 336. - С. 3 – 33.
52. Сазонов Б.И. Суровые зимы и засухи. - Л.: Гидрометеоиздат, 1991. – 239 с.
53. Семенцова Е.Г. О статистическом прогнозе балла облачности для модели локального прогноза погоды // Труды ЗапСибНИИ. – 1980. Вып. 46. – С. 62 – 68.
54. Смирнова С.И. Суховеи в степях Нижнего Дона и Северного Кавказа. – Л.: Гидрометеоиздат, 1976. – 140 с.
55. Специализированные прогнозы погоды/ Под ред. Воробьева В.И., Івус Г.П., Кивганова А.Ф. – Л.: ЛГМИ, 1991. – 112 с.
56. Спутниковый мониторинг лесных пожаров в России. Итоги. Проблемы. Перспективы: Аналитический обзор / Под ред. В.В. Белова. Сер. Экология. Вып. 70 – Новосибирск, Институт оптики атмосферы СО РАН, 2003. – 135 с.
57. Шалыгина И.Ю. О связях загрязнения воздуха в Москве и метеорологических параметров по данным реанализа // Тр. ГМЦ РФ. – 2008. – Вып. 342. – С. 79 – 87.
58. Шакина Н.П. Динамика атмосферных фронтов и циклонов. - Л.: Гидрометеоиздат, 1985. - 260 с.
59. Leyton S.M., Fritsch J.M. Short-term probabilistic forecasts of ceiling and visibility utilizing high-density surface weather observations. - Wea. Forecast., 2003. - Vol. 18. - № 5. - P. 891-902.
60. Mueller C, Saxen T., Roberts R., Wilson J., Betancourt T., Dettling S., Oien N., Yee J. NCAR auto-nowcast system. - Wea. Forecast., 2003. - Vol. 18.- № 4. - P. 545-561.
61. Evans J., Robinson M., Crowe B., Klingle-Wilson D., Allan S. Reducing severe-weather delays in congested airspace with weather-decision support for tactical air traffic management. - Air Traffic Control Quart., 2003.- Vol. 11(4). - P. 311-330.
62. Zhao Q., Cook J., Xu Q., Harasti P. Improving very-short-term storm predictions by assimilating radar and satellite data into a mesoscale NWP model. World Weather Research Program Symposium on Nowcasting and Very Short Range Forecasting. - Toulouse, France, 5-9 September 2005, Abstracts, No. 3.23.
63. Tafferner A., Hauf T., Leifeld C, Hafner N., Leykauf H., Voigt U. ADWICE: Advanced Diagnosis and warning system for aircraft icing environments. - Wea. Forecast., 2003. - Vol. 18. - № 2. - P. 184-203.
64. Smagorinsky I. On the dinamical prediction of large-scale condensation by numerical methods// Monograph № 5,Amer.Geophysicfl Union, Physics of Precipitations. – 1960/ - P. 71 – 78.

Предметний покажчик

А

Адвективний туман 148
Атмосферна посуха 77

В

Видимість 155

Г

Гідротермічний коефіцієнт 88
Град 245
Граничний шар атмосфери 21
Гроза 245
Ґрунтова посуха 77

Д

Динамічна нестійкість 41

Е

Еквівалентно-потенціальна температура 247
Економічна ефективність 366

З

Заморозки 58
Зони конвергенції 258

І

Інверсія 98
Імла 174
Індекс посушливості 90

К

Конденсаційні хмарні сліди 144

Л

Лавинний осередок 225
Лапсасіан приземного тиску 198
Лінії нестійкості (шквалів) 252

М

Мезомасштабні конвективні комплекси 254
Метеорологічні умови забруднення 124
Міра успішності прогнозів 348
Метеорологічна дальність видимості 155
Мряка 193

О

Обледеніння 192
Обмерзання 313
Ожеледь 192, 206
Ожеледиця 219

П

Паморозь 206
Пилова буря 173
Пожежна небезпека 50, 65
Поземок 164

Р

Радіаційний туман 145

С

Селі 192, 235
Смерч 258
Снігові лавини 193, 224
Системи глибокої конвекції 251
Справджуваність прогнозів 350
Струминні течії 21, 279
Сухоадіабатичний градієнт 122
Суховії 50, 77

Т

Термічна нестійкість 41
Тягун 322

Ф

Фізіологічна посуха

Х

Хуртовини 164

Ц

Цунамі 339

Ш

Шар змішення 1
Шквал 268

Навчальне видання

Івус Галина Петрівна

СПЕЦІАЛІЗОВАНІ ПРОГНОЗИ ПОГОДИ

Підручник

Підп. до друку Формат 60×84/16 Папір офс.
Умовн. друк. арк. Тираж Зам. №
Надруковано з готового оригінал-макета

Одеський державний екологічний університет
65016, Одеса, вул. Львівська, 15