

Г.П. Івус

**ПРАКТИКУМ
ЗІ СПЕЦІАЛІЗОВАНИХ
ПРОГНОЗІВ ПОГОДИ**

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Г.П. ІВУС

**ПРАКТИКУМ
ЗІ СПЕЦІАЛІЗОВАНИХ
ПРОГНОЗІВ ПОГОДИ**

Навчальний посібник

Рекомендовано
Міністерством освіти і науки України
як навчальний посібник для студентів
вищих навчальних закладів
(Лист від)

Одеса
«Екологія»
2007

ББК 26.23

І 17

УДК 551.509.58

Практикум зі спеціалізованих прогнозів погоди містить загальні теоретичні положення, на яких засновано виконання лабораторних робіт. Він забезпечує проведення лабораторних занять з усіх розділів курсу спеціалізованих прогнозів погоди, що є у програмі підготовки студентів-гідрометеорологів гідрометеорологічного інституту. У практикумі до кожної лабораторної роботи наведені вступні положення, сформульовані задачі роботи, надані методичні вказівки щодо виконання завдань.

Практикум призначений як навчальний посібник 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 Manual on specialized weather forecasting has general theoretical propositions on which the fulfilment of laboratory works are based. It provides the carrying out all the laboratory works on all the themes of the course of specialized weather forecasting which are in the programme of teaching hydrometeorological students of the Hydrometeorological institute. In the Manual every laboratory work is introduced by explanatory propositions and the aims of the work and methodical directions on the fulfilment of the exercises are also given.

The Manual is intended as a textbook of hydrometeorological faculties of state universities, aviation schools, cadets and students for advanced training and other educational establishments and for engineers of synoptics as well.

The Manual can be used by a great number of the specialists in the field of meteorology and oceanology.

Рецензенти:

д. геогр.н., проф. **С.І.Сніжко**;

к. геогр. н., доц. **Г.В.Ляшенко**

к. геогр. н., доц. **В.М.Ситов**

Без оголош.

ISBN

© Г.П.Івус, 2007

© Одеський державний

екологічний університет, 2007

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 для Одеси.....	24
1.4 Прогноз локальних вітрів над територією України.....	30
2 Прогноз температури.....	42
2.1 Основні споживачі прогнозу температури повітря.....	42
2.2 Прогноз мінімальної, максимальної температури та температури повітря на висотах.....	45
2.3 Прогноз середньої добової температури повітря при метеорологічному забезпеченні енергосистем.....	49
2.4 Прогноз заморозків на Україні.....	52
2.5 Прогноз пожежної небезпеки.....	64
3 Прогноз хмарності і туманів.....	73
3.1 Основні споживачі прогнозу хмарності і туманів.....	73
3.2 Прогноз форми і кількості хмар.....	74
3.3 Прогноз висоти нижньої межі хмар.....	75
3.4 Прогноз висоти верхньої межі хмар і конденсаційних хмарних слідів за літаком.....	78
3.5 Прогноз радіаційних туманів.....	80
3.6 Прогноз адвективних туманів.....	84
3.7 Прогноз туманів при від'ємній температурі повітря.....	88
4 Прогноз конвективних явищ.....	91
4.1 Загальні відомості про грозу та основні споживачі прогнозу гроз, граду, шквалу і смерчів.....	91
4.2 Оцінка готовності атмосфери до розвитку конвективних збурень.....	93
4.3 Основні методи прогнозу гроз і граду.....	95
4.4 Методи надкороткострокового прогнозу систем глибокої конвекції.....	98
4.5 Прогноз смерчів.....	105
5 Прогноз турбулентності.....	115
5.1 Основні споживачі прогнозу турбулентності.....	115
5.2 Синоптичний метод прогнозу атмосферної турбулентності.....	116
5.3 Нестандартні методи прогнозу атмосферної турбулентності.....	118

6 Прогноз опадів.....	123
6.1 Основні споживачі прогнозу опадів.....	123
6.2 Одиниці вимірювання опадів. Стихійні метеорологічні явища, обумовлені опадами.....	124
6.3 Типи опадів та їх загальний прогноз.....	127
6.4 Прогноз зливових, облогових опадів та мряки.....	128
6.5 Прогноз ожеледі та ожеледиці.....	134
7 Прогноз видимості.....	152
7.1 Загальні поняття видимості та основні споживачі прогнозу видимості.....	152
7.2 Прогноз видимості під низькими шаруватими хмарами, в серпанку і туманах.....	153
7.3 Прогноз видимості в опадах.....	159
7.4 Прогноз видимості в хуртовинах.....	161
7.5 Видимість при пиловій бурі та імлі.....	173
8 Прогноз фонового забруднення атмосфери.....	186
8.1 Основні споживачі прогнозу забруднення.....	186
8.2 Узагальнені характеристики забруднення повітря.....	187
8.3 Основні метеорологічні фактори, що обумовлюють рівень забруднення	189
8.4 Методи прогнозу метеорологічних умов забруднення.....	193
9 Прогноз морських явищ.....	205
9.1 Основні споживачі прогнозу морських явищ.....	205
9.2 Морські метеорологічні прогнози і попередження про небезпечні явища та стихійні гідрометеорологічні явища.....	207
9.3 Розрахунок рекомендованих шляхів плавання суден в океані.....	212
9.4 Прогноз тягуна.....	222
9.5 Прогноз обмерзання суден та гідротехнічних споруд.....	235
9.6 Прогноз цунамі.....	241
10 Складення прогностичних карт особливих явищ на нижніх та верхніх рівнях для авіації.....	249
10.1 Складення прогностичних карт особливих явищ на нижніх рівнях.....	249
10.2 Складення прогностичних карт особливих явищ на верхніх рівнях.....	254
10.3 Розвиток розрахункової схеми прогнозу турбулентності в ясному небі.....	260
11 Струминні течії нижніх рівнів.....	271
11.1 Структурні параметри аномального розподілу швидкості вітру..	271
11.2 Просторово-часова мінливість структурних параметрів струминних посилень вітру над Україною.....	276

11.3 Синоптичні умови та гідродинамічний стан нижньої тропосфери при виникненні низьких струменів над Україною.....	279
11.4 Розрахунок швидкості вітру біля землі з урахуванням низького струменю.....	282
12 Оцінка надійності, якості та ефективності методів прогнозу погоди.....	287
12.1 Методи оцінки якості і критерії успішності прогнозів.....	288
12.2 Оптимальна стратегія використання прогностичної інформації..	289
12.3 Аналіз справджуваності та економічної ефективності прогнозів.	290
12.4 Оцінка якості нових та вдосконалених методів прогнозу із завчасністю до 48 год у виробничих умовах.....	295
13 Економічна оцінка ефективності спеціалізованих прогнозів погоди.....	307
13.1 Аналіз економічної ефективності спеціалізованих прогнозів.....	307
13.2 Орієнтовна якісна та кількісна оцінка втрат від небезпечних і стихійних явищ погоди.....	312
Література.....	318
Предметний покажчик.....	321

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.

«Практикум зі спеціалізованих прогнозів погоди» призначений для виконання лабораторних робіт і проведення семінарських занять з дисципліни «Спеціалізовані прогнози погоди». За своїм змістом і багаточисельними методичними вказівками він є цілковито новим навчальним посібником. Досвід, накопичений автором за багаторічну оперативну і викладацьку роботу, був використаний при підготовці рукопису.

У даному навчальному посібнику викладені 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 дані рекомендації щодо їх використання в практиці прогнозування.

Практикум підготовлений у повній відповідності із затвердженою програмою дисципліни «Спеціалізовані прогнози погоди» з використанням останніх досягнень метеорологічної науки і практики гідрометеорологічного забезпечення народного господарства. Посібник побудований таким чином, що його розділи за змістом практично не пов'язані між собою. Це дозволить вузам, які ведуть підготовку метеорологів, оптимальним чином скласти курс «Спеціалізованих прогнозів погоди» або включити на свій розсуд окремі розділи в інші навчальні курси.

Лабораторний практикум 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 об'ємі, ніж в Одеському державному екологічному університеті. Лабораторні роботи також можуть бути корисними для проведення занять зі слухачами факультету підвищення кваліфікації.

Навчальний посібник підготовлено завідуючою кафедрою теоретичної метеорології та метеорологічних прогнозів доц., к.геогр.н. Івус Г.П. сумісно з викладачами цієї кафедри (розділ 1 – з доц. Івановою С.М., ас. Агайар Е.В., розділ 2 – з к.геогр.н. Баблумян О.Д., ас. Нажмудіновою О.М., розділи 4, 8, 11 – з к.геогр.н. Семергей-Чумаченко А.Б., розділ 7 - з пошукувачем Суховим О.О.). Розділ 9 «Прогноз морських явищ»

написаний сумісно з доц. кафедри океанології Гаврилюк Р.В.; матеріали, що увійшли до нього можуть бути використані студентами-океанологами та гідрографами. Особливу подяку хочу висловити проф., д.ф.-м.н. Шакіній Н.П., завідуючій відділом авіаційної метеорології ГМЦ Росії за предоставлені сучасні розробки і допомогу при написанні тексту розділу 10 сумісно з к.геогр.н., доц. Хоменко Г.В. по складанню прогностичних карт особливих явищ нижніх та верхніх рівнів для авіації.

Комп'ютерну верстку виконано інженером Гурською Л.М., к.геогр.н. Семергей-Чумаченко А.Б. та к.геогр.н. Баблумян О.Д.

Автор висловлює подяку доцентам кафедри океанології Гаврилюк Р.В. та Рубану І.Г., викладачам і співробітникам кафедри теоретичної метеорології та метеорологічних прогнозів ОДЕКУ за допомогу в підготовці рукопису до видання.

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

Автор розуміє, що новий навчальний посібник не позбавлений недоліків, вказівки на які будуть сприйняті із вдячністю.

СКОРОЧЕННЯ

ГМЦ	– Гідрометцентр
АМЦ	– авіаційний метеорологічний центр
ВМО	– Всесвітня Метеорологічна Організація
ЦА	– цивільна авіація
ЗПС	– злітно-посадкова смуга
ПС	– пасажирське судно
ІКАО	– Міжнародна організація цивільної авіації (від англ. International Civil Aviation Organization)
МДВ	– метеорологічна дальність видимості
ГША	– граничний шар атмосфери
СТНР	– струминні течії нижніх рівнів
СГЯ	– стихійні гідрометеорологічні явища
НЯ	– небезпечні явища
ВВХ	– вимірник висоти хмарності
СГК	– системи глибокої конвекції
ЛНШ	– лінії нестійкості (шквалів)
МНС	– Міністерство з надзвичайних ситуацій
ПВФЗ	– планетарна висотна фронтальна зона
ТЯН	– турбулентність ясного неба
МКК	– мезомасштабні конвективні комплекси
ЄТР	– Європейська територія Росії
SHLW	– (Significant High Level Weather) – особливі явища на верхніх рівнях, тобто в шарі атмосфери від 400 до 70 гПа або від FL250 до FL630
FL	– ешелон польоту (відстань між сусідніми FL дорівнює 100 футів або 30 м)
АСООІ	– автоматизована система оперативної обробки інформації
ЄЦСПП	– Європейський центр середньострокових прогнозів погоди
ВАМ ГМЦ	– відділ авіаційної метеорології Гідрометцентру Росії
MOS	– model output statistics
SWL	– significant weather chart for low-level
ОА	– об'єктивний аналіз
ЛЗП	– Лабораторія зональних прогнозів Гідрометцентру Росії
ПЛМ	– полулагранжева скінченнорізницева модель
МВ	– максимальний вітер
УКМО	– Метеорологічна служба Великобританії (United Kingdom Meteorological Office)
СМ ГМЦ	– спектральна модель Гідрометцентру Росії (конфігурація T85L31)

1 ПРОГНОЗ НАПРЯМКУ ТА ШВИДКОСТІ ВІТРУ

Мета роботи: вивчити методи діагнозу і прогнозу вітру. Набути практичних навичок прогнозу швидкості та напрямку вітру біля поверхні землі та на висотах.

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 визвати обрив проводів, перекидання опор ліній електропередач, вихід із ладу електричних підстанцій і, як наслідок, недоотримання енергії різними споживачами (в тому числі і комунальним господарством);

- *зв'язок*, який порушується із-за обривів повітряних ліній зв'язку та деформації антен;

- *сільське господарство*, для якого небезпечний як сильний, так і слабкий вітер: сильний вітер може визвати 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 несуть великі збитки із-за недообліку вітру, особливо сильного.

Більше всього страждає авіація. Так, наприклад, при сильному вітрі повітряне судно (ПС) не завжди може злетіти з аеродрому, виконати посадку, політ по заданому маршруту, провести авіахімічні роботи; можливе пошкодження ПС на землі. Суттєві економічні втрати несуть 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.

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

- *комунальне господарство*: це 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, відхиляючої сили обертуту Землі та відцентрової сили.

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

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

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	$\text{м}\cdot\text{с}^{-1}$	Бал шкали Бофорта	$\text{м}\cdot\text{с}^{-1}$
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 із 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 в $\text{м}\cdot\text{с}^{-1}$; u_2 – швидкість вітру у вузлах.

Формула (1.1) справедлива до $B \leq 8$, 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 – $\text{м}\cdot\text{с}^{-1}$ та вузли, а на висотах – $\text{км}\cdot\text{год}^{-1}$.

Стихійні метеорологічні явища, пов'язані з вітром. До небезпечних стихійних явищ відносяться: вітер і шквали – максимальна швидкість $25 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ і більше, на високогір'ї Карпат та в гірських районах Криму (Плай, Пожежевська, Ай-Петрі, Ангарський перевал) - $40 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ 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 наносять збитки 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 $40\text{...}70 \text{ км}\cdot\text{год}^{-1}$, що відповідає швидкості переміщення «рухомих» фронтів та циклонів. Смерчі мають

величезну руйнівну силу, часто викликають 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 в 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 на протязі 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. Оподи 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 викликати 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 градієнту тиску. У 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, в будь-якому випадку прогноз напрямку вітру дається синоптичним методом. Синоптик, оцінивши і спрогнозувавши синоптичне положення баричних утворень, визначає переважаючий напрямок вітру, який найбільш часто в прогнозах погоди вказується по восьми румбам.

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

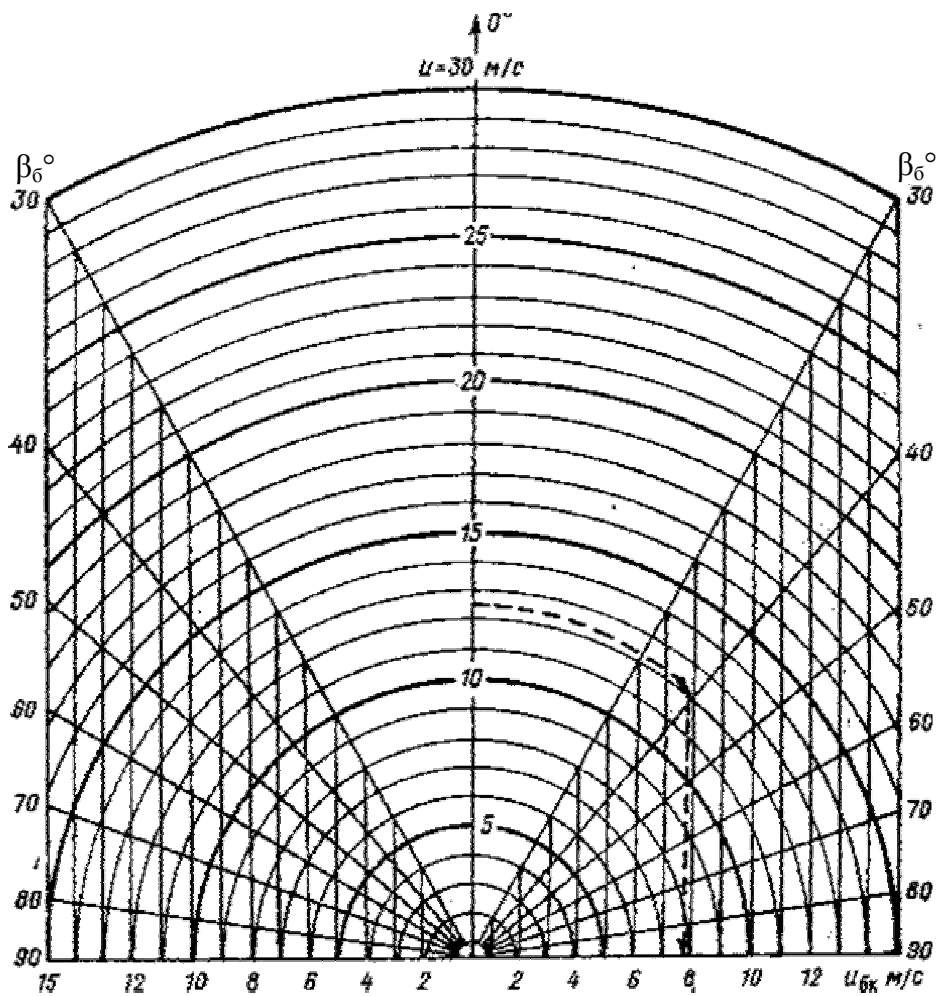


Рис. 1.1 - Номограма для визначення бокового вітру (або бокової складової вітру) за швидкістю вітру u і кутом β_6 між напрямом вітру та віссю злітно-посадкової смуги (ЗПС).

Визначення бокової складової вітру (рис. 1.1) показано стрілками. Наприклад, при швидкості вітру $13 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ і куті між напрямом вітру і напрямом ЗПС в 40° бокова складова швидкості вітру близько $8 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$.

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

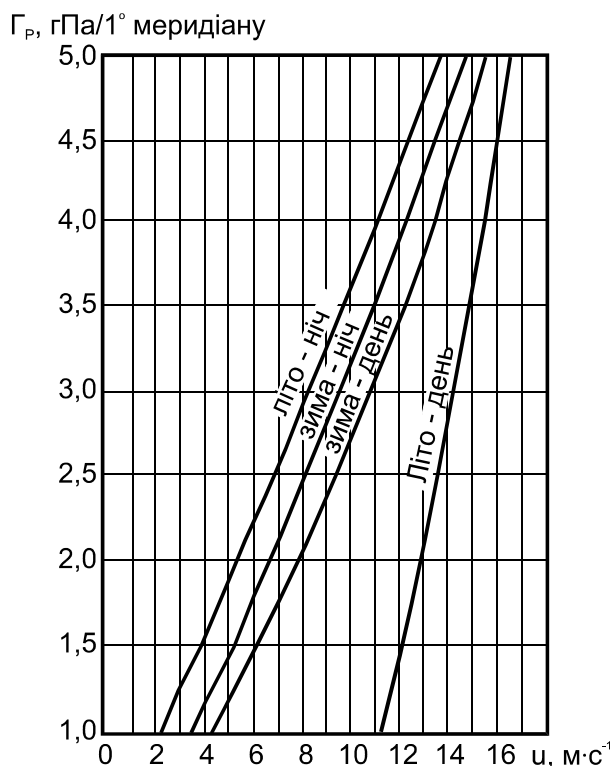


Рис. 1.2 – Графік залежності швидкості вітру від величини горизонтального градієнта тиску.

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

$$u = k |\rho\rho|, \quad (1.3)$$

де u – швидкість вітру, м·с⁻¹; k – напівемпіричний коефіцієнт ($k = 2,5$ для північного заходу Європейської території Росії); $\rho\rho$ – 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 наступним чином. Від прогностичного значення максимальної температури повітря біля поверхні землі ($T_{\text{макс}}$) необхідно піднятися по вологій адіабаті до рівня 600 гПа і на цьому рівні визначити величину ΔT , що дорівнює різниці між температурою на вологій адіабаті і кривій стратифікації (рис. 1.3). Максимальна швидкість вітру при цьому розраховується виразом: $u_{\text{макс}} = 2 \Delta T$, де $u_{\text{макс}}$ – швидкість вітру, м·с⁻¹; ΔT – різниця температур, °С.

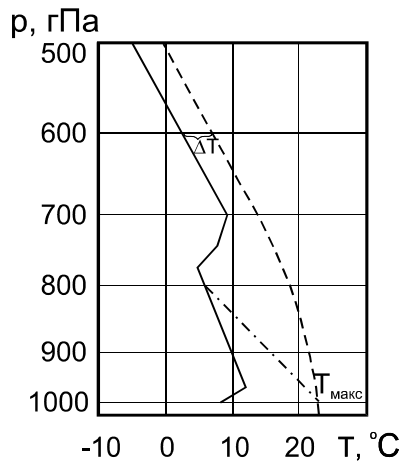


Рис.1.3 – Графік для прогнозу максимальних поривів вітру біля поверхні землі при грозах.

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

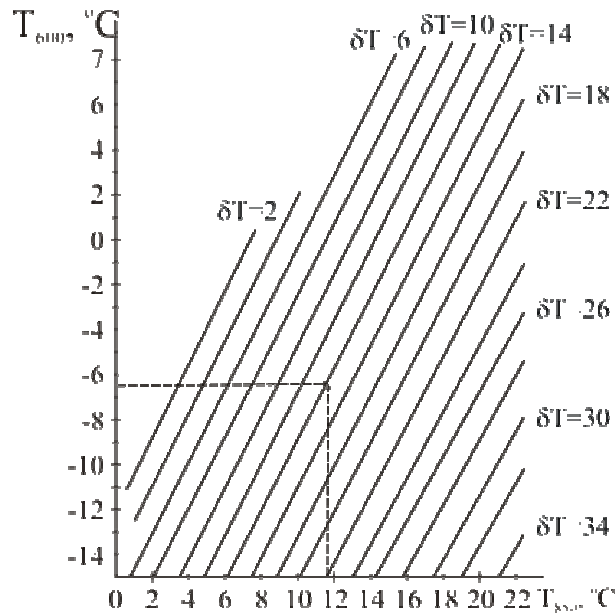


Рис. 1.4 – Графік для визначення величини δT .

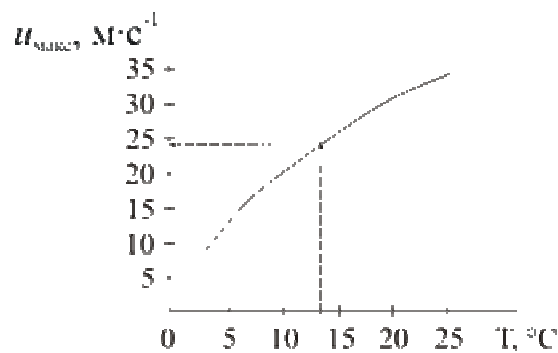


Рис. 1.5 – Графік для визначення максимальної швидкості вітру при грозі.

Визначення швидкості поривів вітру можна проводити, використовуючи напівемпіричну формулу:

$$u_{\text{пор}} = u_{\text{ср}} + k u_{\text{ср}}, \quad (1.4)$$

де $u_{\text{ср}}$ – середня швидкість вітру, $\text{м}\cdot\text{с}^{-1}$.

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

Метод прогнозу шквалу Б.Є.Пескова та О.І.Снітковського дозволяє розрахувати $u_{\text{макс}}$ 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 ($\sum_{\text{земля}}^{500} u, \text{м}\cdot\text{с}^{-1}$) на рівні земної поверхні та 850, 700 і 500 гПа, а по вертикальній осі – вертикальна потужність купчасто-дощової хмари ($\Delta H, \text{гПа}$). Якщо точка попала в зону «шквал», то швидкість вітру уточнюється за графіком (рис. 1.7).

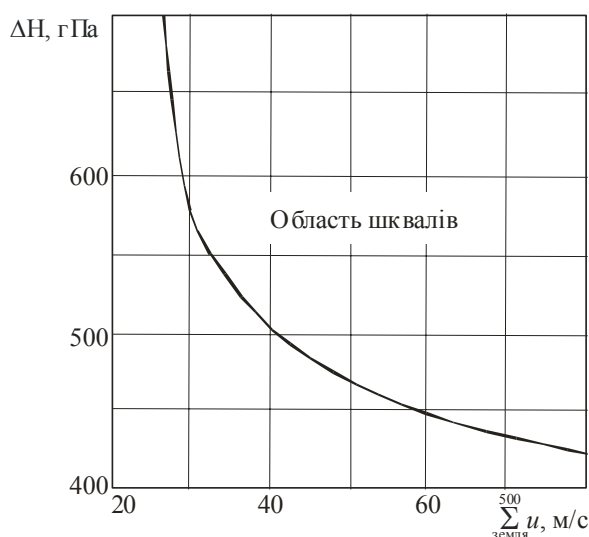


Рис.1.6 – Графік для визначення можливості розвитку шквалу.

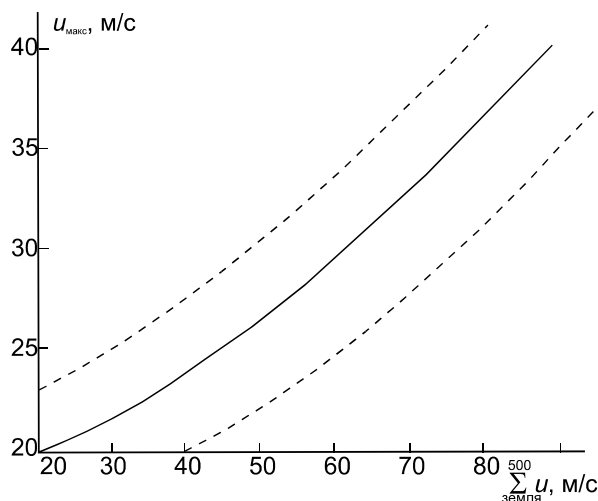


Рис. 1.7 – Графік для визначення швидкості вітру при шквалі.

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

$u_{850}, \text{км}\cdot\text{год}^{-1}$	Вітер біля поверхні землі, $\text{м}\cdot\text{с}^{-1}$		
	$K = 1,0$	$K = 0,7$	$K = 0,5$
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 $K = 1$ в тому випадку, якщо одночасно виконуються три умови:

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

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

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 ($V_{\text{фр}}$, $\text{км}\cdot\text{год}^{-1}$).

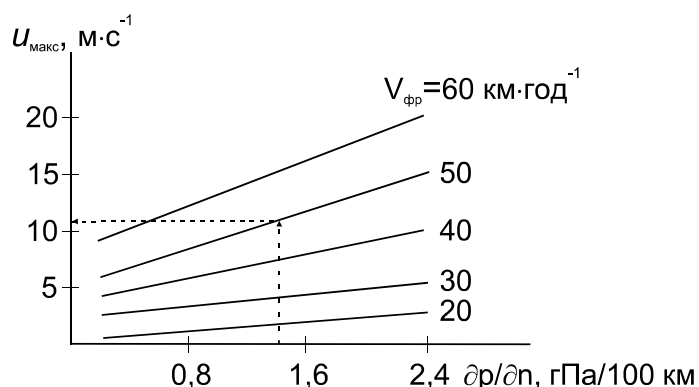


Рис. 1.8 – Графік для визначення швидкості вітру в зоні фронту.

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.

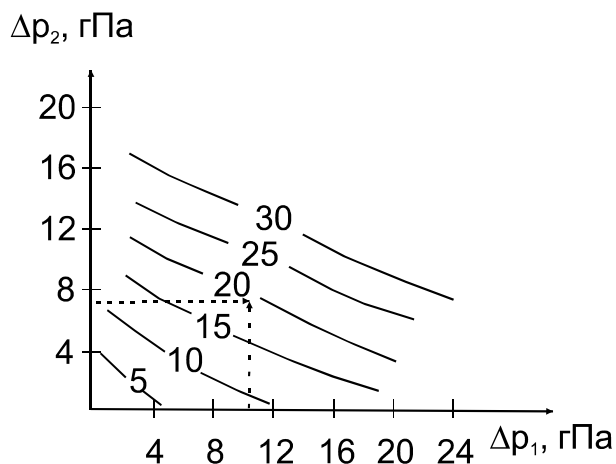


Рис. 1.9 – Графік для визначення швидкості вітру в районах Крайньої Півночі.

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 градієнту).

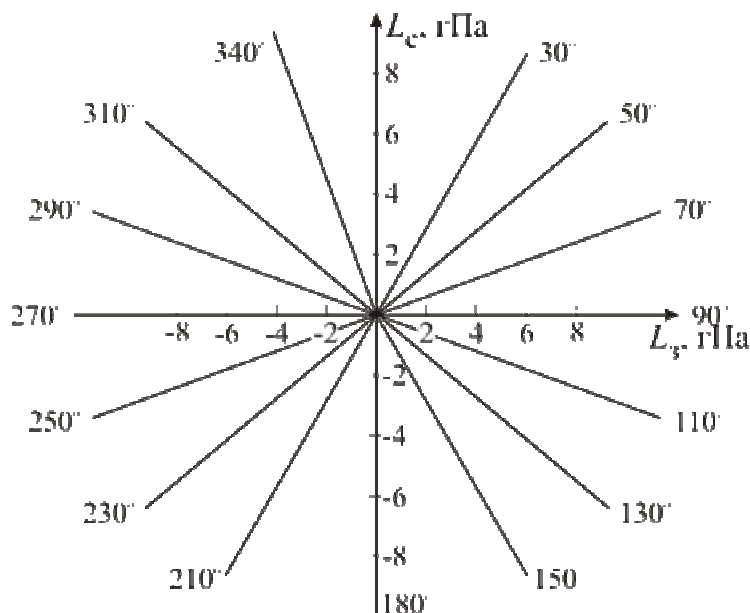


Рис. 1.10а – Графік для визначення напрямку вітру в Красноярську.

По горизонтальній осі відкладена величина L_3 – різниця тиску біля поверхні землі, взята з останньої кільцевої карти погоди в пунктах Боготол

і Канск, а по вертикальній осі – різниця тиску в пунктах Абакан і Єнісейськ (L_c). Всі пункти знаходяться приблизно на однаковій відстані від Красноярська.

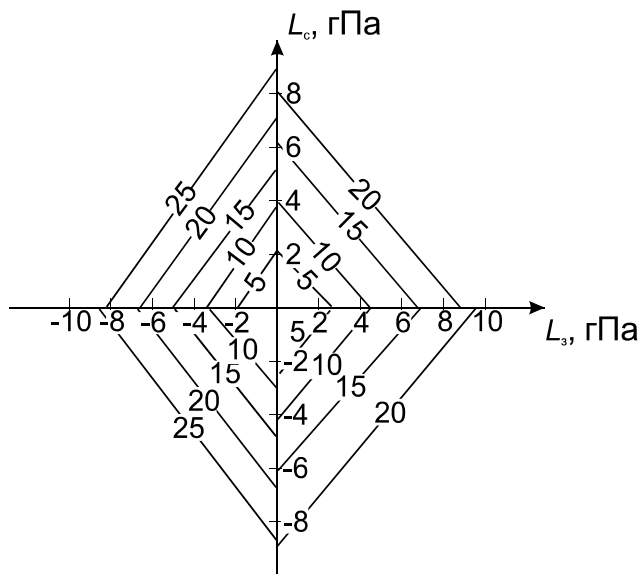


Рис. 1.10б – Графік для визначення швидкості вітру в Красноярську.

Метод прогнозу швидкості вітру при шквалі в Новосибірську (рис. 1.11) в якості вихідних даних використовує величину $\Delta T = T_{\text{макс}} - T_a$, де ΔT – величина, на яку знижується температура повітря при зливі; $T_{\text{макс}}$ – прогностичне значення максимальної температури повітря; T_a – значення температури, яке можна знайти, опустившись від рівня конденсації по вологій адиабаті до значення тиску біля поверхні землі (на бланку аерологічної діаграми по даним зондування за ранковий час).

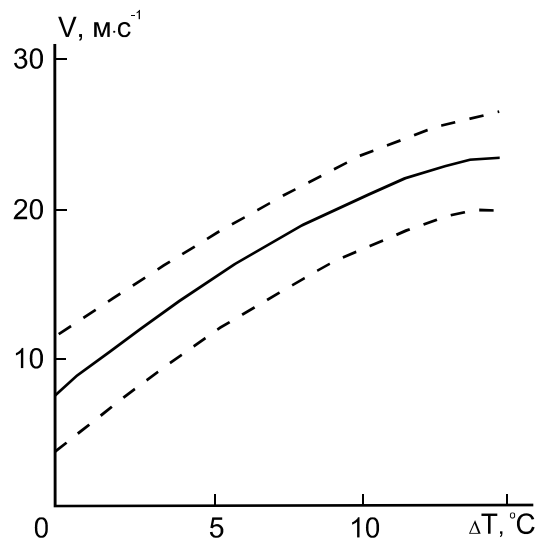


Рис. 1.11 – Графік для визначення швидкості вітру при шквалі в Новосибірську.

Прогноз вітру у граничному шарі атмосфери та на висотах. У граничному шарі атмосфери (ГША) вертикальний розподіл швидкості вітру обумовлюється термічною та динамічною взаємодією струменю

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:

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

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 із-за недоліку часу на складення прогнозу синоптик іноді вимушений замінити 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. Іль'їної 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.

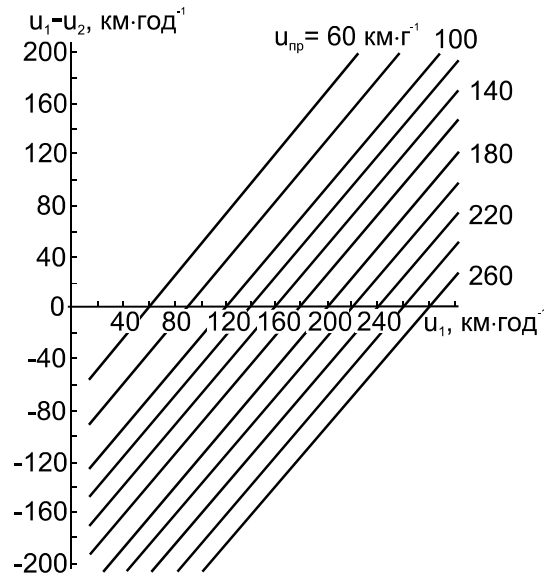


Рис. 1.12 – Номограма для прогнозу швидкості вітру на висотах на 24 год за методом Е.С. Іль'їної.

Метод Є.Рейтера використовується для визначення максимальної швидкості вітру на осі струминної течії, а також висоти нижньої та верхньої меж, тобто товщини струменю. Відомо, що за межу СТ приймається висота, на якій у вільній атмосфері (вище 5000 м) швидкість вітру перевищує $30 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$. 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).

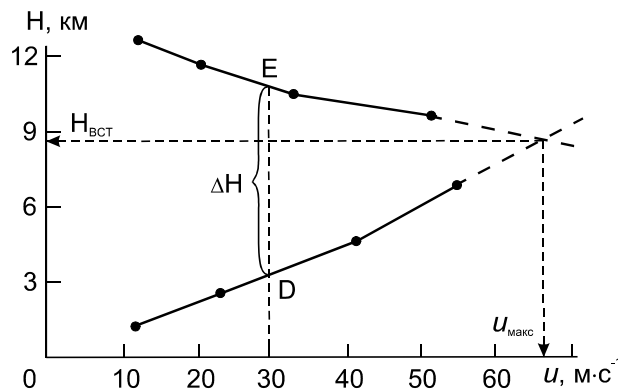


Рис. 1.13 – Визначення максимальної швидкості вітру, висоти осі та потужності струминної течії.

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?
8. Яка інформація про СТ наноситься на авіаційні карти погоди?

Вихідні матеріали

1. Дані температурно-вітрового зондування атмосфери.
2. Лист паперу.

Рекомендації щодо виконання роботи

1. Розкодувати дані температурно-вітрового зондування атмосфери із розділу 5 за вказівкою викладача.
2. Побудувати графік для прогнозу СТ за методом Є.Рейтера.
3. Визначити по графіку параметри СТ, необхідні для обслуговування авіації.

Методичні вказівки

1. Дані температурно-вітрового зондування атмосфери розкодувати за допомогою коду КН-04 і записати в формі табл. 1.3.

Таблиця 1.3 - Дані температурно-вітрового зондування атмосфери

Н, км	p, гПа	T, °C	D, °C	dd, град	ff, м·с ⁻¹

2. Вертикальний профіль швидкості вітру побудувати на окремому аркуші в масштабі: по вертикалі 1 см - 1 км, по горизонталі 1 см – 5 м·с⁻¹.

3. Для визначення висоти осі СТ, максимальної швидкості вітру на її осі та товщини СТ використовувати метод Є.Рейтера.

4. На вертикальному профілі вітру (рис. 1.13) виділити чотири точки, в яких спостерігаються найбільші значення швидкості вітру. Ці точки попарно з'єднати відрізками прямих ліній і продовжити до перетину. Координати точки перетину на графіку вкажуть максимальну швидкість вітру і висоту осі СТ. Товщину СТ визначити так, як указано вище.

Звітний матеріал

1. Заповнена таблиця з розкодованими даними температурно-вітрового зондування атмосфери.
2. Побудований на аркуші вертикальний профіль вітру з виділеними параметрами СТ (метод Є.Рейтера) із позначеними ешелонами польоту.

1.3 Фізико-статистичний прогноз слабого вітру для Одеси

Синоптичні умови утворення слабого вітру. Південь України відзначається специфічними особливостями циркуляції і впливом Чорного та Азовського морів. Відомо, що циклони помірних широт, що 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 приводять у поєднанні з місцевими фізико-географічними умовами до встановлення режиму слабого вітру, зведено 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. 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.

Підтип 1.3. Східний перенос 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 гребеню, який орієнтується зі сходу.

Підтип 1.4. Північний перенос 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 руху, що пов'язані з виходом південних циклонів, а також улоговин, що орієнтовані з півночі та північного заходу від циклонів, сформованих над районами Північної Атлантики.

Підтип 2.2. Переміщення улоговин з заходу, які пов'язані з циклонами північних широт, що рухаються над північними районами Східної Європи.

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. Такі виступи не є наслідком безпосереднього розповсюдження високого тиску з області азорського антициклону. 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 в його відріг.

Підтип 3.2. Гребені, що орієнтовані зі сходу. Вони формуються за рахунок стаціонування східно-сибірського 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. 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 поле, в якому спостерігаються невеликі градієнти в полі тиску 1,5 - 2,5 гПа/111 км.

Підтип 4.2. Сідловина, що відмічається при існуванні циклону над Баренцевим морем і області зниженого тиску над Малою Азією, а також гребенем азорського максимуму над Західною Європою і зоною підвищеного тиску над районами Сибіру.

У табл. 1.4 наведено повторюваність розглянутих типів (підтипів) синоптичних процесів при слабкому вітрі біля поверхні землі на території Одеси для центральних місяців кліматичних сезонів.

Таблиця 1.4 - Повторюваність (ч. вип. / %) типів (підтипів) синоптичних процесів при слабкому вітрі біля поверхні землі. Одеса 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	7	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	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 табл. 1.4 свідчить, що на формування слабого вітру біля поверхні землі на території Одеси істотний вплив чинять макроциркуляційні процеси, які слід враховувати при розробці фізико-статистичних методів прогнозу слабого вітру.

Метод прогнозу слабого вітру біля Одеси. Метод прогнозу приземного слабого вітру орієнтований на використання в оперативній прогностичній практиці і тому містить у собі доступну синоптику інформацію та не потребує об'ємних попередніх розрахунків. Аналіз баричного поля показав, що слабкі вітри в Одесі частіше відмічаються при периферійних процесах циклонічного типу, але вітри зі швидкістю $\leq 4 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ пов'язані з антициклонічним малоградієнтним полем. В якості предикторів, на основі фізичної обґрунтованості, було взято кількісні характеристики знаку та інтенсивності баричного поля: лапласіани приземного тиску Δp_0 , а також лапласіани висот ізобаричних поверхонь 850, 700 гПа (ΔH_{850} , ΔH_{700}). Перелічені величини дозволяють оцінити вплив макромасштабних процесів на формування слабого вітру. Для урахування зміни інтенсивності баричних утворень біля поверхні землі розглядалась також фактична величина баричної тенденції (pp , 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 , $^{\circ}\text{C}/100 \text{ м}$) в шарах 0,01 – 0,2; 0,2 – 0,5; 0,5 – 1,0 км.

Барокліністичність нижнього шару атмосфери враховувалась через горизонтальний градієнт температури на ізобаричній поверхні 850 гПа (dT/dv).

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}).

Облік добового ходу здійснено включенням у число предикторів значення швидкості вітру в початковий (00 СГЧ) 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 слабого вітру біля поверхні землі з завчасністю 24 год стосовно типів синоптичних процесів (табл. 1.5, 1.6).

В рівняннях регресії використано:

- $\Delta T/\Delta v$ - горизонтальний градієнт температури ($^{\circ}\text{C}/100\text{км}$) на АТ-850;

- $\gamma_1, \gamma_2, \gamma_3$ - вертикальні градієнти температури ($^{\circ}\text{C} / 100\text{м}$) у шарах 10 - 200, 200 - 500, 500 - 1000 м відповідно;
- Δp_0 - лапласіан (гПа) приземного тиску;
- $\Delta H_{850}, \Delta H_{700}$ - лапласіани (гПа) на поверхнях 850 і 700 гПа;
- pp - приземна барична тенденція (гПа / 3 год);
- V_0, V_{925}, V_{850} - швидкості вітру ($\text{м}\cdot\text{с}^{-1}$) 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 ($\text{м}\cdot\text{с}^{-1}$) за 06 та 12 год, що передують початковому строку (00 СГЧ).

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

Таблиця 1.5 – Рівняння регресії для прогнозу слабого 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	$\Delta T/\Delta v$	-0,40	$\Delta T/\Delta v$	-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
$\Delta T/\Delta v$	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	$\Delta T/\Delta v$	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.

Таблиця 1.6 – Рівняння регресії для прогнозу вітру на ст. Одеса при I типі 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	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 приведено середню помилку:

$$S_1 = \frac{1}{n} \sum |V_{np} - V_{фак}|, \quad (1.6)$$

де n – кількість випадків; V_{np} , $V_{фак}$ – 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, при умові циклонічної циркуляції над півднем України. На підставі даних табл. 1.5 (тип 2) прогностичне рівняння має вигляд:

$$V_{np} = -0,40 \frac{\Delta T}{\Delta v} + 3,2. \quad (1.7)$$

Помилка рівняння при цьому складає $\pm 1,21$.

- для квітня (табл. 1.6), при південному переносі повітряних мас (підтип 1,2):

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

помилка рівняння становить $\pm 1,1$.

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 із-за її обмеженості. 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 слабого вітру біля Одеси? Охарактеризуйте типи (підтипи).

2. Перелічіть найбільш інформативні предиктори, які входять в рівняння регресії для прогнозу слабого вітру біля поверхні землі в районі Одеси.

1.4 Прогноз локальних вітрів над територією України

Синоптичні умови виникнення сильного вітру. Сильні вітри швидкістю більше $15 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ 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 перебільшує $17 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$. Швидкість $18\text{...}22 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ відмічається у 32% випадків, а вище $22 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ - у 8% випадків. Вітри швидкістю більше $28 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ 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 на протязі березня та квітня. Переважна швидкість вітру $17\text{--}22 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$, максимальна $28\text{--}34 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$. Тривалість $1\text{--}7$ 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 $10\text{--}15\%$, ніж у сусідніх районах України.

Ознаки можливого посилення вітру:

- за $12\text{--}18$ 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 $12\text{--}18$ год з'являються осередки зростання та зниження температури на поверхнях 500 і 300 гПа. Позитивний (додатній) осередок виникає над Чорним морем, негативний (від'ємний) - над Україною;

- антициклон на південному сході Росії або над Казахстаном стає малорухомих, а на півдні Росії формується висотний гребінь. Швидкість вітру перевищує $15 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$, якщо баричний градієнт на поверхні землі більше $3\text{--}4$ гПа/110 км взимку та $2\text{--}3$ 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 ЄТР. 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 тилівій 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 $35\text{--}40 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$.

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 та північно-західні райони України вітри швидкістю більше $12 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ 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 $28 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$.

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 $0,6...0,7 \text{ }^\circ\text{C}/100 \text{ м}$. Влітку добовий хід швидкості вітру досягає $8...10 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$, взимку він майже відсутній.

На північному заході України спостерігаються локальне посилення північно-західних та південно-східних вітрів у низькій частині рельєфу між Карпатами та Подільською височиною. Посилення північно-західних вітрів спостерігається в холодне півріччя при переміщенні холодних фронтів. Найбільш чітко воно виявляється 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 коефіцієнту k - відношення фактичної швидкості вітру (V_3) до геострофічної (V_T), є необхідним у зв'язку з тим, що швидкість вітру суттєво залежить від ландшафтно-орографічних умов. Величина k залежить від порізаності рельєфу, часу доби та року, напрямку вітру, вертикального розподілу температури, хмарності, кривини ізобар та

баричного градієнту. 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:

$$V_3 = k V_r + \Delta V, \quad (1.9)$$

де $k = V_3/V_r$ 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_3 при сильних зимових північно-західних та західних вітрах використовують номограми, такі як на рис. 1.14.

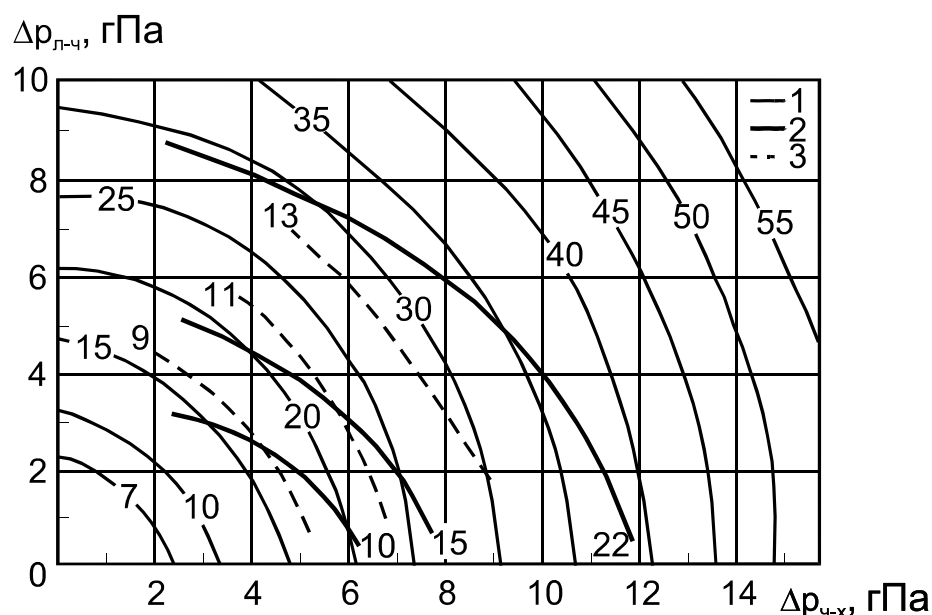


Рис. 1.14 – Номограма для розрахунку середньої швидкості вітру в зоні Львів – Чернівці – Хмельник по різниці тиску на парах станцій Львів – Чернівці $\Delta P(\text{л-ч})$ та Чернівці – Хмельник $\Delta P(\text{ч-х})$.

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. 1.15), а для встановлення фактичної швидкості – спеціальні таблиці (табл. 1,7 та 1,8). При одному і тому ж градієнті тиску, але при різних напрямках вітру, швидкості можуть бути різними.

Як приклад, наводиться номограма для розрахунку швидкості та напрямку вітру у м. Рівно (рис. 1.15). Використовується різниця тиску на станціях Тернопіль – Сарни та Володимир-Волинський – Житомир.

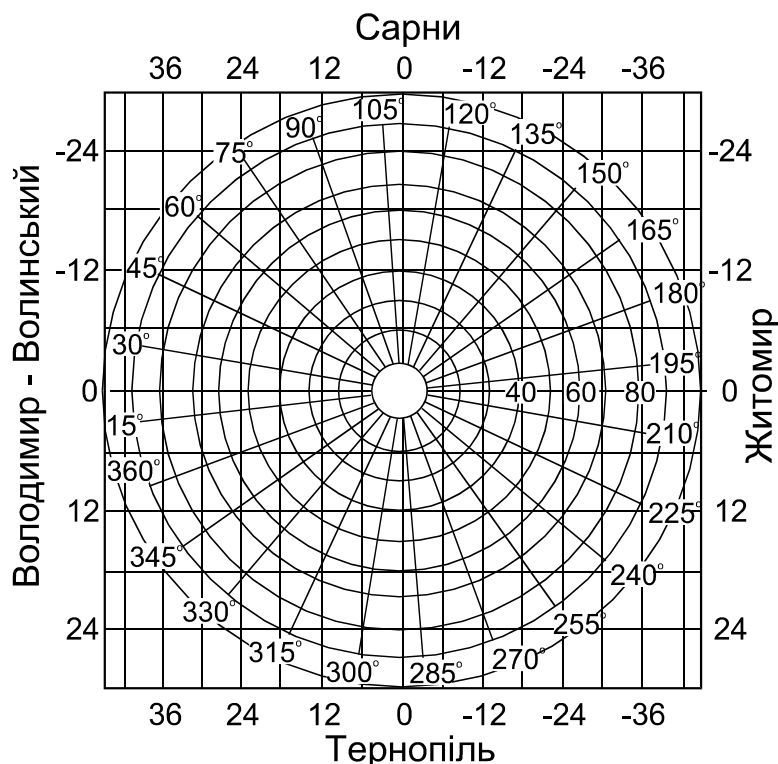


Рис. 1.15 – Номограма для розрахунку швидкості геострофічного вітру (концентричні кола) та його напрямку (радіуси) у м. Рівне за очікуваними різницями тиску Володимир-Волинський – Житомир – Тернопіль – Сарни.

Наприклад, якщо очікувана різниця тиску між станціями Тернопіль і Сарни буде 11,5 гПа, а Володимир-Волинський і Житомир – 5,6 гПа. По табл. 1.7 на перехресті рядка 12 гПа та стовпчику 6 гПа знаходимо значення очікуваної швидкості вітру – $16 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$.

Аналогічний результат можна отримати за допомогою номограми (рис. 1.15).

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) за обліком вірогідної еволюції ізолобаричного поля. Обчислюємо різниці тиску на парах станцій.

Таблиця 1.7 – Середні значення швидкості вітру біля поверхні землі (V_3) в м. Рівне при певних різницях тиску (гПа) між пунктами Тернопіль – Сарни $\Delta P(т-с)$ та Володимир-Волинський – Житомир $\Delta P(в-ж)$

$\Delta P(т-с)$, гПа	$\Delta P(в-ж)$																	
	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 1.8 – Середні значення V_r , V_3 та k у м. Рівне при різних значеннях баричних градієнтів

ΔP , гПа/100 км	V_r , м·с ⁻¹	k	V_3 , 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

На номограмі (рис. 1.15) 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_r . Значення V_r , зняте з номограми, помножуємо на k , отримане з табл. 1.8, і встановлюємо V_3 .

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 1.15), 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 $0,5V_g$, 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 вводитьься.

Динамічна нестійкість характеризується вертикальним зсувом вітру, який оцінюється по різниці 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. 1.16). У коло на рис. 1.16 попадає кожний 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 сильніші 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 вводитьься в залежності від очікуваних у години найбільшого прогрівання значень температури повітря та точки роси (табл. 1.9).

Поправка до швидкості вітру на активність фронту вводитьься 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

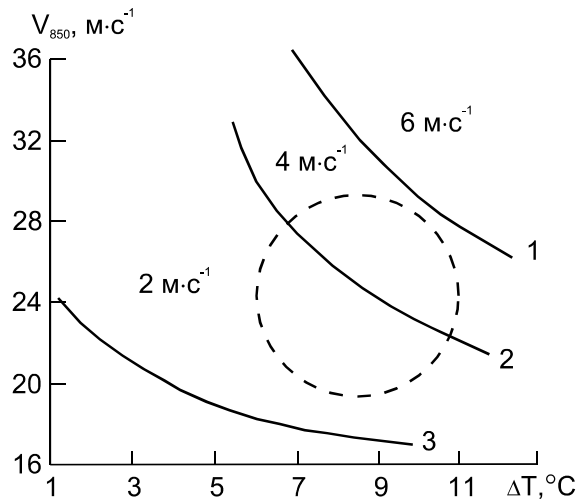


Рис. 1.16 – Поправки до швидкості вітру на поверхні землі в Чернівцях у залежності від швидкості вітру на рівні 850 гПа і різниці температур на поверхні землі та на 850 гПа (ΔT) при сильних північно-західних вітрах.

Таблиця 1.9 – Поправки до очікуваної швидкості вітру у зв'язку з розвитком конвекції ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)

Очікуваний дефіцит точки роси, °C	Очікувана денна температура, °C		
	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 градієнту.

Прогноз сильного вітру в Закарпатті. Критичним значенням баричного градієнту, 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 ($V_r \approx 21 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$), середня швидкість північного вітру біля поверхні землі буде $6 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, а північно-східного - $13 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$.

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 основі яких покладено різницю тиску у 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 ($V_r > 40...50 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$). У табл. 1.10 наведено залежності швидкості вітру на поверхні землі в Ужгороді: середньої (\bar{V}_z), при поривах ($V_{\text{пор}}$) та геострофічної (V_r) від градієнту тиску, а також значення коефіцієнту k , у розподілу для середньої швидкості ($k_{\text{ср}}$) та поривів ($k_{\text{пор}}$), незалежно від напрямку, крім північно-східного (з боку гір).

Таблиця 1.10 - Залежність швидкості вітру в Ужгороді від баричного градієнта

Градієнт тиску гПа/100 км	\bar{V}_z	$V_{\text{пор}}$	V_r	$k_{\text{ср}}$	$k_{\text{пор}}$
	$\text{м}\cdot\text{с}^{-1}$				
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 складати лише п'яту частину геострофічної швидкості. До знайденого в табл. 1.10 значення \bar{V}_z слід додати поправку на посилення вітру при розвитку конвекції та утворенні потужних купчасто-дощових хмар, що супроводжується грозовими явищами (табл. 1.9). В Ужгороді щороку спостерігається від 25 до 40 гроз, які супроводжуються короточасним 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 грають Кримські гори, які простягнулися паралельно берегу від Севастополя до Феодосії та займають смугу довжиною біля 150 км та шириною до 50 км. Сама 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 відрізнятись від північно-західного на 90° , а іноді навіть на 180° , швидкість вітру на $1...4 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$. 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, яке обумовлене тим, що у нижчих шарах (нижче гребеня гір) відтік повітря не компенсується повністю його притоком з північної сторони 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 гірській гряді. Розміри циклону невеликі: довжина великої осі біля 80 км, малої - біля 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 підвітряній стороні гір існує бурхливий низхідний потік повітря силою 6...9 балів. Температура повітря у Ялті та Алушті на $12...14^\circ\text{C}$ вища, ніж над Яйлою.

Для виявлення кількісного зв'язку між швидкістю потоку над Яйлою і швидкістю вітру у Ялті та Алушті використані дані про вітер на ст. Ай-Петрі (висота 1180 м над рівнем моря). Порівняння дозволило встановити, що орографічний циклон починає просліджуватися в баричному полі при

швидкості західного та північно-західного вітру на Ай-Петрі не менш ніж $16 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$.

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

$V_1, \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$	16...20	21...24	25... 28	29...34
$V_2, \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$	≤ 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 $16 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$, коли орографічний циклогенез не відмічається. 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 - $8...12 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$, в Алушті – $10...14 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$, а іноді $16 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$.

Для прогнозу вітру на узбережжі можуть бути використані такі правила:

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

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

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

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

Зона затишшя в районі Севастополю. У випадках, коли у Криму та над сусідніми з ним частинами моря віють сильні східні та південно-східні вітри, у районі Севастополю, з підвітряного боку гір, спостерігається зона слабких вітрів, яка 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 гребеню відмічаються вітри східних румбів іноді до $15...25 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$. Для центральної частини циклону характерні слабкі вітри - зони затишшя. Вони виникають 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 зміщується на схід, що Крим опиняється у його тилловій 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 підвітряної сторони 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 на 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. В першу чергу слід назвати *сільське господарство*, спеціалістів якого цікавить:

- зниження температури нижче нуля на фоні стійких додатних температур, для прийняття необхідних заходів по зменшенню збитків врожаю від заморозків;

- тривалість періоду високих температур, що викликають 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 постаратись не «розморозити» 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.

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

Комунальному і дорожньому господарству потрібний 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 володіємо даними 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.

Окрім перерахованих вище споживачів прогнозу температури можна додати самих синоптиків, котрим 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 наступні температурні шкали:

- стоградусна шкала або шкала Цельсія ($^{\circ}\text{C}$) з реперними точками 0 і 100°C ;

- шкала Фаренгейта ($^{\circ}\text{F}$ або $^{\circ}\text{F}$) з реперними точками 32°F і 212°F .

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

$$t^{\circ}\text{C} = \frac{5}{9}(t^{\circ}\text{F} - 32) \quad \text{або} \quad t^{\circ}\text{F} = \frac{9}{5}(t^{\circ}\text{C} + 32),$$

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

- шкала Реомюра ($^{\circ}\text{R}$) з реперними точками 0 та 80°R (на сьогоднішній день 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 усі небезпечні та стихійні метеорологічні явища безпосередньо і побічно. Нижче зупинимося тільки на тих, де має місце кількісний критерій.

Заморозки – зниження приземної температури повітря (на поверхні ґрунту) нижче 0°C у вегетаційний період, укладений між датами стійкого переходу температури повітря через 5°C навесні та восени для ранніх культур, а на південному березі Криму до $+10^{\circ}\text{C}$ і нижче. В квітні весняні заморозки частіше за все (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, що зорієнтовані 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 плодкових культур, оскільки рослини в цей час інтенсивно розвиваються або дозрівають і їх опірність мала.

Суховії – збереження протягом 3..5 днів високої температури (понад 25°C) при швидкості вітру більше $5 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ і низькій (вдень 30% і менше)

відносній вологості повітря у період цвітіння, наливу та досягання зерна. Звичайно суховії спостерігаються при антициклонічному типі погоди, у відрогах або на західній чи південно-західній периферії антициклонів, які розташовані над південно-східними районами Європейської частини Росії. Інтенсивні сильні суховії відмічаються 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: $+40\text{ }^{\circ}\text{C}$ і вище (Дніпропетровська, Донецька, Запорізька, Кіровоградська, Луганська, Миколаївська, Одеська, Полтавська, Харківська, Херсонська області, АР Крим); $\pm 35\text{ }^{\circ}\text{C}$ – решта території України. Така температура утримується там до 30 днів, та її імовірність в липні-серпні становить більше 90%. Висока температура повітря встановлюється в областях підвищеного тиску у 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 прогріву 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.

Надзвичайна пожежна небезпека – показник пожежної небезпеки понад $10\ 000\text{ }^{\circ}\text{C}$ (за формулою В.Г.Нестерова). 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: $-30\text{ }^{\circ}\text{C}$ і нижче (Дніпропетровська, Кіровоградська, Запорізька, Миколаївська, Одеська, Херсонська області, АР Крим) (за винятком Південного берегу Криму)); $-35\text{ }^{\circ}\text{C}$ 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 відрогів 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 $-30\text{ }^{\circ}\text{C}$ 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.). 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 призводять до 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.Зверева 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:

$$T_{\text{мін}} = 0,5 (T_{\text{макс}} + T_{850}) - \Delta T_{\text{мін}}, \quad (2.1)$$

$$T_{\text{макс}} = 0,5 (T_{\text{мін}} + T_{850}) - \Delta T_{\text{макс}}, \quad (2.2)$$

де $\Delta T_{\text{мін}} = 0,5 (T_{\text{макс}}^* + T_{850}) - \Delta T_{\text{мін}}$,
 $\Delta T_{\text{макс}} = T_{\text{макс}} - 0,5 (T_{\text{мін}}^* + T_{850})$,
 $T_{\text{макс}}$ і $T_{\text{мін}}$ – температура повітря за поточний день,
 $T_{\text{макс}}^*$ і $T_{\text{мін}}^*$ – температура повітря попередньої доби.

Формула Міхельсона для прогнозу мінімальної температури використовується в наступному вигляді:

$$T_{\text{мін}} = T_{d_{21}} - 2, \quad (2.4)$$

де $T_{d_{21}}$ – точка роси за строк 21 год; значення 2 отримано 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.

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

або

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

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

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

$$T_{850} = 1,806 (H_{700} - H_{850}), \quad (2.6)$$

$$T_{700} = 1,041 (H_{500} - H_{700}), \quad (2.7)$$

$$T_{500} = 0,690 (H_{300} - H_{500}), \quad (2.8)$$

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 володіє рядом достоїнств, а саме: простота застосування, невеликий об'єм вихідної вибірки і можливість інтегрального обліку всіх причин, що обумовлюють зміну температури. Особливо корисно останнє, так як:

- всі причини зміни температури повітря наперед відомі;
- навіть ті із них, які відомі, трудно врахувати із-за недоліку 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 наступними формулами:

$$T_t = T_0 + \frac{T_0 - T_{-3} - A_d \left(\sin \frac{\pi}{n_1} (t_0 - t_m) - \sin \frac{\pi}{n_1} (t - 3 - t_m) \right)}{3} \delta t + \quad (2.9)$$

$$+ A_d \left(\sin \frac{\pi}{n_1} (t - t_m) - \sin \frac{\pi}{n_1} (t_0 - t_m) \right),$$

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

$$+ A_n \left(\sin \frac{\pi}{n_2} (t_s - t) - \sin \frac{\pi}{n_2} (t_s - t_0) \right),$$

де T_t, T_0 – очікуване значення температури повітря ($^{\circ}\text{C}$) у момент часу t і у вихідний строк;

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

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

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

n_1 – число годин від сходу Сонця до моменту, коли температура повітря становиться 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, тому для кожного району ці величини слід попередньо визначити за архівними матеріалами для тих днів, коли спостерігалась малохмарна погода зі слабким вітром.

Приймемо, що:

$$\frac{T_0 - T_{-3} - A_d \left(\sin \frac{\pi}{n_1} (t_0 - t_m) - \sin \frac{\pi}{n_1} (t - 3 - t_m) \right)}{3} = x_d, \quad (2.11)$$

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

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

Як відомо, при слабкому вітрі хмарний покрив стійкий і здійснює найбільш значний вплив на хід температури. Вночі хмарність послаблює потік довгохвильової радіації від 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 метеопідрозділів України можна розрахувати за формулами:

$$T_{\text{макс}} = T_{\text{сх}} + A + (\delta T)_{c-m}^{(ad)}, \quad (2.12)$$

$$T_{\text{мін}} = T_{\text{зах}} - 0,64A + \tau + (\delta T)_{3-c}^{(ad)}, \quad (2.13)$$

$$T_{\text{зах}} = T_{\text{сх}} + 0,64A + (\delta T)_{c-3}^{(ad)}, \quad (2.14)$$

де $(\delta T)_{c-m}^{(ad)}$, $(\delta T)_{3-c}^{(ad)}$, $(\delta T)_{c-3}^{(ad)}$ - адвективні зміни температури за відрізок часу від сходу Сонця до моменту максимуму температури, на протязі нічної частини доби (від заходу до сходу Сонця) і денної частини доби (від сходу до заходу Сонця), відповідно; $T_{\text{зах}}$, $T_{\text{сх}}$ - температура повітря в момент заходу і сходу Сонця, відповідно; A - амплітуда (°C) 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 $T_{\text{мін}}$ за формулою (2.13) проводиться вдень, то значення вихідної температури $T_{\text{зах}}$, що входить в цю формулу, попередньо розраховуються по (2.14). В цілому при розрахунку за формулами

(2.12) - (2.14) необхідно дати загальний прогноз хмарності, в залежності від якого вибираються значення A 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 $(\delta T)^{ad}$ включає в себе адвективні та трансформаційні значення, які знаходяться в залежності 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 A . 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 наступним чином:

$$T_{\max} = T_{cx} + 0,88A_{D,I} + 0,12A_{D,II} + (\delta T)_{c-m}^{(ad)}, \quad (2.16)$$

$$T_{\min} = T_{зах} - 0,48A_{H,I} - 0,16A_{H,II} + \tau + (\delta T)_{3-c}^{(ad)}, \quad (2.17)$$

$$T_{зах} = T_{cx} + 0,88A_{D,I} - 0,24A_{D,II} + (\delta T)_{c-3}^{(ad)}. \quad (2.18)$$

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 значний вплив може здійснювати 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, так як 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 середню 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 здійснено, 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 (\bar{T}_D) і нічної (\bar{T}_H) температури при рівномірному розподілі хмарності за частинами доби мають вигляд:

$$\bar{T}_D = T_{cx} + 0,69A_D + (\delta\bar{T})_D^{(ad)}, \quad (2.19)$$

$$\bar{T}_H = T_{зах} - 0,42A_H + 0,7\tau + (\delta\bar{T})_H^{(ad)}, \quad (2.20)$$

де A_D і A_H – амплітуда добового ходу температури, що відповідає денній і нічній погоді; $(\delta\bar{T})_D^{(ad)}$ і $(\delta\bar{T})_H^{(ad)}$ – внесок адвекції (включаючи трансформацію) в середню денну і нічну температуру.

Величини A_D і A_H залежать від кількості хмар і знаходяться шляхом множення коефіцієнта на амплітуду температури для малохмарної погоди.

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

$$\bar{T}_D = T_{cx} + 0,67A_{D,I} + 0,02A_{D,II} + (\delta\bar{T})_D^{(ad)}, \quad (2.21)$$

$$\bar{T}_H = T_{зах} - 0,37A_{H,I} - 0,05A_{H,II} + 0,7\tau + (\delta\bar{T})_H^{(ad)}. \quad (2.22)$$

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 (\bar{T}_c) повітря застосовується формула:

$$\bar{T}_c = \frac{d}{24} \bar{T}_D + \frac{24-d}{24} \bar{T}_H, \quad (2.23)$$

де D – тривалість дня (години).

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

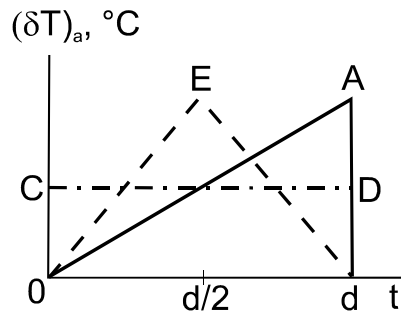


Рис. 2.1 – Розрахунок додатків, пов'язаних з адвективними змінами температури, в (2.19) і (2.20).

Уявимо 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 ОЕВ). 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 ОЕВ 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 $T_{cx} = 5$ °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; $A_{D,II} = 11,4 \cdot 0,35 = 4,0$ °C.

Нехай на протязі першої половини дня адвективне похолодання буде рівномірним і з урахуванням послаблення за рахунок трансформації повітря досягає -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 склало -10 °C. Середнє за другу половину дня за рахунок адвекції дорівнює: $(-4 - 14) \cdot 0,5 = -9$ °C. Вклад адвекції в середнє значення температури за весь день дорівнює:

$$(\delta\bar{T})_D^{(ad)} = (-2 - 9) \cdot 0,5 = -5,5 \text{ °C.}$$

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

$$\bar{T}_D = 5 + 0,67 \cdot 11,4 + 0,02 \cdot 4,0 - 5,5 = 7,9 \text{ °C.}$$

Припустимо, що майбутньої ночі збережеться хмарна погода з опадами, так що $A_H = 4 \text{ }^\circ\text{C}$ (як і раніше для другої половини дня). Адвективна зміна температури за всю ніч складає $-3 \text{ }^\circ\text{C}$, а середнє $(\overline{\delta T})_H^{(ad)} = -1,5 \text{ }^\circ\text{C}$.

За формулою (2.22), враховуючи $T_{\text{зах}} = -1,7 \text{ }^\circ\text{C}$ і приймаючи $\tau = 1,5 \text{ }^\circ\text{C}$, отримаємо:

$$\overline{T}_H = -1,7 - 0,42 \cdot 4,0 + 0,7 \cdot 1,5 - 1,5 = -3,8 \text{ }^\circ\text{C}.$$

Середня добова температура, згідно (2.23), дорівнює $3 \text{ }^\circ\text{C}$.

Контрольні запитання

1. Перерахуйте СГЯ, обумовлені температурою повітря.
2. За якими емпіричними формулами можна дати прогноз температури повітря?
3. Як скласти прогноз середньої добової температури повітря для енергосистеми?

2.4 Прогноз заморозків на Україні

Під явищем заморозків розуміють зниження температури повітря або поверхні ґрунту до $0 \text{ }^\circ\text{C}$ і нижче після стійкого переходу середньодобової температури повітря через $+5 \text{ }^\circ\text{C}$. Заморозки бувають адвективні – з добовим ходом температури біля $3 \text{ }^\circ\text{C}$, радіаційні – з добовим ходом температури в $10 \dots 15 \text{ }^\circ\text{C}$ і адвективно-радіаційні – з добовим ходом температури від 5 до $10 \text{ }^\circ\text{C}$.

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 наступають 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 передують вторгнення холодного повітря з низькими, хоча і додатними значеннями температури в денні години. Такі фактори, як наявність замкнених котловин, порізаність рельєфу, лісових галявин і заболоченість заплавл, сприяють виникненню заморозків.

Найбільш пізні дати весняних заморозків у повітрі, що спостерігаються в Україні, частіш за все приходяться 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. В якості прикладу наведемо розподіл заморозків по території України в травні 2001 р. (рис. 2.2).

Найбільш ранні дати осінніх заморозків у повітрі на рівнинній частині держави приходяться 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 призводять до 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 держави як правило спостерігається 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 (рис. 2.5 - 2.7);

2. Антициклон утворюється над півднем Карського моря або Таймирським півостровом, звідки на Східну Європу поширюється холодне повітря (рис. 2.8 - 2.9);

3. Антициклон зароджується над Норвезьким морем, а холодне повітря в його систему втягується із Гренландського і півночі Баренцового морів (рис. 2.10 - 2.12).

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 і яка рекомендує застосування графіка добового ходу температури.

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

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

$$\Delta T = 0,5 (T_{13} - T_{d13}) - k,$$

де T_{13} і T_{d13} – 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. 2.3), 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.

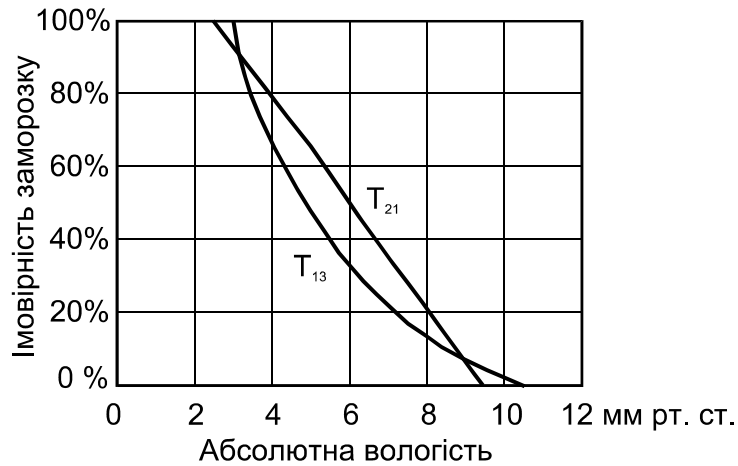


Рис. 2.3 – Графік Міхельсона для визначення імовірності заморозків.

Метод Броунова також дозволяє розрахувати можливість виникнення заморозків в імовірнісній формі (рис. 2.4). 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.

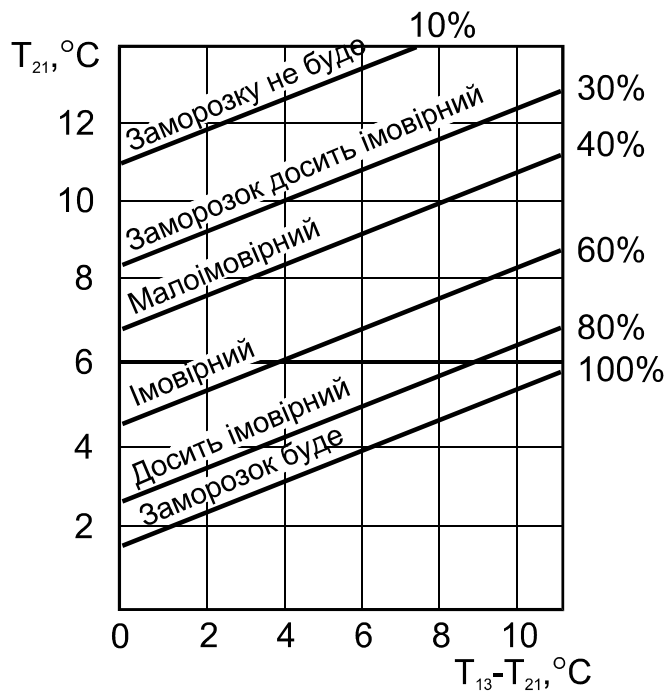


Рис. 2.4 – Графік Броунова для визначення імовірності заморозків.

Крім описаних вище методів прогнозу заморозків, на 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 частіш за все формуються заморозки над Україною?
4. За якими предикторами складають прогноз заморозків за методами Міхельсона і Броунова?

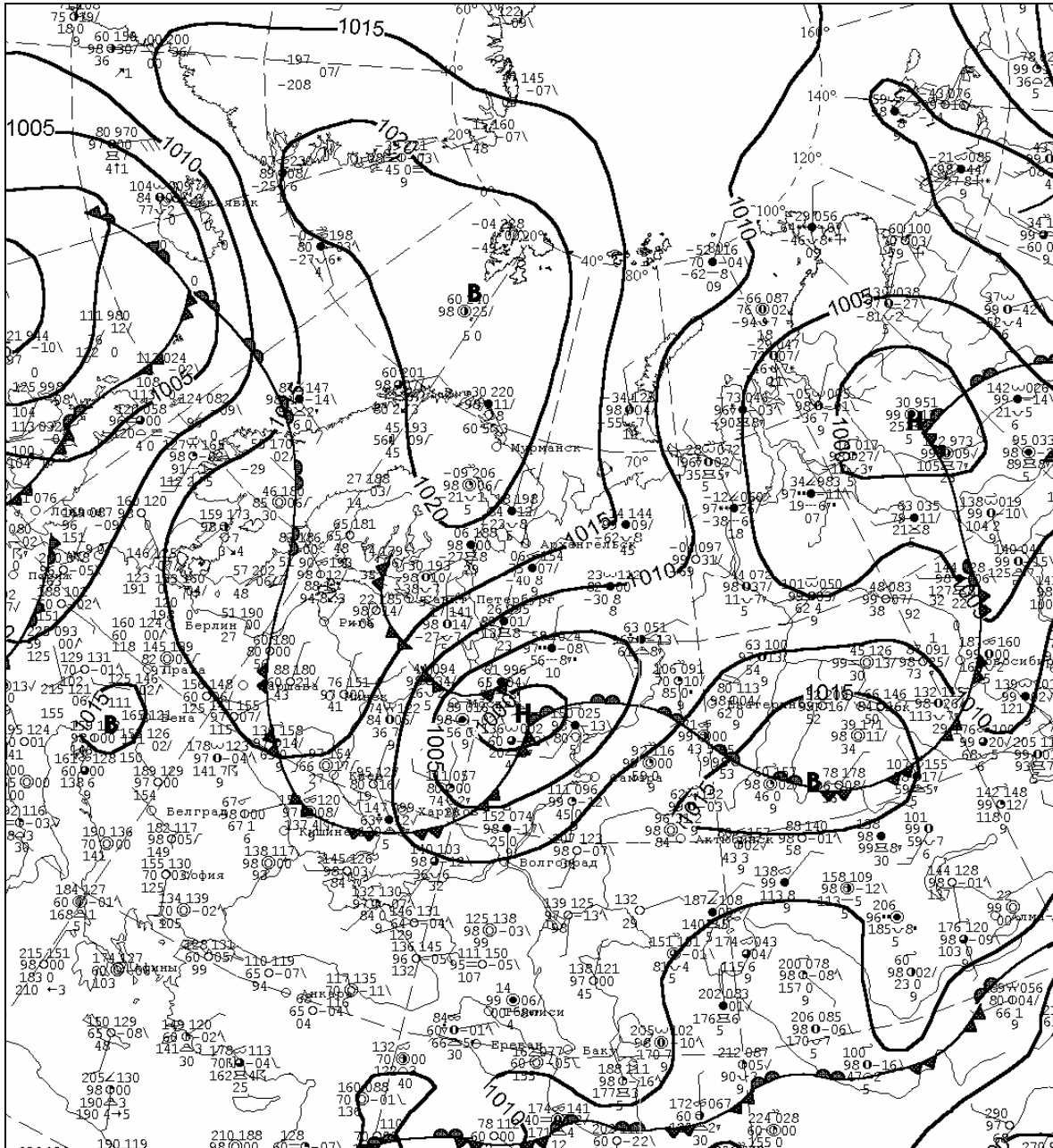


Рис. 2.5 - Приземна карта погоди за 00 СГЧ 02.06.2003. Тип 1.

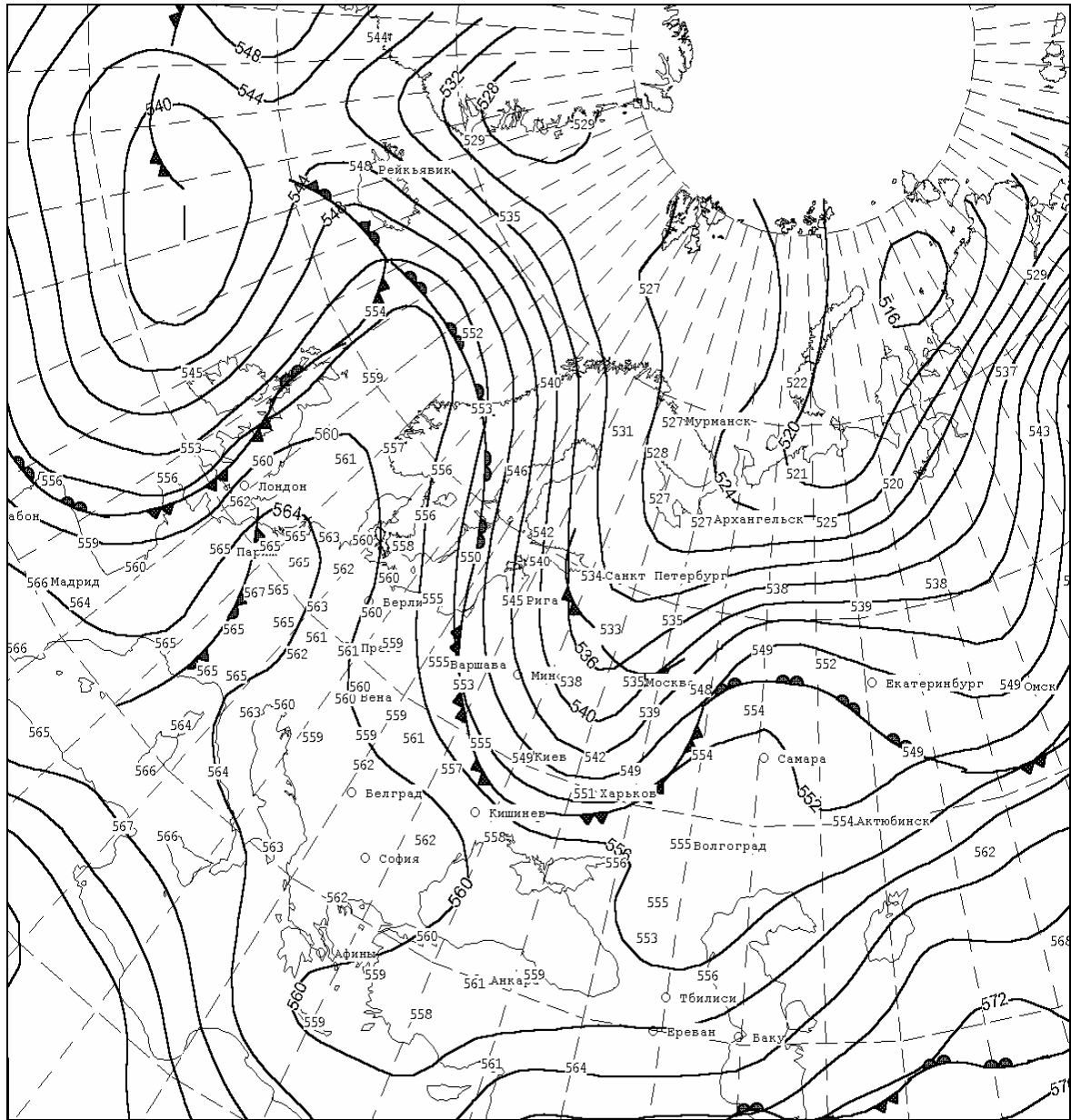


Рис. 2.6 - Карта ОТ-500/1000 за 00 СГЧ 02.06.2003. Тип 1.

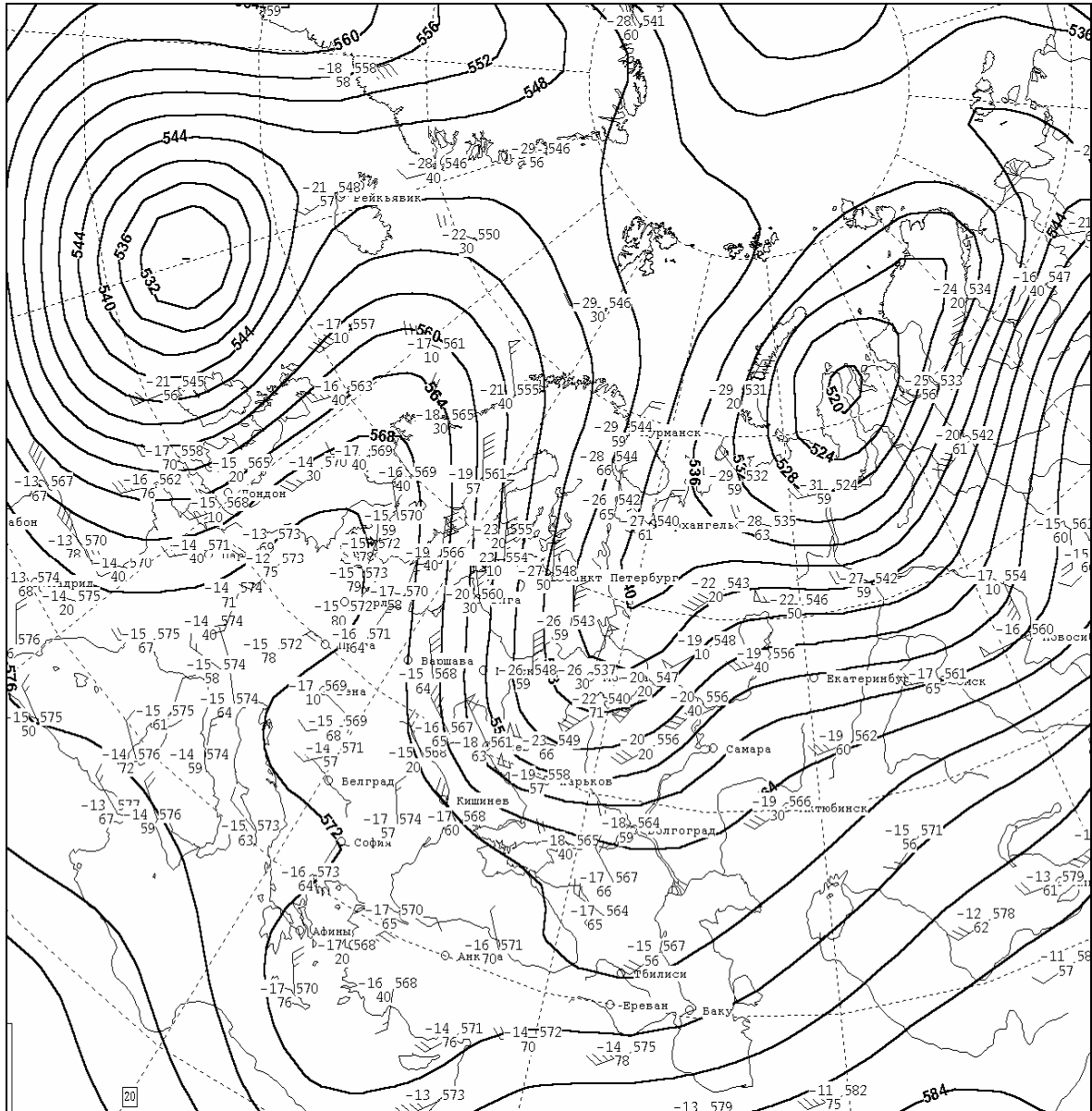


Рис. 2.7 - Карта АТ-500 за 00 СГЧ 02.06.2003. Тип 1.

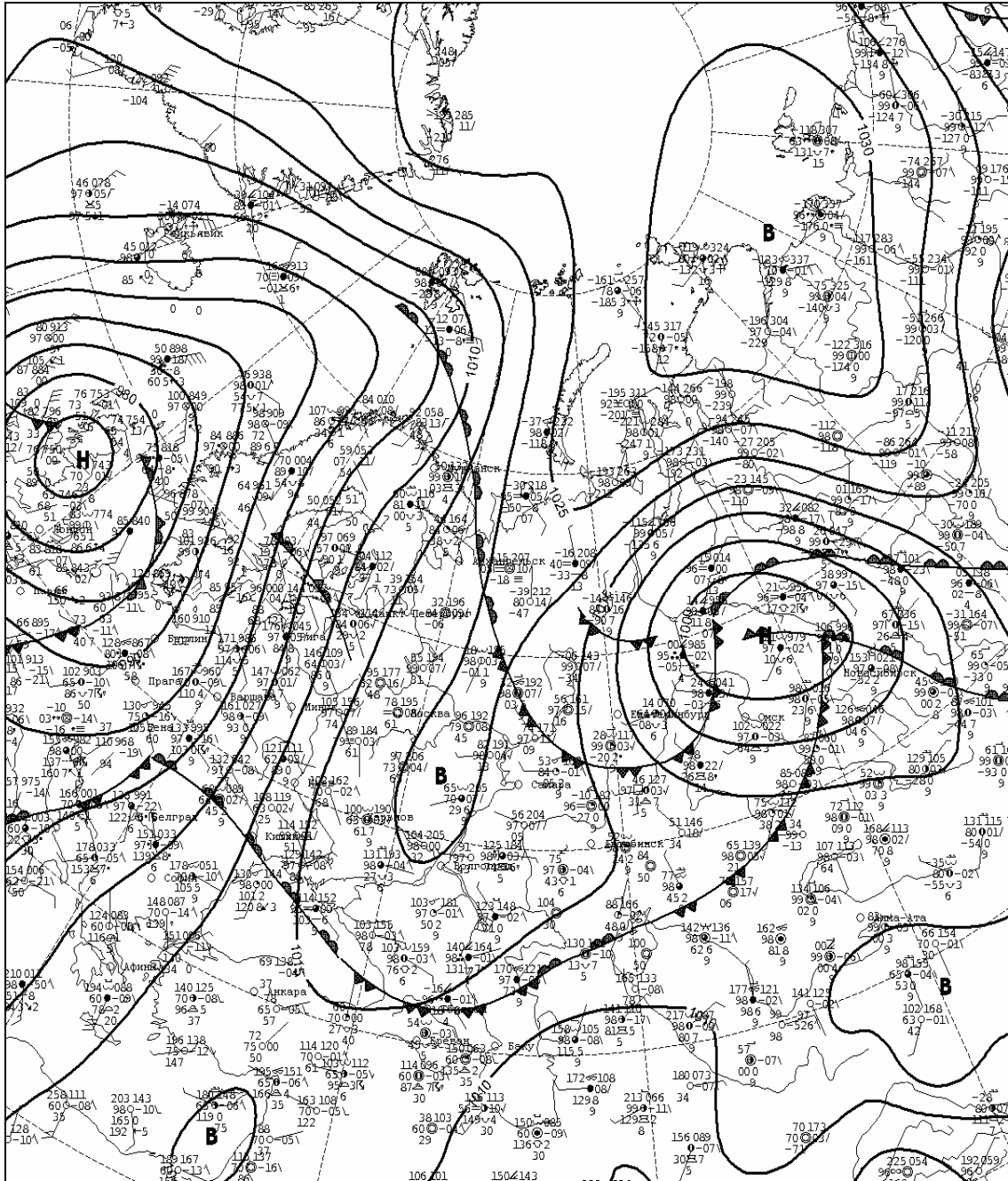


Рис. 2.8 - Приземна карта погоди за 00 СГЧ 05.05.2004. Тип 2.

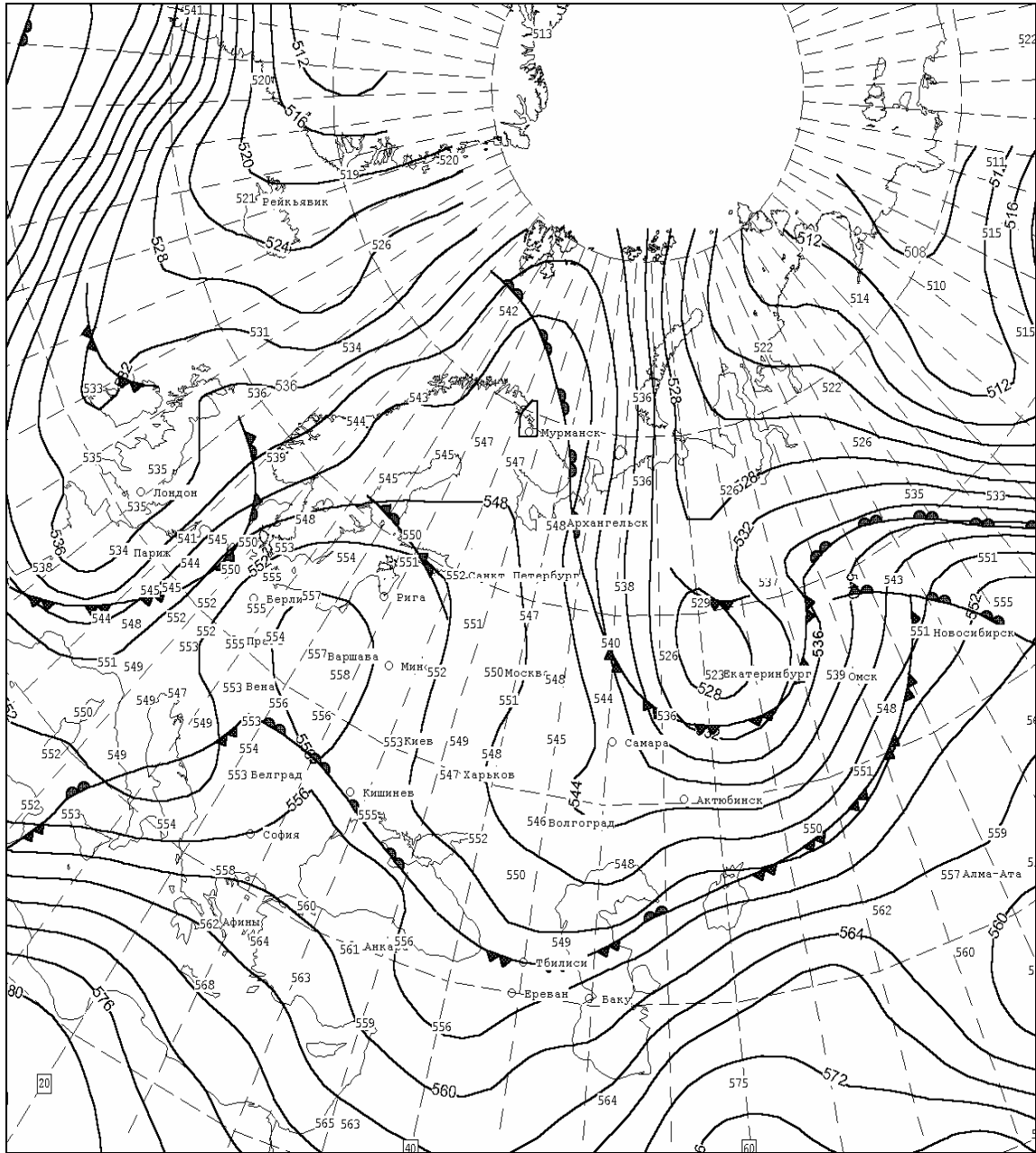


Рис. 2.9 - Карта ОТ-500/1000 за 00 СГЧ 05.05.2004. Тип 2.

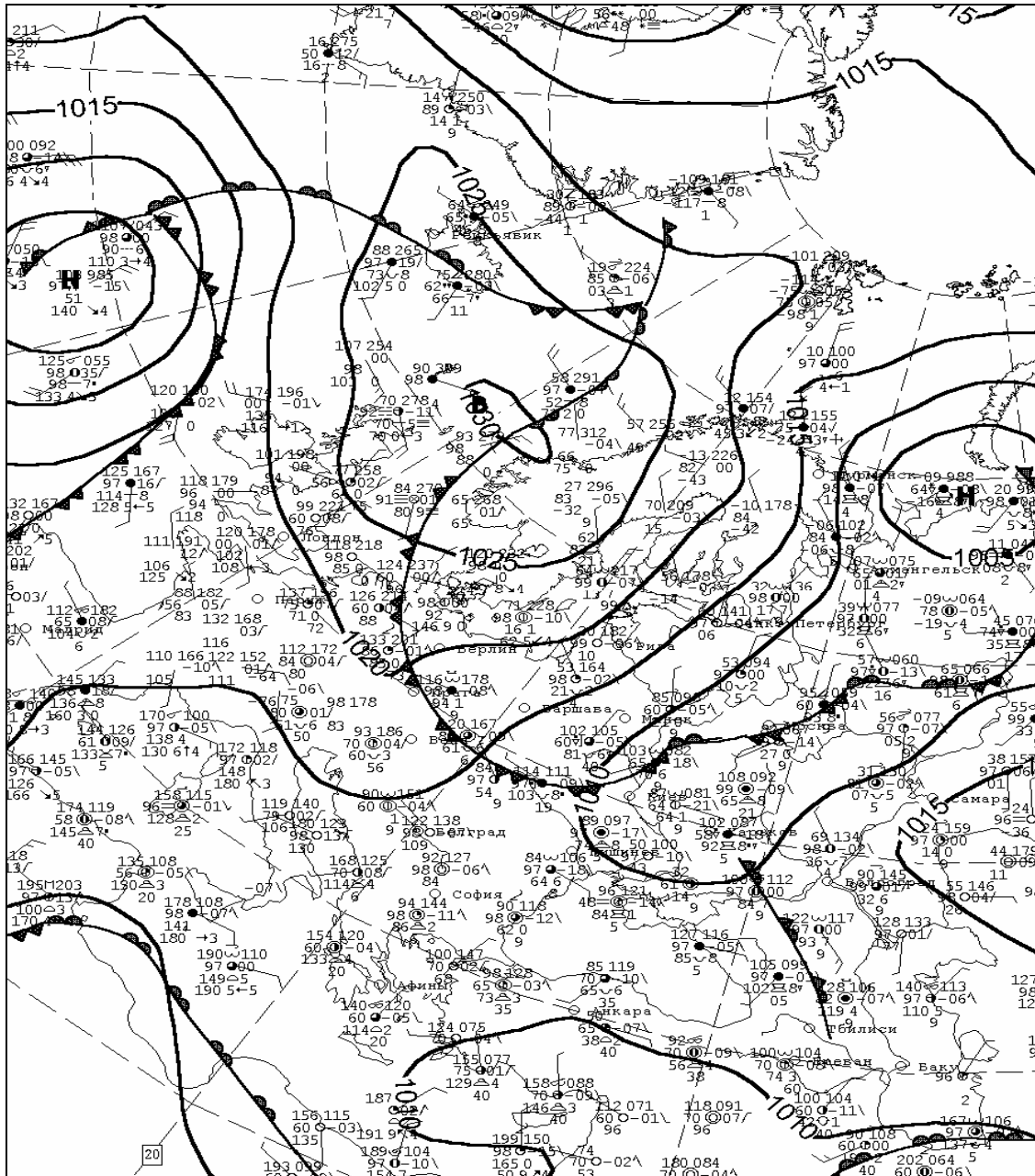


Рис. 2.10 - Приземна карта погоди за 00 СГЧ 11.05.2001. Тип 3.

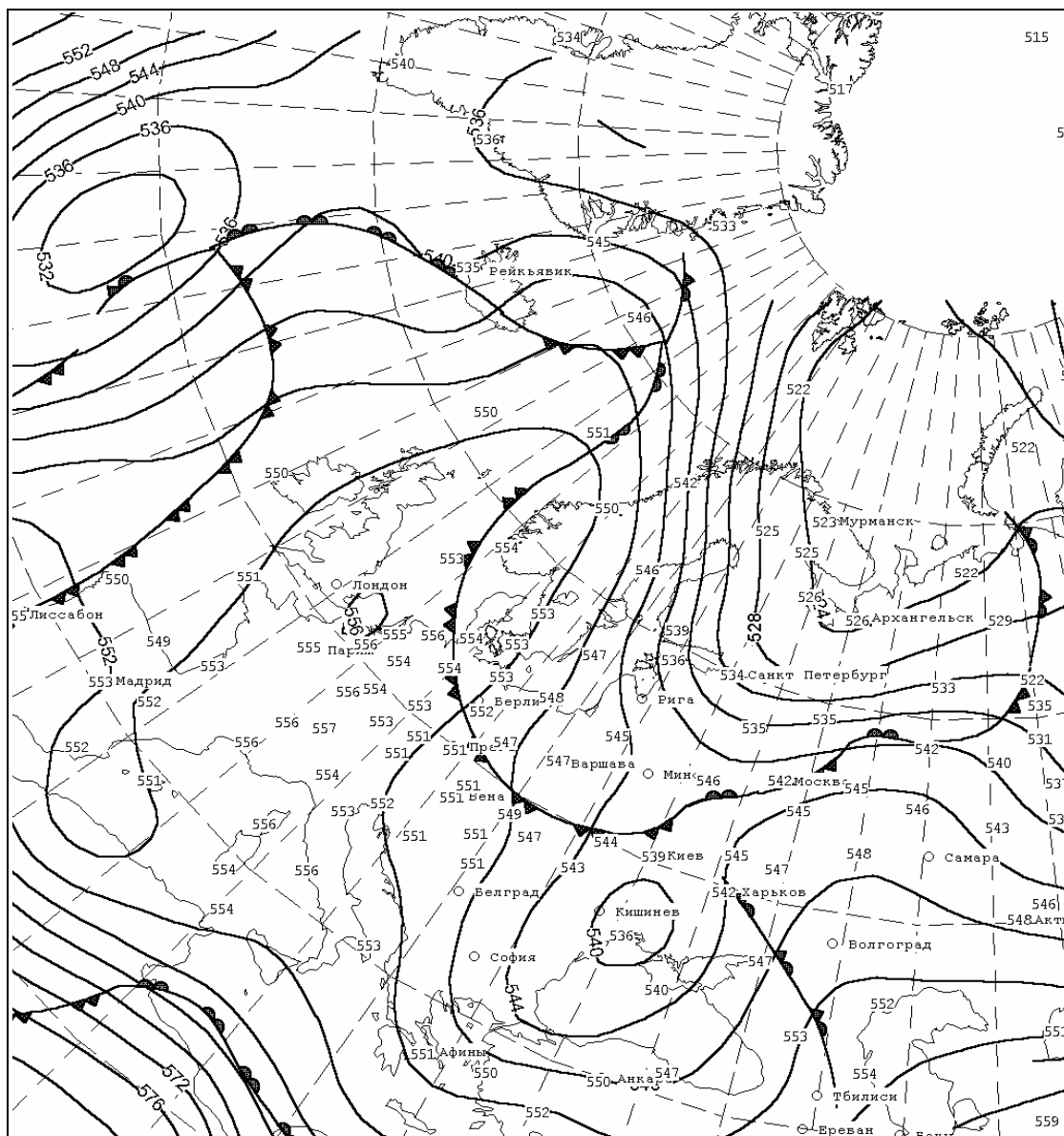


Рис. 2.11 - Карта ОТ-500/1000 за 00 СГЧ 11.05.2001. Тип 3.

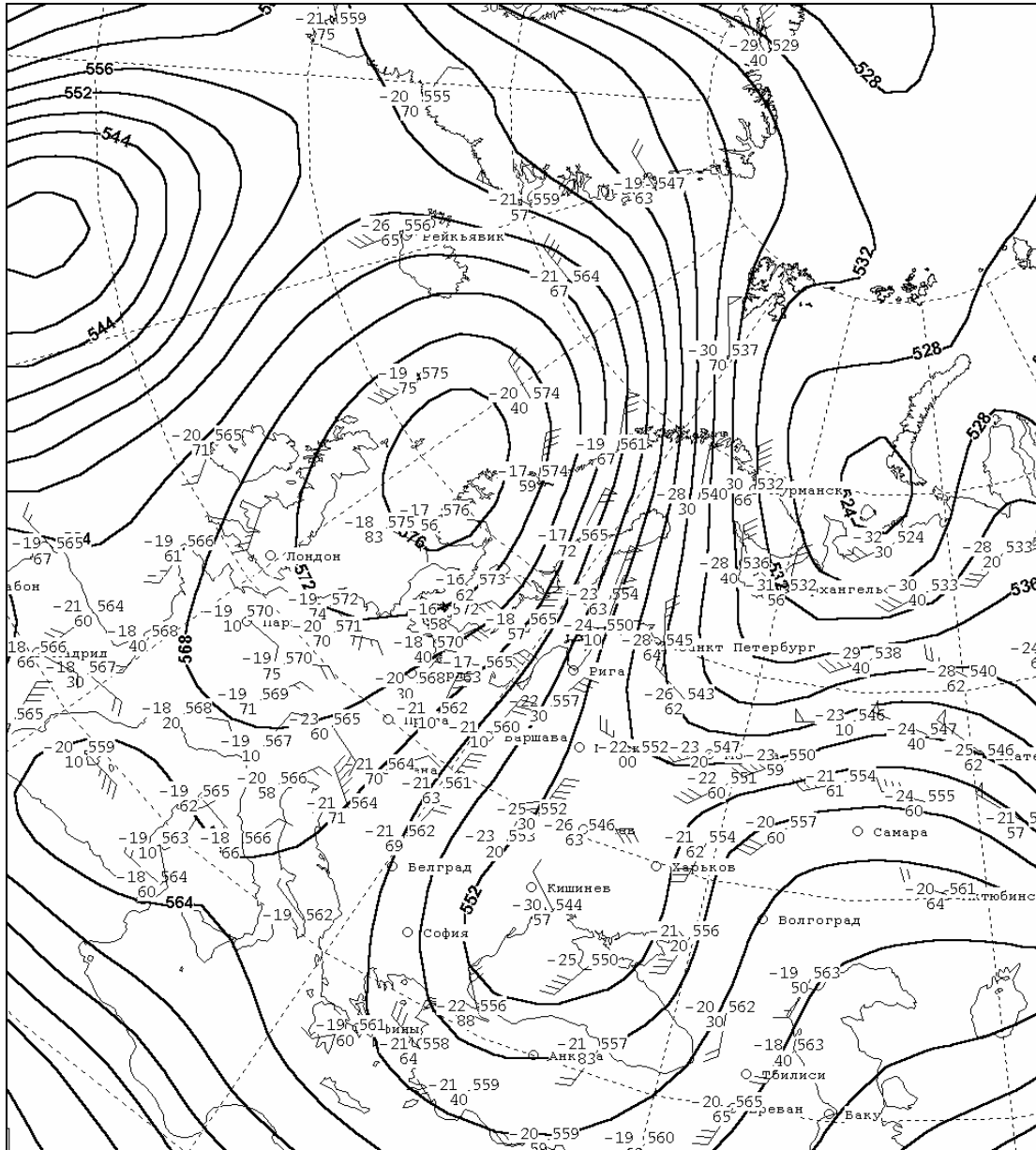


Рис. 2.12 - Карта АТ-500 за 00 СГЧ 11.05.2001. Тип 3.

2.5 Прогноз пожежної небезпеки

Мета роботи: вивчити методи діагнозу та прогнозу пожежної небезпеки; набути практичних навиків розпізнавання можливості виникнення 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, виникає близько 3,5 тис. природних пожеж, якими знищується більше 5 тис. га лісу. Найбільш пожежонебезпечні північний та східний регіони, де щорічно виникає 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 складає 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 складає 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 складають: 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 спостерігалось 2122 пожежі; загальна площа уражених пожежами лісів склала 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, склала 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 (Γ).

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 ІІІІ QQQQ,

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

QQQQ - величина показника пожежної небезпеки в цілих градусах.

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

$$\Gamma = \sum_1^n T(T - T_d),$$

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

T_d - точка роси за цей же термін, °С;

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

$(T - T_d)$ - дефіцит точки роси, °С.

Як впливає з приведеної формули, показник Γ є сумою значень добутку $T(T - T_d)$ - 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 Γ , одержаний за попередні дні, відкидається, а його значення обчислюються за T і T_d поточного дня.

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

Таблиця 2.1 - Визначення добового наростання показника пожежної небезпеки (Γ) 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	858
27	486	513	540	567	594	621	648	675	702	729	756	783	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	952	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	975	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

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 $T(T-Td)$ проводиться додатково за даними спостережень о 12 год місцевого часу або в найближчий до нього термін.

Отримана величина додається до значення показника Γ , 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 по приведеній формі (табл.2.2 а).

Класи пожежної небезпеки і складання інформаційних карт. Показник пожежної небезпеки може приймати різні значення, а в періоди стійкої сухої і спекотної погоди його значення може перевищувати 10 000 °C. В залежності від значень показника Γ виділяють п'ять класів пожежної небезпеки (табл. 2.3).

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, 4000 і 10 000 °C. 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 – червоним кольором, а кожна із станцій, де значення показника пожежної небезпеки перевищують 10 000 °C, обводяться яскравим червоним колом.

Таблиця 2.2 а – Результати розрахунків показника пожежної небезпеки (Г) 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				2 день прогнозу				3 день прогнозу			
	Індекс	Назва	$\Gamma_{15}, ^\circ\text{C}$	$T/T_d, ^\circ\text{C}$	$T(T-T_d), ^\circ\text{C}$	Опади, мм	$\Gamma_{12}, ^\circ\text{C}$	$T, ^\circ\text{C}$	$T(T-T_d), ^\circ\text{C}$	Опади, мм	$\Gamma, ^\circ\text{C}$	$T, ^\circ\text{C}$	$T(T-T_d), ^\circ\text{C}$	Опади, мм	$\Gamma, ^\circ\text{C}$	$T, ^\circ\text{C}$	$T(T-T_d), ^\circ\text{C}$	Опади, мм	$\Gamma, ^\circ\text{C}$
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
1																			

Таблиця 2.2 б – Вихідні дані для розрахунку показника пожежної небезпеки (Г) на 12 г поточної доби по Одеській області

№ п/п	Пункти		29.06	30.06			01.07	02.07			05.07	06.07		
	Індекс	Назва	$\Gamma_{15}, ^\circ\text{C}$	$T, ^\circ\text{C}$	$T_d, ^\circ\text{C}$	Опади мм	$\Gamma_{15}, ^\circ\text{C}$	$T, ^\circ\text{C}$	$T_d, ^\circ\text{C}$	Опади мм	$\Gamma_{15}, ^\circ\text{C}$	$T, ^\circ\text{C}$	$T_d, ^\circ\text{C}$	Опади мм
1.	33759	Затишшя	861	25,2	14,5	0,0	1611	27,2	17,2	0,0	3625	29,0	18,3	0,0
2.	33761	Любашівка	1596	21,6	11,0	0,0	2268	26,7	12,0	0,0	3672	28,8	13,5	0,0
3.	33834	Роздільна	1164	27,7	13,8	0,0	2592	27,7	14,2	0,0	323	23,8	22,9	0,0
4.	33837	Одеса	1320	25,0	17,4	0,0	2040	26,0	11,4	0,0	3384	29,4	15,9	0,0
5.	33887	Болград	2120	25,5	16,0	0,5	2936	27,8	14,4	0,0	4376	22,1	19,1	7,0
6.	33889	Ізмаїл	2100	28,7	16,9	0,0	3018	28,1	13,2	0,0	4578	28,1	16,0	0,0
7.	33896	Сарата	1728	30,0	10,9	0,0	2512	28,6	11,7	0,0	3628	26,4	15,6	3,9
8.	33898	Вилкове	2268	24,8	18,0	0,0	3084	28,4	12,3	0,0	5004	22,5	18,1	0,5

Таблиця 2.3 – Класи пожежної небезпеки

Клас пожежної небезпеки	Величина показника пожежної небезпеки, °С	Ступінь пожежної небезпеки
1	2	3
I	1...300	відсутня
II	301...1000	незначна
III	1001...4000	середня
IV	4001...10 000	висока
V	> 10 000	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 $T(T-T_d)$ для кожної станції визначається за графіком (рис.2.13). На вісі абсцис указанного графіка відкладаються величини добового наростання пожежної небезпеки $T(T-T_d)$, а по вісі ординат – температура повітря T .

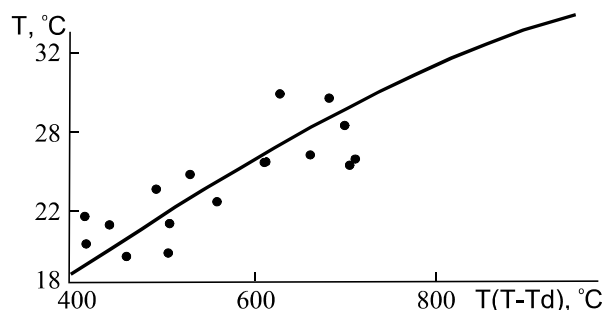


Рис. 2.13 – Графік залежності добового наростання пожежної небезпеки від температури повітря.

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

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

без опадів – наростання на протязі всього періоду;

незначні дощі – наростання на протязі 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. 2.13) по прогностичній максимальній температурі;

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

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 ($\frac{21+23}{2} = 22^\circ\text{C}$) за допомогою графіка (рис. 2.13) визначаємо значення добового наростання пожежної небезпеки, наприклад, 520 °С. За фактичними T і T_d за вихідний до прогнозу день по табл. 2.1 знаходимо значення показчика пожежної небезпеки, наприклад, 120 °С. Тоді прогностичні значення показчика пожежної небезпеки будуть дорівнювати:

- в 1-й день прогнозу: $120 + 520 = 640^\circ\text{C}$;
- в 2-й день прогнозу: $640 + 520 = 1160^\circ\text{C}$;
- в 3-й день прогнозу: $1160 + 520 = 1680^\circ\text{C}$.

В даному випадку прогноз показчика пожежної небезпеки формулюється наступним чином: «На протязі трьох діб очікується пожежна небезпека II і III класів».

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

- в 1-й день прогнозу: $3000 + 520 = 3520^\circ\text{C}$;
- в 2-й день прогнозу: $3520 + 520 = 4040^\circ\text{C}$;
- в 3-й день прогнозу: $4040 + 520 = 4560^\circ\text{C}$.

В даному випадку складається наступний прогноз: «На протязі трьох діб очікується збільшення пожежної небезпеки до IV класу».

Підвищенню пожежної небезпеки в лісах 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.

Контрольні запитання

1. Як виконується розрахунок показчика пожежної небезпеки (Г)?
2. Що входить у телеграму про пожежну небезпеку?
3. Які дані необхідні для складання прогнозу пожежної безпеки у лісах та степах?

Завдання

В даній роботі слід провести:

1. Розрахунок показчика пожежної небезпеки на 12 год поточного дня і на наступні 3 доби по Одеській області.
2. Складення зведення пожежної небезпеки по Одеській області.

3. Складення інформаційних карт значень метеорологічного показника пожежної небезпеки по Одеській області за 12 год поточного дня і прогностичні карти (приклад і дата складення прогностичної карти вказуються викладачем).
4. Складення прогнозу пожежної небезпеки по Одеській області.

Вихідні матеріали

1. Вихідні дані для розрахунку показника пожежної небезпеки на поточну і наступні три доби (табл. 2.2 б).
2. Табл. 2.1 для визначення добового наростання показника пожежної небезпеки на 12 год поточного дня.
3. Графік залежності наростання показника пожежної небезпеки від денної температури повітря (рис. 2.13).
4. Форма для запису результатів розрахунку показника пожежної небезпеки (табл. 2.2 а).
5. Два бланки інформаційної карти значень метеорологічного показника пожежної небезпеки по Одеській області на поточний день і відповідний день прогнозу (рис. 2.14).
6. Прогнози погоди по Одеській області:

1-3 липня 2001 р. очікується змінна хмарність, без опадів, вітер західний $2...7 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$, температура повітря $24...29 \text{ }^\circ\text{C}$.

3-5 липня 2001 р. очікується значна хмарність, без опадів, лише на півночі області місцями невеликий дощ. Вітер північно-східний $2...7 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$, температура повітря $27...32 \text{ }^\circ\text{C}$.

7-9 липня 2001 р. очікується змінна хмарність, на півночі області невеликий дощ, на півдні дощ, гроза. Вітер південно-західний $5...10 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$, температура повітря $26...31 \text{ }^\circ\text{C}$.

Звітні матеріали

1. Заповнена табл. 2.2 а.
2. Зведення про пожежну небезпеку по Одеській області.
3. Інформаційна карта значень метеорологічного показника пожежної небезпеки по Одеській області за 12 год поточного дня і прогностична карта.
4. Прогноз пожежної небезпеки на три доби в робочому зошиті.

Схематическая карта Одесской области

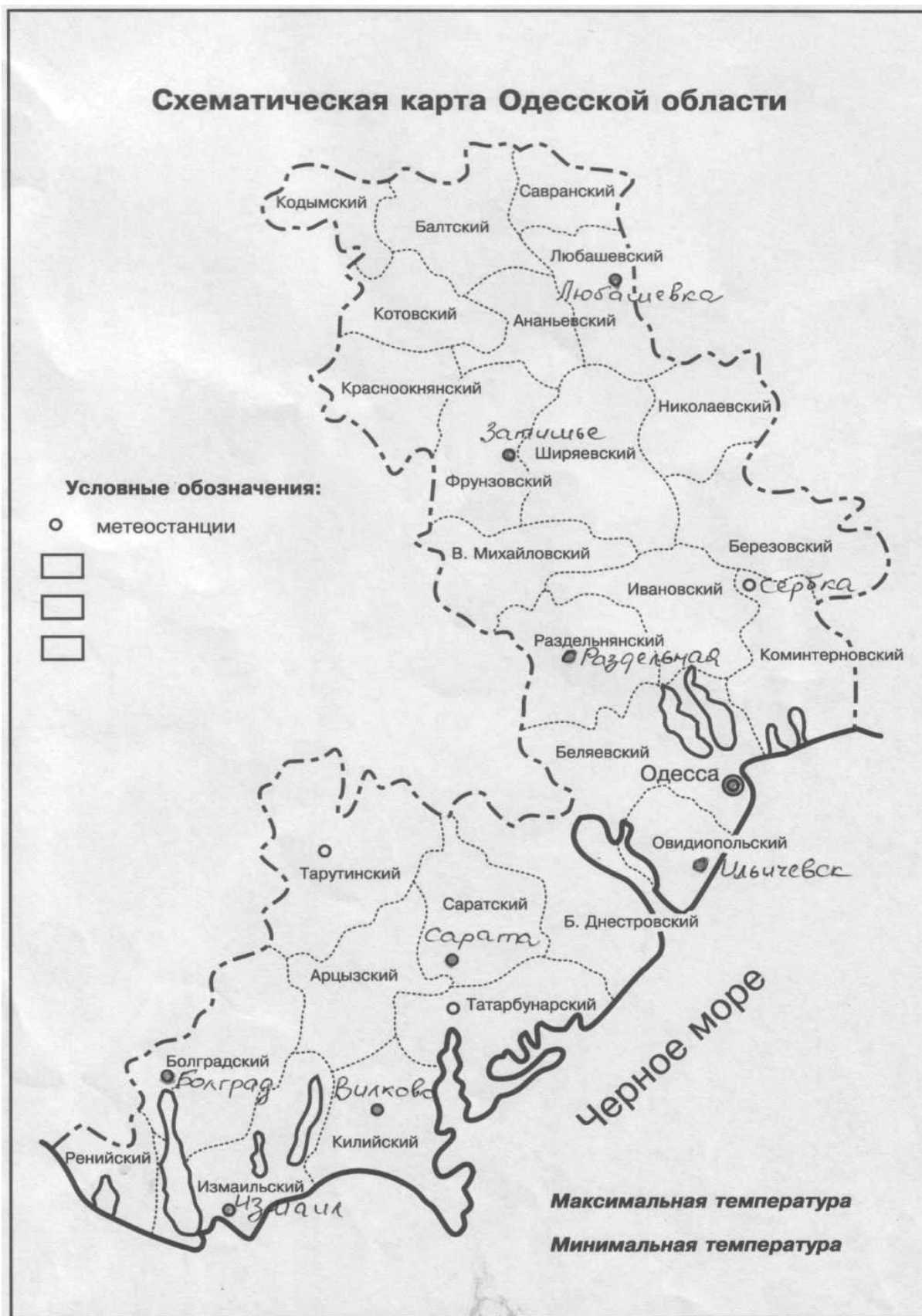


Рис. 2.14 – Карта Одесской области.

3 ПРОГНОЗ ХМАРНОСТІ І ТУМАНІВ

3.1 Основні споживачі прогнозу хмарності і туманів

У відповідності з основними керівними документами з метеорологічного обслуговування цивільної авіації в авіаційні прогнози погоди включається наступна 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, в певній мірі, 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 держав – 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. 3.1.

Якщо протягом півдобы очікується значна зміна кількості хмарності і вона є найбільш істотною характеристикою погоди, то дозволяється застосовувати два терміни з табл. 3.1.

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, заметіль, зниження температури до $-10\dots-12\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Таблиця 3.1 - Терміни для хмарності

Термін	Кількість (зміна) хмар
Безхмарно	Не більше 2-х балів хмар усіх ярусів
Сонячна малохмарна невелика хмарність	погода, погода, 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 проясненнями	погода 3 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 здійснює великий негативний вплив на самопочуття людей з різними захворюваннями.

В залежності від ступеню 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 по своїй вертикальній потужності (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.

3.2 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). Частіш за все 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 (детально викладений в «Практикумі з синоптичної метеорології»). Крім цього методу для розрахунку прогностичної кількості конвективної хмарності можна скористатися формулою:

$$N = 10 \frac{T_{вл,850} - T_{850}}{T_{вл,850} - T_{сух,850}}, \quad (3.1)$$

де T_{850} , $T_{вл, 850}$ 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.

3.3 Прогноз висоти нижньої межі хмар

Лише два явища погоди – низька хмарність і тумани більш за все залежать від місцевих умов, тому цілком природно, що методів прогнозу цих явищ розроблено дуже багато. В даному 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 напряду наведених нижче формул і графіків.

Прогноз висоти нижньої межі хмар (Н, м) за напівемпіричними залежностями:

$$\text{формула Іпполітова: } H = 24 (100 - R), \quad (3.2)$$

$$\text{формула Ферреля: } H = 122 (T - Td)_0, \quad (3.3)$$

$$\text{безіменна формула } H = 122 (T - Td)_0 - m, \quad (3.4)$$

де $(T - Td)$ – температура повітря і точки роси біля поверхні землі, °С; 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_{\min}) на строк до 12 год можна виконати за графіком Є.І. Гоголевої (рис. 3.1), 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.

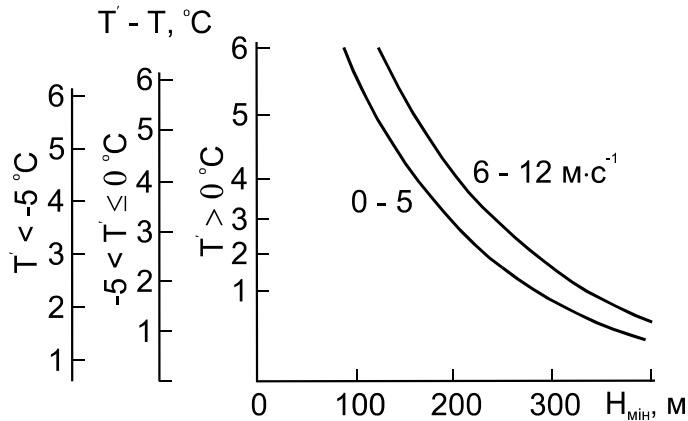


Рис. 3.1 – Графік для прогнозу мінімальної висоти нижньої межі хмар.

Для оцінки можливості виникнення хмарності висотою 300 м і нижче в зимовий період можна використовувати графік, представлений на рис. 3.2, 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».

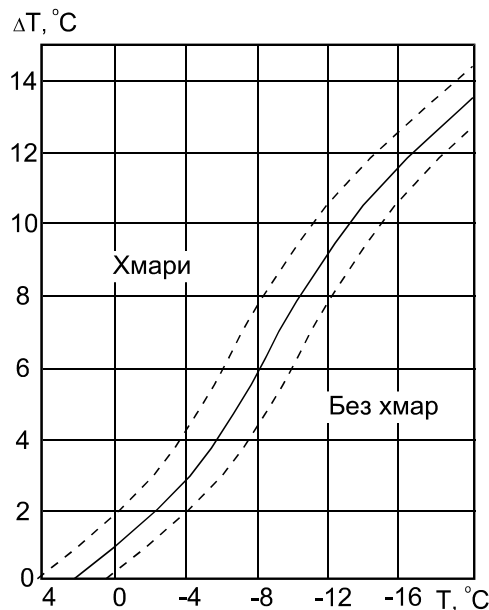


Рис. 3.2 – Прогноз хмарності висотою 300 м і нижче при адвекції тепла в зимовий період.

Прогноз низької хмарності висотою до 100 м, запропонований З.О. Спарішкіною, складається за значеннями температури T'_0 і точки роси Td'_0 на початку траєкторії переносу (рис. 3.3). Оптимальна завчасність прогнозу при використанні даного методу 6...9 год.

Для визначення можливості переходу низької хмарності в туман в найближчі 6 год в зимовий період в Ашгабаті використовується графік (рис. 3.4), 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).

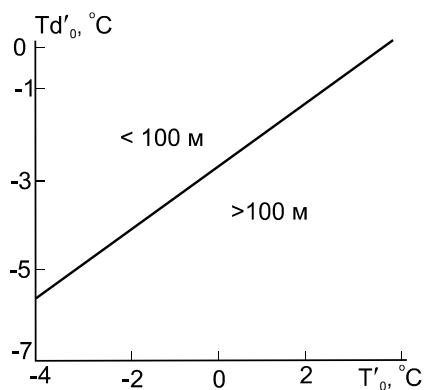


Рис. 3.3 – Прогноз хмарності висотою до 100 м за методом З.О.Спарішкіної.

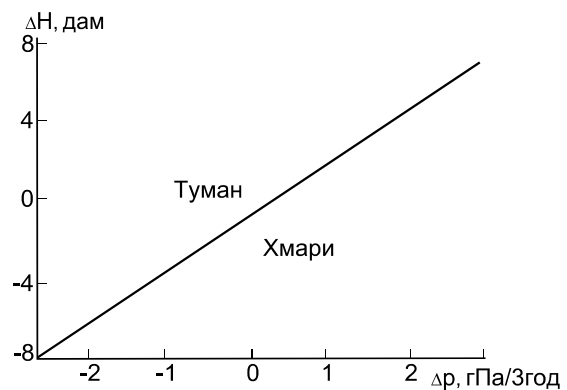


Рис. 3.4 – Графік для визначення можливості переходу низької хмарності в туман.

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. 3.5).

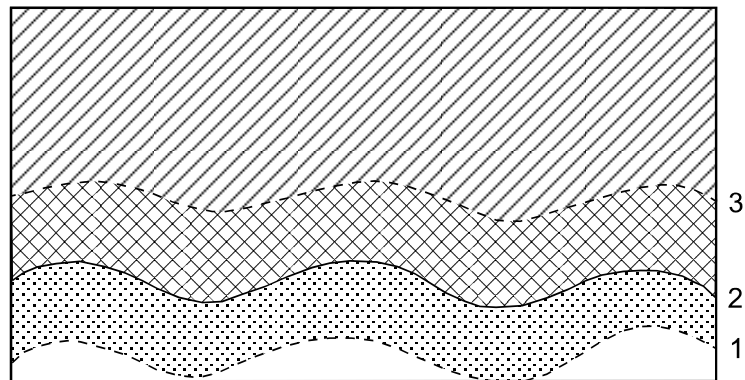


Рис. 3.5 – Схема структури нижньої межі хмар.

- 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 ($H_{\text{НМХ}}$) суттєво залежать від способу її виміру. Наприклад, якщо за $H_{\text{НМХ}}$ приймати висоту, на якій спостерігається втрата горизонту в польоті або вертикальної видимості, то різниця в оцінці висоти $H_{\text{НМХ}}$ в середньому буде складати 120 м. При визначенні висоти $H_{\text{НМХ}}$ 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.

3.4 Прогноз висоти верхньої межі хмар і конденсаційних хмарних слідів за літаком

Висота верхньої межі ($H_{\text{ВМХ}}$) хмар 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 $H_{\text{ВМХ}}$ зводиться, як правило, до аналізу аерологічної діаграми, за даними якої $H_{\text{ВМХ}}$ відмічається на тому рівні, де відбувається різке і помітне зменшення вологості повітря (депеграма різко відхиляється вліво від кривої стратифікації). Наближено оцінити $H_{\text{ВМХ}}$ можна також за даними про середню вертикальну потужність різних хмарних систем, отриманих О.М. Барановим (табл. 3.2).

Таблиця 3.2 – 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:

$$H_{\text{в}} = 2 (H_{\text{н}} + 100), \quad (3.5)$$

де $H_{\text{н}}$ – висота нижньої межі хмар, м.

Для визначення $H_{\text{в}}$ хмар на теплих фронтах рекомендується співвідношення виду:

$$H_{\text{в}} = L/100 + 1, \quad (3.6)$$

де $H_{\text{в}}$ – верхня межа хмарності, км; L – ширина зони опадів на даній ділянці фронту, км.

Наведені вище методи прогнозу висоти $H_{\text{в}}$ 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 $0,15 \text{ г}\cdot\text{кг}^{-1}$, а верхня – перетину з ізограмою $0,10 \text{ г}\cdot\text{кг}^{-1}$ (або висотою тропопаузи).

Час збереження конденсаційних слідів може служити непрямую ознакою еволюції хмарності. Якщо слід за літаком зберігається на протязі 10 хв і більше та ущільнюється, то на висоті утворення сліду на протязі 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?

3.5 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 вгору 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 значимістю його прогнозу, але і суттєвою залежністю утворення туманів від місцевих умов. Нижче основна увага буде приділена прогнозу температури туманоутворення (T_T), а також часу утворення і розсіювання туману, так як методи прогнозу туману, розроблені М.В. Петренком, О.С. Зверевим, Б.В. Кірюхиным та іншими і які знайшли найбільше застосування в практиці, детально викладені в «Практикумі з синоптичної метеорології» і «Практикумі з авіаційної метеорології».

Прогноз туманів за методом Д.Н. Лаврищева отримав достатнє поширення при метеорологічному обслуговуванні авіації. Для визначення T_T використовується графік (рис. 3.6), на якому проведена крива, що відповідає максимальній пружності водяної пари при насиченні (в залежності від температури).

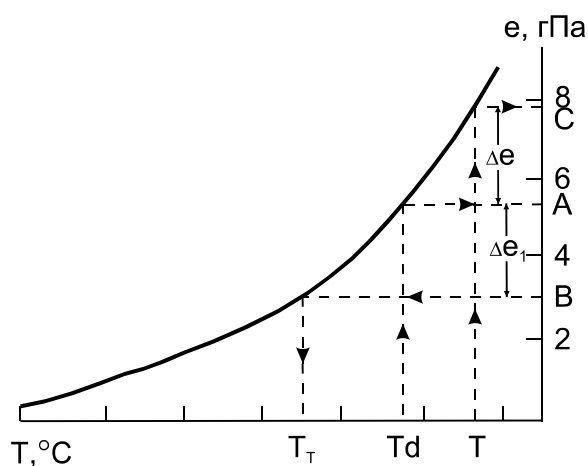


Рис. 3.6 – Графік для визначення T_T за методом Д.Н. Лаврищева.

Практичний і максимально можливий вміст водяної пари в повітрі обумовлений точкою роси T_d і температурою повітря T , відповідно, може бути знайдений за графіком (точки А і С, відповідно). Різниця між максимально можливою і фактичною пружностями водяної пари на рис. 3.6 позначена Δe . Для визначення T_T за вихідними значеннями потрібно від точки А переміститись по вертикалі вниз до точки В на величину Δe_1 , яка повинна бути розрахована за статистичними даними конкретного аеродрому (частіше приймають $\Delta e = \Delta e_1$, що не завжди правильно).

У тих випадках, коли $T_T > T_{\text{мін}}$, в прогнозах погоди потрібно вказувати туман.

Оперативні методи прогнозу радіаційних туманів, їх іноді називають графічними, дозволяють визначити час утворення і розсіювання туману. На рис. 3.7 по горизонтальній осі відкладається час, а по вертикальній – температура повітря (Т), точка роси (Td) і температура туманоутворення.

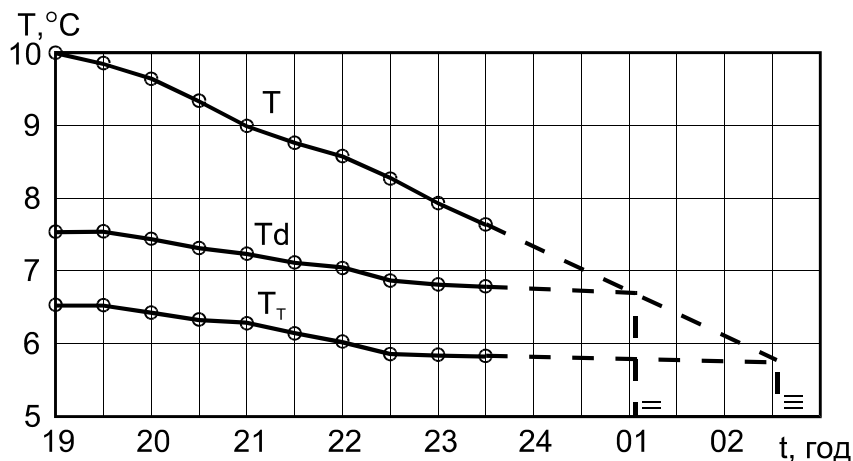


Рис. 3.7 – Графічний спосіб, запропонований М.В. Петренко, для визначення часу утворення туману.

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 Т і Td відповідає часу утворення серпанку, а ліній Т і Tт – туману.

Час розсіювання радіаційного туману (практично завжди зникає після сходу Сонця) обумовлений тим проміжком часу, який знадобиться для прогріву повітря від поверхні землі, щоб Т стала дорівнювати Td при заході Сонця (рис. 3.8). Точка А фіксує момент розсіювання туману.

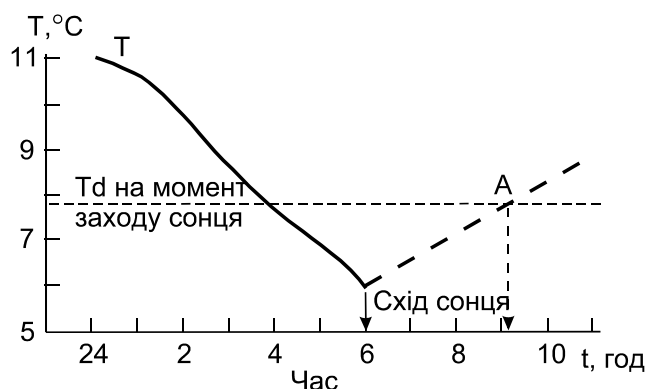


Рис. 3.8 – Графічний метод прогнозу часу розсіювання туману.

Час розсіювання туману можна розрахувати ще одним способом: взявши у якості предиктора температуру розсіювання туману (Тр), знайдену за температурою туманоутворення (рис. 3.9), і провівши

горизонтальну ізотерму на рис. 3.8 не на рівні точки роси в момент заходу Сонця, а на висоті температури розсіювання туману.

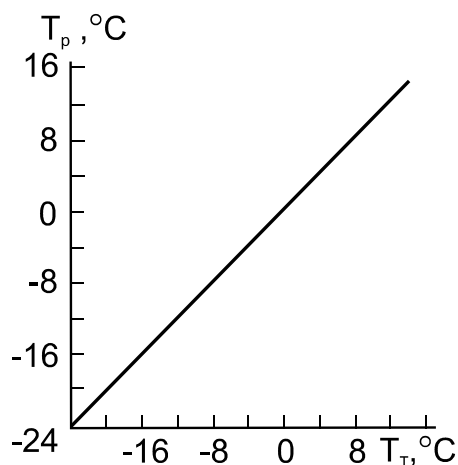


Рис. 3.9 – Графік для визначення T_p за значенням T_T .

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 на протязі 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 ($t_{\text{утв. Т}}$) і розсіювання ($t_{\text{роз. Т}}$) туману можна визначити за формулами:

$$t_{\text{утв.Т}} = t_{\text{з.с.}} + \frac{T_{\text{з.с.}} - T_{\text{T}}}{\Delta T_{\text{зах}}}, \quad (3.7)$$

$$t_{\text{роз.Т}} = t_{\text{с.с.}} + \frac{Td_{\text{з.с.}} - T_{\text{мін}}}{\Delta T_{\text{сх}}}, \quad (3.8)$$

де $t_{\text{з.с.}}$, $t_{\text{с.с.}}$ – час заходу і сходу Сонця; $T_{\text{з.с.}}$, $Td_{\text{з.с.}}$ – температура і точка роси в момент заходу Сонця; $\Delta T_{\text{зах}}$ і $\Delta T_{\text{сх}}$ – щогодинні зміни температури повітря після заходу і сходу Сонця, відповідно.

У формулі (3.8) замість $Td_{\text{з.с.}}$ можна використовувати температуру розсіювання туману, отриману за графіком (рис. 3.9).

Значення $\Delta T_{\text{зах}}$ і $\Delta T_{\text{сх}}$, отримані за статистичними даними для середніх широт і безхмарного неба, можна взяти із табл. 3.3. На величину ΔT ,

указану в табл. 3.3, після сходу Сонця температура повітря підвищується, а після заходу – знижується.

Таблиця 3.3 – Значення щогодинних змін $T_{\text{зах}}$ і $T_{\text{сх}}$ ($^{\circ}\text{C}/\text{год}$) в різні місяці

ΔT	Місяці											
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
$\Delta T_{\text{зах}}$	0,4	0,5	0,8	0,7	1,0	0,7	0,7	0,7	0,7	1,0	0,4	0,5
$\Delta T_{\text{сх}}$	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.

3.6 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 $D_0 > 3$ $^{\circ}\text{C}$ тумани не утворюються);
- швидкість вітру біля поверхні землі не повинна перевищувати $8 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ (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, А.А. Шадріної, М.Я. Рацімора та інших. Коротко зупинимося лише на тих методах, які не викладені в Практикумах з синоптичної та авіаційної метеорології.

Метод А.А. Шадріної дозволяє визначити можливість визначення туману за значеннями температури повітря (T) і адвективними змінами точки роси (Td') біля землі або на рівні 850 гПа за 12 год. Якщо точка перетину температур T і Td' біля земної поверхні опиниться нижче

суцільної лінії або нижче пунктирної для даних на рівні 850 гПа (рис. 3.10), то в прогнозі слід указувати туман.

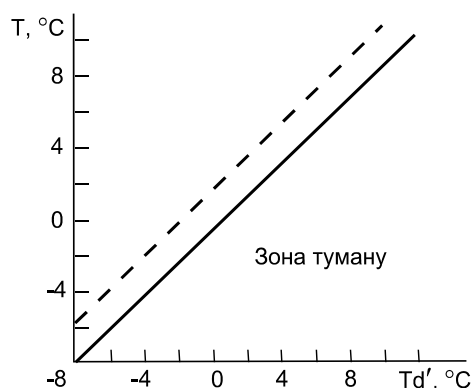


Рис. 3.10 – Графік для прогнозу туману за методом А.А. Шадріної.

Можливість утворення адвективного туману можна отримати за графіком (рис. 3.11), по осі абсцис якого відкладена фактична різниця температур ($T' - T$) 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.

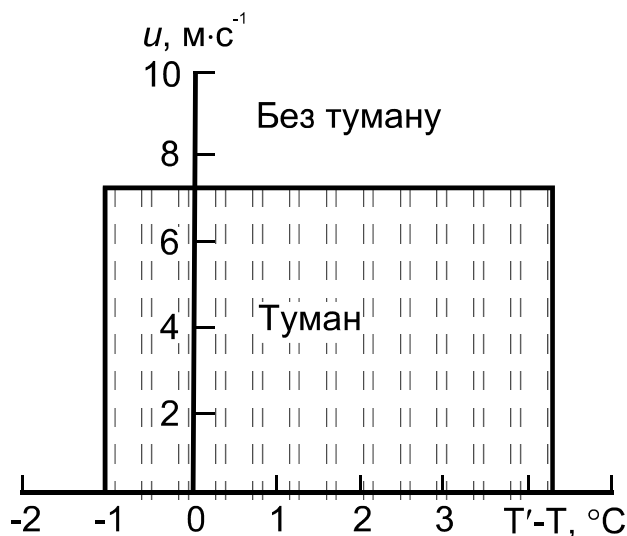


Рис. 3.11 – Графік для прогнозу адвективного туману.

Метод М.Я. Рацімора дає можливість визначення переходу низьких хмар в туман в найближчий час. В цьому методі використовується поняття ентропії системи, під якою розуміється сума добутків імовірності різних станів даної системи P на логарифми цих імовірностей, взята зі зворотним знаком:

$$\Theta = -\sum_{i=1}^n P_i \log P_i. \quad (3.9)$$

Ентропія володіє рядом цікавих властивостей: вона перетворюється в 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 у формулі (3.9) 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 $7 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$. За значеннями перерахованих вище величин по верхній частині номограми (рис. 3.12) визначається ентропія за 30 хв до цього строку \mathcal{E}_{t0-30} .

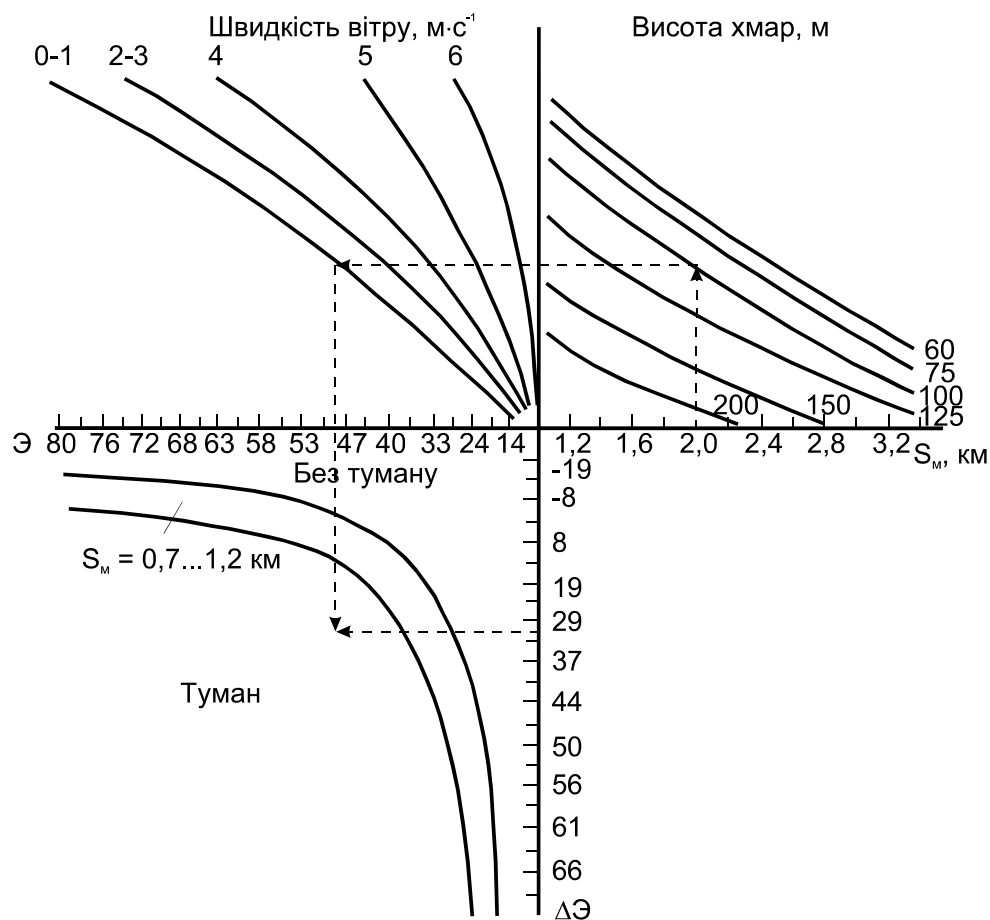


Рис. 3.12 – Номограма для визначення можливості переходу низьких хмар в туман в найближчу годину (по М.Я. Рацимору).

Потім розраховується зміна ентропії:

$$\Delta\mathcal{E} = \mathcal{E}_{t0} - \mathcal{E}_{t0-30}.$$

Далі, використовуючи нижню частину номограми, за величинами \mathcal{E}_{t0} і $\Delta\mathcal{E}$ визначають можливість переходу хмарності в туман.

Метод Напетваридзе використовується в південних районах східного узбережжя Чорного моря (рис. 3.13). На графіку по вертикальній осі відкладається різниця температури повітря о 19 год (T_{19}) і температури води (T_B), а по горизонтальній – різниця точки роси і температури води за цей же строк ($Td_{19} - T_B$).

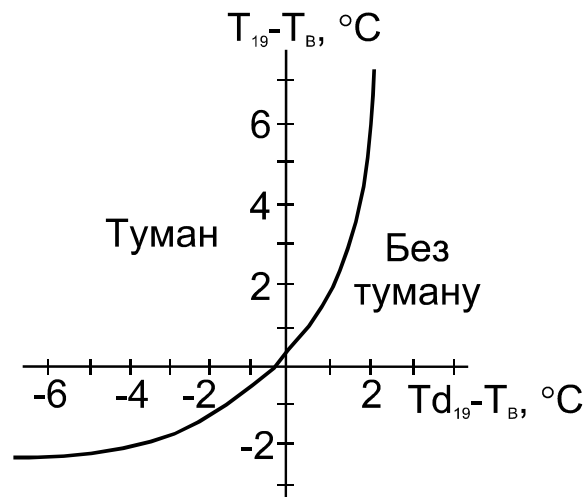


Рис. 3.13 – Графік для прогнозу адвективних туманів за методом Напетваридзе.

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 °C (проводять ізолінію $D = 1$ °C). Потім за двома кільцевими картами погоди (за останній і попередній строки) визначають зону, в якій точка роси збільшилась на 1 °C і більше (проводять ізолінію $\Delta Td = 1$ °C). Зона «перекриття», де одночасно виконуються обидві умови ($D \leq 1$ °C, $\Delta Td \geq 1$ °C), 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 $8 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ 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, частіш за все 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 виду:

$$L = T_{\text{інв}} - T_0 - (7,78 \cdot 10^{-2} D_{0\text{хол}}^2 + 0,67 D_{0\text{хол}}), \quad (3.10)$$

де $D_{0\text{хол}}$ – дефіцит точки роси в холодному повітрі.

Якщо при розрахунках виходить, що $L \geq 0$, то в прогнозі вказується туман.

Додатково для оцінки часу розсіювання фронтального туману необхідно враховувати зміну синоптичної ситуації, характер адвекції, турбулентного обміну та місцеві особливості.

3.7 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. 3.4), то виникає перенасичення повітря по відношенню до льоду, зародкові краплі води замерзають і швидко ростуть, що і призводить до утворення льодяного туману.

Таблиця 3.4 – Зв'язок критичної температури насичення повітря ($T_{\text{кр}}$) з відносною вологістю (R) при тиску біля поверхні землі 1000 гПа.

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

При температурі повітря нижче $-39\text{ }^{\circ}\text{C}$ зародкові краплі води замерзають незалежно від вологості повітря і продовжують рости за рахунок вологи атмосферного повітря або продуктів згорання палива. Тому при температурі нижче $-39\text{ }^{\circ}\text{C}$ 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 (T) і точкою роси (T_d) можна скористатися графіком А.В. Садовникова (рис. 3.14). 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.

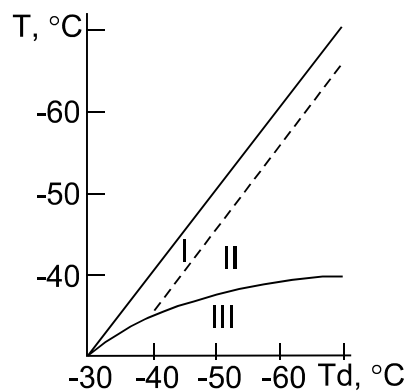


Рис. 3.14 – Графік для прогнозу льодяного туману.

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. 3.15).

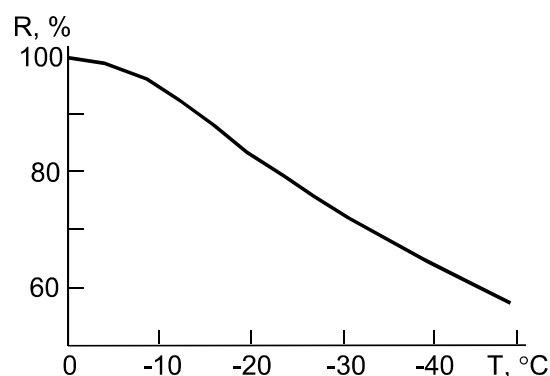


Рис. 3.15 – Залежність відносної вологості від температури повітря при виникненні туману.

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?

4 ПРОГНОЗ КОНВЕКТИВНИХ ЯВИЩ

4.1 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 приміжові 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 ворт) та іноді вертикальною (смерч) осями.

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.

Гроза є найбільш небезпечним явищем погоди. Не має ні однієї галузі господарства, яку не цікавила б можливість виникнення грози, так як з ними пов'язані сильні електричні розряди, інтенсивні зливові опади, град, шквалисте посилення вітру тощо.

Дійсно, для *сільського господарства* гроза представляє 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 представляють значну небезпеку. На всіх лініях електропередач існує грозозахист (самий верхній 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 *транспорт*. Найменше від гроз залежить автотранспорт, хоча відомі випадки, коли із-за дуже поганої видимості автотранспорт повинен був зупинитися, 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 поганому стані знаходиться *морський і річковий транспорт*, так як 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 впливають сильні вертикальні токи, що в хмарі і кругом неї, інтенсивна турбулентність, яка викликає 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 відключення 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 із-за пожеж (далеко не завжди викликаних грозами).

Будівельні організації несуть втрати із-за гроз: страждають недобудовані об'єкти, сповільнюється будівництво, так як 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.

4.2 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, так як вологоадіабатичний градієнт не постійний і змінюється в залежності від температури і тиску. Тому краще використовувати показник еквівалентно-статистичної стійкості:

$$\Gamma_e = \frac{\Theta}{\Theta_e} \frac{\partial \Theta_e}{\partial z}, \quad (4.1)$$

де Θ , Θ_e - потенціальна та еквівалентно-потенціальна температура.

Еквівалентно-потенціальна температура – це така температура, яку прийняло 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 повинно бути приведеним до тиску 1000 гПа).

Еквівалентно-потенціальну температуру можна наближено розрахувати за формулою:

$$\Theta_e = \Theta \exp \frac{2,5q_s}{T_k}, \quad (4.2)$$

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 для заданого місця:

$$\Gamma = \frac{\Gamma_e}{\bar{\gamma}}. \quad (4.3)$$

Вважається, що при $\Gamma > 0$ атмосфера статистично стійка, $\Gamma = 0$ – знаходиться в стані статистичної рівноваги, $\Gamma < 0$ – нестійка. Оцінки справедливі, коли повітря досягає стану насичення або за рахунок зниження його температури, або введення додаткових порцій водяної пари. Зниження температури повітря частіш за все 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:

$$\Omega_\Gamma = \frac{1}{\ell\rho} \nabla^2 p, \quad \text{де} \quad \nabla^2 p = \frac{\partial^2 p}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 p}{\partial y^2}. \quad (4.4)$$

Якщо $\Omega_\Gamma > 0$ ($\Omega_\Gamma < 0$), то має місце циклонічна (антициклонічна) циркуляція.

Показник циркуляції в безрозмірному вигляді (Ω) виглядає наступним чином:

$$\Omega = \frac{\Omega_\Gamma}{|\overline{\Omega_\Gamma}|}, \quad (4.5)$$

де $|\overline{\Omega_\Gamma}|$ - середнє абсолютне значення вихору, характерне для даного району.

Стан атмосфери під впливом циркуляційних умов, денного прогріву або нічного вихолодження приземного шару безперервно змінюється, що затрудняє 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 12 год, частіш за все припускають, що знак циркуляції у такий короткий період не зміниться. Оцінку готовності атмосфери до розвитку конвекції можна проводити по так званому узагальненому показнику можливості утворення конвективних збурень:

$$C = \left((\Gamma - \Omega) \sqrt{(\Gamma^2 + \Omega^2)} \right) e^{-\Omega\Gamma}. \quad (4.6)$$

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.

4.3 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 K , який визначається за формулою:

$$K = 2T_{850} - T_{500} - D_{850} - D_{700}, \quad (4.7)$$

де T – температура, D – дефіцит точки роси на відповідному рівні.

Якщо в результаті розрахунку виявиться, що $K < 20$, то гроз очікувати не слід, якщо $20 < K < 25$ – ізольовані грози, якщо $25 < K < 30$ – окремі грози, якщо $K > 30$ – 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 хороші результати при прогнозі гроз не по пункту, а по площі, яка визначається картою ізоліній коефіцієнта K . Для цього спочатку розраховують і наносять на карту значення K , 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. 4.1).

Таблиця 4.1 – 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:

$$A = T_{850} - T_{500} - (D_{850} + D_{700} + D_{600} + D_{500}). \quad (4.8)$$

Якщо по розрахунках виходить, що $A \geq 0$, то в прогнозі слід враховувати грозу.

Прогноз гроз за методом Г.Д. Решетова проводиться за трьома параметрами, які знаходяться за допомогою аерологічної діаграми: висота вершин купчасто-дощової хмарності ($H_{\text{ВМХ}}$), значення температури повітря на цій висоті ($T_{\text{ВМХ}}$) і вертикальна потужність хмари ($\Delta H_{\text{ВМХ}}$) в шарі від'ємних температур (від висоти нульової ізотерми в частинці, що піднімається, до рівня $H_{\text{ВМХ}}$).

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. 4.1).

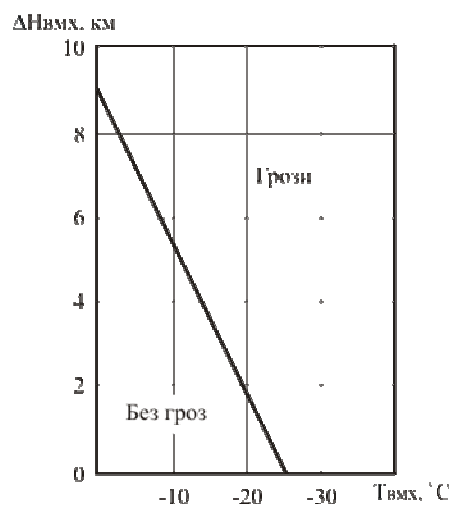


Рис. 4.1 – Графік для прогнозу гроз за методом Г.Д. Решетова.

Графік побудований за результатами дискримінантного аналізу, демаркаційна лінія на ньому є графіком дискримінантної функції:

$$L_1 = -0,042T_{\text{ВМХ}} + 0,10\Delta H_{\text{ВМХ}} - 0,562.$$

Зона «грози» відповідає значенням $L_1 \geq 0$, «без грози» – $L_1 < 0$.

Комплексний графік Г.Д. Решетова дозволяє одночасно прогнозувати грозу і град (рис. 4.2).

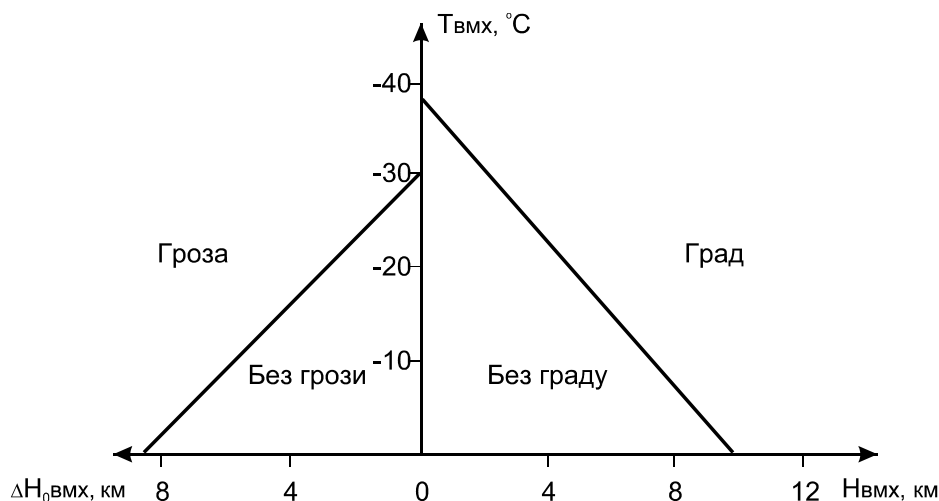


Рис. 4.2 – Номограма для прогнозу гроз і граду за методом Г.Д. Решетова.

Роз'яснювати, як користуватись графіком, недоцільно.

До речі, за даними Шоуолтера, якщо перегрів хмари $\Delta T = 13 \pm 2$ °С, 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 адиабаті і кривій стратифікації, °С).

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.

4.4 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. Із-за значних розмірів цих об'єктів на них здійснюють вплив як неоднорідність метеорологічних полів і підстильної поверхні, так і обертання Землі.

Відомо, що всі мезомасштабні збурення в атмосфері можна розділити за їх горизонтальною протяжністю на три класи (шкала Орлански):

Таблиця 4.2 – 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. 4.3).

Таблиця 4.3 – 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 показник $C < 0$, за наступними 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 показчика Γ_e і висот рівня конденсації $h_{\text{конд}}$ (в сотнях м).

В кожному пункті зондування розраховують параметр $I = \frac{\Gamma_e}{h_{\text{конд}}} 10$.

Для розвитку ЛНШ сприятливі наступні 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. Ріст 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 слабого 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. 4.4.

Таблиця 4.4 – 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	Впродовж 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	Впродовж осі улоговини ізоліній параметра I
Перед теплим фронтом	Б, В, Г	Немає	Впродовж осі улоговини ізоліній $h_{\text{конд}}$
Центральна частина широкого теплового сектора циклона	Б, В, Г	Немає	Впродовж 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 C , $h_{\text{конд}}$, 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. 4.4).

Лінії шквалів (нестійкості) переміщуються вздовж ліній току середнього вітру в шарі 700...500 гПа зі швидкістю

$$c = k \left| \bar{V} \right|_7^5, \quad (4.9)$$

де k коефіцієнт переносу; $\left| \bar{V} \right|_7^5$ - середній модуль швидкості вітру в шарі 700...500 гПа. Спосіб визначення цих величин буде викладений 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 C_b , а у вигляді гряди цих хмар зі значними безхмарними просторами. 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.

Гряди купчасто-дощових хмар масштабу мезо- β (МГ) можуть мати менший горизонтальний розмір, ніж передфронтальні лінії шквалів. Протяжність таких гряд 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 ($10^2 \dots 10^3$ с), а іноді грози і шквали.

МГ 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 гряд всередині нестійкої повітряної маси при циклонічному полі течій.

Прогноз МГ здійснюється в наступному 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 МГ).

3. За допомогою радіолокаційних засобів слідкують за хмарами купчастих форм, ланцюжок яких являє собою гряду Сб, що формуються.

Прогноз переміщення МГ 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 інфрачервоному зображенні з радіаційною температурою верхньої межі $T_R \leq -32$ °С складає не менше 10^5 км², а площа внутрішнього району з $T_R \leq -52$ °С не менше $5 \cdot 10^4$ км². 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 $30 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ і більше.

МКК можуть давати початок розвитку нових Сб 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 приток 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 появи шарувато-дощових хмар та облогових опадів. Далі, пройшовши максимальну стадію, система С_b 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 (СГК)* 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 наступні правила.

1. Системи глибокої конвекції переміщуються вздовж середнього вектора вітру в шарі 700...500 гПа зі швидкістю, розрахованою за (4.9):

$$c = k|\bar{V}|_7^5,$$

де $|\bar{V}|_7^5 = 0,5\sqrt{(V_5^2 + V_7^2 + 2V_5V_7 \cos(180 - \alpha))}$,

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 $|\bar{V}|_7^5$ при різних ситуаціях, а також за емпіричною формулою:

$$k = \frac{9,2 + 0,29|\bar{V}|_7^5}{|\bar{V}|_7^5 + 3,5}. \quad (4.10)$$

Напрямок вітру в шарі 500...700 гПа визначаємо із співвідношення:

$$\bar{d}_7^5 = d_7 \pm \arccos \frac{V_7 - V_5 \cos(180 - \alpha)}{2|\bar{V}|_7^5}, \quad (4.11)$$

де d_7 – напрямок вітру на рівні 700 гПа. При лівому повороті вітру з висотою використовується знак «-», а при правому – «+».

Знаючи значення $|\bar{V}|_7^5$ і \bar{d}_7^5 , за допомогою радіолокаційних спостережень потрібно визначити час початку явища в пункті прогнозу. Для цього поблизу передньої кромки радіолуни (рис. 4.3) вибирають дві точки (1 і 2) простою геометричною побудовою. Проводять три дотичні лінії до засвічення: дві з них паралельні вектору середнього вітру \bar{V}_7^5 по краях засвічення (лінії АВ і CD), а третя, перпендикулярна до них (EF), по передній кромці засвічення. Точки перетину прямої EF з лініями АВ і CD будуть шуканими точками 1 і 2, з координатами відповідно x_1, y_1 , та x_2, y_2 .

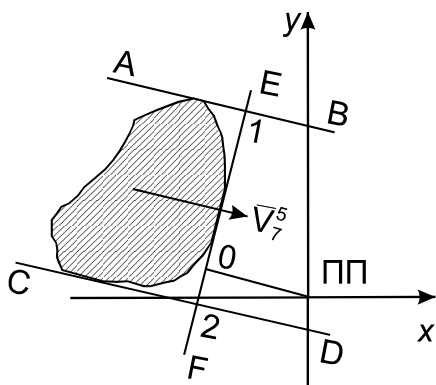


Рис. 4.3 – До визначення часу початку явища в пункті прогнозу.

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 O , тобто необхідно визначити відстань R між точкою O та ПП, і перш за все розрахувати координати точки $O(x_0, y_0)$.

$$x_0 = \frac{x_1 y_2 - x_2 y_1}{(x_1 - x_2) \operatorname{tg} \varepsilon - y_1 + y_2}, \quad (4.12)$$

де $\varepsilon = 270 - d_7^5$, $y_0 = x_0 \operatorname{tg} \varepsilon$.

Тепер можна розрахувати відстань $R = \sqrt{x_0^2 + y_0^2}$ і час початку явища:

$$\tau = t_0 + \frac{R}{k|\bar{V}|_7^5}, \quad (4.13)$$

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 мимо пункту 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 міняє розміри.

2. Хорошим показником еволюції МКК є радіаційна температура верхньої межі хмар T_R . Оподи, 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 оподи припиняться.

3. Зближення і злиття осередків радіолуни свідчить про посилення інтенсивності МКК, а їх дроблення – послаблення МКК.

4. «Зіткнення» двох мезомасштабних зон конвергенції веде до швидкого розвитку Сб 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 \bar{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 частіш за все 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 Уайтинга 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 МГ, МКК та МС?

4.5 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, приносячи сильні руйнування, але іноді смерч не досягає повного розвитку, звіщуючись з хмари у вигляді воронки. Смерчі породжуються вихровими утвореннями в хмарах, але не циліндровими вертикальними, а горизонтальними спіральними вихорами.

Смерчові хмари завжди володіють значною турбулентністю і неоднорідністю. 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 якого 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, направлений 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 $100...200 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ 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 володіє щільними, гладкими, різко обмеженими стінками, у другого вони розпливчасті, нечітко окреслені. Проте принципової внутрішньої відмінності між ними не має, 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 в якості офіційної наступну шкалу інтенсивності смерчів, розроблену японським ученим Т.Фуджіта:

- F0 - швидкість вітру $18...32 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$. Слабкі руйнування: ушкоджуються пічні труби, паркани, дерева.

- F1 - швидкість вітру $33...49 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$. Помірні руйнування: зриваються покриття з дахів, рухомі автомобілі скидаються з дороги.

- F2 - швидкість вітру $50...69 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$. Значні руйнування: зриваються дахи з будинків, перевертаються вантажівки, вириваються з корінням дерева.

- F3 - швидкість вітру $70...92 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$. 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 $93...116 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$. Спустошливі руйнування: руйнуються важкі будівлі, будови із слабким фундаментом переносяться на відстань, автомобілі розкидаються в сторони, великі предмети носяться в повітрі.

- F5 - швидкість вітру $117...142 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$. 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 $142 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ 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 – $20...30^\circ$ пн. 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 найтипівішої синоптичної

ситуації, при якій утворюється смерч, представлений на рис. 4.4. 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.

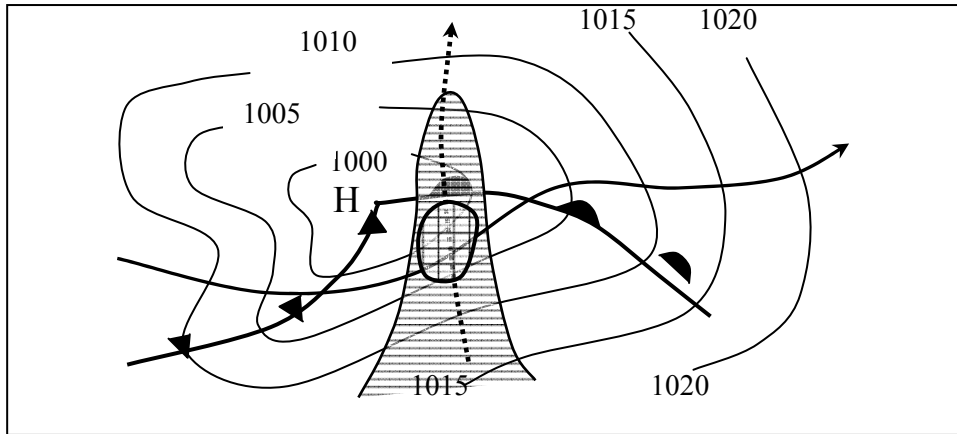




Рис. 4.4 – Синоптична ситуація, сприятлива для утворення смерчу:

- - 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_T) і вологісний (I_B) індекси нестійкості:

$$I_T = T_{500} - T'_{c500}, \quad (4.14)$$

$$I_B = T_{500} - T'_{d500},$$

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_T і I_B свідчать про виняткову нестійкість атмосфери. Виникнення смерчу найбільш вірогідне при $I_T \leq 0$ °С і $I_B \leq 0$ °С. Були зафіксовані випадки смерчу при $I_T > 0$ °С і $I_B > 0$ °С, але жодного смерчу не спостерігалось при $I_T > 2$ °С і $I_B > 2$ °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 $\geq 65\%$, $T_d \geq 13$ °C), умовно нестійкий ($\Gamma_e < 0$). Середній шар – сухий (відносна вологість $< 50\%$), стійкий ($\Gamma_e > 0$). Верхній шар – умовно нестійкий ($\Gamma_e < 0$), 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 $15 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$, яка направлена перпендикулярно 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 ($\Gamma_e < 0$). За декілька годин до явища температура повітря біля поверхні землі ≥ 27 °C, відносна вологість до висоти 7 км $\geq 65\%$. 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 ($T \approx 20$ °C біля поверхні землі), нестійка ($\Gamma_e < 0$) і волога (відносна вологість $\geq 70\%$ 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. 4.5). Якщо конвективних хмар ще немає, то про наявність осередку судять по хмарності з великим значенням показника конвективної нестійкості.

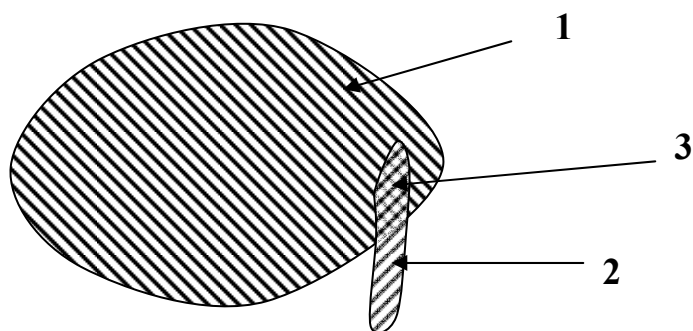


Рис. 4.5. – Схема визначення можливого місця появи смерчу:

- 1 – зона значної нестійкості, де $G_e < 0$ або $I_T(I_B) < 0$ °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 G_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 G_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 по ступеню 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 (Δu_3^{700}) (рис. 4.6а) або залежність висоти рівня конденсації ($H_{кн}$) і позитивної енергії нестійкості ($W_{ен}$) (4.6б).

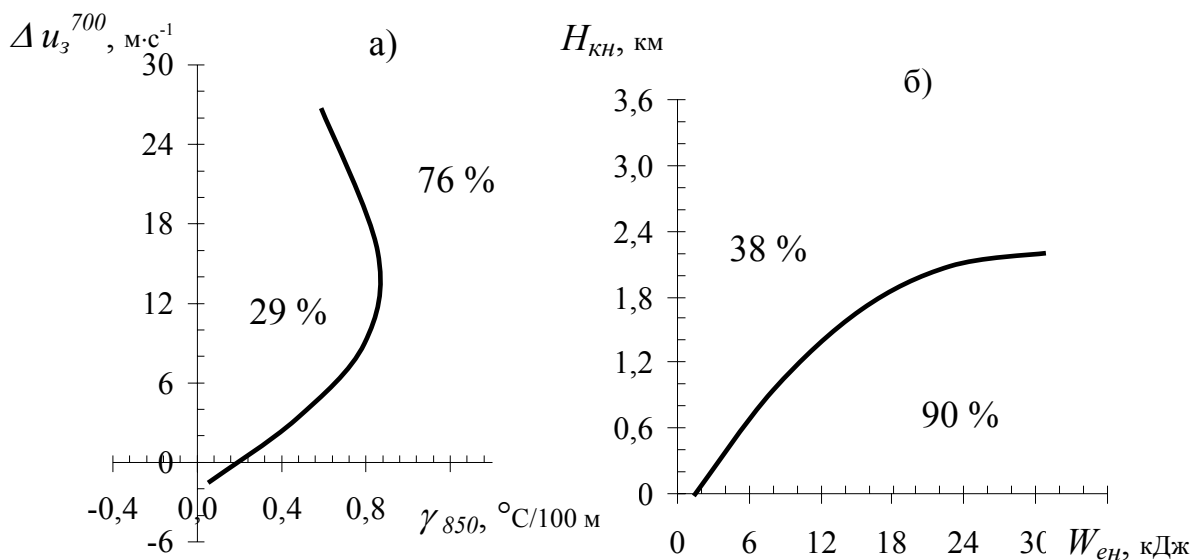


Рис. 4.6 – Імовірність виникнення смерчу залежно від зв'язку: а) вертикального градієнта температури в шарі земля-850 гПа і різниці швидкості вітру на рівні 700 гПа і біля землі (Δu_3^{700}); б) висоти рівня конденсації ($H_{кн}$) і позитивної енергії нестійкості ($W_{ен}$).

Якщо з графічної залежності виходить, що імовірність виникнення смерчу перевищує 50%, то необхідно проводити розрахунок за рівнянням дискримінантної функції:

$$L = 2,26 \Delta H_{KHШ} - 0,65 \sum_{850}^{300} (T' - T) + 22,36 (H_{-10} - H_{KH}) + 3,38 \bar{V}_{1000}^{500} + 3,82 (V_{300} - V_{850}) - 15,94, \quad (4.15)$$

де $\Delta H_{KHШ}$ - потужність конвективно-нестійкого шару; $\sum_{850}^{300} (T' - T)$ - сума відхилень кривої стану від кривої стратифікації на рівнях 850, 700, 500 і 300 гПа; $H_{-10} - H_{KH}$ - різниця висот ізотерми -10°C і рівня конденсації; \bar{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.

Для прогнозу із завчасністю 12 год використовуються дві діагностичні залежності (рис. 4.7 і 4.8).

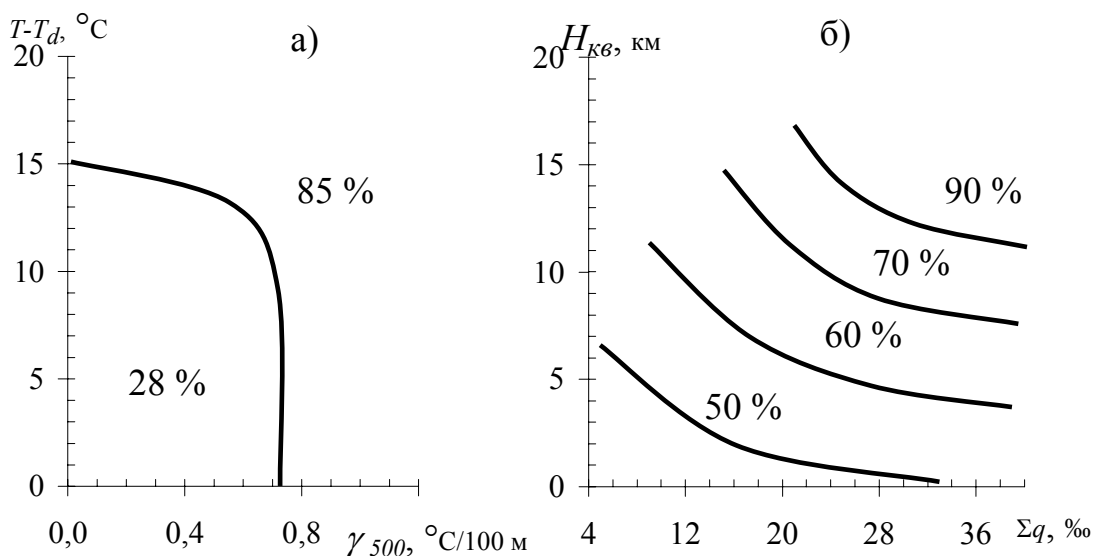


Рис. 4.7 – Імовірність виникнення смерчу залежно від зв'язку: а) вертикального градієнта температури в шарі земля-500 гПа і дефіциту точки роси біля земної поверхні ($T-T_d$); б) висоти верхнього рівня конвекції (H_{K6}) і сумарної величини масової долі водяної пари на ізобаричних поверхнях 850, 700 і 500 гПа (Σq).

Якщо, виходячи з графіків на рис. 4.7, імовірність виникнення смерчу $> 50\%$, то необхідно проводити розрахунок дискримінантної функції:

$$D = 0,44 \Delta P + 5,55 \gamma_{3-850} + 1,15 \Delta H_{KHШ} + 1,40 (V_{300} - V_{850}) - 4,69, \quad (4.16)$$

де ΔP - лапласіан тиску біля поверхні землі, при $r = 300$ по останній синоптичній карті; γ_{3-850} - вертикальний градієнт температури в шарі земля-850 гПа; $\Delta H_{KHШ}$ - потужність конвективно-нестійкого шару; $(V_{300} - V_{850})$ - різниця швидкостей вітру на рівнях ізобаричних поверхонь 300 і 850 гПа.

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 (4.15) складає 85% випадків наявності явища; 84% - відсутності. Для рівняння (4.16) відповідно – 93 і 97%.

Використовувана методика дозволяє оцінити, чи є в атмосфері умови сприятливі для розвитку смерчів.

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?

Вихідні матеріали

1. Дані температурно-вітрового зондування атмосфери.
2. Аерологічна діаграма.
3. Приземні та висотні синоптичні карти.
4. Лист паперу.

Рекомендації щодо виконання роботи

1. Розкодувати дані температурно-вітрового зондування атмосфери за вказівкою викладача.
2. Скласти огляд синоптичних процесів і оцінити можливість виникнення смерчу.
3. Розрахувати параметри C і Γ_e , індекси I_T і I_B та за їх значеннями зробити висновок про рівень нестійкості атмосфери та потенційну небезпеку смерчоутворення.
4. Розрахувати вхідні параметри до дискримінантних функцій L і D , та за допомогою діагностичних рівнянь (4.15) та (4.16) оцінити імовірність формування смерчу.

Методичні вказівки

1. Дані температурно-вітрового зондування атмосфери розкодувати за допомогою коду КН-04 і записати у формі табл. 1.3 (розділ 1).
2. Побудувати криві стратифікації та стану на аерологічній діаграмі.
3. Розрахувати параметри C і G_e , індекси нестійкості атмосфери I_T і I_B та оцінити можливість формування смерчу.
4. Скласти огляд синоптичних процесів і зробити висновок про їх сприятливість до смерчоутворення.
5. Розрахувати вхідні параметри до дискримінантних функцій L і D та заповнити табл. 4.5.

Таблиця 4.5 – Характеристики стану атмосфери, що необхідні для розрахунку функцій L і D

Станція	Строк, СГЧ	ΔP , гПа	γ_{3-850} , °С	$\Delta H_{\text{кнш}}$, гПа	$V_{300}-V_{850}$, м·с ⁻¹	D
	$\Delta H_{\text{кнш}}$, гПа	$\sum_{850}^{300} (T' - T)$, °С	$H_{-10} - H_{\text{кнш}}$, км	\bar{V}_{1000}^{500} , м·с ⁻¹	$V_{300}-V_{850}$, м·с ⁻¹	L

За результатами розрахунків дискримінантних функцій L і D зробити висновок про імовірність формування смерчу із завчасністю 6 та 12 год.

Звітні матеріали

1. Заповнена таблиця за формою табл. 1.3 з розкодованими даними температурно-вітрового зондування атмосфери.
2. Аерологічна діаграма та розрахунки параметрів конвекції і нестійкості атмосфери.
3. Короткий огляд синоптичних процесів з висновком про потенційну смерчонебезпеку (у робочому зошиті).
4. Заповнена табл. 4.5 з розрахованими предикторами до дискримінантних функцій L і D та висновок про імовірність формування смерчу із завчасністю 6 та 12 год.

5 ПРОГНОЗ ТУРБУЛЕНТНОСТІ

Мета роботи: ознайомитися з методами діагнозу та прогнозу зон турбулентності, які викликають бовтанку літаків; набути практичних навиків розпізнавання зон бовтанки за синоптичними умовами по даним температурно-вітрового зондування.

5.1 Основні споживачі прогнозу турбулентності

Серед метеорологічних явищ, які впливають на польоти повітряних суден (ПС) одним із найбільш небезпечних можна назвати атмосферну турбулентність, яка викликає інтенсивну бовтанку літаків, що, в свою чергу, може обумовити серйозну льотну подію. Відомі випадки льотних катастроф, причиною яких була сильна турбулентність.

Абсолютно очевидно, що основним, і, мабуть, єдиним споживачем прогнозів атмосферної турбулентності є *повітряний транспорт*.

Тому в даному розділі, відступаючи від загальної схеми складення практикуму, коротко зупинимось на основних причинах і видах турбулентності.

Основною причиною турбулізації повітряних течій є контрасти в полі вітру і температури, які породжують наступні процеси: тертя повітряного потоку об поверхню землі; деформацію повітряних потоків орографічними перешкодами; процеси хмароутворення, при яких виділяється тепло конденсації і змінюється характер полів температури і вітру; нерівномірне нагрівання різних ділянок підстильної поверхні; взаємодію різних за властивостями повітряних мас, на межі яких чітко виражені горизонтальні градієнти вітру і температури; наявність інверсійних шарів, в яких виникають гравітаційні хвилі, що втрачають за певних умов стійкість.

В атмосфері виникають вихори різних розмірів і орієнтації, що викликано одночасною дією вище перерахованих процесів; причому, одні вихори мають горизонтальну вісь обертання, другі – вертикальну, а треті – похилу.

При класифікації турбулентності, як правило, до уваги беруться не причини її виникнення, а особливості розвитку. Тому, чисто умовно, турбулентність ділять на механічну (орографічну), термічну (конвективну) і динамічну.

Механічна турбулентність є функцією швидкості вітру біля поверхні землі, шорсткості земної поверхні, а також напрямку вітру і гірського хребта.

Термічна турбулентність виникає в атмосфері за рахунок нерівномірного нагрівання земної поверхні або при адвекції холодного повітря на теплу підстильну поверхню.

Динамічна турбулентність утворюється в тих шарах атмосфери, де спостерігаються великі вертикальні і горизонтальні зсуви вітру і температури.

Найбільш небезпечним видом турбулентності, практично завжди несподіваним для екіпажу, є турбулентність ясного неба (ТЯН).

5.2 Синоптичний метод прогнозу атмосферної турбулентності

Суть синоптичних методів прогнозу атмосферної турбулентності, яка викликає бовтанку літаків, полягає в комплексному аналізі приземних карт погоди та карт баричної топографії різних рівнів. Такий аналіз дозволяє визначити характер хмарності, наявність фронтів та їх активність. За допомогою висотних карт визначаються форма та особливості баричного поля, напрям і швидкість вітру на висоті польоту, знак адвекції і вергенції течії.

Не дивлячись на те, що однозначної залежності бовтанки від синоптичного положення не існує, І.Г.Пчелко виявив типічні зони баричного поля, в яких інтенсивна турбулентність зустрічається найбільш часто. Приймаючи за основу баричне поле на висоті 300...200 гПа виділено п'ять типів характерних баричних полів з найбільшою повторюваністю інтенсивної турбулентності (рис. 5.1).

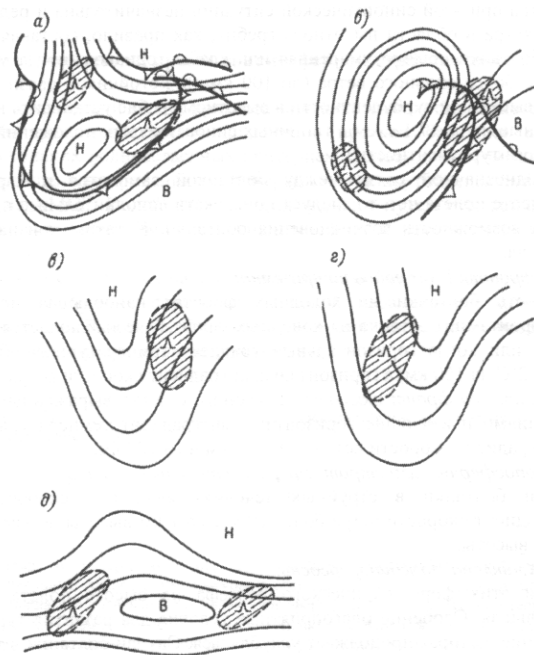


Рис. 5.1 – Розподіл і положення зон бовтанки при різних синоптичних умовах:

а – баричне поле, виражене глибокою улоговиною; б – висотний циклон; в – передня частина улоговини; г – тилова частина улоговини; д – область висотного гребеня.

Перший тип баричного поля (рис. 5.1а) характеризується наявністю глибокої висотної улоговини, в якій виділяється окремий локальний циклон. При цьому типі баричного поля зони найбільш інтенсивної бовтанки літаків, як правило, розміщуються в зоні сильної розбіжності і збіжності ізогіпс. Швидкість вітру в зонах інтенсивної турбулентності складає $100 \dots 150 \text{ км} \cdot \text{год}^{-1}$, а середнє значення бокових (горизонтальних) зсувів вітру, як правило, перевищує $15 \dots 20 \text{ км} \cdot \text{год}^{-1}$ на 100 км . В зоні збіжності ізогіпс межа зони з найбільшою імовірністю бовтанки розміщена безпосередньо від приземної лінії холодного фронту до осі улоговини. При чітко вираженій розбіжності потоку, сильному вітрі та значному зсуві вітру імовірність зустрічі з інтенсивною бовтанкою підвищується.

Другий тип баричного поля, який характеризується висотним циклоном (рис. 5.1б), має дві зони, в яких бовтанка зустрічається найбільш часто. В першій зоні (в тилівій частині циклону) бовтанка, як правило, помірна; швидкість вітру – біля $100 \dots 120 \text{ км} \cdot \text{год}^{-1}$, спостерігається значна збіжність ізогіпс. Друга зона бовтанки (інтенсивність може перевищувати помірну) розміщується в передній частині циклону в зоні сильної розбіжності ізогіпс, великих горизонтальних зсувів вітру (можуть перевищувати $50 \text{ км} \cdot \text{год}^{-1}$ на 100 км) і значних швидкостей вітру ($100 \dots 150 \text{ км} \cdot \text{год}^{-1}$). На приземній синоптичній карті цій зоні відповідає теплий сектор і прилеглі до нього ділянки шириною $100 \dots 200 \text{ км}$ за холодним і попереду теплому фронтів.

Третій тип баричного поля характеризується тим, що бовтанка (помірної інтенсивності) спостерігається в передній частині улоговини, дещо правіше її осі в зоні ізогіпс, що розходяться (рис. 5.1в). Особливо велика імовірність бовтанки тоді, коли поглиблюється улоговина і їй на висотних картах передують гребені. Швидкість вітру при цьому не перевищує $80 \dots 100 \text{ км} \cdot \text{год}^{-1}$, а бокові зсуви вітру незначні.

При *четвертому типі* баричного поля зона підвищеної турбулентності розміщується в тилівій частині улоговини в області збіжності ізогіпс (рис. 5.1г). Швидкість і бокові зсуви вітру складають, відповідно, $80 \dots 100 \text{ км} \cdot \text{год}^{-1}$ і $5 \dots 10 \text{ км} \cdot \text{год}^{-1}$ на 100 км .

П'ятий тип баричного поля, що характеризується підвищеною інтенсивністю бовтанки літаків, визначається висотним гребенем (рис. 5.1д). Імовірність зустрічі з бовтанкою (помірною чи слабкою) в тилівій частині гребеня вища, ніж в передній. Швидкість вітру незначна і рідко перевищує $40 \dots 60 \text{ км} \cdot \text{год}^{-1}$. Бокові зсуви вітру в області гребеня, як правило, складають $10 \dots 15 \text{ км} \cdot \text{год}^{-1}$ на 100 км .

Оскільки однозначного зв'язку між бовтанкою літаків і характером синоптичного положення на висоті польоту немає, то слід залучати додаткові прогностичні ознаки, до яких слід віднести наступні умови:

1. *Холодні фронти I та II роду* на приземній карті. Повторюваність бовтанки на холодних фронтах найбільша в порівнянні з іншими

атмосферними фронтами. Бовтанка на холодних фронтах не спостерігається, якщо вони слабо виражені або горизонтальні градієнти швидкості вітру менші $20 \text{ км}\cdot\text{год}^{-1}$ на 100 км і градієнт температури повітря в області фронтальної зони складає менше $2 \text{ }^\circ\text{C}$ на 100 км , відповідно.

2. *Теплий фронт* або *фронт оклюзії*, які пов'язані з чітко вираженими високотропосферними СТ і які мають горизонтальні градієнти температури більше $2 \text{ }^\circ\text{C}$ на 100 км і швидкість вітру більше $20 \text{ км}\cdot\text{год}^{-1}$ на 100 км .

3. *Високотропосферні або стратосферні СТ*, показниками бовтанки в яких є: швидкість вітру більше $25 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$, вертикальний градієнт швидкості вітру більше $10 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ на 1 км висоти, зміна напрямку вітру більше 15° на 1 км висоти.

4. *Периферії циклону, улоговини, гребеня* обумовлюють найбільшу повторюваність бовтанки літаків на висоті польоту. Особливо сприятливі умови для розвитку турбулентності в улоговині, що поглиблюється. На периферії баричних утворень повторюваність бовтанки літаків значно вища, особливо вона висока на західній і південно-західній частинах циклонів, що поглиблюються, при адвекції холоду і збіжності ізогіпс. При пересіченні висотних циклонів і антициклонів в центральній частині бовтанка спостерігається рідко.

5. *Наявність хмарності* на ешелоні польоту свідчить про більшу імовірність бовтанки літаків, ніж при ясному небі. Так, при наявності хмар вертикального розвитку на ешелоні польоту повторюваність бовтанки становить $90\dots95\%$, St, Sc - 34% , Ns – As – 30% , Ac – 29% , Cs, Cc – 34% .

6. *Адвекція холоду* найбільш часто відмічається при бовтанці.

7. *Значне посилення вітру* на ешелоні польоту. Якщо в якості критерію посилення вітру використовувати зміну швидкості вітру на $10 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ і більше за 6 год , то бовтанка спостерігається в 68% випадків на висотах різкої зміни швидкості вітру; якщо швидкість вітру збільшується на $20 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ і більше за 6 год , то повторюваність бовтанки складає близько 75% . При слабкому вітрі (до $15 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$) на висоті польоту бовтанка може спостерігатися в зонах великих зсувів вітру на циклонічній стороні СТ.

Викладений вище синоптичний метод прогнозу бовтанки літаків є якісним, тому практичний інтерес представляє діагноз і прогноз бовтанки шляхом використання кількісних критеріїв. Найбільшого застосування в авіаційній практиці забезпечення польотів знайшли графічний метод і метод комплексу критеріїв, які детально викладені в «Практикумі з авіаційної метеорології», 2006 р.

5.3 Нестандартні методи прогнозу атмосферної турбулентності

До таких методів прогнозу атмосферної турбулентності, що викликає бовтанку літаків, віднесені такі, які не отримали широкого поширення в

оперативній практиці, однак становлять певний інтерес і прості у використанні.

Прогноз механічної турбулентності. При значному вітрі в шарі тертя значення вертикальних поривів (w), що визивають бовтанку, залежить від швидкості вітру біля поверхні землі (V). Ця залежність для нижнього 500-метрового шару має вигляд:

$$w = kV, \quad (5.1)$$

де k – коефіцієнт, який залежить від характеру земної поверхні (табл. 5.1).

В холодний період року за середнє значення коефіцієнта k можна прийняти величину 0,4.

Таблиця 5.1 - Значення k для різних умов місцевості в теплий період року

Характер поверхні	k	Характер поверхні	k
Оазис в пустелі		Степ з окремими лісовими смугами	
Напівпустеля		Висушене болото	
Лісостепові смуги		Рівний луг і слабо пересічена місцевість	

Інтенсивність бовтанки оцінюється за формулою:

$$\Delta n = 0,06kV, \quad (5.2)$$

де Δn – приріст перевантаження літака в долях g ; 0,06 – коефіцієнт, що відповідає приросту перевантаження сучасних літаків при вертикальному пориві вітру $1 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$; k – коефіцієнт, що дорівнює 0,4 або взятий із табл. 5.1 в залежності від характеру місцевості.

Прогноз термічної турбулентності. При відсутності будь-якого впливу фронтальних розділів або місцевих посилень вітру, які можуть призвести до різкої зміни вертикального розподілу температури і вологості повітря, інтенсивність термічної турбулентності можна оцінити за даними радіозондування. На ешелоні польоту визначається величина ΔT , яка дорівнює різниці температур між кривою стану і кривою стратифікації в шарі до рівня 400 гПа (приблизно 7,2 км). Інтенсивність турбулентності знаходиться по величині ΔT (табл. 5.2).

Таблиця 5.2 – Залежність інтенсивності турбулентності від величини ΔT

$\Delta T, ^\circ\text{C}$	Інтенсивність турбулентності
0...3	Слабка
4...6	Помірна
≥ 7	Сильна

Обмеження методу: він не застосовується при виконанні польотів на висотах 9 000...11 000 м, тобто на рівнях 300...200 гПа.

Прогноз бовтанки в нижній частині граничного шару. Для прогнозу бовтанки в приземному шарі можна використовувати графік (рис. 5.2а), на якому по горизонтальній осі відкладається максимальна швидкість вітру біля землі, на височині ($u_{\text{макс В}}$) в районі аеродрому, а по вертикальній – різниця (за абсолютною величиною) швидкостей вітру на височині і злітно-посадковій смузі (ЗПС) ($u_{\text{макс В}} - u_{\text{ЗПС}}$). Інтенсивність турбулентності позначена відповідними значками: δ^{0-1} – слабка, δ^{2-3} – помірна і сильна.

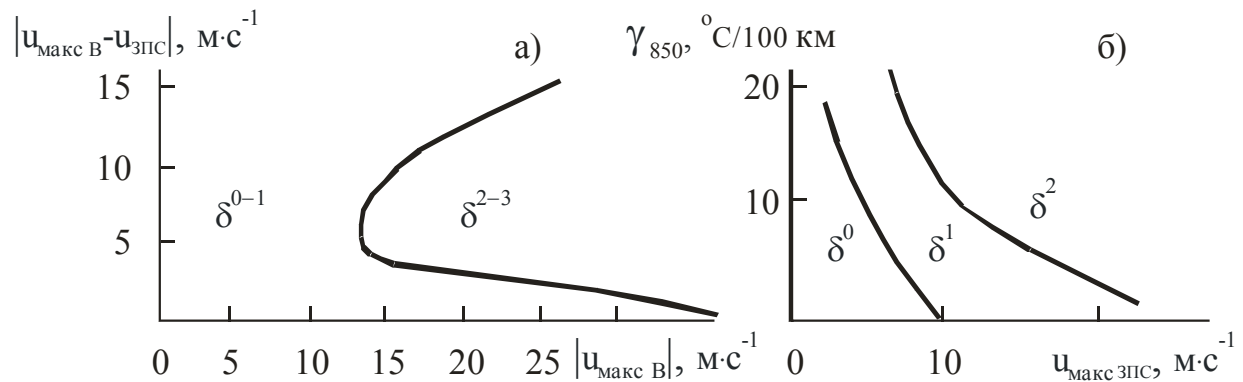


Рис. 5.2 – Графіки для прогнозу бовтанки в нижній частині граничного шару.

Турбулентність в нижньому шарі атмосфери можна визначити за графіком (рис. 5.2б), де по горизонтальній осі відкладена максимальна швидкість вітру на ЗПС ($u_{\text{максЗПС}}$, $\text{м}\cdot\text{с}^{-1}$), а по вертикальній – горизонтальний градієнт температури на рівні 850 гПа (γ_{850} , $^{\circ}/100 \text{ км}$).

Вище розглянуті ті методи атмосферної турбулентності, які в тій чи іншій мірі знайшли практичне застосування і не претендують на вичерпну повноту інформації з даної проблеми. Тим більше, що в наступних розділах даного Практикуму будуть коротко викладені чисельні методи прогнозу турбулентності на низьких і високих рівнях, розроблені у відділі авіаційної метеорології Гідрометцентру Росії.

Контрольні запитання

1. Яка різниця між турбулентністю та бовтанкою?
2. Які методи прогнозу бовтанки літаків використовуються в оперативній практиці?
3. Як оцінюється можливість бовтанки за даними температурно-вітрового зондування атмосфери?
4. В чому полягає суть синоптичного методу діагнозу та прогнозу турбулентності?
5. Як враховується механічна та термічна бовтанка?

Вихідні матеріали

1. Аеросиноптичний матеріал.
2. Дані температурно-вітрового зондування атмосфери (табл. 5.3).

Завдання

1. Виявити та обґрунтувати зони турбулентності.

Звітні матеріали

Аналіз результатів прогнозу бовтанки в зошиті. При цьому вказати:

- імовірність бовтанки;
- ознаки, що обумовлюють бовтанку;
- висоти, на яких бовтанка можлива;
- інтенсивність бовтанки.

Таблиця 5.3 – Дані температурно-вітрового зондування атмосфери

Варіант 1

Нижній Новгород

ТТАА 15001 27553 99000 00057 21005 92701 04350 22008 85359 02734 23008
70993 07958 24013 50549 24760 24025 40711 34560 25034 30897 51160 26041
25013 59360 26038 20151 59158 26027 15333 57758 26020 10595 56360 26015
88231 61160 26033

Варіант 2

Самара

ТТАА 15001 28900 99006 01057 21508 92710 02740 22010 85498 03934 22510
70200 08958 22012 50565 25960 22516 40720 33960 23031 30899 52960 24049
25020 58160 25045 20160 58158 25530 15340 57760 26020 10583 56160 26018
88205 58758 25530

Варіант 3

Москва

ТТАА 15001 27617 99009 01257 21509 92695 01958 21509 85460 02934 22510
70112 07758 23012 50550 24960 23016 40715 34160 23528 30887 51360 24040
25012 59160 25037 20152 59358 25529 15334 57958 26015 10596 56160 26512
88232 61360 26025

Варіант 4

Волгоград

ТТАА 15001 34560 99005 00657 21007 92703 02150 21010 85465 03734 22009
70890 08758 22011 50560 25760 22515 40716 35760 23030 30888 52760 24050
25019 58360 25045 20159 58358 25530 15331 58759 26512 10599 57760 26010
88339 60360 26535

Варіант 5

Санкт-Петербург

ТГАА 15001 26063 99001 00857 21006 92697 01144 21007 85480 02534 22008
70070 07558 22510 50530 24560 23014 40717 34360 23525 30896 51560 24042
25011 59560 25040 20153 59558 25525 15335 57558 26015 10594 56560 26510
88233 61560 26028

Варіант 6

Казань

ТГАА 15001 27595 99004 01857 20504 92700 00758 21006 85506 03534 22506
70050 08558 22008 50532 24160 22512 40714 35560 23024 30899 52560 24040 25018
58560 25040 20158 58558 25525 15332 58558 26015 10598 57560 26008 88238 60560
26534

Варіант 7

Київ

ТГАА 15001 33345 99008 01657 20505 92701 00856 21006 85468 02334 21507
70061 07358 22009 50535 24360 22513 40719 34760 23023 30895 51760 24040 25014
59760 25038 20155 59758 25524 15336 57358 26515 10593 56760 26009 88234 61760
26526

Варіант 8

Харків

ТГАА 15001 34300 99007 01457 21505 92707 01056 22006 85474 03134 22507
70115 08158 23009 50555 25360 23013 40723 35160 24020 30893 52160 24535 25016
58960 25035 20156 58958 25522 15338 58158 26012 10591 57160 26010 88236 60960
26025

Варіант 9

Таллін

ТГАА 15001 26048 99002 00457 21002 92689 01756 21005 85389 02134 22005
70999 07158 22007 50545 25160 22511 40721 34960 23020 30894 51960 24038 25015
59960 25036 20154 59958 25522 15337 57158 26512 10592 56960 26507 88235 61960
26532

Варіант 10

Рига

ТГАА 15001 26422 99003 00257 21003 92699 01356 21005 85500 03334 22008
70120 08358 22010 50540 25560 22515 40712 35360 23026 30892 52360 24041 25017
58760 25040 20157 58758 25528 15339 58358 26515 10597 57360 26010 88236 60760
26028

6 ПРОГНОЗ ОПАДІВ

6.1 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.

6.2 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 год 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. 6.1).

Значень видимості із врахуванням інтенсивності явища, приведених в табл. 6.1, слід дотримуватись при консультації споживачів про фактичну і очікувану погоду.

Нижче наводяться небезпечні стихійні метеорологічні явища, які обумовлюють природні надзвичайні ситуації (НС):

- *дуже сильний дощ, дуже сильні опади* (дощ із снігом) – кількість опадів 50 мм і більше за 12 год і менше; в гірських, селєвих, 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 6.1 – 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 викликати 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 Кримським горам, Донецькому кряжу, а також Волинській, Приазовській та Подільській височинам. Сильна ожеледь веде до аварійних ситуацій на всіх видах транспорту, пошкоджує лінії зв'язку та електропередач. Наприклад, на протязі дев'яти днів листопада 2000 р. сильна ожеледь спаралізувала 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 розламані 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 викликає 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. Біля 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 Черемошу, Дністра, Тиси, Прута. 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 обсягом снігових лавин до 300 тис. куб. м. Лавини викликають засипання снігом транспортних магістралей, руйнування будинків, ліній електропередач тощо.

6.3 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 наступні види опадів.

Мрячні опади (мряка) випадають, як правило, із шаруватих або шарувато-купчастих хмар; вони характерні для теплої повітряної маси теплового сектора циклону. Іноді ці опади можуть спостерігатися в зоні теплового 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, частіш за все, в зоні теплих фронтів (хоча можуть відмічатися в зоні будь-якого фронту), з переривами або безперервно, досить тривалий час (до декількох діб підряд). Краплі дощу мають діаметр більше 0,5 мм, а розміри сніжинок і лапатоного снігу такі ж, як і при снігопаді.

Злизові опади пов'язані з купчасто-дощовою хмарністю і являють собою великі краплі дощу, лапятий 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; ріст 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 наступній 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 $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ відносно верхньої межі хмар, що викликано можливістю утворення твердої фази при температурі $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ і нижче та виникненням облогових опадів.

В теперішній 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, так як 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 $0\text{ }^{\circ}\text{C}$. Емпірично встановлено, що при висоті нульової ізотерми ($H_{0,^{\circ}\text{C}}$) більше 500 м і температурі (T) в приземному шарі вище $3\text{ }^{\circ}\text{C}$, випадає дощ; при $H_{0,^{\circ}\text{C}} < 500\text{ м}$ і $T < 3\text{ }^{\circ}\text{C}$ – сніг або мокрий сніг.

6.4 Прогноз зливових, облогових опадів та мряки

Прогноз зливових опадів тісно пов'язаний з прогнозом конвективної хмарності та гроз (розділ 4). Загальними метеорологічними умовами, при яких утворюються зливі опади, є: велика вологість повітря ($> 7\text{ }^{\circ}\text{‰}$) в приземному шарі та на висотах, невеликі значення дефіциту точки роси (не більше $3\text{...}5\text{ }^{\circ}\text{C}$), значні вертикальні градієнти температури, що перевищують вологадіабатичний 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 Є.М. Орлової, в якому кількість зливових опадів $Q_{зл}$ знаходиться за формулою:

$$Q_{зл} = I_{зл} t_{зл}, \quad (6.1)$$

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:

$$I_{зл} = 1,5\Delta q_{850} + 3,0\Delta q_{700}. \quad (6.2)$$

В (6.2) Δq – зміна масової частки водяної пари (‰) при підйомі повітря з відповідних ізобаричних поверхонь (850 і 700 гПа) на величину середньої вертикальної швидкості конвективних токів \bar{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:

$$t_{зл} = \frac{k\bar{L}_{1000-850}}{\bar{V}}, \quad (6.3)$$

де k – безрозмірний параметр, що характеризує щільність розподілу конвективних течій у купчасто-дощовій хмарі; $\bar{L}_{1000-850}$ середня довжина траєкторії в шарі 1000...850 гПа за інтервал часу t_k проходження через пункт (територію) конвективних хмар; \bar{V} – середня швидкість зміщення хмар, яка дорівнює середній швидкості вітру для траєкторії повітряних часток 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.

В оперативній практиці найбільше поширення отримав синоптичний метод прогнозу як зливових, так і облогових, і мрячних опадів (див. «Практикум з синоптичної метеорології»).

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 теплового вологого повітря, що поширюється до значних висот і охоплює великі території. Зони облогових опадів тісно пов’язані з адвекцією теплового повітря і співпадають з зонами падіння тиску біля землі.

Найбільш сприятливими для утворення облогових опадів є наступні 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 із-за відсутності 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, так як вони прості у використанні і не освітлені в раніше виданих «Практикумах».

Графічний метод О.С. Зверева (рис. 6.1 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 ($H_{\text{нмх}}$, км).

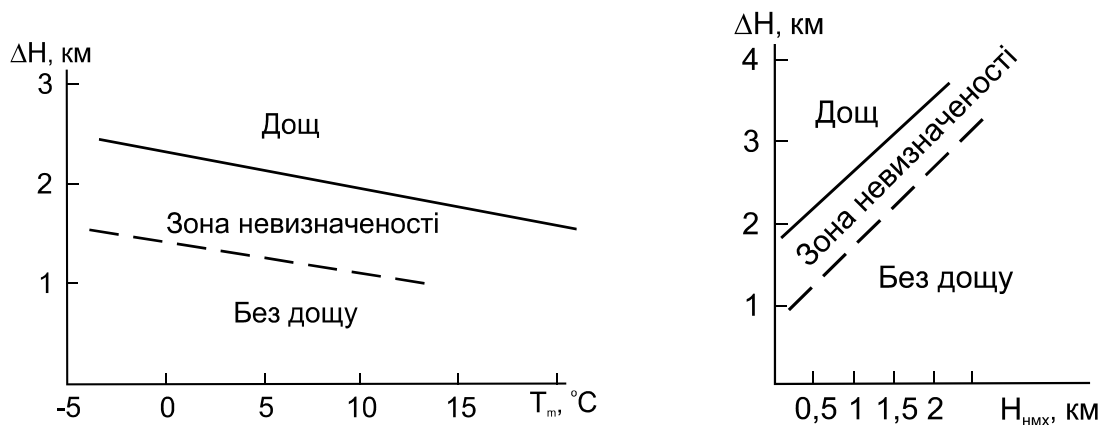


Рис. 6.1 – Графік для оцінки можливості випадіння дощу за потужністю хмар і: а) середньою температурою хмарного шару (T_m), б) висотою їх нижньої межі ($H_{\text{нмх}}$).

В перехідні сезони року, а на півдні країни і взимку, дуже важливо визначити фазовий стан опадів. Для цього прогнозу використовується графік (рис. 6.2), 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 вимагає додаткових пояснень.

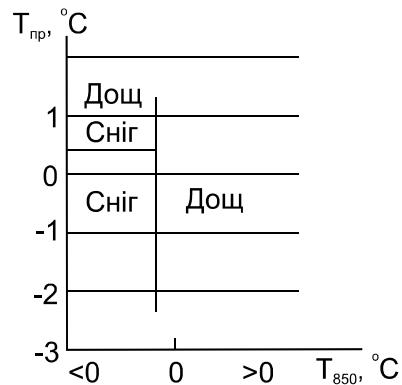


Рис. 6.2 – Графік для визначення фазового стану опадів.

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 приходить 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. 6.3).

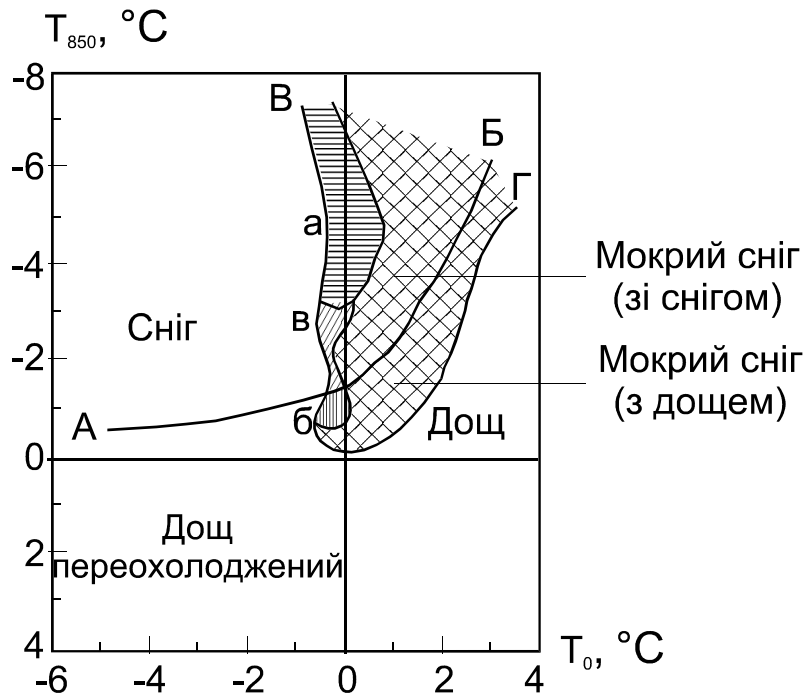


Рис. 6.3 - Емпірична номограма для прогнозу фазового стану фронтальних опадів;
а, б, в – зони відкладення мокрого снігу.

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. 6.3) 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 ґрунтується 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 значень відкладень мокрого снігу (рис. 6.4).

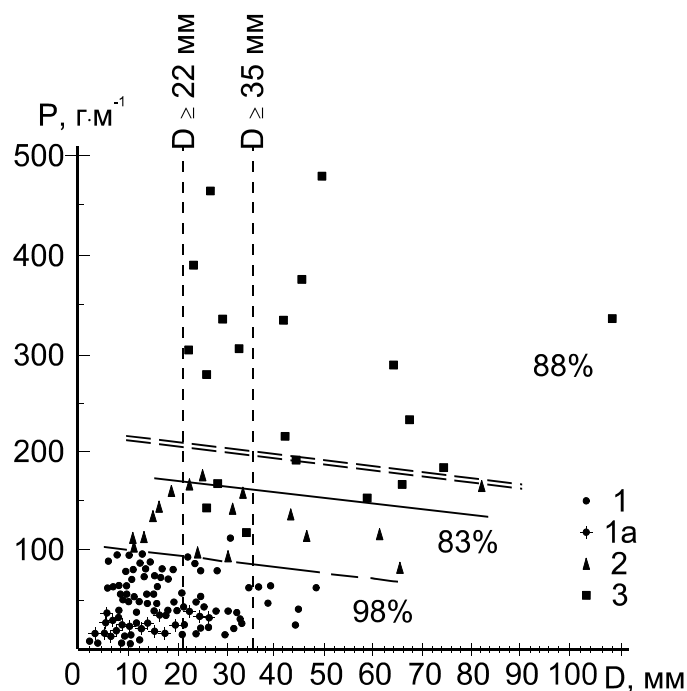


Рис. 6.4 – Залежність пошкоджень повітряних ліній зв'язку та електропередач від діаметра (D) і ваги (P) відкладень мокрого снігу.

1, 1a – зона без пошкоджень (1a – група точок з близькими значеннями параметрів); 2 – провисання дротів; 3 – обриви дротів, поломка опор, дерев та інше.

По осі абсцис відкладені значення великого діаметру (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·с⁻¹ мокрий сніг починає

здуватися і його накопичення уповільнюється. Однак у 6% випадків відкладення мокрого снігу проходило при швидкості вітру $10 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ і більше.

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?

6.5 Прогноз ожеледі та ожеледиці

Мета роботи: вивчити методи діагнозу і прогнозу ожеледі та ожеледиці; набути практичних навиків розпізнавання можливості виникнення цих небезпечних явищ.

Аварії, що відбуваються на сучасних лініях зв'язку та електропередач із-за ожеледно-паморозевих явищ, наносять колосальний збиток 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 тяжкістю 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), так як трава, вкрита кіркою льоду, стає недоступною для тварин, що призводить до виснаження, а іноді і загибелі худоби.

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 ($0,6 \dots 0,9 \text{ г}\cdot\text{см}^{-3}$), а його маса на 1 м погонної довжини ожеледного станка коливається від

декількох грам до 400...500 г. Найменша щільність у кристалічній 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 отримано 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 у році. На підвищених місцях (райони Хібінських гір, Північного Кавказу, Донецького кряжу, Середньо-Руської височини та Українських Карпат) спостерігається збільшення її повторюваності до 40...50 днів у році. З підняттям у гори збільшується повторюваність та інтенсивність ожеледно-паморозевих явищ. Це відбувається по-різному в залежності від орієнтовки схилів по відношенню до вітрів, що несуть вологу, але до визначеної висоти. Так, на північних схилах Великого Кавказу, більш схильних до утворення ожеледі із-за впливу 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 відрізнятись 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 по території, що досліджується.

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 його виникнення, - наявності 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 перетнутої 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.). На 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 предмету, 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·с⁻¹ одночасно відбувається збільшення діаметру відкладення атмосферного льоду. При швидкості більше 12 м·с⁻¹ інтенсивність наростання зменшується (при таких швидкостях вітру краплі переохолодженого дощу не встигають замерзнути на дротах і несуться потоком повітря).

Як показали спостереження спеціальних ожеледних станцій (П'ятигорськ, Бугульма та ін.), із збільшенням висоти підвіски 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 зволжених 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 його відкладення в 25...50 мм - 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 памороззю 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 його 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 доводиться на відносну вологість в межах 94...100%). Сумарний дефіцит точки роси в шарі земля - 850 гПа складає 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 памороззю, 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, складає близько 100...150 км. Теплі фронти, що обумовлюють ожеледі, майже завжди виразно виражені в нижньому двох-трьох кілометровому шарі, хмарність в їх зоні звичайно багат шарова 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, що поступає на Східну Європу по південній периферії циклонів, що проходять по півночі; у південному потоці теплого повітря, що 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

оохолодження, але вони носять одиничний характер, розміри їх відкладень незначні.

Синоптичні процеси, які викликають утворення ожеледі на території України, можна розділити на 4 основні групи, що 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 викликають, як правило, значні відкладення ожеледі, охоплюючи більшу частину півдня України. Вони часто супроводжуються сильним вітром і викликають 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. Ягудиним (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 (H_{1000}^{850}) та імовірністю утворення ожеледі. В цьому випадку:

$$(H_{1000}^{850})_{np} = (H_{1000}^{850})_{вих} + (\Delta H_{1000}^{850})_a + (\Delta H_{1000}^{850})_{mp},$$

де $(H_{1000}^{850})_{вих}$, $(\Delta H_{1000}^{850})_a$, $(\Delta H_{1000}^{850})_{mp}$ - вихідні значення, адвективні і трансформаційні зміни H_{1000}^{850} , відповідно.

Імовірність відкладення ожеледі визначають за допомогою графіка (рис. 6.5), додатково враховуючи наступні умови: при значенні H_{1000}^{850} , що дорівнює 130...132 гп.дам, ожеледь слід чекати, якщо на рівні 850 гПа прогностична температура буде ≥ 1 °C 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.

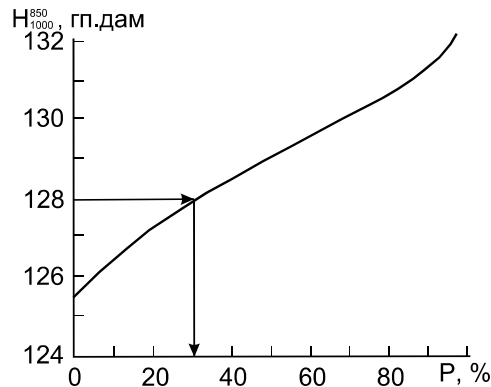


Рис. 6.5 – Графік для прогнозу імовірності утворення ожеледі.

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. 6.6).

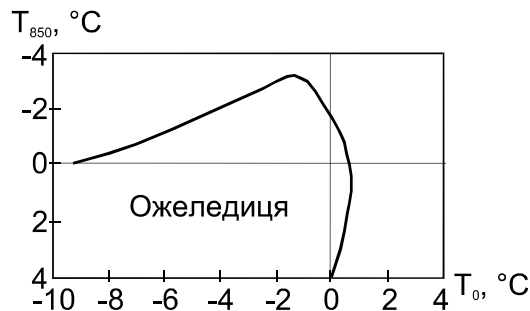


Рис. 6.6 – Залежність формування фронтальної ожеледі від значень T_0 і T_{850} .

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 прогноуються 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. 6.7 поділяють всю площину на зони з різною імовірністю виникнення ожеледі.

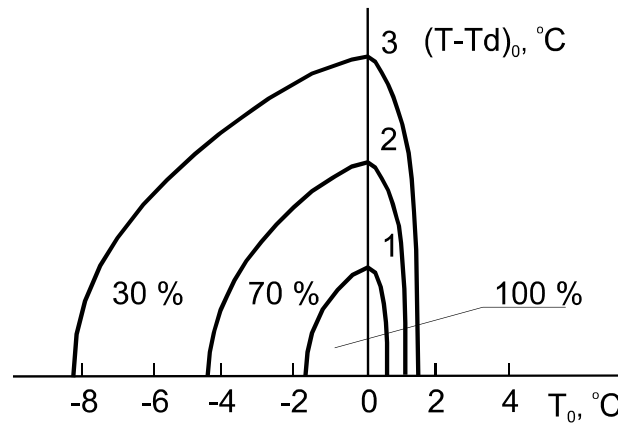


Рис. 6.7 – Графік для визначення імовірності виникнення ожеледі.

В основі методу прогнозу ожеледі Р.А. Ягудина покладена залежність утворення ожеледі від температури повітря біля поверхні землі і на рівні АТ-850 гПа, а також висоти ізотерми $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$, 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 часток на момент, коли очікується проходження зони теплового 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 $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$.

3. За допомогою розрахункових методів визначається температура T_3 біля поверхні землі в пункті на період прогнозу.

4. За вихідними значеннями T_{850} і T_3 за допомогою прогностичного графіка (рис. 6.8а) встановлюється можливість утворення ожеледі. В прогнозі ожеледь вказується у тому випадку, якщо точка з вихідними координатами T_{850} і T_3 попадає в зону «ожеледь».

Передбачувана інтенсивність ожеледі оцінюється за графіком (рис. 6.8б). При цьому використовується прогностична температура T_3 біля

поверхні землі і висота ізотерми $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ (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.

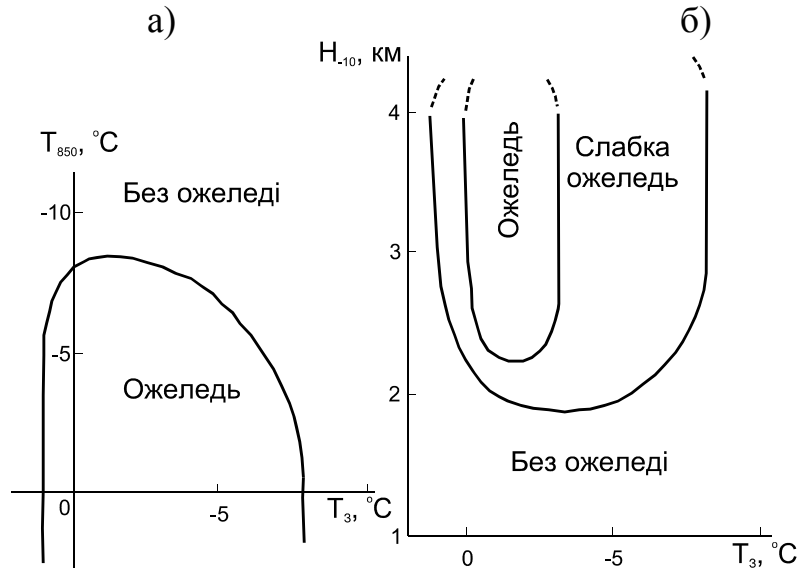


Рис. 6.8 – Графіки для прогнозу ожеледі.

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. 6.9).

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 рахувати значення $D \geq 10$ мм (без врахування товщини дроту) при $P \geq 70 \dots 90$ г/м.

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 – 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 затрудняє роботу авіації. Особлива увага приділяється відкладенню льоду на шосейних дорогах, що викликає 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%).

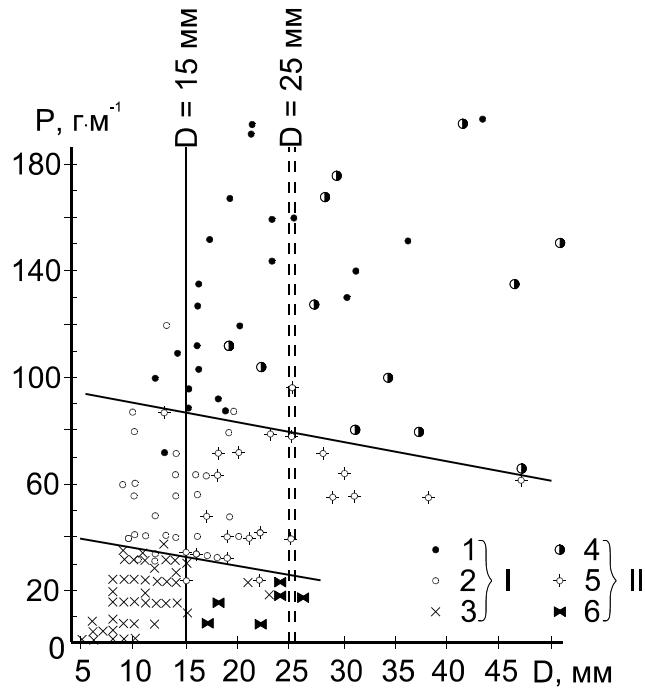


Рис. 6.9 – Залежність пошкоджень ліній зв'язку і електропередач від діаметру (D) і ваги (P) відкладень ожеледі (I) і поєднання ожеледі з зернистою памороззю (II).

- 1, 4 – обриви проводів, поломка їх опор, дерев;
- 2, 5 – провисання проводів (вібрація, скручування);
- 3, 6 – пошкодження відсутні.

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 ($T_{\text{п}} < 0 \text{ } ^\circ\text{C}$) і ґрунту ($T_{\text{г}} < 0 \text{ } ^\circ\text{C}$) – 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 ($T_{\text{п}} > 0 \text{ } ^\circ\text{C}$) і від'ємній на ґрунті ($T_{\text{г}} < 0 \text{ } ^\circ\text{C}$) – замерзання крапель дощу або мряки відбувається на охолодженому дорожньому покритті за рахунок температурної інерції дороги з твердим покриттям (шар асфальту, бетонні плити, буліжник 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 ($T_n < 0 \text{ }^\circ\text{C}$, $T_r < 0 \text{ }^\circ\text{C}$) – шар щільного прозорого льоду склоподібної будови з гладкою поверхнею залягає не суцільним шаром, а у знижених місцях.

4. Заледенілий мокрий сніг ($T_n < 0 \text{ }^\circ\text{C}$, $T_r < 0 \text{ }^\circ\text{C}$) – 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 ($T_n \geq 0 \text{ }^\circ\text{C}$, $T_r < 0 \text{ }^\circ\text{C}$) – намерзання крапель густого туману на охолодженій підстильній поверхні на початку відлиги у вигляді білястої льодяної кірки з шорсткою поверхнею.

6. Зерниста паморозь ($T_n \leq 0 \text{ }^\circ\text{C}$, $T_r < 0 \text{ }^\circ\text{C}$) – намерзання крапель переохолодженого туману на охолодженій підстильній поверхні (густих туман при невеликому морозі з вітром). На дорожньому покритті утворюється крихка, пориста, матова кірка зернистої будови з шорсткою поверхнею.

7. Сніговий накат ($T_n \leq 0 \text{ }^\circ\text{C}$, $T_r < 0 \text{ }^\circ\text{C}$) – ущільнення автотранспортом вологого снігу, який щойно випав. На дорогах утворюється спресований шар снігу з нерівною поверхнею.

8. Сніг, що тане ($T_n \geq 0 \text{ }^\circ\text{C}$, $T_r \geq 0 \text{ }^\circ\text{C}$) – 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 теплого 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. 6.10.

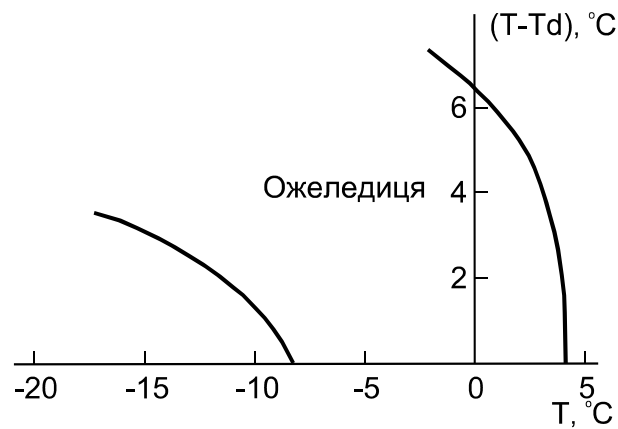


Рис. 6.10 – Графік для прогнозу ожеледиці.

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 ступеню її небезпеки необхідно додатково враховувати наступне:

а) при випадінні дощу, переохолодженого або «теплого» (при $T_r < 0$ °C), формується гладка поверхня льодяної кірки у тих випадках, коли температура повітря знаходиться в інтервалі від +3 до -2 °C; при температурі повітря нижче -2 °C структура відкладень, навіть при дощі, змінюється в сторону переважання зернистої поверхні;

б) при випадінні мряки до температури повітря -1 °C переважають випадки з гладким льодом, при більш низьких температурах – зерниста або шорстка поверхня;

в) при наявності туману, переохолодженого або «теплого» (при $T_r < 0$ °C) 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.Ягудина? Дати порівняльну оцінку можливості її практичного застосування.

Завдання

Дати прогноз ожеледі для Одеси і ряду інших пунктів України (за вказівкою викладача).

Вихідні матеріали

1. Приземні карти погоди та баричної топографії за 00 СГЧ поточної доби (вихідний строк) та за попередню добу.
2. Кільцеві карти погоди.
3. Прогностичні приземні та висотні карти погоди.

Методичні вказівки щодо прогнозу фронтальної ожеледі

1. Визначити положення фронту і зону пов'язаних з ним облогових опадів;

2. Для вказаного району і періоду часу розрахувати прогностичне значення температури повітря біля земної поверхні (T_0) і на рівні 850 гПа (T_{850}).

Якщо при прогнозі погоди для пункту період випадіння фронтальних опадів очікується невеликим (не більше 2...3 год), то прогностичні значення T_0 і T_{850} знаходяться приблизно для середини цього періоду. У випадку більш тривалого періоду очікуваних опадів розрахунок температури повинен проводитися не менше ніж для двох строків, наприклад, для початку і кінця періоду очікуваних опадів або для початку, середини і кінця цього періоду.

3. Розрахунок прогностичних значень T_0 і T_{850} проводиться для багатьох точок в зоні очікуваних облогових опадів, якщо необхідно оцінити просторові межі смуги можливого утворення ожеледі.

4. За графіком (рис. 6.6) робиться висновок про прогноз ожеледі.

Методичні вказівки щодо прогнозу внутрішньомасової ожеледі

Для оцінки імовірності утворення ожеледі через 24 год за графіком (рис. 6.5) необхідно:

1. Дати прогноз адвективної і трансформаційної зміни H_{1000}^{850} . Адвективне значення H_{1000}^{850} визначається шляхом переносу поля ізогіпс по осередненій між рівнями 1000 і 850 гПа траєкторії. Для розрахунку трансформаційних змін H_{1000}^{850} спочатку визначається трансформаційна зміна температури біля поверхні землі (без добового ходу) і на ізобаричній поверхні 850 гПа (за графіком для розрахунку ΔT_{mp} на ізобаричних поверхнях 850, 700 і 500 гПа в холодне півріччя).

2. По осередненому на вказаних вище рівнях значенню трансформаційної (за 24 год) зміни температури ΔT_{mp} за формулою

$$\Delta H_{1000}^{850} = 0,47 \Delta T_{mp}$$

розраховується трансформаційна зміна геопотенціалу H_{1000}^{850} .

3. Визначається очікуване через 24 год значення H_{1000}^{850} :

$$\left(H_{1000}^{850} \right)_{np} = \left(H_{1000}^{850} \right)_{вих} + \left(\Delta H_{1000}^{850} \right)_{mp}$$

Звітні матеріали

1. Аналіз синоптичних умов виникнення ожеледі.
2. Текст прогнозу ожеледі по окремих пунктах (у робочому зошиті).

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 складає 350 км, а мінімальне може не перевищувати декількох метрів.

Видимість залежить від розмірів і форми предметів, освітленості, кольору і яскравості фону та предмету, а також прозорості атмосфери. Куткові розміри предмету 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 проєктуються 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 частіш за все 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 кутковими 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. 6.1, в якій видимість пов'язана з візуальною оцінкою інтенсивності конкретного метеорологічного явища.

Видимість здійснює вплив на роботу *всіх видів транспорту, особливо авіації*.

Напряму від видимості залежить *робота будівельників і комунальних служб*. На інші галузі народного господарства видимість впливає непрямым чином, так як обмежена видимість практично завжди спостерігається при наявності небезпечного або стихійного метеорологічного явища, що 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 може бути викликано, так званими, вологими або сухими процесами. Вологі процеси супроводжуються підвищенням відносної вологості повітря в приземному шарі при стійкій стратифікації атмосфери; чим вище 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% - біля 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, $\text{м}\cdot\text{с}^{-1}$	Вертикальний градієнт температури, γ $^{\circ}\text{C}/100$ 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 $5 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$; на навітряних схилах височин вона відмічається при значних швидкостях, іноді до $10...12 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ і навіть більше. На рівнинній місцевості погіршена видимість може спостерігатися при великих швидкостях вітру (до $10...12 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$) за умови, що посилення вітру супроводжується адвекцією повітря з малими значеннями дефіциту точки роси ($T - T_d$) при відносно великих значеннях точки роси (відносна вологість не менше 90%, $(T - T_d) \leq 1$ $^{\circ}\text{C}$). При відсутності помітного збільшення T_d 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 слабо, 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 вологадіабатичних 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:

$$S_m = 2,3 \cdot 10^4 r/q, \quad (7.1)$$

де q – водність туману, $\text{г}\cdot\text{м}^{-3}$.

За однакової водності видимість буде менше при наявності крапель меншого розміру (рис. 7.1).

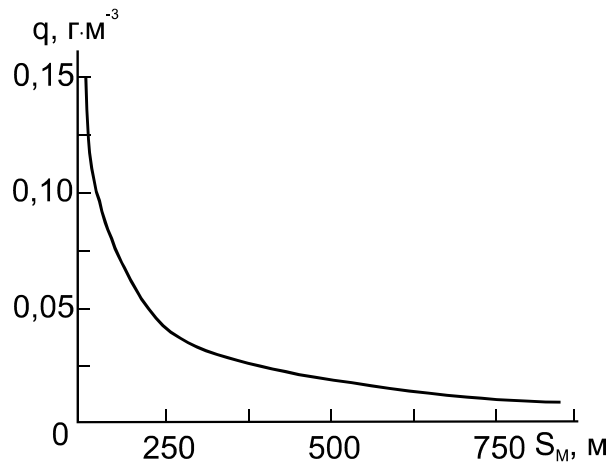


Рис. 7.1 – Залежність видимості в тумані від його водності для центральних районів Східної Європи і України.

Якщо в (7.1) підставити середнє значення радіусу крапель в тумані, що дорівнює $5 \cdot 10^{-4}$ см, то цей вираз прийме більш простий вигляд:

$$S_m = 11,5/q . \quad (7.2)$$

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 висновком 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:

$$S_m = 60q^{-0,5} , \quad (7.3)$$

де q можна визначити із виразу:

$$q = 3 \cdot 10^{-4}(T_T)^2 + 1,2 \cdot 10^{-2}(T_T) + 0,14.$$

Отже, визначивши температуру туманоутворення (T_T), можна знайти видимість в тумані.

Для прогнозу видимості в радіаційному тумані може бути використана інша прогностична величина – нічне зниження температури повітря, тобто мінімальна температура $T_{\text{мін}}$. По значенню точки роси T_d за 18...19 год і прогностичній $T_{\text{мін}}$ визначається величина $\Delta T_d = T_d - T_{\text{мін}}$, а потім за номограмою (рис. 7.2) розраховується видимість в тумані.

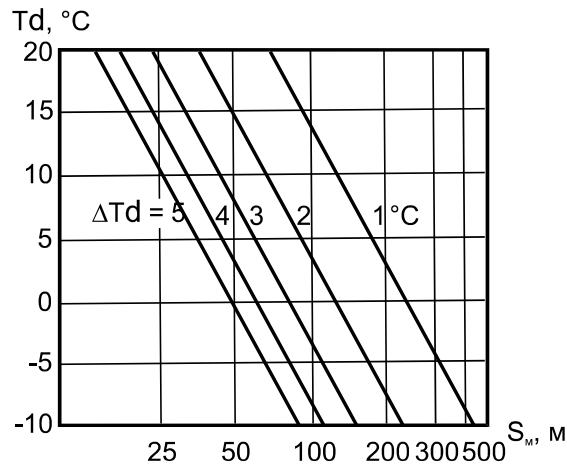


Рис. 7.2 – Номограма для визначення мінімальної метеорологічної видимості (S_M) в тумані по значенню T_d та її зниженню на протязі ночі ΔT_d (похилі лінії).

Після сходу Сонця видимість в радіаційному тумані починає покращуватись, але не завжди плавно. По мірі 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 складає 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.

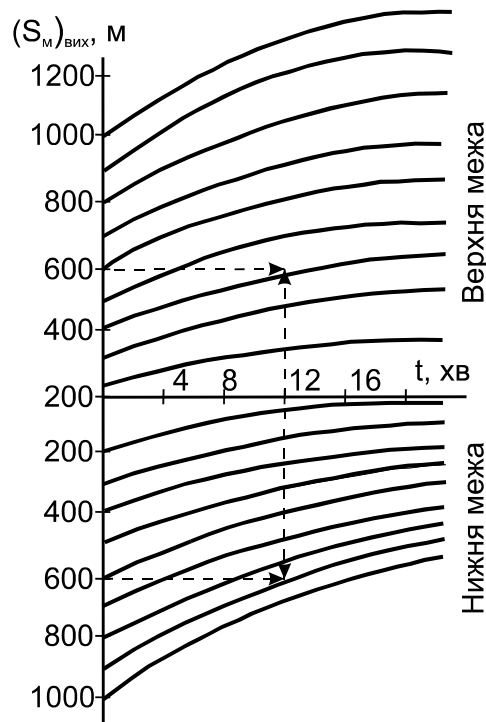


Рис. 7.3 – Графік для визначення можливих меж коливань видимості на протязі інтервалів від 4 до 20 хв із забезпеченістю 80%.

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 відкладений горизонтальний градієнт точки роси $\Delta T_d/\Delta S$, 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 складає 68%; крива 1 окреслює зону, де імовірність туману з видимістю < 1000 м дорівнює 52%; за межами зони, окресленої кривою 2, імовірність відсутності туману ($S_m < 1000$ 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.

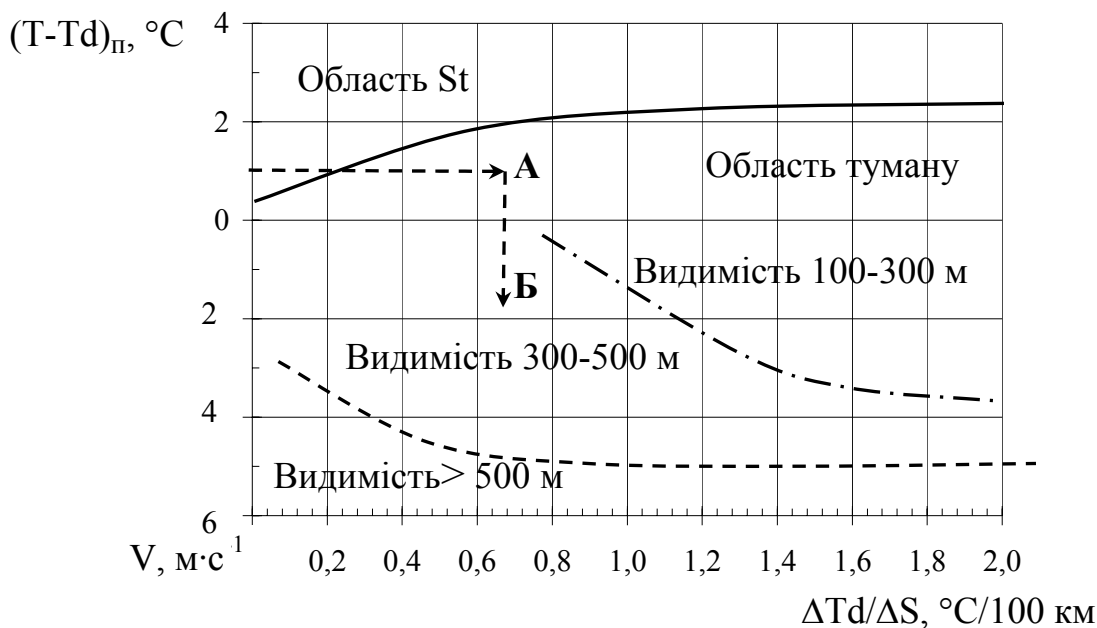


Рис. 7.4 – Комплексний графік для прогнозу адвективного туману та видимості в ньому.

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_ϕ до швидкості градієнтного вітру V_{gr} , а на осі абсцис - V_ϕ . Відношення V_ϕ/V_{gr}

характеризує стратифікацію граничного шару атмосфери: при стійкій стратифікації V_{ϕ}/V_{gr} незначне (менше 0,3...0,4), а при $\gamma \approx 1 \text{ } ^\circ\text{C}/100 \text{ м}$ - $V_{\phi}/V_{gr} = 0,7...0,8$.

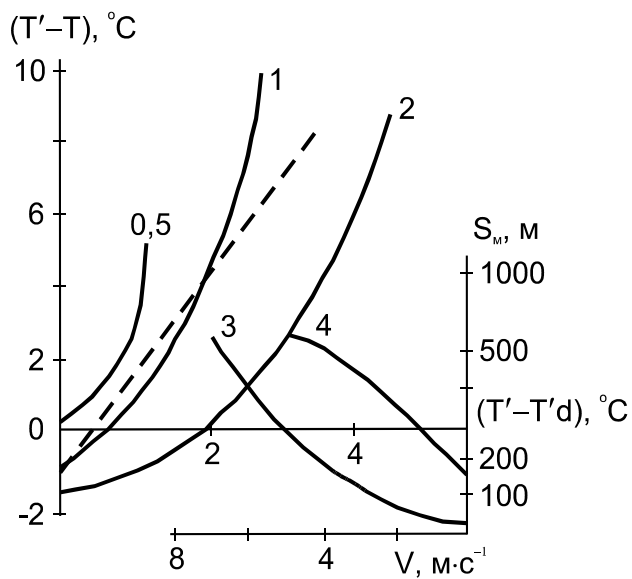


Рис. 7.5 – Номограма для прогнозу туману і низьких хмар (І.В. Кошеленко).

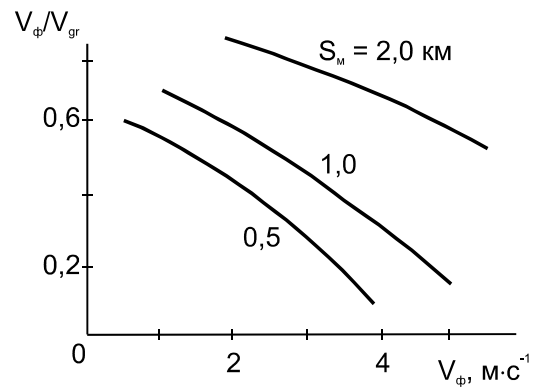


Рис. 7.6 – Допоміжний графік для прогнозу видимості в тумані (І.В. Кошеленко).

Для прогнозу туману і видимості в ньому багато методів, наприклад Б.В.Кирюхіна для радіаційного і Л.А.Ключникової – адвективного туману, використовують суміщені графіки.

В реальних умовах видимість в тумані може значно відрізнятись 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_M) і вертикальною (S_B) видимістю (рис. 7.7).

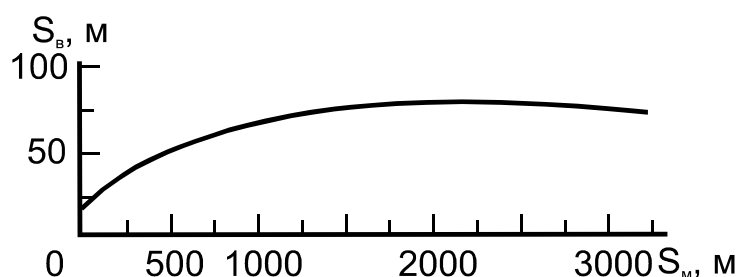


Рис. 7.7 - Графік залежності метеорологічної (S_M) і вертикальної видимості (S_B) при тумані (серпанку).

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 ($\pm 2 \dots 3$ год від моменту сходу Сонця). Після сходу Сонця по мірі 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. До прогнозу видимості у дощі можна приступати при наявності чисельного прогнозу кількості опадів за певний проміжок часу.

При наявності даних про інтенсивність дощу метеорологічну дальність видимості можна розрахувати за формулою

$$S_M = 13,6 J_d^{-0,71},$$

де J_d - інтенсивність дощу, $\text{мм}\cdot\text{год}^{-1}$.

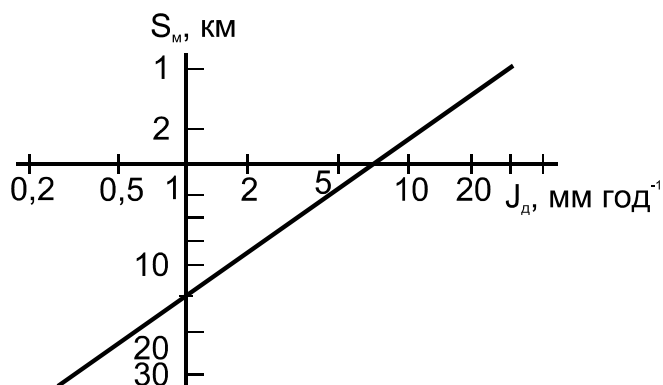


Рис. 7.8 - Залежність метеорологічної видимості S_M від інтенсивності дощу.

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.

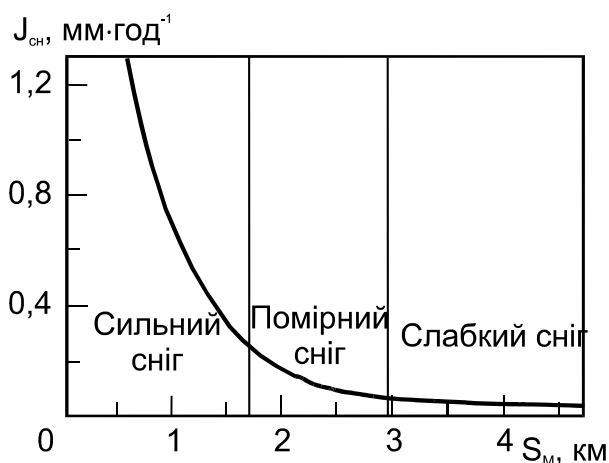


Рис. 7.9 - Залежність метеорологічної видимості від інтенсивності снігопаду при слабкому вітрі.

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.

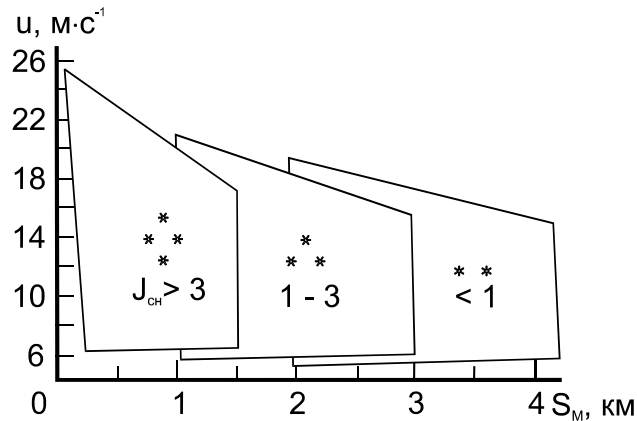


Рис. 7.10 - Залежність метеорологічної видимості від інтенсивності снігопаду $J_{\text{сн}}$ (мм/12 год) при сильному вітрі.

Контрольні запитання

1. Що таке метеорологічна дальність видимості?
2. Які причини приводять 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

Мета роботи: вивчити метеорологічні та синоптичні умови виникнення хуртовин в Україні; набути практичних навиків у прогнозуванні хуртовин та видимості в них.

Особливості просторово-часового розподілу хуртовин. До числа атмосферних явищ, які наносять великі збитки господарству нашої країни, відносяться хуртовини. Супроводжуючись сильним вітром, випадінням і переносом снігу, вони визивають снігові замети, в результаті чого порушується регулярний рух транспорту; створюють 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, зима 1986-87 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 $7 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$);

- *низова хуртовина* – перенос сухого снігу, що випав раніше, і підіймається сильним вітром ($10\dots 12 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$) 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 $5 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ (при значному посиленні вітру він звичайно переходить в низову хуртовину).

Перенос вітром снігу з частинками ґрунту представляє своєрідну комбінацію хуртовини з пиловою бурею і викликає найбільш тяжку форму заметів транспортних магістралей. Тому при прогнозі хуртовин також необхідно приймати до уваги не тільки стан снігового покриву, але і оголених ділянок ґрунту.

Згідно Наставлянням і Положенням до небезпечних відносяться хуртовини тривалістю 3 год і більше при швидкості вітру (хоча б в один із строків спостережень під час хуртовини) до $10 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ і більше.

До стихійних метеорологічних явищ відносяться сильні хуртовини, які зберігаються на протязі дня і ночі (але не більше 6 год) при переважній швидкості вітру $15 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ і більше, а для побереж арктичних та далекосхідних морів $25 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ 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 (ступеню 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 по мірі 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 в 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 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 частіш за все 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 привалах 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.

Розрахунки середньої тривалості хуртовин показують, що її річний хід аналогічний такому для числа днів. 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 долей 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 із 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) може перевищувати 600 м³/п.м, у центрі – 200...300, а у північно-західних і південно-західних районах вони менші 100 м³/п.м.

Повторюваність і тривалість хуртовин залежить, крім великомасштабних атмосферних процесів, у більшій мірі від особливостей орографії місцевості (висоти місця, ступеню його захищеності по відношенню до хуртовинних вітрів і лісистості). Так, на 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.

Хуртовини викликають 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 різноманітні її рельєфу відмічаються великі відмінності в частоті появи хуртовин і їх тривалості.

У цілях 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 ступеню 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 по території, що досліджується. Так, на відкритих підвищених місцях та їх навітрянних 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 (із-за великих баричних градієнтів) 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 спричиняють великий збиток господарству країни (зима 1986...87 рр. та інші). Синоптичні умови при небезпечних і стихійних хуртовинах на 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 наступного.

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 теплового гребеня, направлено 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 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 частіш за все виникали при виході південних циклонів (III тип, близько 40% випадків), то на півночі і сході України вони найбільш часті на периферії стаціонуєчих 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 $28 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$). 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 наступний 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 малоімовірне. 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 незамкнених 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 приймається 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 (ІІІ). Зона ІІ є перехідною. Наприклад, якщо точка на обох графіках *a* і *b* попадає в зону ІІІ, то слід очікувати просто хуртовину.

а)

б)

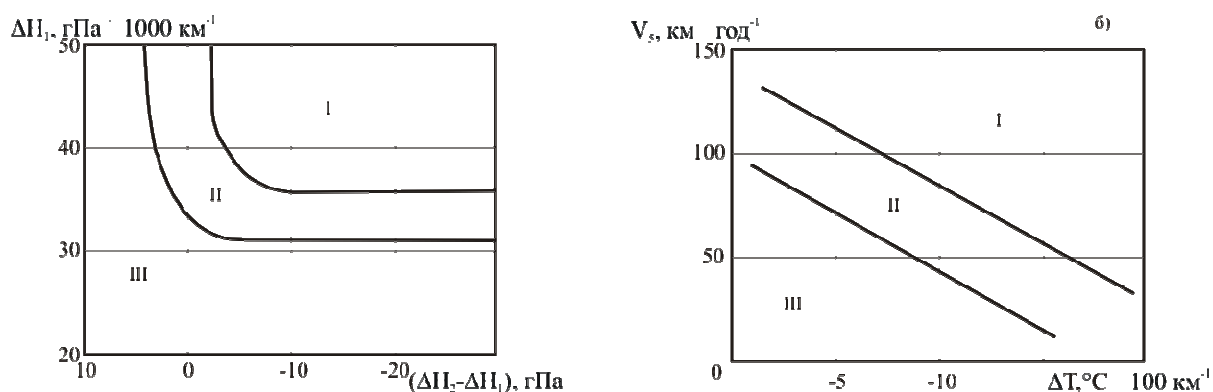


Рис. 7.11 – Графіки для прогнозу хуртовин на півдні Західного Сибіру (стадія «загрози» при виході північно-західних циклонів).

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 із-за цього 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. По мірі 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 теплового фронту. У подальшому, коли циклон стає високим, відстань між лінією теплового 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, так як помутніння нижніх шарів атмосфери у даному випадку викликається 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, так як лише достатня швидкість вітру може сприяти утворенню поземка або низової хуртовини (при швидкості вітру 15...20 м·с⁻¹ і більше імовірність виникнення такої хуртовини на Україні перевищує 60%). У той же час при пухкому сніговому покриві імовірність виникнення низової хуртовини і поземку уже при швидкості вітру 4...6 м·с⁻¹ складає 80%.

Видимість при низовій хуртовині можна спрогнозувати на основі зв'язку між градаціями видимості і швидкістю вітру (рис. 7.12). Вона

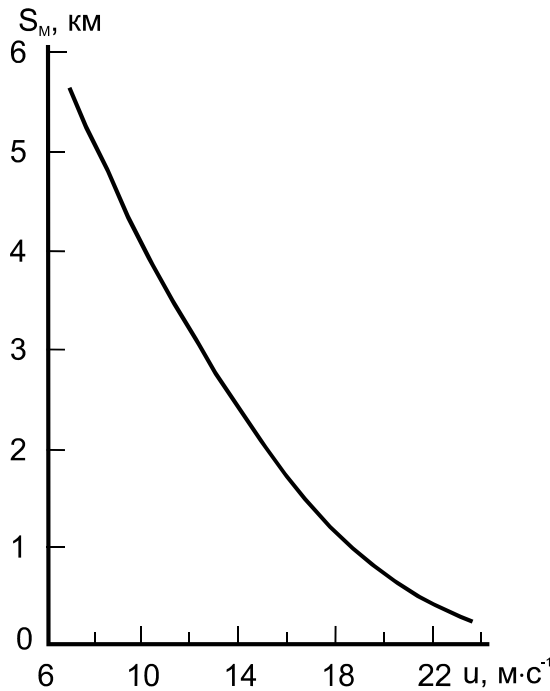


Рис. 7.12 - Залежність метеорологічної видимості від швидкості вітру при низовій хуртовині та поземку для України.

вказує, що при середній швидкості вітру $11...14 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ видимість під час низової хуртовини вкладається в межі $2...4 \text{ км}$; при швидкості вітру $15...18 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ вона зменшується до $2,0...0,5 \text{ км}$ і при швидкості вітру $20 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ – до $0,5 \text{ км}$ 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 відрізка 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 ($-20 \text{ }^\circ\text{C}$ і нижче), сильному вітрі ($\geq 12 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$) 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.

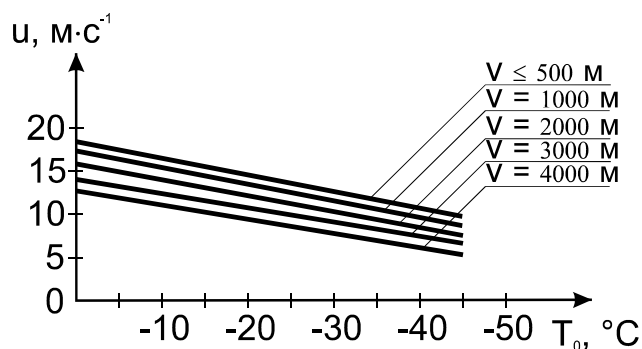


Рис. 7.13 – Залежність видимості від температури повітря і швидкості вітру.

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?

Вихідні матеріали

1. Приземні та висотні карти погоди за 03 СГЧ (дата вказується викладачем).

Завдання

1. Використовуючи методику дати прогноз хуртовин і видимості в них у відповідності із вказівкою викладача.
2. За вказівкою викладача детально проаналізувати найбільш характерні типи синоптичних процесів, що супроводжуються інтенсивними хуртовинами та найбільшим погіршенням видимості.

Звітні матеріали

Короткий огляд синоптичних процесів і дані про прогноз хуртовин та видимість (у робочому зошиті).

7.5 Видимість при пиловій бурі та імлі

Мета роботи: вивчити умови утворення пилових бур та імлі; набути практичних навиків у прогнозуванні пилових бур та видимості в них.

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. Величезний збиток багатьом галузям господарства наносить значне руйнування і видування ґрунту під дією пилових бур. У сільському господарстві пилові бурі призводять до втрати або навіть до повної втрати родючості ґрунтів, викликають 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 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, Близького 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 виноситься 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 – $30 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ і більше. Особливо великі пошкодження були на полях, вільних від рослин, снігу і не захищених лісовими смугами.

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 Приіртішші – 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 слабо 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.

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 Воейкова), 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 на протязі декількох годин або навіть діб. Ці маси пилу переносяться повітряними потоками на сусідні території, утворюючи тут явище адвективної імлі. 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 приходить переважно на полуденні та післяполуденні години, мінімум – на другу половину ночі та ранок, що відповідає добовому ходу швидкості вітру і ходу ступеню 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 наступні основні типи пилових бур. Слід враховувати деяку умовність розподілу бур на різні категорії. Так як 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; частіш за все 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 $15 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ 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. Стаціонавання 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 $30 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$, 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. Кошеленко. Він указує, що при катастрофічних пилових бурях перепад тиску між малорухомих антициклоном на південному сході Східної Європи і Чорноморською депресією досягає 60 гПа, а градієнт тиску дорівнює 6...7 гПа на 100 км.

В 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 ступеню 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 імлі, яка, як сказано вище, переноситься на значні відстані від осередку пилової бурі, викликаючи 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 ($\partial p / \partial n$, гПа/100 км), на осі абсцис відкладені імовірності (рис. 7.17). Градієнт тиску $\partial p / \partial n$ рекомендується розраховувати у 2...3 місяцях 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 бездошових періодів у пустелях.

Орографічні умови грають значну роль у формуванні малорухомих штормових зон. Гірські хребти сприяють згущенню ізобар та ізотерм. Безперервне проникнення холодного повітря через багаточисельні 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 по експоненціальному закону, для їх прогнозу використовується залежність виду

$$W = W_{\text{зм}} e^{-\alpha t}, \quad (7.4)$$

де W – прогностичний вологозапас у верхньому 20-сантиметровому шарі ґрунту; $W_{\text{зм}}$ – 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 ступеню 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 $W_{\text{зм}}$ береться по даним 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).

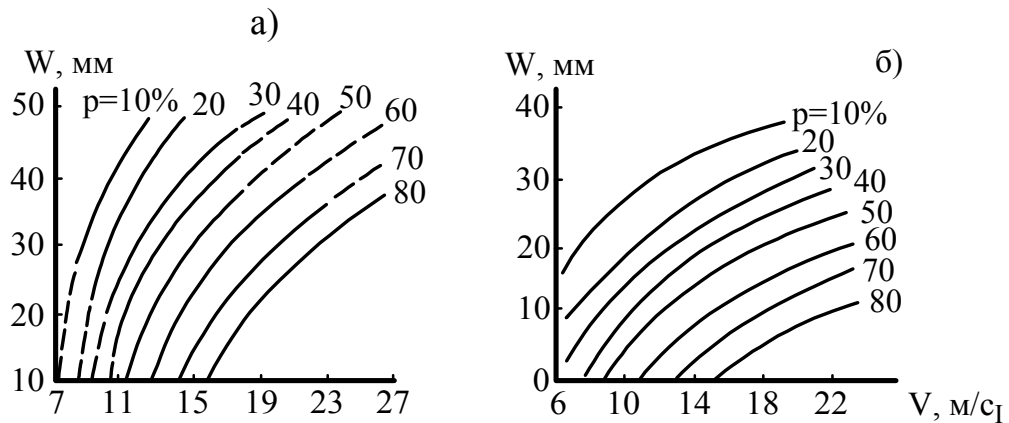


Рис. 7.14 – Графік для прогнозу імовірності виникнення пилових бур у холодне (а) і тепле (б) півріччя.

Якщо імовірність виникнення явища перевищує 50%, у прогнозі слід вказувати: «очікується пилова буря»; якщо імовірність $\leq 50\%$, пилова буря в прогнозі не вказується.

Графіками рекомендується користуватися лише для прогнозу пилових бур штормових зон; для завбачення короточасних пилових бур у періоди короточасної грозової діяльності графіки непридатні.

У теплу пору року на Україні для прогнозу пилових бур на найближчі 3 доби, крім описаної вище методики, можна також використовувати дискримінантну функцію виду

$$L = 11,4\bar{V} - 5,85W + 2,3\bar{T} - 4,4\bar{a} + 15,83, \quad (7.5)$$

де \bar{V} , \bar{T} і \bar{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).

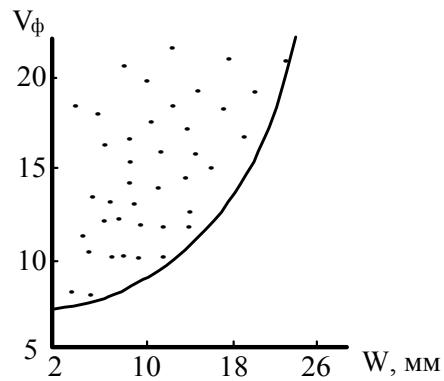


Рис. 7.15 – Графік залежності пилових бур від швидкості вітру (V_ϕ) і вологозапасу ґрунту (W) у шарі 0...20 см.

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 різною 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 вертикальному градієнту 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 отримати по характеру 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 приведена залежність швидкості вітру V_1 від шорсткості підстильної поверхні (z_0), яка витікає із теорії граничного шару.

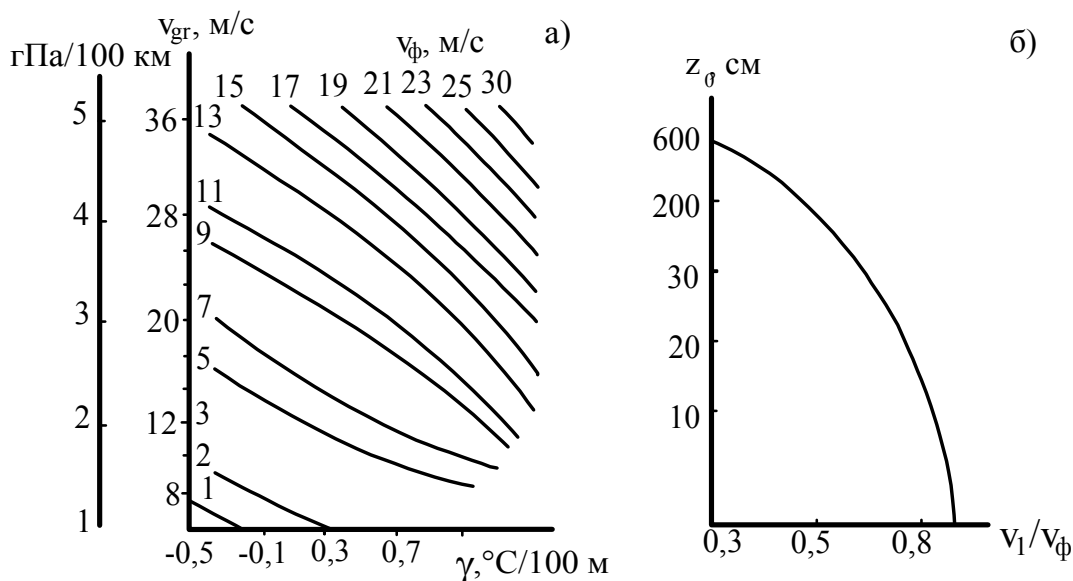


Рис. 7.16 – Номограма для прогнозу швидкості вітру на висоті флюгера (а) і графік залежності швидкості вітру на висоті 1 м від шорсткості підстильної поверхні (б).

Таким чином, при наявності надійного прогнозу баричного поля за графіками і формулами, які запропонував І.В.Кошеленко, становиться 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 виду

$$L = 0,04V_{gr} + 0,02d_n + 0,08\Delta T - 1,52, \quad (7.6)$$

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 малоімовірна).

За формулою (7.6) можна скласти прогноз як вручну, так і ЕОМ. Використовувати функцію для прогнозу більш ніж на добу недоцільно із-за великих помилок у прогнозі предикторів V_{gr} , ΔT і d_n . Потім значення L

підставляють у формулу $p = \frac{1}{1 + e^{-L}}$ і отримують прогноз пилової бурі

в імовірнісній формі. Наприклад, при $L = 1$ імовірність пилової бурі складе 76%, а при $L = -1$ імовірність її 27% (або імовірність відсутності пилової бурі 73%).

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 складає 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 діаметру часток 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 (ТВ) 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 Персидської 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 Близьким 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 частіше за все на периферіях антициклонів.

Для прогнозу видимості в пилових бурях можна побудувати емпіричні графіки імовірності, за допомогою яких по значеннях горизонтальних баричних градієнтів визначається імовірність видимості в пиловій бурі до 500 м і менше (рис. 7.17).

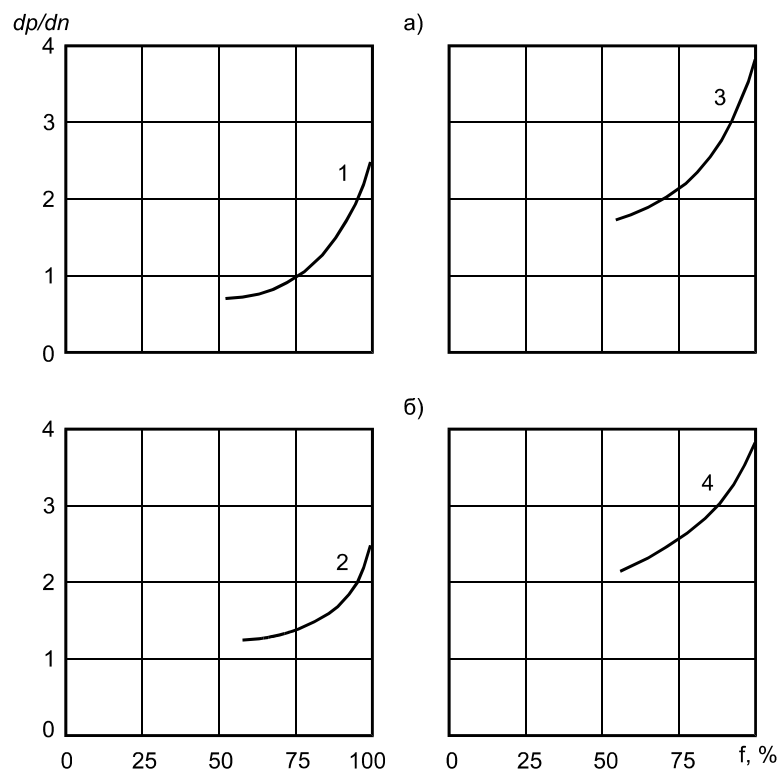


Рис. 7.17 – Емпіричні графіки для оцінки імовірності зменшення видимості до 500 м і менше при пилових бурях:
 а) – тепле півріччя; б) – холодне півріччя; 1, 2 – південні; 3, 4 – північні райони; dp/dn - горизонтальний баричний градієнт (гПа/100 км); f – імовірність, %.

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?

Завдання

1. Проаналізувати карти погоди (дата вказується викладачем).
2. Скласти огляд синоптичних процесів і дати загальний прогноз пилових бур.
3. Розрахувати швидкість вітру в ряді пунктів і дати прогноз пилових бур та видимості в районі цих пунктів.

Вихідні матеріали

Карти погоди (00 СГЧ) за п'ять послідовних діб (за вказівкою викладача).

Звітні матеріали

1. Проаналізовані карти погоди за 5 діб.
2. Короткий огляд синоптичного положення і загальний прогноз пилових бур та видимості (у робочому зошиті).

8 ПРОГНОЗ ФОНОВОГО ЗАБРУДНЕННЯ АТМОСФЕРИ

Мета роботи: вивчити процеси формування високих рівнів забруднення атмосфери, набути практичних навичок в оцінці сприятливості синоптичних та метеорологічних умов до накопичення і розсіювання шкідливих домішок у атмосфері. Навчитися обирати та реалізовувати найоптимальніші методи прогнозу метеорологічних умов забруднення.

8.1 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 наносить величезний, і часом непоправний, збиток 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 уродження 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.

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 наносить величезний збиток 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, що пов'язані з прогнозом тих умов, за яких

виникають високі концентрації домішок у приземному шару 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 зникаються 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 притягуються дані автоматизованої системи вимірювання забруднення повітря.

8.2 Узагальнені характеристики забруднення повітря

Узагальнені характеристики вмісту домішок в цілому для міста, які 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 до забруднення, а також фонові концентрації у місті, що склалася 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} :

$$\tilde{q} = \frac{1}{N} \sum_{j=1}^N \frac{q_j}{\bar{q}}, \quad (8.1)$$

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

В якості інтегрального показника забруднення використовується параметр забруднення P :

$$P = \frac{m}{n}, \quad (8.2)$$

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 характеристик викиду у місті та зв'язати рівень забруднення повітря лише з метеорологічними факторами. Величина P є предиктантом, що на підставі 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 $0,20 \leq P \leq 0,35$;
- 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 $3 \dots 6 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ (за рахунок внеску високих викидів);
- швидкість вітру менш ніж $5 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ та зростання температури повітря в холодне півріччя;
- формування туманів.

До зменшення забруднення та до очищення повітря призводять:

- опади;

- посилення вітру при стійкій стратифікації (вентиляційний ефект).

Врахування цих якісних правил дозволяє орієнтовно визначити імовірні 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 вісі малорухомого гребеню, 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 отримані наступні правила:

1. Якщо процес стаціонування антициклону або гребеню починається при $P > 0,15$, то слід прогнозувати значне забруднення повітря з $P > 0,35$ (справджуваність складає 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 облік синоптичних процесів при аналізі та прогнозі тривалих періодів (3 доби і більше) з високим рівнем забруднення повітря.

8.3 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 (24 і 36 год) синоптичними картами (приземною, АТ-850, АТ-925), 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. 8.1 при прогнозі за комплексними показниками метеорологічних умов забруднення або за табл. 8.2 при використанні альтернативного прогнозу.

Таблиця 8.1 – Типи синоптичних ситуацій з відповідними числовими характеристиками параметру $K_{Ц}$

Типи синоптичних ситуацій	$K_{Ц}$
1. Малорухомі антициклони і гребені (особливо ті, які поширювалися з півдня), які спостерігаються протягом 1,5 доби та більше.	3
2. Західна периферія антициклону або гребеня (незалежно від швидкості вітру) при переносі із південно-східного сектору та адвекції тепла.	4
3. Передня частина циклону (улоговина при переносі із південно-східного сектору, особливо при адвекції тепла). Малорухомий та невеликий за площею циклон, в якому циркулює одна і та ж повітряна маса.	5
4. Розмиті поля високого та низького тиску з вітром змінних напрямків.	6
5. Периферії баричних утворень, що спостерігаються протягом 1,5 доби і більше при $V \leq 4 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$.	7
6. Центри або периферії баричних утворень, що спостерігаються менш ніж 1,5 доби при $V \leq 4 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$.	8
7. Центри або периферії баричних утворень будь-якої тривалості при $V \geq 5 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$.	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 СГЧ, враховуючи прогностичну максимальну температуру T_{max} на добу. Якщо за аерологічною діаграмою визначається будь-яка стратифікація або крива стану проходить не більш 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. 8.1) верхня межа шару змішення визначається за різницею максимальної температури T_{max} і температури за 00 СГЧ - T_{00} . Похилі лінії відповідають різним середнім значенням градієнту температури $\bar{\gamma}$ у шарі від землі до 1,5 км, що визначаються за даними радіозонду за строк 00 СГЧ.

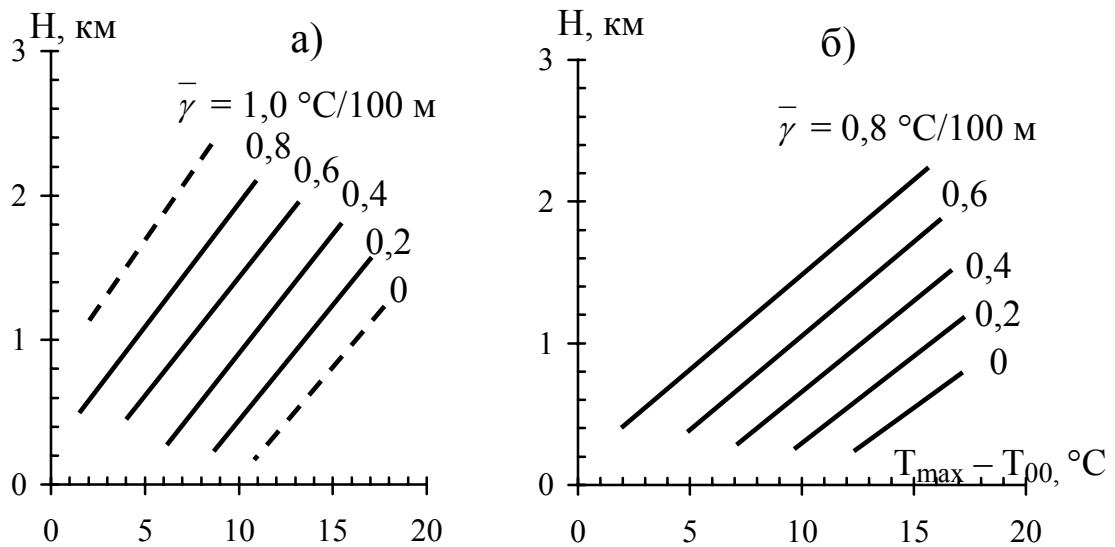


Рис. 8.1- Графік для прогнозу максимальної товщини шару змішення влітку (а) та в травні і вересні (б) (при $\bar{\gamma}$ на 1,5 км $\geq 1^\circ\text{C}/100$ м).

На вісі ординат знаходиться потрібне значення верхньої межі шару змішення. 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. 8.2, емпірично отриманий для Києва.

При прогнозі для першої половини доби використовується графік (рис. 8.2 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 про наявність інверсій.

При уточненні прогнозу для другої половини дня (рис. 8.2 б) в якості предикторів використовується різниця між прогностичною (T_{max}) і фактичною температурами повітря попередньої ночі (T_{00}) та середній градієнт $\bar{\gamma}_{0-0,5}$ в шарі 0...500 м за даними нічного радіозонду. Також треба враховувати адвективну зміну температури. Якщо на першу половину дня замість зростання температури внаслідок прогріву очікується адвекція холоду, тобто зниження температури, слід використовувати рис. 8.2 б, навпаки, якщо при прогнозі на другу половину дня очікується адвекція тепла – рис. 8.2 а.

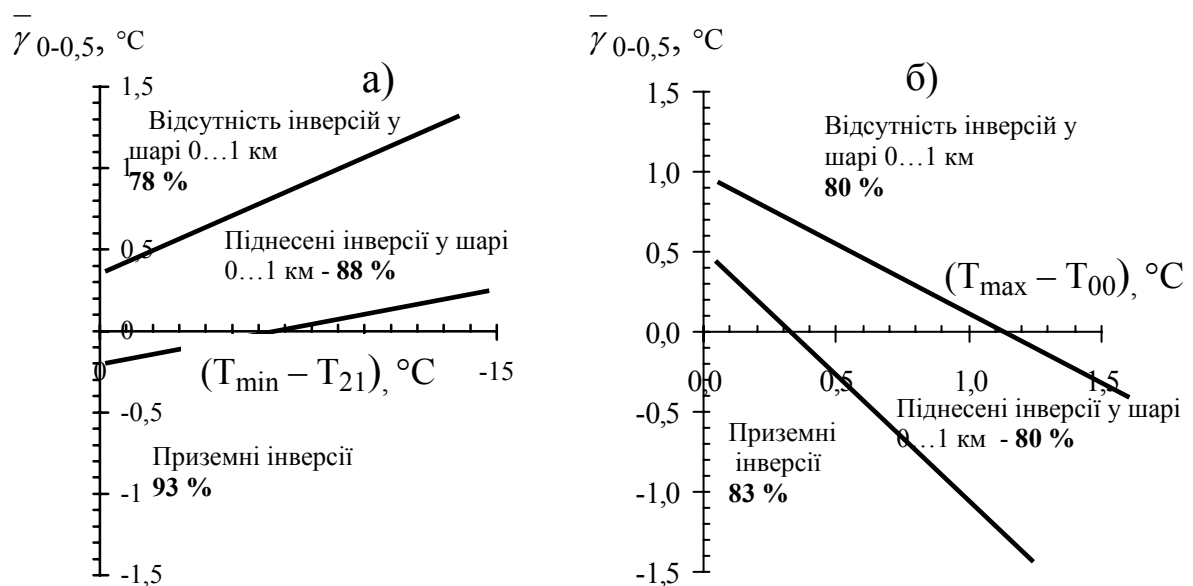


Рис. 8.2 - Графік для прогнозу приземних, піднесених інверсій та безінверсійного стану атмосфери у граничному шарі для першої (а) та другої (б) половини доби. Холодне півррччя.

Прогноз уточнюється за цими графіками у випадках, коли значення адвективної зміни температури $|(\Delta T)_a| \leq 3 \text{ }^\circ\text{C}$. При $|(\Delta T)_a| > 3 \text{ }^\circ\text{C}$ 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 $H_{ТД}$ близька до ізобаричної поверхні 850 гПа, то $\overline{V_{ТД}}$ розраховують за формулою:

$$\overline{V_{ТД}} = \frac{V_3 + V_{925} + V_{850}}{3}. \quad (8.3)$$

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

$$\overline{V_{ТД}} = \frac{V_3 + V_{925}}{3}. \quad (8.4)$$

При $H_{ТД} \approx 0$ враховується тільки прогностичний вітер біля поверхні землі (V_3).

8.4 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 $H_{ТД}$ і $\overline{V_{ТД}}$ для окремого регіону можна отримати за допомогою статистичної обробки інформації (табл. 8.2). 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 8.2 – 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_3 , м·с ⁻¹ (при $H_{ТД} = 0$)
<p><u>Накопичення домішок:</u></p> <ul style="list-style-type: none"> - 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 ЕТР; - улоговина з теплим фронтом, південно-східний вітер при наявності шару зміщення нижче 700 гПа; - повітря помірних широт, що тривалий час зберігається над районом прогнозу. 	≤ 700	≤ 6	≤ 4
<p><u>Розсіювання домішок</u></p> <ul style="list-style-type: none"> - 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 (8.5):

$$K_{МУЗ1} = K_{Ц} + K_H + K_{\bar{V}}, \quad (8.5)$$

де $K_{Ц}$ – тип синоптичної ситуації (табл. 8.1); K_H – параметр, що залежить від товщини шару $H_{ТД}$; $K_{\bar{V}}$ – параметр, що залежить від середньої швидкості $\bar{V}_{ТД}$ у шарі змішення, або при $H_{ТД} = 0$ – прогностичний вітер біля поверхні землі. Параметри $K_{Ц}$, K_H та $K_{\bar{V}}$ завдаються умовними числами від 3 до 10. Параметри K_H та $K_{\bar{V}}$ – знаходяться за допомогою табл. 8.3.

Таблиця 8.3 – Значення предикторів $H_{ТД}$ і $\bar{V}_{ТД}$ та числові характеристики параметрів K_H і $K_{\bar{V}}$

$H_{ТД}$		$\bar{V}_{ТД}$, м·с ⁻¹	$K_H, K_{\bar{V}}$
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 (8.5) надає можливість розраховувати комплексний показник $K_{МУЗ1}$ без вагового внеску предикторів $K_{Ц}$, K_H та $K_{\bar{V}}$. 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)

$$\text{вночі } K_{MV32} = 33,26 - 1,70 K_{Ц} - 0,28 K_{H} - 0,35 K_{\bar{v}}, \quad (8.6)$$

$$\text{вдень } K_{MV32} = 32,49 - 1,80 K_{Ц} - 0,33 K_{H} - 0,39 K_{\bar{v}}. \quad (8.7)$$

В холодне півріччя (X - III)

$$\text{вночі } K_{MV32} = 35,58 - 1,54 K_{Ц} - 0,02 K_{H} - 1,32 K_{\bar{v}}, \quad (8.8)$$

$$\text{вдень } K_{MV32} = 32,72 - 1,77 K_{Ц} - 0,10 K_{H} - 0,36 K_{\bar{v}}. \quad (8.9)$$

При уточненні прогнозу на поточну добу доцільно враховувати крім $K_{Ц}$, K_{H} та $K_{\bar{v}}$ також діагностичне значення $K_{Ц}$, що визначається за вихідними даними (за приземною синоптичною картою). В цьому випадку замість (8.7) і (8.9) використовують формули:

в тепле півріччя (IV - IX)

$$K_{MV32} = (32,49 - 1,80 K_{Ц} - 0,33 K_{H} - 0,39 K_{\bar{v}})_{\text{пр}} + 1,70 (K_{Ц})_{\text{ф}}, \quad (8.10)$$

в холодне півріччя (X - III)

$$K_{MV32} = (32,72 - 1,77 K_{Ц} - 0,10 K_{H} - 0,36 K_{\bar{v}})_{\text{пр}} + 1,50 (K_{Ц})_{\text{ф}}, \quad (8.11)$$

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

Отримані значення K_{MV32} прямо залежать від імовірності забруднення атмосфери. Чим більше K_{MV32} , тим імовірніше забруднення. Наприклад, для Москви при $K_{MV32} \geq 30$ створюються умови високого забруднення.

За допомогою табл. 8.4...8.6 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.

Таблиця 8.4 – Термінологія прогнозів МУЗ за комплексними показниками $K_{МУЗ1}$ (без врахування вагових внесків предикторів) і $K_{МУЗ2}$ (з врахуванням 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. 8.5; $K_{МУЗ2} < 30$

Таблиця 8.5 – 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 8.6 – Оцінка справджуваності прогнозів МУЗ

Формулювання прогнозу	Справджуваність (%) прогнозів МУЗ		
	100	50	0
	Спостерігалось		
Очікуються метеорологічні умови високого забруднення	МУВЗ	МУВЗ кр	МУВЗ н/о
Очікуються короточасні метеорологічні умови високого забруднення	МУВЗ кр	МУВЗ кр н/о	-
Метеорологічні умови високого забруднення не очікуються	МУВЗ н/о	МУВЗ кр	МУВЗ кр

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.

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:

$$P = P[F_1(V_0, \Delta T), F_2(\Delta H_{850}, P')]. \quad (8.12)$$

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. 8.3.

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 інверсії та їх відсутності в нижньому однокілометровому шарі атмосфери. Аналогічні графіки побудовані для теплого півріччя (рис. 8.4).

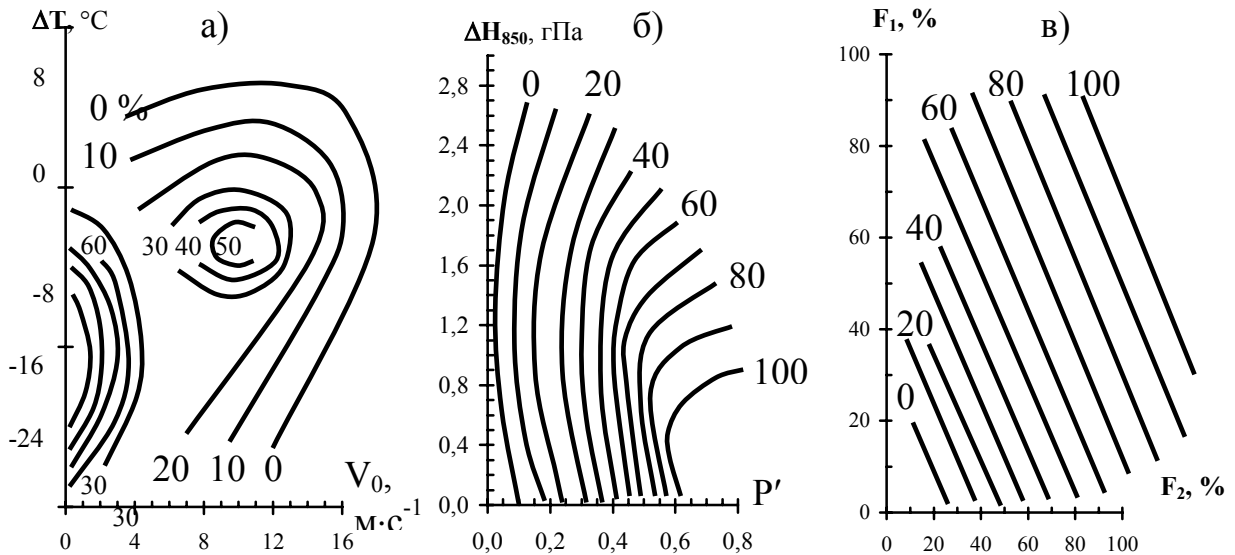


Рис. 8.3 - Графіки для прогнозу повторюваності (%) випадків підвищеного забруднення повітря.

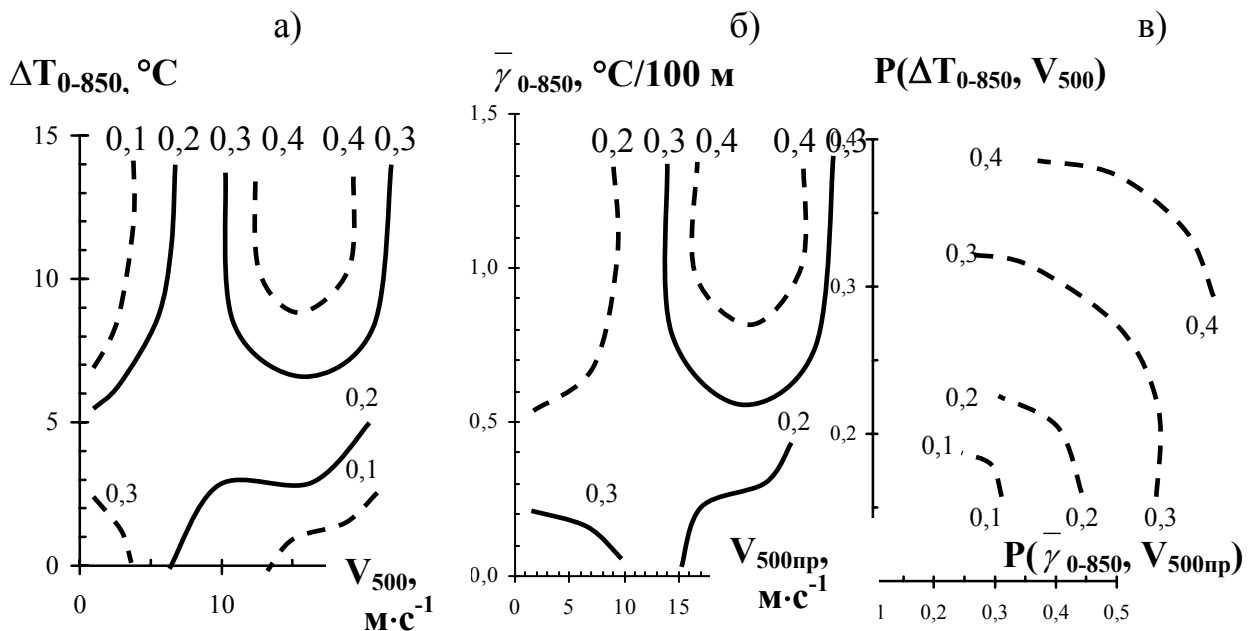


Рис. 8.4- Графіки для прогнозу параметра P в холодне півріччя при відсутності інверсій в нижньому 1-км шарі атмосфери.

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.).

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, \dots, 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 ($0,20 \leq P \leq 0,35$);
- III - слабких ($P \leq 0,20$).

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:

$$X_i^{(I)} = \frac{1}{M_I} \sum_{j=1}^{M_I} X_{i,j}^{(I)}, \quad \sigma_i^2 = \frac{1}{M_I} \sum_{j=1}^{M_I} [X_{i,j}^{(I)} - X_i^{(I)}]^2. \quad (8.13)$$

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, \dots, Y_N , розраховується відстань ρ до центра ваги, наприклад групи I:

$$\rho_i^2 = \sum_{i=1}^N \left(\frac{y_i - X_i^{(I)}}{\sigma_i^{(I)}} \right)^2. \quad (8.14)$$

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 наступні 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 ступеню забруднення на кінець ночі та першу половину дня для Одеси використовують такі рівняння:

$$\rho_I^2 = \frac{\left(\overline{\gamma}_{1000}^{-850} - 0,1\right)^2}{0,4} + \frac{\left(P' - 0,3\right)^2}{0,2} + \frac{\left(\overline{V}_{1000}^{-850} + 0,2\right)^2}{3,0} + \frac{\left(V_0 - 3,4\right)^2}{2,7} +$$

$$+ \frac{\left(\Delta H_{850} + 0,6\right)^2}{6,5} + \frac{\left(\sum_{1000}^{500} \Delta H + 2,8\right)^2}{41,3}; \quad (8.15)$$

$$\rho_{II}^2 = \frac{\left(\overline{\gamma}_{1000}^{-850} + 0,5\right)^2}{0,1} + \frac{\left(P' - 0,2\right)^2}{0,1} + \frac{\left(\overline{V}_{1000}^{-850} + 0,4\right)^2}{3,2} + \frac{\left(V_0 + 4,3\right)^2}{2,0} +$$

$$+ \frac{\left(\Delta H_{850} - 2,2\right)^2}{7,7} + \frac{\left(\sum_{1000}^{500} \Delta H - 6,3\right)^2}{21,9}; \quad (8.16)$$

$$\rho_{III}^2 = \frac{\left(\overline{\gamma}_{1000}^{-850} - 0,04\right)^2}{0,49} + \frac{\left(P' - 0,015\right)^2}{0,1} + \frac{\left(\overline{V}_{1000}^{-850} + 1,7\right)^2}{3,3} + \frac{\left(V_0 - 4,7\right)^2}{3,3} +$$

$$+ \frac{\left(\Delta H_{850} - 3,3\right)^2}{0,06} + \frac{\left(\sum_{1000}^{500} \Delta H - 5,8\right)^2}{19,1}. \quad (8.17)$$

Клас забруднення прогнозується за мінімальними значеннями ρ .

Контрольні запитання

1. З чого складається вплив вітру на забруднення атмосфери?
2. Як впливають опади на забруднення атмосфери?
3. За якими засобами 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?

Вихідні матеріали

1. Дані температурно-вітрового зондування атмосфери.
2. Фактичні приземні і висотні (925, 850, 700 і 500 гПа) синоптичні карти.
3. Прогностичні приземні та висотні синоптичні карти на 24 і 36 год.
4. Дані про рівень попереднього забруднення повітря;
5. Аерологічна діаграма.

Завдання

1. Розкодувати дані температурно-вітрового зондування атмосфери та побудувати криву стратифікації температури.
2. Скласти огляд синоптичних процесів і оцінити можливість формування високих рівнів забруднення повітря.
3. Виконати альтернативний прогноз МУЗ.
4. Спрогнозувати МУЗ на 12 та 24 год за допомогою комплексних показників.
5. Визначити повторюваність підвищеного забруднення у місті на поточну добу з використанням методу послідовної графічної регресії.
6. Виконати прогноз забруднення за методом розпізнавання образів.
7. Скласти загальний висновок про умови формування високих рівнів забруднення повітря в пункті дослідження.

Методичні вказівки

1. Дані температурно-вітрового зондування атмосфери розкодувати за допомогою коду КН-04 і записати в формі табл. 1.3.
2. Побудувати криві стратифікації та стану на аерологічній діаграмі.
3. Скласти огляд синоптичних процесів і зробити висновок про їх сприятливість до забруднення атмосфери.

4. Визначити тип синоптичної ситуації та обрати відповідний параметр $K_{Ц}$ за допомогою табл. 8.1.
5. Визначити товщину шару зміщення $H_{ТД}$.
6. Визначити середню швидкість вітру в шарі зміщення $V_{ТД}$.
7. Здійснити альтернативний прогноз МУЗ і заповнити табл. 8.7.
8. Здійснити прогноз МУЗ за комплексними показниками і заповнить табл. 8.8.
9. Зробити висновок про забруднення атмосфери за табл.8.7 і 8.8.
10. Визначити повторюваність підвищеного забруднення повітря у місті на поточну добу за методом послідовної графічної регресії та заповнити табл. 8.9
11. Визначити клас забруднення атмосфери за методом розпізнавання образів за допомогою формул (8.15) – (8.17) і заповнити табл. 8.10.
12. Аналізуючи отримані результати всіх методів, зробити заключний висновок про очікуваний рівень забруднення атмосфери з завчасністю 12 та 24 год.

Звітні матеріали

1. Заповнена табл. 8.6 з розкодованими даними температурно-вітрового зондування атмосфери.
2. Аерологічна діаграма.
3. Короткий огляд синоптичних процесів з висновком про сприятливість метеорологічних умов накопиченню шкідливих домішок.
4. Відповідь на вказані викладачем контрольні запитання.
5. Заповнені табл. 8.7...8.10.
6. Підсумковий висновок про очікуваний рівень забруднення атмосфери з завчасністю 12 та 24 год.

Таблиця 8.7 - Альтернативний прогноз метеорологічних умов забруднення

Дата	Син. умови		$H_{ТД}$, м	H_{max} , м	$\bar{V}_{ТД}$, 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_{H}	$K_{\bar{V}}$	Прогноз
	факт.	прог.													

Таблиця 8.8 - Прогноз метеорологічних умов забруднення за комплексними показниками

Дата	$\bar{V}_{ТД}$, м·с ⁻¹	H_{max} , м	ΔP_3 , гПа	ΔH_{925} , м	$\Delta T_{тр}$, °С	T_{925} , °С	γ_d , °С/100м	V_{max} , м·с ⁻¹	$K_{Ц}$	K_{H}	$K_{\bar{V}}$	K_{MV31}	K_{MV32}	Прогноз

Таблиця 8.9 - 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	$\bar{\gamma}_{0-850}$, °С/100м	F_1	F_2	P	Прогноз

Таблиця 8.10 - Прогноз метеорологічних умов забруднення за методом розпізнавання образів

Дата	P'	$\bar{\gamma}_{1000}^{850}$, °С/100 м	$\sum_{1000}^{500} \Delta H$, м	ΔH_{850} , м	V_0 , м·с ⁻¹	\bar{V}_{1000}^{850} , м·с ⁻¹	ρ_I^2	ρ_{II}^2	ρ_{III}^2	Прогноз

9 ПРОГНОЗ МОРСЬКИХ ЯВИЩ

9.1 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.

По мірі 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 здібність 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 вимагає відповідного гідрометеорологічного забезпечення: надання споживачу режимної, оперативної і прогностичної інформації, включаючи консультації та рекомендації щодо її оптимального використання.

Гідрометеорологічне забезпечення заходів по віддаленню відходів у морі полягає, перш за все, в океанологічному обґрунтуванні допустимості скидання, 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 біля 60% всієї нафти, що видобувається. В моря та океани різними шляхами скидається щорічно близько 6 млн. тон нафтопродуктів – 0,23% від світового видобутку. Біля 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 попадає в океан із атмосфери. Ефективне гідрометеорологічне забезпечення

морського судноплавства призводить до зниження аварійності суден і, відповідно, до 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 безкриголавної навігації і промислу риб. Велике значення також мають прогнози товщини льоду, льодовитості, положення кромки 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 прийняттю заходів по скороченню збитків від затоплення міст і населених пунктів.

Морський туризм є однією із важливих галузей господарства, яка залежить від розвитку морського судноплавства і супроводжуваних 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 наступні 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, зведення 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, приливні 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.

9.2 Морські метеорологічні прогнози і попередження про небезпечні явища та стихійні гідрометеорологічні явища

Виробнича діяльність морських галузей господарства і безпека людей в прибережних районах в значній мірі залежать від аномальних гідрометеорологічних умов. Небезпечними гідрометеорологічними явищами (НЯ) на морях і океанах називаються такі, які можуть викликати порушення в роботі морських галузей господарства і нанести збитки. До стихійних гідрометеорологічних явищ (СГЯ) відносяться гідрометеорологічні процеси, які за часом виникнення, інтенсивністю, тривалістю і площею поширення можуть нанести значні збитки і викликати стихійне лихо.

Прогнози і штормові попередження для забезпечення судноплавства і морських галузей народного господарства складаються оперативними органами Держгідрометслужби України по закріпленими за ними акваторіями морів, маршрутах, районах промислу, портах тощо.

Прогнози, в залежності від тривалості дії і призначення, складаються на добу, півдобу, 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 бюро погоди в наступному 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 брижі (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 наступному порядку вказуються:

- період дії прогнозу, дата і час;
- район, для якого складений 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 брижі 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 брижі, 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 брижі;
- тягун;
- льодові явища (напір, інтенсивний дрейф льоду, аномальні терміни появи льоду, розкриття і замерзання водної поверхні, злом припаю);
- цунамі, які викликають 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 $35 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ 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 наступні 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 організаціям, які обслуговують, із максимальною завчасністю, за винятком попередження про НЯ по акваторії порту, що складають тільки в тих випадках, коли 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) $25 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ 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 – $0,7 \text{ см}\cdot\text{год}^{-1}$ 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 густиною 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. 9.1 наведені критичні значення рівня моря та напрямку вітру для деяких пунктів Чорного моря.

Таблиця 9.1 – 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, пн	-	-	-
Вилкове	-	-	-	115	185	пн-сх, пд-сх
Іллічівськ	427	370	зах, пн	550	580	пн-сх, пд.
Миколаїв	429	353	пн чверті	529	574	пд чверті
Одеса	430	379	пн-зах, зах	-	-	-
Очаків	417	391	пн, пн-зах	516	552	пн-сх, пд-сх
Скадовськ	400	363	пн чверті	530	640	пд, пд-зах
Парутіно	429	-	-	539	548	-
Приморське	420	-	пн-зах, зах	530	590	пн-сх, сх
Станіслав	412	-	-	536	576	пд чверті
Херсон	430	-	-	560	650	зах, пд-зах
Хорли	430	360	пн-сх, сх	520	600	пд, пд-зах
Цареградське село	426	411	зах, пн	540	606	сх, пд
Південне	400	370	пн, пн-зах	-	-	-
Чорноморське	455	-	-	505	-	пн, пн-зах
Ялта	390	300	-	650	720	сх, пд-сх
Феодосія	450	-	-	510	-	-
Геройське	425	420	-	535	540	пн-сх, пд-сх
Керч	329	-	-	534	-	пд-сх, пн-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 наступними 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. 9.2.

Таблиця 9.2 - Градації видимості при туманах

Градація видимості	Частина території, зайнята явищем, %	Тривалість, год	Категорія явища
МЕНШ	≥30	≥12	СГЯ
Е 50 М	<30	<12	НЯ
	≥10	>3	НЯ
50...500 м	≥10	>3	НЯ
500...1000 м	≥10	>3	НЯ
1000...2000 м	-	-	-
2...4 км	-	-	-
Більше 4 км	-	-	-

прогноз опадів

- в прогнозах вказуються лише ті опади, які викликають погіршення видимості до 2 км і менше.

Для обмерзання суден слід використовувати терміни, які надані в табл. 9.3.

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. 9.4.

Примітка. В прогнозах на наступні дві доби тягун не вказується.

Таблиця 9.3 - Терміни обмерзання суден

Термін	Інтенсивність відкладення льоду, см·год ⁻¹	Частина території, що охоплена явищем, %	Категорія явища
Обмерзання	0,6	Будь-яка	НЯ
Швидке обмерзання	0,7...1,3	"-	СГЯ
Дуже швидке обмерзання	≥1,4	"-	СГЯ

Таблиця 9.4 - 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

9.3 Розрахунок рекомендованих шляхів плавання суден в океані

Мета роботи: вивчити вплив гідрометеорологічних умов на плавання суден в океані і способи їх врахування при розрахунку рекомендованого шляху; вивчити основні методи розрахунку найвигіднішого шляху плавання; використовуючи гідросиноптичні матеріали, навчитися здійснювати проводку суден рекомендованими шляхами плавання.

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 затрудняє 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 знос 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 знаходять напрямок і швидкість вітрового дрейфу. Визначивши тиск вітру на надводні частини судна, можна судити про величину дрейфу.

Тиск вітру і викликаний ним дрейф породжує рискання, тобто обертання судна навколо вертикальної осі. Рискання судна знижує точність розрахунку шляху і швидкість ходу судна, збільшує час переходу через океан.

Морські хвилі. Вітрові хвилі заливають палубу і надбудови судна, зменшують швидкість ходу. Качка створює небезпечний крен, затрудняє визначення місця судна і дуже виснажує екіпаж. Можлива загибель суден в результаті їх перекидання при бортовій качці або перелому корпусу при кільовій качці.

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, безпечно для судна, оскільки час перебування на гребені хвилі невеликий. Попутне ж хвилювання в штормову погоду, особливо при довжині судна до 35 м, небезпечно. 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 випробовує великі динамічні навантаження, які можуть привести до пошкодження конструкції корпусу і устаткування. Інтенсивність слемінга залежить від курсу судна і елементів хвиль.

Видимість. Плавання в умовах поганої видимості небезпечно 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 морехідних якостей судна. Обмерзання спостерігається в холодний період року (листопад - березень), в тилівій 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 поступають 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, великої брижі, 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 із-за гідрометеорологічних умов неможливо прокласти маршрут судна, минувши 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 крапки А і В (пункти відправлення і приходу), сполучають їх прямою лінією, що представляє ДВК (ортодомію). Із точки А по обидві сторони від ортодомії креслять промені (з однаковими кутами між ними), що представляють можливі шляхи судна на наступну добу.

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).

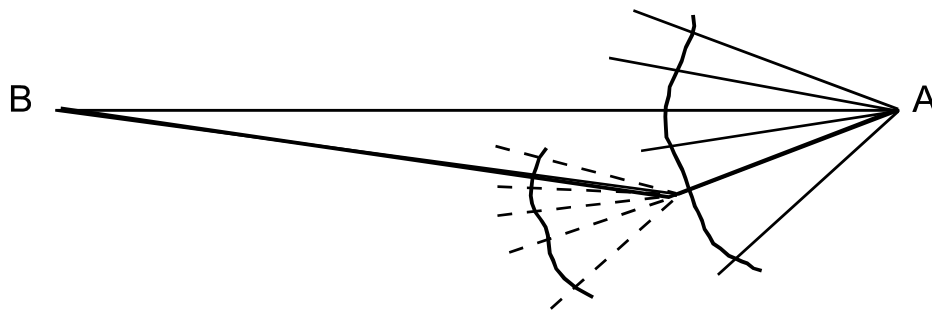


Рис. 9.1 – Побудова найбільш вигідного шляху за методом ізохрон.

- _____ - 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 наступні 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 СГЧ) 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 (РДО), в якій пропонується інший, більш сприятливий (безпечний) шлях.

В останній РДО 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.

Розрахунок рекомендованих шляхів плавання.

Вихідні матеріали

При розрахунку найбільш вигідного шляху використовуються наступні матеріали:

- фактичні (приземні та висотні) карти баричних полів;
- прогностичні (приземні та висотні) карти погоди на 24, 36 і 72 год;
- фактичні і прогностичні (на 24, 48 год) карти хвилювання;
- льодові карти;
- інформація метеорологічних супутників землі (МСЗ) у вигляді фотознімків і карт хмарності.
- номограми (рис. 9.2, 9.3).

За знімками МСЗ можна визначити зони штормового хвилювання (за вихровою структурою хмарності).

На підставі 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?

Завдання і методичні вказівки щодо виконання роботи

1. Розрахувати курс судна, що слідує із протоки Гібралтар в протоку Кабота із врахуванням фактичної погоди поточної доби, прогностичних карт хвилювання на 24, 48 год і карт майбутнього приземного баричного поля на 24 і 36 год.

2. На розрахованому курсі судна, у заданих викладачем чотирьох точках, визначити напрямок і швидкість вітру, а також висоту хвиль ($h_{\text{зн}}$) по майбутньому приземному баричному полю або за номограмою (рис. 9.2).

Номограма для розрахунку висоти хвиль (рис. 9.2) 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° пн. 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). $R = \infty$ означає, що ізобари прямолінійні.

Швидкість вітру і висоту хвиль за номограмою (рис. 9.2) 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 $R = 5^\circ$ для точки розрахунку з координатами 40° пн. 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 $n = 2^\circ$).

- по знайденому значенню n в квадранті I по горизонтальній лінії, що відповідає широті точки розрахунку, знаходять точку А. Із точки А підіймаються по вертикалі вгору в квадрант II до перетину з кривою

широти точки розрахунку (наприклад $\varphi = 40^\circ$), одержують точку В. З точки В переміщуються паралельно горизонтальній осі в квадрант III до кривої, що відповідає радіусу кривизни R (точка С). З точки С опускаються на горизонтальну вісь ($V, \text{м}\cdot\text{с}^{-1}$) і знімають значення швидкості вітру (точка D). У нашому прикладі $V = 17 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$.

- 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 визначають 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 $h_{\text{зн}}$. В даному прикладі $h_{\text{зн}} = 4,3 \text{ м}$.

- напрям хвилювання відповідає напрямку вітру, який визначається по дотичній до ізобари.

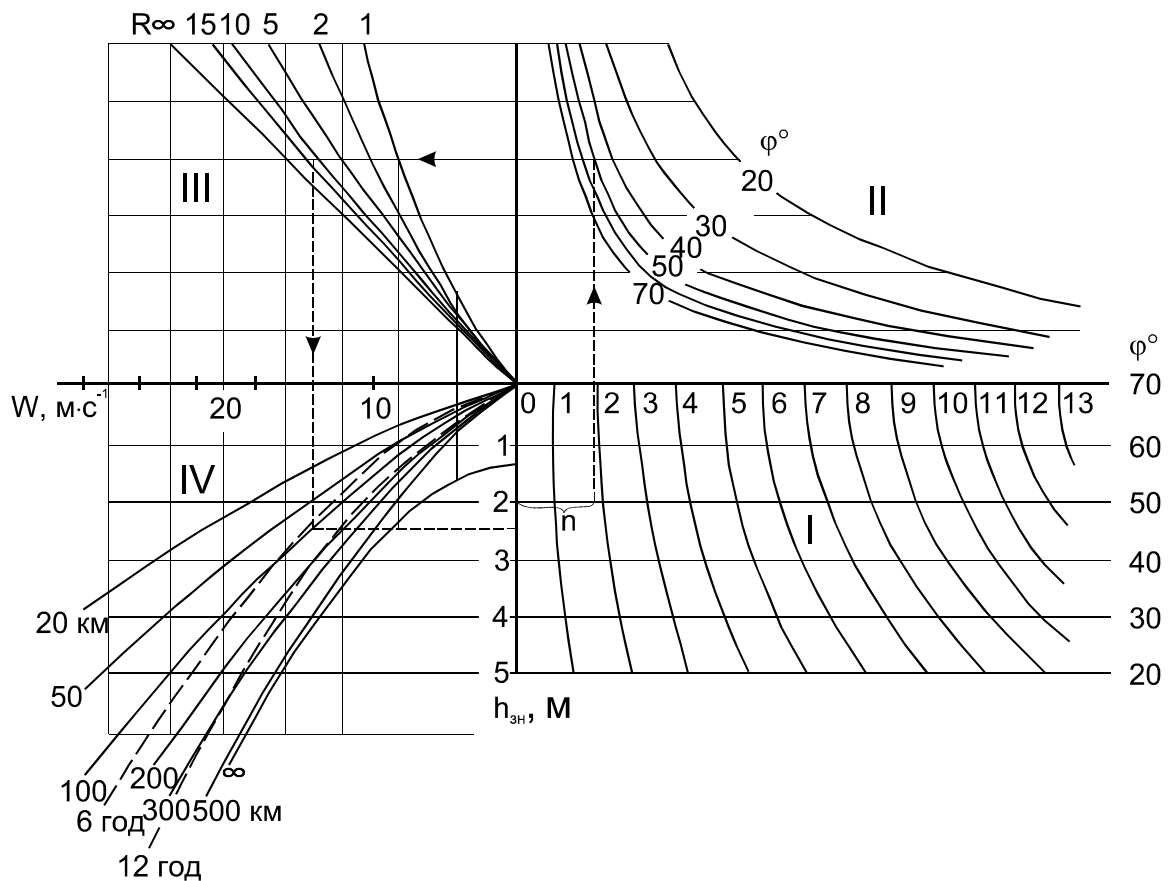


Рис. 9.2 – Номограма для розрахунку висоти хвиль по В.С. Красюку.

3. Із врахуванням висоти хвиль, отриманих для вищевказаних точок, знайти швидкість судна V_c за номограмою В.С. Красюка (рис. 9.3). По номограмі визначають втрату швидкості ходу судна залежно від висоти ($h_{\text{зн}}$) і напрямку хвилювання, а також пройдену судном відстань (L).

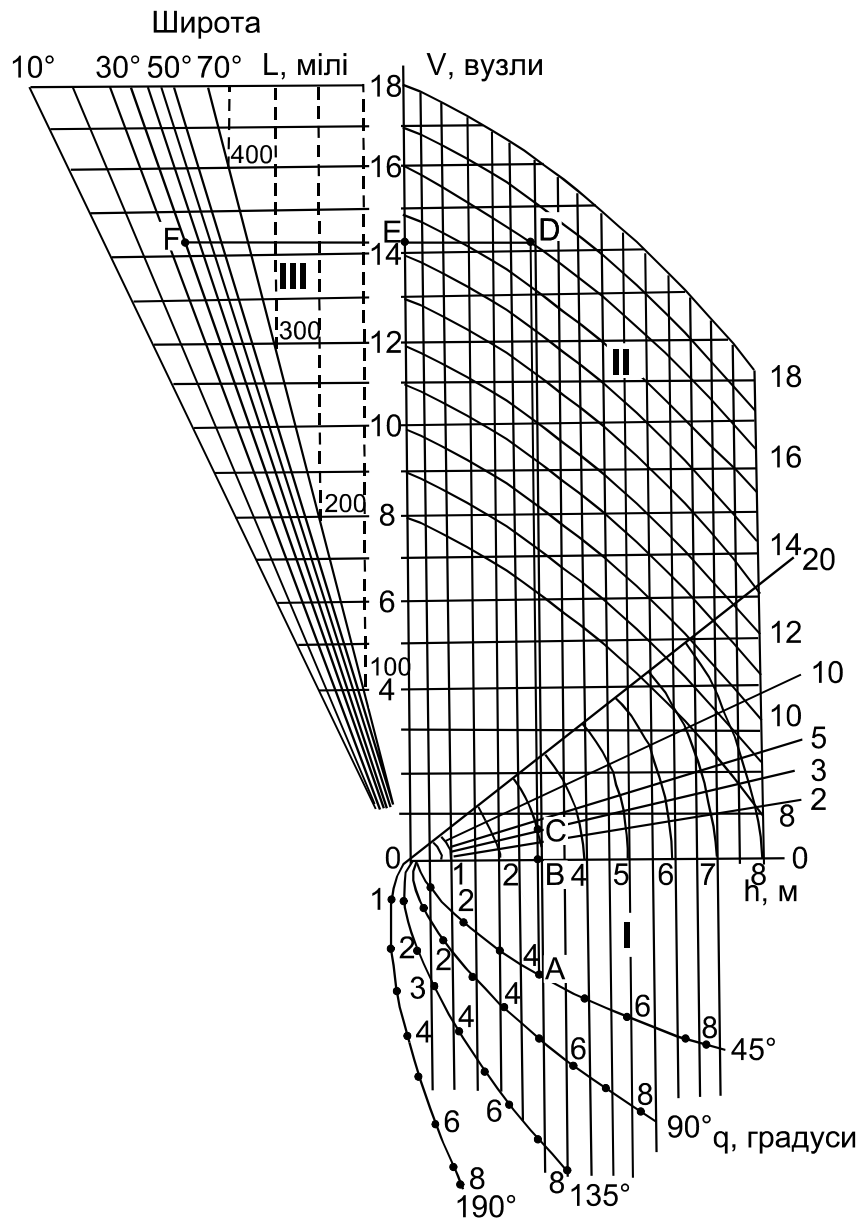


Рис. 9.3 – Номограма В.С. Красюка для розрахунку втрат швидкості ходу судна і пройденої відстані за добу в залежності від висоти (h) і напрямку поширення (q) хвиль з урахуванням водотоннажності судна.

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, $q = 45^\circ$) 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 В переміщуються в квадрант II паралельно дузі до прямої лінії, що відповідає тоннажу судна D в тисячах тонн (наприклад 5 тис. т.).

Від точки С підіймаються вертикально вгору до перетину з кривою, що відповідає максимальній швидкості судна (верхня частина квадранта II). Наприклад $(V_c)_{\max} = 16$ 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.

4. Визначити відстань, яку пройде судно за добу (рис. 9.3).

Звітні матеріали

Звітними матеріалами є заповнена табл. 9.5 і робоча карта, на яку нанесений рекомендований шлях.

Таблиця 9.5 – Дані розрахунку рекомендованого шляху

Точки розрахунку			Вітер		R, град	n, град. мерид.	V_{\max} , м·с ⁻¹
Номер точки	Координати, град.		Напрямок, град.	V , м·с ⁻¹			
	φ	λ					
1	2	3	4	5	6	7	8
1.	40 пн.ш	15 зах.д.	210	14	5	2	17
2.							
3.							

Час дії вітру, год	Розгон, м	$h_{\text{зн}}$, м	q, град.	D, тис.т	$(V_c)_{\max}$, вузли	V_c , вузли	L, милі
9	10	11	12	13	14	15	16
12	350	4,3	45	5	16,0	14,0	500

9.4 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, підлягаючи сильній качці. 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 простой 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 $15 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$.

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 вітри 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:

$$\bar{h}_{\text{довг}} = \frac{2\pi^{3/2} \bar{h}^2}{g \bar{\tau}^2}, \quad (9.1)$$

$$\bar{\tau}_{\text{довг}} = 10 \bar{\tau}, \quad (9.2)$$

де $\bar{h}_{\text{довг}}$, \bar{h} - середня висота довгоперіодних та вітрових хвиль; $\bar{\tau}_{\text{довг}}$, $\bar{\tau}$ - середній період довгоперіодних та вітрових хвиль.

Розрахункові формули були порівняні з емпіричними:

$$\bar{h}_{\text{довг}} = \alpha \frac{\bar{h}^2}{g \bar{\tau}^2}, \quad (9.3)$$

$$\bar{\tau}_{\text{довг}} = \beta \bar{\tau}, \quad (9.4)$$

де $\alpha = 11,8$; $\beta = 12$.

Для практичних розрахунків приймають $\alpha = 11$, $\beta = 12$, що незначно відрізняються від теоретичних та емпіричних значень.

Для мілководних морів з горизонтальним дном та малими ухілами дна (0,001 та менше) при розрахунку висоти довгоперіодних хвиль обчислюють редуційну поправку згідно з формулою (9.5), або табл. 9.6.

$$\bar{h}_{\text{довг}} = \frac{11\bar{h}^2}{g\bar{\tau}^2} f\left(\frac{H}{g\bar{\tau}^2}\right), \quad (9.5)$$

де H – глибина моря.

Таблиця 9.6 – Редуційна поправка f

$(H/g\tau) \cdot 10^2$	3	4	5	6	7	8	9	10	11
$f(H/g\tau)$	0	0,30	0,55	0,69	0,80	0,90	0,97	0,99	1,00

Середня висота коливання води у басейні порту \bar{h}_n - визначається відповідно до співвідношення:

$$\bar{h}_n = R_n h_{\text{довг}}, \quad (9.6)$$

де R_n - коефіцієнт підсилення початкових довгоперіодних коливань.

Коефіцієнт R_n знаходиться з графіка (рис. 9.4) відповідно до R_n / R_R , де R_R - коефіцієнт резонансного підсилення, який залежить від резонансного періоду τ_R та середнього періоду довгоперіодної хвилі $\bar{\tau}_{\text{довг}}$.

Резонансний період приймається рівним середньому періоду коливань маси води у басейні порту $\bar{\tau}_n$ і розраховується за формулою:

$$\tau_R = \frac{2\pi}{K_R \sqrt{gH}}, \quad (9.7)$$

де K_R – резонансне хвильове число.

Резонансне хвильове число K_R та резонансний коефіцієнт підсилення R_R визначають з графіка (рис. 9.5). Початковими параметрами для користування графіком є розмір басейну та ширина входу у порт. Приймається, що конфігурація порту є близькою до прямокутника.

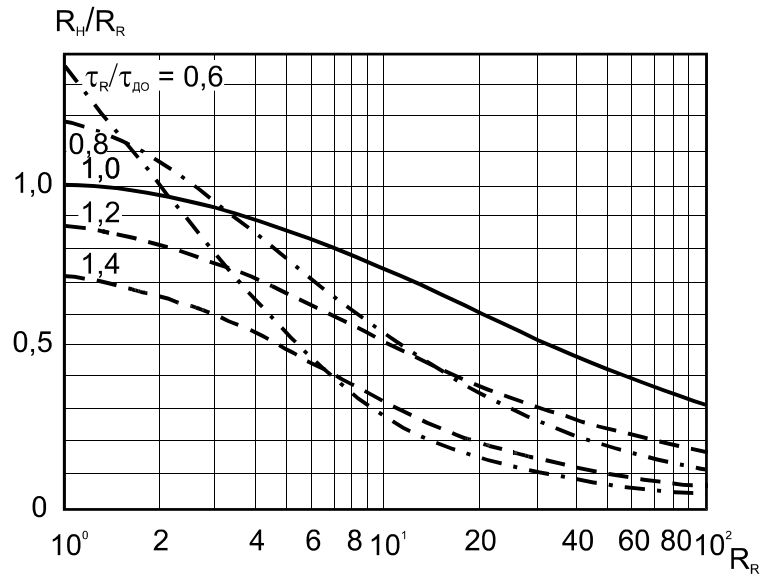


Рис. 9.4 – Залежність R_H / R_R від резонансного коефіцієнта підсилення R_R при різних значеннях відношення τ_R до $\bar{\tau}_{довг}$.

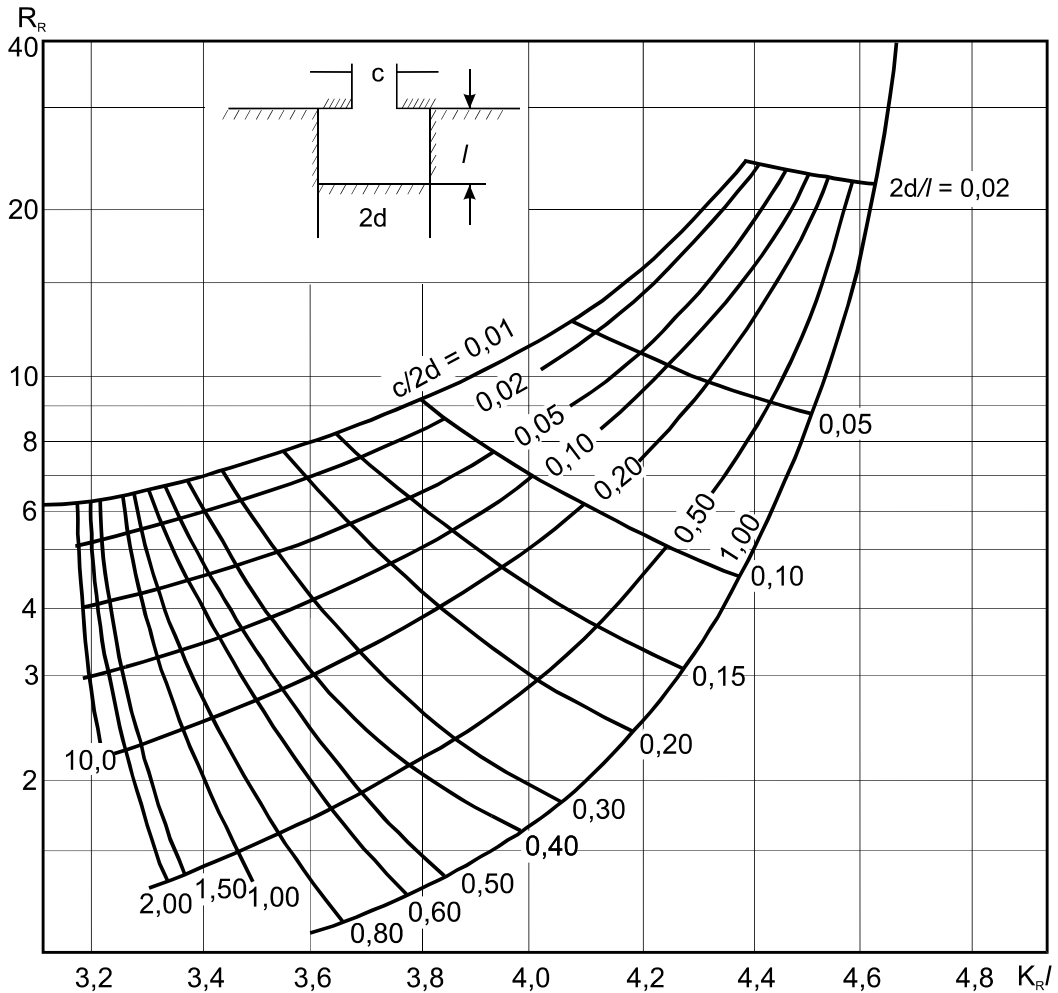


Рис. 9.5 – Номограма для визначення резонансного коефіцієнта підсилення R_R та резонансного хвильового числа K_R .
 d – довжина порту; l – ширина порту; c – ширина входу в порт.

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 великі збитки 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 вітроу 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 складає в середньому 0,38% за рік, а середня тривалість такого вітру складає 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. 9.4).

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.

Переважає 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) – складає не менше ніж 6 гПа.

Для визначення цих умов необхідно установити:

- 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° пн. 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 складає не менше ніж 5...6 гПа і зберігається впродовж 7 год і більше (рис. 9.6 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. 9.6 б).

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. 9.7).

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. 9.6 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. 9.6 г).

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. 9.7 наведені характеристики інтенсивності тягуна в залежності від різниці ΔP_1 і

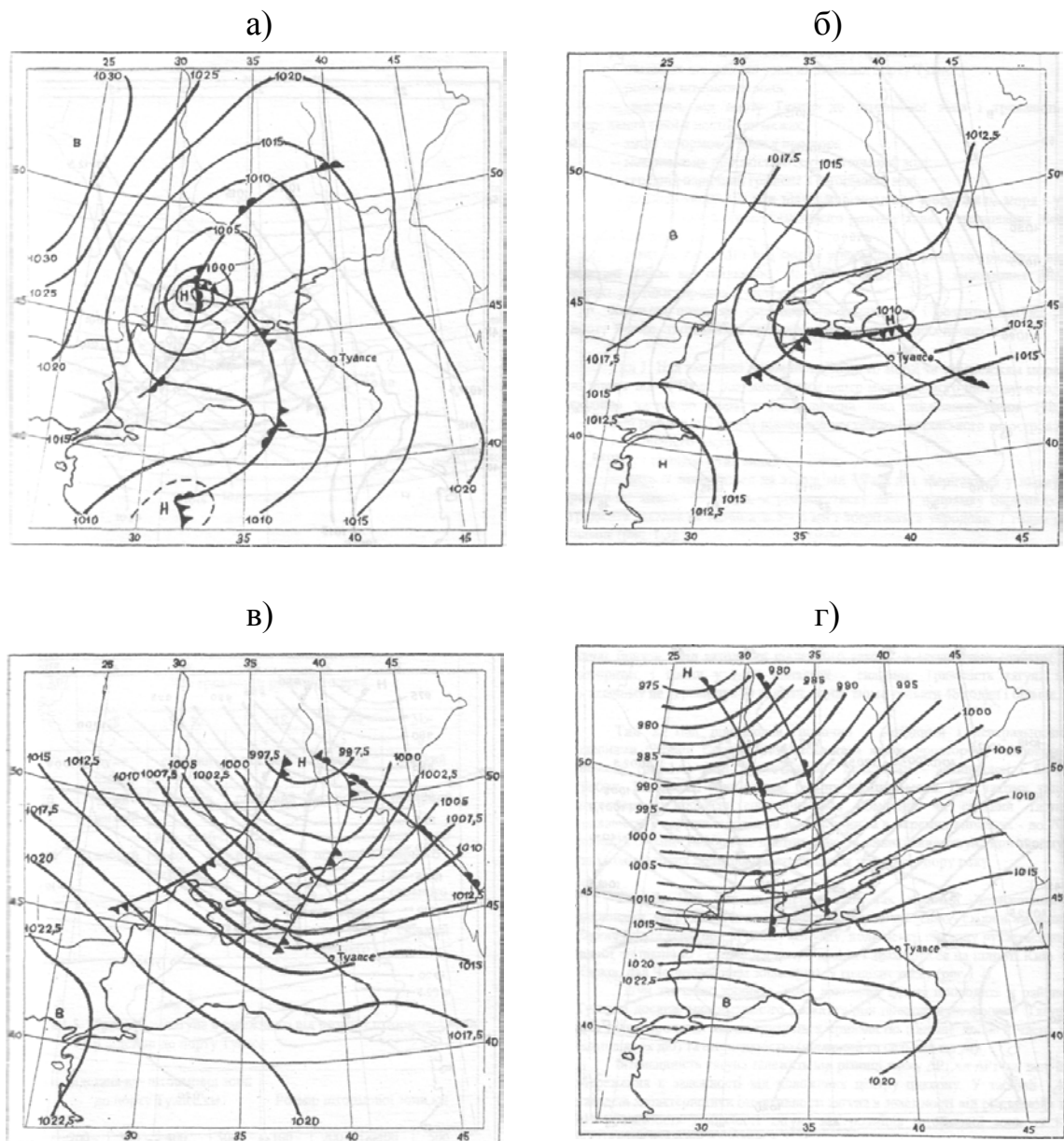


Рис. 9.6 – Типи синоптичної ситуації виникнення тягуна у порту Туапсе (а – тип 1а; б – тип 1б; в – тип 2; г – тип 3).

ΔP_2 . Залежність тривалості тягуна від розмірів штормової зони та її положення наведені у табл. 9.8. 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.

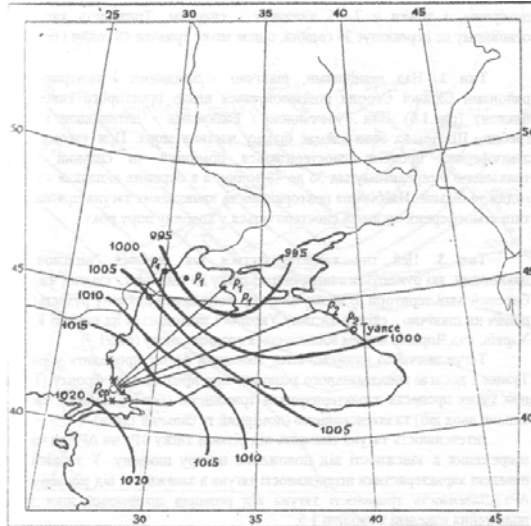


Рис. 9.7 – Схема обчислювання P_1 та P_2 .

P_1 – градієнт тиску на відстані 500 км від південно-західного узбережжя, а P_2 – у напрямку максимального розгону хвиль.

Таблиця 9.7 – 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 слабого до помірнього	помірний	помірний	від помірнього до сильного
> 14	-	-	помірний	від помірнього до сильного	сильний

Таблиця 9.8 – 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. 9.8) від напрямку і швидкості вітру та баричного градієнта у штормовій зоні (ΔP_s , гПа/111 км). При напрямку ізобар у штормовій зоні в межах $360^\circ \dots 320^\circ$ тягун у порту Туапсе виникає в наступних 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.

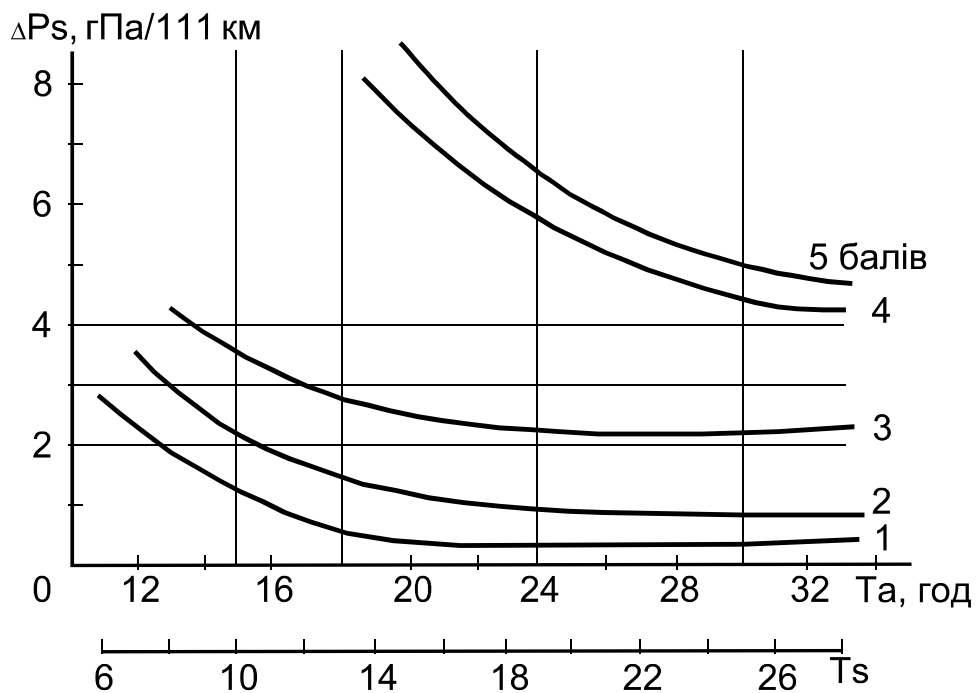


Рис. 9.8 – Графік для визначення початку (T_a) та інтенсивності (T_s) тягуна в порту Туапсе.

ΔP_s – градієнт тиску в штормовій зоні на градус меридіана;
 T_a – час виникнення тягуна після досягнення відповідного значення градієнта тиску, год; T_s – час тривалості відповідного градієнта тиску, год.

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. 9.8 а). 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 слабого тягуна.

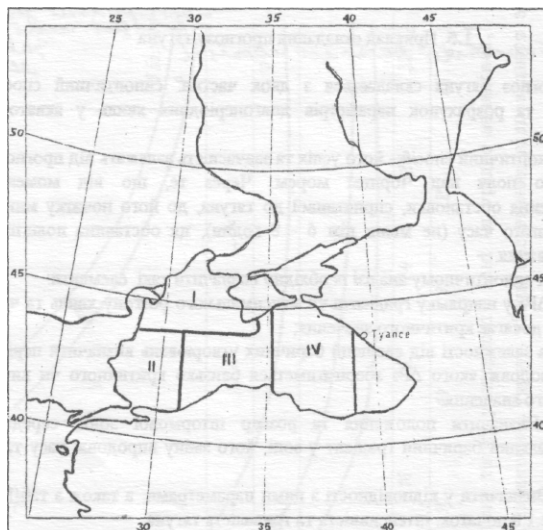


Рис. 9.8 а – Райони моря, штормова погода в яких спричиняє тягун у порту Туапсе.

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 штормовій 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. Переважна 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 викликають 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 довгоперіодних хвиль в порту Туапсе?

Завдання

Скласти прогноз тягуна в порту Туапсе по вихідним даним за 00 год (дата вказується викладачем).

Вихідні матеріали

1. Приземна карта погоди за 00 СГЧ.
2. Розміри басейну порту Туапсе (наведені нижче).

Методичні рекомендації

Прогноз тягуна складається з двох частин: синоптичний спосіб прогнозу та розрахунок параметрів довгоперіодних хвиль у акваторії порту.

Синоптичний спосіб - його успіх та завчасність залежать від прогнозу баричного поля над Чорним морем. Через те, що від моменту установлення ситуації, сприятливої для тягуна, до його початку минає досить багато часу (не менш ніж 6 ... 8 год), ця обставина полегшує прогнозування.

При синоптичному аналізі необхідно визначити такі елементи:

- 1) ΔP_1 у напрямку градієнта чи максимального розгону хвиль та час, коли ΔP_1 досягає критичного значення;
- 2) період часу, впродовж якого ΔP_2 дорівнює критичному значенню чи вище його в залежності від еволюції баричних утворень;
- 3) положення та розмір штормової зони, середній горизонтальний баричний градієнт у зоні, його зміну впродовж часу та у просторі;
- 4) початок, інтенсивність та тривалість тягуна у відповідності з цими параметрами, а також за табл. 9.7, 9.8 та рис. 9.8.

Розрахунок параметрів довгоперіодних хвиль у акваторії порту визначається за такими характеристиками. Задані розміри акваторії порту: його довжина - l , ширина - $2d$, а також ширина входу у порт - c , середня глибина H та ухил дна α . Задані середня висота та період вітрових хвиль при вході у порт. За цими характеристиками згідно з формулами (9.1)...(9.7) та рис. 9.4, 9.5 визначають висоту та період коливань мас води у басейні порту. Шкала інтенсивності тягуна, якісна

характеристика явища та умови стоянки суден біля причалів наведені у табл. 9.4.

Приклад розрахунку елементів довгоперіодних хвиль у порту Туансе

Потрібно визначити середню висоту \bar{h}_n та середній період $\bar{\tau}_n$ коливання маси води в басейні порту, розміри якого є такими: довжина $d = 975$ м, ширина $l = 250$ м, середня глибина $H = 10$ м, ширина входу в порт $c = 300$ м. Порт має прямокутну форму, а ухил дна складає 0,02. Середня висота вітрових хвиль складає $\bar{h} = 4$ м, а середній період $\bar{\tau} = 8$ с. За таких умов згідно з формулами (9.3), (9.4) визначаємо $\bar{h}_{\text{овг}} = 0,28$; $\bar{\tau}_{\text{овг}} = 96$. Далі згідно з рис. 9.5 знаходимо, що при $\frac{2d}{l} = 7,4$ та $\frac{c}{2d} = 0,15$ резонансний коефіцієнт підсилення $R_R = 2,6$; $K_R l = 3,23$ та $K_R = 0,013$. Розраховуємо τ_R згідно з формулою (9.7), $\tau_R = 49$ с.

Для визначення середньої висоти коливань маси води в порту \bar{h}_n спочатку, згідно з рис. 9.4, розраховуємо R_R ; коли $R_R = 2,6$, а відношення $\frac{\tau_R}{\bar{\tau}} = 0,15$, можна визначити відношення $\frac{R_H}{R_R} = 0,88$, звідки $R_H = 0,88 \cdot R_R = 2,3$. Потім, згідно зі співвідношенням (9.6), знаходимо $\bar{h}_n = R_R \bar{h}_{\text{овг}} = 2,3 \cdot 0,28 = 0,64$ м. Середній період коливання маси води в басейні порту визначаємо з умов, що $\bar{\tau}_n = 49$ с.

Таким чином, висота коливань маси води в порту складає $h_n = 64$ см, а період $\bar{\tau}_n = 49$ с, що, згідно з даними табл. 9.4, відповідає сильному тягуну.

Звітні матеріали

Аналіз синоптичної ситуації над Чорним морем та текст прогнозу і розрахунки тягуна (в робочому зошиті).

9.5 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 корпусу 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 стійкість.

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 рибпромислових 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 слабе, помірне чи сильне обмерзання. Ступінь обмерзання в залежності від інтенсивності відкладення льоду наведена в табл. 9.9.

Обмерзання різної інтенсивності спостерігається при різних гідрометеорологічних умовах і у різних широтах розвивається не однаково. Для прикладу у табл. 9.10 наведені характеристики температури повітря та швидкості вітру, коли спостерігається обмерзання суден типу СРТ.

Таблиця 9.9 – Ступінь обмерзання риболовецьких суден в залежності від інтенсивності відкладення льоду (т·год⁻¹)

Тип судна	Інтенсивність обмерзання (т·год ⁻¹)		
	слабе	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 залежить не тільки від поєднання температури повітря та швидкості вітру, а також від температури води, курсу судна відносно напрямку вітру та від висоти хвиль.

Таблиця 9.10 – 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	-3
	від 9 до 15	-8

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. 9.11 наведені поєднання гідрометеорологічних умов у північно-західній частині Чорного моря, коли відмічається обмерзання різної інтенсивності.

Таблиця 9.11 – Гідрометеорологічні умови обмерзання суден у північно-західній частині Чорного моря

Обмерзання	Температура повітря, °С	Температура 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. 9.12).

Таблиця 9.12 – 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

Як виходить з табл. 9.12, 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:

1. Комбінація від'ємної температури повітря та швидкості вітру (від'ємна температура до $-3\text{ }^{\circ}\text{C}$ та швидкість вітру від штилю до $9\text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ 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 ($-3\text{ }^{\circ}\text{C}$ та нижче) і швидкості вітру ($10\text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ 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 ($-3\text{ }^{\circ}\text{C}$ та нижче) та швидкості вітру ($10\text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ 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 тилівій 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 $12\text{...}15\text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$, температурі повітря від -2 до $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ та води $2\text{...}5\text{ }^{\circ}\text{C}$ 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. 9.9, дається прогноз обмерзання. Критерій інтенсивності обмерзання визначається у $\text{см}\cdot\text{год}^{-1}$ чи у $\text{т}\cdot\text{год}^{-1}$ для суден різної тоннажності.

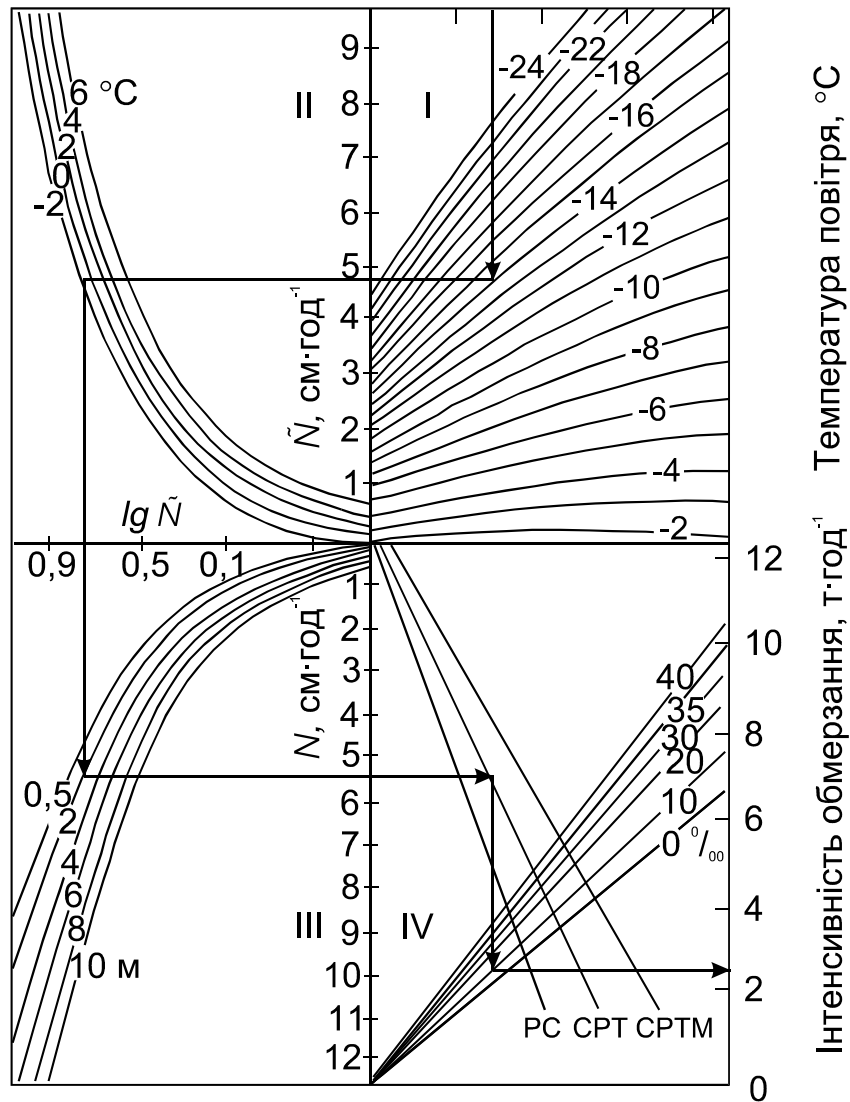


Рис. 9.9 – Графік для визначення інтенсивності обмерзання морських суден типу РС, СРТ, СМРТ.

Криві лінії у квадранті I на рис. 9.9 відображають залежність критерію інтенсивності від швидкості вітру та температури повітря при температурі води $t_w = 1\text{ }^\circ\text{C}$, солоності $S = 35\text{ }‰$ та висоті хвиль $h = 4\text{ м}$.

У квадранті II враховується поправка на відміну температури води від $1\text{ }^\circ\text{C}$, 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. 9.10) або тексту, де вказується очікувана інтенсивність та ступінь обмерзання окремо для суден різного тонуажу.

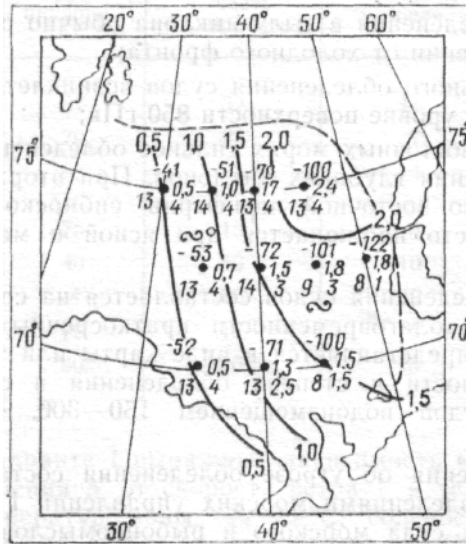


Рис. 9.10 – Прогностична карта за 03 СГЧ. У вузлах сітки дані прогностичні значення температури повітря (вверху ліворуч), води (вверху праворуч), швидкості вітру (внизу ліворуч.), висоти хвилі (внизу праворуч) і розраховані значення інтенсивності обледеніння (всередині праворуч).

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?

Вихідні матеріали

1. Комплект фактичних і прогностичних карт (приземна карта, АТ-850, карта хвилювання) за зимовий місяць.
2. Прогностичні значення швидкості вітру, температури повітря над морем і температури води поверхні моря.
3. Значення солоності води на ділянці акваторії, для якої складається прогноз.
4. Калька з контуром ділянки моря, для якої складається прогноз обмерзання.

Завдання

Скласти прогноз обмерзання для різних районів Чорного моря (за вказівкою викладача) з урахуванням типу судна.

Методичні рекомендації

Побудова прогностичних карт проводиться в наступному порядку:

1. Для розрахунку очікуваного поля обмерзання вибирається декілька десятків характерних точок в залежності від акваторії та мінливості прогностичних значень метеорологічних величин.

2. За прогностичними картами полів вітру (V), хвилювання (H_v), температури повітря (T) над морем і температури води (T_v) поверхні моря визначають величини V , H_v , T і T_v в характерних точках шляхом інтерполяції.

3. За знайденими вище значеннями і солоністю води (S , ‰) на даній ділянці акваторії за допомогою номограми (рис. 9.9) визначають інтенсивність обмерзання.

4. За отриманими даними проводяться ізолінії інтенсивності обмерзання через $0,5 \text{ т} \cdot \text{год}^{-1}$ і виділяються зони різного ступеню обмерзання: слабе, помірне, швидке.

Звітні матеріали

1. Результати оцінки інтенсивності обмерзання (в робочому зошиті).
2. Прогностична карта обмерзання (калька).

9.6 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 $500 \dots 1000 \text{ км} \cdot \text{год}^{-1}$, а відстань між послідовними вершинами хвиль досягає $500 \dots 700 \text{ км}$. Висота хвиль у центрі формування не перевищує $0,5 \dots 1,0 \text{ м}$, 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 $30 \dots 40 \text{ м}$.

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 $1 \dots 2 \text{ год}$. Звичайно максимальною буває третя або четверта хвиля.

Хвилі проникають в глибину суші в залежності від її рельєфу іноді на $10 \dots 15 \text{ км}$ 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 $6 \dots 8$ раз більша, ніж у вершині, висота цунамі збільшується в $2 \dots 2,5$ 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 (в $\text{км}\cdot\text{с}^{-1}$) та приходом хвилі цунамі, яка має швидкість розповсюдження хвилі C (формула Лагранжа-Ері):

$$C = \sqrt{gH}, \quad (9.8)$$

де H – глибина моря, g – прискорення вільного падіння;

$$\Delta t = ((V_c - C) / V_c C) x,$$

де x – відстань (в км) від епіцентру землетрусу до заданого пункту.

Якщо прийняти, що середня швидкість розповсюдження пружних сейсмічних хвиль $V_c = 10 \text{ км}\cdot\text{с}^{-1}$, а швидкість довгої хвилі у відкритому океані $C = 0,2 \text{ км}\cdot\text{с}^{-1}$, 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 приведемо 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 викликало 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:

$$\tau = S / C, \quad (9.9)$$

де S – довжина відрізка, на якому глибина приймається незмінною.

На глибокій воді розрахунок проводиться за формулою (9.8) Лагранжа-Ері, на мілководді використовується формула Скотта-Рассела:

$$C = \sqrt{g(H \pm h)}, \quad (9.10)$$

де h – висота хвилі.

Загальний час пробігу хвилі визначається як сума часу кожного відрізка, 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:

$$\frac{1}{\bar{h}} = ctg \alpha \left\{ \frac{16\gamma_1}{5\pi^3} \left(\frac{1}{H} - \frac{\sqrt[3]{H}}{H_0\sqrt{H_0}} \right) + \frac{2\gamma_2}{3\sqrt{gT}} \left(\frac{1}{\sqrt{H}} - \frac{\sqrt[4]{H}}{\sqrt[4]{H_0^3}} \right) \right\} + \frac{1}{h_0} \sqrt[4]{\frac{H}{H_0}}, \quad (9.11)$$

де H_0, H – глибина океану на початку та кінці розрахункового відрізка;

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:

$$h_0 / \bar{h} = 0,6(\epsilon_0 / \epsilon)^{0,7}, \quad (9.12)$$

де h_0 / \bar{h} – відношення висоти хвиль цунамі до висоти хвиль на вході до бухти; ϵ_0 / ϵ – 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 продовговату форму.

Ялтинські землетруси 1927 р. (26 квітня та 12 вересня) є найбільш сильними землетрусами в Криму, котрі супроводжувались хвилями цунамі (табл. 9.13).

Таблиця 9.13 – 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 може бути виконаний за формулою (Григораш З.К. і Корнеєва Л.А.):

$$\log E_{\text{тр}} = -14,2 + 0,9 M,$$

де $E_{\text{тр}}$ – загальна енергія цунамі в осередку з урахуванням рефракції; M – магнітуда землетрусу.

Проте ні одна з хвиль цунамі у Чорному морі не становила серйозну загрозу 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° пн.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. 9.14).

Таблиця 9.14 – 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 викликав 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. 9.11, а час добігання хвиль приведений в табл. 9.15.

Таблиця 9.15 – Час добігання хвиль цунамі на Чорному морі 12.07.1966 р.

Пункт спостереження	Час добігання, хв	
	спостережене	розраховане
Батумі	72	72
Феодосія	109	120
Геленджик	27	42
Ялта	69	72

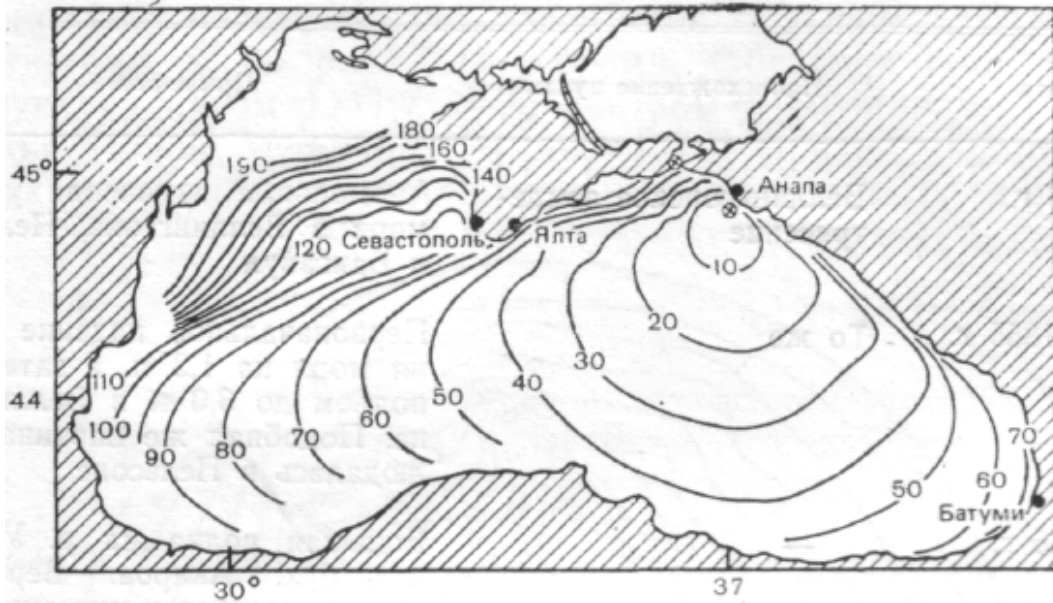


Рис. 9.11 – Поширення цунамі (хв) 12.07.1966 р. в Чорному морі.

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?

Звітні матеріали

В робочому зошиті відповідь на запитання.

10 СКЛАДЕННЯ ПРОГНОСТИЧНИХ КАРТ ОСОБЛИВИХ ЯВИЩ НА НИЖНІХ ТА ВЕРХНІХ РІВНЯХ ДЛЯ АВІАЦІЇ

10.1 Складення прогностичних карт особливих явищ на нижніх рівнях

Прогностичні карти особливих явищ на нижніх рівнях для авіації складаються у великих прогностичних центрах для окремих регіонів. Цим вони відрізняються від аналогічних карт для верхніх і середніх рівнів, які можуть складатися для півкулі. Причиною такої відмінності є різноманіття так званих особливих явищ, що розвиваються у нижньому трьохкілометровому шарі атмосфери, їх незначного просторового масштабу і великої залежності від місцевих умов (топографії і характеру підстильної поверхні, наявності водоймищ тощо).

Вимоги ВМО/ІКАО до складання прогностичної карти особливих явищ на нижніх рівнях для авіації. Вимоги до змісту, точності і завчасності карт особливих явищ на нижніх рівнях (significant weather chart for low-level – SWL) викладені в Технічному Регламенті ВМО [1]. Вони повинні містити короткостроковий (до 30 год) прогноз і розраховуватись на основі вихідних даних чисельних регіональних моделей з високим розділенням. Сучасні чисельні моделі, які оперативно використовуються у провідних прогностичних центрах світу, засвоюють великий об'єм інформації, включаючи радари, профілеміри, супутники. На картах, згідно [1] повинні бути відображені наступні атмосферні явища та об'єкти:

1. Положення баричних центрів, напрямок і швидкість їх переміщення.
2. Атмосферні фронти з їх зонами хмарності.
3. Низька хмарність: межі шарів і характеристика.
4. Конвективна хмарність: нижня межа і характеристика (isolated, embedded тощо); грози та інші прояви активної конвекції.
5. Обледеніння: межі шарів.
6. Турбулентність: межі шарів і градації інтенсивності.
7. Висота нульової ізотерми.
8. Переохолоджені опади.
9. Явища, які понижують видимість нижче 10 км (туман, опади тощо).

Таким чином, карта SWL відрізняється високим інформаційним наповненням. Вимоги до точності прогнозу SWL наступні: загальна справджуваність прогнозу наявності / відсутності (низької і конвективної хмарності, зон обледеніння, турбулентності, опадів, туману) – не нижче 80%, локалізація – з точністю не нижче 100 км, вертикальна протяжність

шарів обледеніння і турбулентності – з точністю не гірше 600 м, нижня межа хмар – з точністю не гірше 30 до 120 м і 30% від 120 до 3000 м.

Методи і алгоритми постпроцесінга, які використовуються для прогнозу особливих явищ на нижніх рівнях. Викладемо загальні принципи прогнозування особливих явищ на основі вихідних даних чисельних моделей. Останні дозволяють обчислювати наперед у точках певної регулярної сітки на різних рівнях значення геопотенціалу (тиску), температури, вологості, складових швидкості вітру та інших модельних величин. На основі цієї інформації ставиться задача визначити положення і характеристики струминних течій, тропопаузи, зон турбулентності тощо. Фактично задача полягає в реалізації певної фізичної концепції, яка відображає сутність природи кожного із «особливих явищ», що сильно різняться між собою. Для вирішення цієї задачі потрібні спеціалісти, які глибоко розуміють фізику явищ і зв'язок кожного явища з метеорологічними полями, що прогнозуються моделлю, а також способи вилучення із цих полів потрібної інформації. Весь комплекс програм постпроцесінга, необхідний для розрахунку карти SWL, є основою технології її складення.

Розглянемо методи постпроцесінга для прогнозу особливих явищ на нижніх рівнях, що використовуються в теперішній час у провідних світових прогностичних центрах.

Низька хмарність. Низька хмарність (шарувата, шарувато-купчаста, шарувато-дошова) у сучасних регіональних чисельних моделях з високим розділенням, з хорошим описом процесів у граничному шарі атмосфери і тепло- та вологообміну між підстильною поверхнею та атмосферою, прогнозується безпосередньо в рамках чисельної моделі і постпроцесінг у цих умовах не потребується.

До появи надійних чисельних прогнозів низької хмарності такі програми існували і використовувались на практиці; вони розроблялись, як правило, на основі статистичної корекції модельних прогнозів (метод MOS); приклади можна знайти у [2, 3]. Пізніше, коли модельні короткострокові прогнози стали достатньо надійними [4], подібні методи стали використовуватись для понадкороткострокового аеродромного прогнозування [5, 6]. Відмітимо широке застосування для цієї цілі імовірнісних прогнозів.

Конвективна хмарність. Стосовно до карти SWL представляють інтерес наступні параметри конвективної хмарності: нижня межа, характеристика (ізольовані, рідкі, часті, потоплені в шаруватій хмарності), а також грози і град.

Найновіші сучасні регіональні негідростатичні моделі з надвисоким (близько кілометра) розділенням в принципі здатні в явному вигляді

відтворювати мезомасштабні конвективні комплекси. Проте такого досвіду, тим більш оперативного, поки що не існує. У практиці сьогодення використовуються схеми постпроцесінга модельних полів температури і вологості. Для отримання перерахованих вище параметрів конвекції необхідно розрахувати за даними про температуру і вологість у вузлах сітки на рівнях від 2 м до великих висот (практично до нижньої стратосфери) наступні величини: рівень конденсації і рівень нульової плавучості, що інтерпретуються відповідно як нижня і верхня межа конвективних хмар, і рівень зародження низхідного потоку як характеристику наявності граду. Всі ці величини дуже залежать від точності прогнозу температури і вологості біля землі та у граничному шарі атмосфери. Враховуючи невелику (декілька годин) тривалість життя конвективних осередків і дуже виражений добовий хід, представляється природним і реалістичним такий розподіл функцій надкороткострокового прогнозу, при якому короткостроковий (до 36 год) прогноз грає роль орієнтовного. Системи наукастинга, асимілюючі радарні та супутникові дані, здійснюють оперативне забезпечення екіпажів і наземних служб інформацією про стан і найближчу еволюцію конкретних конвективних осередків, а у ряді випадків і про їх виникнення [7, 8, 9, 10].

Такий стан прогнозування конвективних явищ для авіації у світовій практиці.

Зони обледеніння повітряних суден. На картах SWL повинні бути вказані зони імовірного обледеніння повітряних суден і висоти меж відповідних шарів. Як правило, для обледеніння ПС при польоті у хмарах, необхідною умовою є наявність в них переохолоджених крапель у великій кількості. Ця умова не є достатньою; чутливість різних типів літаків і гелікоптерів до обледеніння неоднакова, вона залежить від швидкості польоту та аеродинамічних характеристик ПС.

Тому прогнозується лише «імовірне» обледеніння в шарах, де виконується його необхідна умова. Такий прогноз складається із прогнозу наявності хмар, температури у хмарних шарах і таких мікрофізичних характеристик, як розміри крапель і водність хмар. Пряме чисельне прогнозування мікрофізичних характеристик стало доступним лише недавно, на достатньо високому рівні розвитку чисельних моделей, що використовуються в кращих світових прогностичних центрах.

Відмітимо, що, як і активна конвекція, зони обледеніння є переважно об'єктом надкороткострокового прогнозу, тоді як короткостроковий прогноз виконує роль орієнтовного. Класичний зразок схеми надкороткострокового прогнозу на базі модельного короткострокового прогнозу дано в [11], де описаний процес засвоєння радарних даних і рапортів пілотів.

Переохолоджені опади. Переохолоджені (замерзаючі) опади, що утворюють ожеледь, мають важливе значення для зльоту і посадки ПС, а також їх стану на стоянках. Вивчення і прогноз замерзаючих опадів тісно пов'язані з розглянутими аналогічними проблемами для зон обледеніння.

Існуючі підходи до прогнозу замерзаючих опадів, починаючи з простих синоптико-статистичних методів [12] і закінчуючи сучасними розробками на базі чисельних моделей [13,14,15,16], орієнтуються на класичний механізм з теплим шаром танення. Отримані в цитованих статтях результати можуть використовуватися для розробки методів прогнозу замерзаючих опадів у наших умовах, проте сподіватись на високий результат не доводиться, оскільки численні випадки випадіння таких опадів із холодних хмар не будуть передбачені.

В цілому слід відмітити, що проблема короткострокового прогнозу замерзаючих опадів є однією із найбільш складних і в той же час досить актуальних. Досить рідке і небезпечне явище замерзаючого дощу краще прогнозується на строки 1...6 год, на основі спостережень за допомогою поляриметричних радарів [17, 18]. Цей порівняно новий для метеорології вид радарної техніки дозволяє визначити фазовий стан і отримати інформацію про розподіл хмарних часток за розмірами. У нашій державі таких радарів на озброєнні авіаційних метеорологів поки що не існує.

Висота нульової ізотерми. Ця величина тісно пов'язана з прогнозом зон обледеніння і переохолоджених опадів [19, 20]. Висота нульової ізотерми дає синоптику перші вказівки (хоча і недостатні) на можливість наявності переохолоджених крапель у хмарах і на можливість реалізації механізму утворення замерзаючих опадів.

Висота нульової ізотерми прогнозується на 24...36 год на основі чисельного прогнозу поля температури. При наявності в прогностичній моделі хорошого опису граничного шару розрахунок висоти нульової ізотерми (звичайно за допомогою сплайн-апроксимації профілю температури) не становить принципових труднощів. Як у випадку падіння температури з висотою, так і у випадку наявності інверсій та підінверсійних хмар вказаний стандартний підхід дає добрі результати. Проте хороший опис граничного шару атмосфери вимагає детального задання рельєфу та характеру підстильної поверхні і високої точності моделі повітря-грунт.

Турбулентність в ясному небі. Турбулентність у безхмарній нижній тропосфері, як відомо [21], розподіляється на наступні види відповідно до механізмів її генерації:

- власне ТЯН, яка виникає в результаті гідродинамічної нестійкості у шарах з великими зсувами вітру;

- механічна турбулентність, яка виникає внаслідок приземного тертя, що формує профіль вітру з великими вертикальними градієнтами швидкості;

- орографічна турбулентність, яка розвивається над районами зі складною орографією в зонах гірських хвиль великої амплітуди і виникаючих при їх руйнуванні роторів;

- термічна турбулентність у зонах конвективного перемішування.

Сучасні технології прогнозу турбулентності, як і інших особливих явищ, базуються на вихідних даних чисельних моделей з високим розділенням і достатньо детальним описом процесів граничного шару, в тому числі над складною орографією. У рамках схем постпроцесінга розраховуються характеристики турбулентності, що генерується у заданому потоці.

Так, власне ТЯН у нижньому шарі, як і на верхніх рівнях, оцінюється за допомогою «індексів ТЯН», які визначаються стратифікацією вітру [22, 23]. Методика прогнозу цього виду турбулентності не відрізняється від тієї, що використовується при прогнозі особливих явищ на верхніх рівнях. Відмітимо лише, що результат залежить від точності прогнозу профілю вітру у нижньому шарі, включаючи струминні течії нижніх рівнів, посилення вітру під інверсіями та інші деталі [24].

Механічна турбулентність по суті є різновидністю ТЯН, з тією різницею, що профіль вітру, на фоні якого виникають турбулентні зони, формується під впливом шорсткості підстильної поверхні. Цей вид турбулентності характерний для найнижчого шару (до 500 м над поверхнею землі).

Прогнозування механічної турбулентності – відносно просте завдання, за умови хорошого прогнозу вітру біля землі: у найбільш простому варіанті можна дотримуватися рекомендацій [21], а за наявності надійного прогнозу вітру на рівнях всередині граничного шару – отримувати прогноз механічної турбулентності у рамках схеми прогнозу ТЯН.

Орографічна турбулентність виникає в результаті деформації повітряного потоку над горами, які, крім того, є джерелом збурень, що приймають вигляд гірських хвиль. Локалізація гірських хвиль і турбулентних зон визначається профілем нормальної до гірської перешкоди складової вітру. Сучасні методи прогнозу орографічної турбулентності базуються на детальному моделюванні обтікання перешкод збуреним потоком [25]. Прогноз положення турбулентних шарів та інтенсивності турбулентності формується на основі модельного поля вертикальних швидкостей вітру над горами і розрахунку швидкості дисипації енергії турбулентності, тобто прогноз орографічної турбулентності – задача складна і вимагає додаткового дослідження.

Термічна турбулентність виникає при нестійкій стратифікації у нижньому шарі при слабкому вітрі, переважно у внутрішньомасових

умовах. Її прогноз базується на чисельному прогнозі температури і вологості біля землі та в нижній тропосфері і тісно пов'язаний з прогнозом конвекції. При нестійкості в неглибоких шарах купчасто-дощова хмарність може не розвиватися, але термічна турбулентність буде мати місце. Якщо ж нестійкість спостерігається до великих висот і відбувається розвиток конвективних хмар, термічна турбулентність у граничному шарі також буде спостерігатися. Із сказаного слідує, що прогноз термічної турбулентності може бути успішним при достатній точності прогнозу полів температури і вологості у нижній тропосфері і біля землі.

Явища, що погіршують видимість. До явищ, що погіршують видимість нижче 10 км, відносяться головним чином тумани і опади. Представляється, що не всі тумани будуть успішно прогнозуватися за допомогою моделей, які оперативно використовуються у теперішній або можуть з'явитися в найближчий час: справа не лише у можливостях моделювання, але і в можливостях мережі спостережень. Частина туманів, переважно адвективних і адвективно-радіаційних, можна прогнозувати за допомогою чисельних моделей, інша частина буде, як і раніше, прогнозуватися синоптичними і синоптико-статистичними методами на місцях. Краще йде справа з опадами, хоча їх прогноз до цих пір є слабким місцем навіть найбільш сучасних чисельних моделей.

Явища, що погіршують видимість, передбачається прогнозувати за допомогою чисельних моделей, але шляхом постпроцесінга їх вихідних даних, із статистичним врахуванням локальних особливостей.

10.2 Складення прогностичних карт особливих явищ на верхніх рівнях

Прогностичні карти особливих явищ на верхніх рівнях (SHLW), що складаються для забезпечення польотів за маршрутом, повинні, згідно Регламенту ВМО-ІКАО [1], містити наступну інформацію:

1. Положення баричних центрів біля землі, напрямок і швидкість їх переміщення.
2. Атмосферні фронти з їх зонами хмарності.
3. Струминні течії (СТ) у верхній тропосфері (ізотахи $30 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ і вище, зони максимального вітру і висота осей СТ в декаметрах).
4. Висоту тропопаузи, положення її екстремумів, і температуру тропопаузи.
5. Зони активної конвекції.
6. Зони турбулентності в ясному небі (ТЯН).

У провідних світових метеорологічних центрах дана інформація отримується або безпосередньо в рамках чисельних прогностичних моделей, або на основі модельних даних шляхом їх спеціального постпроцесінга, і лише атмосферні фронти та їх зони хмарності наносяться на

карту на основі аналізу прогностичних полів тиску, температури, хмарності і опадів, що проводяться синоптиком. Горизонтальне розділення прогностичних полів, що використовуються для побудови карти SHLW, у провідних світових центрах складає десятки кілометрів; зона розрахунку, як правило, - півкуля, а шар атмосфери, для якого складається карта – згідно [1], від 400 до 70 гПа.

Нижче приводяться сучасні методики розрахунку вказаних вище елементів прогностичних карт особливих явищ на верхніх рівнях, розроблені у ВАМ ГМЦ Росії.

Струминні течії і максимальний вітер. Розрахунок рівня, на якому відмічається максимальний вітер, проводиться за даними про складові швидкості вітру (зональну і меридіональну) на всіх рівнях (а не лише на «верхніх») прогностичної моделі. Струминні течії у вільній атмосфері спостерігаються у верхній тропосфері, поблизу тропопаузи, а також у стратосфері – на висотах до 60 км. Стратосферні СТ лежать вище того шару, в якому проводяться польоти ЦА, тоді як тропосферні СТ лежать в шарах масових польотів, і їх прогноз досить важливий для штурманських розрахунків.

Максимальний вітер розраховується (як у ЛЗП, так і у всіх світових центрах авіаційних прогнозів) шляхом побудови у кожному вузлі сітки безперервного вертикального профілю вітру таким чином, щоб він проходив через точки, що відповідають прогностичній швидкості вітру на конкретних рівнях. Це досягається шляхом апроксимації залежностей складових швидкості вітру від висоти (тиску) кубічними поліномами (сплайн-функціями) [26]. На рис. 10.1 показані фрагменти розрахованих полів швидкості максимального вітру (МВ) для частини території півкулі. Для зручності співставлення показані значення швидкості ($\text{м}\cdot\text{с}^{-1}$) у вузлах сіток. Видно, що при розрахунку за даними з більш високим розділенням краще обрисовуються зони максимального вітру, поле виглядає менш згладженим. Слід мати на увазі, що на рис. 10.1 приведені тільки ті швидкості, які відповідають СТ, інакше кажучи, що перевищують $30 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$, і тим самим показано положення ізотахи $30 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$, дещо відмінне на двох частинах рисунку. При розрахунку за більш дрібною сіткою, таким чином, досягається певна деталізація структури поля МВ і СТ.

Верхня межа конвективних хмар. Верхня межа конвективних хмар у ЛЗП розраховується шляхом побудови в кожному вузлі сітки кривої стану частинки, що підіймається, і порівняння її з кривою стратифікації, як це робить синоптик вручну за допомогою аерологічної діаграми. Побудова автоматизована шляхом табулювання залежностей від тиску всіх характеристик повітря, представлених на аерологічній діаграмі (в тому числі сухих і вологих адіабат). За верхню межу хмар приймається рівень

пересічення кривої підйому з кривою стратифікації [27], що зветься рівнем конвекції або рівнем нульової плавучості (*level of neutral buoyancy, LNB*). Викладений алгоритм не відрізняється від тих, що використовуються у провідних світових прогностичних центрах.

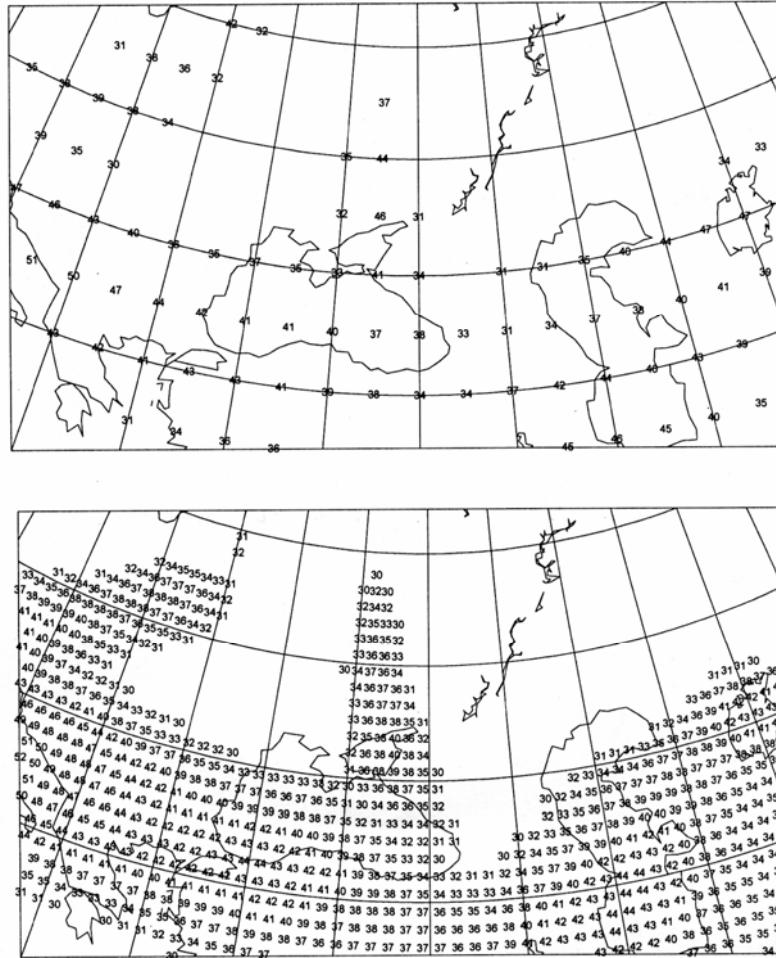


Рис. 10.1 – Значення швидкості максимального вітру в $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$, розраховані за даними сітки $2,5\times 2,5^\circ$ (оперативний аналіз Гідрометцентру Росії, вверху) і $0,9\times 0,72^\circ$ (система засвоєння даних глобальної полулагранжевої моделі, внизу) за 10.07.04 00 МСЧ.

Результати розрахунку являють собою числа, які змінюються від нуля (що означає відсутність конвекції, обумовлену стійкою стратифікацією атмосфери у вузлі сітки) до 8, 9, 10, (що позначають висоти верхньої межі хмар в кілометрах над підстильною поверхнею). В якості вихідних даних використовуються поля температури, тиску (геопотенціалу) і вологості на всіх рівнях моделі. Слід відмітити, що розрахунки досить чутливі до точності даних про температуру і вологість біля землі. На рис. 10.2 представлені результати розрахунків полів конвективної

хмарності, яка розвивається в умовах статичної нестійкості сіткового масштабу. Так як цей масштаб змінюється зі зміною кроку сітки, то уточнення, що досягаються, досить значні. Таким чином, інформативність карти при переході до більш дрібної сітки підвищується.

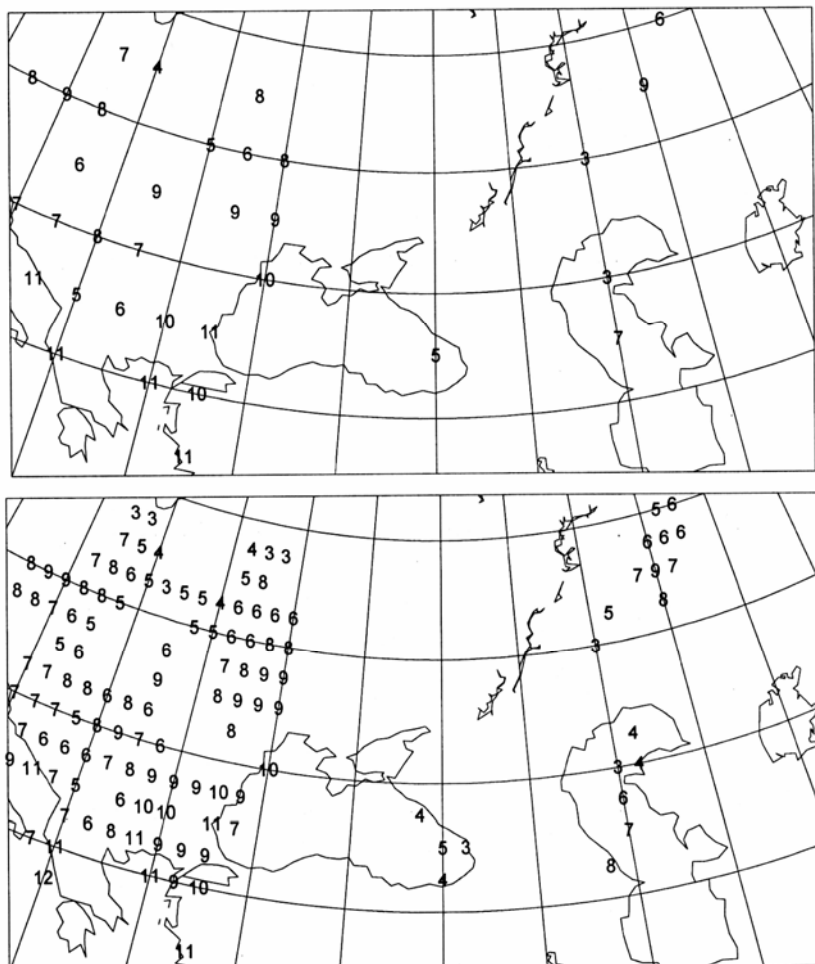


Рис. 11.2 – Значення висоти верхньої межі конвективних хмар, розраховані за даними сітки $2,5 \times 2,5^\circ$ (вверху) і $1,25 \times 1,25^\circ$ (внизу) оперативного аналізу Гідрометцентру Росії за 05.05.05 12 МСЧ.

Висота і температура тропопаузи. Висота тропопаузи, згідно прийнятої у ЛЗП оперативної технології, розраховується як ізоповерхня потенціального вихору Ертеля [28]

$$PV = -g \left(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} + f \right) \frac{\partial \theta}{\partial p}, \quad (10.1)$$

де g – прискорення сили тяжіння; x, y – горизонтальні координати; p – тиск; u, v – складові швидкості вітру по осях x і y відповідно;

$f = 2\omega \sin \varphi$ - параметр Коріоліса (ω - кутова швидкість обертання Землі, φ - широта), θ - потенціальна температура.

Потенціальний вихор вимірюється в умовних одиницях, що називаються pvu (PV units):

$$1pvu = 10^{-6} \text{ м}^2 \text{ К кг}^{-1} \text{ с}^{-1}. \quad (10.2)$$

Характерні значення PV для тропосфери і стратосфери складають відповідно 5 і 0,3...0,6 pvu , відрізняючись, таким чином, на порядок. Висота так званої динамічної тропопаузи (тобто тропопаузи, яка визначається не через температурний профіль, а через динамічну характеристику атмосфери – потенціальний вихор) визначається як висота поверхні постійного порогового значення PV , що межує між стратосферними і тропосферними значеннями [29]. Раніше було показано, що поверхні 4 і 3,5 pvu найбільш близько відповідають «термічній» (що визначається за профілем температури) тропопаузі в середніх широтах [30, 31, 32]. В теперішній час оперативно використовується порогове значення 4 pvu .

В інших прогностичних центрах світу використовується концепція термічної тропопаузи, яка розраховується за профілем температури згідно критерію ВМО [33].

В оперативній практиці динамічна тропопауза розраховується за даними про тиск (геопотенціал), температуру і вітер на тропосферних і стратосферних рівнях. У формулу (10.1) для PV входять похідні складових швидкості вітру по горизонтальних координатах. У кожному вузлі сітки на всіх рівнях розраховується PV , а потім її вертикальний профіль апроксимується за допомогою кубічної сплайн-функції і визначається висота, на якій PV приймає значення 4 pvu . Задана точність визначення цієї висоти (висоти динамічної тропопаузи) складає 1 гПа.

Відмітимо, що розрахована за більш дрібною сіткою карта тропопаузи проявляє більше подібності із супутниковими знімками в смузі пропускання водяної пари, а ці зображення, як відомо, відображають топографію реальної межі між тропосферним і стратосферним повітрям.

Температура тропопаузи визначається шляхом побудови безперервного профілю температури у кожному вузлі сітки і потім за відповідним кубічним поліномом розраховується значення температури на висоті тропопаузи.

Зона атмосферних фронтів. Об'єктивне виділення зон атмосферних фронтів, що являють собою зони суцільної хмарності та опадів, проводиться за допомогою оригінальної методики, описаної в [34-36]. Кількісною оцінкою належності даного вузла сітки до зони фронту, є так званий фронтальний параметр, який розраховується в два етапи:

1. Об'єктивна класифікація топографії баричного поля (баричної ситуації) у даному квадраті сітки і безпосередньо поблизу його виконується шляхом розрахунку коефіцієнта кореляції між значеннями тиску біля землі (геопотенціала 1000 гПа) у 16 вузлах сітки і значеннями у вузлах сітки еталонних полів, що характеризують наступні стандартні ситуації:

0 – малоградієнтне поле	12 – пд. сектор антициклону
1 – сідловина	13 – пн. сектор антициклону
2 – центр антициклону	14 – пд.- зах. сектор циклону
3 – центр циклону	15 – пн.-сх. сектор циклону
4 – гребінь	16 – пн.-зах. сектор циклону
5 – улоговина	17 – пд.-сх. сектор циклону
6 – пн.-сх. сектор антициклону	18 – зах. сектор циклону
7 – пд.-зах. сектор антициклону	19 – сх. сектор циклону
8 – пн.-зах. сектор антициклону	20 – пн. сектор циклону
9 – пд.-сх. сектор антициклону	21 – пд. сектор циклону
10 – сх. сектор антициклону	22 – прямолінійні ізобари
11 – зах. сектор антициклону	23 – неідентифіковані поля.

Після розрахунку коефіцієнтів кореляції зі всіма еталонними полями для 23 класів для певного квадрату сітки, барична ситуація в цьому квадраті відноситься до того класу, якому відповідає максимальний коефіцієнт кореляції (перевершений рівень значущості, в даному випадку рівний 0,7). Якщо такого не знайдено, ситуація відноситься до класу 23 (неідентифіковані поля). На практиці це трапляється дуже рідко.

2. Для кожного класу розраховується фронтальний параметр F як сума дискримінантної функції P , що залежить від двох предикторів (різних для різних класів) і «бароклинного фронтального параметра Ψ », який визначається градієнтом функції ZTE , що характеризує відносну топографію шару 850...500 гПа:

$$ZTE_{Pl}^{Pu} = - \sum_{Pl} \frac{P_u}{g} T_e \ln \frac{p_u}{p_l}. \quad (10.3)$$

Тут $T_e = T + Lg/c_p$ - еквівалентна температура (q - масова доля водяної пари), \bar{T}_e - наступна функція від T_e :

$$\bar{T}_e = (T_{e,u} - T_{e,l}) / (T_{e,u} / T_{e,l}), \quad (10.4)$$

а індекси u та l позначають верхню і нижню ізобаричні поверхні, які обмежують шар, що розглядається (у даному випадку 500 і 850 гПа). «Бароклінний фронтальний параметр» Ψ має вигляд [37].

$$\Psi = \left| \nabla ZTE_{850}^{500} \right| \vec{n}_{ZTE}, \quad (10.5)$$

де $\nabla = \vec{i} \frac{\partial}{\partial x} + \vec{j} \frac{\partial}{\partial y}$ – двовимірний оператор градієнта, \vec{n} – одиничний вектор нормалі до ізолінії ZTE. В якості аргументів дискримінантних функцій використовуються наступні величини:

$$\left| \nabla ZTE_{850}^{500} \right|, \left| \nabla T_3 \right|, \left| \nabla ZTE_{925}^{700} \right|, AT_{850}, \Psi_{850}^{500}, \nabla^2 H_{925}, \Psi_{925}^{700}, \left| \nabla T_{925} \right|, \left| \nabla T_{850} \right|, \nabla^2 T_{850}, \quad (10.6)$$

де $\left| \nabla ZTE_{850}^{500} \right|, \left| \nabla ZTE_{925}^{700} \right|$ – модулі або абсолютні значення горизонтальних градієнтів еквівалентних товщин шарів між ізобаричними поверхнями 850-500 і 925-700 гПа відповідно;

$\left| \nabla T_{925} \right|, \left| \nabla T_{850} \right|$ – модулі горизонтальних градієнтів температури на ізобаричних поверхнях 925 і 850 гПа;

$\nabla^2 T_{850}$ – двовимірний лапласіан температури на поверхні 850 гПа.

В (10.6) предиктори перераховані в порядку убуття їх інформативності, оцінюваної через число дискримінантних функцій, в які вони входять (від 20, 12, 7, 6 для перших чотирьох предикторів до 1 для двох останніх). Використані наступні позначення: ∇^2 – двовимірний оператор Лапласа, AT_{850} – адвекція температури на поверхні 850 гПа, що дорівнює $u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y}$; T_3 – температура повітря біля землі, H – висота відповідної поверхні.

На рис. 10.3 наведений приклад розрахованих полів фронтального параметра і супутниковий знімок у видимому діапазоні спектру за відповідний строк. Видно, що виділені зони великих F дійсно добре відповідають фронтальним смугам хмар на знімку.

10.3 Розвиток розрахункової схеми прогнозу турбулентності в ясному небі

Повітряні потоки вільної атмосфери поза зонами конвективної діяльності є, як правило, слабкозбуреними (квазіламінарними). Сильна турбулентність в них зустрічається у вигляді окремих шарів або вкраплених у спокійне середовище плям, або лінз, з дуже високим рівнем

збуреності. Цей вид турбулентності («турбулентність в ясному небі» - ТЯН) вивчається у зв'язку з його впливом на літальні апарати.

В цілому, ТЯН – рідкісне явище. Повторюваність помірної і сильної ТЯН, за матеріалами збору зведень від пілотів рейсових літаків [38], над ЄСРЄР складала в середньому за рік 2,5%, з максимумом у вересні і мінімумом у грудні. Над США річний хід ТЯН в цілому аналогічний, а повторюваність значно вище. Також відмічена менша горизонтальна протяжність зон ТЯН над США. Обидві ці особливості можуть пояснюватись переважанням нестійкості гравітаційних хвиль, що генеруються меридіонально орієнтованими хребтами. У колишньому ЄСРЄР також була відмічена підвищена повторюваність ТЯН і менші розміри турбулентних зон над гірськими масивами Кавказу та Середньої Азії.

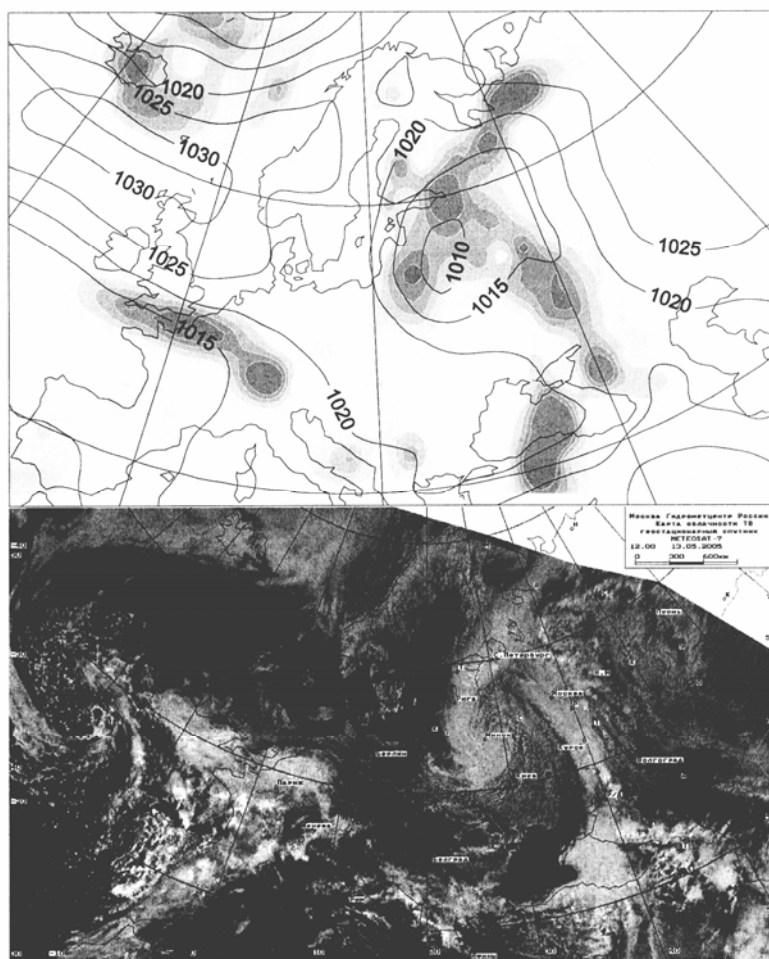


Рис. 10.3 – Зони фронтального параметру (вверху), розраховані для території Європи за 13.05.05 12 МСЧ і відповідне зображення хмарності з МЕТЕОСАТ-7 у видимому діапазоні спектру.

Прогноз ТЯН зводиться до визначення в прогностичних полях побічних прикмет, що вказують на підвищену (у порівнянні з оточенням) імовірність існування турбулентних зон. Широко поширені в минулому синоптичні методи засновані на виділенні тих ділянок термобаричного поля, в яких ТЯН найбільш імовірна. В теперішній час у провідних прогностичних центрах світу прогноз ТЯН дається за допомогою фізико-статистичних залежностей, шляхом розрахунку за вихідними даними прогностичних моделей певних предикторів («індексів ТЯН»), зв'язок котрих з повторюваністю бовтанки літаків доказана статистично. Хоча, з точки зору теорії, найважливішим предиктором ТЯН є число Річардсона / Ri , проте на практиці його ефективність обмежена із-за низької точності розрахунку за даними з недостатнім для цієї мети вертикальним розділенням. Поряд з числом Ri використовуються інші параметри, огляд яких приведено в [39].

Фізико-статистична схема прогнозу ТЯН над територією Росії на поверхнях 400 і 300 гПа, розроблена в [39, 40], основана на обробці великої кількості рапортів пілотів ЦА про бовтанку літаків. Великий об'єм вибірки дозволяв реалізувати її розбиття за типами типографії баричного поля і за регіонами. Об'єктивна класифікація типів баричного поля була першою спробою такого роду в СРСР. Для кожного типу, в об'ємі відповідної підвибірки, визначались статистично найбільш значимі комбінації трьох предикторів. Останні являлись аргументами дискримінантних функцій, що використовуються для розрахунку імовірності ТЯН.

Важливим елементом схеми було врахування кліматичної повторюваності ТЯН за регіонами. Це дозволяло врахувати орографічні та інші локальні ефекти, що реально впливають на повторюваність ТЯН, а також сезонний хід останньої. Схема всебічно опрацьована в науковому відношенні та апробована, вона докладалась на міжнародних конференціях і отримала у свій час високу оцінку. Недоліком схеми є її географічна обмеженість: при поширенні схеми на інші регіони блок врахування кліматичної повторюваності повинен бути виключений.

Наведемо коротко порядок розрахунку.

Топографія поверхонь 400 і 300 гПа, шляхом розрахунку коефіцієнтів кореляції між спостережними (у квадраті 4×4 вузли сітки) та еталонними полями, відноситься до одного із наступних класів, саме до того, для якого значущий коефіцієнт кореляції максимальний:

1. Вісь гребеня
2. Вісь улоговини
3. Тилова частина улоговини
4. Передня частина улоговини
5. Поле прямолінійних ізогіпс.
6. Сідловина
7. Невпізнана конфігурація
8. Тилова частина гребеня
9. Передня частина гребеня

Для перерахованих класів існують дискримінантні функції (номери в нижніх індексах відповідають номерам класів у вищенаведеному переліку):

$$\Delta L_1 = 0,138\Omega_{xy} - 0,193 \frac{\partial V}{\partial s} + 2,025 \frac{\partial H}{\partial n} - 2,881, \quad (10.7)$$

$$\Delta L_2 = 0,155def + 0,22 \frac{\partial T}{\partial n} + 53,3K_s + 1,345, \quad (10.8)$$

$$\Delta L_3 = 0,005Ri + 0,262def - 1,983 \left(\frac{\partial T}{\partial t} \right)_{ade} - 1,808, \quad (10.9)$$

$$\Delta L_4 = 0,064v + 0,146\Omega_{xy} - 252,3K_s - 0,715, \quad (10.10)$$

$$\Delta L_5 = 0,486 \frac{\partial H}{\partial n} - 0,27 \frac{\partial V}{\partial s} + 2012K_s - 1,562, \quad (10.11)$$

$$\Delta L_6 = 2,805(\gamma_a - \gamma) + 0,25\Omega_{xy} - 122K_s - 1,134, \quad (10.12)$$

$$\Delta L_7 = 1,346 \frac{\partial V}{\partial z} + 0,098\Omega_{xy} + 0,387div - 0,72, \quad (10.13)$$

$$\Delta L_8 = 1,425 \frac{\partial V}{\partial z} - 0,032u + 0,694 \frac{\partial T}{\partial n} - 0,702, \quad (10.14)$$

$$\Delta L_9 = 2,30 \frac{\partial V}{\partial z} + 0,054div + 0,662 \frac{\partial H}{\partial n} - 2,568. \quad (10.15)$$

Тут: u, v - складові швидкості вітру вздовж осей x, y прямокутної сітки; n, s - натуральні координати по нормалі і по дотичній до лінії току, відповідно; $\gamma = \frac{\partial T}{\partial z}$ - вертикальний градієнт температури в шарі Δz , де Δz

виражається в сотнях метрів; $Ri = \frac{g}{T} \frac{\gamma_a - \gamma}{(\partial V / \partial z)^2}$ - число Річардсона (де T -

середня температура шару); $V = \sqrt{u^2 + v^2}$ - модуль швидкості вітру в м·с⁻¹;

$\Omega_p = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}$ - вертикальна складова відносного вихору

швидкості (10⁻⁵с⁻¹); $div = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}$ - плоска дивергенція швидкості

вітру (10⁻⁵с⁻¹); $def = \left[\left(\frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} \right)^2 \right]^{1/2}$ - деформація швидкості

вітру; $\frac{\partial V}{\partial s}$ - горизонтальний градієнт швидкості вітру за потоком (10⁻⁵с⁻¹):

$$\frac{\partial V}{\partial s} = \frac{1}{u^2 + v^2} \left[u^2 \frac{\partial u}{\partial x} + v^2 \frac{\partial v}{\partial y} + uv \left(\frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} \right) \right];$$

$\frac{\partial H}{\partial n}$ - горизонтальний градієнт геопотенціалу Н (дам/100 км);

$\frac{\partial T}{\partial n}$ - горизонтальний градієнт температури (°С/100 км);

$\left(\frac{\partial T}{\partial t} \right)_{adv} = - \left(u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} \right)$ - адвекція температури на ізобаричній поверхні (°С/год);

K_s – кривизна ізогіпс:

$$K_s = - \frac{\frac{\partial^2 H}{\partial x^2} \left(\frac{\partial H}{\partial y} \right)^2 - 2 \frac{\partial^2 H}{\partial x \partial y} \frac{\partial H}{\partial x} \frac{\partial H}{\partial y} + \frac{\partial^2 H}{\partial y^2} \left(\frac{\partial H}{\partial x} \right)^2}{\left[\left(\frac{\partial H}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial H}{\partial y} \right)^2 \right]^{3/2}}. \quad (10.16)$$

У скінченнорізницевому виразі ∂x і ∂y замінюються кроками сітки $\Delta x = \Delta y = 300$ км.

В (10.7) – (10.15) ΔL є значеннями дискримінантних функцій, які використовуються для розрахунку P – імовірності ТЯН, так що $\Delta L = 0$ відповідає вибірковій повторюваності k явища:

$$P = \frac{1}{1 + e^{\alpha \Delta L \beta}}, \quad (10.17)$$

де $\beta = (1 - k)/k$, α - коефіцієнт, що залежить від класу синоптичної ситуації (табл. 10.1).

Таблиця 10.1 – Значення коефіцієнта α в залежності від класу топографії поверхонь 400 і 300 гПа

Номер класу	α	Номер класу	α	Номер класу	α
1	-0,553	4	-0,090	7	-0,190
2	-0,214	5	-0,392	8	-0,601
3	-0,015	6	-0,393	9	-0,085

Таким чином, найбільш висока повторюваність ТЯН відповідає класу 8 (тилова частина гребеня), найнижча – класу 3 (тилова частина улоговини).

Величина P (10.17) не є реальна імовірність ТЯН, а «віртуальна» її імовірність у виборці з рівним числом випадків наявності і відсутності явища. Можна перейти від P до реальної імовірності k_r за допомогою співвідношень

$$P = \frac{f}{f+1}, \quad f = \frac{k_r}{k_{cp}}. \quad (10.18)$$

Так, якщо $P = 0,5$, що відповідає $\Delta L = 0$, то $k_r = k_{cp}$, а коли, наприклад, $P = 0,2$, то $k_r = 0,25k_{cp}$ (k_{cp} – середня вибіркова повторюваність).

Для того щоб оцінити вплив класу баричної топографії на розподіл імовірностей ТЯН за інших рівних умов, припустимо $\Delta L = 0$ і розраховуємо P , а потім f і k_r (табл. 10.2).

Таблиця 10.2 – Розподіл імовірності ТЯН за класами баричної топографії при $\Delta L = 1$, $k_{cp} = 0,02$

Клас	1	2	3	4	5	6	7	8	9
e^α	0,577	0,810	0,980	0,909	0,676	0,676	0,826	0,543	0,917
P	0,630	0,550	0,500	0,520	0,600	0,600	0,550	0,650	0,520
F	1,700	1,220	1,040	1,090	1,490	1,490	1,220	1,850	1,090
k_r	0,034	0,024	0,021	0,022	0,030	0,030	0,024	0,037	0,022

Індекси ТЯН, що використовуються у світовій практиці. Основуючись на припущенні, що зони ТЯН утворюються в результаті нестійкості Кельвіна-Гельмгольца, рядом авторів у різний час були запропоновані прості індекси, що розраховуються за прогностичними полями вітру і температури. Не зупиняючись на історії питання, розглянемо ті індекси, які на теперішній час оперативно використовуються для прогнозу ТЯН у провідних світових прогностичних центрах.

Так, у Всесвітньому центрі зональних прогнозів (Лондон) використовується індекс Даттона (Dutton) [41], отриманий автором як рівняння регресії у вигляді

$$E = 1,25S_H + 0,25S_V^2 + 10,5, \quad (10.19)$$

де горизонтальний зсув вітру ($\text{м}\cdot\text{с}^{-1}$ на 100 км):

$$S_H = \frac{1}{V^2} \left(uv \frac{\partial u}{\partial x} - u^2 \frac{\partial u}{\partial y} + v^2 \frac{\partial u}{\partial x} - uv \frac{\partial u}{\partial y} \right), \quad (10.20)$$

вертикальний зсув вітру ($\text{м}\cdot\text{с}^{-1}$ на 1 км):

$$S_V = \frac{\partial V}{\partial p} \frac{\partial p}{\partial z}, \quad (10.21)$$

u, v - компоненти вектора швидкості вітру по осях x, y Декартової системи координат, V – модуль швидкості вітру.

У рівнянні (10.21) обидва аргументи є значимими предикторами ТЯН, у тому розумінні, що з їх ростом зростає і повторюваність повідомлень про ТЯН до значень, рівних двократній і трикратній вибірковій повторюваності (що дорівнює у навчальній вибірці Даттона 1,68%). При цьому значення E , що відповідають таким повторюваностям ТЯН, отримані в 50 і 30% від всієї навчальної вибірки, відповідно.

Для рівняння (10.19) показники трохи кращі, але все ж значення E , котрим відповідає $k_r > k_{cp}$, становлять більше 30% всієї вибірки. Максимальні значення відношення повторюваності, що спостерігається, до середньої вибіркової не перевищують 3,5 у 3% від вибірки, а мінімальні, менші 0,5, виявляються більш ніж у 20% вибірки. Це підкреслюється як достойність індексу: він здатний виділяти як малі зони дуже підвищеної імовірності ТЯН, так і зони її низької повторюваності. У проміжках (на більшій частині карти) імовірність ТЯН близька до середньої. Така успішність прогнозів ТЯН (у даному випадку в рамках концепції РР), і у нас не має підстав сподіватися на отримання більш високих показників. До оцінки прогнозів ТЯН не застосовуються звичайні критерії типу Пірсі індексу, оскільки справджуваність прогнозів наявності явища і його попередження дуже низькі, а число помилкових тривог велике. Причиною є вкрай низька повторюваність явища, його слабка залежність від параметрів атмосферних рухів масштабу сітки і значна роль випадкових факторів (джерел і властивостей внутрішніх гравітаційних хвиль).

Розраховуючи E на нашому матеріалі, слід очікувати, що результати будуть відрізнятись від авторських у гіршу сторону з наступних причин: (а) модель, що використовується Даттоном, і тим більше модель, що використовується у теперішній час в УКМО, мають значно більш високе розділення, ніж наш об'єктивний аналіз і прогноз по СМ ГМЦ; (б) якщо (10.20) застосувати до географічної, а не Декартової системи координат, то u набуває змісту зональної швидкості, що звичайно перевищує меридіональну, і повторюваність від'ємних S_H різко зростає.

У США і Канаді використовується індекс DVSI (deformation vertical shear index) [42]

$$DVSI = (DEF) \cdot (VS) \cdot \frac{V}{45}, \quad (10.22)$$

де деформація швидкості вітру:

$$DEF = \sqrt{\left(\frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y}\right)^2}, \quad (10.23)$$

вертикальний зсув вітру:

$$VS = \sqrt{\left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z}\right)^2}, \quad (10.24)$$

V – модуль його швидкості ($\text{м}\cdot\text{с}^{-1}$), u і v - зональна і меридіональна складові швидкості вітру (вісь x направлена на захід, y – на південь). Те, що в нашому об’єктивному аналізі і прогнозі напрям осей зворотній, не спричиняє ніяких наслідків, оскільки знаки всіх похідних по x та y від цього не змінюються, а в (10.24) похідні підносяться в квадрат.

Розглянуті в даному розділі методи розрахунку елементів карт особливих явищ для авіації показали, що на сьогоднішній день прогнозування останніх базується на концепції постпроцесінга, тобто на використанні вихідної інформації чисельних прогностичних моделей. Тому розробка нових та удосконалення існуючих методів прогнозу небезпечних для авіації явищ у більшій мірі визначається прогресом в області чисельного прогнозу полів метеорологічних величин. Крім того, покращення авіаційного прогнозу повинно ґрунтуватися на глибокому вивченні тих атмосферних процесів, які формують метеорологічні умови діяльності авіації.

Контрольні запитання

1. В яких підрозділах і для яких регіонів складаються прогностичні карти особливих явищ для нижніх і верхніх рівнів атмосфери?
2. Які атмосферні явища та об’єкти повинні бути зображені на картах особливих явищ нижніх рівнів?
3. Яка інформація повинна бути присутня на картах особливих явищ для верхніх рівнів, згідно Регламенту ВМО-ІКАО?
4. Для чого застосовується потенціальний вихор Ертеля?
5. Яка інформація необхідна для розрахунку висоти і температури динамічної тропопаузи?
6. Яким чином визначається висота термічної тропопаузи?
7. За якою методикою проводиться об’єктивне виділення зон атмосферних фронтів?
8. Які потенціальні предиктори використовуються при розрахунку фронтального параметра?
9. Як здійснюється прогноз ТЯН?
10. Охарактеризуйте індекси ТЯН, які застосовуються у світовій практиці?

Література

1. Технический регламент. Т.2. Метеорологическое обслуживание международной авионавигации. - ВМО, Женева, 2004. - № 49.
2. Vislocky R.L., Fritsch J.M. Generalized additive models versus linear regression in generating probabilistic MOS forecasts of aviation weather parameters. - *Wea. Forecast.*, 1995. - Vol. 10. - № 4. - P. 669-680.
3. Perrone T.J., Miller R.G. Generalized exponential Markov and model output statistics: a comparative verification. - *Mon. Wea. Rev.*, 1985. - Vol. 113. - № 9. - P. 1524-1541.
4. Stoelinga M.T., Warner T.T. Nonhydrostatic, mesobeta scale model simulations of cloud ceiling and visibility for an East Coast winter precipitation event. - *J. Appl. Meteorol.*, 1999. - Vol. 38. - № 4. - P. 385-404.
5. Hilliker J.L., Fritsch J.M. An observation-based statistical system for warm season hourly probabilistic forecasts of low ceiling at the San-Francisco international airport.- *J. Appl. Meteorol.*, 1999.- Vol. 38. - №12. - P. 1692-1705.
6. 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.
7. Csekits C, Zwatz-Meise V., Jann A. Automatic direction of convective cells – a nowcast module at the Austrian meteorological service. *Proc.2000 EUMETSAT Meteorological Satellite Users Conference.* – 2000. - P. 715-721.
8. 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.
9. Evans J., Robinson M., Crowe B., Klinge-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.
10. 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.
11. Tafferger 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.
12. Руководство по краткосрочным прогнозам погоды. - Л.: Гидрометеиздат, 1986. - 702 с.
13. Lackman G.M., Keeter K., Lee L.G., Ek M.B. Model representation of freezing and melting precipitation: implications for winter weather forecasting. - *Wea. Forecast.*, 2002. -Vol. 17.- № 5. - P. 1016-1033.

14. Bourgooin P. A method to determine precipitation type. - *Wea. Forecast.*, 2000. - Vol. 15. - № 5. - P. 583-592.
15. Cheng C.S., Auld H., Li G., Klaassen J., Tugwood B., Li Q. An automatic synoptic typing procedure to predict freezing rain: an application to Ottawa, Ontario, Canada. - *Wea. Forecast.*, 2004. - Vol. 19. - №8. - P. 751-767.
16. Czys R.R., Scott R.W., Tang K.C., Przybylinsky R.W., Sabones M.E. A physically based, nondimensional parameter for discriminating between locations of freezing rain and ice pellets. - *Wea. Forecast.*, 1996. - Vol. 11. - №4. - P. 591-598.
17. Brandes E.A., Ikeda K. Freezing-level estimation with polarimetric radar: model and application. - *J. Appl. Meteorol.*, 2004. - Vol. 43. - № 11. - P. 1541-1553.
18. Brandes E.A., Zhang G., Vivekanandan J. Drop size distribution retrieval with polarimetric radar: model and application. - *J. Appl. Meteorol.*, 2004. - Vol. 43. - №3. - P. 461-475.
19. Guttman N.B. Aircraft icing environment in low ceiling conditions near Washington, D.C. *Wea. Forecast.*, 1987. - Vol. 2. - № 2. -P. 114-126.
20. Mittermaier M.M., Illingworth A.J. Comparison of model-derived and radar-observed freezing-level heights: implications for vertical reflectivity profile-correction scheme. *Quart. Journ. Roy. Meteorol. Soc.*, 2003.- Vol. 129. - № 587. - P. 83-96.
21. Руководство по прогнозированию метеорологических условий для авиации /Под ред. Абрамович К.Г., Васильева А.А. - Л.: Гидрометеиздат, 1985. - 301с.
22. Dutton M.J.O. Probability forecasting of clear-air turbulence based on numerical model output. - *Meteorol. Mag.*, 1980. - Vol. 109. - P. 293-310.
23. Ellrod G.P., Knapp D.I. An objective clear-air turbulence forecasting technique: verification and operational use. - *Wea. Forecast.*, 1992. - Vol. 7. - № 1. - P. 150-165.
24. Шакина Н.П. Динамика атмосферных фронтов и циклонов. - Л.: Гидрометеиздат, 1985. - 260 с.
25. Sharman R., Hall W., Frehlich R., Keller T. The operational prediction of mountain wave turbulence using a multi-nested nonhydrostatic mesoscale model. *World Weather Research Program Symposium on Nowcasting and Very Short Range Forecasting. Toulouse, France, 5-9 September 2005, Abstracts, No. 5.28.*
26. Иванова А.Р. Методика расчета карты максимального ветра // *Метеорология и гидрология*, 1989. - № 4. - С.59-64.
27. Скриптунова Е.Н., Шакина Н.П. Автоматизированный метод прогноза зон активной конвекции // *Метеорология и гидрология*, 1991. - № 5. - С. 15-19.
28. Hoinka K. P. Statistics of the global tropopause pressure. *Mon. Weather Rev.*, 1998. 126, 3303-3325.

29. WMO: Atmospheric ozone 1985. - Rept. 16, WMO, Case Postale No. 5, Geneva, Switzerland, 1986.
30. Chakina N. P., Ivanova A. R., Kuznetsova I. N. Cold air outbreaks and their signature in the ozonometric data at the mountain station near Kislovodsk, Russia. - *Atmospheric Chem. Phys. Discuss.*, 2004. 4, 267-297.
31. Шакина Н.П., Иванова А.Р., Кузнецова И.Н. Волны холода и их проявление в озонметрических данных кисловодской высокогорной научной станции // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. Том 40, 2004. - №4. - С. 485-500.
32. Chakina N. P., Skriptunova E. N., Ivanova A. R. The Mediterranean cyclones in southern Russia and the Ukraine: diagnostic study of vertical motion dynamic forcing and the tropopause folding. Proc. 5th Plinius Conf. Mediterranean Storms, Ajaccio, France, 1-3 Oct. 2003. - P. 101-105.
33. WMO: Definition of the tropopause. – 1957. WMO Bull., 6, P.136.
34. Шакина Н.П., Калугина Г.Ю., Скриптунова Е.Н., Иванова А.Р. Субъективный и объективный анализы атмосферных фронтов. I. Объективные характеристики фронтов, проведенных синоптиками // Метеорология и гидрология, 1998. - № 7. - С 19-30.
35. Шакина Н.П., Скриптунова Е.Н., Иванова А.Р., Калугина Г.Ю. Субъективный и объективный анализы атмосферных фронтов. II. Объективное выделение зон фронтов // Метеорология и гидрология, 1998. - № 8. - С. 5-15.
36. Шакина Н.П., Скриптунова Е.Н., Иванова А.Р. Объективный анализ атмосферных фронтов и оценка его эффективности // Метеорология и гидрология, 2000. - №7. - С. 5-16.
37. Huber-Pock F., Kress Ch.. An operative model of objective frontal analysis based on ECMWF products. *Meteorol. Atmos. Phys.*, 1989. – Vol. 40. № 2. – P. 170-180.
38. Пинус Н.З. Физическая модель турбулентности ясного неба // Метеорология и гидрология, 1971. - №6. - С. 57-66.
39. Васильев А.А., Лешкевич Т.В., Шакина Н.П. Турбулентность ясного неба и ее прогноз // Обзорная информация. Метеорология. ВНИИГМИ-МЦД. - 1983. - 42 с.
40. Лешкевич Т.В. Автоматизированный способ прогноза вероятности турбулентности в ясном небе // Метеорология и гидрология, 1988. - № 10. - С. 44-54.
41. Dutton M.J.O. Probability forecasting of clear air turbulence based on numerical model output. - *Meteorol. Mag.*, 1980. - Vol.109. - P. 293-310.
42. Ellrod G.P., Knapp D.I. An objective clear-air turbulence forecasting technique: verification and operational use. - *Weather and Forecasting*, 1992. - Vol. 7. - P. 150-165.

11 СТРУМИННІ ТЕЧІЇ НИЖНІХ РІВНІВ

Мета роботи: вивчити процеси виникнення високих швидкостей вітру в нижній тропосфері, набути практичних навиків в оцінці сприятливості комплексу синоптичних та метеорологічних умов до цього процесу. Навчитися обирати та реалізовувати найоптимальніші методи прогнозу струминних течій нижніх рівнів.

11.1 Структурні параметри аномального розподілу швидкості вітру

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 (струминоподібних 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 знехотити, оскільки динамічний і

термічний вплив підстильної поверхні вже не простежується. Цей шар простирається до висоти 1,5...2 км, зміна швидкості і напрямку вітру в ньому приблизно описується спіраллю Екмана. Наявність струминоподібних 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 наступне визначення:

СТНР - це пік швидкості вітру більший або рівний $15 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$, у межах граничного шару атмосфери, якщо зменшення швидкості вітру в 300 м шарах вище та нижче рівня максимуму не менше ніж на $4 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$.

Вибір значення максимуму швидкості на осі струменя обумовлений тим, що для авіації небезпечними є вітри більше $15 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$, 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. Орланскі від 25 до 250 км та від 1 год до 1 доби). Однак СТНР може зберігатися протягом декількох діб і, таким чином, виходити за часові рамки мезомасштабу, тому дана 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 наступні параметри, що характеризують просторову і динамічну структуру СТНР (рис. 11.1):

- потужність СТНР – різниця між висотами в ГША, де швидкість вітру не менше ніж $15 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ (ΔH , м);
- висота осі СТНР – рівень максимуму швидкості вітру (H_0 , м);
- інтенсивність СТНР – швидкість вітру на осі струменя (V_0 , $\text{м}\cdot\text{с}^{-1}$).

Для розрахунку структурних характеристик СТНР оптимальним варіантом є комплексне використання даних висотних метеорологічних веж, радіолокаційних і радіозондових спостережень. При цьому у зв'язку з недостатньою щільністю мережі радіозондування, має сенс застосування різних методик інтерполяції полів метеорологічних величин і облік супутникової інформації (за оцінками дрейфу хмарних полів, за картиною

хвилювання, шляхом фіксації синоптичної обстановки за результатами нефаналізу або за допомогою математичної обробки супутникових даних).

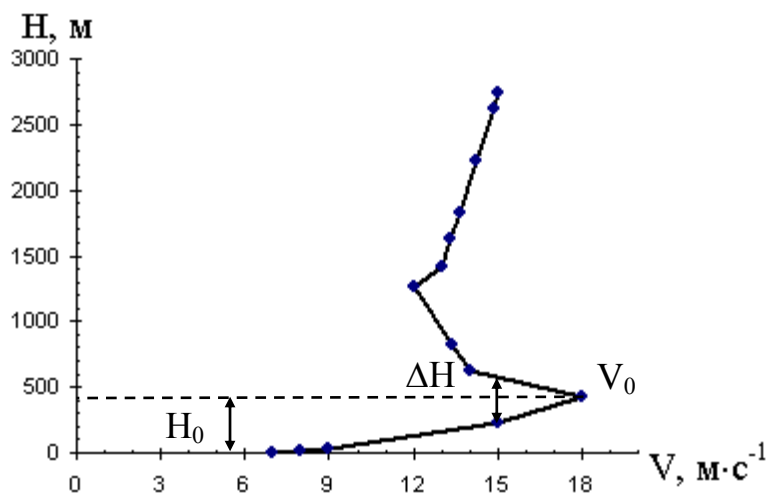


Рис. 11.1 - Структурні параметри низькотропосферних течій.

Вплив низьких струменів на практичну діяльність та їх зв'язок з небезпечними і стихійними гідрометеорологічними явищами. Струминні течії нижніх рівнів безпосередньо впливають на різноманітні види людської діяльності. Вперше про практичне значення СТНР згадав Л.Л. Мінс в 1952 р., який відмітив 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, що потім зміниться її убаванням вище осі струменя. Присутність струменя поблизу землі у сполученні зі значним зсувом вітру нижче осі, впливає на втрату 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 виявилось необхідним взяти до уваги вплив СТНР на посадку літаків, що й було реалізовано в нормативній документації Всесвітньої Метеорологічної Організації (ВМО).

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 впливати на формування деяких особливостей ландшафту. Є припущення, що формування 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 для 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 північню 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, що 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, що створює конвергенцію повітряних струменів унизу вертикального вихору і дивергенцію вгорі.

Варто помітити, 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 викликають 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, у відомій мірі, наявність СТНР визначає тривалість грозової діяльності.

Нерідко СТНР супроводжуються інверсійним розподілом температури у нижній тропосфері, що в окремих випадках може, внаслідок ослаблення вертикального повітрообміну, призвести до зростання концентрації забруднюючих речовин біля поверхні землі більше гранично допустимих норм.

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. Так, А. Вагнер пояснював добові коливання вітру ГША денними коливаннями полів тиску і температури, а також суперпозицією місцевих циркуляцій. Один з перших комплексних експериментів по вивченню 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 збігаються 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 викликає надгеострофічне збільшення швидкості вітру на площі в сотні км², можуть бути тільки процеси макромасштабу, пов'язані з різко вираженими фронтальними розділами й циклонами, що активно розвиваються. Крім того, П.О. Воронцов провів порівняльний аналіз можливих механізмів утворення СТНР і дійшов до висновку, що основною причиною формування низького струменя є різке зменшення турбулентного тертя в зоні струменя, завдяки чому створюються умови для стрибкоподібного росту швидкості вітру, що збігається з гіпотезою А.К. Блакадера.

У роботах Л.З. Проха (60-ті рр. ХХ століття), який вивчав СТНР над Українськими Карпатами, також показане 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 (ВГВ), 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 хвиля, що біжить, захоплює лише певний шар, обмежений зверху й знизу незбуреними потоками, то з найбільшою амплітудою будуть коливатися частки, що перебувають у середині цього шару. Всі інші частки будуть коливатися з меншими амплітудами, і з віддаленням від середини шару вгору або вниз колювання 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 даної гіпотези, посилення вітру повинне відбуватися тільки в затримуючих шарах, ближче до їх верхньої межі.

Таким чином, існує безліч гіпотез, що 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.

11.2 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 год і більше. Час існування СТНР визначається типом і тривалістю наявної синоптичної ситуації. Так, рекордна тривалість цього явища - більше 4 діб (102 год) 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 приходиться 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, імовірно за все, обумовлено або наявністю в холодний період року могутніх 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.

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		ΔH, 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

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, в значній мірі обумовлює інтенсивність низьких струменів. Також просліджується залежність від географічного розташування станції і особливостей ландшафту – над регіонами зі складною орографією частіше формуються інтенсивні СТНР. Так,

максимальна швидкість вітру на вісі струменя над Україною за останні 25 років зафіксована над Ужгородом – $55 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$, тоді як, в середньому, інтенсивність струменів над цим пунктом складає $17\text{...}19 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$.

У холодний період року над територією України СТНР пов'язані з піднесеними інверсіями, що розташовані 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 півдні (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 $4 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$. 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, що 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 з 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 знижується 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. Виключення 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.

11.3 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 тилувій, 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).

Таблиця 11.2 - Повторюваність (%) СТНР у різних баричних утвореннях над Україною у холодне (Х) та тепле (Т) півріччя

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

Різноманітність макроциркуляційних умов формування низькотропосферних 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.

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. Так, 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%.

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 наявністю в нижніх шарах атмосфери внутрішніх гравітаційних хвиль, то, імовірно, є залежність між фактом наявності низького струменю і значенням числа Ri або його складових. Причому число Ri має бути більше критичного 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 струменю 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 градієнту температури повітря і зсуву вітру у шарі земля-925 гПа (γ_{3-925} і β_{3-925}). Як показано на рис. 11.2, для станцій рівнинної частини України (Харків, Київ, Одеса), Кривого Рогу та Сімферополя

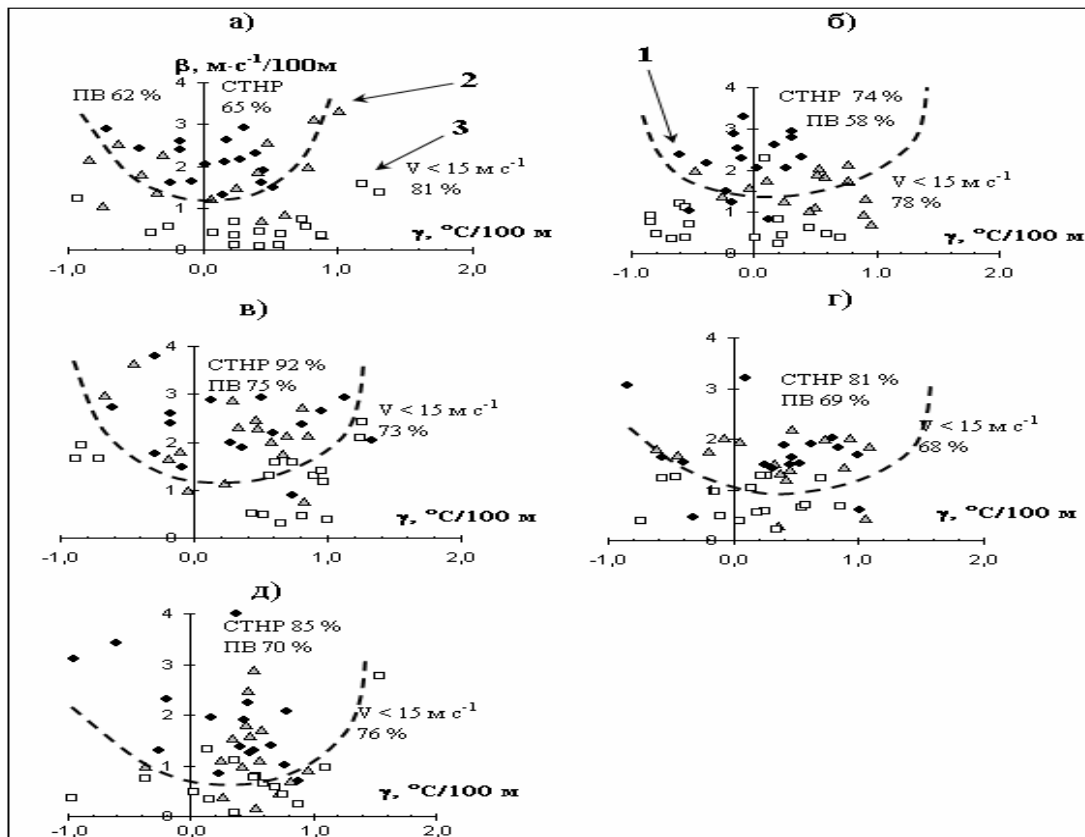


Рис. 11.2. - Розподіл вертикального градієнту температури та зсуву вітру у шарі земля-925 гПа над Україною:

а) Кривий Ріг, б) Харків, в) Київ, г) Одеса, д) Сімферополь:

1- СТНР;

2 – ПВ (посилення вітру у граничному шарі більше 15 м·с⁻¹);

3 – швидкість вітру у граничному шарі менше 15 м·с⁻¹.

характерний схожий тип розподілу γ_{3-925} і β_{3-925} . Більша частина СТНР та випадків неструминного посилення швидкості вітру з висотою більш ніж 15 м·с⁻¹ (ПВ) у граничному шарі атмосфери спостерігається при $-1 < \gamma_{3-925} < 1$ °C/100 м і $\beta_{3-925} > 1$ 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, що знаходиться на стику Волинської, Придніпровської і Подільської височин, властивий інший тип розподілу параметрів γ_{3-925} та β_{3-925} . Більша частина СТНР, від 61% в Ужгороді до 89% у Шепетівці, розташована в області слабких або помірних зсувів вітру, тоді як γ_{3-925} приймає негативні чи невеликі позитивні значення. Зона посилень вітру, від 65% у Чернівцях до 74% у Шепетівці, також знаходиться в області слабких чи помірних зрушень вітру, але $\gamma_{3-925} > 0$.

Таким чином, отримані гідродинамічні характеристики нижньої частини граничного шару атмосфери, у межах яких низькотропосферні струмені імовірніші (від 60 до 90%). Результати цього методу можуть застосовуватися для діагнозу, а при наявності прогностичних значень вертикального градієнту температури і зсуву вітру в шарі земля-925гПа, для прогнозу СТР над територією України взимку.

11.4 Розрахунок швидкості вітру біля землі з урахуванням низького струменю

Метод Снітковського О.І. призначений для розрахунку швидкості вітру більше $20 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ із завчасністю 8...12 год при наявності між поверхнею землі і рівнем 2 км одного або декількох шарів зі швидкістю вітру $15 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$. Даний спосіб заснований на використанні фактичних даних про вітер і температуру в нижньому двохкілометровому шарі за умов, що біля поверхні землі $\partial P/\partial n \geq 3,5 \text{ гПа}/^\circ\text{мер}$. та $V_{\max} \geq 22 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$. У цьому випадку максимальну швидкість вітру біля землі (V_{\max}) можна визначити за значеннями двох параметрів – $A=V_0\cdot\Delta H/1000$ та $\bar{\gamma}$, за допомогою рис. 11.3, де $\bar{\gamma}$ - середнє значення вертикального градієнту температури між землею та рівнем максимальної швидкості.

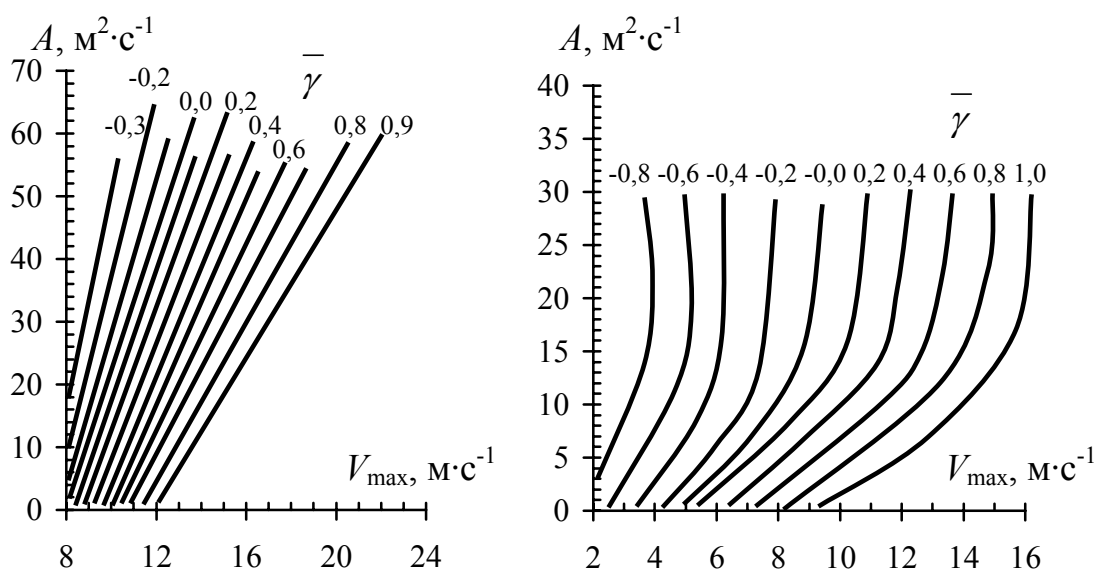


Рис. 11.3 – Графік для визначення максимальної швидкості вітру при поривах за методом О.І.Снітковського на ст. Долгопрудний (Московська область, Росія) (а) та Одеса (б).

Зростання A свідчить про можливість передавання кінетичної енергії залежно від $\bar{\gamma}$. Зі збільшенням $\bar{\gamma}$ підвищується імовірність посилення

вітру біля землі. При визначенні \bar{v} слід залучати приземну температуру повітря, що розрахована на наступні 8...12 год. Результати розрахунків можна віднести тільки до території з радіусом не більше 150 км від пункту радіозондування.

Метод Лебедєвої Н.А. використовується у випадку прогнозування з завчасністю 24 год максимальної швидкості вітру при поривах біля землі за значеннями очікуваної швидкості вітру на поверхні 850 гПа (рис. 11.4).

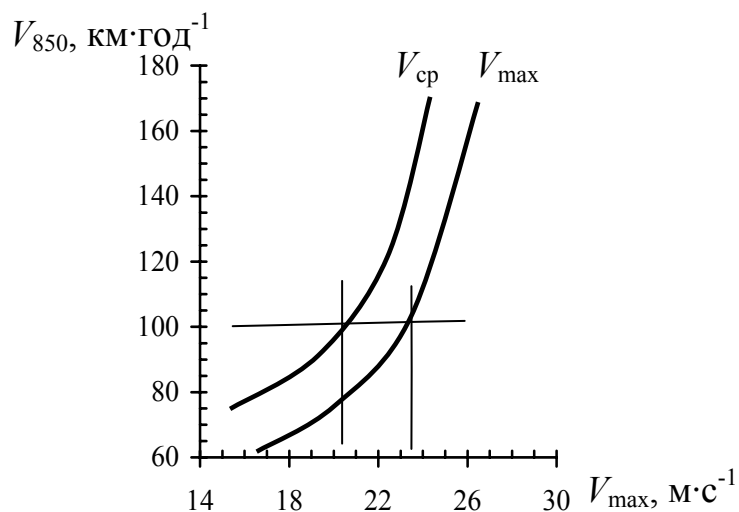


Рис. 11.4 – Графік для прогнозу середніх ($V_{\text{ср}}$) та максимальних (V_{max}) поривів вітру біля землі за методом Н.А. Лебедєвої.

Метод М.О. Мастерських 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,

$$V_{\text{max}} = 0,7 \sqrt{\left(\frac{4,8}{\sin \varphi}\right)^2 ((\Delta p)^2 + \alpha^2 (\Delta T)^2) + 64}, \quad (11.1)$$

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·град меридіану). 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) приймає простіший вигляд. Так, для 55...60 пн. ш.:

$$V_{\max} = 0,7\sqrt{36((\Delta p)^2 + \alpha^2(\Delta T)^2) + 64}. \quad (11.2)$$

Перевірка виявила, що успішність прогнозів сильного вітру ($15 < V_{\max} < 29 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$) на 12 годин складає 90%.

Швидкість вітру від поверхні землі до вісі СТНР в зоні теплового фронту зростає під впливом фізичних причин: підвищення граничного градієнту, через значні градієнти температури, висхідні рухи повітря, під впливом архімедової сили та послаблення сили тертя. Вище вісі СТНР в зонах теплих фронтів швидкість вітру послаблюється внаслідок двох основних причин: зменшення з висотою баричного градієнту та руху часток повітря, що підіймаються під деяким кутом до поверхні землі.

За методом Мастерских М.О. інтенсивність низького струменя в середніх широтах можна розраховувати за формулою:

$$V_{h\phi} = 0,9\sqrt{36((\Delta p_{\text{лф}})^2 + 0,25\alpha^2(\Delta \bar{t}_{3\phi})^2) + 100}, \quad (11.3)$$

де $\Delta P_{\text{лф}}$ - величина баричного градієнту вздовж фронту, $\Delta \bar{t}_{3\phi}$ - середній градієнт температури в зоні фронту.

Контрольні запитання

10. Який профіль вітру являє собою струминну течію?
11. Які синоптичні умови сприяють виникненню СТНР?
12. Які гіпотези описують формування низьких струменів в антициклонах та пропонують хвильове походження низьких струменів?
13. Чи залежать структурні параметри струминних течій нижніх рівнів від сезону та часу доби?
14. Як впливають СТНР на формування зсувів вітру в граничному шарі атмосфери?
15. В яких регіонах України більш високі СТНР?
16. Як класифікують струминні течії нижніх рівнів за умовами їх утворення?
17. Як здійснюється прогноз вітру біля землі за методами О.І. Снітковського та Н.А. Лебедевої?
18. З чого складається прогноз швидкості вітру на вісі СТНР в зоні холодного та теплового фронтів за методом М.О. Мастерских.

Вихідні матеріали

1. Дані температурно-вітрового зондування атмосфери.
2. Прогностична карта АТ-850 на 24 год.
3. Бланк аерологічної діаграми.

Завдання

1. Розкодувати дані температурно-вітрового зондування атмосфери.
2. Побудувати вертикальні профілі швидкості вітру і температури.
3. Одержати значення структурних параметрів низького струменя: V_0 , ΔH і H_0 .
4. Визначити максимальну швидкість вітру при поривах за методом О.І.Снітковського.
5. Спрогнозувати значення середніх та максимальних поривів вітру біля землі за методом Н.А. Лебедевої.
6. Розрахувати значення максимальних поривів вітру біля землі при проходженні фронтальних розділів за методом М.О. Мастерських.
7. Оцінити гідродинамічний стан нижньої тропосфери над різними містами України.
8. Зробити висновок про можливість виникнення або наявності низькотропосферних течій за допомогою рис. 11.2.
9. Порівняти отримані результати.

Методичні вказівки

13. Дані температурно-вітрового зондування атмосфери розкодувати за допомогою коду КН-04 і записати в формі табл. 1.3.
14. Побудувати вертикальні профілі швидкості вітру і температури.
15. Отримати за профілями основні структурні параметри СТНР.
16. Розрахувати параметр A і γ щодо методу О.І.Снітковського.
17. Виконати прогноз максимальної швидкості вітру при поривах за методом О.І.Снітковського.
18. Визначити прогностичне значення V_{850} в пункті прогнозу.
19. Спрогнозувати значення середніх та максимальних поривів вітру біля землі за методами Н.А. Лебедевої.
20. Заповнити табл. 11.3.
21. Розрахувати прогностичне значення максимальної швидкості вітру при поривах біля холодних фронтів за методом М.О. Мастерських для середніх широт та заповнити табл. 11.4.
22. Аналізуючи отримані результати всіх методів зробити заключний висновок про очікуваний вплив низького струменя на формування посилень вітру біля землі.

Таблиця 11.3 – Результати прогнозу максимальної швидкості вітру біля землі при поривах за методом О.І.Снітковського і Н.А. Лебедевої

Пункт прогнозу	Структурні параметри СТНР			Метод О.І. Снітковського			Метод Н.А. Лебедевої	
	V_0 , м·с ⁻¹	ΔH , м	H_0 , м	A , м ² ·с ⁻¹	$\bar{\gamma}$, °C/100м	V_{max} , м·с ⁻¹	V_{850} , м·с ⁻¹	V_{max} , м·с ⁻¹

Таблиця 11.4 – Результати прогнозу максимальної швидкості вітру при поривах у вузькій зоні холодних фронтів за методом М.О. Мастерських

Пункт прогнозу	$\Delta P_{ПФ}$, гПа/°мер.	$\Delta \bar{t}_{зФ}$, °C/°мер.	V_{max} , м·с ⁻¹

Звітні матеріали

1. Заповнена табл. 1.3 з розкодованими даними температурно-вітрового зондування атмосфери.
2. Бланк аерологічної діаграми з обґрунтуванням прогнозу швидкості вітру за методом О.І.Снітковського та Н.А. Лебедевої.
3. Синоптична карта з розрахунками щодо методу М.О. Мастерських.
4. Заповнені табл. 11.3. та 11.4.
5. Відповідь на вказані викладачем контрольні запитання.
6. Загальний висновок про отримані результати.

12 ОЦІНКА НАДІЙНОСТІ, ЯКОСТІ ТА ЕФЕКТИВНОСТІ МЕТОДІВ ПРОГНОЗУ ПОГОДИ

Мета роботи: ознайомитися з оцінками надійності, якості та ефективності методів прогнозу погоди; навчитися оцінювати успішність методів прогнозу гроз для заданого району.

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 цілі 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 таких, 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, примушує 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 був досягнутий значний прогрес в розумінні фізики атмосфери. Для отримання інформації про тенденцію в точності прогнозів можна застосувати статистичні характеристики, хоча технічні труднощі в отриманні таких точних характеристик можуть бути великими. Іншою науковою ціллю оцінки прогнозів є аналіз помилок прогнозів для визначення їх природи і можливої причини.

12.1 Методи оцінки якості і критерії успішності прогнозів

Зведення у вигляді таблиць зв'язаності. Коли прогнози даються по категоріях, то корисні зведення 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, по 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 рівна одиниці, коли всі прогнози виправдалися, і рівна 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 вибірових 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 $f_{11}, f_{12}, \dots, f_{1r}$ 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

$$\sum_{j=1}^r f_{ij} = 1 \text{ при будь-якому } i = 1, 2, \dots, N.$$

Критерій успішності прогнозу P може бути тоді визначений за допомогою наступної формули:

$$P = \frac{1}{N} \sum_{j=1}^r \sum_{i=1}^N (f_{ij} - E_{ij})^2,$$

у якій E_{ij} приймає 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". Якнайменше 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 $P_1, P_2, P_3, \dots, P_r$ - 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 $f_{1i} = f_{2i} = \dots = f_{Ni}$ 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.

12.2 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 використання прогностичної інформації*. Ефективність діяльності споживача може оцінюватися матеріальними витратами.

Погодні умови, до здійснення яких готувався споживач, назвемо тими, що очікувалися. Припустимо, що для кожного із можливих поєднань умов, що очікувалися і здійснилися, визначені витрати (збиток) споживача. У загальному випадку, якщо позначити через Δ_{ij} ($i = 1, 2, \dots, N$; $j = 1, 2, \dots, N$) витрати споживача, що очікував здійснення i -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:

$$R_i = \sum_{j=1}^N \Delta_{ij} P_j, \quad i = 1, 2, \dots, N.$$

Оптимальним для даного розподілу P_i є план, що забезпечує $R_{i \min}$.

У теорії статистичних рішень очікувані витрати (втрати) споживача, відповідні 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 використання в авіації альтернативних прогнозів гроз (табл. 12.1).

Таблиця 12.1 – Розподіл критерію ефективності (K) за різних погодних умов

Погодні умови, що очікувались	Погодні умови, що здійснилися	
	Гроза	Без грози
Гроза	K_{11}	K_{12}
Без грози	K_{21}	K_{22}

Нехай у відповідності з прогнозом імовірність грози на протязі періоду, що розглядається, дорівнює P . Тоді для оцінки імовірності ефективності діяльності споживача, який розраховував на здійснення грози, отримаємо

$$\bar{K}_{\text{ГР}} = K_{11}P + K_{12}(1 - P),$$

і який розраховував на відсутність гроз:

$$\bar{K} = K_{21}P + K_{22}(1 - P).$$

Оптимальна стратегія визначається шляхом порівняння вказаної в прогнозі імовірності гроз P з граничним значенням імовірності P_{Π}

$$P_{\Pi} = \frac{1}{1 + \alpha}, \quad \alpha = \frac{K_{21}}{K_{12}},$$

причому стратегія «гроза» вибирається при $P > P_{\Pi}$ і стратегія «без грози» при $P < P_{\Pi}$ (при $P = P_{\Pi}$ обидві стратегії однаково ефективні).

12.3 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 виявленні причин розходження між передбаченим і тим, що спостерігався, станом атмосфери і отриманні статистичних характеристик, необхідних для визначення меж застосовності різних прогностичних методів і вибору із них найефективніших, вироблення оптимальної стратегії використання прогностичної інформації і рішення інших задач.

Помилки прогнозів залежно від причин, що їх викликали, бувають наступні:

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, викликані недосконалістю самого прогностичного методу.

У реальних умовах помилки прогнозів викликаються сумісною дією всіх трьох чинників.

Середнє значення вказаних внесків порівняно просто знаходиться в припущенні про статистичну незалежність помилок різних груп:

$$\Delta_{\Sigma} = \Delta_1 + \Delta_2 + \Delta_3 ,$$

де Δ_{Σ} - сумарна помилка прогнозу; $\Delta_1, \Delta_2, \Delta_3$ - 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 спостереженням. 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. 12.2), що є основою для подальшої статистичної обробки, оскільки надалі повторюваності, приведені в табл. 12.2, розглядатимуться як імовірності відповідних подій. Причому, табл. 12.2 містить якнайповнішу статистичну характеристику справджуваності прогнозів, але для аналізу справджуваності прогнозів основні особливості розподілу, представленого табл. 12.2, 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 \mathcal{E} використовуються наступні критерії:

1) середня абсолютна помилка прогнозу (з точністю до 0,1)

$$\delta = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N |\mathcal{E}_{\Pi} - \mathcal{E}_{\Phi}|_i; \quad (12.1)$$

2) середня відносна помилка прогнозу (з точністю до 0,01)

$$\varepsilon = \delta / \delta_{\Phi}, \quad (12.2)$$

де $\delta_{\Phi} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N |\mathcal{E}_{\Phi} - \mathcal{E}_{\text{в}}|_i$ - середня абсолютна фактична мінливість.

У формулах (12.1) і (12.2) N – загальне число складених прогнозів; \mathcal{E}_{Π} , \mathcal{E}_{Φ} , $\mathcal{E}_{\text{в}}$ – відповідно прогностичне, фактичне (у строк прогнозу) і вихідне значення елемента.

Чим менше δ і ε , тим кращий прогноз. При $\varepsilon = 1$ якість методичних прогнозів знаходиться на рівні інерційних, а при $\varepsilon > 1$ методичні прогнози гірші за інерційні;

3) середня квадратична помилка прогнозу (з точністю до 0,1)

$$\sigma = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (\mathcal{E}_{\Pi} - \mathcal{E}_{\Phi})_i^2}. \quad (12.3)$$

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 $(\mathcal{E}_{\Pi} - \mathcal{E}_{\Phi})$. При нормальному розподілі помилок $\sigma = 1,25\delta$. У реальних умовах значення σ приблизно на 20% перевищують значення δ ;

4) середня арифметична (систематична) помилка прогнозу (з точністю до 0,1)

$$\hat{\delta} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (\mathcal{E}_{\Pi} - \mathcal{E}_{\Phi})_i. \quad (12.4)$$

Систематична помилка дозволяє судити про так звану фонову погрішність, 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)

$$\hat{\sigma} = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \left((\mathcal{E}_\Pi - \mathcal{E}_\Phi)_i - \overline{(\mathcal{E}_\Pi - \mathcal{E}_\Phi)} \right)^2}. \quad (12.5)$$

У порівнянні з σ , величина $\hat{\sigma}$ враховує вклад систематичних помилок, що допомагає автору вносити необхідну корекцію в метод прогнозу;

б) кореляція тенденцій – коефіцієнт кореляції між прогностичними і фактичними змінами елемента (з точністю до 0,01)

$$r_T = \frac{\sum_{i=1}^N ((\delta_n)_i - \bar{\delta}_n)((\delta_\Phi)_i - \bar{\delta}_\Phi)}{N \sigma_n \sigma_\Phi}, \quad (12.6)$$

де $\bar{\delta}_n = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (\mathcal{E}_\Pi - \mathcal{E}_B)_i$; $\bar{\delta}_\Phi = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (\mathcal{E}_\Phi - \mathcal{E}_B)_i$;

$$\sigma_n = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N ((\delta_n)_i - \bar{\delta}_n)^2}; \quad \sigma_\Phi = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N ((\delta_\Phi)_i - \bar{\delta}_\Phi)^2}.$$

При точному прогнозі $r_T = 1$, при поганому $r_T = 0$. Слід відмітити, що значення ε та r при нормальному розподілі величин, що перевіряються, пов'язані між собою співвідношенням:

$$r = \sqrt{1 - \varepsilon^2} \quad \text{або} \quad r^2 + \varepsilon^2 = 1.$$

Звідси слідує, що зі зменшенням (збільшенням) ε повинен збільшуватись (зменшуватись) коефіцієнт кореляції r .

Альтернативні прогнози. При альтернативних прогнозах розподіл випадків здійснення фаз предиктанта \mathcal{E}_1 і \mathcal{E}_2 представляється у вигляді матриці зв'язаності (табл. 12.2). За даними таблиці оцінюється успішність альтернативних прогнозів за допомогою наступних критеріїв: справджуваність прогнозів наявності і відсутності явища, попередження випадків з явищем і без явища, критерії М.О.Багрова, О.М.Обухова та інші.

Таблиця 12.2 – Справджуваність альтернативних прогнозів

Прогноз	Спостерігалось		
	Э ₁	Э ₂	Сума
Э ₁	n ₁₁	n ₁₂	n ₁₀
Э 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. 12.1) дозволяє приблизно судити про імовірність здійснення різних градацій (фаз) елементу при даному формулюванні прогнозу. Так, при формулюванні прогнозу A_i імовірність здійснення градації A₁ можна вважати рівною P_{i1}, а градації A₂ 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. 12.1) вказана формула для сукупності прогнозів з формулюванням A_i набуває вигляду:

$$H_{i0} = -\sum_{j=1}^l P_{ij} \log P_{ij}.$$

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. 12.1 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, $P_{ij} = P_{0j}$ 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 $0 \leq I/H_0 \leq 1$.

12.4 Оцінка якості нових та удосконалених методів прогнозу із завчасністю до 48 год 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 наступна 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 дані методичні вказівки 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 приводяться 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 елементу або явища погоди по пункту або по території з приблизним радіусом 100...150 км. Завчасність цих прогнозів складає 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 елементів і явищ, що прогнозуються, 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 опрацювання 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. 12.3). 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. 12.3:

$$U = 100 (n_{11} + n_{22}) / n_{00}; \quad (12.7)$$

$$U_{я} = 100 n_{11} / n_{10}; \quad (12.8)$$

$$U_{б,я} = 100 n_{22} / n_{20}, \quad (12.9)$$

де n_{11} і n_{22} – число прогнозів, що справилися, 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 ($\Pi_{я}$) і без явища ($\Pi_{б,я}$) за формулами:

$$\Pi_{я} = 100 n_{11} / n_{01}; \quad (12.10)$$

$$\Pi_{б,я} = 100 n_{22} / n_{02}, \quad (12.11)$$

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

$$H = \frac{(U - U_0)}{(1 - U_0)}, \quad (12.12)$$

де $U_0 = (m_1 + m_2) / n_{00}$ – справджуваність випадкових прогнозів;

$$m_1 = n_{10} n_{01} / n_{00}; \quad m_2 = n_{20} n_{02} / n_{00};$$

$$\alpha = n_{21} / n_{01} - \text{помилка ризику метода};$$

$$\beta = n_{12} / n_{02} - \text{помилка страховки метод};$$

$$Q_0 = 1 - \alpha - \beta - \text{критерій якості за О.М.Обуховим.}$$

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:

$$T = n_{11} / n_{01} - n_{12} / n_{02} = n_{22} / n_{02} - n_{21} / n_{01}, \quad (12.13)$$

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 ($\Pi_{я}$). Додатні значення T свідчать про те, що попередженість явища ($\Pi_{я}$) перевищує відношення помилкових прогнозів явища до фактичного числа днів без явищ. При ідеальному прогнозі $T = 1$.

Приведені 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 рішенні даного питання цілком ефективним може бути сумарний показник $(U_{я} + \Pi_{я})$, що характеризує найважливіші сторони методу. Величина $(U_{я} + \Pi_{я}) \geq 130\%$ характеризує задовільну якість прогнозів і успішність методики, що перевіряється, в цілому.

Всі відомості про успішність методів прогнозів доцільно представляти за формою табл. 12.3.

Таблиця 12.3 – 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 Наставляння. 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_{доб}).

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 виконаний розрахунок. При цьому у разі потреби оцінки середньодобової температури фактичне її значення визначається за даними про T за вісім строків по формулі:

$$T_{\text{доб}} = 1/8 (T_0 + T_3 + T_6 + T_9 + T_{12} + T_{15} + T_{18} + T_{21}).$$

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 (12.1...12.4). Крім того, визначається справджуваність прогнозів у процентах P_t = 100 N₁ / N при заданих градаціях помилок: ≤ 1,0; ≤ 2,0; ≤ 3,0; ≤ 4,0; ≤ 5,0 °С. Тут N₁ – 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 (стор. 295 - 296); зокрема, розглядаються справджуваності прогнозів інверсій загальна (U), наявності (U_я) і відсутності (U_{б,я}), критерій надійності Н і критерій якості Пірсі-Обухова Т відповідно за формулами (12.7 - 12.13). Отримані результати представляються у формі табл. 12.3.

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 приводяться 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)

$$\bar{\delta}_V = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N |\vec{V}_n - V_\Phi|_i = \frac{1}{N} \sqrt{(u_n - u_\Phi)_i^2 + (v_n - v_\Phi)_i^2}, \quad (12.14)$$

де u і v – зональна і меридіональна складові швидкості вітру;

- середня квадратична помилка прогнозу швидкості вітру (з точністю до 1)

$$\sigma_V = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N |V_n - V_{\Phi}|_i; \quad (12.15)$$

- середня систематична помилка прогнозу швидкості вітру (з точністю до 1)

$$\hat{\delta}_V = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (V_n - V_{\Phi})_i; \quad (12.16)$$

- середня абсолютна помилка прогнозу напрямку вітру (з точністю до 1 °)

$$\delta_{dd} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N |dd_n - dd_{\Phi}|_i \quad (12.17)$$

- оцінка P_V (%) для наступних значень відхилення прогностичного значення швидкості вітру від фактичного: ≤ 5 , ≤ 10 , $\leq 15 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$

$$P_V = 100 N_1 / N, \quad (12.18)$$

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 наступних градацій: $V_n < 15$, $15 \leq V_n < 25$ (НЯ), $V_n \geq 25 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ (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 $\Pi_{\text{я}} = 100 n_{11} / n_{01}$, 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 $\geq 25 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$), встановлюється шляхом розрахунку наступних показників успішності:

- справджуваності прогнозів у даній градації за фактом $(U_{\text{я}})_{\text{ф}}$ і з допуском Настанови $(U_{\text{я}})_{\text{н}}$;
- справджуванні прогнозів відсутності даної градації $(U_{\text{б,я}})_{\text{ф}}$, $(U_{\text{б,я}})_{\text{н}}$;
- загальної справджуваності прогнозів вітру $(U)_{\text{ф}}$, $(U)_{\text{н}}$;
- попередженості випадків з вітром у даній градації $(\Pi_{\text{я}})_{\text{ф}}$, $(\Pi_{\text{я}})_{\text{н}}$;

- попередженості випадків відсутності вітру в даній градації $(\Pi_{\sigma,я})_{\phi}$, $(\Pi_{\sigma,я})_{н}$
- критерію якості Пірсі-Обухова (Т);
- сумарного показника $(U_{я})_{\phi} + (\Pi_{я})_{\phi}$ і $(U_{я})_{н} + (\Pi_{я})_{н}$.

Наведені показники успішності прогнозів розраховуються за (12.7 - 12.11) і (12.13). Отримані результати подаються у вигляді табл. 12.4, в якій у якості прикладу наведені дані про успішність прогнозу сильних шквалів ($\geq 25 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$) на поточний день по території з використанням супутникових, радіолокаційних і аеросиноптичних даних (автор методу В.Ф.Лапчева).

Таблиця 12.4 – Результати випробування методу прогнозу сильних шквалів

Прогноз	Спостерігалось		Сума	U_{ϕ} , %	$U_{н}$, %	$U_{\phi} + \Pi_{\phi}$, %	$U_{н} + \Pi_{н}$, %
	$\geq 25 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$	$< 25 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$					
$\geq 25 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$	14	39	53	26	62	60	143
$< 25 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$	27	3738	3765	99	97	198	194
Сума	41	3777	3818				
Π_{ϕ} , %	34	99					
$\Pi_{н}$, %	81	97					
				$T_{\phi} = 0,33$		$T_{н} = 0,80$	

При оцінці прогнозів напрямку вітру необхідно за (12.17) 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 (N_Q) або критерію якості Пірсі-Обухова (T_Q), а також значеннями справджуваності прогнозів (загальної, з опадами і без опадів) та їх попередженості. Ці результати представляються у вигляді табл. 12.5.

При оцінці прогнозів кількості опадів будь-яких значень крім їх справджуваності, згідно Настанові 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, $Q \geq 30 \text{ мм}$), ці прогнози оцінюються за фактом опадів $(U)_{\phi}$ і з

допуском Настанови (U_n), а також розраховується їх попередженість і сумарні показники аналогічно приведеним в табл. 12.5.

Таблиця 12.5 – Відомості про успішність прогнозів сильних опадів (метод Н.І.Глушкової)

Прогноз кількості опадів	Фактично спостерігалось			Сума	U_{ϕ} , %	U_n , %	$U_{\phi} + \Pi_{\phi}$, %	$U_n + \Pi_n$, %
	$30 \leq Q < 50$	$Q \geq 50$	$Q < 30$					
$30 \leq Q < 50$	83	61	62	206	71	75	127	127
$Q \geq 50$	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		
Π_{ϕ}	56	32	98					
Π_n	52	36	98					

Хуртовина, ожеледь, град, гроза. При оцінці прогнозів цих явищ погоди необхідно обчислювати справджуваності прогнозів за (12.7 - 12.9), попередженості явищ за (12.10 - 12.11), а також критерії якості Пірсі-Обухова і надійності М.О.Багрова за формулами (12.13) і (12.12). Результати представляються у формі табл. 12.6.

Таблиця 12.6 – Характеристики справджуваності прогнозу метеорологічних явищ

Метод (автор)	Завчасність прогнозу	Кількість прогнозів	Справджуваність				Т	Н	Q
			Загальна (U)	Нааявності явища ($U_{я}$)	Відсутності явища ($U_{б,я}$)	Попередженість явища ($\Pi_{я}$)			

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 наступними 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 на протязі 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 наступних 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_{ij} за формою табл. 12.3.

Основні показники для оцінки прогнозів лавинонебезпеки розраховуються за (12.7 - 12.13), 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 $P_{я}$ плюс 100%, тобто якщо справедлива нерівність $U + \Pi_{я} \leq P_{я} + 100$, і (або) критерій надійності, по М.О.Багрову, N 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 методу приймається в якості основного за умови, що для нерівності $U + \Pi_{я} > P_{я} + 100$ і $N \geq 0,5$ 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 наступні 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 $\Pi_{д} = 100 n_3/n_2$, 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 $\Pi_{д}$ 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.

Контрольні запитання

1. Дати визначення наступних 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 імовірнісних (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 зведень?

Завдання

Оцінити успішність прогнозів гроз, складених за методом Лебедевої, Уайтінга, Фауста, Кокса, Славіна, Бейлі для заданого району.

Рекомендації щодо виконання завдання. Розрахувати критерії успішності за формулами 12.7 - 12.13 для двох способів за вказівкою викладача. Критерії Багрова, Обухова, Пірсі-Обухова визначити до сотих долей. Порівняти результати виконаних розрахунків і зробити висновок про відносну успішність розглянутих методів прогнозу гроз.

Таблиця 12.7 – Справджуваність (число випадків) прогнозу гроз за різними методами

Значення, що спосте- рігалось	Метод								
	Лебедевої			Уайтінга			Фауста		
	П	$\bar{П}$	Σ	П	$\bar{П}$	Σ	П	$\bar{П}$	Σ
Φ	89	160	249	190	23	213	96	108	204
$\bar{\Phi}$	175	1232	1407	646	553	1199	141	1071	1212
Σ	264	1392	1656	836	576	1412	237	1179	1416
	Кокса			Славіна			Бейлі		
Φ	126	66	192	159	47	206	148	54	202
$\bar{\Phi}$	229	913	1142	492	664	1156	445	690	1135
Σ	355	979	1334	651	711	1362	593	744	1337

Вихідні матеріали

Таблиця справджуваності вказаних методів прогнозу (табл. 12.7).

Звітні матеріали

Заповнена таблиця оцінки успішності прогнозу гроз (табл. 12.6).

13 ЕКОНОМІЧНА ОЦІНКА ЕФЕКТИВНОСТІ СПЕЦІАЛІЗОВАНИХ ПРОГНОЗІВ ПОГОДИ

13.1 Аналіз економічної ефективності спеціалізованих прогнозів

Мета роботи: ознайомитися з оцінками успішності спеціалізованих прогнозів погоди; навчитися розраховувати імовірні витрати «умовного» споживача.

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. 12.2) і витрати споживача (табл. 13.1).

Таблиця 13.1 Витрати споживача

Значення, що спостерігались	Передбачені значення метеорологічних величин (явищ)					
	Π_1	Π_2	...	Π_i	...	Π_m
Φ_1	S_{11}	S_{12}		S_{1i}		
Φ_2				S_{2i}		
\vdots				\vdots		
Φ_j				S_{ji}		
Φ_m				S_{mi}		

Імовірні витрати споживача Q_i при прогнозах, в яких передбачена градація Π_i будуть:

$$Q_i = \frac{1}{n_{0i}} \sum_{j=1}^m n_{ji} S_{ji},$$

а середні імовірні витрати для всіх градацій

$$Q_{\text{ср.}i} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N Q_i n_{0i}.$$

У табл. 13.1 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 $Q_{\text{ср.}}$. Для абсолютної оцінки економічної ефективності слід розрахувати імовірні витрати даного споживача при

використовуванні їм випадкових прогнозів $Q_{\text{ср.0}}$ і обчислити різницю $Q_{\text{ср.0}} - Q_{\text{ср.}}$ і відношення $(Q_{\text{ср.0}} - Q_{\text{ср.}})/Q_{\text{ср.0}}$.

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.

Контрольні запитання

1. Наведіть приклади критеріїв ефективності спеціалізованих прогнозів.
2. Який вихідний матеріал необхідний для оцінки успішності прогнозів для конкретного споживача?
3. Як оцінюється успішність спеціалізованих прогнозів погоди?

Завдання

Розрахувати імовірні витрати «умовного» споживача, який використовує прогнози гроз, складені за методами Лебедевої, Уайтинга, Фауста, Кокса, Славіна, Бейлі, і порівняти їх економічну ефективність.

Вихідні матеріали

1. Дані справджуваності прогнозу гроз (табл. 12.7).
2. Витрати «умовного» споживача (табл. 13.2).

Таблиця 13.2 – Витрати «умовного» споживача (S_{ij})

Спостерігалось	«Умовний» споживач					
	1		2		3	
	П	$\bar{П}$	П	$\bar{П}$	П	$\bar{П}$
Ф	1	5	2	10	1	2
$\bar{Ф}$	2	0	3	0	5	0

Рекомендації щодо виконання завдання

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 (номери споживача і прогностичні методи вказуються викладачем).
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.

Звітні матеріали

Таблиця результатів розрахунку (табл. 13.3).

Таблиця 13.3 – Оцінка економічної ефективності прогнозу гроз стосовно до «умовного» споживача

Критерії оцінки		Спосіб прогнозу		
		П	$\bar{П}$	Сума
n_{ij}	Φ			$n_{10} =$
	$\bar{\Phi}$			$n_{20} =$
	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. 13.4) отримані для прогнозів, одночасно розроблених в одному і тому ж пункті за двома методами.

Таблиця 13.4 – Повторюваність (число випадків) / (частки одиниці) передбаченої фази для прогнозу гроз і тієї, що здійснилася

Передбачено	Здійснилося		Σ
	Гроза (\bar{K})	Без грози (\bar{R})	
Метод 1			
\bar{K}	150/0,75	50/0,25	200/0,20
\bar{R}	200/0,25	600/0,75	800/0,80
Σ	350/0,35	650/0,65	1000/1,00
Метод 2			
\bar{K}	300/0,55	250/0,45	550/0,55
\bar{R}	50/0,11	400/0,89	450/0,45
Σ	350/0,35	650/0,65	1000/1,00

Обчислимо деякі значення критеріїв успішності для прогнозів, складених за першим методом:

$$\begin{aligned}
 U &= (150 + 600) / 1000 = 0,75; \\
 U_0 &= (350 \cdot 200 + 650 \cdot 800) / 1000 \cdot 1000 = 0,59; \\
 H &= (0,75 - 0,59) / (1 - 0,59) = 0,39; \\
 Q &= 1 - (200/350 + 50/650) = 0,35; \\
 T &= 150/350 - 50/650 = 600/650 - 200/350 = 0,35.
 \end{aligned}$$

Аналогічно для прогнозів, складених за другим методом, отримаємо:

$$\begin{aligned}
 U &= (300 + 400) / 1000 = 0,70; \\
 U_0 &= (350 \cdot 550 + 650 \cdot 450) / 1000 \cdot 1000 = 0,485; \\
 H &= (0,70 - 0,485) / (1 - 0,485) = 0,42; \\
 Q &= 1 - (50/350 + 250/650) = 0,47; \\
 T &= 300/350 - 250/650 = 400/650 - 50/350 = 0,47.
 \end{aligned}$$

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. 13.5).

Таблиця 13.5 – Витрати споживача прогнозу гроз (умовні одиниці)

Очікувані погодні умови	Погодні умови, що здійснилися	
	\mathcal{R}	$\bar{\mathcal{R}}$
\mathcal{R}	2	4
$\bar{\mathcal{R}}$	10	0

Визначимо імовірні витрати споживача при отриманні прогнозу «гроза», складеного за першим методом. Якщо споживач «повірів» прогнозу, то ці витрати будуть:

$$\bar{\Delta} \mathcal{R} = 2 \cdot 0,75 + 4 \cdot 0,25 = 2,5,$$

інакше
$$\bar{\Delta} \bar{\mathcal{R}} = 10 \cdot 0,75 + 0 \cdot 0,25 = 7,5.$$

Отже, оптимальна стратегія в даному випадку – готуватися до грози, імовірні витрати при цьому $\bar{\Delta}(\mathcal{R}) = 2,5$.

Для прогнозу «без грози» отримаємо:

$$\bar{\Delta} \mathcal{R} = 2 \cdot 0,25 + 4 \cdot 0,75 = 3,5;$$

$$\bar{\Delta} \bar{\mathcal{R}} = 10 \cdot 0,25 + 0 \cdot 0,75 = 2,5$$

і, таким чином, $\bar{\Delta}(\bar{\mathcal{R}}) = 2,5$.

Отже, середні імовірні витрати при оптимальному використанні даним споживачем прогнозів, складених за першим методом, дорівнюють:

$$\bar{\Delta} = 2,5 \cdot 0,20 + 2,5 \cdot 0,80 = 2,5$$

Для прогнозів, розроблених за другим методом, аналогічно отримаємо:

При прогнозах «гроза»

$$\bar{\Delta} \mathcal{R} = 2 \cdot 0,55 + 4 \cdot 0,45 = 2,9; \quad \bar{\Delta} \bar{\mathcal{R}} = 10 \cdot 0,55 + 0 \cdot 0,45 = 5,5;$$

$$\bar{\Delta}(\mathcal{R}) = 2,9;$$

При прогнозах «без грози»

$$\bar{\Delta} \mathcal{R} = 2 \cdot 0,11 + 4 \cdot 0,89 = 3,78; \quad \bar{\Delta} \bar{\mathcal{R}} = 10 \cdot 0,11 + 0 \cdot 0,89 = 1,1;$$

$$\bar{\Delta}(\bar{\mathcal{R}}) = 1,1; \quad \bar{\Delta} = 2,9 \cdot 0,55 + 1,1 \cdot 0,45 = 2,09.$$

Нарешті, для випадкових прогнозів:
при прогнозах «гроза»

$$\bar{\Delta} \bar{R} = 2 \cdot 0,35 + 4 \cdot 0,65 = 3,3; \quad \bar{\Delta} \bar{R} = 10 \cdot 0,35 + 0 \cdot 0,65 = 3,5;$$

$$\bar{\Delta}(\bar{R}) = 3,3;$$

При прогнозах «без грози»

$$\bar{\Delta} \bar{R} = 2 \cdot 0,35 + 4 \cdot 0,65 = 3,3; \quad \bar{\Delta} \bar{R} = 10 \cdot 0,35 + 0 \cdot 0,65 = 3,5;$$

$$\bar{\Delta}(\bar{R}) = 3,3.$$

Оцінка економічної ефективності для прогнозів, складених за першим і другим методом, дає відповідно:

$$\bar{\Delta}_0 - \bar{\Delta} = 3,3 - 2,5 = 0,8 \quad \text{і} \quad \bar{\Delta}_0 - \bar{\Delta} = 3,3 - 2,09 = 1,21.$$

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 (Н, 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 Н і особливо Т (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.

13.2 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, із-за яких виникають економічні втрати в галузі, то можна зробити наступні 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 (наносючи 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, викликаючи 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 лісорубам, сприяє створенню пожежо- і лавинонебезпечних ситуацій.

Для будівельних організацій: із-за сильного вітру 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 із-за дощу, граду і поганій видимості), що може призвести до псування вантажів (із-за промокання і тривалого перебування в дорозі); збільшується імовірність дорожньо-транспортних пригод (ДТП). *На залізній дорозі* 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; затрудняється 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, із-за простою 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 затрудняє 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 приведенням до порядку зливової каналізації, боротьби 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 у більшій мірі 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 здійснює вплив 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 простой.

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 А.І.Бедрицький наводить декілька цікавих показників:

- метеорологічна служба Росії – 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 подвоються (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%;

- основний збиток від гідрометеорологічних умов несуть наступні 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 А.І.Бедрицького сільське господарство Росії, де сільськогосподарські угіддя складають 222,3 млн. га, щорічно терпить збитки від НЯ і СГЯ у розмірі 10 млрд. дол., тобто кожний гектар сільськогосподарських угідь несе збитки 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 приносить збитки 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 втрати з додаткового догляду за дорогами із-за несприятливих погодних умов складають 25 тис. дол. за рік на 100 км доріг;
 - вартість відновлення одного обриву повітряної лінії зв'язку дорівнює 5000 дол.;
 - одна гроза в середньому наносить збитки 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 на протязі 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 м² житлової площі в рік витрачається приблизно 3 дол.;
 - при розумному опаленні (згідно норм) зменшення середньодобової температури на 1 °С приводить до додаткових витрат лише на ЕТР у 700 тис. дол. за добу.
- Певний інтерес може представлять інформація про збиток від погодних умов у Санкт-Петербурзі та Ленінградській області:
- середня величина збитку складає близько 900 млн. дол. за рік;
 - збиток від граду 21.07.1999 р. (діаметр і вага градин 5 см і 50 г відповідно) у Ленінградській області склав близько 400 тис. дол.;
 - продовження опалювального сезону в Санкт-Петербурзі лише за 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 із-за сильного вітру складає в середньому 100 тис. дол. на одне ушкодження.

Наведені дані можуть бути уточнені в результаті детального аналізу інформації по різних регіонах.

На закінчення декілька фрагментів із лекції Томаса Хайфа, представленої на 12-ій сесії Комісії з авіаційної метеорології у вересні 2002 р. (Монреаль, Канада).

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 у рік;

- Робінзон (1989 р.): «покращені» прогнози в міжнародному аеропорту Атланти дозволяють економити авіакомпанії 1 млн. дол. США в рік;

- СОДА (ЕВРОКОНТРОЛЬ): затримка вильотів із-за «погоди» збільшує витрати в Європі на 2...10%;

- Іване (1995): витрати внаслідок затримок вильотів у США складають 5 млрд. дол. США в рік; витрати внаслідок несприятливої погоди в 65% випадків перевищують 3 млрд. дол. США в 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 авіаузлах.

Ці приклади кількісних оцінок впливу погоди вказують на значний розкид, аналіз якого виходить за межі даного Практикуму. 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.

ЛІТЕРАТУРА

1. Абузяров З.К., Кудрявая К.И., Серяков Е.И., Скриптунова Л.И. Морские прогнозы. – Л.: Гидрометеиздат, 1998. – 320 с.
2. Баранов А.М., Богаткин О.Г., Говердовский В.Ф., Еникеева В.Д. Авиационная метеорология.- СПб.: Гидрометеиздат, 1992. - 347 с.
3. Безуглая Э.Ю. Метеорологический потенциал и климатические особенности загрязнения городов. - Л.: Гидрометеиздат, 1980. – 184 с.
4. Безуглая Э.Ю., Сонькин Л.Р. Метеорологические аспекты загрязнения атмосферы. - Л.: Гидрометеиздат, 1971. - С. 241-252.
5. Богаткин О.Г., Еникеева В.Д. Анализ и прогноз погоды для авиации.- Л.: Гидрометеиздат, 1985. – С. 67-71.
6. Богаткин О.Г., Тараканов Г.Г. Авиационные прогнозы погоды. – СПб.: РГРМУ, 2003. – 164 с.
7. Будилина Е.Н., Прох Л.З., Снитковський А.И. Смерчи и шквалы умеренных широт. – Л.: Гидрометеиздат, 1976. – 32 с.
8. Волеваха В.А., Башкирова Л.Е., Волконская Н.К. О возможности прогнозирования смерчей на Украине //Труды УкрНИГМИ. - 1987. - Вып. 225. – С. 55-63.
9. Волеваха В.А., Токарь Н.Ф. Шквалы и смерчи на Украине в 1984-1985 гг. // Труды УкрНИГМИ. - 1987. - Вып. 225. – С. 46-55.
10. Воробьев В.И. Синоптическая метеорология.- Л.: Гидрометеиздат, 1991. – 616 с.
11. Гаврилюк Р.В. Прогнози небезпечних морських гідрологічних явищ. - Одеса, «ТЭС», 2002. – 43 с.
12. 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.
13. Зверев А.С. Синоптическая метеорология. – Л.: Гидрометеиздат, 1977. – 712 с.
14. Івус Г.П. Авіаційна метеорологія. – Київ, 1996. – 87 с.
15. Івус Г.П. Спеціалізовані прогнози погоди. – Одеса, 1998. – 160 с.
16. Івус Г.П. Умови утворення та прогноз слабкого вітру біля поверхні Землі і інверсії температури в районі Одеси. - Одеса, 1988.- 112 с.
17. Івус Г.П., Кивганов А.Ф., Тимофеев В.Е. Струйные течения пограничного слоя атмосферы. – Одесса, 1991.– 46 с.
18. Каталог смерчів, які спостерігалися на території України в 1987-2003 рр. – Київ, Укр ГМЦ. - 145 с.
19. Климатические характеристики условий распространения примесей. Справочное пособие. - Л.: Гидрометеиздат, 1983. - 238 с.
20. Макаров В.А. Экономика гидрометеорологического обеспечения народного хозяйства (океанические аспекты).–СПб.:РГГМИ, 1992.–102 с.

21. Мальбахов В.М. Исследование структуры торнадо // Изв. АН СССР. - Физ. атм. и океана. – 1972.- Т.8. – Вып. 1. - С. 17-28.
22. Методическое указание по проведению производственных (оперативных) испытаний новых и усовершенствованных методов гидрометеорологических и гелиогеофизических прогнозов.- М.: Госгидромет, 1991. – 150 с.
23. Мурти Т.С. Сейсмические морские волны цунами. – Л.: Гидрометеоиздат, 1981. – 447 с.
24. Настанова по службі прогнозів та попереджень про небезпечні і стихійні явища погоди. – К.: Державна гідрометслужба, 2003.
25. Петерсен С. Анализ и прогноз погоды. Л.: Гидрометеоиздат, 1961. – 652 с.
26. Положення про порядок складання та передачі попереджень і донесень про виникнення стихійних явищ. Київ, 1994. – 38 с.
27. Івус Г.П., Боровська Г.О. Практикум з авіаційної метеорології. – Одеса: «Екологія», 2006. – 217 с.
28. Практикум з синоптичної метеорології // Під ред. Івус Г.П., Іванової С.М. – Одеса, ТЕС, 2004. – 419 с.
29. Прусов В.А., Сніжко С.І. Математичне моделювання атмосферних процесів. – К.: Ніка-Центр, 2005. – 496 с.
30. Руководство по прогнозированию метеорологических условий для авиации // Под ред. Абрамович К.Г., Васильева А.А. – Л., Гидрометеоиздат, 1985. – 301 с.
31. Руководство по краткосрочным прогнозам погоды, ч. 1 - Л.: Гидрометеоиздат, 1986. - 702 с.
32. Руководство по краткосрочным прогнозам погоды, ч. 2 – Л.: Гидрометеоиздат, 1987. – 298 с.
33. Стан техногенної та природної безпеки в Україні у 2001 році. Київ, 2002. – С. 23 – 43.
34. Стан техногенної та природної безпеки в Україні у 2002 році. – Київ, 2003. – С. 26 - 47.
35. Специализированные прогнозы погоды. – Л.: ЛГМИ, 1991. – 112 с.
36. Технический регламент. Т.2. Метеорологическое обслуживание международной аэронавигации. - ВМО, Женева, 2004. - № 49.
37. Шакина Н.П. О возникновении турбулентности ясного неба // Труды ГМЦ СССР. – 1979. - Вып. 215. – С. 23 – 37.
38. Шакина Н.П. Динамика атмосферных фронтов и циклонов. - Л.: Гидрометеоиздат, 1985. - 260 с.
39. 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.

40. 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.

41. Evans J., Robinson M., Crowe B., Klinge-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.

42. 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.

43. 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.

Предметний покажчик

<p style="text-align: center;">А</p> <p>Адвективний туман 84</p> <p style="text-align: center;">Б</p> <p>Бовтанка 116</p> <p style="text-align: center;">В</p> <p>Вертикальний розріз атмосфери 49 Видимість 152</p> <p style="text-align: center;">Г</p> <p>Град 95 Гроза 95</p> <p style="text-align: center;">Д</p> <p>Дрейф судна 213</p> <p style="text-align: center;">Е</p> <p>Еквівалентно-потенціальна температура 94 Економічна ефективність 307</p> <p style="text-align: center;">З</p> <p>Заморозки 43, 52</p> <p style="text-align: center;">К</p> <p>Конденсаційні сліди 80</p> <p style="text-align: center;">Л</p> <p>Лінії нестійкості (шквалів) 98</p> <p style="text-align: center;">М</p> <p>Мезомасштабні конвективні комплекси 101 Метеорологічні умови забруднення 193 Метеорологічна дальність видимості 152 Міра успішності прогнозів 288 Мряка 131</p>	<p style="text-align: center;">О</p> <p>Обледеніння 126 Обмерзання 214, 235 Ожеледь 126, 141 Ожеледиця 134, 146</p> <p style="text-align: center;">П</p> <p>Паморозь 140 Пилова буря 173 Пожежна небезпека 64</p> <p style="text-align: center;">Р</p> <p>Радіаційний туман 80</p> <p style="text-align: center;">С</p> <p>Слемінг 214 Смерч 11, 105 Системи глибокої конвекції 98, 102 Справджуваність прогнозів 290 Стихійні гідрометеорологічні явища 91, 207 Струминні течії 22, 255, 271 Суховії 43</p> <p style="text-align: center;">Т</p> <p>Тропопауза 257 Турбулентність ясного неба 252 Тягун 222</p> <p style="text-align: center;">Х</p> <p>Хуртовини 165</p> <p style="text-align: center;">Ц</p> <p>Цунамі 241</p> <p style="text-align: center;">Ш</p> <p>Шар зміщення 191 Шквал 17, 91 Штормове попередження 207</p>
---	---

Навчальне видання

Івус Галина Петрівна

ПРАКТИКУМ
ЗІ СПЕЦІАЛІЗОВАНИХ ПРОГНОЗІВ ПОГОДИ

Навчальний посібник

Підп. до друку 12.12.06 Формат 60×84 / 16 Папір офс.
Умовн. друк. арк. 21.33 Тираж 200 Зам. №
Надруковано з готового оригінал-макета

Одеський державний екологічний університет
65016, Одеса, вул. Львівська, 15
