

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Г.П. Івус

МЕТЕОРОЛОГІЧНЕ ОБСЛУГОВУВАННЯ
ПОЛЯРНОЇ АВІАЦІЇ ТА СУДНОПЛАВСТВА

Конспект лекцій

Одеса – 2008

ББК 26.23
І-17
УДК 551.509.32

Друкується за рішенням Вченої ради Одеського державного екологічного університету (протокол № _____ від _____ р.).

Івус Г.П.

Метеорологічне обслуговування полярної авіації та судноплавства:
Конспект лекцій. – Одеса: Екологія, 2008. – с.

В конспекті лекцій викладені теоретичні питання авіаційної метеорології, розглянуті практичні заходи, необхідні для якісного проведення метеорологічного забезпечення польотів з метою підвищення безпеки, регулярності та економічної ефективності повітряних перевезень. Конспект лекцій використовується для магістрів. Може служити практичним посібником для спеціалістів служби погоди.

© Одеський державний
екологічний університет, 2008

Зміст

Передмова.....	
1 Вплив фізичних характеристик стану атмосфери та метеорологічних умов на політ літака.....	
1.1 Вплив параметрів атмосфери на параметри польоту повітряних суден.....	
1.1.1 Стандартна атмосфера та її призначення.....	
1.1.2 Вплив температури повітря та атмосферного тиску на політ і роботу силових установок	
1.1.3 Залежність сили тяги турбогвинтового двигуна від фізичного стану атмосфери.....	
1.1.4 Вплив фізичних характеристик стану атмосфери на витрату палива, швидкопідйомність та стелю повітряних суден.....	
1.1.5 Вплив температури та тиску повітря на зліт і посадку.....	
1.1.6 Вплив метеорологічних умов на показання деяких аеронавігаційних приладів.....	
1.2 Вплив вітру на політ літаків.....	
1.2.1 Вплив вітру на зліт, посадку та політ літака.....	
1.2.2 Вплив вертикального зсуву вітру в найнижчому шарі атмосфери на зліт та посадку літаків.....	
1.2.3 Вплив вітру на путьову швидкість та напрям руху літака при горизонтальному польоті	
1.3 Вплив атмосферної турбулентності на польоти повітряних суден	
1.3.1 Загальна інформація про турбулентність в атмосфері та її вплив на політ літака.....	
1.3.2 Метеорологічні умови розвитку турбулентності в атмосфері.....	
1.3.3 Прогноз турбулентності, яка викликає бовтанку повітряних суден.....	
1.4 Обледеніння літаків та його вплив на польоти	
1.4.1 Причини обледеніння повітряних суден.....	
1.4.2 Процес обледеніння літака і форми відкладення льоду.....	
1.4.3 Вплив обледеніння на політ літака.....	
1.4.4 Метеорологічні та синоптичні умови обледеніння.....	
1.4.5 Рекомендації щодо прогнозування обледеніння літака.....	
1.5 Вплив хмарності та обмеженої видимості на польоти.....	
1.5.1 Загальні поняття про видимість та обмежену видимість, як фактор, який визначає складність метеорологічних умов польотів.....	

1.5.2	Мінімуми погоди.....	
1.5.3	Метеорологічні умови польотів у хмарах різних форм.....	
1.5.4	Видимість під низькими шаруватими хмарами, в серпанку і туманах.....	
1.5.5	Видимість в опадах.....	
1.5.6	Видимість в хуртовинах.....	
1.6	Метеорологічне забезпечення польотів.....	
1.6.1	Вплив гідрометеорологічних умов на стан та експлуатацію аеродромів.....	
1.6.2	Вплив метеорологічних умов на повітряні судна, які знаходяться на землі.....	
1.6.3	Авіаційні метеорологічні коди, що використовуються для обміну метеорологічною інформацією.....	
1.6.4	Особливості метеорологічного забезпечення польотів у полярних районах північної та південної півкулі.....	
1.6.5	Особливості метеорологічного забезпечення авіації, яка базується на суднах.....	
2	Метеорологічне забезпечення авіатрас у полярних районах.....	
2.1	Географічні та синоптичні особливості Арктики і Антарктики....	
2.2	Метеорологічні умови Арктики і Субарктики та їх вплив на політ літаків.....	
2.2.1	Загальні та сезонні особливості синоптичних процесів у тропосфері Арктики.....	
2.2.2	Термічний режим тропосфери і стратосфери.....	
2.2.3	Режим вітру в тропосфері.....	
2.2.4	Низька хмарність та видимість в арктичних районах.....	
2.3	Метеорологічні умови Антарктики та їх вплив на політ літаків.....	
2.3.1	Радіаційний та температурний режим.....	
2.3.2	Циркуляційні умови та режим вітру.....	
2.3.3	Особливості режиму вологості, хмарності, опадів та видимості в Антарктиці.....	
3	Метеорологічне обслуговування судноплавства.....	
3.1	Морські метеорологічні прогнози і попередження про небезпечні явища та стихійні гідрометеорологічні явища.....	
3.2	Розрахунок рекомендованих шляхів плавання суден в океані.....	
3.3	Специфіка льодового плавання.....	
3.4	Прогноз обмерзання суден та гідротехнічних споруд.....	
3.5	Причини утворення та прогноз цунамі.....	
	Скорочення.....	
	Додатки.....	
	Література.....	

Предметный показчик.....

ПЕРЕДМОВА

Метеорологічне забезпечення авіації та судноплавства є однією із найважливіших задач Гідрометеорологічної служби, особливо в полярних районах. В процесі розвитку техніки вимоги до метеорологічного забезпечення авіації та морського флоту змінюються, але залишаються високими, і значення точності діагнозу та прогнозу метеорологічних умов постійно зростає зі збільшенням об'єму повітряних та морських перевезень. Таким чином, авіація та морський флот залишаються найбільш вимогливими користувачами метеорологічної інформації у полярних та субполярних районах.

Для підтримання високого рівня метеорологічного забезпечення полярної авіації та судноплавства, що відповідає міжнародним стандартам, необхідно не тільки проводити науково-прикладні дослідження з авіаційної та морської кліматології, постійно удосконалювати діючі методи метеорологічних прогнозів, розробляти нові методи у відповідності із зростаючою технічною оснащеністю оперативних підрозділів і зміною вимог до прогностичної продукції, але й готувати висококваліфікованих спеціалістів-метеорологів.

При підготовці конспекту лекцій з курсу «Метеорологічне обслуговування полярної авіації та судноплавства» автори виходили в своїй роботі із того, що покращення підготовки спеціалістів в галузі авіаційної та морської метеорології повинно базуватися на глибокому вивченні атмосферних процесів та явищ, які формують метеорологічні умови діяльності авіації та флоту. Рівень наукових розробок, що використовують методи динамічної та синоптичної метеорології, відповідає світовим досягненням або випереджає їх. Фактором, що стримує застосування сучасних методологій, є недостатність інформаційної бази, але значення цього фактору із часом буде зростати.

Конспект лекцій складається із трьох розділів. У першому розділі викладені основи авіаційної метеорології та приділена увага впливу фізичного стану атмосфери на політ літаків. Другий розділ присвячений особливостям метеорологічних умов і синоптичних процесів у полярних районах та їх врахуванню при обслуговуванні полярної авіації. У третьому розділі коротко представлені питання впливу несприятливих умов на безпеку мореплавання в полярних районах.

Конспект лекцій складений для студентів-метеорологів, які спеціалізуються в області „Полярної метеорології”, з урахуванням попереднього викладення курсів „Фізика океану”, „Фізика атмосфери”, „Синоптична метеорологія”, „Кліматологія”, „Полярна та морська метеорологія”, „Основи лавиноведення і сніговедення”. Розділ, який представляє основи авіаційної метеорології, викладено більш детально, оскільки дисципліни „Введення в авіаційну метеорологію” та „Авіаційна

метеорологія” відсутні в навчальних планах підготовки спеціалістів метеорологів по спеціальності „Полярна метеорологія”.

Автори рукопису використали в своїй роботі найсучасніші відомості в області авіаційної метеорології та океанології з тим, щоб створити умови для росту і розвитку творчих здібностей студентів-метеорологів.

Комп’ютерну верстку виконано ас. Гурською Л.М.

1 ВПЛИВ ФІЗИЧНИХ ХАРАКТЕРИСТИК СТАНУ АТМОСФЕРИ ТА МЕТЕОРОЛОГІЧНИХ УМОВ НА ПОЛІТ ЛІТАКА

1.1 Вплив параметрів атмосфери на параметри польоту повітряних суден

1.1.1 Стандартна атмосфера та її призначення

Атмосфера, в якій відбувається політ усіх літальних апаратів, чинить значний вплив на їх роботу. Від фізичного стану атмосфери залежать льотно-технічні дані літаків та гелікоптерів, а саме:

- аеродинамічні сили, які виникають під час польоту;
- сила тяги, що утворюється двигуном;
- витрата пального;
- гранично-припустима висота;
- показання деяких пілотажно-аеронавігаційних приладів.

Всі параметри атмосфери значно змінюються в просторі і за часом. Дійсно, при проведенні спостережень на земному шарі зафіксована температура повітря біля поверхні землі і 50 °С тепла, і 85 °С морозу, а атмосферний тиск змінюється від 890 до 1080 гПа.

Внаслідок неоднорідності просторового розподілу метеорологічних величин, їх часової зміни, льотно-технічні дані літаків можуть змінюватися в дуже широких межах. Тому, при конструюванні літальних апаратів та їх обладнання, а також при порівнянні результатів льотних іспитів виходять із заздальгідь заданого, постійного (стандартного) розподілу фізичних характеристик стану атмосфери біля поверхні землі та на різних висотах. Іншими словами, використовується деяка, не залежна від часу доби та року, а також місця польотів (випробувань), однакова у всіх випадках атмосфера, яка має назву *стандартної атмосфери* (СА). Введення СА дозволяє одержати показання приладів, дані льотних випробувань, результати аеродинамічних розрахунків, геофізичних та метеорологічних вимірювань, які можуть бути порівняні між собою.

Параметри та фізичні характеристики СА близькі до середніх багаторічних значень метеорологічних величин біля поверхні землі та на різних висотах, які прийняті у всьому світі.

Як параметри та фізичні константи в СА використані:

- температура повітря;
- тиск повітря;
- густина повітря;
- відносні величини тиску та густини у порівнянні з їх значеннями на рівні моря;
- молекулярна вага;
- швидкість звуку;

- в'язкість (динамічна та кінематична);
- прискорення вільного падіння;
- середня довжина вільного пробігу молекул.

У зв'язку з тим, що фізичні характеристики реальної атмосфери часто відрізняються від стандартних, на практиці доводиться переходити від фактичних атмосферних умов до стандартних та, навпаки, від стандартних значень до фактичних, у випадках, коли необхідно врахувати відхилення фактичних умов від стандартних для одержання реальних значень характеристик та параметрів.

У нашій країні в теперішній час діє СА-81, яка відповідає міжнародній СА. Дані СА є осередненими величинами багаторічних спостережень, які характерні для літнього періоду та широти приблизно 45°. Таблиці СА-81 містять у собі значення характеристик атмосфери для висот від 2000 м нижче рівня моря до 50000 м над рівнем моря. Для рівня моря в СА-81 прийняті значення основних фізичних характеристик:

- температура повітря біля поверхні землі $T_0 = 15 \text{ }^\circ\text{C}$ або $288,15 \text{ K}$;
- атмосферний тиск $p_0 = 760 \text{ мм рт.ст.}$ або $1013,25 \text{ гПа}$;
- густина повітря біля землі $\rho_0 = 1,2255 \text{ кг}\cdot\text{м}^{-3}$;
- відносна молекулярна вага повітря (молярна вага) $28,96 \text{ кг}\cdot\text{кмоль}^{-1}$;
- прискорення вільного падіння $g_0 = 9,80665 \text{ м}\cdot\text{с}^{-2}$;
- відносна вологість повітря на всіх висотах 0 \% ;
- вітер відсутній (штиль);
- швидкість звуку ($\text{м}\cdot\text{с}^{-1}$) $a = 20,05\sqrt{T}$, де T – температура повітря (К). Швидкість звуку біля поверхні землі $a = 340,3 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$; на висоті 11 км $a = 295,1 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$.

Для різних висот фізичні характеристики при відомих значеннях температури повітря та відносній молекулярній вазі можуть бути обчислені за рівнянням стану та барометричними формулами. При цьому: температура повітря в тропосфері знижується з висотою за лінійним законом, її вертикальний градієнт дорівнює $0,65 \text{ }^\circ\text{C}/100 \text{ м}$; в нижній стратосфері, від 11 до 20 км, температура залишається постійною ($-56,5 \text{ }^\circ\text{C}$), а вище вона зростає і досягає $-2,5 \text{ }^\circ\text{C}$ на висоті 50 км (рис. 1.1).

В табл. СА-81 для різних висот через 50 м наведено відомості про температуру, тиск, густину, прискорення вільного падіння, швидкість звуку. Крім стандартних значень фізичних характеристик до висоти 50 км, вказані таблиці містять рекомендовані дані для шару 50...80 км і довідкові дані для висот 80...120 км. В умовах СА зміна тиску з висотою відбувається:

- до рівня 11 км - за законом політропної атмосфери (температура повітря з висотою убуває згідно лінійного закону $T = T_0 - \gamma z$):

$$\frac{p}{p_0} = \left(\frac{T_0 - \gamma z}{T} \right)^{\frac{g}{R\gamma}}, \quad (1.1)$$

- вище 11 км - за законом ізотермічної атмосфери ($T = \text{const}$),

$$p = p_0 e^{\frac{-gz}{RT}}, \quad (1.2)$$

де T і p – температура та тиск повітря на висоті z ; γ - вертикальний градієнт температури; R - газова стала ($R = 287,052 \text{ Дж}\cdot\text{кг}^{-1}\text{К}^{-1}$).

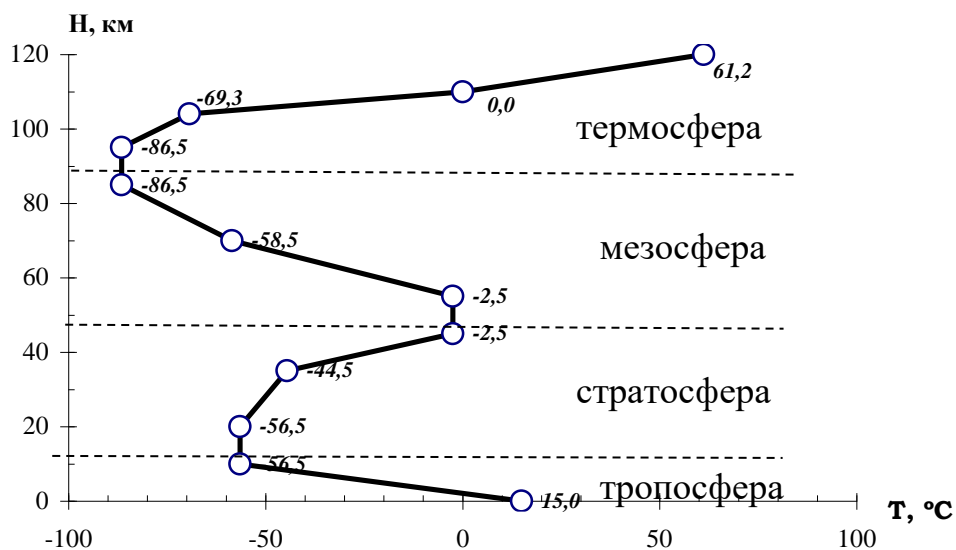


Рис. 1.1 - Вертикальний розподіл температури повітря з висотою в умовах стандартної атмосфери СА-81.

Використовуючи параметри СА можна успішно вирішувати конкретні питання, пов'язані з оцінкою і порівнянням результатів різної техніки, особливо авіаційної.

Для оцінки льотних та експлуатаційних характеристик сучасних транспортних літаків, що виконують рейси у різноманітних, різко відмінних одна від одної кліматичних умовах, необхідно приймати до уваги регіональні особливості стану атмосфери. ІСАО рекомендувала «Стандартні кліматичні умови», які дозволяють визначати льотні характеристики літаків при максимальних і мінімальних температурах повітря біля поверхні землі та на висотах в тропічних, помірних та арктичних широтах.

Так як фізичні характеристики реальної атмосфери досить часто відрізняються від стандартних значень, на практиці доводиться переходити

від атмосферних умов, які фактично спостерігаються, до стандартних і, навпаки, від стандартних значень до фактичних, коли необхідно враховувати відхилення фактичних умов від стандартних для отримання реальних значень характеристик і параметрів, які нас цікавлять.

Якби реальні атмосферні умови збігалися зі стандартними, то стандартні висоти (ті висоти, на яких атмосферні умови відповідають СА), які визначені окремо за тиском, температурою та густиною повітря, були б однакові. Однак значення метеорологічних величин у реальній атмосфері звичайно відрізняються від значень на відповідних рівнях в СА. Тому й стандартні висоти, які отримані за фактичними значеннями p , T і ρ , відрізняються від стандартних.

В практичній роботі часто доводиться приводити висоту до стандартної, попередньо визначивши за фактичними значеннями тиску та температури повітря на певному рівні фактичну густину атмосфери.

Контрольні запитання

1. Чому дорівнює температура повітря біля поверхні землі в СА?
2. Як зміниться температура повітря з висотою в СА?
3. Яка температура повітря в СА повинна бути на висоті 10 000 м?
4. Чому дорівнює атмосферний тиск біля землі в СА?
5. Чому дорівнює вологість повітря на висоті 3 км в СА?
6. Чому дорівнює швидкість вітру в СА на висоті 11 км?
7. Визначте температуру повітря в нижній стратосфері в СА?

1.1.2 Вплив температури повітря та атмосферного тиску на політ і роботу силових установок

Під час руху літального апарату в атмосфері виникає аеродинамічна сила, складовими частинами якої є:

$$\begin{aligned}
 \text{- лобовий опір (X)} & \quad X = c_x S_k \frac{\rho V^2}{2}, \\
 \text{- підймальна сила (Y)} & \quad Y = c_y S_k \frac{\rho V^2}{2}, \\
 \text{- бокова сила (Z)} & \quad Z = c_z S_k \frac{\rho V^2}{2},
 \end{aligned} \tag{1.3}$$

де c_x , c_y , c_z – коефіцієнти лобової, підймальної та бокової сил; S_k – площа крила; V - швидкість літака; ρ - густина повітря.

Для розуміння впливу фізичного стану атмосфери на політ літака обмежимося аналізом горизонтального польоту.

Для прямолінійного та рівномірного польоту необхідно, щоб сили та моменти, які діють на літак, були у рівновазі.

Якщо взяти окремий випадок подовжнього руху - горизонтальний політ літака з постійною швидкістю, то крім зазначених сил на літак діє сила тяги P та сила ваги G (рис. 1.2). У випадку усталеного руху літака ($V = const$) всі сили знаходяться в рівновазі, тобто рівнодіюча зовнішніх сил, які діють на літак, повинна дорівнювати нулю. Відмітимо, що
 $Y = G$ - умова прямолінійного руху повітряного судна;
 $X = P$ - умова постійних швидкостей.

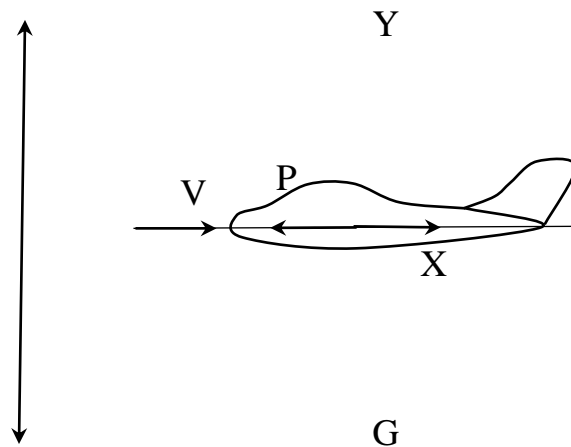


Рис. 1.2 - Сили, які діють на літак у горизонтальному польоті.

Тоді з формули для однієї зі складових аеродинамічної сили (а саме: підіймальної) можна знайти повітряну швидкість літака, при якій виконується рівновага сил ($Y = G$):

$$V_{\Gamma\Pi} = \sqrt{\frac{2G}{c_y S_k \rho}}, \quad (1.4)$$

де c_y - коефіцієнт підіймальної сили, S_k - площа крила, ρ - густина повітря.

Швидкість літака, знайдену за формулою (1.4), називають потрібною швидкістю горизонтального польоту. З виразу (1.4) видно, що $V_{\Gamma\Pi}$ залежить від кута атаки α (через c_y), висоти польоту (через ρ) та величини G/S_k , яка зветься *питомим навантаженням* на крило. Зі збільшенням α до критичного збільшується і c_y . При цьому зменшується $V_{\Gamma\Pi}$. При польотах на критичних кутах атаки $c_y = c_{y\ max}$, а $V_{\Gamma\Pi}$ досягає мінімального значення:

$$(V_{\min})_{теор} = \sqrt{\frac{2G}{c_{y\max} S_k \rho}}, \quad (1.5)$$

де $(V_{\min})_{теор}$ - мінімальна теоретична швидкість польоту.

Практично, політ на $\alpha_{кр}$ не виконується, тому що можливий зрив повітряного потоку при обтіканні літака, і, як наслідок, звалювання літака на крило або на ніс.

З формули (1.4) видно, що потрібна повітряна швидкість горизонтального польоту за інших однакових умов збільшується з висотою із-за зменшення густини повітря. Розрахунки показують, що в СА, наприклад на висоті 9 км потрібна швидкість горизонтального польоту на 62% більше потрібної швидкості на рівні моря, а на висоті 20 км перевищує її більше ніж у три рази.

Якщо записати співвідношення, аналогічне (1.4) для потрібної швидкості V_0 біля поверхні землі (над рівнем моря) в умовах СА, і поділити співвідношення (1.4) на нове, то отримаємо залежність, яка характеризує вплив ρ на потрібну повітряну швидкість.

$$V = V_0 \sqrt{\frac{\rho_0}{\rho}} = \frac{V_0}{\Delta}, \quad (1.6)$$

де $\Delta = \frac{\rho_0}{\rho}$ - відносна густина повітря.

В залежності від метеорологічних умов указані величини відчувають значні варіації. Швидкість польоту на постійній висоті змінюється від розподілу температури та тиску повітря на рівні польоту. Якщо практично в польоті за барометричним висотоміром утримується постійна висота, тобто літак переміщується по ізобаричній поверхні (тиск не змінюється), тоді швидкість польоту залежить тільки від розподілу температури.

Скористаємось рівнянням стану $p = \rho RT$ і наведену раніше формулу (1.4) перепишемо у вигляді:

$$V_{\text{пн}} = \sqrt{\frac{2GRT}{c_y S_k p}}. \quad (1.7)$$

Як впливає з формули (1.7), будь-яке підвищення температури повітря призводить до збільшення потрібної повітряної швидкості горизонтального руху.

Просторова та часова мінливість температури повітря дуже велика. Так, навіть над одним пунктом міждобова мінливість на висотах 10...20 км

може досягати 20 °С та більше. Ще значні коливання температури спостерігаються при польотах за повітряними трасами великої протяжності. В результаті, як свідчать обчислювання за формулою (1.9), при польоті на постійній висоті за барометричним висотоміром під впливом мінливості температури повітря швидкість горизонтального польоту для літаків типу ТУ-154, АН-140 та інших в окремих випадках може змінюватися на 40...50 км-год⁻¹ і більше. Надзвукові літаки при польоті в стратосфері за міжконтинентальними повітряними трасами будуть підпадати під вплив коливань температури повітря до 25...30 °С. Такі варіації температури повітря повинні призводити до зміни швидкості на крейсерському режимі більш ніж 100 км-год⁻¹.

Продовжимо аналіз руху літака по прямолінійній горизонтальній траєкторії, тобто всі сили, які діють на літак, зрівноважені.

Розглянемо рівняння $X = P$. Тяга, яка необхідна щоб зрівноважити лобовий опір літака на певній висоті, зветься *потрібною тягою горизонтального польоту* ($P_{гп}$). $Y/X = G/P = G/K$, де K - аеродинамічна якість літака. Застосовуючи до тяги горизонтального польоту зі співвідношення $P_{гп} = G/K$, отримуємо, що $P_{гп}$ не залежить від температури повітря.

Крім поняття потрібної тяги в аеродинаміці існує располагаемая тяга двигуна при певній швидкості польоту - P_p . Зміна P_p і $P_{гп}$ залежить від швидкості польоту (рис. 1.3).

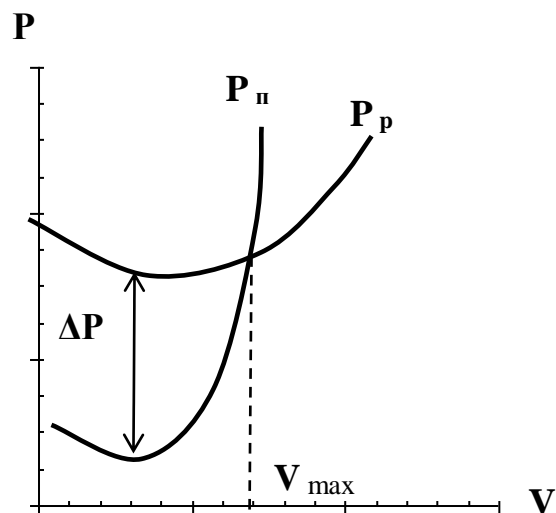


Рис. 1.3 - Криві Жуковського потрібної та располагаемой тяги.

Для вирішення питання про можливість виконання горизонтального польоту з заданою швидкістю V необхідно зрівняти $P_{гп}$ з P_p . Якщо $P_{гп}$ менше P_p , тобто існує надлишок тяги ΔP , то політ з такою швидкістю

можливий. Максимально можлива швидкість польоту буде спостерігатися при виконанні умови $P_{\text{гп}} = P_p$.

За принципом утворення тяги авіаційні двигуни діляться на гвинтові (які утворюють тягу обертанням гвинта), реактивні (тяга виникає внаслідок витікання з великою швидкістю робочих газів з реактивного сопла) та комбіновані - турбогвинтові (ТГД), в яких основна тяга створюється повітряним гвинтом, а додаткова тяга (8...12%) - за рахунок витікання продуктів горіння. Гвинтові поршневі двигуни (ПД) встановлюються на літаках з невеликою швидкістю польоту (200...500 км·год⁻¹, тобто $M = 0,2...0,5$), а також на гелікоптерах. ТГД знайшли своє застосування на літаках зі швидкістю 500...800 км·год⁻¹ ($M = 0,5...0,8$) і на гелікоптерах. Турбореактивні двигуни (ТРД) використовуються як на дозвукових, так і надзвукових літаках, гелікоптерах. ТРД мають малу питому масу, яка практично залишається постійною як на злітному, так і у крейсерському режимах польоту. Це робить ТРД найбільш вигідними при великих швидкостях польоту.

Контрольні запитання

1. Як отримати формулу для розрахунку $V_{\text{гп}}$?
2. Від чого залежить $(V_{\text{min}})_{\text{теор}}$?
3. Як залежить $V_{\text{гп}}$ від температури і густини повітря?
4. Що називається потрібною тягою горизонтального польоту ($P_{\text{гп}}$) і від чого вона залежить?
5. Що зветься розполагаємою тягою (P_p) і від чого вона залежить?

1.1.3 Залежність сили тяги турбогвинтового двигуна від фізичного стану атмосфери

Від зміни температури повітря та атмосферного тиску на висоті польоту в значній мірі залежить сила тяги, яка утворюється двигуном.

Найбільша сила, яку може розвинути двигун на певній висоті при припустимому режимі його роботи - P_p (розполагаємая сила тяги).

Залежність сили тяги P_p від температури та тиску повітря на висоті польоту впливає з принципу роботи двигуна. Повітря поступає у ТРД зі швидкістю. Перед вступом у камеру згорання воно підпадає під стиск компресора, який розташований між дифузором і камерами згорання, для більш рівного використання теплової енергії. Проходячи через камеру згорання, в яку впорскується рідке паливо, повітря гріється, що призводить до його розширення та збільшення швидкості стікання газу з реактивного сопла. Таким чином, змінюється кількість руху. Зміна кількості руху газів дорівнює імпульсу реактивної сили тяги. Тоді, на основі третього закону

механіки (дії завжди відповідає певна і протилежно спрямована протидія) можна записати, що реактивна сила тяги, яка створюється двигуном дорівнює:

$$P_p dt = d(mV), \quad (1.8)$$

де m - маса газів ($m = m_b + m_n$; m_b - маса повітря, m_n - маса продуктів згорання палива).

Якщо покласти $dt = 1$ с, тобто, якщо розглядати секундний імпульс сили та позначити масу повітря, яке проходить через двигун за 1 с, через m_b , секундну витрату палива через m_n , швидкість стікання газів через c , то із виразу (1.8) після диференціювання та заміни диференціалу кінцевими різницями, одержимо:

$$P_p = (m_b + m_n)(c - V) + m_n c. \quad (1.9)$$

Формула (1.9) правдива при повному розширенні газу: тиск у вихідному отворі сопла дорівнює тиску зовнішнього середовища.

Величина m_b в багато десятків разів більша за m_n , тому останнім додатком у формулі (1.9) у першому наближенні можна знехтувати та розрахувати силу тяги P_p за формулою:

$$P_p = m_b(c - V). \quad (1.10)$$

Якщо записати вирази (1.9) та (1.10) для ваги, то необхідно додатки поділити на g .

З формули (1.10) видно, що величина P_p прямо пропорційна ваговій витраті повітря. Так як вагома витрата повітря, в свою чергу, залежить від густини повітря, то зменшення її (підвищення температури або падіння тиску) повинно викликати зниження P_p .

При польоті на постійній висоті по барометричному висотоміру тиск залишається незмінним, і P_p у цьому випадку залежить тільки від температури. При додатних відхиленнях температури повітря від стандартної сила тяги зменшується, а при від'ємних - збільшується. Тому прогностична інформація про відхилення температури повітря від стандартної більш ніж на 5 °С, повинна бути вказана на авіаційних картах погоди (АКП) та врахована при виконанні і плануванні польотів.

Зміна сили тяги ТРД з висотою при незмінній кількості обертів може бути приблизно виражена формулою:

$$(P_p)_z = (P_p)_0 \Delta \left(\frac{T_0}{T_z} \right)^m,$$

де $(P_p)_z$ - сила тяги на висоті польоту z ; $(P_p)_0$ - сила тяги біля поверхні землі; T_0 і T_z - абсолютні температури повітря біля поверхні землі та на висоті польоту, відповідно; $\Delta = \frac{\rho_z}{\rho_0}$ - відносна густина повітря; m - показник ступеня, який залежить від характеристик двигуна (компресора), $m = 1 \dots 2$.

Відносна густина Δ з висотою зменшується, а множник $\frac{T_0}{T_z}$ зростає, але це зростання менше, ніж падіння Δ , тому тяга ТРД з висотою також зменшується. Починаючи з висоти, приблизно 11 км в СА, тяга зменшується більш інтенсивно, тому що температура повітря перестає знижуватися.

У реальних умовах зміна сили тяги з висотою має більш складний вигляд і залежить від вертикального розподілу температури повітря. Чим більший вертикальний градієнт температури, тобто чим швидше температура знижується, тим повільніше зменшується густина повітря, яка викликана падінням тиску, і отже, повільно зменшується сила тяги.

В ізотермічних і, особливо, в інверсійних шарах, густина повітря з висотою зменшується швидше, що призводить до більш інтенсивного зменшення сили тяги з висотою. З цієї причини при наборі висоти з перетином тропопаузи повинно спостерігатися дуже помітне падіння сили тяги і, навпаки, при зниженні літака при переході зі стратосфери у тропосферу, сила тяги повинна різко зростати. При польоті на постійному ешелоні значні коливання сили тяги можуть спостерігатися при перетині атмосферних фронтів та фронтальних зон. Значна зміна сили тяги може бути обумовлена мінливістю температури, особливо її сезонними коливаннями.

Вплив вологості повітря на тягу двигуна виявляється двояко - через газову сталу та питому вагу повітря. Зі збільшенням питомої вологості газова стала збільшується, працездатність газу та корисна робота термодинамічного циклу стає вище, питома тяга двигуна росте. Разом з цим водяний пар знижує питому вагу повітря, зменшує його вагому витрату через двигун, викликає падіння тяги. В результаті, в спекотний день у вологому повітрі тяга деяких двигунів може зменшуватися на 0,5%, а питома та годинна витрата палива - зрости на 2%.

Залежність сили тяги від метеорологічних умов впливає на інші важливі льотно-технічні характеристики літака: максимальну швидкість польоту, витрату пального та стелю літака.

Вплив температури та густини повітря на швидкість польоту.

Сила тяги P_p розвивається двигуном при польоті з максимальною можливою силою тяги на певній висоті. На інших режимах горизонтального польоту (при меншій кількості обертів двигуна) використовується тільки її частина - потрібна сила тяги P_n , яка необхідна для подолання сили лобового опору в усталеному горизонтальному польоті. Нагадаємо, що $\Delta P = P_p - P_n$ - надлишок тяги.

Максимальна швидкість усталеного горизонтального польоту досягається у режимі P_p . Тоді на основі співвідношення (1.4) повинна виконуватись рівність між силою лобового опору та P_p , тобто $X = P_p$.

Використовуючи залежність для складових аеродинамічної сили, та замінюючи силу лобового опору параметрами, які її визначають, попередньо змінивши в ній V на V_{\max} , отримаємо:

$$V_{\max} = \sqrt{\frac{2P_p}{c_x S_k \rho}}. \quad (1.11)$$

Отже, V_{\max} польоту залежить від висоти польоту (змінюється ρ) та типу повітряного судна.

Якщо записати це співвідношення для нульового рівня при стандартній температурі (288 К) та будь-якій температурі (T) на висоті z і розділити одне співвідношення на інше, то при урахуванні залежності P_p від ρ та T , отримаємо:

$$V_{\max} = V_{\max}^0 \sqrt{\frac{288}{T}}, \quad (1.12)$$

де V_{\max}^0 - максимальна швидкість усталеного горизонтального польоту на нульовому рівні в стандартних умовах.

Таким чином, максимальна швидкість пропорційна кореню квадратному з відношення абсолютних температур на нульовому рівні та деякій висоті. При зниженні температури на 5 °С максимальна швидкість зростає приблизно на 1%.

Якщо в (1.12) під T розуміти температуру повітря на рівні z в СА, то з висотою V_{\max} в СА зростає до рівня 11 км, вище вона повинна залишатися незмінною (до $h = 20$ км - ізотермія). Однак на цих висотах політ здійснюється на великих α (для забезпечення потрібної швидкості горизонтального польоту), що приводить до збільшення X та зниження V_{\max} з висотою.

Контрольні запитання

1. Що здійснює вплив на P_p ?
2. Як впливає вологість повітря на тягу двигуна?
3. Який вплив здійснює температура та густина повітря на швидкість польоту?
4. Як залежить V_{\max} від температури повітря?

1.1.4 Вплив фізичних характеристик стану атмосфери на витрату палива, швидкопідйомність та стелю повітряних суден

Витрата палива є важливим економічним показником, від якого залежить рентабельність повітряних перевезень.

Зміна температури та тиску повітря впливає на годинну витрату палива, а годинна витрата палива для літаків з ТРД пов'язана, перш за все, з потрібною тягою та питомою витратою палива.

Годинна витрата палива ($c_{год}$, кг·год⁻¹) – це витрата палива за годину польоту.

Питома витрата палива ($c_{пит}$) – кількість палива, яке необхідне для утворення одиночної сили тяги за одиницю часу. Питома витрата палива залежить від типу двигуна, режиму його роботи, висоти польоту та швидкості.

Ми з'ясували, що за інших рівних умов тяга збільшується при зниженні температури: отже, для досягнення тієї ж тяги у прохолодному повітрі палива потрібно менше, ніж у теплом. Таким чином, при зниженні температури повітря годинна витрата пального зменшується.

$$c_{год} = c_{пит}P_n = c_{пит}G/K.$$

Розрахунки свідчать, що при зміні температури повітря на 30 °С (наприклад, при переході від літа до зими, та навпаки) годинна витрата пального змінюється на 5...6%. Істотно змінюється витрата палива на авіатрасах, які мають меридіональну спрямованість. Так, на трасі Одеса-Мурманськ при польотах в обидва кінці пальне витрачається не однаково. Витрата пального розраховується за формулами:

$$c_{год} = (c_{год})_{CA} \sqrt{\frac{T}{T_{CA}}} \quad \text{або} \quad c_{год} = (c_{год})_{CA} \frac{p}{p_{CA}} \sqrt{\frac{T}{T_{CA}}}. \quad (1.13)$$

Тривалість польоту T_n залежить від $c_{год}$ і запасу палива, яке розміщене на літаку (G_n), та для горизонтального польоту складає: $T_n = G_n/c_{год}$.

Важливим показником рентабельності є *кілометрова витрата палива* c_k – це кількість палива, яке необхідне для польоту на відстань 1 км. Від c_k залежить дальність горизонтального польоту $L_{\Gamma} = G_n/c_k$, яка є складовою часткою в загальну дальність польоту (L):

$$L = L_{\text{наб}} + L_{\Gamma} + L_{\text{зн}},$$

де $L_{\text{наб}}$ і $L_{\text{зн}}$ – відстані, які проходить ПС при наборі висоти та зниженні, відповідно.

Для кожного типу літака, в «Руководстве по летной эксплуатации» приведені дані по розрахунку L та тривалості польоту, $L_{\text{наб}}$ і $L_{\text{зн}}$, а також витрати палива на набір висоти та зниження літака.

Кілометрова витрата палива при горизонтальному польоті пов'язана з $c_{\text{зод}}$: $c_k/V = c_{\text{нум}}P_n/V$. Звідси випливає, що режим L_{max} польоту відповідає величині $(P_n/V)_{\text{min}}$ для літаків з ТРД, тобто $V_{\text{кр}}$.

Для літаків з ТРД при збільшенні висоти польоту c_k зменшується, тому що при польоті з постійним α швидкість польоту зростає, потрібна тяга зменшується, отже, зменшується і $c_{\text{нум}}$. Таким чином, c_k зі збільшенням висоти зменшується. Тому польоти літаків з ТРД на велику відстань доцільно виконувати на високих рівнях. При переході на низький ешелон із-за підвищення температури повітря кілометрова витрата палива може зрости на 15% та більше.

Необхідно зазначити, що при вирішенні питання про найкращий профіль польоту по повітряній трасі слід враховувати не тільки поле температури та тиску, а цілий комплекс факторів:

- режим вітру;
- наявність небезпечних метеорологічних явищ;
- умови набору висоти та зниження;
- дальність польоту.

При невеликій дальності польоту набір висоти та зниження займають значну частину всього профілю польоту. Витрата палива на набір висоти може виявитися настільки великою, що перевищить економію, яка буде від висоти польоту.

На практиці під *швидкопідйомністю* розуміють час, який витрачає екіпаж літака для набору певної висоти. Чим більша вертикальна швидкість (V_y), тим більш швидкопідйомний літак і тим менший час потрібний для набору певної висоти. Швидкість набору висоти при усталеному русі визначається:

$$V_y = \frac{\Delta P V}{G},$$

де ΔP – зайва тяга, V – повітряна швидкість.

Знаючи V_y при наборі висоти, можна знайти час, потрібний для набору літаком певної висоти польоту.

На швидкопідйомність літака значно впливають зміни температури та тиску повітря, які діють на тягу двигунів. Для одного і того ж літака з ТРД швидкопідйомність може змінитися приблизно у два рази при його експлуатації взимку та влітку. Крім того, V_y знижується з висотою із-за зменшення сили тяги. Так, для літака ТУ-154 $V_{y\max}$ набору висоти біля поверхні землі дорівнює $17\dots 20 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$, а на висоті 8 км – $8\dots 10 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$. Для пасажирських літаків $V_{y\max}$ обмежується також допуском перепаду тиску у кабіні, виходячи з умов комфорту пасажирів. При підвищенні температури повітря (при зниженні ρ) час набору певної висоти буде збільшуватися, а при зниженні температури (відносно СА) – зменшуватися.

Зміна тиску біля поверхні землі по відношенню до СА також впливає на V_y та час набору висоти. Це обумовлено залежністю сили тяги P_p від тиску (густини) повітря. Зниження тиску біля поверхні землі зменшує силу тяги та швидкопідйомність літака порівняно зі стандартними умовами.

Характеристикою швидкості підйому літака є час набору висоти 11 км: $\delta\tau = H_{11} / V_{y\max}$, де H_{11} – висота у реальних умовах рівня, стандартна висота якого дорівнює 11 км. Ця висота залежить від температури повітря (відносно до СА). Швидкопідйомність з підвищенням температури повітря зменшується.

Однією з важливих льотно-технічних характеристик літака є його *стеля*. Стелею літака зветься найбільша висота, на яку може піднятися літак при певному режимі польоту. Стеля літака залежить від фізичного стану атмосфери.

Існує поняття “*теоретична стеля*” – або статична стеля – висота, на якій надлишок тяги та вертикальна швидкість дорівнює нулю. У зв’язку з тим, що по мірі наближення до теоретичної стелі максимальна швидкість повільно наближується до нуля і для підйому на теоретичну стелю потрібно було б нескінченно великий час, уведене поняття “*практична стеля*”. За *практичну стелю* умовно приймають висоту, на якій максимальна вертикальна швидкість дорівнює $5 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ для літаків з реактивним двигуном та $0,5 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ для літаків з поршневіми двигунами. Для сучасних літаків різниця між теоретичною та практичною стелею не перевищує 200-500 м.

Залежність теоретичної та практичної стелі від температурних умов розраховується за формулою:

$$P_2 = P_1 \frac{p_2}{p_1} \left(\frac{T_1}{T_2} \right)^{\frac{3}{2}} \left(\frac{n_2}{n_1} \right)^3, \quad (1.14)$$

де n_1 і n_2 – число обертів двигуна.

На стелю літака більш за все впливає температура повітря. При підвищенні температури повітря на $10\text{ }^\circ\text{C}$ під час польоту на висоті, яка близька до стелі, при постійній швидкості, літак з ТРД втрачає висоту біля 500 м , а у поршневих літаків вона зменшується на 300 м .

Зміну висоти стелі приблизно можна оцінити за співвідношенням:

$$H_n = H_{нст} - K\Delta T, \quad (1.15)$$

де K_n – коефіцієнт, який залежить від типу літака і свідчить, на скільки зміниться висота стелі літака при відхиленні температури повітря від стандартної на $1\text{ }^\circ\text{C}$. Для літаків з поршневим двигуном $K_n = 30\text{ м}$ на $1\text{ }^\circ\text{C}$, для дозвукових літаків з ТРД та надзвукових – $40\dots 130$ та більше 150 м на $1\text{ }^\circ\text{C}$, відповідно.

Для визначення режиму зниження літака необхідно зважити на той факт, що від температури та тиску (рівня польоту) залежить як сила тяги P_p , так і сила лобового опору. Якщо політ здійснюється на висоті, значно меншій ніж стеля, при наявності достатнього запасу тяги льотчик може утримати задану висоту, якщо буде збільшувати або зменшувати кількість обертів.

Політ поблизу стелі вигідний тому, що з висотою зменшується витрата палива, збільшується дальність польоту. Використовуючи велику стелю сучасних літаків, можна робити польоти вище тропопаузи, уникати несприятливих метеорологічних умов по повітряній трасі: грозових хмар, зон найбільш інтенсивної турбулентності, обледеніння тощо. Але, сприятливий з метеорологічної та економічної точки зору політ на великих висотах має і негативні сторони. Поблизу стелі істотно погіршується стійкість та управління літака. Однією з головних причин погіршення льотних даних літаків на великих висотах є використання великих кутів атаки. Нагадаємо, що кут атаки (α) – це кут між напрямом повітряного потоку та хордою крила. При попаданні в зону сильних висхідних рухів або додатних відхилень температури повітря від стандартних значень літак може переходити на закритичні кути атаки та утратити стійкість. Все це зобов'язує дуже уважно аналізувати метеорологічні умови, які можуть призвести до зниження стелі літака та до погіршення його льотних якостей.

Контрольні запитання

1. Як впливає температура і тиск повітря на годинну і кілометрову витрату палива?

2. Що розуміють під швидкопідйомністю повітряного судна?
3. Як впливає температура повітря на V_y .
4. Що таке «стеля» літака і від чого вона залежить?
5. Як можна визначити зміну висоти стелі літака з урахуванням реальних атмосферних умов?

1.1.5 Вплив температури та тиску повітря на зліт і посадку

Злітні та посадкові дані літака – довжина розбігу ($L_{роз}$) та швидкість відриву при зльоті (рис.1.4), посадкова швидкість та довжина пробігу ($L_{пр}$) при посадці (рис. 1.5) – в значній мірі залежать від фізичних характеристик стану атмосфери.

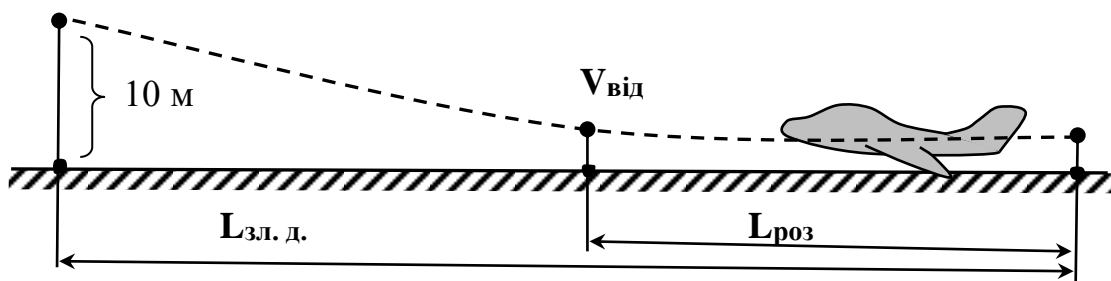


Рис. 1.4 - Етапи зльоту літака.

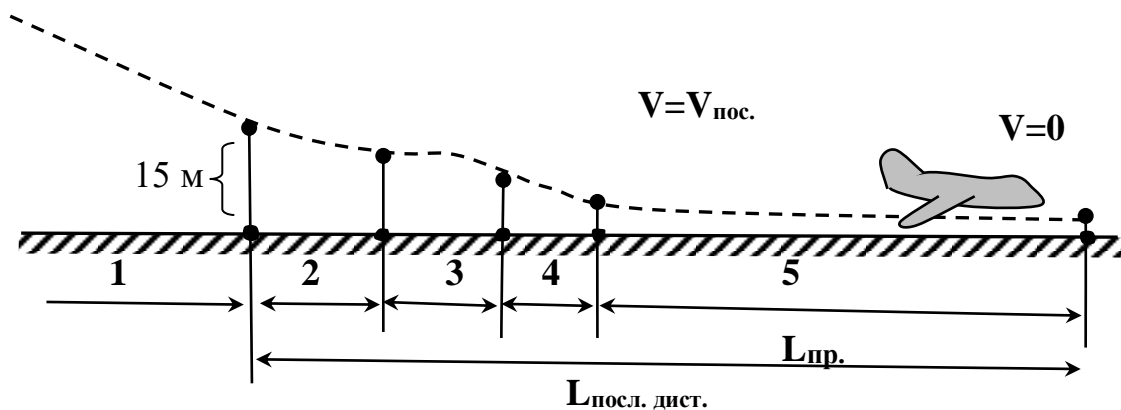


Рис. 1.5 - Етапи посадки літака:

- 1 – зниження, 2 – вирівнювання, 3 – витримування,
4 – парашутування, 5 – пробіг.

Для зльоту літака необхідно, щоб підймальна сила стала більшою за вагу літака. Рівновага сил (підйальної та ваги) настає вже на мінімальній швидкості польоту. Однак, відрив літака на мінімальній швидкості

небезпечний із-за можливості втрати його стійкості та управління. Тому встановлена швидкість відриву літака з ТРД на 10...15% більша за мінімальну.

Величину коефіцієнта підйомної сили, яка відповідає куту атаки і при якій літак може безпечно відриватися від землі, позначимо через $c_{y\text{ від}}$. Тоді, виходячи з умови рівноваги літака та підйомної сили, можна записати:

$$V_{\text{від}} = \sqrt{\frac{2GRT}{c_{y\text{ від}} \rho S_k}} = \sqrt{\frac{2GK_T}{c_{y\text{ від}} S_k \rho}}; \quad (1.16)$$

$$V_{\text{нос}} = 0,95 \sqrt{\frac{2G}{c_{y\text{ від}} \rho S_k}}; \quad c_{y\text{ від}} = 0,85 c_{y\text{ max}},$$

де $K_T = 1 - \mu_{cp} \sin \alpha_{\text{від}}$ – коефіцієнт, який враховує вплив вертикальної складової сили тяги P_y на швидкість відриву при середньому тягоозброєнні літака $\mu_{cp} = P_{cp} / G$; $c_{y\text{ від}}$ – коефіцієнт підйомної сили літака при злітній конфігурації. Коефіцієнт 0,95 враховує вплив повітряної подушки.

Із формул (1.16) видно, що підвищення температури повітря призводить до збільшення швидкості відриву, а ріст атмосферного тиску, навпаки, – до її зменшення.

Значні коливання температури та тиску повітря викликають значні зміни швидкості відриву. У свою чергу швидкість відриву впливає на довжину розбігу та довжину всієї злітної дистанції. Це особливо важливо мати на увазі при зльоті із злітно-посадкової смуги (ЗПС), довжина якої обмежена, та при максимальних завантаженнях літаків.

Довжина розбігу $L_{\text{роз}}$ при зльоті визначається за формулою:

$$L_{\text{роз}} = \frac{V_{\text{від}}^2}{2 j_{\text{сер}}},$$

де $j_{\text{сер}}$ – середнє прискорення.

На довжину розбігу впливає зміна сили тяги двигуна під час розбігу. При підвищенні температури сила тяги падає, літак буде з меншим прискоренням набирати висоту, і, отже, пробіжить по ЗПС більшу відстань, поки набере необхідну швидкість відриву. Падіння тиску також призводить до зменшення сили тяги. Збільшення швидкості відриву та зменшення сили тяги призводить до того, що злітні характеристики змінюються в дуже великих межах при зміні фізичного стану атмосфери. Причому, зменшення прискорення розбігу внаслідок падіння сили тяги впливає на довжину розбігу приблизно вдвічі сильніше, ніж збільшення швидкості відриву.

У більшості реактивних літаків на кожні 10 °С підвищення температури повітря при незмінних обертах двигуна довжина розбігу збільшується на 13%, а зниження температури повітря на таку ж величину зменшує довжину розбігу на 10%. Наприклад, довжина розбігу дорівнює 2600 м, звідси – 13% від 2600 м дорівнює 338 м. Відхилення температури повітря на 10 °С призводить до зміни швидкості відриву на 1,75%, а зміна тиску на 10 мм рт.ст. – на 0,56%. Зазначимо, що вказане коливання злітних характеристик тотожно зміні злітної ваги літака на 3,5%.

Таким чином, при підвищенні температури повітря на 10 °С повне комерційне навантаження сучасного літака з ТРД повинно бути зменшене приблизно на 2000 кг.

Довжину розбігу реактивного літака з урахуванням зміни густини повітря можна виразити приблизною формулою:

$$L_{роз} = \frac{L_{роз ст}}{\Delta^3},$$

де $\Delta = \frac{\rho_z}{\rho_0}$ - відносна густина повітря.

Звідси видно, що зміна густини повітря на даному аеродромі під час зльоту сильно відображається на довжині розбігу. Цю обставину надзвичайно важливо враховувати при зльоті з гірських аеродромів та аеродромів з жарким кліматом. Наприклад, на аеродромі, який розташований на висоті 1000 м над рівнем моря, довжина розбігу реактивного літака більша за довжину розбігу на рівні моря в СА у 1,33 рази, тобто на 33%.

Що стосується впливу зміни густини повітря на довжину розбігу літака з поршнеvim двигуном, то він значно менший, ніж для літака з реактивним двигуном. Довжина розбігу літака з поршнеvim двигуном зворотно пропорційна квадрату відносної густини:

$$L_{роз} = \frac{L_{роз ст}}{\Delta^2}.$$

Довжина пробігу реактивного літака обчислюється:

$$L_{np} = L_{np ст} (0,95 + 0,0031 T_0); \quad L_{np} = \frac{V_{noc}^2}{2j_{noc сep}},$$

де T_0 – температура повітря на рівні землі.

$$V_{noc} = \sqrt{\frac{2m_{noc}gRT}{c_{y_{noc}}S_k\rho}}; \quad L_{np} = \frac{L_{np\text{ ст}}}{\Delta^n},$$

де m_{noc} - посадкова маса.

Звідси випливає, що відхилення фактичної температури повітря від стандартної на 10 °С призводить до зміни довжини пробігу на 3,5%, а зміна тиску на 10 мм рт.ст. – на 1,3%.

Контрольні запитання

1. Як впливає підвищення температури повітря та зростання атмосферного тиску на швидкість відриву? Пояснити формулою.
2. Що впливає на довжину розбігу та пробігу літака?
3. На довжину розбігу якого типу літака (реактивного чи поршневого) густина повітря впливає сильніше. Пояснити формулою.

1.1.6 Вплив метеорологічних умов на показання деяких аеронавігаційних приладів

Способи вимірювання висоти польоту. В авіаційній практиці поряд зі стандартною висотою, тобто висотою, яка відповідає певним значенням температури і тиску, широко використовується *геометрична висота*. Геометрична висота визначається в польоті за допомогою радіотехнічних засобів (радіовисотомірів) або барометричним способом (барометричних висотомірів) і виражається у лінійних метрах.

Якщо підрахунок висоти проводиться від рівня моря, то виходить *абсолютна висота* (h_a).

Якщо підрахунок висоти проводиться від рівня аеродрому, то виходить *відносна висота* (h_b).

Якщо підрахунок висоти проводиться від рівня місцевості, над якою летить повітряне судно, то виходить *дійсна (істинна) висота* (h_i).

Радіовисотоміром вимірюють дійсну висоту польоту (h_i). Це впливає з принципу роботи приладу. Висота знаходиться по часу (t) проходження радіохвилею відстані, яка дорівнює подвоєній дійсній висоті польоту:

$$h_i = \frac{Ct}{2}, \text{ де } C \text{ – швидкість розповсюдження радіохвилі. Радіовисотоміри}$$

забезпечують високу точність вимірювань, їх показники практично не залежать від метеорологічних умов та швидкості польоту. Для одержання абсолютної або відносної висоти за показаннями радіовисотоміру достатньо ввести до них поправки на підвищення місцевості, над якою пролітає ПС (на момент виміру) відносно рівня моря або аеродрому вильоту, відповідно. Та обставина, що радіовисотоміри безперервно показують дійсну висоту польоту і чутливі до будь-якої зміни рельєфу місцевості, є не тільки їх достоїнстю, але й серйозним недоліком.

Якщо б над складною місцевістю пілот спробував утримати певну висоту польоту по радіовисотоміру, то траєкторія польоту літака повторювала б профіль рельєфу місцевості. Разом з тим при польоті, наприклад, за хмарами або в умовах обмеженої видимості, пілот не має можливості встановити, чим обумовлена зміна висоти польоту – порушенням режиму польоту або впливом рельєфу місцевості. Все це обмежує використання радіовисотоміру. Тому радіовисотоміри використовуються, головним чином, як контрольні прилади, а також при посадці в складних метеорологічних умовах, коли необхідно докладно знати дійсну висоту польоту.

Основним навігаційно-пілотажним приладом для визначення висот є барометричний висотомір. Він являє собою дуже чутливий барометр-анероїд, шкала якого проградуєвана у метрах по барометричній формулі для умов СА. Крім цього, на приладі є друга шкала в мм рт.ст., значення тиску на якій відповідають стандартній атмосфері.

Із принципу роботи висотоміру випливає: якщо в польоті пілот утримує постійну висоту по приладу, то літак переміщується по ізобаричній поверхні ($p = \text{const}$). Внаслідок того, що ізобаричні поверхні мають дуже невеликий нахил, політ по ізобаричній поверхні практично тотожний горизонтальному польоту.

Результат вимірювання висоти барометричним висотоміром залежить від метеорологічних умов. При перетині літаком атмосферних фронтів, циклонів, антициклонів та інших баричних утворень за однакових показань приладу дійсна висота буде різною, особливо при польоті на великих висотах. Це пояснюється тим, що шкала барометричного висотоміру проградуєвана для стандартних висот, а показання висотоміру залежать від фактичних метеорологічних умов. Тому для одержання геометричної висоти польоту до показань приладу необхідно ввести *методичну поправку* – поправку на відхилення реальних атмосферних умов від стандартних. Методична поправка враховує методичні похибки приладу, які включають три складові:

- барометричну похибку, яка обумовлена нестійкістю атмосферного тиску біля поверхні землі;
- температурну похибку, яка викликана невідповідністю фактичного і стандартного розподілу температури з висотою;
- похибку, яка викликана тим, що висота в польоті визначається відносно рівня тієї ізобаричної поверхні, атмосферний тиск якої встановлений на приладі.

Барометрична похибка усувається таким чином. Перед вильотом пілот устанавлює стрілки приладу за допомогою кремальєри на нульову позначку, при цьому на шкалі приладу тиск буде дорівнювати тиску на рівні ЗПС. В подальшому, при польоті висотомір буде показувати висоту відносно аеродрому вильоту. При наборі висоти (при польоті на ешелоні)

установка барометричної шкали висотоміру зроблена з відліку відповідного атмосферного тиску на аеродромі. Щоб одержати в польоті висоту ешелону, проводиться перехід до $p = 760$ мм рт.ст. На відліку 760 мм.рт.ст. переклад робиться при перетині висоти переходу. Висота переходу зазначається на схемах набору висоти та виходу з району аеродрому. Висотою переходу зветься висота, яка встановлена в районі аеродрому, на якій та нижче якої висота польоту літака контролюється по атмосферному тиску на аеродромі. При підході до пункту посадки пілот запитує атмосферний тиск на рівні ЗПС та встановлює на висотомірі тиск на рівнях ЗПС аеродрому посадки.

У зведенні погоди, яке складене на АМСЦ та передається по радіо на борт літака, обов'язково містяться дані про атмосферний тиск в мм рт.ст. на рівні ЗПС. Авіаметеорологічна станція, де робиться відлік тиску за ртутним барометром, може бути розташована вище або нижче ЗПС. Значення тиску приводяться до рівня ЗПС. Похибка при визначенні тиску на рівні ЗПС недопустима, тому що це тягне за собою похибку в висоті за барометричним висотоміром.

Температурні похибки барометричного висотоміру враховуються шляхом введення поправок на відхилення фактичного розподілу температури від стандартного. Це особливо важливо при польотах на малих висотах та в гірських районах в холодний період року.

В умовах реальної атмосфери дійсна висота польоту h_i над ізобаричною поверхнею p_0 визначається виразом:

$$h_i = 18400 \frac{T_m}{T_{o\text{ст}}} \lg \frac{p_0}{p} = h_p \frac{T_m}{T_{m\text{ст}}},$$

де $h_p = 18400 \frac{T_{m\text{ст}}}{T_{o\text{ст}}} \lg \frac{p_0}{p}$ - барометрична стандартна висота, $T_{o\text{ст}}$, $T_{m\text{ст}}$, T_m -

температура повітря на рівні моря в умовах СА, середня в умовах СА та фактична температура в шарі від нульового рівня до висоти польоту, відповідно. Звичайно в практичних розрахунках замінюють T_m на середню арифметичну температуру шару, тобто $T_{cp} = (T_0 + T_z)/2$. Тут припускається невелика похибка при постійному вертикальному градієнті температури з висотою. Але, у випадку інверсії або ізотермії похибка може дорівнювати 10% висоти.

Із аналізу вищенаведеної формули випливає, що показання приладу залежать від відношення температур ($T_m/T_{m\text{ст}}$): якщо $T_m > T_{m\text{ст}}$, то показання приладу будуть зменшені, та навпаки, при $T_m < T_{m\text{ст}}$ - підвищені. Так, влітку в Арктиці температура повітря часто перевищує $-40...-45$ °С, тобто $T_m > T_{m\text{ст}}$, це означає, що показання приладу будуть зменшені; взимку при польотах на малих висотах, навпаки, температура

нижче стандартної ($T_m < T_{m \text{ ст}}$), і показання приладу будуть підвищені (у середньому до 8...13%).

Вплив густини та температури повітря на показання показчика повітряної швидкості. Для розрахунку повітряної швидкості літака, тобто швидкості руху літака відносно повітря, використовується прилад, який зветься *показчиком повітряної швидкості літака*, який працює на принципі виміру різниці між повним p_n та статистичним $p_{стат}$ (у незбуреному потоці) тиском повітря в польоті. Ця різниця зветься *динамічним тиском* або швидкісним напором (q). Вузька стрілка показує дійсну швидкість (стандартну), яку використовують при літаководінні: $V = \sqrt{2q/\rho}$. Прилад ураховує зміну густини повітря з висотою для умов СА. Але в реальних умовах температура повітря на висоті може значно відрізнятись від температури на цих же висотах в СА. Похибка приладу за рахунок відхилення температури від СА може складати 10...15%.

Залежність швидкості польоту від температури повітря визначається відношенням:

$$V = V_{i \text{ ст}} \sqrt{\frac{T}{T_{\text{ст}}}},$$

де $V_{i \text{ ст}}$ – дійсна швидкість в польоті.

При достатніх відхиленнях ($T > T_{\text{ст}}$) температури повітря від стандартної показання приладу знижені, при від'ємних – завищені.

На висоті 8...10 км відносна методична похибка може бути 50...70%. Для більш точного визначення повітряних параметрів польоту використовуються комплексні автоматичні вимірювальні системи.

Контрольні запитання

1. Як в польоті визначається геометрична висота?
2. Перелічити види геометричних висот.
3. Що і як враховує методична похибка, яка вводиться до показань барометричного висотоміру?
4. Як впливає зміна температури повітря (відносно стандартних значень) на показання барометричного висотоміру?
5. Яким приладом вимірюється швидкість літака?
6. Як впливає густина і температура повітря на показання показчика повітряної швидкості літака?

1.2 Вплив вітру на політ літаків

1.2.1 Вплив вітру на зліт, посадку та політ літака

Крім температури та тиску на злітно-посадкові характеристики літака за інших рівних умов (польотна вага, сила тяги, стан ЗПС) дуже сильно впливає швидкість та напрямок вітру.

Зліт та посадку літаків прагнуть здійснювати проти вітру, тому що зустрічний вітер зменшує швидкість відриву ($V_{від}$) при зльоті й посадкову швидкість ($V_{нос}$) при посадці, отже, зменшує довжину розбігу та пробігу літака. Для оцінки зміни часу і довжини розбігу при штилі використовують співвідношення:

$$t_{роз\ 0} = \frac{V_{від}}{j}; \quad L_{роз\ 0} = \frac{V_{від}^2}{2j},$$

де $t_{роз\ 0}$, $L_{роз\ 0}$ – час та довжина розбігу при штилі, відповідно; j – середнє прискорення.

Зустрічний вітер при зльоті створює додатковий обдув літака, збільшує п'ятьову стійкість та полегшує керівництво літаком на початку руху. При попутному вітрі, навпаки, збільшується довжина розбігу, погіршується стійкість літака на початку руху при зльоті, ускладнюється виконання зльоту та посадки.

Довжина пробігу при посадці літака проти вітру зменшується із-за того, що вітер створює лобовий опір, який разом з силою тертя коліс літака дуже збільшує абсолютну величину від'ємного прискорення після приземлення. Крім того, швидкість руху літака відносно ЗПС у момент торкання при зустрічному вітрі менша, ніж при штилі або попутному вітрі.

Для зменшення довжини пробігу використовуються гальмові щитки, гальмові парашути, які здатні гасити до 30...40% кінетичної енергії літака під час пробігу, а також реверс тяги (зміна напрямку струменю газів, які виходять з ТРД). На літаках скороченого зльоту та посадки створюється вертикальна складова тяги (девіація тяги), яка дозволяє істотно зменшити $V_{від}$ та $V_{нос}$.

Значно ускладнюється зліт та посадка літака при боковому вітрі або при його великих бокових складових. При зльоті з боковим вітром утворюються додаткові аеродинамічні сили, які перешкоджають керуванню літаком. Під впливом цих сил виникають моменти, що кренять та розкручують літак.

Момент, що кренить, виникає внаслідок нерівномірного обдуву крил. Наприклад, якщо вітер спрямований відносно лінії руху літака, то на

правій площині підймальна сила зростає, а на лівій площині, навпаки, зменшується.

Момент, що розкручує, виникає тому, що центр ваги літака та центр бокового тиску вітру не збігаються. Тому боковий вітер створює силу, яка намагається розкрутити літак проти вітру.

Посадка літака при боковому вітрі пов'язана з ще більшими труднощами, ніж зліт. Основні труднощі полягають в тому, що пілоту доводиться боротися проти зносу літака. Неточне врахування вітру може призвести до приземлення літака поза ЗПС.

Для кожного типу літака встановлюється найбільш припустима швидкість бокового вітру (бокової складової), при якій можливі посадка та зліт. Її величина залежить від особливостей конструкції літака та питомого навантаження на крило G/S . Чим більше питоме навантаження на крило, тим значніша величина найбільш припустимої швидкості бокового вітру. Надзвукові літаки з трикутним крилом мають дуже великі питомі навантаження та здатні літати і приземлятися з сильним боковим вітром.

Для більшості літаків найбільша швидкість бокового вітру дорівнює $15 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ (при сухій ЗПС). Для легких літаків найбільш припустима швидкість бокового вітру не перевищує $8\text{...}10 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$. Ці обмеження необхідно враховувати при метеорологічному забезпеченні польотів.

1.2.2 Вплив вертикального зсуву вітру в найнижчому шарі атмосфери на зліт та посадку літаків

Для підвищення безпеки зльоту та посадки літаків необхідно враховувати зміну вітру з висотою у найнижчому шарі атмосфери, який літак пересікає після відриву від ЗПС при зльоті та на заключній стадії приземлення. Це пов'язано з тим, що в найнижчому шарі атмосфери може спостерігатися дуже різка зміна вітру з висотою - *зсув вітру*. Під зсувом вітру β розуміють різницю векторів вітру на верхній та нижній межах цього шару: $\beta = |\Delta U| / \Delta z$, де $|\Delta U| = |U_v - U_n|$.

Розрізняють вертикальний зсув вітру - зміну горизонтальної складової вітру на заданій висоті, а також зсув вітру в заданому напрямі в просторі. Великі зсуви вітру здатні впливати на траєкторію та режим літака. При спостереженнях на висотній метеорологічній щоглі в м. Обнінськ зафіксовано зсув вітру в шарі $8\text{...}25 \text{ м}$, який дорівнює $0,45 \text{ с}^{-1}$. Це означає, що за $3\text{...}4 \text{ с}$, які потрібні для перетину літаком певного шару, його повітряна швидкість змінюється приблизно на $70 \text{ км}\cdot\text{год}^{-1}$. Так як пілоту важко зкомпенсувати вплив такого великого зсуву вітру за такий короткий час, при посадці може виникнути небезпечна ситуація.

Критерії інтенсивності зсуву вітру наведені в табл. 1.1

Таблиця 1.1 - Критерії для передачі повідомлень про величини зсуву вітру в якісних термінах (за ВМО та ІСАО)

Кількісна характеристика	Вплив на управління ПС	Вертикальний зсув вітру, м·с ⁻¹ на 30 м	Горизонтальний зсув вітру, м·с ⁻¹ на 600 м	Швидкість вертикального потоку, м·с ⁻¹
Слабкий	Незначний	0-2	0-2	0-2
Помірний	Значний	2-4	2-4	2-4
Сильний	Істотний	4-6	4-6	4-6
Дуже сильний	Небезпечний	> 6	> 6	> 6

Механізм впливу вертикальних зсувів вітру на літак можна пояснити таким чином. При зміні висоти під час зльоту та посадки літак пересікає рівні, на яких швидкість та напрямок вітру значно відрізняються від попередніх. Внаслідок інерції літак продовжує деякий час рухатися з попередньою швидкістю, тому повітряна швидкість (швидкість обтікання) зміниться на величину зсуву вітру, що в свою чергу призведе до зміни діючих на літак аеродинамічних сил, зокрема підйімальної сили.

Отже, при перетині шарів з великими зсувами вітру повинні спостерігатися значні відхилення літака від глісади зниження, які викликані порушенням рівноваги сил.

За рекомендацією ІСАО напрям зсуву вітру визначається відносно напрямку руху літака (осі ЗПС). Наприклад, в найнижчому шарі атмосфери, від рівня ЗПС і до висоти 30...50 м спостерігається сильний поздовжній (уздовж ЗПС) зсув вітру, вітер з висотою збільшується. Для літака, який йде на зниження, це буде від'ємний зсув вітру і він при зниженні буде мати знижену повітряну швидкість, що призведе до його «провалювання» та недольоту відносно ЗПС (рис. 1.6).

Якщо при такому розподілі вітру розглядати зліт, то літак буде набирати висоту по більш стрімкій траєкторії, тобто повинно спостерігатися його «підкидання».

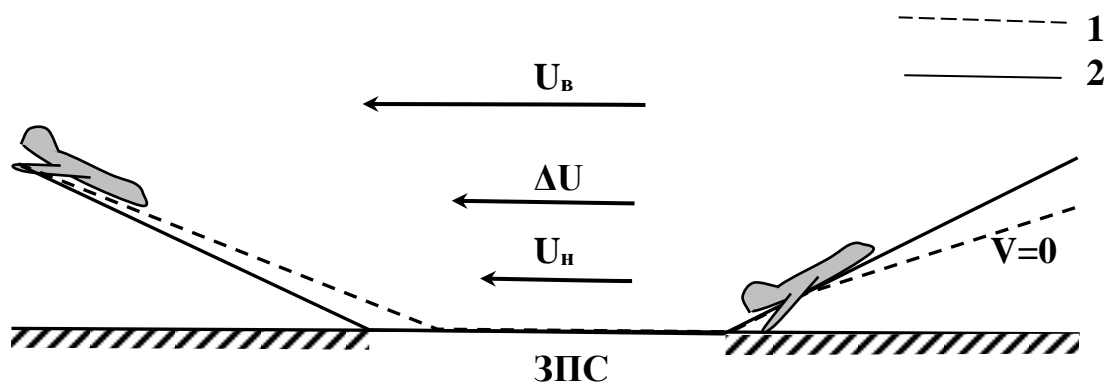


Рис. 1.6 - Вплив вертикального зсуву вітру на зліт та посадку:
1 - припускна, 2 - дійсна траєкторія руху ПС.

При додатному зсуві вітру має місце зворотна картина - підкидання літака при посадці та провалювання при зльоті.

При боковому зсуві вітру відбувається знос літака праворуч або ліворуч відносно ЗПС в залежності від напрямку зсуву вітру.

Великі зсуви вітру в усіх випадках впливають на літак, як сильні раптові пориви вітру, які особливо небезпечні для надзвукових літаків, що мають обмежені можливості при невеликих швидкостях, з якими виконуються зліт та посадка.

1.2.3 Вплив вітру на путьову швидкість та напрям руху літака при горизонтальному польоті

Напрямок та швидкість вітру дуже впливають і на горизонтальний політ літака. В нерухомому повітрі напрям руху літака відносно поверхні землі збігається з напрямом його поздовжньої осі. Швидкість переміщення літака при цьому зветься повітряною швидкістю та позначається вектором \vec{V} .

Однак повітря знаходиться в безперервному русі. Вітер являє собою горизонтальний рух повітря відносно земної поверхні. Вектор вітру позначимо \vec{u} .

Геометрична сума вектору повітряної швидкості та вектору вітру дорівнює швидкості літака та зветься путьовою швидкістю і позначається вектором \vec{W} .

Побудований за цими векторами трикутник має назву *навігаційного трикутника швидкостей* (рис. 1.7). Елементи навігаційного трикутника є змінними величинами: γ - магнітний курс (курс польоту); φ - кут зносу; α - *путьовий* кут; ε - кут вітру; δ - кут напрямку вітру. Магнітний курс (γ) - це кут між північним напрямом географічного або магнітного меридіану N-S та напрямом поздовжньої вісі літака.

Всі ці величини під час польоту зазнають великих змін по причині просторової і часової мінливості вектору швидкості вітру та інших метеорологічних параметрів.

З навігаційного трикутника випливає, що $\sin \varphi = \frac{u}{V} \sin \varepsilon$.

Таким чином, кут зносу прямо пропорційний відношенню швидкості вітру (u) до повітряної швидкості літака (V) і синусу кута вітру (ε). Якщо кут вітру складає 0 або 180° , що відповідає попутному або зустрічному вітру, то кут зносу дорівнює нулю (тому, що $\sin 0^\circ = 0$, $\sin 180^\circ = 0$). При $\varepsilon = 90^\circ$ та $\varepsilon = 270^\circ$ (боковий вітер) кут зносу буде максимальним.

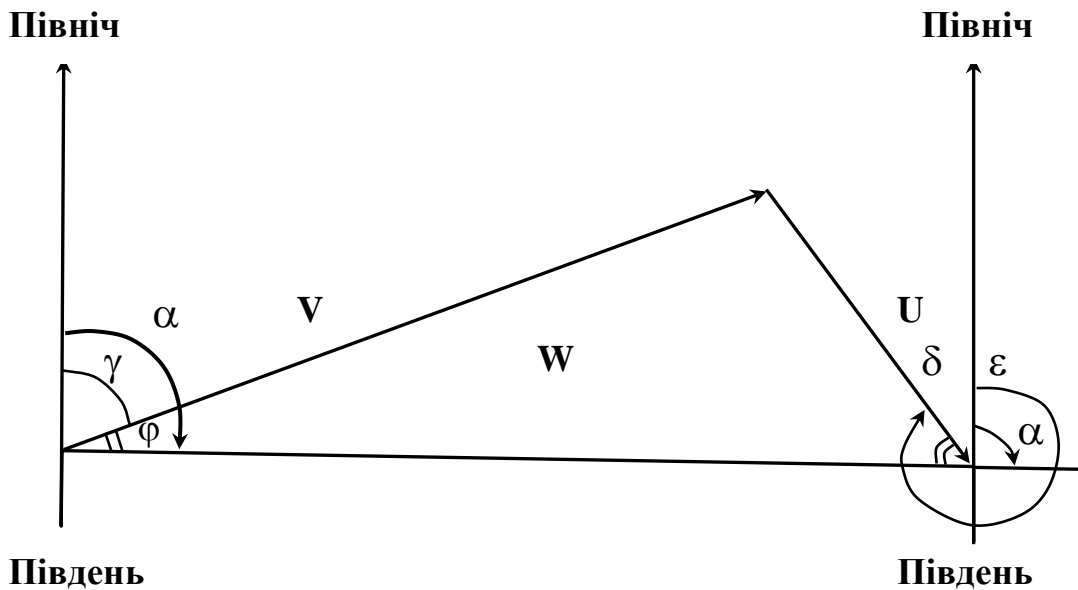


Рис. 1.7 - Навігаційний трикутник швидкостей.

Відношення швидкості вітру до повітряної швидкості літака в окремих випадках може досягати 0,2...0,3 та більше, що свідчить про можливість значної зміни польотної швидкості та великого зносу літака. Так, наприклад, максимальні кути зносу для дозвукових літаків типу ІЛ-62 при польоті в зонах СТ (струминної течії) можуть перевищувати 10...15 °.

Польотна швидкість літака значно залежить від напрямку та швидкості вітру. Найбільший вплив на її величину має попутний ($\epsilon = 0^\circ$) та зустрічний ($\epsilon = 180^\circ$) вітер. При попутному вітрі польотна швидкість підвищується на величину швидкості вітру, при зустрічному, навпаки, зменшується на цю ж величину. При попутному або зустрічному вітрі величина зміни польотної швидкості не залежить від повітряної швидкості літака, а при боковому вітрі - залежить. В усіх випадках, коли на висоті польоту спостерігається боковий вітер, наприклад, швидкістю 150 км·год⁻¹, незалежно від повітряної швидкості літак буде знесений вітром за 1 год на 150 км. Тому знання вітру по маршруту та його врахування є необхідною умовою виконання певного маршруту та виводу літака до пункту призначення.

Існує декілька способів визначення вітру в польоті. Однак суть усіх способів зводиться до безпосереднього знаходження вектора польотної швидкості:

1. \vec{V} - вектор повітряної швидкості, який завжди відомий екіпажу (він визначається за допомогою покажчика повітряної швидкості);
2. γ - курс літака відомий (визначається за допомогою різних покажчиків курсу);
3. ϕ - кут зносу відомий екіпажу;
4. α - польотний кут визначається як $\alpha = \gamma + \phi$;

5. \vec{W} - визначають по наземних орієнтирах і за допомогою радіотехнічних, астрономічних та інших засобів;

6. Будують навігаційний трикутник і вектор вітру (\vec{u}) визначають як замикаючий вектор.

Інформація про вітер на рівні польоту використовується не лише для штурманських розрахунків, але і для вводу в автоматичне навігаційне обладнання і бортові комп'ютери.

Контрольні запитання

1. Чому зліт і посадка літаків здійснюється проти вітру?
2. Які моменти можуть виникнути під час посадки літака при боковому вітрі?
3. Як впливає зсув вітру на зліт і посадку ПС?
4. Перелічіть критерії ІСАО про величини зсуву вітру.
5. Які складові навігаційного трикутника швидкостей?
6. Як визначити швидкість вітру в польоті ПС?

1.3 Вплив атмосферної турбулентності на польоти повітряних суден

1.3.1 Загальна інформація про турбулентність в атмосфері та її вплив на політ літака

Турбулентність - це стан атмосфери, при якому спостерігаються неупорядковані вихрові рухи різного масштабу. Політ в умовах турбулентності супроводжується бовтанкою літака.

Бовтанка літака - це неоднорідні поштовхи і кидки, яких зазнає літак під час польоту.

У залежності від причини виникнення турбулентності її можна розділити на:

- термічну (конвективну);
- динамічну, що пов'язана з існуванням в атмосфері великих зсувів вітру (вертикальних та горизонтальних), які найчастіше спостерігаються у зонах струминних течій;
- механічну, що утворюється через тертя повітряного потоку об земну поверхню.

Інтенсивність усіх видів турбулентності залежить від часу року і доби. Влітку вона завжди буває розвинута сильніше ніж взимку, а в денні години спостерігається максимальний розвиток турбулентності, який значно слабшає вночі.

Динамічна турбулентність звичайно пов'язана з шарами інверсії або ізотермії температури повітря, з тропопаузою.

Механічна турбулентність найбільш розвинута в гірських районах. На рівнинах вона звичайно поширюється до висоти 1000...1500 м, а над

морем її межа розташовується нижче. Інтенсивність цього виду турбулентності залежить від швидкості вітру, ступеню шорсткості підстильної поверхні та ступеню стійкості повітря.

У реальних умовах турбулентний стан атмосфери є інтегральним проявом взаємодії одночасно декількох факторів. Тому повторюваність, структура та інтенсивність турбулентності залежить від характеру підстильної поверхні, положення (висоти) пункту, метеорологічних умов тощо.

Найчастіше бовтанка спостерігається в нижньому (0...2 км) шарі, де найкращі умови для розвитку термічної і механічної турбулентності. У середній тропосфері повторюваність бовтанки мінімальна. У верхній тропосфері повторюваність бовтанки зростає по мірі наближення до тропосфери або рівня максимальної швидкості вітру.

В різних баричних утвореннях інтенсивність турбулентності неоднакова. В циклонах та улоговинах інтенсивність і рівень турбулентності вище, ніж в антициклонах і гребенях. Найбільший розвиток одержує турбулентність в зонах фронтальних розділів, особливо у зонах холодних фронтів, що пов'язані з потужною купчастою і купчасто-дощовою хмарністю.

Найбільш сприятливі умови для розвитку турбулентності в атмосфері над територією СНД спостерігаються над Кавказом, Середньою Азією і прилеглими до них регіонами. Взимку такі умови також створюються вздовж східного узбережжя Росії, особливо над Сахаліном, у районі Комсомольська-на-Амурі, Хабаровська та Владивостока.

Як зазначено раніше, політ в турбулентній атмосфері супроводжується бовтанкою, тобто появою прискорень, що переміняють знак, лінійних коливань центра ваги літака і кутових коливань щодо центра ваги.

Чим більші розміри літака та його швидкість, тим більш масштабне збурення повітряного потоку може впливати на режим його польоту. При однаковому стані турбулентності в атмосфері легкі типи літаків зазнають більш сильної бовтанки, ніж важкі.

Під час польоту в зоні інтенсивної турбулентності виникає небезпека:

- втрати керування;
- ушкодження або деформації літака;
- руйнування конструкції;
- виходу на критичний кут атаки і втрати стійкості літака (звалювання на крило);

- вимикання двигуна через різке зменшення кількості повітря, що надходить у двигун, в результаті коливань літака. Це явище найчастіше спостерігається при польотах на великих висотах, де двигун найбільш чутливий до зміни витрати повітря;

- зниження працездатності екіпажу;
- зниження комфорту пасажирів через «повітряну хворобу».

Слід зазначити, що безпечний політ у зоні бовтанки можливий лише при визначеному інтервалі швидкостей. Так відбувається тому, що зі збільшенням швидкості польоту літак перетинає за одиницю часу більше вихорів та хвиль і, отже, число поштовхів збільшується. При цьому, якщо число поштовхів перевищує 100 за хвилину, то може з'явитися вібрація, яка особливо небезпечна для літака. Щоб уникнути небезпечних наслідків, швидкість польоту зменшують. Однак, зменшення швидкості польоту можливе лише до визначеного критичного значення, нижче якого літак втрачає стійкість і може зірватися у штопор.

Таким чином, при великих швидкостях починається небезпечна зона за умовами міцності, а при малих - за умовами керованості. Критичні значення швидкості різні для різних типів літаків, а також залежать від швидкості вертикальних поривів. Наприклад, для транспортного літака при швидкості вертикальних поривів $13 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ критична швидкість за умовами міцності складає $350 \text{ км}\cdot\text{год}^{-1}$, а за умовами керованості – $220 \text{ км}\cdot\text{год}^{-1}$. Безпечна швидкість польоту лежить в інтервалі $260\dots300 \text{ км}\cdot\text{год}^{-1}$.

Інтенсивність бовтанки, якої зазнає літак при польоті в турбулентній атмосфері, прийнято характеризувати величиною перевантаження або його збільшенням.

Перевантаження – відношення суми всіх сил (за винятком ваги), що діють на літак, до ваги літака.

Таким чином,

$$n = \frac{P + R}{G},$$

де P - сила тяги двигуна, R - повна аеродинамічна сила, G - вага літака.

Як видно з формули, перевантаження є векторною величиною, тому його можна представити у вигляді трьох складових за відповідними координатними осями. Аналіз експериментальних даних показав, що найбільшу величину має вертикальна складова перевантаження, тому її часто ідентифікують з перевантаженням у цілому. Похибка такого наближення, як правило, незначна. Перевантаження Δn ($\Delta n = n - 1$) вимірюються в частках значення прискорення вільного падіння g :

$$\Delta n = n - 1 = \pm \frac{V \omega_{\text{еф}} \rho c_y^\alpha}{2G/S},$$

де $\omega_{\text{еф}}$ - ефективна вертикальна швидкість, c_y^α - похідна від c_y по α .

Перевантаження може бути виміряне в польоті за допомогою акселерометру. Основна частина приладу - масивне грузило (інертна маса),

що підвішене на пружині. Прискорення визначається по зсуву грузила, з яким пов'язаний спеціальний пристрій, що реєструє та забезпечує запис перевантажень у польоті.

У залежності від інтенсивності бовтанку прийнято підрозділяти на:

1. Слабку ($0,8 \leq n \leq 1,2$ або $|\Delta n| \leq 0,2$ у частках g), коли спостерігається легка вібрація літака, що при тривалому впливі викликає неприємні відчуття в окремих пасажирів ($\sim \wedge^0$);

2. Помірну чи слабку за класифікацією ІСАО ($0,5 \leq n \leq 1,5$ або $0,2 \leq |\Delta n| \leq 0,5$), для якої характерні часті поштовхи, погойдування літака і зміна висоти польоту ($\sim \wedge$);

3. Сильну чи помірну за класифікацією ІСАО ($0 \leq n \leq 2,0$ або $0,5 \leq |\Delta n| \leq 1,0$), що супроводжується частими різкими кренами літака, зміною курсу й окремими кидками. Використання автопілоту утруднене через великі перевантаження. При великих негативних перевантаженнях відчувається невагомість, а при позитивних - сильне притиснення до крісла. Предмети, що не закріплені, зміщуються. Ходьба по салону може викликати травми пасажирів ($\sim \wedge$ або $\sim \wedge^2$);

4. Штормову чи сильну за класифікацією ІСАО ($0 > n > 2,0$ або $|\Delta n| > 1,0$); спостерігаються винятково різкі кидки літака, відхилення по висоті та курсу. Погіршується керованість літаком і при неправильних діях пілота створюється небезпечний для міцності ПС режим польоту. Пасажири з ременями, що не пристебнуті, можуть одержати серйозні травми.

1.3.2 Метеорологічні умови розвитку турбулентності в атмосфері

Турбулентність ясного неба. На сьогоднішній день не існує ефективних засобів боротьби з бовтанкою, тому прогноз цього явища потрібен для його компенсації та вибору оптимального маршруту, що обминає турбулентні шари. Інтенсивна бовтанка може спостерігатися у хмарах та при ясному небі.

Турбулентність при ясному небі (ТЯН) – небезпечне для авіації явище, що може призвести до трагічних льотних подій, внаслідок його несподіваності та відсутності зовнішніх проявів.

Види ТЯН:

1. Механічна турбулентність – обумовлена впливом неоднорідності підстильної поверхні на повітряні течії та неоднаковим її прогрівом.
2. Гірські хвилі – за своїм походженням це механічна турбулентність, але внаслідок специфіки їх впливу на політ повітряних суден, вони розглядаються окремо.
3. Турбулентність струминних течій верхньої тропосфери.

4. Турбулентність внутрішніх граничних шарів вільної атмосфери: тропопауза, тропосферний рівень максимальної швидкості, велопауза (рівень обертання вітру).

Турбулентність при ясному небі пов'язана з присутністю в атмосфері шарів з великими горизонтальними та вертикальними градієнтами швидкості вітру та температури повітря.

В тропосфері ТЯН має відносно велику повторюваність у залежності від географічної широти пункту. В середній та верхній тропосфері помірних широт ТЯН зустрічається приблизно в 10% випадків, південніше повторюваність зростає до 15...20%. В стратосфері ТЯН зустрічається значно менше і в шарі 10...20 км складає приблизно 1%.

При попаданні у зони ТЯН літаки частіше за все зазнають слабкої чи помірної бовтанки. Інтегральна повторюваність слабкої та помірної бовтанки у тропосфері складає 95%. Отже, тільки у 5% випадків може спостерігатися сильна бовтанка. Повторюваність сильної бовтанки у стратосфері на порядок нижча.

Горизонтальні розміри зон ТЯН змінюються у широких межах, особливо у тропосфері, де можуть досягати в окремих випадках декількох сотень кілометрів. Однак, у 80% випадків у верхній тропосфері помірних широт протяжність турбулентних зон не перевищує 140 км, а над південними регіонами СНД – 170 км.

В стратосфері зони ТЯН мають значно менші розміри. Так, в нижній стратосфері (10...20 км) у 80% випадків горизонтальні масштаби турбулентних зон не перевищують 80 км у помірних широтах СНД та 40 км у США. Це означає, що при перетині надзвуковим літаком у крейсерському режимі зон ТЯН бовтанка буде продовжуватись декілька секунд.

Зони ТЯН можуть бути безперервними (суцільними) та у вигляді окремих осередків з достатньо чіткими межами. Безперервні зони спостерігаються частіше, але на межах невеликих окремих центрів відмічається більш сильна бовтанка.

Товщина зон ТЯН також має залежність від географічної широти, висоти та аеросиноптичних умов. В середніх та високих широтах країн СНД у 85...90% випадків товщина тропосферних турбулентних шарів не перевищує 1000 м, а стратосферних – 350 м.

Таким чином, для зон ТЯН характерна сильно виражена просторова анізотропія. Вони мають вигляд плинковатих утворень з коефіцієнтом просторової анізотропії (відношення товщини турбулентної зони до її довжини) при 80% інтегральній повторюваності для верхньої тропосфери середніх широт - $7 \cdot 10^{-3}$, для нижньої стратосфери - $4 \cdot 10^{-3}$.

Фізична модель ТЯН запропонована Н.З. Пінусом у 70-ті роки ХХ ст. на базі чисельних експериментальних даних про структурні, просторові та енергетичні характеристики турбулентності.

При аналізі зон ТЯН рекомендована наступна схема:

1. Будується карта горизонтальних та вертикальних зсувів вітру для шарів, товщина яких не перевищує 3 км.
2. Відзначаються потенційно можливі турбулентні зони, тобто проводять ізолінії з $0,6 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}/100 \text{ м}$ через кожні $0,4 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}/100 \text{ м}$.
3. На побудовану карту зсувів вітру наносять інформацію від екіпажів ПС, які спостерігають за бовтанкою, для уточнення розмірів зон турбулентності.

Турбулентність у хмарах. Відповідно до експериментальних даних бовтанка у хмарах спостерігається частіше, ніж ТЯН та звичайно більш інтенсивна. Це відбувається тому, що у хмарах, особливо у купчасто-дощових, складаються найбільш сприятливі умови для розвитку турбулентності:

1. Часто спостерігається байдужа або нестійка стратифікація температури повітря.
2. Поля температури і густини повітря та зсуву вітру неоднорідні.
3. Розвиток турбулентності стимулює також локальне збільшення вертикальних градієнтів температури біля верхньої межі хмар.

У шаруватоподібних хмарах повторюваність бовтанки складає приблизно 40%, тобто значно більше ніж ТЯН. Швидкості вертикальних поривів, які фіксуються за перевантаженням літаків протягом польоту в цих хмарах, в переважній більшості випадків не перевищують $2\dots3 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$. Проте над горами і в струминних течіях в шаруватоподібних хмарах можуть спостерігатися окремі пориви, які мають швидкість до $10 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$.

Найбільш сильна бовтанка спостерігається при польоті безпосередньо біля верхньої межі хмарного шару, особливо якщо вона нерівна, а також в неоднорідних за густиною хмарах. За даними М. А. Германа, коефіцієнт турбулентності всередині шаруватих хмар порівняно швидко змінюється, досягаючи максимального значення біля їх меж.

Політ в шаруватоподібних хмарах може протікати спокійно, якщо вертикальні рухи, що обумовлюють процес хмароутворення, мають маленькі швидкості (декілька сантиметрів в секунду) і носять впорядкований характер. Наприклад, при польоті в хмарах теплового фронту, коли виконуються відмічені вище умови, бовтанки не виникає.

У купчастоподібних хмарах бовтанка літаків має найвищу повторюваність та інтенсивність. Усередині цих хмар, а іноді навколо їх, спостерігаються виключно сильні вертикальні і горизонтальні турбулентні пориви. Вірогідність зустрічі поривів з великими швидкостями в купчастоподібних хмарах (особливо в купчасто-дощових) на два-три порядки вище, ніж при ясному небі.

Турбулентні вихори в купчастих хмарах мають характерний масштаб від декількох метрів до декількох десятків метрів.

Всередині купчасто-дощових хмар характерний масштаб турбулентних вихорів найчастіше не перевищує 200 м, проте разом з цим можуть спостерігатися турбулентні вихори розміром 500...1000 м з бистро змінними за часом значеннями і знаком швидкості.

При вивченні умов польотів в купчасто-дощових хмарах необхідно приймати до уваги також конвективні мезомасштабні вертикальні рухи повітря, що мають поперечні розміри до 10...12 км. Для них характерна порівняльна зміна з часом швидкості і тривале збереження знаку (протягом декількох хвилин). Таким чином, структура вертикальних рухів усередині купчасто-дощових хмар залежить від стадії їх розвитку і є результатом накладення турбулентних поривів на мезомасштабні вертикальні потоки.

Максимальні швидкості вертикальних рухів в період їх найбільшого розвитку досягають $40 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ і більше. Так, над США була зафіксована максимальна вертикальна швидкість $63 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$. Згідно з теоретичними оцінками деяких авторів, в купчасто-дощових хмарах можуть спостерігатися більш значні вертикальні швидкості. Коефіцієнт турбулентності всередині купчасто-дощових хмар, які розвиваються, може перевищувати $500 \text{ м}^2\cdot\text{с}^{-1}$.

Бовтанка літаків на атмосферних фронтах. Бовтанка літаків може спостерігатися на холодних і теплих атмосферних фронтах, а також на фронтах оклюзії. Повторюваність бовтанки на холодних фронтах найбільша в порівнянні з іншими атмосферними фронтами. Особливо небезпечні для виконання польотів хмарні системи холодних фронтів другого роду, де відмічається бовтанка дуже великої інтенсивності. В результаті вимушеного підйому теплого повітря на цих фронтах розвиваються сильні висхідні рухи, які призводять до утворення потужних купчастих і купчасто-дощових хмар. В теплу пору року на холодних фронтах часто розвивається грозова діяльність. В такому разі сильна бовтанка спостерігається не тільки на всіх висотах в хмарах, але і навколо їх, а іноді захоплює і стратосферні ешелони.

Над Україною в теплий період року холодні фронти можуть бути слабо виражені в полі хмарності і температури повітря біля поверхні землі. Проте і тут холодні вторгнення супроводжуються різким збільшенням інтенсивності турбулентності і, отже, посиленням бовтанки.

Ступінь турбулентності на холодному фронті залежить від швидкості горизонтального руху холодної повітряної маси щодо теплого повітря перед фронтом, яке наступає (імпакт-чинник). За значення імпакт-чинника приймають суму швидкості переміщення фронту і нормальної до фронту складової градієнтного вітру в теплому повітрі (складова позитивна, якщо вона направлена до фронту, і негативна при протилежному напрямі).

Повторюваність бовтанки та її інтенсивність прямо пропорційні значенню імпакт-чинника.

При аналізі турбулентного стану необхідно приймати до уваги вертикальний розподіл температури повітря. Залежно від значення вертикального температурного градієнта термічний чинник сприяє або розвитку турбулентності, або її загасанню.

В хмарах теплового фронту бовтанка спостерігається рідше, ніж в хмарах холодного фронту, і вона менш інтенсивна. Це пояснюється значно меншими температурними контрастами у фронтальній зоні і меншим кутом нахилу фронтальної поверхні. Проте, влітку при підйомі теплового повітря з великим вологовмістом по клину повільно відступаючого холодного повітря внаслідок великої волого-нестійкості теплового повітря на теплому фронті можливий розвиток грозової діяльності.

При попаданні літака в окремі грозові осередки, які виникають на теплому фронті, він буде зазнавати дуже інтенсивної бовтанки.

В разі теплих фронтів імпакт-чинник визначається за складовою градієнтного вітру в теплому повітрі, нормальної до фронту, і за швидкістю теплового фронту (швидкості віднімаються). При великих значеннях імпакт-чинника (більше 50 км-год^{-1}) грози на теплих фронтах можуть спостерігатися як на віддаленні $200 \dots 300 \text{ км}$ від приземної лінії теплового фронту, так і безпосередньо на самому фронті.

При перетині літаком фронтальних зон інтенсивність бовтанки, як правило, зростає при переході з теплої повітряної маси в холодну.

Бовтанка (її характер і повторюваність) в хмарних системах фронтів оклюзії майже нічим не відрізняється від бовтанки в зонах холодних і теплих фронтів і залежить від типу фронту оклюзії, а також від особливостей термобаричного поля в зоні фронту.

Турбулентність у зоні тропопаузи та струминної течії. Зона, яка безпосередньо примикає до нижньої межі тропопаузи, характеризується більш високою повторюваністю бовтанки, оскільки тут існують зони великих вертикальних градієнтів температури.

Розподіл турбулентності, що викликає бовтанку літаків, не однаковий по вертикалі для полярної та тропічної тропопауз. При наближенні до полярної тропопаузи повторюваність та інтенсивність бовтанки постійно зростає. В зоні між холодним фронтом та полярною тропопаузою з боку холодної частини струминної течії спостерігається максимальна повторюваність бовтанки, яка складає більше 50%. Причому, в області тропопаузи може бути декілька турбулентних зон.

При невеликих швидкостях вітру або збігу осі струминної течії з тропопаузою максимальна повторюваність та інтенсивність бовтанки виявляється тільки під тропопаузою.

Якщо рівень максимальної швидкості вітру струминної течії лежить нижче тропопаузи, то формуються два турбулентні шари. Один розташовується безпосередньо під тропопаузою, а інший, більш виражений, з великою повторюваністю інтенсивної турбулентності - приблизно на 1,5 км нижче за рівень максимальної швидкості вітру. При розташуванні осі струминної течії над тропопаузою може бути декілька шарів з інтенсивною турбулентністю: два шари - вище тропопаузи і один шар - під тропопаузою.

В нижній стратосфері антициклонічна частина струминної течії є холодною, тому вище осі спостерігається протилежний характер розподілу повторюваності та інтенсивності турбулентності: найбільша повторюваність та інтенсивність бовтанки мають місце при польотах на антициклонічній стороні струминної течії вище її осі.

Орографічна бовтанка. Польоти над гірськими районами особливо складні, оскільки тут створюються умови, сприятливі для виникнення небезпечних для авіації явищ. Завдяки взаємодії механічних і термодинамічних чинників в гірських районах виникають і розвиваються гірсько-долинна циркуляція, купчасто-дощові хмари з інтенсивною турбулентністю, зливи, грози, град, шквалисті вітри і гірські хвилі. Ступінь розвитку турбулентності в гірських районах залежить від форми і розмірів гірського масиву, від напрямку вітру щодо гірського хребта, від швидкості вітру і характеру зміни його з висотою. Найбільшій деформації повітряні потоки піддаються на підвітряній стороні гірських хребтів, де утворюються турбулентні вихори найрізноманітнішого масштабу. За певних умов, коли повітряні течії направлені по нормалі до гірського ланцюга, тут виникають, так звані, *гірські хвилі*. Це стаціонарна зона, в якій може розвиватися виключно інтенсивна турбулентність з дуже великими швидкостями висхідних і низхідних потоків.

Перші теоретичні дослідження обтікання гірських хребтів повітряним потоком були виконані М.Є. Кочиним. Він розглянув завдання обтікання нерівностей рельєфу потоком ідеальної рідини, що не стискається.

Деформація повітряного потоку, яка здатна призвести до розвитку значних вертикальних потоків і (або) орографічної турбулентності, спостерігається лише при швидкості вітру над рівнем перешкоди, яка перевищує певну межу, мінімальне значення якого становить $8...10 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$. У цьому випадку виділяють три основні види деформацій, які здійснюють вплив на політ ПС: хвильову, роторну та роторно-хвильову (рис. 1.8).

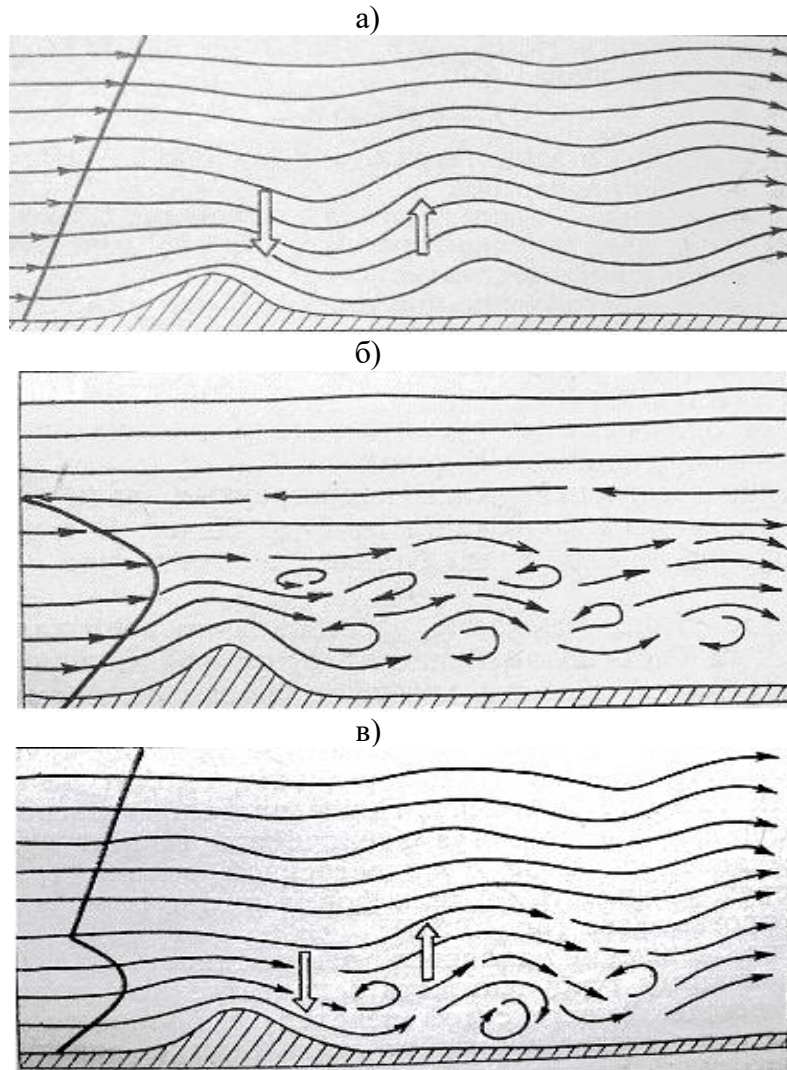


Рис. 1.8 – Схема утворення хвильової (а), роторної (б) і роторно-хвильової (в) деформації потоку з підвітряної сторони гірської перешкоди.

На підставі теоретичних досліджень встановлено, що виникнення підвітряних хвиль залежить від розподілу по висоті параметра Дородніцина-Скорера:

$$l^2 = \frac{g}{\bar{T}} \frac{\gamma_a - \gamma}{\bar{u}^2},$$

де \bar{u} - середня складова швидкості вітру, нормальна до напрямку хребта в даному шарі; \bar{T} - середня температура (в Кельвінах) повітря в даному шарі; γ_a і γ - сухоадіабатичний і дійсний вертикальний градієнт температури повітря, відповідно.

Якщо параметр l^2 зменшується з висотою, слід чекати розвитку хвиль.

Обчислення параметра l^2 зазвичай проводиться по шарах через 0,5 км або 50 гПа. При монотонній зміні температури і швидкості вітру з висотою можна брати шари через 1 км або 100 гПа, а у разі швидких змін цих елементів товщину шарів доцільно зменшити.

Необхідно мати на увазі, що хвилі можна виявити і за орографічними хмарами, які розвиваються лише при достатній вологості повітря.

У вихорах, що утворюються в нижньому шарі при хвильовій або роторній течії, часто розвиваються роторні хмари, які характеризуються сильною турбулентністю. При спостереженні з повітря ці хмари нагадують смуги купчастих хмар. Основа хмари зазвичай знаходиться на рівні гребеня гірського хребта або нижче, тоді як вершина може бути значно вище за гребінь. Цей вид хмар нерідко спостерігається в Криму над південним схилом хребта при сильному північно-західному вітрі, як правило, невдовзі після проходження холодного фронту.

Відомості про орографічні хмари за відсутності даних радіозондування є єдиним критерієм наявності хвиль і вихорів.

При аналізі можливості розвитку гірських хвиль необхідно враховувати:

1. *Зміну синоптичних умов.* В першу чергу слід визначити можливість наближення або проходження фронтів, які зазвичай викликають різкі зміни вертикального розподілу вітру і температури.

2. *Наявність струминних течій.* Існування струминної течії з великими зсувами вітру сприяє утворенню потужних хвиль з підвітряного боку гірських систем.

3. *Особливості рельєфу.* Часто гірські райони складаються з ряду окремих піків або хребтів. Збурення, що створюються кожним з них, можуть істотним чином змінювати загальний хвильовий потік.

4. *Добові і сезонні зміни.* В ясну погоду радіаційне охолодження повітря сприяє утворенню інверсій у нижньому шарі атмосфери і тим самим розвитку підвітряних хвиль. Крім того, у кожному районі є сезонні зміни повторюваності хвильових явищ. За даними Ферхготта, над підвітряними схилами хребтів висотою до 1000 м гірські хвилі з'являються протягом всього року, а над найбільш високими гірськими хребтами зустрічаються частіше взимку.

Багато дослідників орографічної турбулентності підкреслюють важливість і необхідність обліку аеросиноптичних умов, в першу чергу температурної стратифікації атмосфери і вертикального профілю швидкості вітру, а також напряму провідного потоку по відношенню до гірського хребта.

Таким чином, оскільки ступінь деформації повітряного потоку над горами залежить від розподілу вітру і температури повітря з висотою, яке обумовлене певною синоптичною ситуацією, то оцінку можливості розвитку орографічної турбулентності слід починати з аналізу

синоптичних умов. Сприятливими для розвитку турбулентності і гірських хвиль є наступні умови:

- перетин гірського хребта струминними течіями. Роторно-хвильова течія та сильна турбулентність можуть розвиватися у всій тропосфері, захоплюючи нижню стратосферу;

- периферія антициклону з антициклонічною кривизною ізобар при швидкості градієнтного вітру більше $10 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ та існуванні в граничному шарі атмосфери шару інверсії та ізотермії;

- стаціонарні фронти, розміщені паралельно до ізобар. В нижній половині тропосфери є шар інверсії (ізотермії) та зміна кривизни профілю вітру з висотою;

- тил холодного фронту на відстані до 300 км від його приземного положення. Швидкість вітру в нижньому шарі має різко виражений максимум, сприятливий для розвитку роторної течії.

Після аналізу синоптичного положення слід за даними радіозондування і картами баричної топографії оцінити наскільки сильними будуть вертикальні рухи і турбулентність в районі прогнозу.

1.3.3 Прогнозування турбулентності, яка викликає бовтанку повітряних суден

Прогноз турбулентності в нижньому шарі атмосфери. Основними факторами, що обумовлюють розвиток турбулентності в нижньому шарі атмосфери є тертя повітряного потоку об поверхню землі, неоднорідність нагріву окремих ділянок земної поверхні сонячною радіацією, а також деформація повітряного потоку над різними перешкодами. Часто розвиток турбулентності відбувається при одночасній дії всіх або частини чинників, тому при прогнозі турбулентності в нижньому шарі необхідно враховувати синоптичну ситуацію, термодинамічні характеристики повітряної маси, стан підстильної поверхні, вигляд і кількість хмарності, пору року і доби, а також вплив рельєфу.

На основі теоретичних і експериментальних досліджень розроблений ряд способів, що дозволяють кількісно і якісно оцінити інтенсивність бовтанки літаків на малих висотах.

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

$$w = k V,$$

де V - швидкість вітру біля поверхні землі, k – коефіцієнт, залежний від характеру підстильної поверхні. Значення коефіцієнту k складає від 0,14 до 0,53 влітку та приблизно 0,4 - взимку.

Інтенсивність бовтанки оцінюють за формулою:

$$\Delta n = 0,06 kV,$$

де Δn – приріст перевантаження літака в частинах g , 0,06 – коефіцієнт, що відповідає приросту перевантаження сучасних літаків при вертикальному пориві вітру $1 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$.

Прогноз термічної турбулентності. При аналізі можливості розвитку термічної бовтанки треба врахувати наступні фактори:

1. Здатність підстильної поверхні відбивати. Над поверхнею з цією великою здатністю формування терміків малоімовірно. Найбільшу здатність відбивати мають лід та сніг (до 65...85%).

2. Однорідність рослинного покриву. При однорідному покриві розвиток терміків менш інтенсивний, ніж при чередуванні полів, лісів, чагарників та інших форм рослинності.

3. Однорідність рельєфу. Терміки над рівниною менш інтенсивні, ніж над складною місцевістю.

4. Вологість ґрунту. Після нічного дощу розвиток терміків буде слабшим, тому що більша частина тепла витрачається на випаровування, внаслідок чого поверхня нагрівається поволі.

5. Швидкість вітру. Слабкий вітер (до $5...7 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$) сприяє розвитку терміків.

6. Адвективні зміни температури. При адвекції холодного повітря посилюється розвиток терміків, при адвекції теплого – навпаки.

7. Штучні джерела нагріву. Над штучними джерелами тепла (трубами промислових підприємств, лісовими пожежами, вулканами тощо) відбувається інтенсивне утворення конвективних струменів.

Розвитку термічної турбулентності сприяють наступні синоптичні ситуації:

1. Тилова частина циклону.

2. Антициклонічна кривизна ізобар або розмите баричне поле.

3. Відсутність поблизу фронтальних хмарних систем.

Прогноз термічної турбулентності по суті ідентичний прогнозу конвективної хмарності поза фронтальними розділами.

При відсутності будь-якого впливу фронтальних розділів або локальних посилень вітру, які можуть призвести до різкої зміни вертикального розподілу температури і вологості, інтенсивність термічної турбулентності оцінюється за максимальною різницею між температурою на кривій стану (T') і температурою на кривій стратифікації (T) в шарі до рівня 400 гПа:

$$\Delta T_{\text{макс}} = T' - T.$$

Інтенсивність турбулентності буде слабкою при $\Delta T_{\text{макс}} = 0...3$ °С, помірною при $\Delta T_{\text{макс}} = 4...6$ °С та сильною при $\Delta T_{\text{макс}} \geq 7$ °С.

Прогноз бовтанки літаків. Для прогнозу атмосферної турбулентності, яка викликає бовтанку літаків, використовують синоптичні, синоптико-статистичні і розрахункові методи.

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 визначається форма баричного поля, напрямок і швидкість вітру на висоті польоту, знак адвекції температури та дивергенції течії.

Синоптико-статистичний метод прогнозу бовтанки літаків в імовірнісній формі був запропонований М.І. Давидовим. Для кожної синоптичної ситуації визначена імовірність виникнення бовтанки будь-якої інтенсивності (група I), а також помірної та сильної бовтанки (група II). Різні сполучення простих ознак дозволили одержати комплексні ознаки, за допомогою яких можна визначити імовірність бовтанки в даному баричному полі на висоті польоту.

Визначення зони ТЯН здійснюють на основі аналізу наступних синоптичних матеріалів:

- а) прогностичних карт баричної топографії і карт струминних течій;
- б) фактичних і прогностичних карт для визначення приземного положення фронтів, баричних центрів і районів циклогенезу;
- в) карт тропопаузи і вертикальних зсувів вітру;
- г) аерологічних діаграм з нанесеними даними радіозондування;
- д) супутникових знімків, що використовуються для визначення положення фронтів, струминних течій, гірських хвиль та інших синоптичних об'єктів над районами з рідкісною мережею спостережень.

З імовірністю 80...90% слід прогнозувати зони помірної та сильної турбулентності ясного неба (рис. 1.9) при наявності наступних синоптичних ситуацій на прогностичних картах баричної топографії АТ - 400, АТ - 300 гПа та картах струминної течії:

- а) в передній частині баричної улоговини, дельті висотної фронтальної зони ВФЗ (рис. 1.9 а), в області відносно слабкого вітру ближче до антициклонічної кривизни ізогіпс при їх розходженні. В цій зоні часто мають місце значні вертикальні зсуви вітру;

б) на вісі баричної улоговини при наявності СТ (рис. 1.9 б). Зона ТЯН розташовується поблизу (на відстані до 300 км) осі улоговини з циклонічного боку СТ. Необхідною умовою при цьому є також наявність адвекції холоду та значних горизонтальних градієнтів температури ($> 2,5 \text{ }^\circ\text{C}/100 \text{ км}$) на рівні 300 гПа; швидке переміщення улоговини ($> 50 \text{ км}\cdot\text{год}^{-1}$); сильні горизонтальні зсуви вітру ($> 10 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ на 100 км) в області найбільшого згущення ізотерм;

в) в тилу улоговини (рис. 1.9 в) при наявності СТ та адвекції холоду в зоні послаблення швидкості вітру за потоком;

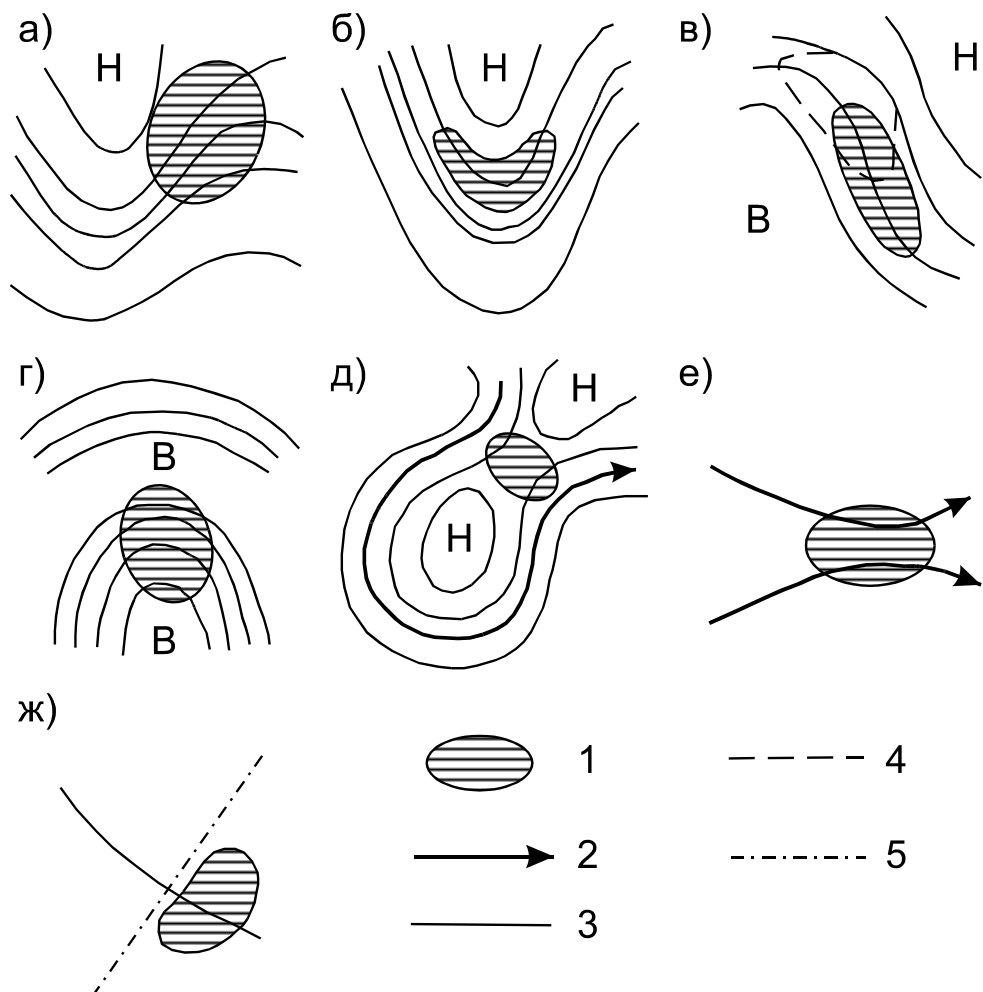


Рис. 1.9 – Синоптичні критерії прогнозу ТЯН, що враховують конфігурацію ізогіпс і СТ:

1 – зона ТЯН; 2 – вісь СТ; 3 – ізогіпси;
4 – ізотахи; 5 – вісь гірського хребта.

г) на вісі баричного гребеня (рис. 1.9 г) при наявності СТ, сильних вертикальних зсувів вітру ($> 1,5 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ на 100 м), значної швидкості вітру ($> 70 \text{ км}\cdot\text{год}^{-1}$), різкого посилення антициклонічної кривизни СТ;

д) в сідловині при наявності ізольованого центру низького тиску (рис. 1.9 д);

е) в зоні злиття двох СТ (рис. 1.9 е), коли вони знаходяться на відстані не більше 500 км одна від одної;

ж) при перетині СТ гірського хребта (рис. 1.9 ж).

Результати теоретичних досліджень дозволяють виділити наступні, найбільш важливі, для виникнення ТЯН параметри, що характеризують вертикальну структуру потоку.

1. Число Річардсона і його складові:

$$Ri = \frac{g}{\bar{T}} \frac{\gamma_a - \gamma}{\beta^2},$$

де g – прискорення вільного падіння; \bar{T} - середня температура повітря в даному шарі; γ_a і γ - сухо-адіабатичний і дійсний вертикальний градієнт температури повітря, відповідно, $\beta = |\Delta u / \Delta z|$ - параметр динамічної стійкості (вертикальний зсув вітру). Статистичні дослідження показують, що використання Ri не дає підвищення успішності прогнозу ТЯН в порівнянні з використанням тільки вертикального зсуву вітру, що може бути пояснене великими помилками в обчисленнях Ri за даними радіозондування.

Теоретично знайдене критичне значення Ri для виникнення турбулентності дорівнює 0,25, а для її збереження – 1. Проте в реальних умовах турбулентні осередки зустрічаються і при числах Ri , які перевищують ці критичні значення.

2. Характеристика мінливості профілю температури повітря з висотою відображує зміну термічної стійкості з висотою: $\Delta \gamma = \gamma_1 - \gamma_2$. Із зростанням кривизни профілю температури імовірність виникнення турбулентних зон зростає.

3. Характеристика мінливості вертикального зсуву вітру з висотою $\Delta \beta = |(\Delta u / \Delta z)_1 - (\Delta u / \Delta z)_2|$, що відображає, зокрема, кривизну профілю вітру. Відмічається, що навколо точок перегину профілю вітру при локальних зменшеннях числа Ri створюються умови для виникнення турбулентних зон.

На основі аналізу умов виникнення зон інтенсивної ТЯН у верхній тропосфері і нижній стратосфері Г.С. Булдовський запропонував комплексний параметр:

$$K = \frac{1}{\beta} - 8(\gamma_H - \gamma_B)^2,$$

де γ_n і γ_v - вертикальні градієнти температури відповідно в нижньому і верхньому шарах атмосфери (по відношенню до досліджуваного рівня). Бовтанка вказувалася, якщо $K < K_{кр} = 1,2$. При використанні параметра K для прогнозу зон ТЯН справджуваність прогнозу наявності бовтанки склала 67%, справджуваність прогнозу її відсутності – 90%. Підвищення справджуваності прогнозів на 2...3% вдалося добитися шляхом залучення характеристик горизонтального зсуву вітру вздовж і поперек потоку, при великих значеннях яких може посилюватися розвиток ТЯН.

Спосіб комплексу критеріїв. С.В. Солонин і О.Г. Богаткин привели наступні критичні значення метеорологічних параметрів, при яких можна очікувати розвиток ТЯН в стратосфері. Якщо із шести критеріїв турбулентності, які можна визначити за даними температурно-вітрового зондування (швидкість вітру $25 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ і більше, вертикальний градієнт швидкості вітру $\geq 10 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ на 1 км, горизонтальний градієнт швидкості вітру $\geq 5 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ на 100 км, вертикальний зсув напрямку вітру $\geq 15^\circ$ на 1 км, вертикальний градієнт температури $\geq 7^\circ\text{C}$ на 1 км, горизонтальний градієнт температури повітря $\geq 2^\circ\text{C}$ на 100 км), одночасно виконується не менше трьох, то в цьому районі слід указувати бовтанку.

Таким чином, розрахункові методи прогнозу бовтанки літаків зводяться до визначення числа Річардсона (Ri) або інших критеріїв, які характеризують турбулентний стан атмосфери.

Дискримінантний аналіз знаходить в даний час все більш широке застосування при дослідженні і прогнозі ТЯН. Метод діагнозу і прогнозу ТЯН за даними температурно-вітрового зондування атмосфери, розроблений на основі дискримінантного аналізу Г.С. Булдовським, О.О. Васильєвим та С.А. Бортніковим і придатний для ручної обробки даних зондування, дозволяє прогнозувати зони інтенсивної турбулентності в верхній тропосфері в імовірнісній формі.

Метод, заснований на п'ятирівневій гідродинамічній моделі прогнозу полів вітру і температури за повними рівняннями. У рівняння дискримінантної функції як найбільш інформативні предиктори ввійшли горизонтальний градієнт температури ($grad T$) і вертикальний зсув вектора вітру ($\partial V/\partial z$):

$$\Delta L = 98,2 grad T + 159,2 \partial V/\partial z - 447,1.$$

Для розрахунку імовірності ТЯН отриманий аналітичний вираз у вигляді:

$$P = \frac{100}{1 + e^{-0,55\Delta L}},$$

де P – імовірність інтенсивної турбулентності. Загальна справджуваність прогнозу складає вище 70%.

Метод прогнозу по пункту (району), розроблений Г.С. Булдовським за допомогою лінійного дискримінантного аналізу, дозволяє за даними радіозондування оцінити імовірність турбулентності у верхній тропосфері за допомогою графічних залежностей (рис. 1.10...1.11).

Процедура діагнозу-прогнозу ТЯН в імовірнісній формі за даними температурно-вітрового зондування складається із трьох дій:

1. За даними температурно-вітрового зондування у верхній половині тропосфери для шарів товщиною 200...1000 м і з урахуванням особливих точок розподілу температури і вітру розраховуються вертикальний зсув вітру $\Delta u/\Delta z$ в $\text{м}\cdot\text{с}^{-1}$ на 100 м і вертикальний градієнт температури γ в $^{\circ}\text{C}$ на 100 м. Потім за графіком (рис. 1.10) по значеннях $\Delta u/\Delta z$ і γ визначається імовірність гідродинамічної нестійкості основного потоку (первинної нестійкості) P_1 , яка переважає в атмосфері.

2. Розраховуються величини $\Delta\gamma = (\gamma_2 - \gamma_1)$ і $\Delta(\Delta V/\Delta z) = (\Delta V/\Delta z)_2 - (\Delta V/\Delta z)_1$ у вигляді різниць градієнтів у двох сусідніх шарах, до заданого рівня. Тут γ_1 і $(\Delta V/\Delta z)_1$ – вертикальний градієнт температури і вертикальний градієнт вектора вітру в шарі, який розміщений нижче; γ_2 і $(\Delta V/\Delta z)_2$ ті ж параметри у шарі, який розміщений вище. За значеннями $\Delta\gamma$ і $\Delta(\Delta V/\Delta z)$ на графіку (рис. 1.11) знаходиться імовірність P_2 . Залежність імовірності турбулентності P_2 від параметрів $\Delta\gamma$ і $\Delta(\Delta V/\Delta z)$, представлена на рис. 1.11, враховує додатковий ефект так званої вторинної нестійкості.

3. За значеннями імовірностей P_1 і P_2 , знятих з перших двох графіків, остаточно визначається імовірність турбулентності P по третьому графіку (рис. 1.12).

Справджуваність діагнозу турбулентності по графіку (рис. 1.12) найбільш висока і за результатами перевірки при граничній імовірності 50% має наступні значення: загальна справджуваність 76%; справджуваність явища 78%; справджуваність відсутності явища 75%; попередженість явища 68% і попередженість відсутності явища 83%.

При необхідності формулювання діагнозу-прогнозу турбулентності в альтернативній формі при значеннях $P \geq 50\%$ слід вказувати наявність турбулентності, а при $P < 50\%$ - відсутність турбулентності.

Контрольні запитання

1. Що зветься бовтанкою літаків?
2. Які причини призводять до збурення атмосфери, яка викликає бовтанку літаків?
3. При яких синоптичних ситуаціях бовтанка літаків спостерігається найбільш часто?

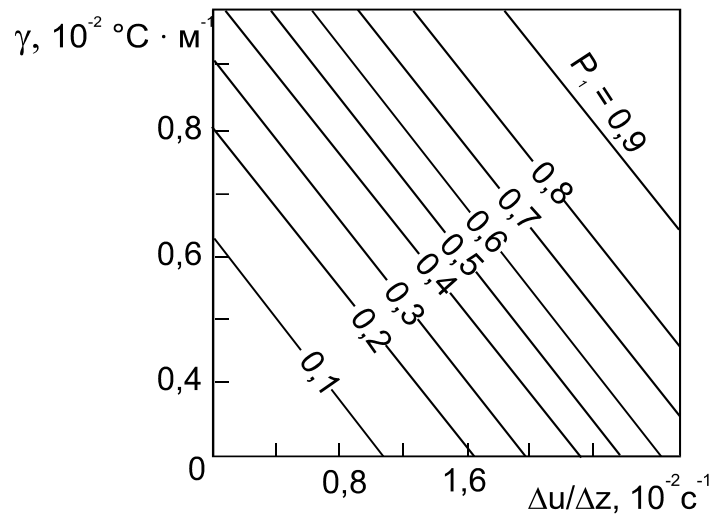


Рис. 1.10 – Залежність імовірності турбулентності P_1 від вертикального зсуву вектора вітру $\Delta u/\Delta z$ і вертикального градієнта температури γ .

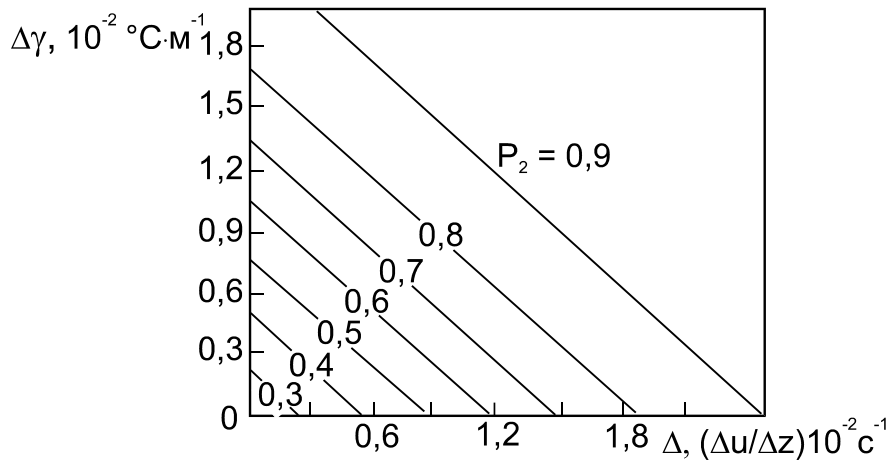


Рис. 1.11 – Залежність імовірності турбулентності P_2 від кривизни вертикальних профілів вітру і температури.

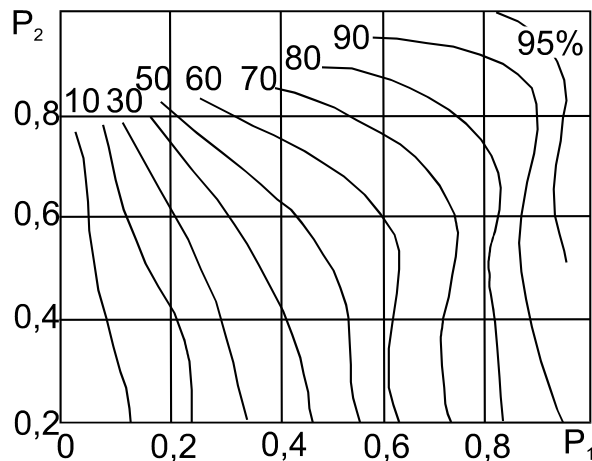


Рис. 1.12 – Залежність імовірності турбулентності (%) від значень P_1 і P_2 .

4. Які критерії використовуються для діагнозу та прогнозу бовтанки?
5. Які методи прогнозу бовтанки літаків використовуються в оперативній практиці?

1.4 Обледеніння літаків та його вплив на польоти

1.4.1 Причини обледеніння повітряних суден

До небезпечних для польотів метеорологічних явищ відносяться обледеніння повітряних суден і ожеледь.

Як відомо, сучасні літаки, вертольоти та гелікоптери обладнані системами, що спрямовані проти обледеніння. Але при забезпеченні безпеки польотів постійно треба враховувати можливість відкладення льоду на ПС під час польоту. Зліт і посадка літаків ускладнюються при відкладенні льоду на ЗПС. Ожеледь зменшує зчеплення коліс з поверхнею ЗПС, із-за чого порушується безпека цих етапів польоту.

Обледеніння ПС - явище, при якому літальний апарат під час польоту або стоянки на аеродромі покривається шаром льоду.

Обледеніння призводить до збільшення ваги ПС і витрати пального, до зменшення тяги двигунів. Лід на склі кабіни пілотів погіршує умови огляду, ускладнює заходження ПС на посадку. Внаслідок обледеніння зовнішніх антен порушується радіозв'язок. Головна небезпека при обледенінні в тому, що порушуються аеродинамічні якості літальних апаратів. Обледеніння зазнають, в основному, носові (лобові) частини літака. При цьому порушується форма профілю обтікання, з'являються нерівності на його поверхні, що впливає на політ літака через зростання опору. Найбільшу частку цього опору (70...80%) викликає обледеніння крил та оперення.

При горизонтальному польоті гелікоптера в умовах обледеніння лід наростає на лопатях несучого та хвостового гвинтів, стабілізаторі, шасі, лобовій частині кабіни. Найбільшу небезпеку складає обледеніння гвинтів, тому що збільшується навантаження на лопаті, що, в свою чергу, порушує рівновагу двигуна і створює сильну вібрацію.

Лід на літаку відкладається в результаті замерзання крапель води (хмар, туману, мряки, дощу), які осідають на його поверхню, або внаслідок сублімації водяної пари. В обох випадках температура поверхні літака повинна бути від'ємною. Теоретично доведено, що суттєве сублімаційне обледеніння неможливе, та основною причиною обледеніння літака є замерзання переохолоджених крапель води, які стикаються з його поверхнею. Багаторічна льотна практика показала, що інтенсивне і небезпечне обледеніння може бути тільки при польоті в зоні переохолоджених крапель води.

Обледеніння ПС відбувається в хмарах, що знаходяться в шарі від поверхні землі до висоти 2...3 км. При від'ємних температурах найбільш імовірно обледеніння в водяних хмарах. В мішаних хмарах обледеніння залежить від водності. У внутрішньомасових шаруватих і шарувато-дощових хмарах при температурах від 0 до -10 °С майже завжди спостерігається обледеніння. Ці хмари розташовуються під шарами інверсії і мають значну водність біля верхньої межі хмарності.

У фронтальній хмарності найбільш інтенсивне обледеніння ПС відбувається в купчасто-дощових хмарах холодних фронтів. В шарувато-дощових і високошаруватих хмарах теплому фронту інтенсивне обледеніння спостерігається, якщо випадають слабкі опади або зовсім не випадають; а при сильних облогових опадах на теплому фронті імовірність обледеніння дуже мала.

Найбільш інтенсивне обледеніння може відбуватися при польоті під хмарами в зоні переохолодженого дощу і/або мряки. В хмарах верхнього ярусу обледеніння малоімовірно, але можливе інтенсивне обледеніння в Cs, Cc, якщо вони залишились після руйнування грозових хмар.

Обледеніння можливе при температурі від +5 до -50 °С в хмарах, тумані, опадах. Найчастіше обледеніння ПС спостерігається при температурі повітря від 0 до -20 °С, особливо від 0 до -10 °С.

Обледеніння відбувається внаслідок таких причин:

1. Сублімації водяної пари на поверхні ПС. Це відбувається при швидкому зниженні ПС з більш холодних шарів атмосфери в більш теплі нижні шари або при вході в шар інверсії. В такому випадку утворюється слабкий наліт інею.

2. Замерзання переохолоджених крапель на поверхні ПС. Це основна причина обледеніння літаків з газотурбінними двигунами. Осідання крапель залежить від швидкості польоту.

Відкладення льоду в польоті залежать від мікроструктури хмар, виду опадів, температури і режиму польоту.

За своїм характером відкладення можуть бути у вигляді льоду, паморозі та інею. Лід буває прозорим, матовим (напівпрозорим, мішаним), білим.

Прозорий лід утворюється при польоті в хмарах, які складаються лише з великих переохолоджених крапель, або під хмарами в зоні переохолодженого дощу при температурі від 0 до -10 °С.

Матовий лід виникає при польоті в мішаних хмарах, які складаються з великої кількості дрібних і великих крапель, а також з кристаликів льоду і сніжинок. Таке відкладення льоду виникає частіш за все при температурі від -6 до -10 °С і є найбільш небезпечним видом обледеніння.

Білий лід виникає внаслідок замерзання дрібних крапель при температурі нижче -10 °С. Такий вид обледеніння буває в хмарах, які складаються з однорідних дрібних крапель.

Паморозь утворюється при польоті в хмарах при температурі значно нижчій за $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$. Паморозь виникає при замерзанні дрібних крапель разом з кришталіками льоду.

Іній виникає внаслідок сублімації водяної пари.

При аналізі та прогнозі умов обледеніння повітряних суден необхідно враховувати не тільки стан атмосфери, а й особливості конструкції ПС, його швидкість і тривалість польоту.

Ступінь небезпеки обледеніння можна оцінити за швидкістю наростання льоду. Характеристикою швидкості наростання є *інтенсивність* обледеніння I ($\text{мм}\cdot\text{хв}^{-1}$). За інтенсивністю розрізняють обледеніння слабе ($I \leq 0,5\text{ мм}\cdot\text{хв}^{-1}$), помірне ($I = 0,6\dots 1,0\text{ мм}\cdot\text{хв}^{-1}$), сильне ($I > 1,0\text{ мм}\cdot\text{хв}^{-1}$).

Інтенсивність обледеніння визначається відношенням:

$$I = 1,67 \cdot 10^{-2} \frac{wVE(r)\beta}{\rho_l},$$

де w – водність хмар, $\text{г}\cdot\text{м}^{-3}$; V – повітряна швидкість літака, $\text{км}\cdot\text{год}^{-1}$; ρ_l – густина льоду, $\text{кг}\cdot\text{см}^{-3}$; $E(r)$ – інтегральний коефіцієнт осідання (захвату) крапель; r – радіус крапель, β – коефіцієнт намерзання. Інтегральний коефіцієнт осідання – це відношення маси води, що фактично осіла на літак, до всієї її маси, що осіла б при відсутності скривлення траєкторій крапель води під час обтікання літака потоком повітря. Коефіцієнт намерзання – це відношення маси льоду, що наростає, до маси води, що осіла протягом того ж часу до тієї ж поверхні. При температурі повітря нижче $-5\text{ }^{\circ}\text{C}$ коефіцієнт намерзання змінюється незначно і дорівнює приблизно 1.

Для літаків з поршневіми двигунами небезпечно обледеніння навіть товщиною 3...4 мм, його інтенсивність розраховується як: $I = 10^{-2} wV$.

1.4.2 Процес обледеніння літака і форми відкладення льоду

По мірі наближення до обтікаючого профілю, траєкторії повітряних часток все більше скривлюються, на краплю починають діяти дві сили:

1. Сила інерції, яка намагається стримувати краплю на прямій лінії;
2. Сила опору повітряного потоку, який намагається повернути краплю на траєкторію повітряних часток, що обгинають профіль крила.

Профіль меншої товщини сприяє розділенню зустрічного набігаючого потоку на більш близькій від нього відстані, ніж товстий профіль крила. Це призводить до того, що на тонких профілях обтікаючий потік зазнає менших скривлень, що створює кращі умови для осідання крапель і сприяє більш інтенсивному обледенінню.

Чим більші краплі в хмарі та більша швидкість обтікання, тим більша сила інерції краплі і тим імовірніше, що їх більше осіде на тонкій частині площини за одиницю часу, а отже, тут обледеніння буде значно інтенсивніше, ніж на товстому профілі крила. З цієї причини швидше підлягають обледенінню кінці крил, а повільніше – частини площин біля основи.

Цим також пояснюється той факт, що лід швидше за все з'являється на таких загострених деталях як стойки, приймач повітряного тиску, антена тощо.

При розгляді обледеніння літальних апаратів, окрім механізму осідання крапель у польоті, необхідно також враховувати водність хмар і температурні умови намерзання льоду.

Зі збільшенням водності хмар інтенсивність обледеніння в них зростає. Найбільш сильне обледеніння відмічається при водності, яка перевищує $1 \text{ г} \cdot \text{м}^{-3}$. Проте, така закономірність спостерігається до тих пір, поки середня температура поверхні, яка підлягає обледенінню, нижча за $0 \text{ }^\circ\text{C}$ і коли вся вода, яка осіла, замерзає.

Так як не вся вода, яка осіла на лобові частини крила, встигає замерзнути (частина її здувається і виноситься повітряним потоком), при оцінці інтенсивності обледеніння вводиться так званий *коефіцієнт намерзання*, під яким розуміють відношення маси льоду, який наростає, до маси води, яка осідає за той же час на ту ж поверхню. Величину коефіцієнта намерзання точно визначити досить складно. При температурі повітря нижче $-5 \text{ }^\circ\text{C}$ він приблизно дорівнює 1.

Поряд із замерзанням повітряних крапель при зіткненні їх з частинами літальних апаратів може відбуватися сублімація водяної пари на поверхні літальних апаратів. Сублімація має місце тоді, коли пружність водяної пари близька до пружності насичення водяної пари над льодом. Це спостерігається при зіткненні водяної пари з більш холодними, ніж повітря, частинами літального апарату. Наприклад, при швидкому зниженні літака із більш холодних верхніх шарів атмосфери у більш теплі нижні шари або при вході в шар інверсії на поверхні літака утворюються льодяні кристали, які через деякий час (коли температура літака порівнюється з температурою оточуючого повітря) зникають.

Звичайно це тонкий наліт, який не створює загрози польоту кабіни літака; на деякий час він може вкрити скло кабіни літака і тим самим погіршити видимість.

Льодяні кристали і град як правило не осідають на поверхні літаків, так як здуваються потоком повітря. Таким чином, відкладення льоду на поверхні літальних апаратів відбувається внаслідок замерзання переохолоджених крапель. Утворені на ядрах конденсації краплі при температурі нижчій за $0 \text{ }^\circ\text{C}$ тривалий час можуть залишатися в переохолодженому стані.

Максимальна повторюваність замерзання крапель спостерігається при $t = -12$ °С. Чим менший радіус (r) краплі, тим менша температура її замерзання. Так краплю з $r = 1$ мм вдалося охолодити до $-9,6$ °С, з $r = 0,33$ мм до $t = -11$ °С, а краплю ще меншого розміру до -20 °С і нижче.

1.4.3 Вплив обледеніння на політ літака

Обледеніння значно ускладнює політ літака, примушує змінити напрям і висоту польоту, а іноді навіть припинити політ. За найбільш неприємних обставин обледеніння може призвести до тяжкої льотної події.

Відкладення льоду відбувається, головним чином, на передніх (лобових) частинах фюзеляжу, несучих площинах, хвостовому оперенні, а також на інших виступаючих деталях конструкції літака.

Обледеніння здійснює наступний вплив на політ літака:

- призводить до збільшення ваги літака і до зміни його аеродинамічних якостей;

- порушується робота силових установок;

- можуть вийти із підпорядкування органи управління та стійкості;

- ускладнюється робота засобів зв'язку та навігаційних приладів.

Збільшення ваги літака за рахунок відкладення льоду, якщо воно відбувається рівномірно, несуттєво впливає на горизонтальний політ, тільки зменшує швидкість і висоту польоту. Але при виконанні інших видів пілотажу і особливо при віражах, збільшення ваги літака може призвести до некерованості літаком.

При значному обледенінні змінюється центрівка літака і погіршується його стійкість, у зв'язку з чим можуть виникнути моменти „піке” та „кобра”, а іноді й крен.

Для реактивних літаків обледеніння буде небезпечним при товщині наростання льоду 7...10 см (у поршневих 3...4 см).

Значне відкладення льоду на передніх кромках несучих поверхонь літака порушують наступні його аеродинамічні якості:

- змінюються умови обтікання його повітряним потоком;

- зменшується підйомна сила;

- збільшується лобовий опір;

- різко погіршується керованість літаком.

Зміна характеру обтікання, внаслідок скривлення профілю площин і хвостового оперення призводить до виникнення додаткових сил, які створюють вібрацію частин літака, особливо консолей крила і хвостового оперення. Ці вібрації порушують стійкість літака, погіршують керованість, а при сильному обледенінні можливе руйнування окремих частин літака.

У літаків з поршневими і турбогвинтовими двигунами часто відбувається обледеніння гвинта, причому гвинт вкривається льодом нерівномірно. Слід сказати, що коефіцієнт уловлювання водяних крапель

біля гвинта значно більший, ніж біля крил, оперення та інших елементів конструкції літака.

При відкладенні льоду на гвинтах може виникнути тряска літака із-за вагової та аеродинамічної асиметрії лопатей. Завдяки кінетичному нагріву кінцеві частини лопатей як правило не піддаються обледенінню, в той час як втулка гвинта досить швидко підлягає обледенінню. Шматки льоду, які зриваються з гвинтів, можуть пошкодити обшивку літака, скло кабіни чи інші елементи конструкції.

На реактивних літаках, окрім площини, оперення і фюзеляжу, обледенінню підлягає турбореактивний двигун. Відкладення льоду звичайно відбувається на вхідних ребрах повітрязабірника, стойках переднього корпусу тощо. Найбільш інтенсивне обледеніння деталей реактивного двигуна відбувається при температурах повітря $-8\dots-12\text{ }^{\circ}\text{C}$ і нижче.

Відкладення льоду на передніх кромках рулів, замерзання вологи у стиках секцій підкрилків, закрилків тощо можуть призвести до їх заклинення в польоті і до відказу, що надзвичайно небезпечно.

Може обледеніти також пристрій для випуску шасі. Відкладення льоду на антені ускладнює зв'язок. Сильне обледеніння антен може призвести до замикання їх на корпус літака або до обриву, внаслідок чого припиняється радіозв'язок і настає відказ в роботі радіонавігаційного обладнання. Іноді виходить з ладу радіокомпас, якщо в кожух його рамки попадає волога і замерзає там.

При обледенінні приймачів повітря можуть вийти із ладу також пілотажні прилади (показчики швидкості, висоти і кута атаки, числа M , швидкості набору висоти). Це призводить до виведення літака на небезпечний режим.

Особливості обледеніння літаків при польоті з великими швидкостями. Як відомо, чим більше швидкість польоту, тим більше водяних крапель ударяється об літак за одиницю часу і тим інтенсивніше обледеніння. Отже, реактивні і турбореактивні літаки, які летять з великими швидкостями повинні підлягати обледенінню більш інтенсивно. Поряд з цим відомо, що поверхня літака, який рухається в повітрі з великою швидкістю нагрівається. В результаті цього поверхня літака при певній швидкості польоту може мати плюсову температуру на висотах, де температура нижча за $0\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Нагрів різних частин неоднаковий. Найбільший нагрів має місце біля передньої кромки крила в, так званій, критичній точці крила, де швидкість потоку дорівнює нулю. Повітря біля передньої кромки крила рухається по нормалі до неї, а тому воно повністю гальмується і його кінетична енергія перетворюється в теплову.

Температура в критичній точці, яка перевищує температуру повітря за рахунок нагріву, називається температурою гальмування:

$$T_{\text{гальмув.}} = T + \Delta T,$$

де T – температура повітря у незбуреній частині потоку;

ΔT – підвищення температури за рахунок адіабатичного стиснення або кінетичного нагріву.

Іноді кінетичний нагрів називають динамічним, підкреслюючи цим, що одночасно з підвищенням температури і густини повітря значно збільшується P .

Кінетичний нагрів передньої кромки крила лобових виступів літака в залежності від швидкості польоту поза хмарами визначається формулою:

$$\Delta T_{\text{кін}} = 0,2M^2T, \text{ де } T - \text{температура в градусах Кельвіна};$$

$$\Delta T_{\text{кін}} = \frac{V^2}{2000} = 5\left(\frac{V}{100}\right)^2, \text{ де } V - \text{швидкість польоту в м}\cdot\text{с}^{-1};$$

$$\Delta T_{\text{кін}} = \frac{AV^2}{2gc_p}, \text{ де } A - \text{тепловий еквівалент механічної роботи};$$

c_p – теплоємність при постійному тиску; g – прискорення сили тяги;

$$\Delta T_{\text{кін}} = 3,87 \times 10^{-5} V^2 \gamma_a' - \text{за будь-яких умов; для сухого повітря - } \gamma_a, \text{ а для вологого - } \gamma_{\text{ва}}.$$

В хмарах значення кінетичного нагріву майже в два рази менше. При польоті в хмарах або в зоні дощу нагрів літака менший, ніж при польоті поза хмарами за рахунок втрати тепла внаслідок теплообміну та випаровування крапель.

Нагрів бокових частин літака звичайно менший, ніж передньої кромки крила приблизно на 20%, тому:

$$\Delta T_{\text{бок. пов.}} = 0,8\Delta T,$$

де ΔT – кінетичний нагрів біля носика крила.

1.4.4 Метеорологічні та синоптичні умови обледеніння

Синоптичні умови, які сприяють обледенінню, в першу чергу пов'язані з розвитком фронтальної хмарності. У фронтальних хмарах імовірність помірного і сильного обледеніння в декілька разів вища порівняно з обледенінням у внутрішньомасових хмарах (51% в зоні фронту і 18% в однорідній повітряній масі, відповідно). Імовірність сильного обледеніння в зонах холодних фронтів становить 18% і відмічається у вузькій смузі шириною 150...200 км вздовж лінії фронту біля поверхні землі. В зоні активних теплих фронтів сильне обледеніння спостерігається в 300...500 км від лінії фронту, його імовірність – 19%.

Повторюваність обледеніння в осінньо-зимовий період більша, і на різних висотах вона різна. Так, взимку при польотах на висотах до 3000 м обледеніння спостерігається в більш ніж 50% випадків, а на висотах понад 6000 м зменшується до 20%. Влітку до висот 3000 м обледеніння не виникає, а при польотах на висотах понад 6000 м становить 60% і більше.

При прогнозі обледеніння також необхідно враховувати стан і еволюцію хмар, стан повітряної маси.

Імовірність обледеніння в хмарах, в першу чергу, пов'язана з температурою оточуючого повітря T - одним з основних факторів, що визначає водність хмар. Додаткову інформацію про можливість обледеніння несуть дані про дефіцит точки роси ($T - T_d$) і характер адвекції в хмарах. Так, якщо при дефіциті точки роси більше $3\text{ }^{\circ}\text{C}$ на рівні польоту в хмарах спостерігається адвекція холоду, то імовірність відсутності обледеніння становить лише 60%, а в 40% випадків імовірно невелике обледеніння літаків. У випадках адвекції тепла або нейтральної адвекції при дефіциті точки роси $3\text{ }^{\circ}\text{C}$ імовірність відсутності обледеніння становить 100%. При дефіцитах точки роси менше $3\text{ }^{\circ}\text{C}$ в зонах адвекції холоду у фронтальних хмарах, у купчастих хмарах, які розвиваються, з імовірністю 100% слід очікувати слабке і помірне обледеніння. В зонах адвекції тепла імовірність такого обледеніння становить лише 33%.

Імовірність інтенсивного обледеніння істотно залежить від вмісту рідкої води в хмарах. Найбільш водяні, добре розвинуті купчасті хмари ($Cu\ congesta$, Cb), які формуються внаслідок значних (декілька метрів за секунду) вертикальних конвективних рухів повітря, середня водність таких хмар $0,3...0,6\text{ г}\cdot\text{м}^{-3}$. Сильне і дуже сильне обледеніння спостерігається в верхній частині цих хмар, а в нижній частині хмари - слабке і помірне.

Водність шаруватих хмар St , Sc , Ns становить $0,2...0,3\text{ г}\cdot\text{м}^{-3}$. Інтенсивність обледеніння в цих хмарах - помірна. Імовірність обледеніння в $St-Sc$ зростає зі збільшенням їх товщини до кількох сотень метрів. Обледеніння в Ns , з якими пов'язані опади, малоімовірне.

Хмари середнього ярусу Ac , As водяні до температур $-10...-12\text{ }^{\circ}\text{C}$, тому ймовірність помірного обледеніння літаків становить $60...70\%$.

Пір'ясті хмари складаються з льодяних кристалів, тому слабке обледеніння спостерігається лише в 5% випадків.

Розглянемо умови обледеніння в основних формах внутрішньомасових хмар.

1. Cb створюють найбільш інтенсивне обледеніння. Внаслідок значної турбулентності в нижніх шарах атмосфери Cb безперервно збагачуються вологою, яка поступає знизу, що забезпечує їх достатню водність і утворення великих крапель води. Обледеніння звичайно відмічається у всьому шарі від'ємних температур. Але найбільша інтенсивність приходить на верхню половину Cb , де найбільші краплі і найбільша водність.

2. Для St і Sc (антициклонічного походження), із яких не випадають опади, характерна слабка інтенсивність обледеніння в їх нижній частині або повна її відсутність. З висотою інтенсивність обледеніння збільшується.

3. Якщо із St випадають опади у вигляді переохолоджених крапель, дрібних сніжинок, льодяних голок, снігових зерен, то спостерігається помірне і сильне обледеніння. Якщо із St випадають значні опади, то обледеніння слабке або зовсім відсутнє.

4. Значну роль в інтенсивності обледеніння відіграють вертикальні рухи і турбулентний обмін. Так, при незначних вертикальних рухах, коли St супроводжуються туманом біля поверхні землі або сильним серпанком при слабкому вітрі, але без опадів, обледеніння у хмарах буває слабким.

При хорошій видимості біля поверхні землі, що звичайно пов'язано з більш сильним вітром і, як наслідок, з більш інтенсивною турбулентністю в St і Sc відмічається помірне і сильне обледеніння.

У денні часи внаслідок посиленої турбулентності та переносу вологи вверх, обледеніння більш інтенсивне, ніж у ранкові години.

5. St і Sc звичайно розміщуються на невеликій висоті від поверхні землі та займають досить великі території. Верхня межа знаходиться в середньому приблизно на 1500 м. Тому синоптик повинен рекомендувати керівнику польотів і пілоту летіти вище хмар. Найбільш сприятливі польоти на висоті 600...1200 м, де найбільша інтенсивність обледеніння.

6. При різкому убуванні вологості з висотою в St (при типовій антициклонічній інверсії). Бувають St, пов'язані з інверсією, але з ростом вологості з висотою, внаслідок турбулентного переносу вологи зверху вниз. У цьому випадку інтенсивне обледеніння у всій товщі.

Обледеніння в більшості випадків пов'язане з різними типами фронтів. Це відбувається тому, що при зустрічі з фронтальними зонами літак попадає в суцільну потужну хмарність великої горизонтальної протяжності, що і підвищує імовірність обледеніння.

1.4.5 Рекомендації щодо прогнозування обледеніння літака

Прогноз обледеніння літаків

При прогнозі необхідно враховувати:

1. Розподіл температури і вологості біля поверхні землі і на висотах.
2. Аналіз ходу кривих зміни температури і точки роси з висотою (аналіз аерологічної діаграми).
3. Розподіл хмар різних форм, їх горизонтальну і вертикальну протяжність, а також умови їх утворення і мікроструктуру.

I. Перш за все слід розглядати розподіл температури і вологості в районі польотів. Визначаються межі шару хмар і положення ізотерм 0, -10

і $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$ всередині цього шару. Обледеніння найбільш можливе в шарі $0\dots-10\text{ }^{\circ}\text{C}$, де переважають переохолоджені краплі води.

Обледеніння можливе в шарі $-10\dots-20\text{ }^{\circ}\text{C}$, менш імовірно вище ізотерми $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$, де звичайно переважають льодяні хмари. Проте окремі випадки обледеніння спостерігаються навіть при температурі нижче $-40\text{ }^{\circ}\text{C}$, коли в хмарах Ci-Cs (особливо пов'язаних з Cb) є сильно переохолоджені краплі води.

II. При аналізі аерологічної діаграми звертається увага на наступне:

- якщо значення $(T - T_d)$ швидко збільшується з висотою, то суттєве обледеніння малоімовірно;

- якщо є затримуючий шар інверсії, ізотермії або малих значень γ або якщо різниця $(T - T_d)$ зменшується з висотою приймає найменше значення біля нижньої межі шару, то зона можливого обледеніння знаходиться під затримуючим шаром (при від'ємній температурі);

- якщо всередині затримуючого шару повітря $(T - T_d)$ продовжує зменшуватися з висотою, то обледеніння можливе як під затримуючим шаром, так і всередині його;

- якщо на деякій висоті посилюється падіння температури з висотою (збільшується γ) при одночасному зменшенні $(T - T_d)$, то є велика імовірність обледеніння в цьому шарі;

- обледеніння до висоти 2 км імовірно, якщо температура на цих висотах $T \leq -8(T - T_d) = T_{\text{н.л.}}$, де $T_{\text{н.л.}}$ – температура насичення по відношенню до льоду, так як наростання льоду при обледенінні відбувається звичайно після досягнення насичення відносно поверхні льоду.

III. При аналізі хмарності необхідно особливу увагу звертати на мікроструктурні характеристики, до яких відносяться:

1. Фазовий стан хмарності (краплі, кристали, суміш їх);

2. Розміри крапель;

3. Кількісний вміст крапель в одиниці об'єму хмари (водність в $\text{г}\cdot\text{м}^{-3}$);

При певному фазовому стані Cb необхідно визначити положення ізотерм -10 , $-22,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ поза хмарою і в хмарі.

Положення ізотерм поза хмарою визначається по перетину ізотерм -10 , $-22,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ з кривою стратифікації, а в хмарі – з кривою стану. Ізотерма $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ є межею між крапельно-рідкою і змішаною частинами хмари. Ізотерма $-22,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ є межею між змішаною і кристалічною частинами хмари.

В теперішній час досить добре відомо, що обледеніння буває в хмарах, які складаються із одних крапель або у змішаних хмарах (краплі і кристали). У повністю кристалічних хмарах обледеніння відсутнє. У хмарах, які складаються із переохолоджених крапель, імовірність обледеніння дуже велика.

При польоті з великими швидкостями внаслідок гальмування і стиснення повітряної течії попереду профілю обтікання здійснюється

перетворення кінетичної енергії в теплову, відбувається, так званий, *кінетичний нагрів* поверхні літака. За рахунок кінетичного нагріву температура поверхні літака перевищує температуру навколишнього повітря. Кінетичне нагрівання поверхні літака ΔT_k поза хмарами можна визначити за формулою:

$$\Delta T_k = \frac{V^2}{2000},$$

де V - повітряна швидкість літака, м·с⁻¹.

В хмарах кінетичний нагрів ΔT_k^{xm} на 40...50% менший. Дані про кінетичний нагрів при різних значеннях швидкості польоту наведені в табл. 1.2

Температура поверхні літака T_d визначається за формулою:

$T_d = T + \Delta T_k^{xm}$. При польоті зі швидкістю V обледеніння можливе, якщо $T_d < 0$.

Таблиця 1.2 - Значення кінетичного нагріву поверхні літаків при різній швидкості польоту

$V, \text{ км}\cdot\text{год}^{-1}$	200	300	400	500	600	700	800	900	1000	1100
$\Delta T_k, \text{ }^\circ\text{C}$	2	4	6	10	14	19	25	31	38	47
$\Delta T_k^{xm}, \text{ }^\circ\text{C}$	-	2	4	6	8	11	15	19	23	28

Для визначення умов обледеніння в хмарах на ешелоні польоту за допомогою рис. 1.13 знаходять температуру поверхні літака за температурою повітря на цій же висоті і швидкості польоту. Нагрів бокових частин фюзеляжу та частин крила менший, ніж нагрів передньої кромки крила. Таким чином, розрахувати кінетичний нагрів бокових частин фюзеляжу можна шляхом введення коефіцієнта поновлення K , який дорівнює 0,9; 0,8 та 0,7.

Наявність даних радіозондування дозволяє в оперативній практиці використовувати для прогнозу обледеніння *співвідношення Годске* $T_{н.л.} = -8 (T - T_d)$, яке зв'язує дефіцит точки роси з температурою насичення над льодом.

На аерологічну діаграму наноситься крива значень $T_{н.л.}$, визначених до десятих градуса, і виділяють шари, в яких $T \leq T_{н.л.}$. Інтенсивність обледеніння оцінюється за допомогою таких параметрів:

- при $T - T_d = 0 \text{ }^\circ\text{C}$ обледеніння в хмарах As, Ns (у вигляді паморозі) буде слабким і помірним; в St, Sc, Cu (у вигляді льоду) - помірно і сильне;
- при $T - T_d > 0 \text{ }^\circ\text{C}$ в чисто водяних хмарах обледеніння малоімовірне, в мішаних хмарах - переважно слабе, у вигляді паморозі.

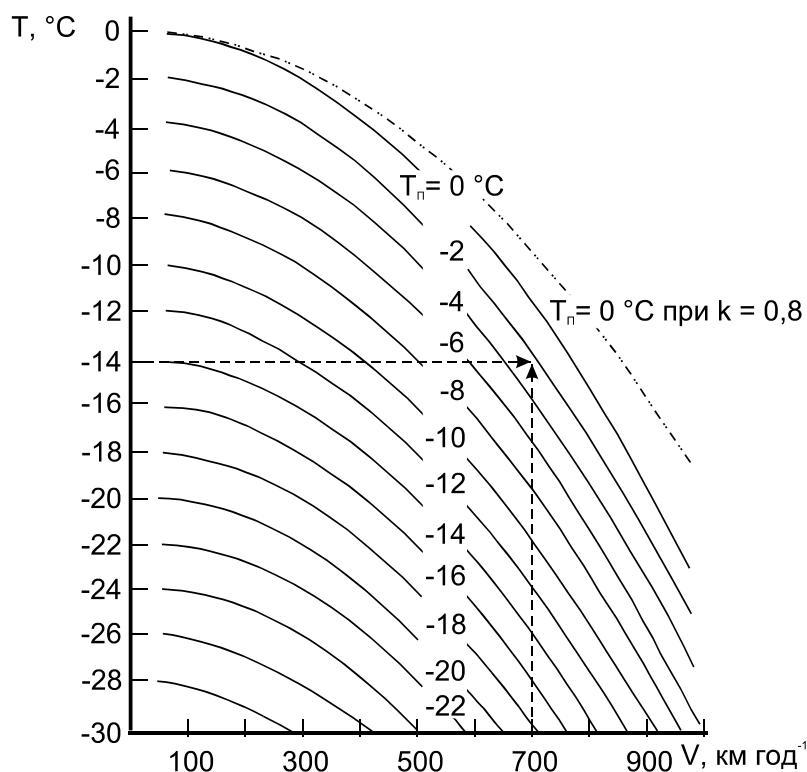


Рис. 1.13 - Графік для визначення температури поверхні літака при польоті в хмарах зі швидкістю V в залежності від температури оточуючого повітря при середньому коефіцієнті поновлення $k = 0,8$.

Для уточнення можливості обледеніння К.Г.Абрамович, Г.В. Васильєва, В.М. Прохорова запропонували дискримінантну функцію:

$$L^* = -0,017H_{нмх} - 0,488T_{нмх} + 0,875,$$

де $H_{нмх}$ - висота нижньої межі хмар, дам; $T_{нмх}$ - температура на нижній межі хмар, °C. При $L^* \geq 0$ указується помірне і сильне обледеніння; при $L^* < 0$ обледеніння ПС не виникає або можливе слабке обледеніння.

Якщо дані радіозондування відсутні, то діагноз і прогноз обледеніння може бути проведений на основі аналізу карт АТ-850, АТ-700 і АТ-500 гПа. Можливість розвитку шаруватої хмарності (потенційних зон обледеніння) при виконанні умови $-25 \leq T \leq 0$ °C розраховується за формулами:

$$L_{850} = 0,24T + 1,70(T - T_d) - 2,05q - 1,75;$$

$$L_{700} = 0,09T + 0,65(T - T_d) - 1,31q - 1,01;$$

$$L_{500} = 0,10T + 0,68(T - T_d) - 2,30q - 0,26,$$

де T - температура повітря, °C; T_d - точка роси, °C; q - масова частка водяної пари на відповідному рівні, %.

В зоні зниження і набору висоти необхідно визначити нижній рівень обмерзання в шарі хмар, тобто рівень, вище якого температура поверхні літака може бути від'ємною. Для цього слід до висоти нульової ізотерми додати величину δT , яку знімають з рис. 1.14.

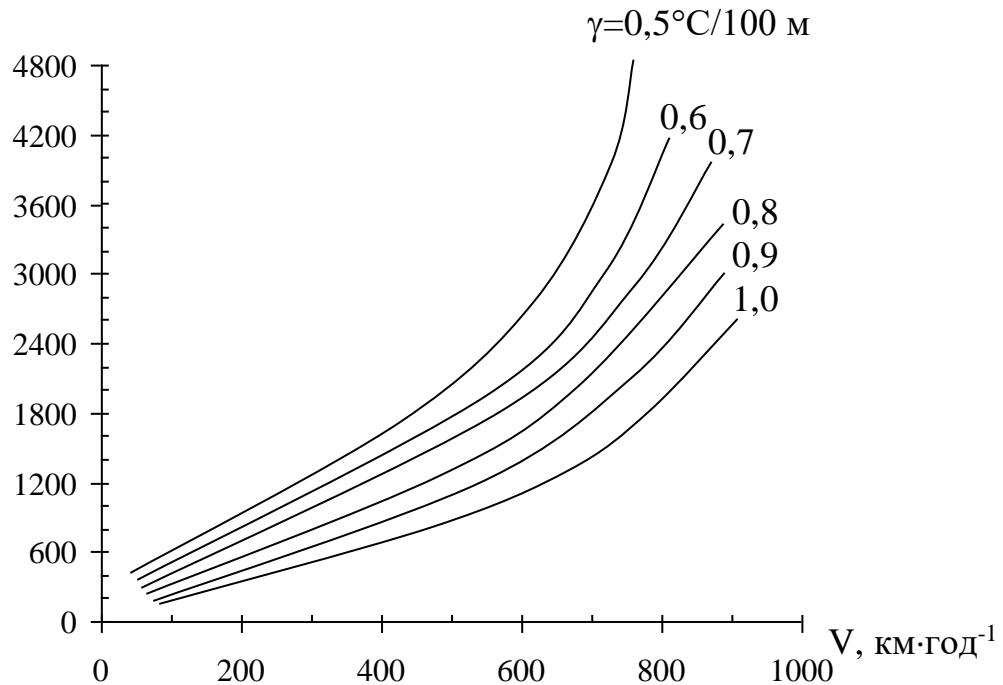


Рис. 1.14 - Різниця висот між нульовою ізотермою і рівнем початку обледеніння в залежності від швидкості польоту V і вертикального градієнта температури γ .

Інтенсивність обледеніння літаків за наявності аерологічних даних можна знайти за допомогою номограми (рис. 1.15), яка виражає залежність умов обледеніння від висоти нижньої межі хмар $H_{\text{нмх}}$ і температури $T_{\text{нмх}}$.

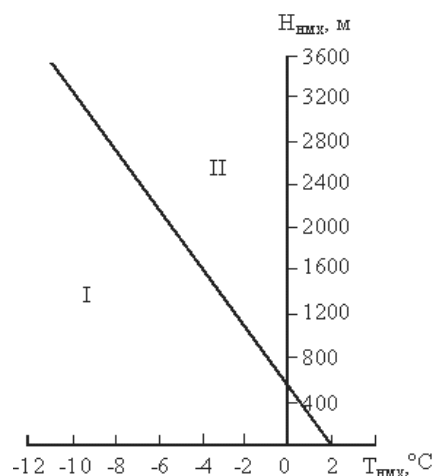


Рис. 1.15 - Графік для прогнозу умов помірного та сильного обледеніння (I) і відсутності обледеніння (II) в хмарах.

Для визначення інтенсивності обледеніння I ($\text{мм}\cdot\text{хв}^{-1}$) при польоті через шарувату хмарність слід використовувати номограму (рис. 1.16) параметри якої: температура нижньої межі хмар $T_{\text{нмх}}$ ($^{\circ}\text{C}$), вертикальний градієнт температури в хмарах γ ($^{\circ}\text{C}/100$ м), товщина хмарного шару ΔH (сотні метрів) і швидкість польоту літака V ($\text{м}\cdot\text{с}^{-1}$).

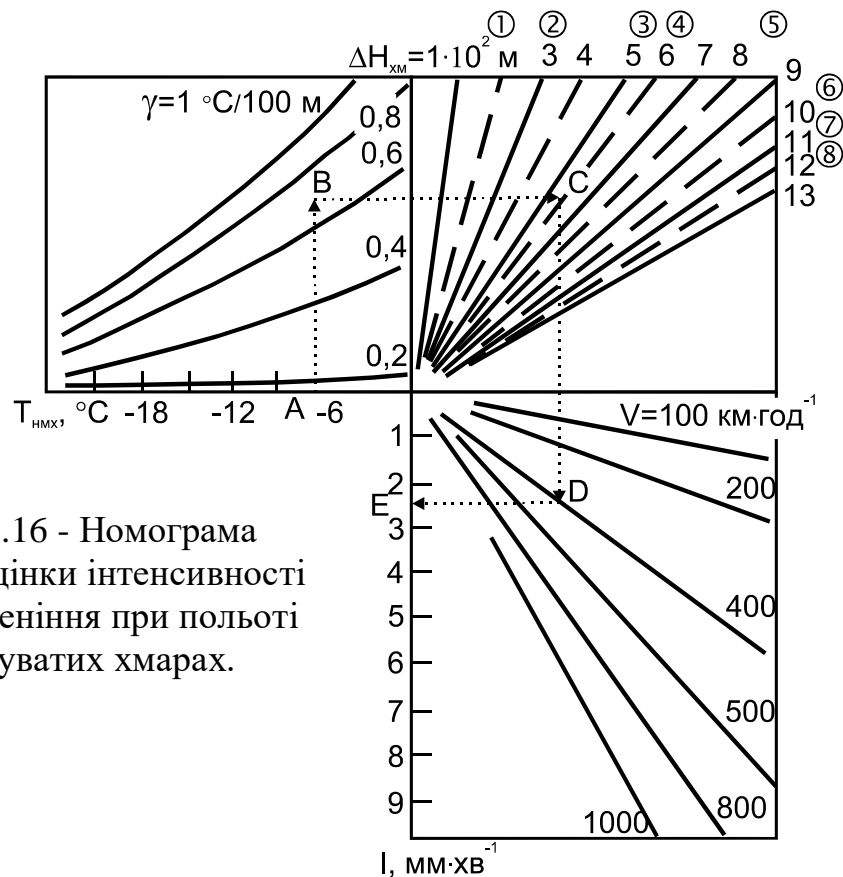


Рис. 1.16 - Номограма для оцінки інтенсивності обледеніння при польоті в шаруватих хмарах.

Контрольні запитання

1. Що таке обледеніння?
2. Назвати причини, що призводять до обледеніння літаків.
3. Які форми відкладення льоду можуть спостерігатися в польоті?
4. Які методи боротьби з обледенінням використовуються?
5. Як оцінюється можливість обледеніння за даними температурно-вітрового зондування атмосфери?
6. Як враховується кінетичний нагрів при оцінці умов обледеніння?

1.5 Вплив хмарності та обмеженої видимості на польоти

1.5.1 Загальні поняття про видимість та обмежену видимість, як фактор, який визначає складність метеорологічних умов польотів

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 та яскравості фону і 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 контурами (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 розпізнати (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
Види- мість, 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.1.3, в якій видимість пов'язана з візуальною оцінкою інтенсивності конкретного метеорологічного явища.

Таблиця 1.3 – 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

Видимість впливає на роботу всіх видів транспорту, особливо авіації.

При виконанні будь-яких польотів основна задача – їх безпека, тобто виконання польотів без авіаційних катастроф і передумов до них.

Основними факторами, які визначають ступінь складності метеорологічних умов, є низька хмарність та обмежена видимість. Складними метеорологічними умовами вважаються такі, при яких висота нижньої межі хмар знижується до 200 м та менше, а видимість – до 2000 м та менше.

Пілотів цікавить не тільки і не стільки метеорологічна, а перш за все польотна видимість.

Видимість в польоті – це гранична відстань, на якій з борту літака видно реальний об'єкт на фоні, що оточує його. Розрізняють ряд характеристик видимості: вертикальна, горизонтальна, похила і посадкова видимість.

Всі метеорологічні процеси та явища, які сприяють збільшенню яскравості (контрасту яскравості) шару атмосфери, зменшують видимість. До цих явищ відносяться тумани, опади, хуртовини, пилові бурі тощо.

Умови польоту в різних явищах, які погіршують видимість, будуть розглянуті нижче.

1.5.2 Мінімуми погоди

За умовами погоди польоти поділяються на польоти в складних та простих метеорологічних умовах.

Польотами в простих метеорологічних умовах зводяться такі польоти, які виконуються, як правило, в умовах хорошої видимості землі та природного горизонту.

Польотами в складних метеорологічних умовах зводяться польоти, які виконуються, як правило, по приладах в умовах відсутності видимості землі та природного горизонту.

Складні метеорологічні умови, в основному, визначаються станом хмар та видимості. Польоти в хмарах і поза хмарами вдень та вночі, тобто незалежно від часу доби, для всіх типів літаків є польотами в складних метеорологічних умовах.

Для безпеки посадки літака в складних метеорологічних умовах необхідна певна мінімальна висота нижньої межі хмар і погіршена (посадкова) видимість.

Мінімальна висота нижньої межі хмар (НМХ) – висота, з якої пілот чітко бачить наземні орієнтири, і, в тому числі, й вогні світлообладнання ЗПС, та може візуально вести літак на лінію посадки і здійснити посадку.

Мінімальна посадкова видимість – відстань по уклону від глісади зниження, на якій пілот літака, що приземляється, при переході від пілотування по приладах до візуального пілотування може виявити та розпізнати початок ЗПС.

Мінімум погоди – мінімально припустимі значення висоти НМХ і видимості, які забезпечують безпеку польоту ПС.

Для безпеки і регулярності польотів на аеродромах встановлюються мінімуми для зльоту та посадки. При визначенні мінімумів ураховуються такі фактори:

- тип літака (мінімум для зльоту та посадки);
- бортове та наземне обладнання для зльоту та посадки;
- розмір та характеристики ЗПС;
- час доби;
- наявність перешкод в секторі зльоту та посадки;
- рельєф місцевості біля аеродрому.

Аеродроми, які обладнані більш сучасними посадковими системами і не мають поблизу природних та штучних перешкод, мають більш низькі мінімуми. З таких аеродромів зліт та посадка здійснюються при більш складних метеорологічних умовах.

Мінімум аеродрому для зльоту - мінімально припустимі значення дальності видимості на ЗПС і при необхідності висоти НМХ (вертикальної видимості).

Мінімум аеродрому для посадки - мінімально припустимі значення дальності видимості на ЗПС і висоти НМХ (вертикальної видимості), яка дорівнює висоті прийняття рішення.

Висота прийняття рішення (ВПР), коло – встановлений маршрут польоту над аеродромом, який здійснюється на висоті не менш ніж за 300 м над рівнем аеродрому. Для деяких аеродромів встановлюється висота кола ≥ 600 м.

Висота хмар та висота прийняття рішення близькі одна до одної. Якщо, наприклад, рівень прийняття рішення 30 м, то літак, пілот якого візуально не бачить землі, може опускатися до 30 м.

Мінімум командира для посадки - мінімально припустимі значення висоти прийняття рішення та дальності видимості на ЗПС.

Мінімум командира ПС для польотів за правилами візуальних польотів (ПВП) - мінімально припустимі значення висоти НМХ та видимості, при яких дозволяються візуальні польоти.

Дальність видимості на ЗПС – найбільша відстань у напрямку зльоту та посадки, з якого ЗПС, спеціальні вогні або маркери, які обмежують ЗПС, можуть бути видимими над осьюовою лінією ЗПС, яка відповідає середньому рівню ока пілота над ЗПС (ця висота приймається рівною 5 м).

У залежності від обладнання аеродромів комплексом засобів для автоматичного заходу на посадку в найбільш складних метеорологічних умовах встановлюються три категорії *метеомінімумів*:

- метеомінімуми I категорії – висота прийняття рішення 60 м, дальність видимості на ЗПС 800 м.

- метеомінімуми II категорії – висота прийняття рішення від 30 до 60 м, дальність видимості на ЗПС менш ніж 800, але не менш ніж 400 м;

- метеомінімуми III категорії – висота прийняття рішення менш ніж 30 м, дальність видимості на ЗПС менш ніж 400 м.

Імовірність попадання в метеорологічні умови, які віднесені до I категорії мінімуму складає 8...10%, II – 3...4% та III – 0,5%.

Мінімуми погоди, які прийняті ІКАО:

- мінімум I категорії: $H_{ВПР} = 60$ м, видимість посадкових вогнів $V = 800$ м;

- мінімум II категорії: $H_{ВПР} = 30$ м, $V = 400$ м;

- мінімум III категорії: без обмеження (автоматична посадка):

- III-A $H_{ВПР} = 0$ м, $V = 200$ м;

- III-B $H_{ВПР} = 0$ м, $V = 0$ м

Виконання польотів в Арктиці та Антарктиці потребує введення відповідних мінімумів погоди.

У теперішній час для польотів ПС в Арктиці (в арктичних експедиціях та при проведенні льодової розвідки) встановлені наступні мінімуми:

- у відкритому морі – $H_{НМХ}$ не менше ніж 150 м, видимість не менш ніж 2000 м;

- поблизу берегової лінії материка, островів, архіпелагів - $H_{НМХ} \leq 200$ м, видимість не менш ніж 5000 м;

- у вузьких протоках з високими берегами - $H_{НМХ} \leq 250$ м, видимість не менш ніж 5000 м, відсутність стокового вітру (потік повітря під дією сили ваги по достатньо похилому схилу).

Для польотів ПС в Антарктиці встановлені наступні мінімуми:

- при польотах на дальні маршрути між береговими науковими станціями - $H_{НМХ}$ над рельєфом не менш ніж 600 м, видимість не менш ніж 5 км;

- при польотах у глибину материка - $H_{НМХ}$ над рельєфом ≤ 700 м, видимість не менш ніж 10 км;

- при польотах до санно-тракторних потягів та до інших об'єктів із скиданням вантажу з повітря – хмарність не більше 5 балів, $H_{НМХ} \leq 600$ м, видимість не менш ніж 6 км, відсутність хуртовини та стокового вітру.

Аеропорт «Бориспіль» був обладнаний для автоматизованої посадки літаків за метеомінімумом I категорії ІСАО ще в 70 рр. Тоді ж на базі новітньої електронної обчислювальної техніки почали розробляти автоматизовані системи управління повітряним рухом. Вперше в Радянському Союзі в березні 1979 р. Бориспільському аеропорту було вручено сертифікат на право здійснювати прийом літаків II категорії ІСАО. Колектив Бориспільського аеропорту іноді називають «випробувальним полігоном цивільної авіації».

Український міжнародний аеропорт «Бориспіль» першим у СНД дістав можливість з 26 травня 2001 р. приймати ПС за III категорією ІСАО, в якому установкою світлосигнального обладнання і ряду інших систем займалася німецька компанія Honeywell Airport Systems GmbH. Незабаром свій «всепогодний» аеропорт отримала і Росія - в серпні 2002 р. Міждержавний авіаційний комітет видав відповідний сертифікат Міжнародному аеропорту Шереметьєво (Москва).

У 2005 р. міжнародний аеропорт Домодедово (Москва) завершує проект реконструкції аеродромного комплексу за стандартами категорії IIIa ІСАО. У найближчій перспективі третю категорію може отримати «Пулково» (Санкт-Петербург), а також активно в цьому напрямі працює Ташкент.

1.5.3 Метеорологічні умови польотів у хмарах різних форм

Умови польоту визначаються просторовою структурою хмарності (висотою верхньої та нижньої межі, вертикальною потужністю,

горизонтальною протяжністю, розшаруванням, товщиною хмарних шарів і безхмарних прошарків), її мікрофізичними характеристиками, температурним режимом, водністю і турбулентним станом. Хмарність суттєво відбивається на управлінні літаком, ускладнює пілотування, візуальне спостереження і орієнтацію, впливає на профіль польоту і вибір маршруту, ускладнює виконання маневрів по висоті.

Основні ускладнення для пілотів при посадці і зльоті пов'язані з хмарністю і умовами видимості, яка залежить від висоти хмар, вологості і швидкості вітру. Погіршення видимості біля земної поверхні частіше за все відбувається при наявності низьких хмар. Під низькими хмарами розуміють хмари, висота нижньої межі яких менше 600 м. У 80% випадків при висоті хмар близько 100 м горизонтальна видимість біля землі вдень становить менше 4 км.

Охолодження вологого повітря є однією з основних причин виникнення низької хмарності. Його можуть спричиняти: адиабатичне поширення повітря при підйомі і радіаційне охолодження. Низька хмарність може спостерігатися на атмосферних фронтах усіх типів, а також усередині однорідних повітряних мас в антициклонах, що сформувалися в морському повітрі помірних широт, або в теплих секторах циклонів і баричних сідловинах.

Висота нижньої межі низької хмарності досить мінлива за часом і в просторі. Ця характеристика надзвичайно важлива для оцінки метеорологічних умов польоту, посадки літаків і польоту на малих висотах. Найбільша мінливість висоти нижньої межі характерна для шаруватих розірваних хмар (St fr). Найбільш стійкими по висоті є шарувато-купчасті хмари (Sc). Просторова мінливість висоти нижньої межі фронтальних хмар більш значна, ніж внутрішньомасових, і залежить від типу атмосферного фронту і сезону року.

Шаруваті хмари (St), частіше за все, виникають в підінверсійному шарі, коли повітря в ньому досягає стану насичення. Нижня межа хмар, як правило, знаходиться на висоті 100...300 м, але може опускатися до 50 м, в окремих випадках і до земної поверхні. Коливання висоти нижньої межі значно ускладнює політ на малих висотах. Горизонтальна протяжність хмар може досягати сотень і навіть тисяч кілометрів. Вертикальна протяжність шаруватих хмар зазвичай не перевищує 600 м.

Шарувато-купчасті хмари (Sc) можуть бути щільними і з просвітами. Висота нижньої межі щільних хмар частіше за все 300...600 м, товщина - 600...1000 м і більше. Висота нижньої межі хмар з просвітами складає 500...1000 м, товщина - 100...300 м. В зонах атмосферних фронтів існують і розшаровані хмари.

Шарувато-дошові хмари (Ns) типові для фронтальних розділів. Висота їх нижньої межі і вертикальна потужність залежать від відстані до приземної лінії фронту, поблизу якої мінімальна висота хмар (разом з

розірваними) складає 100...200 м, а іноді і менше. Товщина хмар змінюється від декількох сотень метрів до декількох кілометрів. В усі сезони року при польоті в шарувато-дощових хмарах на літаках можливе виникнення значних зарядів статичної електрики.

У верхніх шарах тропосфери і в нижній стратосфері в помірних широтах метеорологічні умови польоту з точки зору розподілу хмарності більш сприятливі, ніж в нижніх шарах тропосфери, оскільки на висотах 10...11 км хмари зустрічаються лише в 25 % випадків.

Якщо політ літака відбувається в хмарах вертикального розвитку (Cb, Cu), в яких спостерігаються інтенсивні низхідні і висхідні потоки повітря та інші небезпечні для авіації явища погоди, необхідно суттєво змінити профіль польоту.

Висота нижньої межі купчастих хмар (Cu hum) складає 600...1000 м, а їх вертикальна протяжність - декілька сотень метрів. Політ в хмарах ускладнюється погіршенням видимості (до 35...45 м) і турбулентністю, що викликає бовтанку літака, порушує комфортність польоту.

Висота нижньої межі потужних купчастих хмар (Cu cong) знаходиться в межах 600...1200 м, а вертикальна потужність досягає 3...4 км і більше; горизонтальна протяжність складає декілька кілометрів. При від'ємній температурі в хмарах виникає обледеніння. Великі ускладнення для польотів створює інтенсивна турбулентність і погана видимість в хмарах.

Купчасто-дощові хмари (Cb) характеризуються найбільш небезпечними умовами для польотів. Висота верхньої і нижньої межі купчасто-дощових хмар над Східною Європою має чітко виявлений річний хід, причому максимум висоти нижньої межі відмічається влітку (1,3 км), мінімум - взимку (0,8 км). Вершини найбільш розвинутих хмар можуть досягати тропопаузи, а в окремих випадках навіть проникати в стратосферу. Горизонтальна протяжність купчасто-дощових хмар може коливатися від декількох кілометрів до десятків кілометрів. В цих хмарах спостерігаються зони значної неоднорідності електричних зарядів, сильна турбулентність, обледеніння і грози. Польоти в купчасто-дощових хмарах забороняються. Візуально обходити хмари необхідно на відстані не менше 10 км, по радіолокаційним спостереженням – на відстані 15 км.

1.5.4 Видимість під низькими шаруватими хмарами, в серпанку і туманах

Прогноз видимості тісно пов'язаний з прогнозом синоптичного положення. До зміни видимості призводять 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 вища відносна вологість і більш стійка стратифікація атмосфери, тим менша видимість. Встановлено, що при плюсовій 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. 1.4).

Таблиця 1.4 – 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 ввєрх водяної пари і продуктів конденсації, який 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. 1.4 і механізм переносу вологи, слід відмітити, що погіршена видимість найбільш часто спостерігається за умов слабого 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:

$$S_M = 2,3 \cdot 10^4 r/q, \quad (1.17)$$

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

За однакової водності видимість буде менше при наявності крапель меншого розміру (рис. 1.17).

Якщо в (1.17) підставити середнє значення радіусу крапель в тумані, що дорівнює $5 \cdot 10^{-4}$ см, то цей вираз прийме більш простий вигляд:

$$S_M = 11,5/q. \quad (1.18)$$

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:

$$S_M = 60q^{-0,5}, \quad (1.19)$$

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_{\min} . 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. 1.18) розраховується видимість в тумані.

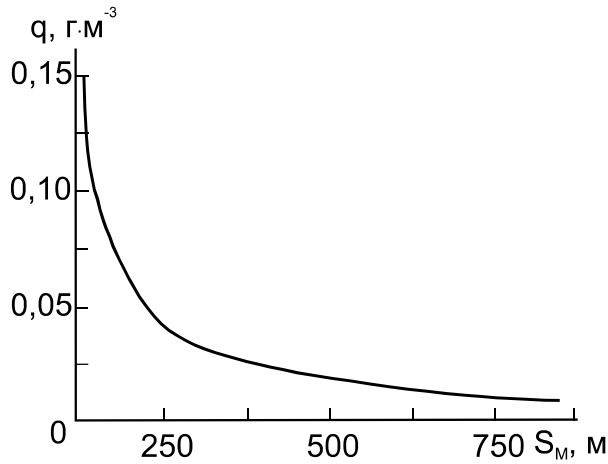


Рис. 1.17 – Залежність видимості в тумані від його водності для центральних районів Східної Європи і України.

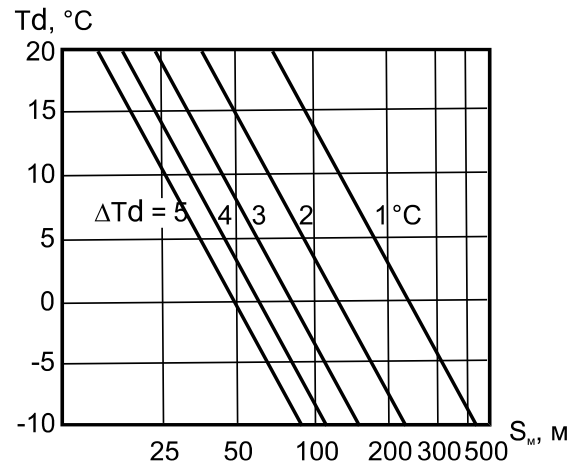


Рис. 1.18 – Номограма для визначення мінімальної метеорологічної видимості (S_M) в тумані по значенню T_d та її зниженню на протязі ночі ΔT_d (похилі лінії).

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. 1.19).

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.

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. 1.20), 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).

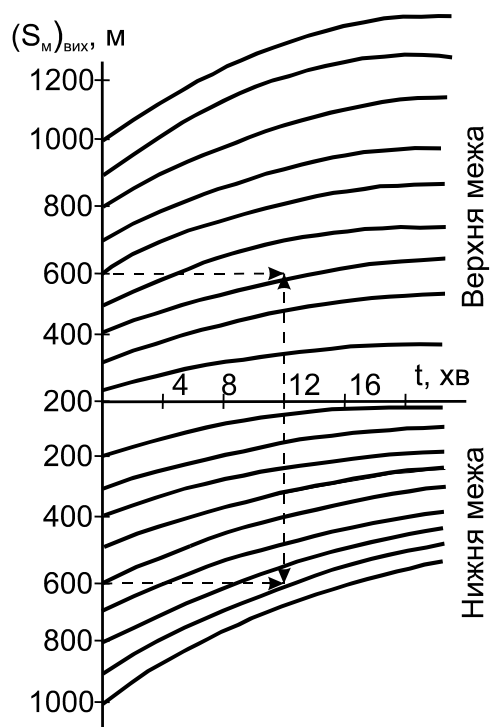


Рис. 1.19 – Графік для визначення можливих меж коливань видимості на протязі інтервалів від 4 до 20 хв із забезпеченістю 80%.

Для прогнозу видимості в адвективному тумані можна також користуватися номограмою (рис. 1.21) і додатковим графіком (рис. 1.22). 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. 1.21) побудовано графік, на горизонтальній осі якого відкладена швидкість вітру, а на осі ординат – видимість в тумані.

Для врахування залежності туману і видимості в ньому від стратифікації в граничному шарі атмосфери і швидкості вітру використовується додатковий графік (рис. 1.22), 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 $\gamma \approx 1$ °C/100 м - $V_\phi/V_{gr} = 0,7...0,8$.

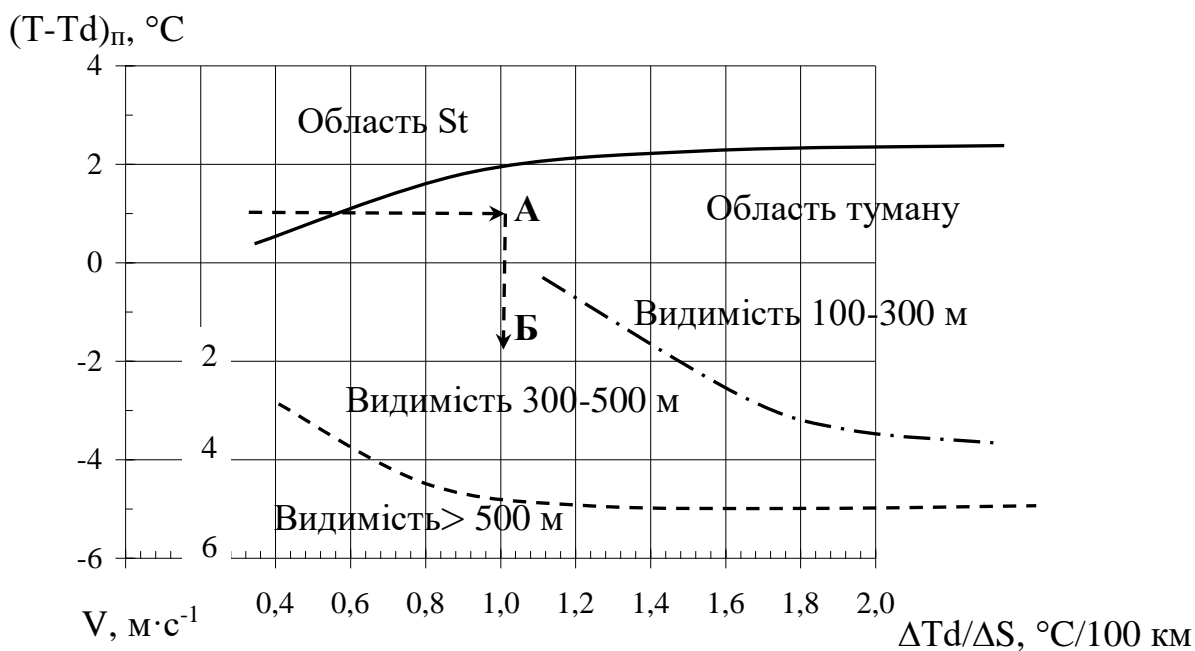


Рис. 1.20 – Комплексний графік для прогнозу адвективного туману та видимості в ньому.

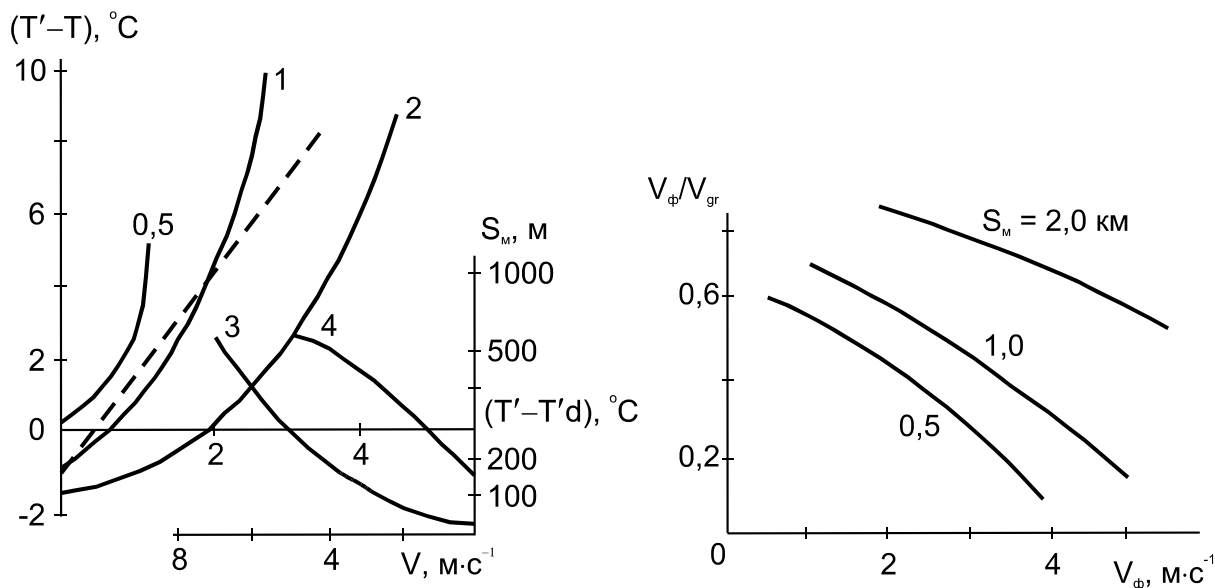


Рис. 1.21 – Номограма для прогнозу туману і низьких хмар (І.В. Кошеленко).

Рис. 1.22 – 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 для 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. 1.23).

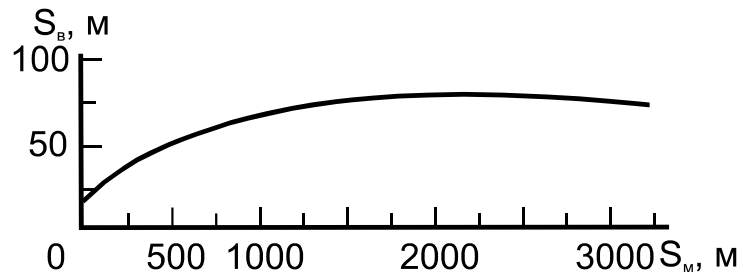


Рис. 1.23 - Графік залежності метеорологічної (S_M) і вертикальної видимості (S_B) при тумані (серпанку).

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 ($\pm 2...3$ 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.

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 чи 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. 1.5), то виникає перенасичення повітря по відношенню до льоду, зародкові краплі води замерзають і швидко ростуть, що і призводить до утворення льодяного туману.

Таблиця 1.5 – Зв'язок критичної температури насичення повітря ($T_{кр}$) з відносною вологістю (R) при тиску біля поверхні землі 1000 гПа

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

При температурі повітря нижче -39°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°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. 1.24). Вся площа графіка розділена на три зони: I – стійкий льодяний туман; II – нестійкий туман, який утворюється тільки при згоранні палива, якщо при цьому повітря досягає насичення по відношенню до льоду; III – без туману.

На кожному аеродромі місцеві умови такі, що при від'ємних температурах повітря туман виникає при відносній вологості менше 100%, причому, чим нижча температура, тим при менших значеннях вологості може формуватися туман. Тому доцільно, використовуючи тривалий ряд спостережень на аеродромі, побудувати графік залежності відносної вологості (R) від температури повітря (T) при утворенні туману (аналогічно рис. 1.25).

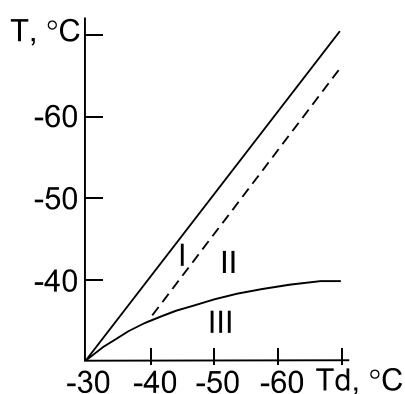


Рис. 1.24 – Графік для прогнозу льодяного туману.

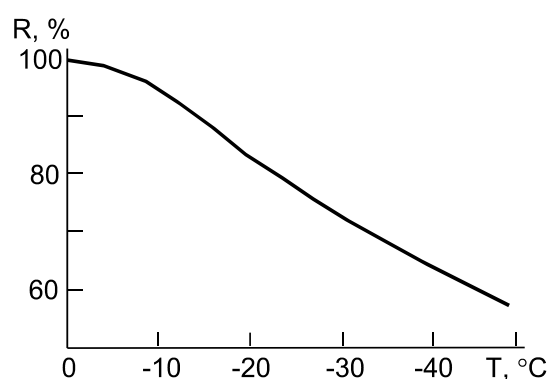


Рис. 1.25 – Залежність відносної вологості від температури повітря при виникненні туману.

Цінність такого графіка в оперативній практиці збільшується, якщо будувати залежність окремо для різних напрямків вітру.

1.5.5 Видимість в опадах

Прозорість атмосфери і видимість залежать від інтенсивності опадів. Кореляційний зв'язок цих характеристик наведено на рис.1.26. 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, мм·год⁻¹.

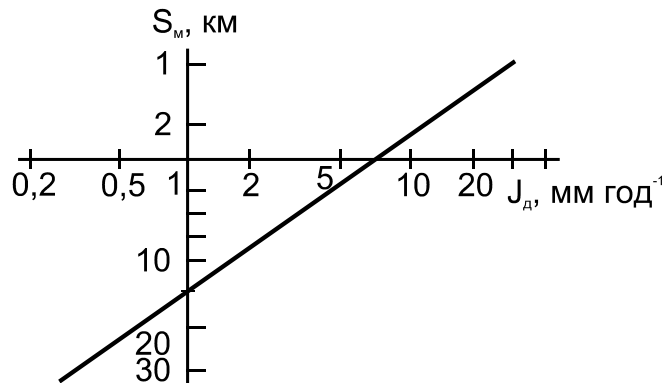


Рис. 1.26 - Залежність метеорологічної видимості S_m від інтенсивності дощу.

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. 1.27). Сильний вітер є додатковим фактором погіршення видимості при снігопаді. Наглядно це демонструє рис. 1.28.

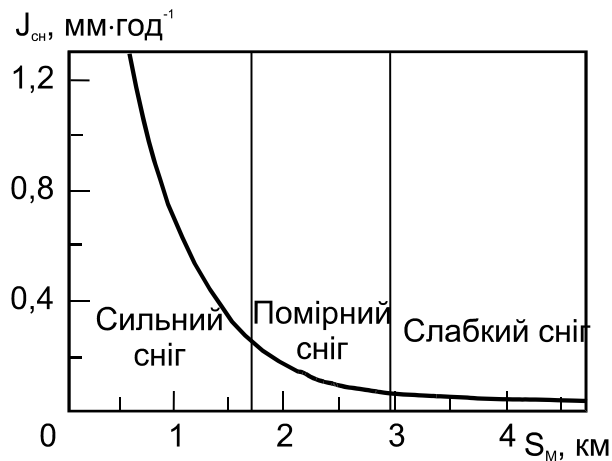


Рис. 1.27 - Залежність метеорологічної видимості від інтенсивності снігопаду при слабкому вітрі.

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.

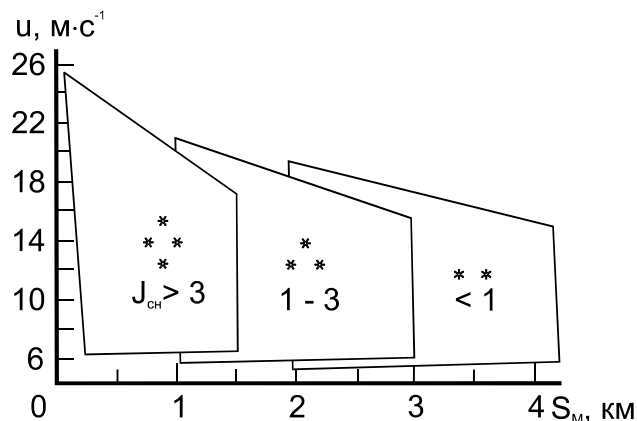


Рис. 1.28 - Залежність метеорологічної видимості від інтенсивності снігопаду $J_{сн}$ (мм/12 год) при сильному вітрі.

1.5.6 Видимість в 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. Так 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 рівноймовірні різні градації видимості від 0...1 км до видимості, яка 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 малоїмовірна. 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 $15...20 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ і більше ймовірність виникнення такої хуртовини на Україні перевищує 60%). У той же час при пухкому сніговому покриві ймовірність виникнення низової хуртовини і поземку уже при швидкості вітру $4...6 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ складає 80%.

Видимість при низовій хуртовині можна спрогнозувати на основі зв'язку між градаціями видимості і швидкістю вітру (рис. 1.29). Вона 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.

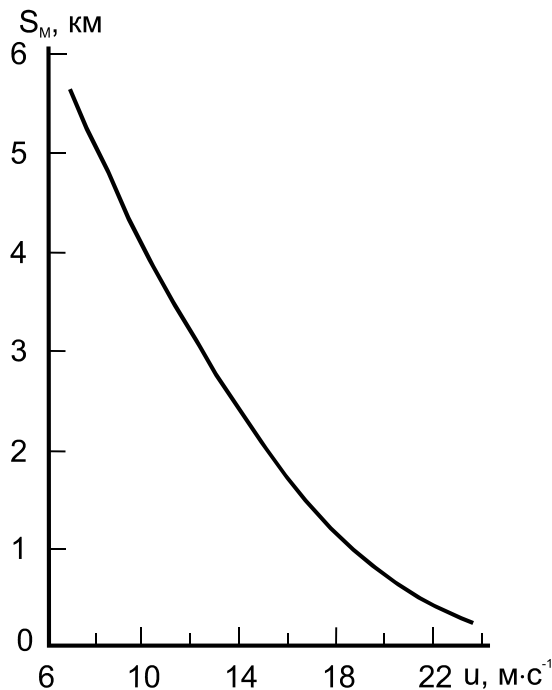


Рис. 1.29 - Залежність метеорологічної видимості від швидкості вітру при низовій хуртовині та поземку для України

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. 1.30), на якому по осі абсцис відкладена температура повітря, а по осі ординат – швидкість вітру; всередині графіка представлені ізолінії видимості від 500 до 4000 м.

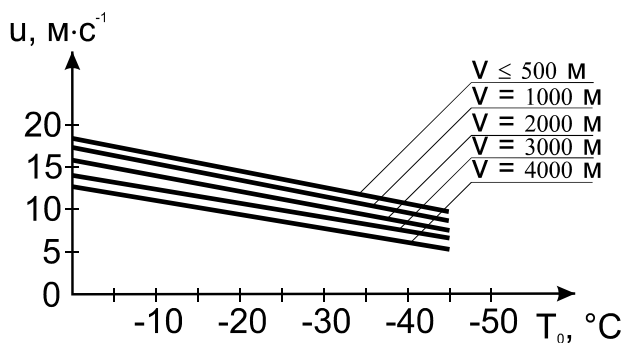


Рис. 1.30 – Залежність видимості від температури повітря і швидкості вітру.

Контрольні запитання

1. Що таке метеорологічна дальність видимості?
2. Які причини призводять до погіршення метеорологічної дальності видимості?
3. Які існують методи прогнозу видимості при низькій хмарності, серпанках, туманах?
4. Від чого залежить дальність видимості в серпанках та туманах?
5. Від чого залежить погіршення видимості в опадах?
6. В яких одиницях вимірюється видимість?
7. Від яких факторів залежить видимість у хуртовинах і як вона прогнозується?
8. Якими характеристиками оцінюється інтенсивність пилової бурі?
9. Від чого залежить видимість у пиловій бурі?

1.6 Метеорологічне забезпечення польотів

1.6.1 Вплив гідрометеорологічних умов на стан та експлуатацію аеродромів

Експлуатаційний стан аеродромів з різним покриттям ЗПС, руліжних доріжок (РД) та місць стоянки літаків (МС) визначається комплексом природних і технологічних умов. До них відносяться фізико-географічні фактори, своєчасність і регулярність профілактичних заходів з

підтримання необхідної міцності поверхні ЗПС, РД, МС, із забезпечення потрібного зчеплення коліс літака з цими поверхнями, а також експлуатації засобів механізації технічного обслуговування і утримання аеродромів. Найбільший вплив на експлуатаційний стан аеродромів здійснюють гідрометеорологічні умови.

Вплив цих умов на аеродроми з природним та штучним покриттям неоднаковий: чим більша залежність міцності поверхонь ЗПС, РД, МС від метеорологічних факторів, тим сильніший цей вплив, особливо для ґрунтових і льодових аеродромів.

Експлуатаційний стан аеродромів залежить в основному від міцності їх поверхні і зчеплення коліс літака з цією поверхнею. Міцність (σ) поверхні ґрунтових (снігових) і льодових аеродромів визначається міцністю ущільнення ґрунту (снігу) і льодяного покриву. Величина σ характеризує здібність ґрунтових (снігових, льодових) ЗПС, РД та МС витримувати динамічні та статистичні навантаження при допустимій колійності (глибині колії), яка забезпечує нормальне руління, зліт і посадку літаків.

Міцність ґрунту на аеродромі залежить від геологічних, гідрологічних, гідрометеорологічних і деяких інших факторів. До них відносять механічний склад ґрунту (глина, суглинок, пісок тощо), його вологість, щільність, температуру і ступінь ущільнення. За інших рівних умов найбільший вплив на міцність ґрунтових поверхонь чинить вологість ґрунту, його щільність і температура, які тісно пов'язані між собою і в сукупності називаються гідрометеорологічними показниками експлуатаційного стану ґрунтових аеродромів.

Міцність ґрунтових ЗПС, РД і МС звичайно має річний хід, який відповідає змінам на протязі року вологості та щільності ґрунту. Так, при плюсових температурах ґрунту підвищення його вологості супроводжується зменшенням щільності і, як наслідок, зниженням міцності σ .

У холодний період року при від'ємних температурах ґрунту його міцність також не залишається постійною: вона змінюється у відповідності з коливаннями вологості промерзаючого шару. Міцність мерзлого шару тим більша, чим вища його вологість перед початком промерзання. У той же час зі збільшенням вологості ґрунту зменшується глибина його сезонного промерзання.

Основні показники прохідності літаків на ґрунтових аеродромах: в теплий період року – експлуатаційна глибина колії (звичайно 4...5 см), в холодний – товщина мерзлого шару (не менше 13...20 см). У випадках, коли поверхні ґрунтових ЗПС, РД і МС знаходяться під ущільненим штучним шляхом сніговим покривом, прохідність ПС у значній мірі залежить від щільності снігу (ρ_c). Звичайно при $\rho_c > 0,50 \text{ г}\cdot\text{см}^3$ достатня

щільність снігу дорівнює $(10...14) \times 10^4$ Па, яка перешкоджає утворенню глибокої колії (не більше 2...4 см) і тим самим забезпечує безпеку польотів.

Експлуатаційний стан тимчасових (сезонних) льодових аеродромів залежить від міцності льоду і стану його поверхні. Міцність льоду, в свою чергу, є складною функцією ряду характеристик льодяного покриття (товщини, температури, солоності, тріщиноватості тощо), водяного об'єкту (ширини, глибини, швидкості течії, рельєфу дна) і снігу на льоду (висоти, щільності, температури, рівномірності залягання). За інших рівних умов міцність річкового (озерного) льоду в 1,2...1,5 рази більше міцності морського солоного льоду. Неоднакова і експлуатаційна товщина льоду для літаків на колесній опорі та лижах. Так, для безпечних зльоту і посадки літака на колесних опорах необхідно, щоб товщина льоду в 1,3 рази перевищувала відповідні значення для ПС на лижах. Стосовно до морського льоду відмінності цих значень для літаків на колесній опорі та лижах складає 45...50%.

Суттєвий вплив гідрометеорологічних факторів на стан та експлуатацію аеродромів з природним покриттям обумовлює визначення строків і тривалості їх експлуатаційних періодів. Під експлуатаційним періодом ґрунтового (снігового, льодового) аеродрому розуміють період, у межах якого зліт і посадка ПС проводяться на ЗПС одного і того ж агрегатного стану (талий, мерзлий), а зміни міцності ґрунтової (снігової, льодяної) поверхні мають однакову тенденцію.

1.6.2 Вплив метеорологічних умов на повітряні судна, які знаходяться на землі

На ПС, які знаходяться на землі, впливають температура повітря, вітер, опади, електричний стан атмосфери, ожеледь тощо. Вплив температури повітря проявляється в основному при дуже низьких і дуже високих значеннях атмосфери.

При *дуже низькій температурі повітря* суттєво ускладнюються умови підготовки авіаційної техніки до її експлуатації. Іноді доводиться попередньо прогрівати авіадвигуни для забезпечення їх запуску в чітко назначений час. При дуже низькій температурі утворюється твердий конденсат у керосині, що ускладнює підготовку авіаційної техніки до її експлуатації та саму експлуатацію. При низькій температурі також ускладнюється робота спеціалістів, які готують техніку до польотів.

При *сильному вітрі* необхідно приймати заходи до збереження авіатехніки на землі. При дуже сильному вітрі слід проводити пришвартування (кріплення) літаків, що ускладнює їх експлуатацію.

Опади (особливо змішані) є серйозною перешкодою для діяльності авіації, так як ускладнюють підготовку ПС до польотів. Поверхню літака необхідно попередньо очистити від снігу і льоду. Проводити зліт на

обледенілих літаках (гелікоптерах) категорично забороняється, так як при їх попаданні в хмарність, яка містить переохолоджені краплі, розпочинається інтенсивне обледеніння. Особливу небезпеку представляють відкладення гладенького і чистого (іноді бугристого) льоду із-за складності його видалення з поверхні ПС.

Статична електризація літаків, що спостерігається при хуртовинах, снігопадах і пилових бурях, потребує обов'язкового їх заземлення і проведення інших засобів для забезпечення безпечної роботи з підготовки ПС до експлуатації.

Ожеледь відкладається на всіх некритих деталях літаків і гелікоптерів. Її знищення, як і знищення льоду при наземному обледенінні, - обов'язкова попередня умова випуску ПС в політ. Всі наземні служби, які забезпечують підготовку авіаційної техніки до польотів, уважно слідкують за змінами метеорологічних умов.

1.6.3 Авіаційні метеорологічні коди, що використовуються для обміну метеорологічною інформацією

Для обміну метеорологічною інформацією між різними метеорологічними органами використовується велика кількість традиційних (звичайних) і спеціальних міжнародних авіаційних метеорологічних кодів. До таких кодів відносяться коди КН-01, КН-03 і КН-04 („звичайні” міжнародні коди).

До спеціальних авіаційних метеорологічних кодів відносяться коди METAR, SPESI, TAF, WINTEM, ARFOR, ROFOR, WAREP і RADOB.

Коди METAR і SPESI призначені для передачі інформації про фактичну погоду на аеродромі. Різниця полягає лише в тому, що за допомогою коду METAR передаються регулярні зведення, а кодом SPESI – повідомлення про суттєві зміни в погоді, тобто нерегулярні зведення.

Код TAF служить для передачі прогнозів погоди по аеродрому, а код WINTEM – для прогнозу температури і вітру на висотах. Авіаційні коди ARFOR і ROFOR призначені для передачі прогнозів по території і маршруту, відповідно. За допомогою коду WAREP передається інформація про небезпечні явища погоди, а коду RADOB – інформація МРЛ. Перелічені вище коди є міжнародними і використовуються для передачі інформації у всіх країнах – членах ІСАО. Структура кодів досить складна, проте не всі вони однаково часто використовуються на практиці. Найбільш поширеними є коди METAR, SPESI і TAF. Телеграми, закодовані цими кодами, синоптик повинен розкодувати без коду, тобто знати структуру коду на пам'ять.

Основна відмінність авіаційних метеорологічних кодів від кодів „звичайних” полягає в тому, що авіаційні коди у кожній групі можуть містити різну кількість знаків (у звичайних кодах у кожній групі

обов'язково п'ять цифр); причому в групах окрім цифр можуть зустрічатись буквенні символи. На початку кожної телеграми або зведення ставляться відмітні букви, які відповідають назві коду. Строк спостереження або строк прогнозу вказується у всіх телеграмах METAR, після регулярного зведення (результатів спостереження) в обов'язковому порядку повідомляється прогноз на посадку (на строк дві години від моменту спостереження).

Надавати в конспекті схеми авіаційних метеорологічних кодів і детально пояснювати кожен групу багаточисельних кодів – справа невдячна. Існують спеціальні збірники міжнародних авіаційних метеорологічних кодів.

Підкреслю ще раз, що коди METAR і TAF синоптику необхідно знати дуже хорошо, так як за існуючими правилами при консультації екіпажів ПС інформація про фактичну погоду і прогноз погоди дається пілотам у закодованому вигляді і пілоти без коду звичайно розуміють зміст наданих їм телеграм.

1.6.4 Особливості метеорологічного забезпечення польотів у полярних районах північної та південної півкуль

До метеорологічного забезпечення польотів в полярних районах північної і південної півкуль притягуються, крім аеродромних метеорологічних органів, оперативні групи полярних станцій.

Організація метеорологічного забезпечення польотів на дрейфуючі полярні станції і в місця базування експедицій визначається спеціальними інструкціями, що розробляються відповідними управліннями з гідрометеорології, Антарктичним науково-дослідним інститутом сумісно з управліннями цивільної авіації.

Екіпажі повітряних суден, що вилітають на дрейфуючі та полярні станції, в місця базування різноманітних експедицій, забезпечуються прогнозами погоди по маршруту польоту, пункту посадки і запасних аеродромах.

Прогнози погоди по маршруту польоту і пункту посадки складаються АМСЦ аеропорту вильоту, оперативними групами полярних станцій.

Метеорологічний центр і оперативні групи забезпечують:

- прийом та аналіз необхідного аеросиноптичного матеріалу;
- організацію спостережень за фактичною погодою в своєму пункті та збір даних про погоду з експедиційних точок;
- складання прогнозів погоди і штормових попереджень по своєму пункту, посадкових площах, маршрутах і районах польотів;
- консультацію льотного і диспетчерського складу про фактичну та прогностичну погоду і видачу льотної документації.

Для забезпечення польотів на дрейфуючі і полярні станції, що не мають оперативних груп, начальником експедиції (станції) організуються метеорологічні спостереження і передача зведень в пункт вильоту повітряного судна.

Передача зведень в пункт вильоту проводиться кожен годину, починаючи за 2 год до запланованого часу вильоту на основі замовлення. За відсутності відомостей про погоду по пункту посадки складається орієнтовний прогноз.

Перед вильотом з полярної станції {бази експедиції) її начальник або безпосередньо командир повітряного судна запрошує прогноз погоди по аеродрому посадки, маршруту польоту, повідомивши одночасно зведення за останній термін спостережень.

При польотах на дрейфуючі полярні станції і в місця базування експедицій дозволяється забезпечувати екіпажі повітряних суден прогнозами по маршруту до місця призначення і назад, якщо тривалість польоту із врахуванням часу стоянки не перевищує 9 год.

В процесі польоту командир повітряного судна зобов'язаний кожні 30 хв повідомляти диспетчеру разом з даними про місцезнаходження повітряного судна зведення про стан погоди.

1.6.5 Особливості метеорологічного забезпечення авіації, яка базується на суднах

Особливості метеорологічного забезпечення польотів авіації над морем визначаються тактикою використання ПС, специфікою збору гідрометеорологічної інформації з акваторій морів та океанів, а також значною мінливістю процесів в атмосфері над великими водними просторами.

Політ над безорієнтовною морською (океанською) поверхнею завжди відбувається у складних умовах. Проте трансконтинентальні перельоти літаків над океаном проводяться, як правило, на великих висотах, і підстильна поверхня фактично не здійснює вплив на метеорологічні умови.

Суттєвого значення метеорологічне забезпечення набуває при польотах ПС, які виконують завдання у прибережній зоні, що можуть здійснюватися в широкому інтервалі висот, а також при польотах авіації з суден, кораблів і морських платформ.

Гелікоптери, які базуються на суднах, використовуються для проведення льодової розвідки, обстеження рибпромислових районів, науково-дослідних, пошукових, зв'язкових, рятувальних та інших робіт.

Польоти при цьому можуть проводитися на малих і гранично малих висотах, у різних режимах пілотування і з енергичним маневруванням. Труднощі при організації метеорологічного забезпечення польотів авіації

над морем обумовлені відсутністю достатньої мережі гідрометеорологічних станцій на морі і постійної мережі штормового сповіщення.

Основними джерелами гідрометеорологічної інформації в районі польотів суднового (корабельного) гелікоптеру є спостереження, що проводяться на судні, повітряна розвідка погоди та супутникова інформація. Збір гідрометеорологічної інформація на суднах повинен здійснюватися за допомогою стандартної апаратури, а зібрана інформація повинна узгоджуватися з результатами власних спостережень на судні чи групі суден.

У більшості випадків при забезпеченні польотів над морем основний об'єм інформації на судні отримують від закордонних метеорологічних центрів. Перелік закордонних станцій і розклад передач закордонних РМЦ доводиться ВМО до відома всіх національних гідрометеорологічних служб. Вибір та використання необхідної інформації визначається умовами плавання і характером льотних задач, що виконуються.

Раніше можна було використовувати інформацію лише з кораблів погоди, розміщених у фіксованих точках, а зараз в окремих районах океану встановлюються сітки якорних буїв. Для спостереження за морськими течіями використовуються також дрейфуючі буї. Інформація з автоматичних буїв збирається і передається в центри прийому та обробки даних по каналах супутникового зв'язку „Аргос”. При метеорологічному забезпеченні польотів над морем суттєво допомагає супутникова інформація.

Безпосереднє метеорологічне забезпечення гелікоптерів, які базуються на суднах, здійснює суднова гідрометеорологічна група. Забезпечення польотів в прибережній зоні може проводити на замовлення командира екіпажу найближча до району польотів АМСЦ або берегова гідрометеорологічна обсерваторія (ГМО). Це особливо актуально у тому випадку, якщо на судні гідрометеорологічна група відсутня або вона слабо оснащена у спеціальному відношенні. У таких випадках замовлення повинно надійти на АМСЦ (ГМО) не пізніше, ніж за 4 год до вильоту гелікоптера (початок польотів). У замовленні вказується час початку і закінчення польотів, координати району польотів, мінімуми погоди і фактична погода в районі розміщення корабля (платформи) на момент відправлення замовлення. Після подачі замовлення щогодинно до закінчення польотів на АМСЦ передається інформація про напрямок і швидкість вітру, видимість, явища погоди, хмарність (кількість, форму та висоту нижньої межі), температуру повітря та атмосферний тиск. Метеорологічні спостереження проводять особи, які пройшли спеціальну підготовку. Штормова інформація передається „на берег” у тих випадках, коли швидкість вітру збільшується вище припустимих меж, видимість і/або висота нижньої межі хмар зменшуються до значень нижчих за

встановлений мінімум погоди і спостерігається обледеніння в опадах та сильна турбулентність. Дані про погоду та штормові сповіщення щогодинно передаються на АМСЦ і на літаючий борт (борти).

Після подачі замовлення командиром ПС наземні підрозділи несуть відповідальність (за наявністю договору про метеорологічне забезпечення таких польотів) за своєчасне і якісне забезпечення гелікоптерів всією необхідною інформацією. Порядок організації та проведення гідрометеорологічного забезпечення гелікоптерів, які базуються на суднах і морських платформах, визначається відповідною інструкцією з проведення польотів з даного судна (платформи), яка розробляється на основі діючих керівних документів.

Візуально на судні визначаються явища погоди, дальність горизонтальної видимості, висота, форма та кількість хмарності. З хмарністю пов'язані такі небезпечні явища, як гроза, опади, бовтанка та обледеніння. Висота нижньої межі хмар у значній мірі обумовлює безпеку посадки гелікоптера на палубу.

Візуальні спостереження за горизонтальною видимістю на морі проводити надзвичайно важко. Тому дуже важливо мати хоча б тимчасові орієнтири, відстань до яких відома або її можна визначити за допомогою технічних засобів. При консультації екіпажу синоптик завжди повинен звертати увагу на можливість погіршення обзору (видимості) за рахунок відкладення солі, яка випаровується з морської поверхні і відкладається на оскленінні кабіни ПС, особливо у тих випадках, коли політ відбувається на малих і гранично малих висотах.

Необхідно також пам'ятати, що польоти над морем виконуються практично за відсутності запасних аеродромів. Це накладає велику відповідальність на синоптиків за якість розроблених прогнозів погоди.

При забезпеченні безпеки злітно-посадкових операцій на судні, що рухається, необхідно грамотно вибрати курс руху судна з урахуванням реального вітру. Якщо курс судна не співпадає з напрямком вітру, то виникає уявний вітер, який призводить до появи у гелікоптера момента, що розвертає.

Хвилювання морської поверхні змінює висоту суднової палуби над рівнем моря. При збільшенні швидкості судна лінійні переміщення зрізу палуби зменшуються, але збільшується швидкість таких переміщень. Це може призвести до „провалення” гелікоптера при посадці, зісковзування його з палуби тощо.

Злітно-посадкові операції особливо складні у нічний час. Нічні заходи на посадку потребують від льотного складу найвищої майстерності.

2 МЕТЕОРОЛОГІЧНЕ ЗАБЕЗПЕЧЕННЯ АВІАТРАС У ПОЛЯРНИХ РАЙОНАХ

При організації повітряних рейсів різної протяжності повинні бути забезпечені безпека, висока регулярність та економічність польотів. При вирішенні цих задач важливу роль грає правильне врахування метеорологічних факторів. Просторова і часова мінливість вітру, температури та густини повітря в більшій мірі змінює льотно-технічні характеристики літаків, особливо швидкість і тривалість польоту, витрату палива і комерційну загрузку. Хмарність та обмежена видимість серйозно ускладнюють пілотування та літаководіння; інтенсивна турбулентність, обледеніння, град створюють безпосередню загрозу безпеці польотів. Тому здійснення кожного польоту немислимо без детального інформування екіпажів про метеорологічні умови (фактичну погоду і погоду, яка прогнозується на період польоту) на аеродромах вильоту, за маршрутом і на аеродромах посадки.

Поряд з цим при плануванні польотів з великою завчасністю, прокладці нових повітряних трас, здійсненні заходів, спрямованих на підвищення економічної ефективності та регулярності польотів, потрібне врахування авіаційно-кліматичних відомостей, які характеризують багаторічних режим метеорологічних елементів на різних висотах у межах тропосфери і нижньої стратосфери. Форма і порядок отримання таких відомостей авіакомпаніями передбачаються Технічним регламентом з метеорологічного обслуговування авіації, прийнятим Всесвітньою метеорологічною організацією.

В арктичних та антарктичних районах на протязі всього року спостерігаються складні для прогнозування умови погоди. Це обумовлено наявністю полярного дня і полярної ночі, низької температури повітря в зимовий період, сильними снігопадами (зарядами) у перехідні сезони, великою повторюваністю явищ погоди, які погіршують або спотворюють видимість (біла імла тощо), поганим проходженням радіозв'язку і вкрай рідкою мережею метеорологічних станцій.

В арктичних та антарктичних районах польоти літаків виконуються звичайно без запасних аеродромів. Метеорологічна служба в цих районах несе особливу відповідальність за якість метеорологічного забезпечення польотів. Тут неможливо виділити будь-який елемент погоди, тут важливо все.

2.1 Географічні та синоптичні особливості Арктики і Антарктики

Арктичний регіон в основному складається з полярного басейну Північного Льодовитого океану. Проте, навіть в його льодовій структурі існують географічні особливості у вигляді окремих льодових масивів. Це, в

першу чергу, Канадський льодовий масив. Він знаходиться в кільцевій зоні замкнутих внутрішніх океанічних течій, і морські льоди цього масиву дуже рідко з його периферійної зони виходять за межі замкнутої циркуляції. Далі виділяється Гренландський льодовий масив, який від 80-ої паралелі продовжується уздовж східного узбережжя Гренландії, потім йде Карський льодовий масив, що тягнеться від Північного Льодовитого океану на все Карське море. Відповідно, Таймирський льодовий масив розташований від центрального басейну до моря Лаптевих. Далі слідує Айонський льодовий масив від Східно-Сибірського моря до Чукотського. Льодовий масив моря Бофорта тягнеться від Чукотського моря до Канадського архіпелагу і з півночі з'єднується з Канадським льодовим масивом.

До географічних особливостей Північного Льодовитого океану відноситься Велика Північна ополонка, розміщена уздовж північного узбережжя Гренландії, і Східно-Сибірська ополонка, розташована на північ від східної акваторії моря Лаптевих на захід до Новосибірських островів.

Основні ділянки суші в Арктичному полярному басейні: великий острів Гренландія, що доходить на півночі до 83 °пн.ш., потім Канадський архіпелаг на захід від Гренландії. На північ від Канадського архіпелагу знаходяться багаторічні припайні льоди, по типу шельфових льодовиків, від яких відколюються крижані острови, що дрейфують у замкнутій циркуляції. Але деяка частина цих островів з периферії замкнутої циркуляції виноситься в загальний східно-західний дрейф Арктичного басейну. Далі зі сходу на захід розташований архіпелаг де-Лонга, що складається з островів Жанетти, Генрієти, Беннета. На південь від нього знаходиться архіпелаг Новосибірських островів. На північ від Таймиру розташований архіпелаг Північна земля, що тягнеться до 82 гр. п. ш. Карське море на півдні має велику серію островів біля північного побережжя Таймиру. У центрі басейну Карського моря знаходиться острів Самоти, а на півночі острів Візе і Ушакова. У Баренцевому морі розташовані острови Нової Землі і архіпелаг Землі Франца Йосифа, а на захід від них - архіпелаг Шпіцберген. Узбережжя континентальної частини тягнеться від півостровів Ямал, Гидан, Таймир аж до Чукотки та Аляски, має тундровий ландшафт і гірські масиви Бирранга на Таймирі та гірські хребти Чукотського півострова. Майже всі острови Арктичного басейну вкриті льодовиковими щитами і є постачальниками айсбергів. Але основний льодовиковий щит розташований на острові Гренландія.

Антарктичний регіон складається з Південного полярного океану, що знаходиться в кільцевій циркуляції вод західно-східного переносу. З півдня він обмежений континентом Антарктида. Континент Антарктида підрозділяється на Західну і Східну Антарктиду, що мають істотні географічні відмінності. Східна Антарктида тягнеться від моря Уедделла

до моря Роса, Західна відповідно займає область полярної зони Тихого океану і частково в акваторії моря Уедделла акваторію Атлантичного океану. Східна Антарктика перед морем Роса обмежується архіпелагом Баллена, перед яким припиняється дрейф морських льодів зі Східної Антарктиди. Тому море Роса, розташоване в Західній Антарктиці часто вільне від льодів аж до шельфового льодовика Роса. Далі від моря Роса звичайно тягнеться заприпайна ополонка аж до мису Беркс. Далі слідують море Амундсена і море Беллінсгаузена аж до Антарктичного півострова. Причому море Беллінсгаузена суцільно охоплене масивом багаторічних пакових льодів. Море Амундсена відділяє акваторію Тихого океану дрейфуючими багаторічними морськими льодами зону континенту, недоступну для судноплавства. Море Уедделла із заходу закрито для судноплавства багаторічними морськими льодами, в які включаються айсберги шельфового льодовика дуже великого розміру, що відділилися від Антарктичного півострова. Зі сходу море Уедделла має прибережну ополонку, що звільняється від дрейфуючих льодів в літній час. Континент Східної Антарктиди обмежений з півночі широким в зимовий час поясом морських льодів від акваторії Індійського океану, який в літній час може повністю відходити у бік архіпелагу Баллена. Навколо всієї Антарктиди існує постійна течія із заходу на схід і того ж напрямку циркуляція повітряних мас. Континентальна зона Західної Антарктиди має меншу висоту льодовикового щита в порівнянні зі Східною Антарктидою. Крім того, її перетинають гірські хребти, тоді як в Східній Антарктиді вони приховані могутнім льодовиковим щитом, заввишки до 4,5 км. У Західній Антарктиді висота льодовикового щита не перевищує 2,0...2,5 км. Але в Східній Антарктиді є шельфовий льодовик Еймері, який надає можливість стоковим вітрам з льодовикового щита розширювати прибережну ополонку аж до відкритої води Індійського океану, але, з другого боку, здійснює перенесення айсбергів в північну акваторію. У зимовий час смуга морських льодів тягнеться на північ на великі відстані, роблячи недоступним проходи судів до берегової зони.

Синоптичні процеси над Арктичним регіоном. Центральну частину Арктичного басейну займає Арктичний антициклон, який своїми гребневими відрогами розповсюджується аж до помірних широт. Головні його відроги при цьому – Гренландський, Канадський і Східно-Європейський. По західній периферії цих гребневих відрогів проходять траєкторії циклонів, які проникають в Баренцево море і далі в літній період слідують на схід аж до Східно-Сибірського моря. У зимовий період циклони регенерують біля кромки льодів, що дрейфують, на тепловому контрасті фронтальної зони між відкритою водою і кромкою льодів, що дрейфують. Друга серія циклонів у зимовий період слідує в район Великої Північної ополонки на північ від Гренландії. Між льодами арктичного

басейну, що дрейфують, і замкнутою циркуляцією пакових льодів Канадської Арктики теж утворюється фронтальна зона з великою кількістю ополонки. По цій зоні і в літній і в зимовий період циклони проникають аж до Східно-Сибірської ополонки. Природно, що проникаючі циклонічні серії несуть з собою тумани, які також розвиваються над відкритою водою в холодний період року. Фронтальна зона між Канадським льодовим масивом і льодами східно-західного переносу, що дрейфують, часто в літній період здатна генерувати високі купчасті хмари.

Тумани і купчаста хмарність сприяють обледенінню літаків. Висотні інверсії виникають при проникненні теплих морських повітряних мас з Атлантичного океану. Таке проникнення можливе аж до архіпелагу Землі Франца Йосифа та північної акваторії Карського моря. Тоді обледеніння літаків стає особливо небезпечним зважаючи на велику товщину підінверсійних хмар. Крім того, інверсії викликають струминні течії і зменшують підйомну силу крила, що може призвести до аварійної ситуації.

На межі Чукотського і Берінгова морів можливе проникнення циклонічних серій на північ в будь-який період року. Ці серії сприяють розвитку штормових вітрів і викликають переміщення льодових масивів. Вказані серії здатні проникати аж до архіпелагу де Лонга і регенерувати над Східно-Сибірською ополонкою. Проникнення цих циклонічних серій в район моря Бофорта, проте, не спостерігається. Важливим фактом при вивченні синоптичних процесів над Арктикою є їх зв'язок з формами циркуляції С, Е, М1, М2. Гребеневі вторгнення від арктичного антициклону в область помірних широт визначають погодні умови в цих районах. Особливо характерні гребеневі вторгнення від арктичного антициклону в перехідні сезони, що викликає різкі похолодання. При цьому арктичний фронт проникає в південному напрямі на великі відстані, спричиняючи рясні снігові завірюхи та зливові снігопади. Польоти через зону арктичного фронту пов'язані з можливим обледенінням і втратою видимості. Крім того, ЗПС при рясних снігопадах виходять з ладу.

Синоптичні процеси над Антарктикою. Антарктичний континент оточений західно-східним переносом повітряних мас. Фронтальна зона при цьому огинає всю південну півкулю від протоки Дрейка на схід аж до Тихого океану в районі море Амундсена. При цьому циклони можуть набувати меридіональних траєкторій, що тягнуться аж до південного полюса. Циклони, що пірнають на південь, існують також над акваторіями морів Уделла і Роса. Поблизу континенту східної Антарктиди існує постійна депресія, яка несе в собі циклонічні серії, що досягають 2 км висоти льодовикового щита. Ці циклони посилюються стоковим вітром і приносять інверсії теплого морського повітря в прибережні райони

континенту, викликаючи особливо небезпечні умови для зльоту і посадки літаків.

Над льодовиковим щитом Східної Антарктиди діють процеси постійного виморожування атмосферної вологи. Оскільки атмосфера при цьому насичена крижаними кристалами, то існує явище «білої імлі», тобто повної втрати видимості в світлий час доби. Особливу небезпеку для польотів авіації представляють низові хуртовини, викликані стоковими вітрами, при яких видимість зникає повністю. Поліс вітрів знаходиться поблизу Балленського архіпелагу, який сам визначає погодні умови над морем Роса. Над океанічною акваторією виникають урагани, викликані зіткненням холодних сухих мас з континенту з теплими вологими масами тропічної зони. Ці урагани як би формують антарктичний полярний фронт.

Частину континенту, як і в Арктиці, займає антарктичний антициклон в обидва сезони. Гребеневі вторгнення антарктичного антициклону в зону помірних широт південної півкулі сприяють блокуванню циклонічних траєкторій західно-східного переносу і відхиленню їх у північному напрямі. Тоді вторгнення холодних сухих циклонів у високі широти викликає їх значне зволоження з виділенням прихованої теплоти конденсації, що є стадією кумулятивного циклогенезу. Зазвичай кумулятивні циклони в субтропічних широтах сприяють розвитку штормових умов погоди. Після цього вони мають тенденцію повернення в субполярні райони, викликаючи штормові умови, що перешкоджають польотам особливо для легкомоторної авіації. Для авіації дальньої дії ці синоптичні умови не вносять істотних ускладнень.

Особливо небезпечні для виконання польотів прибережні стокові вітри. Катабатичне нагрівання повітря, що опускається, стає причиною низької інверсії, посиленої струминною низовою течією. Зліт літака за цих умов зважаючи на нестійку підйомну силу крила може призвести до його падіння з висоти близько 100 м.

2.2 Метеорологічні умови Арктики і Субарктики та їх вплив на політ літаків

2.2.1 Загальні та сезонні особливості синоптичних процесів у тропосфері Арктики

Метеорологічне забезпечення польотів неможливе без всебічної інформації, яка включає характеристику баричних систем, повітряних мас, фронтальних розділів, що визначають погоду в районі аеродрому, за трасою до першого (за можливості до останнього) пункту посадки (району польотів) і на запасних аеродромах. Особлива увага звертається на синоптичні процеси, за яких можливі суттєві погіршення метеоумов: зменшення висоти нижньої межі хмар, погіршення видимості, значне

посилення вітру, турбулентності, яка викликає сильну бовтанку, обледеніння тощо.

Особливості атмосферних процесів чітко виражені в тропосфері Арктики. В середині зими над континентами відбувається сильне охолодження повітря, наслідком цього є розвиток в середній тропосфері трьох планетарних улоговин. В області азіатського антициклону відбувається найбільш інтенсивне охолодження повітря, тому далеко на південь поширюється улоговина біля східної частини азіатського материка. Над сходом Північної Америки завдяки адвекції холодного повітря з півночі Канади утворюється друга інтенсивна планетарна улоговина. Значно менш яскраво виражена улоговина, яка розміщена над Європою, формується вторгненнями холодного повітря із Арктики. Положення цих улоговин, добре виражених на середній карті баричної топографія АТ₅₀₀ за січень, цікаво порівняти з зимовим положенням нульової ізотерми у північній півкулі. Зіставлення дозволяє добре узгодження положення ізогіпс АТ₅₀₀ та нульової ізотерми в приземному шарі.

Циклонічні центри на січневій карті АТ₅₀₀ відповідають положенню центрів тропосферного холоду і сильній циклонічній діяльності над північчю Тихого океану. Досить характерно, що в тихоокеанському секторі Арктики зосереджені мінімуми повторюваності циклонів та максимуми повторюваності антициклонів як на рівні моря, так і на картах АТ₅₀₀. Взимку, за умов найбільших контрастів температури, в середній тропосфері швидкість руху баричних утворень помітно більша, ніж влітку. Середня місячна швидкість переміщення баричних центрів на рівні моря взимку складає 40...45 км·год⁻¹, а влітку 35...38 км·год⁻¹.

Прогрів поверхні континенту влітку зменшує міжширотні контрасти в середній тропосфері. Планетарні улоговини помітно заповнюються, меридіональні процеси в тропосфері Арктики значно зменшуються. Проте одночасно фронтальні зони зміщуються в більш високі широти і в центральній Арктиці влітку має місце активна циклонічна діяльність. Повторюваність циклонів в тихоокеанському секторі Арктики влітку значно зростає, що пояснюється руйнуванням азіатського антициклону і посиленням циклонічної діяльності над Східним Сибіром і Далеким Сходом. Високі контрасти температури в цих районах підтримуються вторгненнями холодних повітряних мас з Арктики, які обумовлюють формування улоговин над Далеким Сходом та центральним Сибіром.

Восени у зв'язку з наближенням полярної ночі відбувається охолодження повітряних мас над Арктикою та збільшення температурних контрастів. Зростає бароклинність основних фронтальних зон, посилюється циклонічна діяльність, поглиблюються перманентні депресії північної півкулі. Повторюваність баричних центрів в Арктиці у жовтні наближується до січневої.

В цілому осінні циркуляційні схеми близькі до зимових, але контрасти температури ще невеликі і меридиональність атмосферних процесів не отримує найбільшого розвитку. Обидві головні планетарні улоговини в полі тиску середньої тропосфери поглиблюються, але їх амплітуда ще значно менша, ніж взимку.

Весна в Арктиці є періодом з найбільш високим тиском на рівні моря. Висотні планетарні улоговини заповнюються у зв'язку з прогріванням повітря над континентом. Температурні контрасти у фронтальних зонах і повторюваність циклонів у порівнянні з зимою убуває. Над засніженим паковим льодом центральної Арктики створюються умови для розвитку антициклонів.

Про вплив орографії на циркуляцію в тропосфері. У північній полярній області перешкодою для тропосферних потоків служать масиви континентів, які обступили арктичний басейн. Алеутська депресія має найбільш чітко виражені риси орографічного блокування. Циклони, які серійно зміщуються від східних районів азіатського материка уздовж тихоокеанської фронтальної зони, звичайно закінчують свій шлях біля Алеутських островів. Тут вони часто становляться малорухомими. Іноді циклонічні утворення за сприятливої орієнтації висотного гребеня відпачковуються від малорухомих депресій та рухаються на північ, але, проходячи над гірськими масивами Аляски, вони заповнюються. Звичайно в холодне півріччя циклони, що проникають у невеликій кількості в тихоокеанський сектор Арктики з півдня, проходять через Берінгову протоку, Чукотку або західну частину Аляски. У тепле півріччя в тихоокеанський сектор Арктики зміщуються циклони з північного сходу Сибіру. Крім того, циклони в середній тропосфері, судячи за картами АТ₅₀₀, можуть долати гірські масиви, які оточують тихоокеанський сектор Арктики з півдня. Однак вплив циклонічної діяльності тихоокеанської фронтальної зони виявляється в основному в Арктиці потужним виносом тепла, котрий і обумовлює формування високих антициклонів і гребенів на північ від Аляски.

Вертикальна структура циклонів, антициклонів та атмосферних фронтів. У порівнянні з іншими позатропічними циклонами фронтальна структура циклонів полярних районів не відзначається відмітними особливостями. В Арктиці помітна перевага великої вертикальної протяжності фронтів, що є наслідком великої вертикальної потужності холодних повітряних мас.

Із особливостей циклонічних утворень в центральній Арктиці слід відзначити, що фронти звичайно краще виражені в середній і верхній тропосфері, так як в приземному шарі вони маскуються інверсіями, що постійно спостерігаються над полярними льодами. Як правило,

виявляються також арктичні фронти, які мають значно меншу вертикальну протяжність. У центральній Арктиці частіше зустрічаються фронти, оклюдовані в нижній частині тропосфери, в той час як компоненти фронтів оклюзії володіють значними контрастами та великою вертикальною потужністю, часто досягаючи тропопаузи. У відносно теплу половину року частіше спостерігаються високі циклони і високі фронти, ніж у холодне півріччя. Гребені та рухомі антициклони складаються із різнорідних повітряних мас. При циклонічній кривизні на висотах фронти в антициклонах можуть бути активними при високому тиску на рівні моря.

2.2.2 Термічний режим тропосфери і стратосфери

Рух літального апарату в атмосфері супроводжується складною взаємодією з фізичною середою, що оточує його. Тому при визначенні параметрів польоту необхідно розглядати літальний апарат і атмосферу як єдину систему. Від фізичного стану атмосфери залежать виникаючі в польоті аеродинамічні сили, сила тяги, що створюється двигуном, витрата палива, швидкість і гранично допустима висота польоту, показання деяких аеронавігаційних приладів. Найважливішою фізичною характеристикою стану атмосфери є температура повітря.

Річні зміни температури повітря тропосфери в Арктиці добре виражені. На висоті 5 км амплітуди середніх місячних температур коливаються від 17 до 25 °С. Максимальні температури спостерігаються влітку, як правило в липні, вони визначаються термічним впливом континентів, що оточують арктичний басейн. Мінімум температури може спостерігатися у різні періоди полярної ночі. У нижній частині тропосфери Арктики майже завжди спостерігаються інверсії; взимку їх повторюваність практично дорівнює 100%, влітку вона зменшується на 5...10%.

У холодну частину року найбільш часто зустрічаються інверсії, які починаються від поверхні льоду (повторюваність в середньому 80%). Вони розвиваються в ясну, переважно антициклонічну погоду. Приземні інверсії мають найбільшу повторюваність в Арктиці у квітні, коли переважають антициклони, і в середині зими при найбільш значному від'ємному радіаційному балансі підстильної поверхні.

У відносно теплу частину року, коли в середньому має місце плюсовий додатний баланс, повторюваність приземних (прильодових) інверсій різко знижується, досягаючи в окремі місяці 20...30% всіх випадків інверсій. Одночасно зростає повторюваність інверсій, які супроводжуються холодним шаром турбулентного перемішування біля поверхні льоду.

Сезонні зміни температури повітря у нижній стратосфері значно перевищують граничні коливання середньомісячних температур у тропосфері. Екстремально низькі температури -80 °С та нижче

відмічаються щорічно. Літні максимальні температури мають порядок $-30\text{ }^{\circ}\text{C}$. У нижній стратосфері Арктики влітку переважає зростання температури з висотою. У районі полюсу утворюється область тепла. Це призводить до підйому ізобаричних поверхонь і формування стратосферного антициклону. На початку вересня вже зустрічаються випадки падіння температури з висотою; наприкінці місяця такий розподіл стає переважаючим. Переважаюче падіння температури з висотою може продовжуватися з жовтня по лютий або березень, коли воно змінюється літнім розподілом, тобто ростом температури з висотою.

Як відомо, температура повітря здійснює великий вплив на польотні характеристики (швидкість, стелю, силу тяги, витрату палива тощо), а саме відхилення температури від стандартного значення в сторону підвищення призводить до погіршення умов польоту. У зв'язку з цим цікаво розглянути природу зимових стратосферних потеплінь в арктичних районах. Як показали дослідження цього явища різкі потепління атмосфери в Субарктичній зоні зустрічаються практично щорічно. До фізичних факторів, що здійснюють вплив на процеси в зимовій стратосфері відносяться фактори космічного походження: 1) фотохімічні реакції – надходження енергії в атмосферу за рахунок рекомбінації атомів кисню; 2) озонний фактор; 3) корпускулярний фактор (магнітна активність) і динамічні фактори, до яких відносяться хвильовий фактор – це планетарні, приливні та гравітаційні хвилі, а також атмосферна турбулентність, яка створюється хвилями останнього виду.

Щорічно у холодне півріччя в Субарктиці спостерігається декілька потеплінь стратосфери, однак великі потепління відмічаються в середньому раз у два роки, але без точного їх чередування.

Характерною особливістю циркуляції повітря у холодне півріччя при стратосферних потепліннях є роздвоєння центру стратосферного полярного циклону та існування на протязі тривалого часу двох самостійних циклонічних центрів замість одного. Процес цей супроводжується зміною швидкості та напрямку вітру. Періоди роздвоєння стратосферного циклону характеризуються найбільш великими меридиональними перетвореннями полів температури, геопотенціалу та вітру. Роздвоєння стратосферного полярного вихору супроводжується різким підвищенням температури. Так, нерідко в шарі 20...30 км температура досягає $-20\text{...}-30\text{ }^{\circ}\text{C}$ і навіть $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ замість звичайних для зими $-65\text{...}-75\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Потепління спостерігаються у стратосфері в грудні, січні, лютому і березні. Проте не завжди стратосферному потеплінню передують роздвоєння зимового арктичного вихору. Іноді потепління відбувається при асиметричному (або однохвильовому) розміщенні полів геопотенціалу та температури. У цьому випадку теплий гребінь розміщується над сходом

Сибіру – Аляскою, центр холоду – над Євразією, а циркуляційна улоговина розміщується в європейському секторі.

В залежності від того, як переміщується циклонічний вихор (розділяючись чи не розділяючись), розрізняють два види потеплінь: біполярне і монополярне.

Загальними для всіх випадків потеплінь є: по-перше, в період потепління температура повітря в Арктиці стає вище літньої і може досягати значення, близького до 0 °С, по-друге, потепління супроводжується зникненням полярного циклонічного вихору та його заміною на декілька днів менш інтенсивним циклонічним вихором – на протязі декількох днів сильні західні вітри змінюються східними.

З настанням полярної ночі у високих та помірних широтах на поверхні 10 Гпа встановлюється характерний для зимового періоду західний перенос. Зміна радіаційних умов суттєво відображується на повторюваності осередків тепла. Найбільший ріст повторюваності осередків відбувається над східним сектором Арктики. Саме з цими першими в холодне півріччя осередками тепла пов'язана поява у цьому районі невеликих і ще нестійких областей високого тиску. Подальше охолодження мас повітря в полярній області тропосфери та стратосфери, поглиблення зимового стратосферного циклону, яке супроводжується посиленням західної циркуляції, з формуванням зон великих градієнтів температури і геопотенціалу, їх частими меридіональними перетвореннями – все це сприяє виникненню осередків тепла. Тому в зимові місяці повторюваність осередків тепла та їх інтенсивність найбільш великі. Наслідком великої повторюваності осередків тепла є поява на середніх картах температури за грудень-лютий у східному секторі Субарктики області тепла, а на середніх картах геопотенціалу – області високого тиску – північно-тихоокеанського антициклону. Формування стійкої найбільшої повторюваності осередків тепла, яка з'являється на всіх картах у східному секторі Субарктики, пов'язане з термічною неоднорідністю, що виникає на стику материка та океану, де спостерігаються найбільші градієнти температури. У цих умовах на півночі Тихого океану розвивається найбільш інтенсивна локалізована циклонічна діяльність, а в тропосфері і стратосфері формується найбільш глибока, розвинута в південному напрямку циклонічна улоговина. В зоні великих градієнтів температури та геопотенціалу на південній і східній периферії цієї улоговини систематично виникають області конвергенції повітряних течій і розвиваються вертикальні рухи повітря. При низхідних вертикальних рухах відбувається адіабатичне нагрівання повітря та виникають осередки тепла. Отже, осередки тепла виникають у зонах найбільших градієнтів температури, тиску та швидкості вітру.

Дані про температурний режим нижньої стратосфери необхідні для визначення стелі надзвукових літаків. При визначенні цієї важливої

льотно-технічної характеристики літального апарату необхідно використовувати температуру повітря на AT_{100} гПа. Відомо, що при зміні температури повітря стеля літака може варіювати у широких межах. При підвищенні температури повітря на рівні 100 гПа на 10...15 °С стеля надзвукового літака при $M = 2$ зменшується приблизно на 1,5...2,0 км.

Висота і температура тропопаузи. Перехідний шар між тропосферою і стратосферою – тропопауза – здійснює вплив на розвиток атмосферних процесів. Тропопауза є затримуючим шаром: під нею накопичуються аерозолі, створюючи серпанок і сприяючи утворенню хмар верхнього ярусу; вона обмежує ріст хмар по вертикалі. В середині тропопаузи спостерігаються великі вертикальні зсуви вітру, які призводять до бовтанки літаків. Поблизу тропопаузи розміщується рівень максимальної швидкості вітру. В шарі тропопаузи звичайно відмічається мінімальна температура повітря. Оскільки розгон надзвукового літака і перехід до надзвукового режиму польоту найбільш економічно виконувати при низькій температурі повітря, то подолання звукового бар'єру здійснюється, як правило, у шарі тропопаузи.

Для арктичного басейну характерно два головних максимуми висоти тропопаузи: літній – мусонний і зимовий – динамічний. Літній максимум, який спостерігається у липні чи серпні, пов'язаний з прогріванням повітря та підйомом тропопаузи над оточуючими арктичний полярний басейн материками. Другий максимум, який приходить на середину зими (у листопаді - січні), обумовлений інтенсивною адвекцією тепла із помірних широт і високою тропопаузою, розвитком над Арктикою високих антициклонів і гребенів. Крім того, спостерігаються два мінімуми висоти тропопаузи. Осінній мінімум, який відмічається звичайно у вересні, обумовлений зменшенням літніх термічних впливів материків та інтенсивною циклонічною діяльністю. Весняний, який реєструється частіше у квітні, очевидно, викликаний послабленням адвекції тепла із помірних широт і високою тропопаузою у зв'язку зі зменшенням меридіонального обміну.

Середня місячна температура тропопаузи виявляє не подвійний, а простий річний хід з максимумом влітку та мінімумом взимку. Це пояснюється впливом на температуру тропопаузи більш значних сезонних змін температури стратосфери. Амплітуда річного ходу температури тропопаузи становить 15...16 °С і є максимальною у північній півкулі.

Неперіодичні коливання висоти і температури тропопаузи пов'язані з проходженням тропосферних баричних систем. Максимуми висоти тропопаузи, які звичайно досягають 10...11 км, пов'язані з теплими гребенями і нерідко супроводжуються тропосферними струминними течіями. Мінімуми висоти тропопаузи, які мають порядок 4...7 км, спостерігаються у тилівій або центральній частинах циклону.

Максимальні температури тропопаузи (близько-35 °С) відмічаються літом, а мінімальні (близько -75 °С) – зимою.

На протязі семи місяців (частіше, з травня по листопад) у східному секторі Арктики переважає інверсійний розподіл температури у шарі тропопаузи. Проте влітку, коли повторюваність інверсійної тропопаузи переважає 90%, зустрічаються окремі випадки ізотермії чи падіння температури. Вони спостерігаються при опусканні тропопаузи в циклонах або при злитті тропопаузи з фронтами. На протязі п'яти місяців (звичайно, з грудня по квітень) переважає падіння температури з висотою або ізотермія в тропопаузі. Ці зимові типи тропопаузи спостерігаються 2...3 місяці поспіль після того, як у стратосфері встановлюється зменшення температури з висотою. Руйнування інверсійної тропопаузи обумовлено і впливом більш високих, охолоджених радіаційним випромінюванням шарів атмосфери. Стратосфера охолоджується дуже швидко, в той час як температура тропосфери змінюється значно менше, в результаті відбувається розмивання тропопаузи.

У холодне півріччя, у високих депресіях, що заповнюються, в потужних по вертикалі зонах тропосферних фронтів можуть спостерігатися невеликі вертикальні градієнти температури та ізотермії. У таких випадках положення тропопаузи встановити не вдається, тропопауза розмита і практично зникає.

2.2.3 Режим вітру в тропосфері

Із всього комплексу метеорологічних факторів, які впливають на повітряне судно (ПС), вітер є одним із найбільш важливих. Аеродинамічні сили, які визначають рух літака, залежать в першу чергу від значення повітряної швидкості, а також від її орієнтації відносно осі літака. Інформація про вітер біля поверхні землі дозволяє вибрати курс виконання зльоту та посадки на ЗПС. Хоча для сучасної авіації характерні високі швидкості, проте, оскільки її польоти здійснюються на великих висотах (у верхній тропосфері та нижній стратосфері), де спостерігаються значні швидкості вітру, вплив останніх на політ значний. Воно виражається у змінах пільової швидкості, у появі помітного зносу літаків. Доцільно використовувати сильний вітер, якщо він попутний, а при наявності зони зустрічного вітру, навпаки, обійти цю зону, щоб запобігти значного збільшення тривалості польоту.

Тропосферу Арктики на протязі року займає центральна область кліматологічної депресії, тому природно очікувати, що в центральній Арктиці відсутній будь-який переважаючий потік у межах тропосфери. Західні вітри також не виділяються у порівнянні з іншими напрямками. Це підтверджується розподілом зональної складової геострофічного вітру на рівні 500 гПа, згідно якому максимальний західний перенос

спостерігається біля східного узбережжя азіатського материка, а в центральній Арктиці відмічається мінімальна швидкість західного переносу. Середня швидкість вітру на рівні моря в центральних районах мала (близько $4...5 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$). У шарі прильодової інверсії швидкість вітру швидко зростає з висотою. Посилення вітру в нижніх $100...200 \text{ м}$ особливо значне взимку, коли приземні інверсії найбільш інтенсивні. Вище швидкості вітру продовжують збільшуватися, досягаючи максимуму під тропопаузою, де розміщуються осі тропосферних струминних течій. Тропосферні СТ співпадають з найбільшими контрастами температури, підйомами та опусканнями тропопаузи і часто з теплими гребенями.

Тропосферні струминні течії в Субарктичній зоні. Польоти за строго встановленими повітряними трасами за наявності зон сильного вітру, в особливості СТ, слід проводити на найбільш вигідному рівні. При попутному вітрі в СТ рівень польоту повинен вибиратися ближче до рівня максимального вітру, при зустрічному – можливо нижче або вище цього рівня, але так, щоб хмари і турбулентність не перешкоджали польоту або не ускладнювали його.

За визначенням МОЦА, струминною течією називається сильний вузький потік з квазігоризонтальною віссю, розміщений у верхній тропосфері або стратосфері і який характеризується великими вертикальними та боковими зсувами вітру з наявністю одного чи більше максимумів швидкості вітру. Просторові розміри: тисячі км в довжину, сотні км в ширину та декілька км за товщиною. За вертикальний зсув вітру прийнято вважати $5...10 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ на 1 км , боковий зсув - $5 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ на 100 км . Нижня межа швидкості вітру на осі встановлена $30 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$.

Як відомо, стратосферні СТ пов'язані з зонами найбільших градієнтів циркумплярних термобаричних систем у стратосфері, а тропосферні СТ генетично пов'язані з ВФЗ і можуть бути розділені за Х.П. Погосяном (географічний принцип) на позатропічні, субтропічні, екваторіальні. У полярних районах, звичайно, ми зустрічаємося з позатропічними СТ, які формуються між високими циклонами і антициклонами. Для них характерна велика рухливість, менша протяжність і менші швидкості вітру у порівнянні з субтропічними СТ. Окрім того, у них мала протяжність. Вона, імовірно, обумовлена найбільшою кривизною ізогіпс в середній тропосфері. На картах повторюваності СТ над центральною Арктикою розташований мінімум, при цьому ізолінії повторюваності у межах Арктики і Субарктики добре узгоджуються з ізолініями сезонних кліматологічних карт баричної топографії для середньої тропосфери.

Повторюваність тропосферних СТ над центральною Арктикою коливається між 20 і 10% . У тихоокеанському секторі Арктики повторюваність СТ зростає до 30% . Найбільші швидкості вітру спостерігаються зимою і становлять $100 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$. Тропосферні СТ

відмічаються у північних частинах висотних теплих гребенів, проникаючих в центральну Арктику, і часто пов'язані з інтенсивними циклонами. Найбільші величини середньої швидкості вітру у верхній тропосфері, які спостерігаються зимою, звичайно перевищують літні максимуми. Повторюваність струменів у середньому складає від 2 до 14 випадків за місяць. Як правило, виникає два максимуми СТ – літом і зимою (звичайно на кінець цих сезонів). Так як і максимум висоти тропопаузи, часто співпадаючий з ним літній максимум СТ носить характер мусонних впливів материків, які оточують Арктику. Нагрівання влітку повітря над континентами створює збільшення контрастів температури та посилення зональної циркуляції. Зимовий максимум, навпаки, часто пов'язаний з інтенсивним розвитком меридіональної циркуляції.

Тропосферні СТ в Арктиці характеризуються відносно малою горизонтальною протяжністю, що характерно для меридіональних процесів. Вони обумовлені замкнутими високими або висотними депресіями, які займають центральну Арктику (переважно літом), високими або висотними гребенями, рідше антициклонами (переважно зимою). Висоти осей тропосферних СТ генетично пов'язані з тропосферними фронтами та тропопаузою. Середня висота становить близько 8 км. Вони розміщені в середньому на 1 км нижче тропопаузи. Осі СТ вище тропопаузи спостерігаються рідко і переважно взимку, коли тропосферна СТ може в окремих випадках зливатися зі стратосферною. Тривалість існування СТ у східному секторі Арктики в середньому близька до 22 год. Товщини СТ мають порядок 2,5...3,5 км. Тропосферні СТ в Арктиці звичайно спостерігаються у теплом повітрі (повторюваність більше 75%), тобто їх осі переважно розміщуються за теплим або перед холодним фронтом. СТ частіше властиві оклюдованим фронтальним системам. Це пояснюється тим, що в циклонічних утвореннях переважають оклюдовані, а також комплексні фронтальні системи, які виникли в результаті регенерації циклонів. Середні місячні швидкості СТ у центральних районах складають 40...43, а у східному секторі – 53...55 м·с⁻¹. Таким чином, швидкості тропосферних СТ в Арктиці виявилися близькими до швидкостей струменів у помірних широтах, але значно слабшими за ті, що спостерігаються в областях найбільшої активності ПФЗ.

Стратосферні струминні течії в Субарктичній зоні. Влітку в нижній стратосфері спостерігаються слабкі антициклонічні вітри. Середні місячні швидкості в період з травня по вересень убують в стратосфері до 4...6 м·с⁻¹. Переважають вітри східних складових, хоча зустрічаються і відхилення. Взимку переважні напрямки вітру частіше мають західні румби. В зимовий і перехідний періоди в Субарктиці та Арктиці нерідкі

випадки переважання меридіональних складових, що пояснюється двоцентровою структурою полярної депресії та перебудовою термобаричного поля.

Зимом розвиток стратосферної області низького тиску над центральною Арктикою і стратосферних областей високого тиску над помірними і субтропічними широтами створює великі контрасти температури між полярною і тропічною зонами в стратосфері. Різниця висот ізобаричних поверхонь на січневій карті 10 гПа досягає 200 дам, що відповідає середній швидкості вітру $150 \text{ км}\cdot\text{год}^{-1}$. Найбільші горизонтальні градієнти температури створюються між 60 і 80° пн.ш. У грудні, коли температура шару 20...25 км в полярній області опускається до $-70\text{...}-80^\circ\text{C}$, у помірних широтах спостерігаються температури близькі до $-50\text{...}-55^\circ\text{C}$. В результаті формується переважно західна стратосферна СТ зі швидкостями вітру, що перевищують $100 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ на висотах 20...25 км і $150 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ на висоті 40 км. Стратосферна СТ утворюється на межі полярної ночі, де найбільший температурний градієнт формується як результат відмінностей радіаційного охолодження всередині та зовні цієї зони на протязі зими. Вона опоясує Арктику, розміщуючись широкою смугою у тій області, де виникають найбільші контрасти температур.

Генетично пов'язана з периферією зимового циркумполярного циклону СТ змінює своє положення та інтенсивність у зв'язку з режимом циклону. Вона зміщується далеко в помірні широти у вершинах планетарних стратосферних улоговин. У стратосфері центральної Арктики спостерігаються більш слабкі вітри, ніж у периферійних районах, де мають місце найбільші температурні контрасти між стратосферою помірних широт, що освічена Сонцем, і арктичною стратосферою, яка знаходиться в тіні Землі. Стратосферні СТ проникають в центральну Арктику на периферіях зимових стратосферних гребенів і антициклонів або на периферії стратосферного циклону.

2.2.4 Низька хмарність та видимість в арктичних районах

Основними факторами, які визначають ступінь складності метеорологічних умов, є низькі хмари та обмежена видимість, які і складають сукупно мінімум погоди.

Мінімум – це загальний термін, який визначає у відповідних випадках граничні умови, за яких дозволяється: виконувати польоти підготовленому командирі повітряного судна, експлуатувати повітряне судно та використовувати аеродром для безпечного зльоту і посадки. При польотах в арктичних умовах і при виконанні льодової розвідки встановлюються наступні мінімуми: у відкритому морі видимість не менше 2000 м, висота нижньої межі хмар (НМХ) – не менше 150 м; поблизу берегової лінії

материка, островів та архіпелагів видимість не менше 5000 м при відсутності стокових вітрів, висота НМХ – не менше 200 м.

У високих широтах гроза майже не спостерігається, але тумани і низька хмарність відмічаються часто. Висока прозорість атмосфери обумовлює хорошу видимість. Проте приземні інверсії та накопичення під ними найдрібніших льодяних кристалів створюють умови для виникнення світлових стовпів та марева. Крім того, при низькій температурі в умовах штильової погоди після зльоту літака на ЗПС утворюється туман (іноді туман утворюється за автомашиною, що рухається по аеродрому), еволюцію якого передбачити практично неможливо. Великою небезпекою для польотів є і хмарна пелена, що характерна лише для арктичних районів. Вона являє собою хмари товщиною від декількох метрів до декількох десятків метрів і розміщена звичайно на висоті 30...100 м. Ці хмари невидимі для спостерігача з землі і можуть бути виявлені за допомогою індикатора висоти хмар (ІВХ) або РДВ. При польоті у хмарній пелені відмічаються значне погіршення видимості та помірне або сильне обледеніння.

При метеорологічному забезпеченні безпеки польотів необхідно приділяти увагу декільком факторам:

- термогігрометричним характеристикам повітряних мас, які найбільш чітко проявляються в їх сезонному та добовому ході;
- характеру синоптичних процесів;
- мезомасштабним процесам;
- впливу характеру підстильної поверхні та орографії місцевості.

Для метеорологічного забезпечення безпеки польотів велике значення має інформація про низькі хмари (висотою менше 300 м). Для арктичних районів характерний максимум повторюваності низьких хмар літом. Танення снігу і льоду влітку, збільшення площі розводь в арктичних морях призводить до підвищення вологості повітря і, як наслідок, збільшення повторюваності низьких хмар. Для внутрішньомасової шаруватої хмарності дослідження зміни висоти (Н) хмар через 1, 5, 10 і 20 хв показало, що висота хмар частіш за все змінюється у межах до 20 хв. Повторюваність значень зміни до вказаної межі через названі інтервали часу складає відповідно 92, 87, 83 і 74%. Максимум різниці для Субарктичних районів через 1 хв складає 75 м, через 5 хв – 81 м. Мінливість висоти НМХ збільшується з висотою. Через 10 хв при $H = 100$ м мінливість дорівнює 40...50 м, при $H = 200$ м близько 100 м, а при $H = 300$ м від 150 до 200 м. Синоптичні процеси обумовлюють фон коливальності висоти НМХ. Тут можна виділити п'ять характерних груп мінливості НМХ. Група I: St і Sc хмари без опадів в умовах синоптичного положення з незначними градієнтами атмосферного тиску, яке мало змінюється. Група II: St і Sc, із яких можуть випадати слабкі опади. Тут зміни середньої висоти НМХ відбуваються під впливом добового ходу

метеорологічних величин, що впливають на формування хмарності. Група III: St, Ns хмари з помірними опадами при проходженні атмосферних фронтів. Група IV: St, St fract, Ns з помірними опадами при проходженні атмосферних фронтів. Група V: Ns fract, Cu fract при слабких або помірних опадах в умовах швидкої зміни висоти (розмивання) хмар за холодним фронтом. Сюди ж відносяться і випадки випадіння інтенсивних опадів при різких зниженнях видимості, особливо при випадінні зливого снігу.

Просторова мінливість висоти хмар суттєво залежить від синоптичної ситуації, особливо при зміні внутрішньомасових хмар фронтальними. Спеціально проведені вимірювання НМХ у двох пунктах, розміщених на відстані 500 м, показали, що при $H = 100$ м і нижче різниця висот в 5...6% вимірювань буває до 50 м; при висоті 100...200 м різниця висот в 3...5% вимірювань дорівнює 50%; інакше кажучи, на відстані 500 м НМХ змінюються на 100...200 м. Настільки висока мінливість НМХ створює значні труднощі при зльоті - посадці повітряних суден.

Локальні зони хмар утворюються, в основному, при вторгненні морського арктичного повітря на континент. Це відбувається переважно в тилій частині циклонів. Морське арктичне повітря, будучи відносно холодним і вологим, має велику нестійкість. При його вторгненні на континент, особливо влітку, в ньому формуються хмари вертикального розвитку, які досить швидко стають Сb і дають зливі опади. Проте зони зливових опадів звичайно невеликі.

Загальна характеристика видимості в арктичному повітрі. Формування арктичного повітря відбувається у високих широтах зимою практично над всією територією за Полярним кругом; а літом – переважно над льодами Арктики.

Низька температура повітря, досить висока його сухість, снігова і льодяна підстильна поверхня обумовлюють хорошу видимість в арктичному повітрі. За безхмарної погоди при яскраво голубому небі можна виділити об'єкти на великій відстані. Відмічались випадки, коли над Чукоткою в арктичному повітрі горизонтальна видимість складала більше 100 км

Слід відмітити, що в арктичній повітряній масі з висотою голубизна неба стає все більш густою, видимість звичайно збільшується. У морському арктичному повітрі видимість дещо краща, ніж в континентальному. По мірі просування повітря на південь, над континентом воно трансформується, стає більш вологим. В арктичному повітрі спостерігається слабке опалесцирующее помутніння, яке виражається в голубуватому забарвленні віддалених предметів і в оранжевому забарвленні світла, яке проходить. Опалесцирующее помутніння обумовлено розсіюванням світла молекулами повітря та

дрібними домішками, розміри часток яких приблизно дорівнюють довжині хвилі світла. За відсутності опадів, туману та серпанку повітря Арктики дуже чисте і прозоре. В арктичному повітрі іноді можуть виникати локальні області погіршеної видимості за рахунок хмарності. Тумани утворюються у тих місцях, де виникають тріщини в льодах і з'являється відкрита вода. Температура водяної поверхні завжди вище температури повітря, і це призводить до появи у даному місці туману випаровування. Більш обширні області туманів виникають в період полярного дня, коли повітря близьке до стану насичення і достатньо незначного зниження температури, щоб утворився туман.

Не дивлячись на велику відносну вологість приземного шару атмосфери, нижня межа видимості у серпанках не опускалась нижче 20 км. Це дозволяє вважати приземний шар атмосфери в арктичних районах вільним від впливу антропогенного аерозолі і віднести коливання горизонтальної прозорості атмосфери за рахунок фазових перетворень води. Висока прозорість атмосфери (більше 50 км) в середньому за період спостережень відмічалась у 21% випадків. Порівняно невелика повторюваність високої прозорості атмосфери у травні (6%), у серпні (5%) та вересні (10%) і максимальна – у липні (60%). Дні з опадами і серпанком у східному секторі Арктики склали в середньому 36%. Менш за все снігопадів та дощів зустрічається у липні (16%) і вересні (15%). Тривалість туманів 4...9 год складає 83%. Густі тумани (видимістю менше 200 м) відмічаються досить рідко. У 82% випадків видимість у туманах становить 400...1000 м.

Сумісний аналіз результатів спостережень і даних синоптичних карт дозволив виявити умови формування і причини змін прозорості атмосфери. Виявилось, що зв'язок між змінами атмосферних процесів із змінами горизонтальної прозорості атмосфери у східному секторі Арктики така ж як і над сушею: прозорість зменшується при проходженні теплих фронтів і фронтів оклюзії (випадіння опадів, адвективні тумани), а також при наявності обширних антициклонів і баричних гребенів (радіаційні тумани). Висока прозорість взагалі характерна для повітряних мас арктичного походження. Зменшення прозорості атмосфери у серпанках до значень менше 10 км пов'язане з присутністю у повітрі льодяних кристалів і крапель переохолодженої води, тобто з фазовими змінами води.

При метеорологічному забезпеченні польотів в арктичних районах необхідно детально аналізувати дані екіпажів, дані МРЛ і МСЗ. Крім того, необхідний детальний аналіз штормової інформації, яка поступає на АМСГ. Обов'язковим є вивчення та врахування місцевих особливостей виникнення небезпечних явищ погоди.

2.3 Метеорологічні умови Антарктики та їх вплив на політ літаків

Рельєф Антарктиди суттєво впливає на атмосферну циркуляцію та клімат ряду районів цього материка. Достатньо поглянути на карту, як можна чітко побачити, що близько 55% поверхні материка підіймається над рівнем моря більш ніж на 2000 м і близько 25% - на 3000 м. На величезному льодяному плато Східної Антарктиди не має високих гірських вершин, таких, як масив Вінсона, розташований на 78,6° пд. ш., 85,4° зах. д. і підвищений на 5140 м. Менше 3% загальної площі материка, яка становить приблизно 14×10^6 км², вільна від постійного льодяного покриву. Круті схили плато льодовика і гірські ланцюги поблизу берегів служать перешкодою для проникнення циклонів у центральну частину Східної Антарктиди і в район Південного полюсу. Тому, якщо в Арктиці циклони вільно перетинають район полюсу, то в Антарктиці основні шляхи циклонів пролягають над океанами, огинаючи материк із заходу на схід. Лише в поодиноких випадках спостерігається їх вихід на континент. Області стабілізації циклонів у морях Росса та Уедделла також у значній мірі обумовлені конфігурацією берегової лінії і прибережним рельєфом.

2.3.1 Радіаційний та температурний режим

Однією із основних характеристик радіаційних процесів в Антарктиді є той факт, що вкриті снігом поверхні материка і прилеглих до нього льодяних полів повинні відображати приблизно $\frac{3}{4}$ загального надходження сонячної радіації. Стан атмосфери над континентом дещо відрізняється від стану верхніх шарів над оточуючими морями: середня висота верхньої межі хмар над полярним океаном порівняна з середньою висотою снігової поверхні високого плато, середня кількість хмар порядку 8 балів, а альbedo хмар дещо менше, ніж альbedo снігу. Значна кількість поступаючої радіації поглинається водою, частково або повністю вільною від льоду. За наявності льоду, вкритого снігом, більша частина радіації відображається. Це одна із умов, яка сприяє тому, що протяжність та скупченість льодяного поясу навкруги Антарктиди і його сезонні зміни є вирішальними факторами радіаційного та теплового балансу субполярної атмосфери.

Коротке літо і тривала зима чітко визначають температурний режим Антарктиди, де літо триває лише два місяці (грудень та січень), а зима – шість місяців (з квітня по вересень). Крутий підйом материка та збільшення широти здійснюють сумісний вплив на появу різких змін температури в приземному шарі. Так, станції Мирний (66°33' пд.ш., 93°01' сх. д.), Піонерська (69°44' пд. ш., 95°30' сх. д.), Дюмон-д'Юрвиль (66°42' пд. ш., 140°01' сх. д.), Шарко (69°22' пд. ш., 139°01' сх. д.) можна вважати типовими для більш високої частини плато Східної Антарктиди. У зимові місяці середні температурні відмінності більші тих відмінностей

температури, які будуть при сухоадіабатичному процесі. Повітряні маси, низхідні по схилу, під впливом адіабатичних умов, виявляються більш холодними, ніж маси повітря, які вони витісняють. В окремих випадках температурні відмінності у два рази більші відмічених зимових середніх величин. Станції Літл-Америка I ($78^{\circ}23'$ пд. ш., $163^{\circ}46'$ зах. д.), Берд ($80^{\circ}00'$ пд. ш., $120^{\circ}00'$ зах. д.), Шеклтон ($77^{\circ}59'$ пд. ш., $37^{\circ}10'$ зах. д.) і Саут-Айс ($81^{\circ}57'$ пд. ш., $28^{\circ}50'$ зах. д.) показують наявність абсолютно різних умов на південний схід від двох різких поглиблень майже круглого антарктичного берега, тобто у морі Росса та Уедделла, розміщених приблизно на 11° на північ. Адвекція теплого повітря у тропосфері, за відсутності її у приземному шарі, є відмітною властивістю цих районів влітку та взимку. З цієї причини, а також через значно нижчі температури над шельфовими льодами, ніж на узбережжі Східної Антарктиди, температурні градієнти набагато менші, ніж на Землі Королеви Мері та Землі Аделі.

Станція Баія-Маргеріт ($68^{\circ}08'$ пд. ш., $67^{\circ}08'$ зах. д.), Ейтс ($75^{\circ}14'$ пд. ш., $77^{\circ}10'$ зах. д.), Літл-Америка II ($78^{\circ}34'$ пд. ш., $163^{\circ}56'$ зах. д.) та База Боллінга ($80^{\circ}08'$ пд. ш., $163^{\circ}55'$ зах. д.) вказують на зниження температури в напрямку полюсу на території, на якій ефект збільшення висоти більш значний порівняно з ефектом збільшення широти.

Із трьох станцій, розміщених на широті 78° пд. ш. приблизно на рівні моря, станція Літл-Америка є найбільш холодною. Середня багаторічна температура шести земних місяців в Мак-Мердо, розміщеній в південно-західній частині моря Росса, становить $-24,3^{\circ}\text{C}$, на станції Хенераль-Бельграно, у південно-східній частині моря Уедделла, $-31,0^{\circ}\text{C}$, а на станціях Літл-Америка та Фрамхейм $-33,2^{\circ}\text{C}$.

Для всіх прибережних станцій, а також для двох внутрішньоконтинентальних (Берд і Южний полюс), з грудня по березень – у найтепліші місяці – річний хід температури характеризується низькими величинами, в основному від 3 до 5°C , і великими значеннями зимою і весною. Цілком очевидно, що умови на Южному полюсі не можна вважати типовими для всієї внутрішньоконтинентальної області; полюс є єдиним місцем, де на протязі всього року відсутні добові коливання сонячної радіації; яка поступає на верхню межу атмосфери, а також значних добових коливань хмарності. На дванадцяти прибережних станціях амплітуда температури становить $5,2\dots7,0^{\circ}\text{C}$.

На всіх станціях, розміщених на плато, виявлена значна мінливість температури повітря на висоті метеобудки ($\approx 1,5$ м). Шар, в якому відбувається максимальне збільшення температури з висотою, виключно тонкий ($20\dots25$ м). Невелика дивергенція поля місцевого вітру разом з результируючою вертикальною адвекцією тепла, а також тимчасове посилення вертикального перемішування, викликаного невеликими

змінами профілю вітру повинні призвести до помітного збільшення температури. З припиненням процесів нагрівання знову утворюється сильна інверсія під впливом радіації, що надходить, і горизонтальної адвекції повітря із сусідніх районів, в яких таке явище було відсутнє чи виявилось слабшим. Сильні коливання такого роду характерні лише для найнижчих шарів і на них необхідно звертати увагу при метеорологічному обслуговуванні повітряних суден.

На всіх антарктичних станціях, розміщених приблизно на рівні моря, включаючи станції на шельфових льодовиках близько 78° пд. ш., спостерігались температури значно вищі точки замерзання. Навіть на станції Берд, яка знаходиться на відстані 700 км від найближчого берега на висоті 1500 м, абсолютний максимум (-0,6 °С) близький до цієї межі. Лише на декількох станціях, розміщених приблизно на рівні північніше 78° пд. ш., спостерігається абсолютний мінімум -40 °С, а на шельфових льодовиках -60 °С. На ст. Южний полюс один раз за 10 років зафіксовано температуру -80 °С. Ця величина часто відмічається на височинах центрального плато. Так, 24 серпня 1960 р. на ст. Восток зареєстрований абсолютний мінімум температури -88,3 °С. На прибережних станціях абсолютна амплітуда температури досягає 45...55 °С, а у внутрішньоматериковій області та шельфових льодовиках вона дорівнює відповідно 64 та 68 °С. Це не надто велика амплітуда у порівнянні з континентальними областями середніх широт північної півкулі.

Опис температурного режиму Антарктиди був би не зовсім повним, якщо б не була приділена увага Антарктичному півострову, відомому під різними назвами – півостров Пальмер, Земля Грейама або Земля Сан-Мартін. Ця гірська ділянка суші виступає приблизно на чотири градуси широти за межі Південного полярного кола і розділяє моря Белінсгаузена та Уедделла. Кліматичний контраст, а, відповідно, і погодний режим між двома узбережжями Антарктичного півострова величезний. Середня багаторічна температура на західному узбережжі приблизно на 4...6 °С вища, ніж на східному. Режим хмарності, амплітуда температури свідчать про те, що західному узбережжю властиві певні характеристики морського режиму. У той час як по інший бік гірського ланцюга, на відстані як правило менше 100 км на схід, режим такий же континентальний, як і на більшій частині шельфових льодовиків південніше морів Уедделла та Росса.

Приземна інверсія. Найбільш відмітною рисою температурного режиму Антарктики, окрім низьких температур у внутрішньоматериковій області, є приземна інверсія. За винятком двох літніх місяців, вона відрізняється впродовж всього року в районі високого плато і досить часто на решті території, включаючи прибережні райони. Середня потужність інверсії на різних станціях сильно коливається і залежить від сезону та

розташування станції. Приземна інверсія зазнає сильних добових змін, приблизно з половини жовтня до березня, а перехід на протязі доби від інверсії до умов нормального температурного градієнту переважає з листопада по лютий.

Потужна приземна інверсія викликається інтенсивним радіаційним випромінюванням поверхні при існуючих географічних та атмосферних умовах в Антарктиді. Заслуговує на увагу той факт, що інверсія ніколи не перевищує певну межу (40 °C) і на кінець довгої зимової ночі не буває більш потужної, ніж на початку. Коли небо стає ясным після хмарного зимового періоду та відносно високих температур повітря в приземному шарі, відбувається спочатку значна втрата тепла з поверхні, оскільки довгохвильова радіація, що відходить, набагато більша, ніж атмосферне противипромінювання. При помітному зниженні температури поверхні випромінюваний потік тепла зменшується, у той час як температура повітря у вільній атмосфері над шаром інверсії, а отже і противипромінювання атмосфери, змінюється мало.

Короткочасні зміни температури біля поверхні землі під час зимової ночі, найвірогідніше, викликаються змінами умов хмарності (наявність чи відсутність хмар), адвекцією повітряних мас з різноманітним вмістом у них вологи, в основному у вільній атмосфері над шаром інверсії, а також вертикальним рухом і перемішуванням у приземному шарі.

Тропосфера над інверсією також зазнає певних змін. Словами Векслера цей процес описується наступним чином: „Як тільки заходить Сонце, температура на материку різко знижується, а над океаном, лише частково вкритим льодом, температура знижується повільніше. Підвищення меридіонального температурного градієнта викликає бароклинну нестійкість у тропосфері, що призводить до створення багаточисленних глибоких циклонів. Ці циклони переносять величезну кількість теплих морських повітряних мас у південному напрямку в нижню тропосферу, ефективно „вентилуючи” великі ділянки Антарктиди над тонким приземним шаром холодного повітря та уповільнюючи, а іноді, і змінюючи нормальне сезонне зменшення приземної температури”.

Уявлення про те, що збурення синоптичного масштабу із субполярного поясу потужної циклонічної активності, яка викликає меридіальний обмін повітряних мас, проникають у континентальні області, підтверджуються оперативними синоптичними картами. Відносно тепле повітря, яке поступає з океану, також переносить вологу в основному у формі водяної пари; вміст води у рідкій чи твердій фазі у хмарах високих широт доволі невеликий. Більша частина вологи накопичується за рахунок опадів і відкладень льоду та підтримує стійкий потік льоду в льодовиках і шельфах назад до океану, а також низову хуртовину, яка сприяє погіршенню видимості.

Результати порівняння даних аерологічних спостережень в Антарктиці та Арктиці наводять на наступні висновки про особливості температурного режиму вільної атмосфери у полярних областях:

1. Тропосфера в Антарктиці більш прохолодна, ніж в Арктиці, впродовж всього року, особливо у літній період.

2. Нижня стратосфера в Антарктиці особливо холодна у порівнянні з Арктикою в зимовий період року. Влітку значення температури нижньої стратосфери обох полярних областей близькі між собою.

3. В Антарктиці, як і в Арктиці, найбільші сезонні зміни температури відбуваються у прильодовому шарі та в нижній стратосфері. Внизу вони пов'язані із впливом підстильної поверхні, у стратосфері – з радіаційним режимом шару озону.

4. Річні амплітуди температури тропосфери в Антарктиці у два-три рази менші, ніж в Арктиці. Це пов'язано з відмінністю у розподілі континентальних масивів в обох півкулях і впливом їх на температурний режим атмосфери.

5. Тропопауза в Антарктиці взимку розміщується вище, ніж влітку, тобто має добовий хід, зворотній тому, який спостерігається в Арктиці.

2.3.2 Циркуляційні умови та режим вітру

Середній тиск біля поверхні землі у Східній Антарктиді менше 700 Гпа, а над найбільш піднесеними частинами центрального плато навіть менше 600 гПа. Тому першим стандартним рівнем тиску, який може представляти вільну атмосферу цього материка є рівень 500 гПа.

Осереднені синоптичні карти показують асиметрію циркумполярного вихору, тобто можна зробити висновок, що у верхній тропосфері та нижній стратосфері адвекція теплого і холодного повітря переважає над різними секторами материка. Точніше кажучи, саме в західній Антарктиді часто зустрічається адвекція теплого повітря та додатні вертикальні рухи, про що свідчить аналіз вертикального градієнта температури. Протилежні умови – холодна адвекція та осідання – переважають у східній Антарктиді, а саме в секторі між 120 і 170° сх. д. Наприклад, у широтному поясі 75...80° пд. ш. на рівні 200 гПа, в Елсуерті (77,7° пд. ш.) і Халлі-Бей (75,5° пд. ш.) у зимові місяці температура нижча, ніж на ст. Літл-Америка (78,3° пд. ш.) та навіть на ст. Берд (80° пд. ш.).

У всіх шарах певні сезонні коливання відображаються на основному полі вихору, яке в тропосфері та нижній стратосфері завжди є циклонічним, а вище 20 км переходить у теплий антициклонічний вихор у літні місяці. Річна крива середнього тиску між 40 і 50° пд. ш. має два максимуми на протязі місяця рівнодення, тоді як у полярних районах близько 70° пд. ш. максимуми з'являються під час сонцестояння. Це призводить до помітного піврічного коливання меридіонального градієнта

тиску, що може бути переведено у середні зональні компоненти геострофічного вітру.

Для району південніше мису Горн надійно підтверджені осінні та весняні максимуми складової західного вітру, тобто штормів „рівнодення” за прикметою старих моряків. Це піврічне коливання інтенсивності навколополярних західних вітрів не обмежується приземним шаром, воно чітко помітно на рівні 500 гПа і характеризує атмосферний потік у стратосфері.

Зона переходу від переважаючих західних вітрів на східні знаходиться північніше 65° пд. ш. у місяці сонцестояння та південніше цієї паралелі осінню та взимку, а саме, у березні, вересні та жовтні.

Типовими для двох станцій східного узбережжя Антарктичного півострова, Сноу-Хілл ($64,4^{\circ}$ пд. ш., 57° зах. д.) і Хоп-Бей, є сильні, поривисті та холодні вітри, які дмуть з південно-західного сектору. За даними синоптичного аналізу, що охоплює більш обширні райони півострова південніше 60° пд. ш., можна пересвідчитися в тому, що ці вітри часто не відображають загальної картини поля тиску на рівні моря. Імовірно вони виникають, коли холодні стійкі маси повітря переміщуються зі сходу чи південного сходу над вкритим льодом морем Уедделла у напрямку гірського берега, біля підніжжя якого вони затримуються. Якщо не враховувати цю особливість вітру, то в синоптичному аналізі можуть бути (і були раніше) значні похибки.

Малі швидкості вітру типові для внутрішньоконтинентальної області, а найбільші величини зустрічаються в прибережному поясі, а саме, у тих районах, які близько розміщені до крутих уступів Антарктичного плато. Розглянемо приземний вітер внутрішньоконтинентальної області.

Приземні вітри на Антарктичному плато та їх зв'язок з інверсією температури. Над пологими схилами плато спостерігається досить велика стійкість напрямку приземного вітру в будь-якому одному місці. Сам переважний напрямок чітко пов'язаний з лінією падіння схилу місцевості в тому розумінні, що повітря рухається вниз по схилу, перетинаючи контурні лінії під кутом приблизно 45° вліво від лінії падіння. На мінімальній висоті в декілька сот метрів вітер повертає з висотою так, що його напрямок стає паралельним до контурних ліній місцевості і стійкість значно зменшується з висотою.

Домінуючий характер атмосферного руху у найнижчих, до декількох сот метрів шарах, найбільш яскраво виражений в місяці з сильною температурною інверсією (з березня по жовтень) можна пояснити наступним чином. Наявність шару холодного повітря приблизно постійної товщини над місцевістю з нахилом припускає існування горизонтального температурного градієнта в шарі інверсії, що еквівалентно термічному вітру. Цей термічний вітер, який повинен бути пропорційним нахилу місцевості та потужності температурної інверсії, можна розглядати як зсув

вітру між значеннями геострофічного вітру на приземному рівні та у верхніх шарах атмосфери.

Терміну „стоковий вітер” навмисно уникають при розгляді режиму приземного вітру над Антарктичним плато. Дійсно, як пропонував Х.Х. Летау ще в 1963 р. слід з точки зору динаміки атмосфери, провести чітку різницю між стоковим потоком над круто нахиленими поверхнями і біля їх підніжжя та зрівноважуючим потоком („вітровою інверсією”) над менш похилими сніговими і льодяними полями плато.

Типовий стоковий вітер характеризується відносно короткою тривалістю дуже сильних приземних вітрів на великій території або охоплює невелику територію (наприклад, у льодовиковій долині), якщо вітри продовжуються на протязі більш тривалого періоду часу. Відбувається це тому, що над потоком залишається невелика кількість холодного повітря, яке не може достатньо швидко поповнюватись, щоб підтримувати стійкий потік холодного повітря. Тому станції, на яких часто спостерігаються сильні стокові вітри, такі як мис Денісон, Моусон чи Мирний, часто зазнають типових „раптових затишків”, тобто різких припинень вітру, за яким слідує нові, виключно сильні, пориви холодного вітру постійного стійкого напрямку. Такі зміни характеру вітру можуть призвести до виникнення сильних зсувів вітру, які можуть спричинити відхилення повітряного судна від курсу або небезпечних режимів польоту.

Типовий інверсійний вітер, який також характеризується чітко вираженою стійкістю напрямку, може зберігатися на протязі тривалого проміжку часу, порядку неділь, з набагато меншими швидкостями. Поки радіаційні умови залишаються сприятливими, встановлюється майже зрівноважений потік, в якому відбуваються незначні коливання, викликані змінами типів розподілу тиску у вільній атмосфері над інверсією. Низькі температури в приземному шарі можуть зберігатися за рахунок охолодження більш теплого повітря із верхніх шарів випромінюванням і тепловіддачею. Переважаючий напрямок приземного вітру та його швидкість настільки тісно пов'язані з напрямком і крутизною схилу місцевості, що перші дві величини можуть бути обчислені, якщо відома топографія, і навпаки.

Кліматичне значення режиму приземного вітру. Роль інверсії та інверсійного вітру, очевидно, є важливою при розгляді проблеми збереження та стійкості антарктичного льодяного куполу на протязі багатьох століть. Проте, вітри над плато є досить малоефективним засобом переносу вниз по схилу холодних мас і хуртовин.

Переважаюче приземне поле вітру, обумовлене існуванням інверсії схилу і, звичайно, сили Коріоліса, повинне розглядатися як необхідний елемент існування льодяного куполу. Перенос снігу, викликаний слабкою низхідною складовою вниз по схилу, незначний.

Стокові вітри і снігові бурі. Значення терміну „стоковий вітер”, який використовується в метеорології, носить дещо двосмислений характер. У метеорологічному словнику (Huschke (Editor). Glossary of meteorology, 1959) даються два визначення: 1) будь-який вітер, що дме вниз по схилу, 2) гравітаційний вітер, тобто вітер, направлений вниз по схилу і викликаний відмінністю в густині повітря на схилі та горизонтальній поверхні. Виходячи із першого визначення, можна виділити три різних типи вітру, які характеризуються великою сталістю напрямку.

1. Вітри, які дмуть з відносно невеликою зміною швидкості на протязі неділь або місяців над просторими льодяними або сніговими полями, які мають невеликий уклін, і не викликають помітної зміни температури в даному районі. Ці вітри з динамічної точки зору можна пояснити як потік, зрівноважений градієнтом тиску, силами Коріоліса і тертя, які підтримують приблизну рівновагу. Їх можна назвати „інверсійними вітрами”, тому що вони в основному визначаються термічним вітром, обумовленим наявністю інверсії на схилах на протязі більшої частини року над Антарктичним плато.

2. *Фенові вітри.* Вони тепліші повітря, яке витісняють, коли наближаються до підніжжя схилу або дна долини; їх виникнення залежить від сприятливої синоптичної ситуації.

3. Вітри типу бори, що холодніші, ніж повітря, яке вони витісняють.

Для двох останніх типів характерні виключно великі коливання швидкості, і тому їх не можна представити як зрівноважуючий потік. Стокові вітри з’являються раптово, при цьому швидкість миттєво зростає від затишшя до 30...40 вузлів, і також несподівано настає припинення вітру – „затишшя”. Вітри обох типів часто спостерігаються в прибережних районах Антарктиди.

Повторюваність та інтенсивність стокових вітрів залежить від конфігурації та середнього кута нахилу прибережного схилу материка і від відстані між станцією спостереження і схилом. Чітко виражені річні, а у світлі місяці і добові коливання повторюваності та швидкості цих вітрів. Зміщення області низького тиску, центр якого розміщений над Південним океаном, уздовж берега в південно-західному секторі викликає значні коливання швидкості стокових вітрів у часі. Дуже сильні вітри повинні спостерігатися на західному та східному узбережжях, так як східний берег є багатим на ряд мисів, а західний порізаний вузькими морськими затоками.

Стокові штормові вітри описані в багаточисленних доповідях і повідомленнях. Вперше Моусон коротко виклав (1915 р.) несприятливі умови на мисі Денісон, яких він зазнав у польоті при швидкості вітру часом $\geq 20 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ через зливовий сніг на маленькому літаку без вітрового скла.

Великий інтерес, з точки зору безпеки роботи суден і літаків, представляють відомості про те, на яку відстань від берега поширюються екстремальні умови стокових штормових вітрів. Спостереження свідчать про те, що на відстані декількох кілометрів від берега поле вітру різко змінюється, якщо відмічається „істинний” стоковий вітер, а приземне поле тиску не сприяє поширенню потоку.

У смузі, паралельній узбережжю, в яких сила стокових штормових вітрів слабше повинна існувати добре виражена конвергенція і направлений вверх рух повітряного потоку.

Ці умови призводять до появи вертикальних масивів хмар і низової хуртовини, які спостерігались з суден, що знаходяться далеко від берега. На ст. Моусон спостерігались антарктичні смерчі, які представляють собою потужні вихори з вертикальною віссю і діаметром від декількох до сотні ярдів та нагадують вихори пилової бурі. Ці антарктичні смерчі з’являються у приземному шарі атмосфери, коли стоковий штормовий вітер тимчасово перестає дути в напрямку підніжжя схилів.

Снігові хуртовини (близзарди) – сильні штормові вітри, які несуть сніг, піднятий з поверхні землі або який випадає із хмар, а іноді той і другий одночасно, - є прикметами характерної синоптичної ситуації без участі стокового потоку. Вони, по суті, не відрізняються від зимових бурнів в деяких холодних континентальних районах північної півкулі. Причиною незначної вивченості цієї великомасштабної погодної ситуації в Антарктиді стало те, що станції, які передають дані про погоду, розміщені на великій відстані одна від одної, що робить неможливим детальний синоптичний аналіз.

В якості прикладу наведемо ситуацію, яка склалась в середині травня 1957 р., коли баричний гребінь поширився із південно-західної частини Тихого океану на більшу половину Антарктичного материка, а ряд глибоких циклонічних збурень над морем Росса приніс інтенсивні снігопади та дуже сильні приземні вітри на ст. Мак-Мердо, Літл-Америка і Берд. Відмітною рисою виявились протяжність та інтенсивність направленої до полюсу адвекції теплого вологого повітря, в результаті чого температура на ст. Літл-Америка підвищилась до $-1,0\text{ }^{\circ}\text{C}$ (багаторічна середня температура у травні $-31,3\text{ }^{\circ}\text{C}$), на ст. Берд до $-8,0\text{ }^{\circ}\text{C}$ ($-33,1\text{ }^{\circ}\text{C}$), а на ст. Південний полюс, де за чотири дні до цього температура була $-73,0\text{ }^{\circ}\text{C}$, - до $-34\text{ }^{\circ}\text{C}$ ($-57,4\text{ }^{\circ}\text{C}$). З повідомлення зі ст. Берд температура на рівні 700 гПа була $-10,0\text{ }^{\circ}\text{C}$, а в Хабарті (Тасманія), розміщеному на 37° пд. ш., ближче до екватора, $-9\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Вітровий режим вільної атмосфери над Антарктидою характеризується слідуючими особливостями. Над Антарктидою в нижній і середній тропосфері на протязі всього року панують вітри із східною складовою. Це свідчить про переважаючу тут циркуляцію антарктичного антициклону, центр якого розміщується над Східною Антарктидою. Влітку

антициклонічна циркуляція охоплює шар до 7 км, а взимку 3...4 км. Вище цього шару збільшується переважання вітрів, які мають західну складову. Зимом ці вітри стають переважаними у всій верхній тропосфері та нижній стратосфері. Такий режим вітру вказує на те, що в зимові місяці на цих висотах переважає циклонічна циркуляція, яка посилюється зі збільшенням висоти. Отже, взимку над Антарктидою формується висотний циклон, який розміщується над приземним полярним антициклоном. Так, над Мирним в області висотного циклону до 14 км переважають вітри з північною складовою, які вказують на те, що повітряні потоки направлені від периферії до центра цього циклону, а вище, приблизно з рівня 17...18 км, в його області встановлюється західний зональний перенос.

Влітку циклонічний режим вітрів переважає лише у верхній тропосфері та в нижній стратосфері. Повторюваність вітрів із східною складовою в стратосфері швидко зростає з висотою, і з 20...22 км вони стають пануючими, тобто влітку над Антарктидою висотний антициклон забезпечує переміщення повітря із центральної області на його периферію. В окремих випадках у липні антициклонічна циркуляція в Антарктиді може поширюватись і в середню тропосферу, про що свідчать вітри із східною і південною складовими.

У тропосфері як влітку, так і взимку, зміна швидкості вітру має приблизно однаковий характер. Взимку у шарі від 2 км до тропопаузи швидкість вітру на 3...5 м·с⁻¹ більше, ніж влітку. Найбільших значень швидкості вітру досягають поблизу тропопаузи, вище цього рівня влітку швидкість з висотою різко зменшується. На висоті 20...22 км відмічаються найнижчі швидкості вітру взимку, після деякого послаблення в зоні тропопаузи, швидкості вітру в стратосфері з висотою різко зростають і досягають максимальних значень на рівнях, де панує західний зональний перенос.

Таким чином, у нижній стратосфері влітку переважають слабкі східні вітри в системі висотного антициклону, а взимку сильні західні вітри в системі висотного циклону. Формування висотного антициклону влітку відбувається у зв'язку з утворенням області тепла, як наслідок поглинання озоном сонячної радіації та підвищення температури стратосфери. Формування висотного циклону пов'язане із зворотнім процесом, тобто з сильним радіаційним охолодженням стратосфери в період полярної ночі та утворенням тут області холоду, яка сприяє посиленню циклонічної циркуляції у верхній тропосфері і поширенню її у нижню стратосферу.

2.3.3 Особливості режиму вологості, хмарності, опадів та видимості в Антарктиці

Вологість. Проблематичний характер стандартних вимірювань вмісту вологи у повітрі в полярних районах, і взагалі при низьких температурах,

добре відомий. Для прибережних станцій труднощі, обмеження та помилки не більші, ніж для будь-якого континентального району середніх широт у зимовий період. Справжня складність починається з підйомом на Антарктичне плато. Дуже низькі температури є лише однією із двох головних причин. Друга причина полягає в тому, що повітря в приземному шарі часто буває у стані перенасичення відносно льоду. Кристали льоду часто спостерігаються в приземному шарі на всіх внутрішньоматерикових станціях за таких умов, які підтверджують, що формування цих часток пов'язане з місцевими умовами, а саме, занадто слабким вітром, щоб підняти їх з землі вверх, безхмарним небом і більш теплим повітрям у верхніх шарах. Спостереження за інеєм на ст. Плато свідчили, що „відкладення інею на крані, встановленому на верху вежі (33 м від поверхні), не зникло повністю за зиму 1967 р., хоча воно дещо зменшилось по товщині за рахунок сильних вітрів, тим не менше до вересня радіус відкладення становив 40 см в основі і 10 см в діаметрі”.

Повітря, яке надходить із внутрішньоматерикової області, вкритої снігом або льодом, має низьку абсолютну та відносну вологість. Морське повітря порівняно вологе, і відносна вологість його ще більше збільшується, коли воно проходить над більш холодними водами, морськими шельфовими льодами або поверхнею землі, вкритою снігом.

Частота повторюваності туманів на прибережних і субантарктичних острівних станціях і на самому океані тісно пов'язана з адвекцією відносно теплового морського повітря на більш холодну підстильну поверхню. Для багатьох практичних цілей цікава відповідь на наступне питання: якщо видимість стала менше 1 км (або будь-якої небезпечної межі), то яка кліматична вірогідність різноманітних часових інтервалів тривалості туману? У табл. 2.1 наведені відповідні вірогідності часу збереження туманів різної тривалості.

Таблиця 2.1 – Повторюваність (%) туманів різної тривалості

Станції	Період	Час збереження туману				Загальне число випадків з туманом
		4	4...8	8...12	12	
Оркадас (1951-1956)	Листопад-квітень	37	29	19	15	127
	Травень-жовтень	55	30	8	7	60
Десеншен (1948-1956)	Листопад-квітень	64	24	7	5	107
	Травень-жовтень	62	26	5	7	109
Мельчиор (1947-1956)	Листопад-квітень	36	36	9	19	69
	Травень-жовтень	34	39	13	14	113

Примітка. Повторюваність виражена в процентах як відношення числа випадків з туманом встановленої тривалості до кількості всіх випадків з туманом.

Хмарність. “Особливо великі труднощі зустрічаються при проведенні спостережень за хмарністю на антарктичних широтах, де по всьому небу постійно спостерігається тонкий шар серпанку, іноді настільки тонкий, що його складно розрізнити. У цьому випадку доводиться зустрічатися зі складністю визначення кількості хмарності, а саме, дорівнює вона нулю чи десяти балам...” (Г.С.Сімпсон, 1919, цитується по Фовінкелю, 1957). Щоб повніше зрозуміти проблематичний характер статистики хмарного покриву за місяці чи за роки, додаємо проблеми, які виникають при спостереженні за хмарністю в результаті низової хуртовини або відсутності світла у безмісячні зимові ночі. Не дивлячись на це, така статистика є традиційною в кліматології. Основна частина цієї інформації представлена в табл. 2.2, яка об’єднує дані з різних станцій у відповідності з широтою, розміщенням та сезоном.

Таблиця 2.2 – Середня сезонна кількість загальної хмарності (у десятих бала) для різних кліматичних режимів

Широта, ° пд.	Станція	Період спостере- ження, роки	Сезон				Рік
			літо	осінь	зима	весна	
50 – 55	Шість островних	10 - 20	7,9	7,4	7,3	7,5	7,5
60,7	Оркадас	55	9,3	8,9	7,9	8,7	8,7
63 - 65	Три станції на західному узбережжі Антарктичного півострова	10 - 15	8,5	8,0	7,5	8,3	8,1
66 - 69	Шість станцій на узбережжі Східної Антарктики	7 - 10	6,9	6,9	6,4	6,7	6,7
70 - 75	Три станції приблизно на рівні моря	5 - 10	6,8	6,2	5,6	6,2	6,2
78	Три станції на шельфових льодовиках	7 - 11	6,9	6,3	5,1	6,4	6,2
69,5	Дві станції на плато (2400 – 2700 м)	2	5,5	6,0	4,6	5,0	5,3
79	Дві станції на плато (3500 – 3600 м)	3 - 9	3,8	3,4	3,3	3,9	3,6

Як за місячними, так і за сезонними даними, циркумполярний пояс максимальної хмарності знаходиться помітно північніше поясу мінімального атмосферного тиску на рівні моря і південніше поясу найсильніших західних вітрів.

Іншим цікавим моментом є форма хмарності. Значення загальноприйнятих назв та визначень має проблематичний характер для Антарктичного плато, тобто для більшої частини материка, а спостерігачі на різних станціях не завжди дотримуються одного і того ж „Руководства”.

Наприклад, на ст. Южний полюс найбільш часто вживається назва високо-шаруваті хмари.

Вона використовується навіть тоді, коли зникнення кулі радіозонду у хмарах вказує, що їх нижня межа розміщена нижче 1000 м над поверхнею. Тому порівняння даних не завжди є можливим. Проте слід відмітити, що навіть на ст. Плато, на якій приземна температура ніколи не перевищує -18°C , у літній час „опівдні в спокійні та ясні дні спостерігаються купчасті хмари середнього ярусу. У всіх випадках вони починаються з появи широких смуг, що вказує на конvekцію вздовж лінії конвергенції. Ці смуги розвиваються в хмарні поля, які в різній мірі охоплюють все небо. Краї всіх купчастих хмар при насуванні останніх на Сонце просвічуються” (Кін, 1969).

Опади та їх накопичення. Порівняння опадів на західному і східному узбережжях Антарктичного півострова коректно провести неможливо зважаючи на відсутність даних для узбережжя моря Уедделла. Тим не менше умови на узбережжі моря Белінсгаузена показують, що в цьому районі опади та снігонакопичення неможливо вважати однаковими. Ланцюг гір на півострові та прилеглих островах (висота окремих вершин більше 2500 м над рівнем моря) утворює нездоланну перешкоду на шляху відносно теплих і вологих мас повітря, які надходять із північно-західного квадранта в напрямку моря Уедделла. Отже, повторюваність, тривалість і кількість опадів у деяких обмежених районах на західному узбережжі значно перевищує відповідні величини, які спостерігаються у будь-якій іншій частині Антарктиди. Так, для станцій Мельчиор ($64,3^{\circ}$ пд. ш., $63,0^{\circ}$ зах. д.) і Альміранте-Браун ($64,9^{\circ}$ пд. ш., $62,9^{\circ}$ зах. д.) в якості середньорічної суми можна припустити 1000 мм або значно більше. Існує висока кореляція між появою та інтенсивністю північно-західного потоку і кількістю опадів у цьому районі.

Вимірювання опадів за допомогою дощомірів, снігомірів, вагових вимірників та інших колекторів представляє собою досить безнадійний захід на протязі більшої частини року майже на всій території материка. Лише в прибережних районах зрідка спостерігається випадіння рідких опадів. В Антарктиці основна увага приділяється визначенню накопичення опадів, а не обліку їх випадіння. Повне накопичення повинне розглядатись як кінечний результат випадіння найтвердіших опадів, випаровування,

утворення інею при від'ємній сублімації, яка називається осіданням, та ефектів хуртовини.

Над внутрішньоматериковою областю Антарктиди у середній тропосфері спостерігається переважання притоку порівняно вологого повітря із субантарктичних районів, тому можна припустити, що в більшості випадків відносна вологість над інверсією не менше 20...50% за відсутності хмарності і, безсумнівно, вище за наявності хмар.

У безхмарний день на плато температура в ізотермічному шарі над інверсією становить приблизно $-40...-45$ °C з відносно невеликими коливаннями від дня до дня; пружність пару відповідно дорівнює 0,03...0,1 гПа. За наявності приземної інверсії, рівної близько 20...25 °C, слідує, що збільшення вологи у повітрі з висотою повинно бути частим явищем. За таких умов повинен існувати направлений вниз перенос водяної пари через турбулентну дифузію (слабкої, але не рівної нулю в дуже стійкому шарі зі значним зсувом вітру). Цей направлений вниз перенос вологи призводить до наявності часток льоду у нижній частині інверсії і до відкладення інею на поверхні снігу.

На двох станціях – Советская і Комсомольська, на яких середня швидкість вітру менше $4 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$, а хуртовина буває не часто, спостерігачі намагались провести різницю між опадами, які випадають із видимих хмар, і опадами, які обумовлюються осіданням кристалів льоду, утворених у шарі інверсії, та формуванням інею або паморозі. На високому плато опади за відсутності хмарності – практично повсякденне явище.

Для прибережних районів і більш низьких та крутих схилів льодовиків відношення між опадами та накопиченням ще більш невизначене і може змінюватися від місця до місця. Хуртовина також перешкоджає скільки-небудь точному вимірюванню опадів.

Снігоперенос і хуртовина. Піднятий у повітря сніг може помітно знизити горизонтальну видимість. Під час хуртовини наноситься значна шкода наземним спорудам, якщо при будівництві не враховувався їх вплив. Хуртовина становить серйозну небезпеку для людини під час подорожі та для літака під час посадки. При метеозабезпеченні авіації слід враховувати, що навіть при одній і тій же швидкості вітру інтенсивність переносу снігу може змінюватися кожного дня в залежності від приземних умов. Наприклад, тільки що випавший сніг у порівнянні з більш старим, вкритим настом, „сухий” дрібний сніг при низьких температурах у порівнянні з вологим снігом, більш крупний сніг при потепліннях, шорсткість поверхні, яка змінюється, снігові брижі, заструги тощо, і все це на невизначених і, можливо, великих відстанях, що охоплюються стоковим вітром. Ці мінливі фактори є особливо критичними для прибережних станцій. До речі, при високих швидкостях вітру ($\geq 15 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$) і сильно розвинутій турбулентності в приземному шарі видимість знижується до величин, які рідко зустрічаються на інших широтах, навіть при сильному

тумані. Так, на ст. Пор-Мартен у 1951 р. в 10% всіх метеорологічних спостережень видимість була 10 м і менше, що можна пояснити сильною хуртовиною, коли вона охоплює значні висоти.

Перенос снігу вітром може починатися при швидкостях вітру близько $6...7 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$, а з посиленням вітру кількість снігу різко зростає. Сніжинки, підняті вітром з поверхні, перетираються у сніговий пил, який володіє властивістю проникати через найменші отвори одягу, палатки, будинку. Цей пил, піднятий на велику висоту, створює сильне помутніння повітря і призводить до зниження дальності горизонтальної видимості. При шквалистій погоді на ст. Мирний спостерігалось утворення снігових смерчів та снігового туману, при яких сніговий пил поширювався у шарі до 200...250 м.

Людина, яка потрапляла в сильну низову хуртовину або сніговий туман, легко втрачала орієнтацію, так як суцільна снігова пелена закриває всі оточуючі предмети на відстані декількох метрів.

У береговій смузі створюються величезні снігові замети. Сильні замети спостерігаються також на ст. Піонерській та відмічаються на ст. Восток-1, розміщеній на схилі плато в 635 км від Мирного. Сніг, який зноситься вітром з материка в море, осідає в зоні затухання стокових вітрів, тобто в смузі шириною 10...12 км. Величезна кількість снігу, який виноситься в море, суттєво впливає на процеси охолодження моря та утворення морського льоду біля берегів.

При осінньому зниженні температури танення снігу, що потрапив у воду, припиняється; накопичувшись на поверхні, він утворює густий шар сніжури, яка при змерзанні перетворюється в морський лід, що сковає окремі пакові крижини, поступово утворюючи міцний припай, який має в районі Мирного ширину 20...25 км. Великі льодові поля можуть зламуватись штормовими та буревійними вітрами і виноситись у відкритий океан, суттєво поповнюючи кількість плавучих крижин в антарктичних водах і перешкоджаючи судноплавству.

3 МЕТЕОРОЛОГІЧНЕ ОБСЛУГОВУВАННЯ СУДНОПЛАВСТВА

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.

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.

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.

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.

3.1 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, 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.

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 $5 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ і більше, то в прогнозі вказується час очікуваної зміни в годинах або термінах;

- якщо очікується швидкість вітру $24\dots 28 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$, то додається словесна характеристика "сильний шторм", при вітрі $29\dots 32 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ - "жорстокий шторм", при вітрі $33 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ 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. 3.1.

Таблиця 3.1 – Градації видимості при туманах

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

прогноз опадів

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

Для обмерзання суден слід використовувати терміни, які надані в табл. 3.2.

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. 3.3.

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

Таблиця 3.2 - 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 3.3 - 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

3.2 Розрахунок рекомендованих шляхів плавання суден в океані

Із всіх гідрометеорологічних факторів, які визначають умови плавання суден, особливо велике значення мають льодова ситуація, хвилювання і вітер. Так, при зустрічному хвилюванні висотою 5...7 м більшість сучасних суден втрачає 30...50% швидкості, при цьому збільшується небезпека для суден і вантажів, що перевозяться.

Ступінь дії погодних умов визначається не тільки гідрометеорологічними факторами, але і тактико-технічними даними.

Для скорочення часу переходу, підвищення безпеки мореплавання і збереження вантажів капітанам суден часто доводиться обирати маршрути в обхід небезпечних зон льодів, сильних вітрів, штормового хвилювання і туманів.

Враховуючи це, оперативні органи Гідрометеослужби здійснюють спеціалізоване обслуговування транспортних і промислових суден, що сприяє підвищенню економічної ефективності роботи флоту та його безпеки. До такого виду обслуговування відноситься складення рекомендації суднам про найвигідніші шляхи плавання в океані.

Вплив гідрометеорологічних умов на плавання суден в океані і способи їх врахування при розрахунку рекомендованого шляху. Вплив гідрометеорологічних факторів 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.

Качка набуває небезпечного характеру в умовах: резонансу, втрати остійності судна на хвилюванні, заливанні та оголенні весельного гвинта.

Зазвичай 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), та провести штормування судна за порівняно сприятливих умов.

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 та устаткування. Інтенсивність слемінга залежить від курсу судна та елементів хвиль.

На відміну від вітрових хвиль великі брижі безпечні для судна, тому що хвилі їх закруглені і при слабкому вітрі не мають пінного гребеня. Проте одночасна зустріч хвиль брижі та вітрових хвиль, які переміщуються з протилежних напрямків, призводить до інтерферованого хвилювання („шттовханини”), в результаті якого судно відчуває неправильну і безпокійну качку, що несприятливо відображається на його стані.

Крім вітрових хвиль і брижі, для суден, які знаходяться в плаванні на просторах Світового океану, деяку небезпеку представляють хвилі-цунамі. Слід відмітити, що для суден не стільки небезпечні самі цунамі, скільки підземні поштовхи дна, особливо відчутні в районі епіцентру землетрусу. Двигтіння океанського дна, передаваючись через трьох-чотирьох кілометровий шар води, досягають поверхні океану і здійснюють різко виражену ударну дію на судно, спричиняючи йому різноманітні ушкодження. Такі двигтіння і коливання дна силою у 6 балів і більше можуть не тільки зірвати котли, машини і механізми з фундаментів, зруйнувати палубні надбудови і корпус, але й виштовхнути судно із води, що неминуче призведе до його загибелі.

Видимість. Плавання за умов 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.

Туман і похмура погода різко зменшують точність визначення місцезнаходження судна за допомогою візуальних та астрономічних

способів, що створює небезпеку зносу судна на значну відстань від заданого курсу.

Атмосферні опади (зливи, тривалі облогові дощі, снігопади різної інтенсивності, хуртовини), а також парення водяної поверхні в зимовий період погіршують дальність горизонтальної видимості.

Дуже велику небезпеку для суден, які плавають в антарктичних водах, представляє оптичне явище „біла пільма”, під час якої оточуюча місцевість ніби-то розчиняється в білявому однотонному освітленні, горизонт стає невидимим, що призводить до втрати уявлення про орієнтацію в просторі і відстанях.

Уздовж берегів, де натікає або існує холодна вода, туман є досить частим явищем, врахування якого необхідне, щоб запобігти мілководдя і посадки судна на мілину. В густому тумані попереджуючі звукові сигнали („туманні ревуни”), які подаються при малій горизонтальній видимості, значно допомагають штурману. Проте, не слід забувати про вплив метеорологічних умов, і зокрема туману, на поширення звукових сигналів, яке може помітно змінюватися навіть у штільову погоду в залежності від напрямку на джерело звуку і стану нижнього шару атмосфери. Так, звукові сигнали при слабкому вітрі можна буде почути на меншій відстані, якщо джерело звуку розміщене з підвітряної сторони судна, ніж з навітряної. Під час шторму із-за шуму вітру і хвиль звукові сигнали зустрічних суден навіть на близькій відстані складно розпізнаються.

Звукові сигнали судна, які поширюються у повітрі, насиченому великою кількістю водяних крапель в тумані, можуть відбиватись і складатись, тобто посилюватись і слабнути.

На дальність огляду радіо-локаційної станції (РЛС) впливають особливості вертикального розподілу температури та відносної вологості повітря, які будучи різними за величиною і знаком над тими чи іншими районами океанів обумовлюють існування шарів повітря з різною густиною. У випадку нестійкого стану нижніх шарів атмосфери відбувається різке у порівнянні зі стандартною атмосферою падіння температури при повільному зниженні вологості повітря. Виникаюча при цьому субрефракція (знижена рефракція) скорочує дальність поширення радіохвиль і, як наслідок, радіолокаційної видимості. В результаті надводні об'єкти, які мають невелику висоту над поверхнею моря, виявляються на відстані меншій, ніж за нормальних умов. Субрефракція звичайно виникає при адвекції холодних мас повітря на відносно теплу морську поверхню. Це найчастіше спостерігається в арктичних морях, особливо в районах плаваючих льодів і охолодженого узбережжя.

Коли в нижніх шарах атмосфери є інверсійний розподіл температури при різкому зменшенні вологості повітря по вертикалі, тоді виникає надрефракція (підвищена рефракція), що різко збільшує дальність

радіолокаційної видимості і дозволяє спостерігати об'єкти на неочікувано великих відстанях.

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 (рис. 3.1).

Потім з прогностичної карти хвилювання на першу добу (24 год) знімаються висоти хвиль і їх напрям на кожному з можливих шляхів. По номограмі визначається швидкість судна при даній висоті хвилі та її курсовому куті на кожному передбачуваному шляху. Знаходиться відстань, яку пройде судно за першу добу на кожному шляху. Одержані точки з'єднуються плавно лінією (ізохроною).

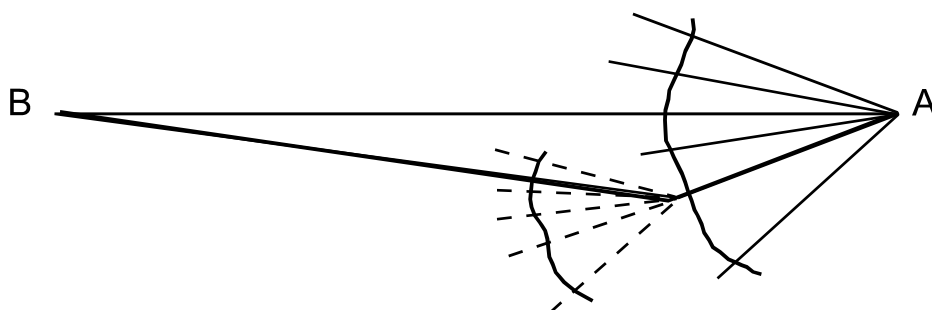


Рис. 3.1 – Побудова найбільш вигідного шляху за методом ізохрон:

- _____ - 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. 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. 3.2, 3.3).

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.

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. 3.2).

Номограма для розрахунку висоти хвиль (рис. 3.2) використовується при роботі з прогностичними картами тиску. Вона складається із чотирьох частин (квадрантів).

У квадранті I дається градусна сітка, кожна поділлка 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. 3.2) 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 $V = 17 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$.

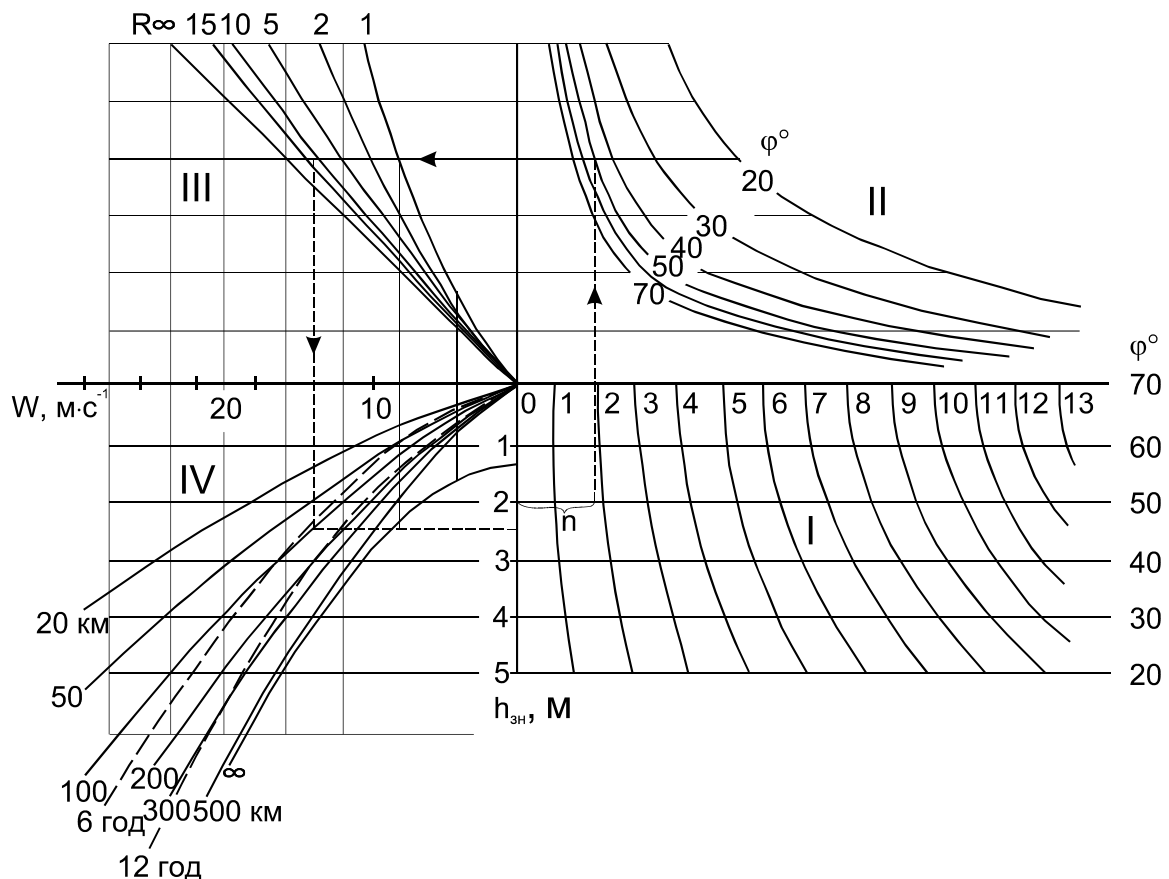


Рис. 3.2 – Номограма для розрахунку висоти хвиль по В.С. Красюку.

- 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 Е. Перемістившись із точки Е до перетину з вертикальною віссю в точці F, визначають висоту хвилі $h_{\text{зн}}$. В даному прикладі $h_{\text{зн}} = 4,3$ м.

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

3. Із врахуванням висоти хвиль, отриманих для вищевказаних точок, знайти швидкість судна V_c за номограмою В.С. Красюка (рис. 3.3). По номограмі визначають втрату швидкості ходу судна залежно від висоти ($h_{\text{зн}}$) і напрямку хвилювання, а також пройдену судном відстань (L).

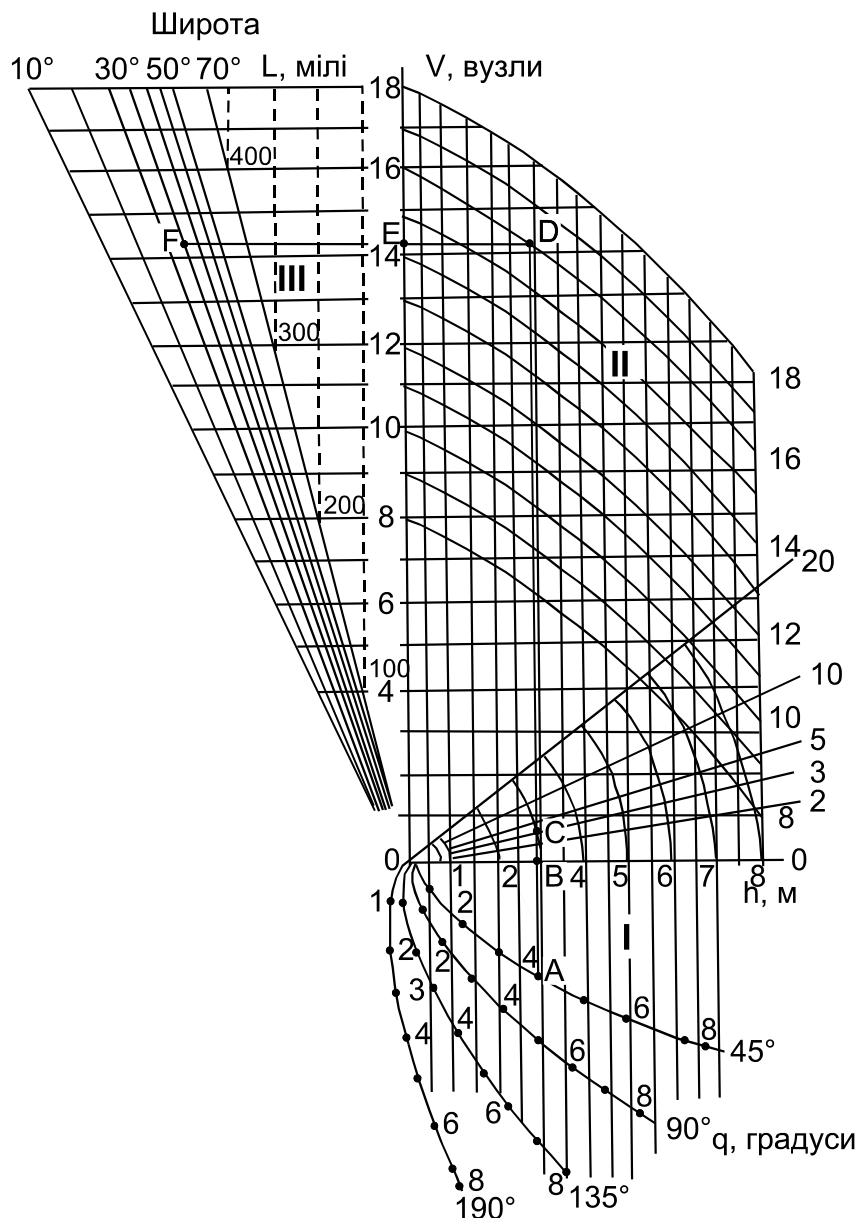


Рис. 3.3 – Номограма В.С. Красюка для розрахунку втрат швидкості ходу судна і пройденої відстані за добу в залежності від висоти (h) і напрямку поширення (q) хвиль з урахуванням водотоннажності судна.

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 Е), 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 Е 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. 3.3).

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?

3.3 Специфіка льодового плавання

На просторах окраїнних морів Північно-Льодовитого океану, водах Антарктики та акваторіях замерзаючих морів помірних широт льодовий покрив визначає сезонний ритм руху суден. В одні роки плавучі льоди, дрейфуючи під дією вітру скупчуються у певних полярних районах, в

інші – створюється розрідження льодів, з'являються розводдя і ополонки.

Морські льоди, як дрейфуючі так і нерухомі, створюють найбільш суттєві завади або нездоланні перешкоди при плаванні суден у порівнянні із впливом інших гідрометеорологічних елементів. Тому, коли скупченість льодів перевищує 7...8 балів, а товщина суцільного льодяного поля більше 0,5 м, тоді судна класу ПЛА звертаються за допомогою криголамів і здійснюють плавання за ними в арктичних і антарктичних водах на протязі всього навігаційного періоду. Судна підрозділяються на класи: ПЛА – посилений льодовий арктичний; ПЛ – посилений льодовий; інші, які проводяться криголамами через дрейфуючі льоди, якщо їх скупченість складає 3...4 бали. Із всіх класів суден формуються каравани двох видів: простий, який складається із одного криголаму, що веде групу суден; складний, який складається із двох-трьох простих караванів і, відповідно, двох або трьох криголамів.

При льодових проводках ураховуються не лише технічні характеристики судна, а також вплив на судна каравану різних параметрів дрейфуючих льодів, таких, як скупченість, товщина, торосистість, руйнування, вік, форми і розміри крижин, від яких залежать чисельність каравану, швидкість його руху і маршрут плавання.

Швидкість руху каравану в залежності від скупченості льоду змінюється у широких межах від 2 до 10 вузлів (середня 2...7 вузлів). Технічна льодова швидкість (чиста) відповідає максимально можливій швидкості, з якою можна безпечно рухатися в однорідному льодяному покриві протяжністю більше милі. При русі каравану в дрібнобитих льодах скупченістю 9...10 балів швидкість його знижується до 1...2 вузлів, при русі в крупнобитих льодах швидкість знижується від 1 милі до нуля. На швидкість криголамної проводки суден і на кількість їх в каравані впливає товщина льоду.

Дуже небезпечним для судна є вхід в льодові поля при свіжому боковому вітрі із-за збільшення вірогідності отримати удар льодом в борт або в скулу. Особливо небезпечним є положення судна лагом до кромки льодів, коли воно під впливом вітрового дрейфу всім бортом впроваджується в крижини, які колихаються на хвилях. Таке положення зовсім небажане для судна, яке знаходиться в баласті, так як володіючи великою парусністю, воно набуває швидкого дрейфу.

Втрати швидкості судна будуть змінюватися в залежності від напрямку його руху відносно льодових полів: якщо в сторону зростаючої льодовитості, то вони стануть більше, і навпаки, почнуть зменшуватися, коли судно буде тримати курс в райони убуючої льодовитості. Крім того, за одних і тих льодових умов, швидкість одного і того ж судна може виявитися різною в залежності від його технічних

характеристик. А саме, втрати швидкості судна в суцільних „рівних” полях льоду однакової товщини будуть менші в період танення льоду; при цьому лід, танучи по краях, пом’якшує силу удару судна, коли воно навалюється на нього. У періоди наростання товщини льоду, який до того ж стає особливо твердим, втрати швидкості судна досягають максимальних значень і, особливо, в залежності від ступеню торосистості льодів. На втрати швидкості судна суттєво впливає скупченість льодів.

Наприклад, в арктичних льодах скупченістю 9...10 балів і за наявності серед них тріщин і каналів швидкість безперервного руху дизель-електроходу „Обь” складала 3...4 вузли, а при скупченості льоду 10 балів і товщині 1,2 м швидкість знижується до 2 вузлів та менше.

На втрати швидкості, крім скупченості, товщини і міцності льодових полів, також впливає засніженість льоду. А саме, лід, занесений снігом, прилипає до корпусу судна, що призводить до безкорисної витрати потужності головних двигунів, але підвищує безпеку корпусу при активній роботі у льодах. Крім того, сніговий покрив на дрейфуючих льодах Антарктики погіршує прохідність судна, тому що сніг теж прилипає до його корпусу, збільшуючи тертя об край крижини. У результаті засніженість льоду досить помітно відбивається на втратах швидкості суден, так як у зв’язку з пресуванням прилипшого снігу марно витрачається потужність суднової машини.

Найменш прохідними для судна виявляються суцільні, без розводь, льоди, поміж яких воно рухається дуже повільно.

Під час криголамних проведок суден у дрейфуючих льодах, у тому числі і під час проходу в каналах, пробитих серед льоду криголамами, а також при самостійних льодових плаваннях, судна можуть отримувати ті чи інші ушкодження. Вони виникають головним чином із-за удару судна об лід або в результаті зіткнення з різними за своїми розмірами, формою і товщиною крижинами в умовах сильного вітру чи маневрування. Несприятливі умови для маневрування виникають при форсуванні молодих і дрібнобитих крижин після снігопаду, який перетворює їх поверхню в білосніжну рівнину, одноманітність якої не завжди дозволяє виявити вмерзлі тороси, ропаки та залишки полів (уламки) льоду. Вхідження з розгону у вузькі, з дуже нерівними краями тріщини у суцільному льодовому покриві, навіть при ковзному об них ударі, є небезпечним для суден.

Стиснення дрейфуючих льодів становить дуже велику небезпеку для суден, яка виникає, наприклад, якщо криги у своєму русі зустрічають будь-яку перешкоду (острови, банки, мілководдя) і придавлюють судно, яке опинилося серед них, до кромки рухомого льоду.

Льодове плавання суден, крім зазначених труднощів, ускладнюється ще й впливом обмеженої видимості, особливо туманів, які примушують різко знижувати швидкість суден, аж до повної зупинки з урахуванням гідрографічної обстановки, стану льоду, технічних характеристик суден, досвіду судноводіїв та інших обставин. Причина полягає в тому, що при поганій видимості (в тумані), а також під час випадіння опадів, у хуртовині та вночі плавання судна серед льоду стає більш складним у порівнянні з плаванням у світлий час доби. Справа в тому, що радіолокаційна видимість льоду залежить від багатьох факторів, у тому числі: відбивна здібність різного виду льоду, відстань до антени тощо. Наприклад, слабкі ехо-сигнали від млинчатого льоду фіксуються з відстані 0,5...1,0 милі. Плаваючі на вітрових хвилях і хвилях брижі окремі крижини, особливо ті, що мають висоту над водою більше 2 м та нерівну поверхню, посиляють надійні ехо-сигнали з 2, 3 – 4, і 5 миль відповідно. Проте, такі крижини, як „несяки”, що характеризуються великою зануреною масою та малою густиною надводної поверхні, яка несприятлива для відбиття, не дають зображення на екрані РЛС, точно так, як і молодий лід, „шуга”, „сало”, „нилас” і сіро-білий лід.

Крім обмеженої видимості, негативний вплив погоди на льодове плавання суден виявляється у формуванні гідрометеорологічних комплексів, які викликають обмерзання суден під час переходів посеред великих просторів чистої води, де можливий розвиток хвилювання. Інтенсивність бризкового обмерзання також залежить від скупченості льоду.

Береговий припай, що виявляється на екранах РЛС у межах від 1 до 4 миль, впливає на зміну радіолокаційної видимості берегів, викликаючи спотворення їх обрисів. Вплив берегового припаю на виявлення скалистих берегів незначний.

Хмарність і стан неба іноді є корисними для покращення орієнтації відносно розміщення суші. Так, купчасті хмари у вигляді пасма чи окремого утворення на чистому небі виникають над островами або береговими ділянками материків. Різні відтінки небосхилу вказують на мілководдя або ділянки суші (зеленоватий відтінок неба характерний для обмілин та рифів, зеленоватий з сірим – для скал). В арктичних та антарктичних морях плавучі льоди дають світле відображення на хмарному покриві („льодяне” небо).

У високих географічних широтах важкі пакові льоди можуть закрити вхід у бухти, в які не виключається проникнення айсбергів. У помірних широтах льоди іноді забивають бухти і суднові канали, що не лише ускладнює, але й примушує повністю припинити судноплавство.

Успіхи льодового плавання багато в чому залежать від повноти льодової та гідрометеорологічної інформації, а також від своєчасного і

надійного прогнозу синоптичних умов, небезпечних і стихійних явищ на шляху слідування суден.

3.4 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 об хвилі 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 слабке, помірне чи сильне обмерзання. Ступінь обмерзання в залежності від інтенсивності відкладення льоду наведена в табл. 3.4.

Обмерзання різної інтенсивності спостерігається при різних гідрометеорологічних умовах і у різних широтах розвивається не однаково. Для прикладу у табл. 3.5 наведені характеристики температури повітря та швидкості вітру, коли спостерігається обмерзання суден типу СРТ.

Таблиця 3.4 – Ступінь обмерзання риболовецьких суден в залежності від інтенсивності відкладення льоду ($t \cdot \text{год}^{-1}$)

Тип судна	Інтенсивність обмерзання ($t \cdot \text{год}^{-1}$)		
	слабке	помірне	сильне
РС	< 0,7	0,7...1,8	> 1,8
СРТ	<1,5	1,5...4,0	> 4,0
СМРТ	<3,5	3,5...8,0	> 8,0

Обмерзання 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 3.5 – Інтенсивність обмерзання суден типу СРТ в залежності від гідрометеорологічних факторів

Інтенсивність обмерзання	Швидкість вітру, $\text{м} \cdot \text{с}^{-1}$	Температура повітря, $^{\circ}\text{C}$
Повільне	від 0 до 9	від -1 до -3
Швидке	від 9 до 15	від -3 до -8
Дуже швидке	> 15 від 9 до 15	-3 -8

Дуже часто обмерзання спостерігається при температурах повітря від -1 до +6 $^{\circ}\text{C}$, при помірному чи сильному хвилюванні моря, при зустрічному чи боковому вітрі.

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. 3.4, дається прогноз обмерзання. Критерій інтенсивності обмерзання визначається у $\text{см} \cdot \text{год}^{-1}$ чи у $t \cdot \text{год}^{-1}$ для суден різної тоннажності.

Криві лінії у квадранті I на рис. 3.4 відображають залежність критерію інтенсивності від швидкості вітру та температури повітря при температурі води $t_w = 1^{\circ}\text{C}$, солоності $S = 35\text{‰}$ та висоті хвиль $h = 4\text{ м}$.

У квадранті II враховується поправка на відміну температури води від 1°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.

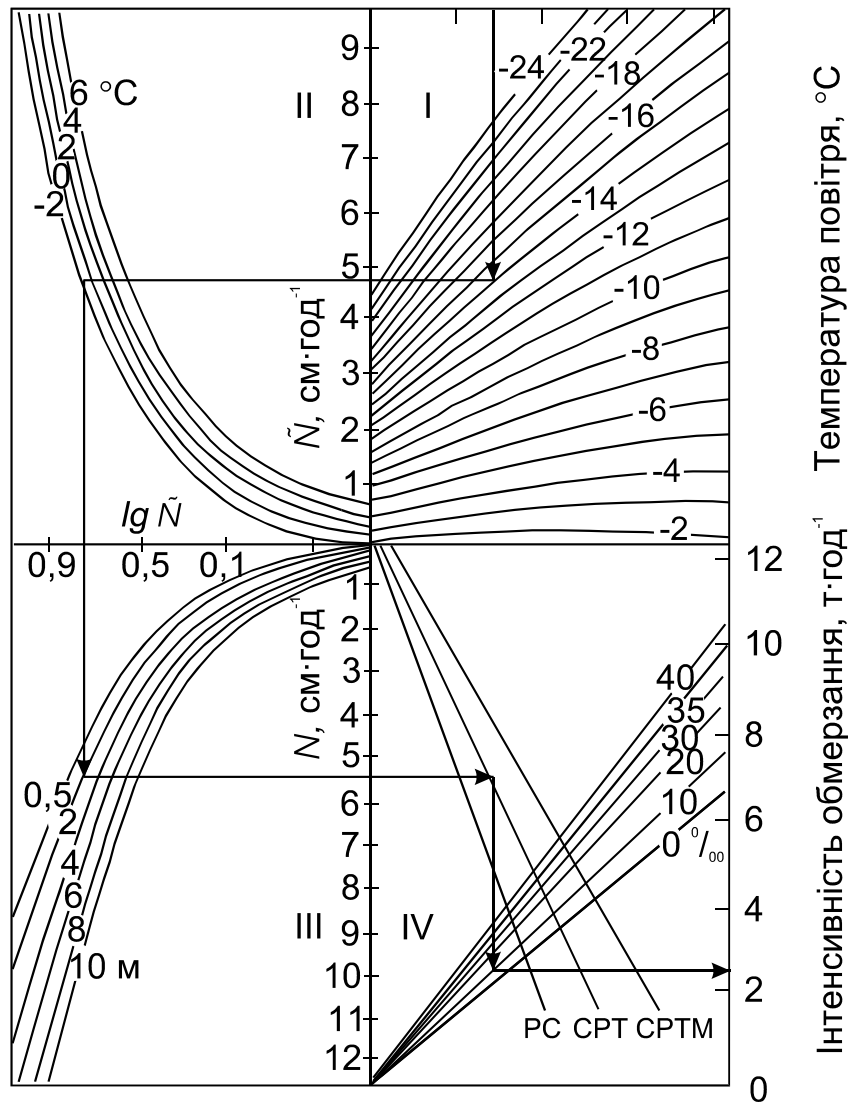


Рис. 3.4 – Графік для визначення інтенсивності обмерзання морських суден типу РС, СРТ, СМРТ.

Прогноз обмерзання суден складається на строк від 6 до 36 год і залежить від завчасності прогнозу погоди. Він дається у вигляді карти або тексту, де вказується очікувана інтенсивність та ступінь обмерзання окремо для суден різного тоннажу.

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. Як скласти прогноз обмерзання морських суден?

3.5 Причини утворення та прогноз цунамі

Причини виникнення хвиль цунамі. Термін «цунамі» в перекладі з японської мови означає «хвиля у гавані». Під цією назвою розуміють хвилі на поверхні моря, які спричиняються зміщенням ділянки дна океану при землетрусах, зсувом ґрунту та виверженням вулканів. Хвилі цунамі спостерігаються переважно у сейсмічно активних районах Світового океану, виникають внаслідок підводних землетрусів силою більш ніж 5...6 балів за шкалою Ріхтера, з епіцентром на глибині менше 50 км. Значні хвилі цунамі спричиняють великі руйнування вздовж узбереж морів та океанів, тобто розрахунок параметрів хвиль цунамі та їх прогноз має велике значення для господарської діяльності у прибережній зоні.

У наш час не існує надійних методів прогнозу виникнення цунамі. Звичайно, коли мова іде про прогноз цунамі, мають на увазі попередження про явище, яке вже існує та наближається до тієї чи іншої ділянки узбережжя. Засоби захисту від цунамі зводяться до винесення споруд за межі зони затоплення, а також організації служби попередження про цунамі. Такі служби створені у США, Японії, Росії та деяких країнах південно-східної Азії. Щоб система попередження цунамі була ефективною, вона повинна впродовж кількох хвилин визначити усі необхідні параметри землетрусу (положення епіцентру, час, магнітуду, глибину фокуса, відстань від джерела до узбережжя) та цунамі.

Основна причина утворення цунамі – тектонічні землетруси, які пов'язані з раптовим переміщенням великих мас земної товщі. Внаслідок різкого підняття та опускання дна океану у водній товщі відбувається зміна об'єму та тиску – хвилі стиснення та розрідження, які створюють на поверхні довгі хвилі. З епіцентру землетрусу хвилі цунамі розповсюджуються радіально-симетрично на всі сторони. Однак енергія хвиль розподіляється нерівномірно. Більша частина енергії сконцентрована вздовж нормалі до лінії розлому земної кори. Швидкість хвиль цунамі залежить від глибини, тобто вона змінюється при проходженні хвиль над ділянками з різними глибинами.

У глибоких районах моря швидкість хвиль може досягати 500...1000 км·год⁻¹, а відстань між послідовними вершинами хвиль досягає 500...700 км. Висота хвиль у центрі формування не перевищує 0,5...1,0 м, тому у відкритому океані хвилі цунамі непомітні. Однак при виході до мілководдя частина енергії хвиль переходить у потенціальну, внаслідок чого сильно збільшується висота та крутість переднього схилу хвилі. Потім відбувається руйнування хвиль та спад великих мас води назад до океану. В деяких випадках висота хвиль цунамі досягає 30...40 м.

Перед наступом цунамі на узбережжі звичайно відбувається зниження рівня моря та прихід невеликих хвиль. Потім може бути повторне зниження рівня, після чого приходить цунамі. За першою хвилею, як правило, приходить ще декілька хвиль більшої величини з інтервалами від 15 хв до 1...2 год. Звичайно максимальною буває третя або четверта хвиля.

Хвилі проникають в глибину суші в залежності від її рельєфу іноді на 10...15 км і, маючи велику швидкість, викликають величезні руйнування та людські жертви. Вплив цунамі залежить від форми берегової лінії, наявності чи відсутності бухт, заток, ширини входу в бухту та її довжини. Так, існує залежність висоти хвилі від ширини бухти при вході та в її вершині. Коли ширина бухти при вході в 6...8 раз більша, ніж у вершині, висота цунамі збільшується в 2...2,5 рази. Навпаки, при розширенні бухти до її вершини висота цунамі зменшується.

Прогноз цунамі. Передбачення цунамі, в першу чергу, залежить від того, як буде передбачено землетрус. На цей час землетруси не прогнозуються, тому задача прогнозу цунамі в прямому сенсі цього слова поки що не розв'язувана. Загальні відомості про цикли сейсмічності в тих чи інших районах дають тільки очікувану картину в багаторічному плані, тобто відома ймовірність сильних підводних землетрусів у таких роках, наприклад, у 1995-2000 рр.

Сьогодні під прогнозом цунамі мають на увазі розрахунок часу, необхідного для підходу хвилі від епіцентру землетрусу в океані до заданого пункту узбережжя. Для цього необхідно знати різницю часу Δt (в секундах) між приходом сейсмічної хвилі від епіцентру землетрусу, яка має швидкість V_c (в $\text{км}\cdot\text{с}^{-1}$) та приходом хвилі цунамі, яка має швидкість розповсюдження хвилі c (формула Лагранжа-Ері):

$$c = \sqrt{gH},$$

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 накрыли 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.

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?

СКОРОЧЕННЯ

СА – стандартна атмосфера

ІСАО

турбогвинтові (ТГД)

Турбореактивні двигуни (ТРД)

авіаційних картах погоди (АКП)

СТ (струминної течії)

ЗПС

Турбулентність при ясному небі (ТЯН)

ПС

ЛІТЕРАТУРА

Основна

1. Авіаційна метеорологія. Терміни та визначення основних понять. – Київ. Держстандарт України, 2002. – 16 с.
2. Баранов А.М., Богаткин О.Г., Говердовский В.Ф., Еникеева В.Д. Авиационная метеорология. - СПб.: Гидрометеиздат, 1992. - 347 с.
3. Богаткин О.Г. Практикум по авиационной метеорологии. – СПб.: Гидрометеиздат, 2005.- 183 с.
4. Богаткин О.Г., Тараканов Г.Г. Авиационные прогнозы погоды. - СПб.:РГГМУ, 2003. - 164 с.
5. Івус Г.П., Боровська Г.О. Практикум з авіаційної метеорології. – Одеса: «Екологія», 2006. – 217 с.
6. Івус Г.П. Практикум зі спеціалізованих прогнозів погоди. – Одеса: „Екологія”, 2007. – 321 с.
7. Правила метеорологічного забезпечення авіації. – Київ, 2005. – 86 с.
8. Руководство по прогнозированию метеорологических условий для авиации /Под ред. Абрамович К.Г., Васильева А.А. – Л.: Гидрометеиздат, 1985. - 301 с.
9. Сборник международных метеорологических кодов. - М.: Росгидромет, 1992. - 109 с.

Додаткова

11. Абузьяров З.К., Кудрявая К.И., Серяков Е.И., Скриптунова Л.И. Морские прогнозы. – Л.: Гидрометеиздат, 1998. – 320 с.
12. Блохина В.И. Метеорологическое обеспечение авиатрасс Субарктической зоны.
13. Дмитриев А.А. Динамика атмосферных процессов над морями Российской Арктики. - СПб.: Гидрометеиздат, 2000.- 234 с.

14. Климат Антарктики. Труды комплексной антарктической экспедиции. – М.: Государственное издательство географической литературы., 1959. – 288 с.
15. Климат свободной атмосферной зарубежной Арктики / Под ред. Долгина И.М., Гавриловой Л.А. - Л.: Гидрометеоздат, 1974. - 320 с.
16. Климат полярных районов / Под ред. Борисенкова Е.П. - Л.: Гидрометеоздат, 1973. - 444 с.
17. Мурти Т.С. Сейсмические морские волны цунами. – Л.: Гидрометеоздат, 1981. – 447 с.
18. Русин Н.П. Метеорологический и радиационный режим Антарктиды. - Л.: Гидрометеоздат, 1961. - 448 с.
19. Шапаев В.М. Гидрометеорологические условия и мореплавание. – М.: Транспорт, 1975. – 248 с.

Арктичні райони

В арктичних районах на протязі вього року спостерігаються складні для прогнозування умови погоди. Це обумовлено наявністю полярного дня і полярної ночі, низької температури повітря в зимовий період, сильними снігопадами (зарядами) у перехідні сезони, великою повторюваністю явищ погоди, які погіршують або спотворюють видимість (біла імла тощо), поганим проходженням радіозв'язку і вкрай рідкою мережею метеорологічних станцій.

В арктичних районах польоти літаків виконуються звичайно без запасних аеродромів. Метеорологічна служба у цих районах несе особливу відповідальність за якість метеорологічного забезпечення польотів. Тут неможливо виділити будь-який елемент погоди, тут важливе все.

У високих широтах гроза майже не спостерігається, але тумани і низька хмарність відмічаються часто. Висока прозорість атмосфери обумовлює хорошу видимість. Проте приземні інверсії і накопичення під ними найдрібніших льодяних кристалів створюють умови для виникнення світових стовпів та марева.

Крім того, при низькій температурі повітря за умов штильової погоди після зльоту літака на ЗПС утворюється туман (іноді туман утворюється за автомобілем, що рухається по аеродрому), еволюцію якого передбачити практично неможливо.

Велику небезпеку для польотів становить і хмарна пелена, характерна лише для арктичних районів. Вона представляє собою хмари товщиною від декількох метрів до декількох десятків метрів. Ці хмари не видимі для спостерігача з землі і можуть бути виявлені за допомогою *ИВО (РВО-2)*. Ця хмарна пелена розміщена звичайно на висоті 30...100 м. При польоті в

ній відмічаються значне погіршення видимості та помірне чи сильне обледеніння.

При метеорологічному забезпеченні польотів в арктичних районах необхідно ретельно аналізувати дані екіпажів, дані МРЛ та ШСЗ. Крім того, необхідний детальний аналіз штормової інформації, яка надходить на АМСЦ. Обов'язковим є вивчення та врахування місцевих особливостей виникнення небезпечних явищ погоди.

Значну допомогу в покращенні якості метеорологічного забезпечення цивільної авіації може надати добре організована взаємодія між різними метеорологічними підрозділами Гідрометслужби.