

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Хохлов В.М.

СИНОПТИЧНА МЕТЕОРОЛОГІЯ
(конспект лекцій)

АНАЛІЗ ТА ПРОГНОЗ РОЗВИТКУ
ПОВІТРЯНИХ МАС, АТМОСФЕРНИХ ФРОНТІВ
ТА БАРИЧНИХ УТВОРЕНЬ

Одеса 2004

УДК 551.509.5

Хохлов В.М. Синоптична метеорологія (конспект лекцій). Аналіз та прогноз розвитку повітряних мас, атмосферних фронтів та баричних утворень. – Одеса, 2003, 125 с.

Конспект лекцій з курсу синоптична метеорологія містить розділи, в яких описуються поля метеорологічних величин, повітряні маси, атмосферні фронти та баричні утворення. Детально розглядаються умови утворення та еволюції зазначених синоптичних об'єктів, характерна погода в них та принципи прогнозу їх розвитку.

Друкується за рішенням Методичної Ради
Одеського державного екологічного універ-
ситету (протокол № 11 від 27.11.2003 р.)

ЗМІСТ

1	Предмет синоптичної метеорології	4
1.1	Визначення. Синоптичний метод	—
1.2	Основні поняття синоптичної метеорології	6
1.3	Способи синоптичного аналізу і прогнозу погоди. Принципи складання карт погоди	8
2	Основні характеристики полів метеорологічних величин	12
2.1	Поле атмосферного тиску	—
2.2	Поле вітру	16
2.2.1	Геострофічний вітер	19
2.2.2	Градiєнтний вітер	21
2.3	Поле температури	23
2.4	Поле вологості, хмарності та опадів	27
2.5	Вертикальна швидкість та дивергенція	28
2.5.1	Загальні зауваження	—
2.5.2	Методи розрахунку вертикальних рухів	30
3	Повітряні маси	34
3.1	Умови формування повітряних мас	—
3.2	Термодинамічна класифікація повітряних мас	35
3.3	Географічна класифікація повітряних мас	37
3.4	Характеристика теплих повітряних мас	—
3.5	Характеристика холодних і нейтральних повітряних мас	38
3.6	Характеристики географічних типів повітряних мас	40
3.7	Трансформація повітряних мас	41
3.8	Вплив орографії на повітряні маси	42
4	Атмосферні фронти	44
4.1	Загальні відомості та класифікація атмосферних фронтів	—
4.2	Нахил фронтальної поверхні	48
4.3	Особливості баричного поля і поля тенденцій поблизу фронтів. Фронт як бароклинна система	52
4.4	Характеристики теплих фронтів	54
4.5	Характеристики холодних фронтів	59
4.6	Характеристики фронтів оклюзії	64
4.7	Утворення та розмивання фронтів (фронтотенез та фронтоліз)	68
4.8	Вплив орографії на атмосферні фронти. Мезомасштабні характеристики фронтів	72
4.9	Висотні фронтальні зони та струминні течії	76

4.10	Об'єктивний аналіз атмосферних фронтів	79
5	Циклони та антициклони помірних широт	82
5.1	Типи циклонів та антициклонів, стадії їх розвитку	—
5.2	Умови виникнення циклонів	85
5.3	Властивості циклонів на різних стадіях розвитку	92
5.4	Умови виникнення та властивості антициклонів в різних стадіях розвитку	98
5.5	Переміщення баричних систем	105
5.6	Регенерація циклонів та антициклонів	113
5.7	Вплив орографії на циклони та антициклони	117
5.8	Значення та способи прогнозу синоптичного положення	120
5.9	Прогноз виникнення циклонів та антициклонів	122
	Список рекомендованої літератури	125

РОЗДІЛ 1

ПРЕДМЕТ СИНОПТИЧНОЇ МЕТЕОРОЛОГІЇ

1.1 Визначення. Синоптичний метод

Синоптичною метеорологією називається наука, що вивчає закономірності розвитку атмосферних процесів з метою завбачення (прогнозу) погоди.

Погодою називається стан атмосфери в певний момент або проміжок часу над будь-яким пунктом чи районом земної кулі. Погода характеризується сукупністю значень метеорологічних величин, найважливішими з яких є тиск, температура і вологість повітря, вітер, хмарність, атмосферні опади, та особливих явищ, таких як туман, хуртовина, пильна (піщана) буря тощо.

Зміни погоди можна передбачати тільки на основі вивчення розподілу метеорологічних величин над географічними районами глобального масштабу, тобто порівняними з розмірами океанів і континентів. Для аналізу погоди в глобальному масштабі на географічні карти спеціальними умовними знаками та цифрами наносяться значення метеорологічних величин і особливих явищ погоди, які визначаються у єдиний момент часу на мережі метеорологічних станцій. Такі карти дістали назву *синоптичних карт* чи *карт погоди*.

Кarti погоди складаються як за спостереженнями у поверхні Землі, так й за аерологічними спостереженнями, що дає можливість робити тривимірний аналіз.

Синоптичні карти дали назву *синоптичному методу* вивчення і завбачення погоди, який ґрунтується на виявленні фізичних закономірностей розвитку атмосферних процесів за допомогою цих карт.

Основним способом синоптичного аналізу є зіставлення характеристик погоди, що нанесені на карти погоди, при цьому зіставляються:

- а) значення певної метеорологічної величини в різних пунктах, на різних висотах за певний момент часу;
- б) значення різних метеорологічних величин в певному пункті, в різних пунктах та на різних висотах за певний момент часу;
- в) значення певної або різних метеорологічних величин у послідовні моменти часу як в певному, так й в різних пунктах.

Основними принципами синоптичного аналізу є:

- *Комплексність аналізу.* Характеристики погоди аналізуються не ізольовано, а у комплексі з урахуванням їх взаємних зв'язків та обумовленості;

- *Тривимірність аналізу.* Розглядаються властивості атмосфери не на одному рівні в горизонтальній площині, а у значній товщі атмосфери на різних рівнях (тропосфера і нижня стратосфера);

- *Історична послідовність аналізу.* Робиться узгодженість аналізу карти погоди з аналізом попередніх карт. Процеси, що відбуваються в атмосфері, звичайно спостерігається протягом значного періоду і можуть простежуватися на послідовних картах погоди. Якщо аналіз зроблений правильно, логічна послідовність розвитку атмосферних процесів не порушується.

Важливими достоїнствами синоптичного методу є його наочність та оперативність.

Синоптичний метод дозволяє більш-менш успішно уникнути труднощів, що пов'язані з недостатністю метеорологічної інформації, її переривчастістю у просторі та часі. Це досягається через *інтерполяцію*, коли проміжні значення метеорологічної величини визначаються її значеннями на двох або декількох метеорологічних станціях, та *екстраполяцію*, коли імовірні значення метеорологічної величини визначаються за межами області, де ця величина є відомою. Інтерполяція та екстраполяція можуть здійснюватися як у просторі, так й у часі.

Певна річ, не всі явища погоди перебувають у полі зору метеорологічних станцій, які віддалені одна від одної на десятки, сотні, а інколи й тисячі кілометрів. Специфіка синоптичного методу полягає у тому, що він пристосований для аналізу великомасштабних атмосферних процесів чи процесів синоптичного масштабу, які охоплюють у горизонтальній площині сотні та тисячі кілометрів.

1.2 Основні поняття синоптичної метеорології

Погода та її зміни зв'язані з сукупністю повітряних течій синоптичного масштабу (атмосферною циркуляцією). При всій складності атмосферної циркуляції в ній можна виділити певні структурні елементи – баричні системи, атмосферні фронти і повітряні маси. Саме ці елементи є основними об'єктами синоптичного аналізу, тому їх називають *синоптичними об'єктами*.

Баричні системи – це області зниженого чи підвищеного атмосферного тиску, що утворюються у зв'язку з неоднорідністю його розподілу. Оскільки поле тиску тісно пов'язане з полем вітру, баричним системам властивий характерний розподіл повітряних течій. Сукупність баричних систем створює *баричний рельєф*.

Баричні системи виявляються на картах погоди через проведення ізоліній $p = \text{const}$, що мають назву *ізобари*. До областей зниженого тиску належать циклони та улоговини, а до областей підвищеного тиску – антициклони та гребені (відроги).

Циклон – це область зниженого тиску з мінімальним його значенням у центрі. Ізобаричні поверхні в циклоні знижуються від периферії до центра, тобто мають вигляд неправильної вирви з опуклістю вниз. Ізобари у циклоні замкнуті і мають різноманітну форму, але найчастіше ця форма має вигляд овалу. Діаметр (горизонтальна вісь) циклона досягає 100-3000 км, вертикальна потужність – 15-20 км. Тиск в центрі циклона помірних широт змінюється від 950 до 1030 гПа, але в середньому складає 1000 гПа.

В полі течій (полі вітру) циклон є гігантським вихором. В шарі тертя центр циклона є точкою збіжності повітряних течій, при цьому повітря рухається в північній півкулі проти годинникової стрілки, а в південній – за годинниковою стрілкою. У вільній атмосфері лінії течії майже співпадають з ізобарами (ізогіпсами).

Улоговина – область зниженого тиску, що розташована між двома областями підвищеного тиску. Часто це витягнута периферія циклона. Лінія в улоговині, що є геометричним місцем точок зі зниженим тиском, називається її *віссю*. Ізобаричні поверхні в улоговині знижуються від периферії до осі, а поле повітряних течій має циклонічний характер.

Антициклон – область підвищеного тиску з максимальним його значенням у центрі. Ізобари в антициклоні замкнуті, а ізобаричні поверхні підвищуються від периферії до центра і мають вигляд неправильного купола. Розміри антициклонів можна порівнювати з розмірами циклонів. Антициклон також є гігантським повітряним вихором з циркуляцією за годинниковою стрілкою в північній півкулі та проти годинникової стрілки – в південній. У шарі тертя центр антициклона є точкою розбіжності ліній течії.

Гребінь – область підвищеного тиску між двома областями зниженого тиску. Часто це витягнута периферійна частина антициклона. Лінія в гребені, що є геометричним місцем точок з підвищеним тиском, називається *віссю гребеня*.

Відріз – сильно розвинутий гребінь, часто з самостійною замкнутою

ізобарою.

Сідловина – область, яка розташована між двома циклонами і антициклонами, що лежать навхрест. Ізобаричні поверхні мають вигляд сідла – вони підвищуються в бік антициклонів і знижуються в бік циклонів. Для сідловини є характерними слабкі вітри.

1.3 Способи синоптичного аналізу і прогнозу погоди. Принципи складання карт погоди

Для аналізу атмосферних процесів і прогнозу погоди використовуються різноманітні засоби, а саме: карти погоди (приземні та висотні), аерологічні діаграми, вертикальні розрізи тощо.

Приземні карти погоди складаються через нанесення даних, що містяться в метеорологічних телеграмах. На приземні карти наноситься великий комплекс метеорологічних величин і явищ погоди, тому вони є найінформативнішими. Залежно від призначення складаються приземні карти погоди для різних територій: півкулі, частини континентів чи океанів (*основні карти*), декількох адміністративних районів (*кільцеві карти*).

Для аналізу полів метеорологічних величин на різних висотах за даними вертикального зондування атмосфери складаються *висотні карти погоди* або *карти баричної топографії*.

Карти баричної топографії поділяються на карти *абсолютної топографії* (АТ) і *відносної топографії* (ВТ).

Карта абсолютної топографії (АТ_p) являє собою карту висот ізобаричної поверхні $p = \text{const}$ над рівнем моря. Областям з найвищим положенням ізобаричних поверхонь відповідає більш високий тиск, а з найнижчим – більш низький тиск. Тим самим, карта абсолютної топографії ізобаричної поверхні $p = \text{const}$ характеризує стан баричного поля. Крім геопотенціальних висот на карту АТ_p наносять температуру, дефіцит точки роси, швидкість і напрямок вітру на цій ізобаричній поверхні.

В табл. 1.1 наведені наближені висоти над рівнем моря *основних* (чи *стандартних*) ізобаричних поверхонь. На сьогодні в оперативній роботі служби погоди використовують карти АТ₉₂₅, АТ₈₅₀, АТ₇₀₀, АТ₅₀₀, АТ₄₀₀, АТ₃₀₀, АТ₂₀₀, АТ₁₀₀, АТ₅₀.

Карта відносної топографії (ВТ_{p₁}^{p₂}) являє собою карти висот $H_{p_1}^{p_2}$ ізобаричної поверхні $p_2 = \text{const}$ над поверхнею $p_1 = \text{const}$. Найчастіше в оперативній роботі використовують карти ВТ₁₀₀₀⁵⁰⁰.

Таблиця 1.1 – Висоти основних ізобаричних поверхонь

p , гПа	H , км
1000	0
925	0,7
850	1,5
700	3
500	5
400	7
300	9
250	10,5
200	12
150	14
100	16
50	20
30	24
20	28
10	32

В холодній, більш густій повітряній масі тиск з висотою знижується швидше, ніж в теплій. Відповідно в холодній масі товщина шару $H_{p_1}^{p_2}$ менша, ніж в теплій, тобто величина $H_{p_1}^{p_2}$ прямо пропорційна середній температурі шару T_m . Тому карта відносної топографії еквівалентна карті розподілу середньої температури шару між ізобаричними поверхнями p_1 і p_2 .

Висоти ізобаричних поверхонь розраховуються за барометричною формулою геопотенціалу.

Геопотенціалом називається робота, яка витрачається на подолання сили тяжіння $F = mg$ при переміщенні частки з одиничною масою від центру Землі до заданого рівня. Умовились вважати значення геопотенціалу Φ на рівні моря рівним до нуля і всі розрахунки абсолютних значень Φ здійснювати відносно цього рівня.

При зміні висоти на величину dz відбудеться зміна геопотенціалу на величину $d\Phi = gdz$, звідки

$$\Phi_2 - \Phi_1 = \int_{z_1}^{z_2} gdz, \quad (1.1)$$

а при $z_1 = 0$

$$\Phi = \int_0^z g dz . \quad (1.2)$$

Формула (1.1) визначає величину відносного геопотенціалу, а формула (1.2) – величину абсолютного геопотенціалу.

Вважаючи прискорення вільного падіння $g = \text{const}$, з (1.1) одержимо

$$\Phi_2 - \Phi_1 = \delta\Phi = g\delta z, \quad (1.3)$$

де $\delta z = z_2 - z_1$.

Формула (1.3) дозволяє ввести зручну для метеорологічних цілей одиницю геопотенціалу. Розділивши ліву та праву частини (1.3) на 9,8 та позначив $\delta\Phi/9,8 = \delta H$, одержимо

$$\delta H = \frac{g}{9,8} \delta z \approx \delta z . \quad (1.4)$$

Практичною одиницею геопотенціалу є *геопотенціальний метр* (гп.м), який визначається співвідношенням (1.4) при $\delta z = 1$ м.

З основного рівняння статки

$$dp = -\rho g dz = -\rho d\Phi \quad (1.5)$$

через його інтегрування можна одержати *барометричну формулу геопотенціалу*, якщо урахувати $\rho = p/RT$:

$$d\Phi = -\frac{1}{\rho} dp = -RT \frac{dp}{p} = -RT d \ln p \quad (1.6)$$

і

$$\Phi_2 - \Phi_1 = - \int_{p_1}^{p_2} RT d \ln p . \quad (1.7)$$

Формула (1.7) й є барометричною формулою геопотенціалу в загальному вигляді.

Замінивши під інтегралом T її середнім значенням T_m в шарі $p_1 - p_2$ і вводячи чисельне значення газової сталої сухого повітря, одержимо

$$\Phi_2 - \Phi_1 = 287 T_m \ln \frac{p_1}{p_2}. \quad (1.7')$$

Оскільки $\ln \frac{p_1}{p_2} = 2,3 \lg \frac{p_1}{p_2}$ і $\frac{\Phi_2 - \Phi_1}{g_0} = H_2 - H_1 = H_{p_1}^{p_2}$, то робоча формула для обчислення відносної висоти ізобаричної поверхні $p_2 = \text{const}$ над поверхнею $p_1 = \text{const}$ (в декаметрах) набуває вигляду

$$H_{p_1}^{p_2} = 6.74 T_m \lg \frac{p_1}{p_2}. \quad (1.8)$$

Для заданих величин p_1 і p_2 значення $\lg(p_1/p_2) = \text{const}$ і, зокрема, маємо (в декаметрах)

$$H_{1000}^{500} = 2.029 \bar{T} \approx 2 \bar{T}. \quad (1.9)$$

Ізолінії $H_p = \text{const}$, тобто ізолінії абсолютної топографії, еквівалентні ізобарам на рівні z , поблизу якого знаходиться ізобарична поверхня $p = \text{const}$. При цьому проведення ізогіпс на карті AT_p через 4 дам рівносильне проведенню ізобар на рівні z через 5 гПа.

Аерологічні діаграми будуються для аналізу результатів зондування атмосфери в окремих пунктах. Вони дозволяють аналізувати зміни за висотою температури і вологості повітря в пункті зондування та розраховувати деякі додаткові характеристики атмосфери.

Просторові вертикальні розрізи атмосфери являють собою графіки, за допомогою яких за результатами одночасних зондувань атмосфери в декількох пунктах, що розташовані на карті приблизно вздовж однієї лінії (вісь X), аналізують стан атмосфери в площині XOZ .

РОЗДІЛ 2 ОСНОВНІ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПОЛІВ МЕТЕОРОЛОГІЧНИХ ВЕЛИЧИН

2.1 Поле атмосферного тиску

Поле атмосферного тиску p є скалярним неперервним (за діапазоном швидкостей руху в атмосфері) полем. В кожний момент часу p є функцією координат:

$$p = p(x, y, z), \quad (2.1)$$

тобто поле тиску є тривимірним полем. Як всяке скалярне поле, поле тиску зручно характеризувати еквіскалярними, в цьому випадку ізобаричними, поверхнями, рівняння яких має вигляд

$$p(x, y, z) = \text{const}, \quad (2.2)$$

У загальному випадку ізобаричні поверхні не співпадають з рівневими, а розташовані відносно до них під дуже невеликими кутами. Тангенс кута нахилу ізобаричної поверхні до рівневої має порядок $10^{-4} \div 10^{-5}$. За умови геострофічного вітру можна записати:

$$\text{tg } \beta = \frac{\ell}{g} V_g, \quad (2.3)$$

де β – кут нахилу;

$\ell = 2\omega \sin\varphi$ – параметр Коріоліса;

g – прискорення вільного падіння;

V_g – швидкість геострофічного вітру.

Якщо $\varphi = 45^\circ$ і $V_g = 10 \text{ м с}^{-1}$, то $\beta = 24''$.

Поле тиску на площині (рівневій поверхні) зручно описувати ізобарами – лініями $p(x, y) = \text{const}$, які є лініями перетинання ізобаричної поверхні з рівневою.

Для характеристики тиску на різних висотах використовується метод баричної топографії (див. п. 1.3), що ґрунтується на різниці висот ізобаричної поверхні в областях підвищеного і зниженого тиску. Описується це поле за допомогою ізогіпс – ліній однакових висот будь-якої ізобаричної по-

верхні.

Важливою характеристикою поля тиску є баричний градієнт $G = -\frac{\partial p}{\partial n}$, який спрямований по нормалі до ізобаричної поверхні в бік убавання тиску.

Зв'язок між змінами тиску на різних висотах можна одержати з барометричної формули, якщо продиференціювати її за часом:

$$\frac{\partial p_2}{\partial t} = \frac{p_2}{p_1} \frac{\partial p_1}{\partial t} + \frac{g\Delta z p_2}{RT_m^2} \frac{\partial T_m}{\partial t}. \quad (2.4)$$

Нехай середня температура шару за часом не змінюється, тобто $\frac{\partial T_m}{\partial t} = 0$. В цьому випадку з (2.4) випливає, що зміни тиску на верхньому і нижньому рівнях мають однаковий знак, але зміна тиску на верхньому рівні в p_2/p_1 разів менша, ніж на нижньому. Очевидно, що з висотою вплив першого члена праворуч швидко зменшується.

У розвитку атмосферних процесів істотна роль належить зміні тиску за часом. Для якісного опису причин зміни тиску можна скористатися рівнянням тенденції, яке можна одержати через спільне розв'язання рівнянь статки і нерозривності. Запишемо перше з них у вигляді

$$p_z = \int_z^{\infty} g\rho dz \quad (2.5)$$

і продиференціюємо його за часом

$$\frac{\partial p_z}{\partial t} = \int_z^{\infty} g \frac{\partial \rho}{\partial t} dz. \quad (2.6)$$

Ліву частину (2.6), тобто локальну зміну тиску на рівні z , часто називають *баричною тенденцією*. Для перетворення правої частини скористаємось рівнянням нерозривності

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} = -\left(\frac{\partial \rho u}{\partial x} + \frac{\partial \rho v}{\partial y} + \frac{\partial \rho w}{\partial z} \right) = -\text{div } \rho V, \quad (2.7)$$

де V – тривимірний вектор швидкості.

В результаті одержимо

$$\frac{\partial p_z}{\partial t} = - \int_z^\infty g \left(\frac{\partial \rho u}{\partial x} + \frac{\partial \rho v}{\partial y} + \frac{\partial \rho w}{\partial z} \right) dz = - \int_z^\infty g \operatorname{div} \rho V dz. \quad (2.8)$$

З (2.8) випливає: якщо у стовпі повітря, який лежить вище, має місце дивергенція кількості руху ($\operatorname{div} \rho V > 0$), тиск на рівні z з часом зменшується, якщо ж має місце конвенція кількості руху ($\operatorname{div} \rho V < 0$), то тиск збільшується.

Враховуючи, що $\rho_\infty w_\infty = 0$, тобто на верхній границі атмосфери перенос маси відсутній, запишемо (2.8) в такому вигляді:

$$\frac{\partial p_z}{\partial t} = - \int_z^\infty g \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) dz - \int_z^\infty g \left(u \frac{\partial \rho}{\partial x} + v \frac{\partial \rho}{\partial y} \right) dz + g \rho_z w_z. \quad (2.9)$$

Рівняння (2.9) дістало назву *рівняння тенденції*. Праворуч перший доданок визначає зміну тиску в зв'язку з горизонтальною дивергенцією швидкості вище рівня z , другий – в зв'язку з переносом (адвекцією) густини і третій – в зв'язку з вертикальними рухами на рівні z .

Наявність першого члена фізично означає, що при дивергенції швидкості виникають зміни тиску, які зв'язані з відпливом чи накопиченням маси повітря.

Адвекцію густини за умови геострофічного вітру у вільній атмосфері можна ототожнити з адвекцією температури, тобто зміною температури, що визначається тільки горизонтальним переносом. При додатній адвективній зміні температури у шарі, що лежить вище, тиск на рівні z зменшується, при негативній – збільшується.

Нарешті, вплив третього члена очевидний – при висхідних рухах на рівні z ($w_z > 0$) відбувається перенос маси повітря нагору і тиск на рівні z зростає, при низхідних ($w_z < 0$) – падає. Це справедливо для будь-якого рівня, за винятком земної поверхні, тому що перерозподіл маси у всьому стовпі повітря не може привести до зміни маси всього стовпа і біля його основи тиск з цієї причини змінюватися не буде.

Розглянемо ще одне рівняння, за допомогою якого можна визначити зміни тиску за часом, – *рівняння тенденції вихору швидкості* або *рівняння вихору швидкості*.

Нагадаємо, що як вихор швидкості $\operatorname{rot} V = \Omega$ розуміють вектор зі

складовими по осях x , y , z . Нас цікавить лише вертикальна складова

$$\Omega_z = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y},$$

яка характеризує завихрення руху в горизонтальній площині і яку надалі будемо називати „вихор швидкості” і позначати через Ω .

Для того, щоб одержати зазначене рівняння, скористаємось ізобаричною системою координат x , y , p , в якій замість вертикальної складової швидкості $w = dz/dt$ використовується її аналог $\tau = dp/dt$, що має протилежний знак до w . Рівняння вихору швидкості легко одержати, якщо перше з рівнянь руху продиференціювати по x , друге – по y та відняти другий результат з першого:

$$\begin{aligned} \frac{\partial \Omega}{\partial t} = & - \left(u \frac{\partial \Omega}{\partial x} + v \frac{\partial \Omega}{\partial y} \right) - (\Omega + \ell) \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) - \left(u \frac{\partial \ell}{\partial x} + v \frac{\partial \ell}{\partial y} \right) - \\ & - \left(\frac{\partial \tau}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial p} - \frac{\partial \tau}{\partial y} \frac{\partial u}{\partial p} \right) - \tau \frac{\partial \Omega}{\partial p}. \end{aligned} \quad (2.10)$$

Згідно цього рівняння локальні зміни вихору швидкості визначаються дією факторів, що представлені доданками в правій частині (2.10).

Перший доданок характеризує залежність $\partial \Omega / \partial t$ від адвекції самого вихору швидкості і називається *вихровою складовою рівняння вихору швидкості*.

Другий доданок характеризує залежність $\partial \Omega / \partial t$ від горизонтальної дивергенції швидкості і називається *дивергентною складовою рівняння вихору швидкості*. На відміну від відносного вихору швидкості Ω , множник $(\Omega + \ell)$ називається абсолютним вихором швидкості, в якому враховане не тільки обертання часток повітря відносно земної поверхні, а й обертання Землі навколо своєї осі. Оцінка порядку величин показує, що $\ell \gg \Omega$, в зв'язку з чим дивергентну складову можна записати

$$\left(\frac{\partial \Omega}{\partial t} \right)_{div} = -\ell \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right). \quad (2.11)$$

Третій доданок характеризує локальну зміну вихору швидкості за рахунок переносу параметра Коріоліса ℓ і відрізняється від нуля тільки якщо повітря рухається у меридіональному напрямку. Тому він зветься *меридіональною складовою рівняння вихору швидкості*. Якщо вісь x спрямувати із заходу на схід, то $\partial \ell / \partial x = 0$ і

$$\left(\frac{\partial \Omega}{\partial t}\right)_{\text{мерид}} = -v \frac{\partial \ell}{\partial y}. \quad (2.12)$$

Четвертий доданок характеризує локальну зміну вихору швидкості за рахунок зміни вертикальної швидкості у горизонтальній площині та зміни вітру з висотою. В більшості випадків він малий у порівнянні з першими трьома і ним нехтують. Але іноді, наприклад в гірській місцевості, зміни вертикальної швидкості по горизонталі можуть бути значними і їх належно враховувати.

П'ятий доданок характеризує залежність локальної зміни вихору швидкості від переносу самого вихору по вертикалі. Він значно менший за перші три доданки і ним, як і четвертим, звичайно нехтують.

$$\text{У припущенні геострофічного вітру } (u = u_g = -\frac{g}{\ell} \frac{\partial H}{\partial y}, v = v_g = \frac{g}{\ell} \frac{\partial H}{\partial x},$$

де $\partial H/\partial x$ і $\partial H/\partial y$ – складові по осях градієнта геопотенціалу) вертикальну складову вихору швидкості можна записати

$$\Omega = \frac{g}{\ell} \left(\frac{\partial^2 H}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 H}{\partial y^2} \right) = \frac{g}{\ell} \nabla^2 H$$

і

$$\frac{\partial \Omega}{\partial t} = \frac{g}{\ell} \frac{\partial}{\partial t} \nabla^2 H = \frac{g}{\ell} \nabla^2 \frac{\partial H}{\partial t}, \quad (2.13)$$

де $\nabla^2 = \left(\frac{\partial}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} \right)$ – оператор, що зветься лапласіаном.

Вираз (2.13) можна підставити в (2.10) і розв'язати одержане рівняння відносно $\partial H/\partial t$. Відзначимо, що між локальними змінами геопотенціалу і вихору швидкості існує такий зв'язок:

$$\frac{\partial H}{\partial t} = -\ell m \frac{\partial \Omega}{\partial t}. \quad (2.14)$$

2.2 Поле вітру

Вітер характеризує рух повітря, який є турбулентним за своєю природою. Але можна визначити (вимірити) деяке осереднене значення вітру,

оскільки неупорядковані дрібномасштабні коливання нівелюються. Саме цей осереднений вітер визначається на метеорологічних станціях та при температурно-вітровому зондуванні.

Поле вітру – векторне поле і характеризується в кожній точці напрямком та швидкістю. Важливими характеристиками поля вітру є вертикальні градієнти модуля і вектора швидкості.

Вертикальний градієнт модуля Γ_V визначається як різниця значень швидкості вітру на межах шару одиничної товщини. Ця величина часто називається *градієнтом швидкості*.

Вертикальний градієнт вектора швидкості Γ_V визначається як різниця векторів швидкості на межах того ж одиничного шару. Цю величину часто називають *зсувом вітру*.

Біля земної поверхні поле вітру відзначається значною складністю, тому що навіть невеликі неоднорідності підстильної поверхні істотно впливають і на швидкість, і на напрямок вітру. У вільній атмосфері поле вітру більш згладжене. Визначальною характеристикою для зміни напрямку вітру є швидкість вітру, а саме, за великих швидкостях вітру напрямок стає більш стійким.

Рух на якійсь поверхні може бути представлений не тільки через швидкість (V) і напрямок (β) вітру, але й через компоненти швидкості u і v вздовж координатних осей x і y . У будь-який момент часу величини V , β і u , v можуть розглядатися як функції x і y . Тому можна записати

$$\begin{aligned} V &= V(x, y), & \beta &= \beta(x, y), \\ u &= u(x, y), & v &= v(x, y). \end{aligned}$$

Крива, вздовж якої β є сталим, називається *ізогоною*, а крива, вздовж якої V є сталою, – *ізотахою*. Горизонтальне поле вітру повністю визначається наборами ізогон та ізотак. Але в синоптичному аналізі прийняте, і вважається кращим, представляти напрямок вітру за допомогою ліній течії замість ізогон, хоч для того, щоб одержати точні лінії течії, необхідно побудувати ізогони. *Лінія течії* визначається як лінія, яка всюди дотична до миттєвих векторів вітру. Важливо зазначити, що лінії течії належать до миттєвих умов, а не до послідовних положень частки повітря.

Якщо dr з компонентами dx і dy (рис. 2.1) є лінійний компонент лінії течії і V – вектор швидкості, то умова дотику може бути виражена за допомогою

$$V \times dr = 0$$

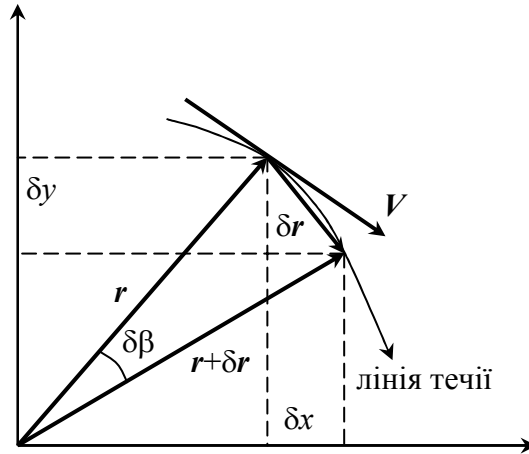


Рисунок 2.1 – Ілюстрація диференціального рівняння для сімейства ліній течії

або у формі компонентів

$$\frac{dy}{dx} = \frac{v(x, y)}{u(x, y)}, \quad (2.15)$$

що є диференціальним рівнянням для сімейства ліній течії.

В цій формі рівняння установлює, що відхилення лінії течії від осі x всюди те ж саме, що й відхилення вектора вітру. Якщо u і v – відомі функції x і y , лінії течії можуть бути одержані за допомогою інтегрування. В синоптичному аналізі u і v – невідомі функції, тому лінії течії та ізотахи повинні бути одержані через інтерполяцію спостережень в окремих точках.

В деяких задачах необхідно розглядати рух індивідуальних часток повітря за певні інтервали часу. В цих випадках u і v (чи V і β) повинні розглядатися як функції часу також, як і просторових координат.

Траєкторія (або шлях) частки є крива, що описується послідовними положеннями частки. З цього визначення випливає, що в будь-який момент часу вектор вітру повинний бути дотичним до траєкторії, а з визначення ліній течії, – що в положенні, яке займає частка у момент часу, до якого належить лінія течії, траєкторія буде дотичною до лінії течії. За винятком цього дотику, траєкторії звичайно не співпадають з лініями течії.

Оскільки траєкторія і лінія течії є векторними лініями, їм може бути приписаний додатний напрямок. Для обох ліній за додатний напрямок, або за напрямок руху уперед, приймається напрямок вітру.

Взагалі траєкторії та лінії течії будуть криволінійними, при цьому необхідно визначити знак кривизни. Для метеорологічних цілей вважають

кривизну додатною, якщо частка, переміщуючись у додатному напрямку кривої, обертається у напрямку обертання Землі, і від'ємною, якщо обертання відбувається у протилежному напрямку. Це визначення стосується до обох півкуль. Коли кривизна додатна, центр кривизни розташований ліворуч в Північній та праворуч в Південній півкулі, а коли кривизна від'ємна, центр кривизни має зворотне положення. *Додатна* кривизна називається *циклонічною*, а *від'ємна* – *антициклонічною*.

Визначення знаку кривизни можна застосувати як до ліній течії, так й до траєкторій. Замість кривизни K іноді зручно ввести радіус кривизни R . Співвідношення між ними

$$K = \frac{1}{R}$$

і R має той же знак, що й K .

Якщо проінтегрувати рівняння лінії течії (2.15), одержимо у як функцію x . Тоді рівняння для кривизни у певній точці можна записати, як

$$K = y''(1 + y'^2)^{-\frac{3}{2}}; \quad (2.16)$$

тут $y' = \frac{dy}{dx}$ і $y'' = \frac{d^2y}{dx^2}$.

2.2.1 Геострофічний вітер

Корисним наближенням до реального вітру є геострофічний вітер.

Основними членами в рівнянні для горизонтальних складових руху є сила Коріоліса та сила баричного градієнта. Таким чином, перше наближення можна одержати, якщо дорівняти ці сили

$$2\Omega \sin \varphi u = -\alpha \frac{\partial p}{\partial y}, \quad 2\Omega \sin \varphi v = -\alpha \frac{\partial p}{\partial x}. \quad (2.17)$$

Перші припущення, які покладені в основу цих рівнянь, полягають у тому, що сила тертя та прискорення є малими у порівнянні з силами в

(2.17). Якщо (2.17) інтерпретувати як точний баланс, то ізобари повинні бути прямолінійними та паралельними. Якщо ж цього не буде, то обидва компоненти прискорення не можуть анулюватися.

Щоб відрізнити геострофічний вітер від реального, будемо позначати його індексом g .

Горизонтальна складова сили баричного градієнта може бути подана через градієнт геопотенціалу ізобаричної поверхні. Тоді з (2.17) одержимо

$$\begin{aligned} u_g &= -\frac{\alpha}{\ell} \frac{\partial p}{\partial y} = -\frac{g}{\ell} \frac{\partial H}{\partial y}, \\ v_g &= -\frac{\alpha}{\ell} \frac{\partial p}{\partial x} = -\frac{g}{\ell} \frac{\partial H}{\partial x}. \end{aligned} \quad (2.18)$$

Співвідношення між геострофічним вітром та горизонтальною складовою сили баричного градієнта показано на рис. 2.2.

З обчислювальною метою зручно вибрати одну з координатних осей так, щоб вона була дотичною до ізобари. Тоді швидкість геострофічного вітру можна обчислити за такою формулою:

$$V_g = \frac{\alpha}{\ell} \frac{\Delta p}{\Delta H_i} = \frac{g}{\ell} \frac{\Delta Z}{\Delta H_p}. \quad (2.19)$$

Тут Δp і ΔZ – стандартні інтервали (наприклад, 5 гПа чи 4 дам), через які проводять ізобари (ізогіпси), а ΔH_i і ΔH_p – відстань між ізобарами (ізогіпсами).

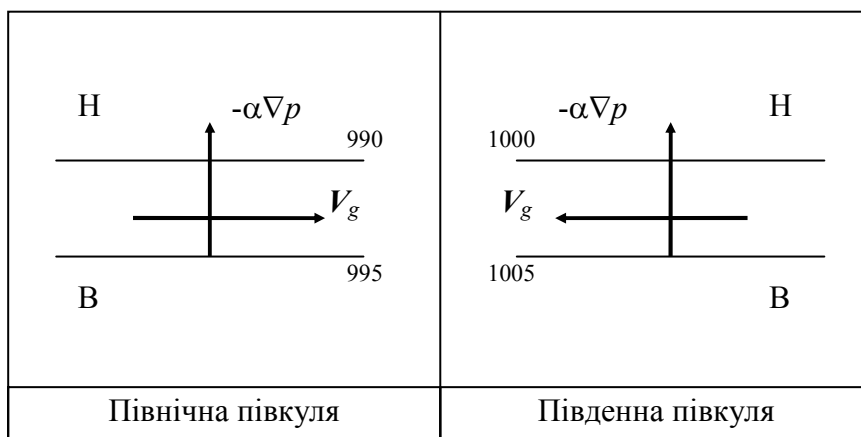


Рисунок 2.2 – Співвідношення між геострофічним вітром та горизонтальною складовою сили баричного градієнта

Якщо горизонтальна складова сили баричного градієнта надана ізобарами на поверхні рівня, геострофічний вітер можна одержати через вимірювання відстаней між ізобарами, та введення поправки на питомий об'єм α . Хоч горизонтальні зміни останнього малі й ними можна нехтувати, його вертикальні зміни є великими і повинні бути враховані, якщо необхідно порівняти швидкість вітру на різних рівнях.

2.2.2 Градієнтний вітер

Градієнтним вітром V_{gr} називається вітер, що обумовлений дією сил баричного градієнта (G), Коріоліса (A) та відцентрової (C). Геострофічний вітер є окремим випадком градієнтного вітру за умови, що відцентрова сила дорівнює нулю.

Розглянемо кругову ізобару з радіусом r (рис. 2.3). У циклоні $\partial p / \partial r > 0$, в антициклоні $\partial p / \partial r < 0$, тобто у циклоні сила баричного градієнта спрямована завжди по радіусу кривизни ізобар (ізогіпс) r до центру, в антициклоні – від центру. Відцентрова сила завжди спрямована по радіусу кривизни r від центру.

При цьому вектор градієнтного вітру V_{gr} спрямований по дотичній до ізобар (ізогіпс) під прямим кутом: у північній півкулі завжди праворуч, а в південній – ліворуч відносно вектора G .

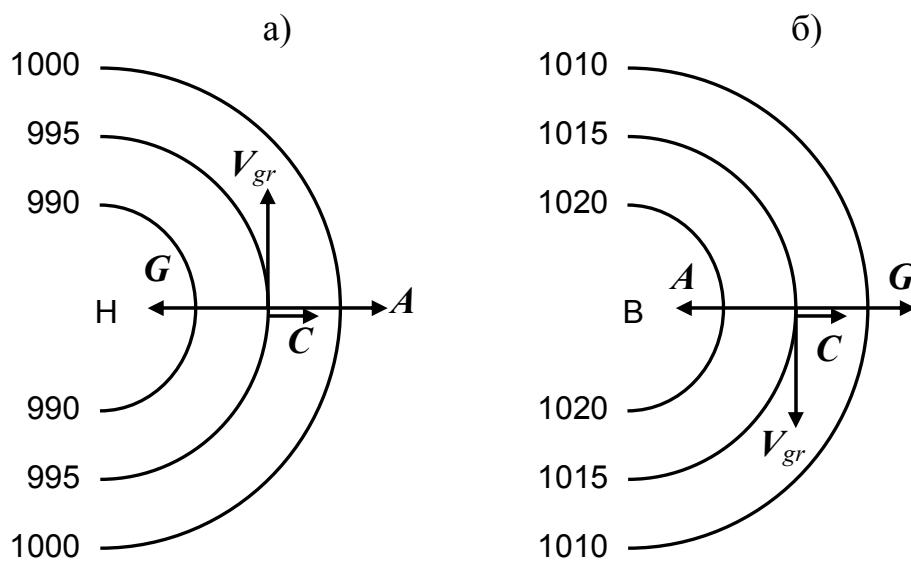


Рисунок 2.3 – Взаємне розташування діючих сил у випадку градієнтного вітру в циклоні (а) і антициклоні (б)

Легко бачити, що в циклоні

$$\frac{V_{gr}^2}{r} + 2\omega V_{gr} \sin \varphi = \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r},$$

а в антициклоні,

$$2\omega V_{gr} \sin \varphi = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r} + \frac{V_{gr}^2}{r}.$$

Звідси, в циклоні

$$V_{gr} = \frac{1}{\rho \ell} \frac{\partial p}{\partial r} - \frac{1}{\ell} \frac{V_{gr}^2}{r}, \quad (2.20)$$

а в антициклоні

$$V_{gr} = -\frac{1}{\rho \ell} \frac{\partial p}{\partial r} + \frac{1}{\ell} \frac{V_{gr}^2}{r}. \quad (2.20')$$

Таким чином, в циклоні

$$V_{gr} = V_g - \frac{1}{\ell} \frac{V_{gr}^2}{r},$$

а в антициклоні

$$V_{gr} = V_g + \frac{1}{\ell} \frac{V_{gr}^2}{r},$$

тобто на одній широті φ при одному чисельному значенні баричного градієнта $\partial p / \partial r$ градієнтний вітер у циклоні трохи слабкіший, а в антициклоні – сильніший, ніж геострофічний вітер.

У центрі циклона або антициклона $\partial p / \partial x = \partial p / \partial y = \partial p / \partial r = 0$, тобто сила баричного градієнта як джерело руху дорівнює нулю і, відповідно, швидкість градієнтного вітру $V_{gr} = 0$.

Рівняння (2.20) і (2.20') справедливі для кругових ізобар (ізогіпс), хоч їх інколи застосовують й для будь-якого циклонічного чи антициклонічного скривлення ізобар (ізогіпс).

Але при збіжності (розбіжності) та зміні кривизни ізобар (ізогіпс) навіть вище граничного шару руху звичайно є нестационарними і вітер відхиляється від градієнтного. В таких випадках із зіставлення V_{gr} і V_g зі значен-

нями реального вітру, що вимірювався за допомогою аерологічних спостережень, впливає, що урахування кривизни ізогіпс часто погіршує результати розрахунку. Тому в більшості випадків при криволінійних ізогіпсах обчислення градієнтного вітру в практиці замінюється обчисленням геострофічного вітру. Це виправдане при малій кривизні ізогіпс, коли поправка $\frac{1}{\ell} \frac{V_{gr}^2}{r}$ не виходить за межі точності обчислень. Наприклад, при $\varphi = 90^\circ$, $V =$

$$10 \text{ мс}^{-1} \text{ и } r = 500 \text{ км } \frac{1}{\ell} \frac{V_{gr}^2}{r} = 1,37 \text{ мс}^{-1}.$$

2.3 Поле температури

Поле температури значно складніше поля тиску. По горизонталі температура нерідко змінюється стрибкоподібно. Така зміна температури властива атмосферним фронтам. Вона також спостерігається біля крайки льоду в океанах, біля меж снігового покриву, теплих і холодних океанських течій тощо. Істотну роль в значній просторовій мінливості температури відіграють неоднорідності підстильної поверхні. У вільній атмосфері поле температури більш згладжене; на ізобаричних поверхнях можна виділити осередки тепла і холоду. Поле температури описується за допомогою *ізотерм*.

Важливими характеристиками поля температури є вертикальна та горизонтальна складові її градієнта, які звичайно називають *вертикальним* і *горизонтальним градієнтами температури*. По вертикалі температура змінюється значно швидше, ніж по горизонталі.

Локальна зміна температури описується таким рівнянням

$$\frac{\partial T}{\partial t} = - \left(u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} \right) - w \frac{\partial T}{\partial z} + \frac{dT}{dt}. \quad (2.21)$$

Перший доданок в правій частині описує *адвективну зміну температури*, тобто зміну, що викликана горизонтальним переносом. Додатна адвективна зміна обумовлена *адвекцією тепла*, а від'ємна – *адвекцією холоду*.

Другий доданок враховує зміну температури за рахунок *вертикального переміщення часток повітря*.

Третій доданок описує внесок *індивідуальної зміни температури*, тобто зміну температури самої частки. Ця зміна пов'язана в основному з припливом тепла.

Для вільної атмосфери, де в межах часу складання короткострокових прогнозів процеси можна вважати адіабатичними, достатньо точно виконується рівність $\frac{dT}{dt} = -\gamma_a w$, і вираз (2.21) набуває вигляду:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\left(u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y}\right) - w(\gamma_a - \gamma), \quad (2.22)$$

де $\gamma = -\frac{\partial T}{\partial z}$ – вертикальний градієнт температури;

γ_a – сухоадіабатичний градієнт.

При стійкій стратифікації ($\gamma < \gamma_a$) висхідні рухи ($w > 0$) спричиняють на цьому рівні зниження температури, а при нестійкій ($\gamma > \gamma_a$) – збільшення. Низхідні рухи повітря при стійкій стратифікації повітря ведуть до зростання температури, а при нестійкій – до зменшення.

Біля земної поверхні існує значний теплообмін між приземним шаром повітря та підстильною поверхнею. За відсутності вертикальних рухів біля землі локальна зміна температури буде визначатися двома факторами – адвекцією та припливом тепла – і описується таким рівнянням:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\left(u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y}\right) + (\varepsilon_1 + \varepsilon_2 + \varepsilon_3), \quad (2.23)$$

де $\varepsilon_1, \varepsilon_2, \varepsilon_3$ – локальні зміни температури, що пов'язані, відповідно, з турбулентним обміном, променевим теплообміном та фазовими перетвореннями вологи в атмосфері.

Вплив турбулентного теплообміну на локальну зміну температури можна пояснити таким чином. На шляху переміщення повітряна маса змінює свій тепловий режим за рахунок теплообміну з підстильною поверхнею. Зміна температури є найзначнішою при переході повітряної маси з підстильної поверхні з одним тепловим режимом на підстильну поверхню з іншим тепловим режимом.

Турбулентний теплообмін може істотно позначатися на зміні температури та практичній відсутності адвекції за рахунок зміни теплового ре-

жиму підстильної поверхні протягом доби. Така зміна температури називається *добовим ходом*. Добовий хід температури змінюється в широких межах, оскільки залежить не тільки від постійно діючих факторів (географічна широта та пора року), а й від дуже мінливих (альbedo підстильної поверхні, прозорість повітря, теплопровідність та теплоємність ґрунту, кількість та характер хмарності, швидкість вітру тощо).

Зміни температури, що обумовлені фазовими перетвореннями вологи в атмосфері, мають місце як у приземному шарі, так й у вільній атмосфері. Відомо, що при конденсації та замерзанні виділяється питома теплота, а при випаровуванні та таненні тепло витрачається. Наприклад, мінімальна температура в тумані на 1-2 °С нижча, ніж за його відсутності.

Має місце певний зв'язок між змінами вітру з висотою та адвекцією температури, а саме, *в північній півкулі області адвекції тепла відповідає правий поворот вітру з висотою, а області холоду – лівий*. Щоб це пояснити, розглянемо зміну геопотенціальних висот ізобаричних поверхонь з висотою.

Згідно формули (1.8)

$$H_2 - H_1 = 6,74T_m \lg \frac{p_1}{p_2} = a_{1,2}T_m,$$

де $a_{1,2} = \text{const}$ для фіксованих значень p_1 і p_2 . Диференціюючи, одержимо

$$\begin{aligned} \frac{\partial H_2}{\partial x} &= \frac{\partial H_1}{\partial x} + a_{1,2} \frac{\partial T_m}{\partial x}, \\ \frac{\partial H_2}{\partial y} &= \frac{\partial H_1}{\partial y} + a_{1,2} \frac{\partial T_m}{\partial y} \end{aligned}$$

або

$$\begin{aligned} \frac{g}{\ell} \frac{\partial H_2}{\partial x} &= \frac{g}{\ell} \frac{\partial H_1}{\partial x} + \frac{g}{\ell} a_{1,2} \frac{\partial T_m}{\partial x}, \\ \frac{g}{\ell} \frac{\partial H_2}{\partial y} &= \frac{g}{\ell} \frac{\partial H_1}{\partial y} + \frac{g}{\ell} a_{1,2} \frac{\partial T_m}{\partial y}, \end{aligned}$$

звідки, беручи до уваги вираження для геострофічного вітру, знаходимо:

$$\begin{aligned} u_2 &= u_1 + u_T, \\ v_2 &= v_1 + v_T, \end{aligned} \tag{2.24}$$

$$V_2 = V_1 + V_T,$$

де $u_T = -\frac{g}{\ell} a_{1,2} \frac{\partial T_m}{\partial y}$, $v_T = -\frac{g}{\ell} a_{1,2} \frac{\partial T_m}{\partial x}$ – складові *термічного вітру* V_T , під

яким розуміється приріст вектора геострофічного вітру при переході з нижнього рівня на верхній.

Для термічного вітру горизонтальний градієнт середньої температури шару Γ_m відіграє таку ж роль, що й баричний градієнт для геострофічного вітру. Це означає, що термічний вітер спрямований за ізотермою таким чином, що в північній півкулі область більш низьких температур розташована ліворуч, а більш високих – праворуч, якщо дивитись у напрямку термічного вітру.

На рис. 2.4 показано взаємне розташування векторів \mathbf{G} та відповідно V_g на двох рівнях при різних напрямках Γ_m і відповідно V_T . Можна бачити, що в області адвекції тепла має місце правий поворот вітру, а в області адвекції холоду – лівий. При цьому, залежно від напрямку Γ_m , можливе як підсилення, так й послаблення вітру з висотою.

У всіх випадках вектор вітру на верхньому рівні наближається до вектора термічного вітру. Причина лежить у тому, що з висотою центр області низького тиску наближається до центру області холоду, а центр області високого тиску – до центру області тепла, причому ізогіпси наближаються за напрямком до ізотерм.

З міркувань про величину баричного ступеню випливає, що в теплій і менш густій повітряній масі тиск повільніше зменшується з висотою, а в холодній та більш густій – швидкіше. Тому а висотах теплій повітряній масі звичайно відповідає область відносно підвищеного тиску, а холодній – відносно зниженого.

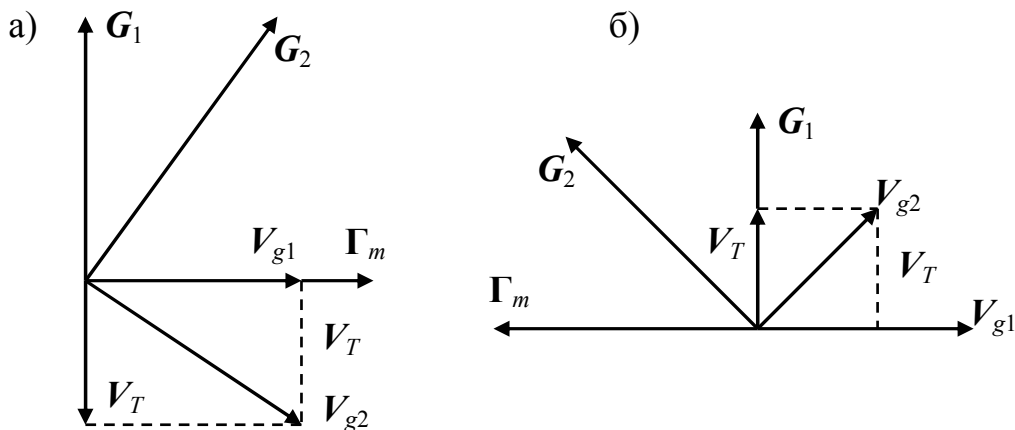


Рисунок 2.4 – Поворот вітру з висотою при адвекції тепла (а) та холоду (б)

2.4 Поля вологості, хмарності та опадів

Поле вологості є складним дискретним полем, особливо у земної поверхні, що пояснюється великою мінливістю вологості за рахунок різноманітних факторів (зміна температурного режиму, випаровування, конденсація тощо).

В синоптичній практиці найчастіше використовують такі характеристики, що описують вологість повітря, як значення точки роси та її дефіцит, відносна та питома вологість.

Водяна пара надходить до атмосфери через випаровування води з водних поверхонь, а повітряні течії переносять її до різних регіонів земної кулі. Неоднорідність підстильної поверхні дуже сильно позначається на вмісті водяної пари і найбільший її вміст відзначається над океанами.

Наявність значних горизонтальних градієнтів вмісту водяної пари у поєднанні з наявністю переносу повітря веде до істотних адвективних змін водяної пари, які за сприятливих умов можуть досягати декілька г/кг за добу. В змінах вологовмісту істотну роль відіграє вертикальний обмін, причому вертикальний потік вологи визначається її вертикальним градієнтом та коефіцієнтом турбулентного обміну. Найчастіше питома волога з висотою зменшується і в цьому випадку потік водяної пари спрямований знизу уверх.

Поле хмарності описується характеристиками, що визначаються інструментально (висота нижньої і верхньої межі) та візуально (кількість та форма хмар).

Для поля хмарності характерне існування *хмарних систем* у вигляді смуг, осередків, гряд, вихорів різного масштабу. Горизонтальна довжина хмарних систем варіюється від 10 до 10^4 км.

При синоптичному аналізі хмарні системи підрозділяють на фронтальні та внутрішньомасові.

Фронтальні хмарні системи утворюються завдяки зонам висхідних вертикальних рухів вологого повітря на атмосферних фронтах, в основному у циклонах та улоговинах. Основну частину системи становлять хмари *As* і *Ns*, а часто також *Cs* і *Ci*. Горизонтальна довжина такої системи становить 1000 км, а вертикальна потужність – 9-10 км.

Внутрішньомасові хмарні системи підрозділяються на два типи: шаруватоподібні та конвективні.

Шаруватоподібні хмарні системи – це хмари *St* і *Sc* такого ж горизонтального розміру, що й фронтальні, але меншої вертикальної потужнос-

ті (1-2 км). Вони утворюються при переміщенні відносно теплого, стійко стратифікованого вологого повітря над холодною підстильною поверхнею. Мезомасштабні шаруватоподібні хмарні системи (горизонтальний масштаб до 100 км) утворюються під висотними інверсіями в антициклонах.

Конвективні хмарні системи – це гряди чи осередки купчастих, потужних купчастих або купчасто-дощових хмар, які утворюються у нестійко стратифікованому вологому повітрі.

Поле опадів значно складніше за поле хмарності. Обложні опади, як правило, мають фронтальне походження, а зливові опади мають осередковий характер.

Обложні опади частіше випадають з системи хмар **As-Ns**. Інтенсивність цих опадів залежить від вертикальної потужності хмари. Зона обложних опадів, що випадають з **As-Ns**, може поєднатися із зоною обложних опадів, що випадають із достатньо потужних внутрішньо масових шаруватоподібних хмар, хоч для останніх найбільше характерні мрячні опади.

Зливові опади випадають з купчасто-дощових хмар як внутрішньомасового, так й фронтального походження.

2.5 Вертикальна швидкість та дивергенція

Вертикальна швидкість та дивергенція у багатьох відношеннях є найважливішими величинами, що розглядаються у зв'язку з прогнозом. Поперед усе, швидкість конденсації та утворення опадів у великій мірі визначаються охолодженням, що виникає в результаті висхідного руху. По-друге, розвиток таких циркуляційних систем, як циклони та антициклони, великою мірою визначаються дивергенцією. На жаль величини дивергенції та вертикальних швидкостей так мали, що дати їх точне визначення дуже важко.

2.5.1 Загальні зауваження

Вертикальні рухи в атмосфері мають різноманітну природу та масштаби. До них належать:

- а) *неупорядковані* вертикальні рухи, що пов'язані з турбулентністю;
- б) *упорядковані* місцеві вертикальні рухи, що пов'язані з конвекцією

(у хмарах Cu і Cb), з місцевими вихорами (шквали, смерчі) і місцевими циркуляційними системами (бризи, гірсько-долинні вітри тощо);

в) вертикальні рухи при *хвильових рухах* різного походження;

г) вертикальні рухи, що обумовлені впливом на повітряні течії *орографічних перепон*;

д) вертикальні рухи, що обумовлені *приземним тертям та нестационарністю великомасштабних повітряних течій*, особливо на атмосферних фронтах та в центральних частинах циклонів і антициклонів.

В цьому розділі мова йде про обчислення вертикальної складової швидкості саме останнього класу вертикальних рухів. Відзначимо також, що в ізобаричній системі координат замість вертикальної швидкості w використовується так званий *аналог вертикальної швидкості* $\tau = -\rho g w$.

В ізобаричній системі координат, вертикальна швидкість дорівнює

$$\tau = \frac{dp}{dt},$$

а принцип збереження маси запишеться

$$D = -\frac{\partial \tau}{\partial p}. \quad (2.25)$$

З (2.25) видно, що D визначається зміною вертикальної швидкості вздовж вертикалі. Якщо рух тільки горизонтальний, то дивергенції не повинно бути і абсолютний вихор кожної індивідуальної частки повітря буде зберігатися. Тоді ізолінії вихору повинні рухатися разом з вітром, не виникаючи й не руйнуючись, хоч системи вихору можуть змінювати свою форму (залежно від деформації). З іншого боку, максимум на цьому рівні та вихрова система повинні змінюватися внаслідок вертикальної адвекції вихору. Таким чином, припущення про бездивергентність може дати корисні результати стосовно зміщення систем руху.

Але очевидно, що у всіх проблемах, що відносяться до розвитку, дивергенція має велике значення. Тоді з рівняння (2.25) випливає, що вертикальний рух є істотною частиною механізму розвитку.

Якщо проінтегрувати (2.25) по всьому атмосферному повітряному стовпу та врахувати деякі загальновідомі принципи, то

$$\bar{D} = -\frac{\tau_0}{1000}, \quad (2.26)$$

де \bar{D} – середня дивергенція у всьому повітряному стовпі;

τ_0 – вертикальна швидкість біля поверхні землі.

Оскільки повітря на рівні моря змушене рухатися горизонтально, τ_0 повинно бути дуже малим та порівняним з локальною зміною тиску. Таким чином, навіть якщо локальна зміна тиску була б такою великою, як 10 гПа за 3 години, середня дивергенція повітряного стовпа не повинна була б перевищувати 10^{-6} c^{-1} . Тим самим, середня дивергенція повітряного стовпа, що простирається від рівня моря до верхньої межі атмосфери, повинна бути на порядок менша, ніж характерна величина для синоптичного масштабу рухів.

З викладеного випливає, що дивергенція повинна змінювати свій знак принаймні один раз (але не обов'язково тільки один раз) у будь-якому повітряному стовпі, що простирається від рівня моря до верхньої межі атмосфери, щоб сумарна дивергенція була мізерно малою.

По горизонталі можна відшукати системи дивергенції та конвергенції, що чергуються та розділені більш-менш вертикальними границями нульової дивергенції.

Ідея про компенсацію в полі дивергенції, яка полягає в тому, що шари (конвергенції) дивергенції накладаються на шари дивергенції (конвергенції), була висунута Дайнсом, який відзначив, що якби можна було б ввести якийсь механізм для пояснення дивергенції над циклонами, що розвиваються, та конвергенції над антициклонами, що розвиваються, у верхній тропосфері, то кореляція змін тиску на різних рівнях у вільній атмосфері мала б пояснення „задовільне та повне за всіма відношеннями”.

2.5.2 Методи розрахунку вертикальних рухів

Опишемо методи, які є більш-менш незалежними та використовуються в синоптичній практиці, а саме: *кінематичний*, *адіабатичний* та *вихровий*. Кожний з цих методів має переваги та недоліки, які будуть показані нижче.

Кінематичний метод є найпрямішим: по суті він полягає в обчисленні вертикальних рухів за дивергенцією (див. формулу (2.25)), яка розраховується за спостереженням вітром.

Коли дивергенція обрахована, вертикальна швидкість одержується через послідовне (кроками) інтегрування рівняння (2.25), використовуючи граничну умову, що $\tau = 0$ на рівні моря:

$$\tau_1 = \tau_0 + \Delta p \bar{D}, \quad (2.26)$$

де індекси 1 та 0 відповідають верхній та нижній межі шару інтегрування, Δp – товщина шару, а \bar{D} – середня дивергенція в цьому шарі.

Перевага кінематичного методу полягає в тому, що він нічого не припускає стосовно процесів, що відбуваються, і одержує вертикальну швидкість з миттєвих умов. Недоліком цього методу є необхідність розрахунку дивергенції, що дуже складно внаслідок так званої „малої різниці великих величин”.

Адіабатичний метод базується на припущенні про адіабатичність руху. Використовуючи рівняння (2.22) одержимо

$$\tau = \frac{\frac{\partial T}{\partial t} + \left(u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} \right)}{\rho g (\gamma_a - \gamma)}. \quad (2.27)$$

Якщо повітря насичене водяною парою, замість γ_a беруть вологоадіабатичний градієнт γ_{va} .

Труднощі обчислення вертикальних швидкостей за допомогою адіабатичного методу такі.

1. Тенденція температури одержується з двох послідовних карт. Оскільки такі карти є через інтервали 12 годин, вводиться надмірне згладжування через заміну миттєвих тенденцій 12-годинними інтервалами.

2. Звичайно припускають, що рух є сталим, тобто лінії току співпадають з ізогіпсами. Адвективний член потім одержують з градієнтного вітру з урахуванням густоти ізотерм вздовж ізогіпс. У середній та верхній тропосфері в помірних широтах ізотерми звичайно настільки близькі до ізогіпс, що обчислення стає чутливим до помилок аналізу.

3. Обчислені величини τ чутливі до змін вертикального температурного градієнта. Зокрема, це позначається у випадку насиченого повітря, тому що в таких випадках показник стійкості ($\gamma_a - \gamma$) звичайно є малим та варіює близько до нуля.

4. У нижніх шарах атмосфери неадіабатичний вплив може бути істотним. Особливо це має місце у випадку значних меридіональних рухів.

Вихровий метод розділяє деякі з недоліків адіабатичного методу, але він є одним з методів, що найбільше підходять для загального використання.

Запишемо основну формулу для розрахунків вертикальних швидкос-

тей, яка була одержана за умови геострофічності з використанням рівнянь вихору швидкості та дивергенції,

$$\tau_1 - \tau_0 = \frac{g}{2\ell^2} \Delta p \left[\left(\frac{d}{dt} \nabla^2 H \right)_0 + \left(\frac{d}{dt} \nabla^2 H \right)_1 \right], \quad (2.28)$$

Основи такого підходу до обчислення τ були розроблені Дюбюком, а Лебедєва одержала такі робочі формули для розрахунку τ в гПа/12 год.

$$\begin{aligned} \tau_{850} &= \tau_{1000} - 2.1 \left(\frac{d}{dt} \nabla^2 H_{1000} + \frac{d}{dt} \nabla^2 H_{850} \right), \\ \tau_{700} &= \tau_{850} - 2.1 \left(\frac{d}{dt} \nabla^2 H_{850} + \frac{d}{dt} \nabla^2 H_{700} \right), \\ \tau_{500} &= \tau_{700} - 2.8 \left(\frac{d}{dt} \nabla^2 H_{700} + \frac{d}{dt} \nabla^2 H_{500} \right). \end{aligned} \quad (2.29)$$

Індивідуальні зміни лапсасіанів обчислюються методом траєкторій як різниці значень $\nabla^2 H_p$ в кінцевій та початковій точках траєкторії, що побудована за останні 12 годин вздовж ізогіпс карти АТ. При розрахунку $\nabla^2 H_p$ крок сітки береться 500 км.

У граничному шарі атмосфери виникають вертикальні рухи $\tau_{тр}$, що пов'язані з впливом тертя. Наприклад, збіжність ліній течії до центру циклона стимулює висхідні вертикальні рухи повітря, а розбіжність вітрів від центру антициклону – низхідні рухи.

Розрахунки показують, що максимального значення $\tau_{тр}$ досягає на верхній межі граничного шару, причому

$$\tau_{тр} \approx -3,5 (\nabla^2 p_0)_m,$$

де $(\nabla^2 p_0)_m$ – середнє значення $\nabla^2 p_0$ в початковій та кінцевій точках траєкторії.

Вважаючи, що

$$\tau_{1000} = 0 \quad \text{і} \quad \frac{d}{dt} \nabla^2 H_{850} \approx \frac{d}{dt} \nabla^2 H_{1000} = 0,8 \frac{d}{dt} \nabla^2 p_0,$$

можемо першу з формул (2.29) перетворити з урахуванням $\tau_{тр}$, а саме

$$\tau_{850} = -2,1 \left(0,8 \frac{d}{dt} \nabla^2 p_0 + 0,8 \frac{d}{dt} \nabla^2 p_0 \right) + \tau_{\text{TP}}$$

чи

$$\tau_{850} = -3,5 \left(\overline{\nabla^2 p_0} + 0,8 \frac{d}{dt} \nabla^2 p_0 \right). \quad (2.30)$$

РОЗДІЛ 3 ПОВІТРЯНІ МАСИ

3.1 Умови формування повітряних мас

Тропосфера розділяється на відносно однорідні за фізичними властивостями *повітряні маси*, усередині яких спостерігаються невеликі горизонтальні градієнти температури та деяких інших метеорологічних величин, а зміни цих величин з висотою мають певну закономірність, що характерна для даної повітряної маси в цілому. Горизонтальні розміри повітряних мас вимірюються тисячами кілометрів, вертикальні – декількома кілометрами.

Перехідна зона між сусідніми повітряними масами може бути достатньо широкою (200-500 км) і якщо в ній горизонтальні градієнти великі, вона зветься *фронтальною зоною*. В деяких випадках границя між повітряними масами виражена дуже різко і на картах погоди можна провести лінію розділу, яка називається *лінією атмосферного фронту*. У вертикальній площині перехідній зоні відповідає перехідний шар, який у випадку атмосферного фронту розташовується похило і називається *фронтальним шаром*.

Щоб з'ясувати умови формування різноманітних повітряних мас, розглянемо випадок, коли в якомусь географічному районі розташовується і зберігається малорухомий циклон чи антициклон або розмите баричне поле. В цьому випадку одні й ті ж частки повітря будуть тривалий час розташовуватися у даному географічному районі. Поступово частки повітря здобувають температуру та інші властивості, що є типовими для умов погоди в цьому районі в дану пору. Коли середньодобова температура повітря перестає змінюватися, вважається, що повітряна маса повністю *сформувалась*. Стала температура, яка є типовою для даного географічного району та пори, називається *температурою рівноваги*.

При змінюванні умов атмосферної циркуляції повітряна маса зміщується з осередку свого формування у суміжні райони. При переміщенні вона змінює свої властивості. Такий процес еволюції називається *трансформацією повітряної маси* і продовжується до тих пір, поки у новому районі не буде досягнута температура рівноваги.

Тут треба відзначити, що, по-перше, циркуляційні умови, при яких забезпечується тривале перебування повітряної маси в одному географічному районі, здійснюються порівняно рідко. По-друге, повітряні течії з висо-

тою змінюють напрямок і швидкість і тому повітряний стовп над будь-яким пунктом формується з часток повітря, що надходять з різних районів. По-третє, при переміщенні повітряної маси в інший район її температура не завжди досягає температури рівноваги і не завжди ця повітряна маса набуває інших властивостей, що характерні для цього району. Тим самим, повітряні маси формуються безупинно в будь-якому географічному районі за будь-яких умовах циркуляції. Одночасно існують декілька різних повітряних мас, при цьому одні знаходяться в умовах рівноваги, а інші перетерплюють трансформацію.

Задача синоптичного аналізу полягає у виявленні фізичних властивостей будь-якої повітряної маси у будь-якій стадії її розвитку та визначенні наступних змін погоди.

Серед характеристик повітряних мас є *консервативні*, тобто такі, що мало змінюються у добовому ході чи при вертикальних переміщеннях і які використовуються для оцінки еволюції повітряної маси. Найконсервативнішими є псевдопотенціальна температура та питома вологість до початку конденсації. Достатньо консервативними є потенціальна температура і температура вище шару тертя, абсолютна вологість і значення точки роси, дальність горизонтальної видимості до початку конденсації. До малоконсервативних належать температура і відносна вологість у приземному шарі.

3.2 Термодинамічна класифікація повітряних мас

За термодинамічною класифікацією розрізняють такі типи повітряних мас:

- а) теплі повітряні маси – стійкі та нестійкі;
- б) холодні повітряні маси – стійкі та нестійкі;
- в) нейтральні (місцеві) повітряні маси – стійкі та нестійкі.

Теплою називається така повітряна маса, яка в даному районі поступово охолоджується оскільки її температура вище за температуру рівноваги.

Холодною називається така повітряна маса, яка в даному районі поступово прогрівається.

Відносно теплою називається така повітряна маса, яка тепліша за сусідні повітряні маси, в тому числі й така, що продовжує прогріватися, тобто є холодною в зазначеному вище сенсі.

Відносно холодною називається така повітряна маса, яка холодніша за сусідні повітряні маси, в тому числі й така, що продовжує охолоджувати-

тися, тобто є теплою в зазначеному вище сенсі.

Нейтральною (місцевою) називається повітряна маса, яка в даному районі день за днем зберігає свої основні властивості без істотних змін.

Нейтральна повітряна маса одночасно може бути відносно теплою чи відносно холодною. Нейтральна повітряна маса часто не є місцевою за походженням і швидко зміщується з одного району в інший.

Стійкою називається повітряна маса, в основній товщі якої вертикальний градієнт температури γ менший за вологоадіабатичний $\gamma_{ва}$, так що конвективні вертикальні рухи навіть у найсприятливіші години доби активно не розвиваються і хмари купчастих форм не утворюються.

Нестійкою називається повітряна маса, в основній товщі якої $\gamma > \gamma_{ва}$, так що у найсприятливіші години доби розвиваються великомасштабна турбулентність і конвективні рухи, що сприяють утворенню хмар купчастих форм.

Розрізняють *абсолютну нестійкість*, або *сухонестійкість*, коли $\gamma > \gamma_a$, і *відносну (умовну) нестійкість*, або *вологонестійкість*, коли $\gamma > \gamma_{ва}$.

Істотно, щоб зазначені співвідношення здійснювались у значній товщі повітряної маси.

Значення γ_a є сталим і дорівнює $1^\circ/100$ м, у той час як значення $\gamma_{ва}$ істотно залежить від температури і тиску, причому воно тим більше, чим вища температура повітря. Це дозволяє зробити висновок, що при однакових градієнтах γ та решті рівних умов тепла повітряна маса відносно більш нестійка, ніж холодна. Також, за одних і тих же умов більш волога повітряна маса відносно більш нестійка за менш вологу.

Особливо великий вплив на стійкість повітряної маси вчиняє підстильна поверхня. Якщо повітряна маса тепліша за підстильну поверхню, тобто день за днем охолоджується при взаємодії з поверхнею, то у приземному шарі градієнт γ швидко зменшується і може стати від'ємним (інверсія температури). Тому тепла повітряна маса, як правило, є стійкою повітряною масою.

Якщо відбувається зворотній процес з холодною повітряною масою, то, як наслідок, холодна повітряна маса одночасно є нестійкою повітряною масою.

Це не суперечить сказаному вище про те, що за решту рівних умов тепла повітряна маса відносно більш стійка, ніж холодна. Повітряна маса, що є відносно теплою у нижніх шарах атмосфери, може бути відносно холодною у верхніх шарах.

3.3 Географічна класифікація повітряних мас

Географічна класифікація повітряних мас, що запропонована у 20-х роках двадцятого сторіччя Бержероном, ґрунтується на географічному положенні осередків формування повітряних мас. За цією класифікацією повітряні маси розділяють на чотири типи відповідно положенню основних термічних поясів земної кулі:

- а) *арктичне* чи *антарктичне повітря* (АП);
- б) *повітря помірних широт*, яке ще називається *полярним повітрям* (ПП);
- в) *тропічне повітря* (ТП);
- г) *екваторіальне повітря* (ЕП).

Кожна з цих повітряних мас, за винятком екваторіального повітря, поділяється в свою чергу на *морську* та *континентальну* в залежності від характеру підстильної поверхні осередку її формування. У ряді випадків додатково уточнюється положення осередку формування, наприклад, середземноморське морське тропічне повітря (СмТП); іноді виділяють так зване *мусонне повітря* (МП).

Часто в поняття “осередок формування” залучають не тільки географічний район, а й баричну систему, з якою найчастіше зв’язане формування типової для цього району повітряної маси.

Точне визначення типу повітряної маси за географічною класифікацією часто буває важким. Тому доводиться користуватися додатковими характеристиками типів повітряних мас: свіжий, колишній, що повертається.

3.4 Характеристика теплих повітряних мас

Тепла стійка повітряна маса над материками спостерігається, як правило, в холодну половину року. Звичайно це повітряна маса, що надходить на материк після тривалого переміщення відносно теплим океаном (мТП чи мПП). Над океанами така повітряна маса відзначається в основному у теплу половину року, коли тепле повітря з материка (кТП чи кПП) зміщується на відносно холодну океанську поверхню. У будь яку пору при зміщенні повітряної маси з теплої частини океану на холодну повітряна маса буде набувати властивості теплої стійкої маси. Тепла стійка повітряна маса характерна для теплих секторів циклонів та північних окраїн антициклонів,

що примикають до них. Типова погода в такій масі: суцільна шарувата чи шарувато-купчаста хмарність, яка іноді супроводжується випаданням мрячних опадів чи утворенням адвективних туманів. Добовий хід метеовеличин дуже малий. Більш того, у зв'язку зі значної адвекцією тепла вночі замість похолодання іноді трапляється потепління.

Початково тепла повітряна маса, що надходить у холодне півріччя на материк, може бути нестійкою, але переміщуючись вглиб материка вона швидко стає стійкою. Пов'язано це з тим, що при охолодженні від підстильної поверхні в нижньому шарі швидко зменшується вертикальний градієнт температури і може утворитися інверсія температури, що сприяє відокремленню нижнього шару повітряної маси, який охолоджується найсильніше.

Тепла нестійка повітряна маса над материками спостерігається влітку (мТП, кТП), а поблизу узбережжя може спостерігатися й взимку (мПП). Над океанами і морями така повітряна маса спостерігається, як правило, у холодну половину року, особливо при переміщенні відносно теплого повітря (мПП) на ще більш теплу водну поверхню, що пов'язане з прогрівом повітря від водної поверхні. У субтропіках і тропіках над водною поверхнею формуються найтепліші повітряні маси (мТП), які можуть бути нестійкими й влітку. Тепла повітряна маса може бути нестійкою в теплих секторах циклонів і західній периферії антициклонів. Як правило, нестійкою є відносно тепла повітряна маса у вторинних теплих секторах циклонів. Типова погода – купчаста, а іноді купчасто-дощова, хмарність зі зливовими опадами, часто з грозами, в тому числі й нічними, радіаційні тумани. Добовий хід більший, ніж в теплій стійкій масі, але не дуже великий.

Над материками влітку тепла повітряна маса навіть при переміщенні на північ з часом стає більш нестійкою, чому сприяє тривалий денний прогрів повітря від земної поверхні та зволоження її за рахунок випаровування з місцевих водойм.

Але в цілому тепла повітряна маса є переважно стійкою повітряною масою, особливо над суходолом у холодне півріччя.

3.5 Характеристика холодних і нейтральних повітряних мас

Холодна нестійка повітряна маса над материками спостерігається в тепле півріччя, особливо при вторгненнях на материк мПП і мАП. Над океанами і морями така повітряна маса відзначається в основному у холод-

не півріччя, але може спостерігатися й влітку при зміщенні відносно холодної повітряної маси (АП чи ПП) на більш теплу водну поверхню. Синоптичні умови, що є найсприятливішими для вторгнення холодних нестійких мас, – це, насамперед, тилові частини циклонів за холодними фронтами і, частково, окраїни антициклонів, які примикають до них. Типова погода – купчаста та купчасто-дощова хмарність, зливові опади, іноді вдень грози, а вночі над материками радіаційні тумани. Добовий хід метеорологічних величин особливо великий. Наприклад, вночі може спостерігатися безхмарна холодна погода зі слабкими вітрами, вдень – посилення вітру та підвищення температури на 10-15 °С.

Нестійкість повітряної маси визначається не тільки співвідношенням температур між повітряною масою і підстильною поверхнею, а й залежить від вологовмісту повітря. Наприклад, при найсильніших похолоданнях на Україні, які зв'язані з вторгненням з північного сходу континентального арктичного повітря, хмарність купчастих форм звичайно не розвивається. Це пояснюється значною первісною стійкістю і сухістю кАП, що вторгається, тому рівень конденсації розташований високо, а верхня границя конвекції – порівняно низько. На стійкість повітряної маси впливають й синоптичні умови, зокрема наявність зон конвергенції або дивергенції в системі основних потоків усередині повітряної маси.

Холодні стійкі повітряні маси (кПП і кАП) над материками спостерігаються в основному взимку, але над льодами Арктики і Антарктики вони можуть спостерігатися й влітку. Над океанами і морями такі повітряні маси, як правило, не спостерігаються. Найсприятливішими синоптичними умовами для холодних стійких повітряних мас є антициклонічні системи в цілому, особливо центральні частини антициклонів. Типова погода: а) безхмарна морозна, іноді з радіаційними туманами (основний тип); б) значна та суцільна шарувата чи шарувато-купчаста хмарність, іноді слабкі снігопади (додатковий тип).Dodатковий тип погоди спостерігається переважно на західних і північних окраїнах антициклонів при адвекції відносно теплого і вологого повітря над нижнім шаром холодного повітря. Добовий хід метеовеличин при безхмарній погоді більший, ніж в теплій стійкій масі, але менший, ніж в нестійких масах.

В помірних та високих широтах взимку радіаційний та тепловий баланс є від'ємним, тому навіть арктичне повітря над материками продовжує охолоджуватися, особливо у приземному шарі. В процесі охолодження вертикальна потужність шару вихолодження збільшується і може досягати 1-2 км.

Первісно холодне нестійке повітря (мАП чи мПП) з просуванням

вглиб материка перетворюється в стійке, чому сприяє й формування антициклона з низхідними вертикальними рухами. Але в цілому холодна повітряна маса є переважно нестійкою, особливо над суходолом в тепле півріччя.

Нейтральні (місцеві) повітряні маси в будь-яку пору можуть бути як стійкими, так й нестійкими, в залежності від початкових властивостей та напрямку трансформації тієї повітряної маси, з якої утворилася дана повітряна маса. Нейтральна повітряна маса, що утворилася з теплої охолодженням від підстильної поверхні, набуває звичайно властивості стійкої повітряної маси. Нейтральна повітряна маса, що утворилася з холодної прогріванням від підстильної поверхні, набуває звичайно властивості нестійкої повітряної маси. Виключення визначаються додатковими факторами, що впливають на стійкість повітряних мас. Над материками нейтральні маси влітку, як правило, є нестійкими, взимку – стійкими. Над океанами і морями такі маси влітку частіше є стійкими, а взимку – нестійкими.

3.6 Характеристики географічних типів повітряних мас

Арктичне повітря (АП) взимку формується практично у всій зоні за Полярним колом, за винятком Норвезького моря та частини Баренцова моря, що не замерзає, влітку – в основному над льодами Арктики. Вторгнення в помірні широти арктичного повітря відбувається в тилу циклонів за холодними фронтами та при розвитку антициклонів за цими фронтами. На Україну з північного заходу через Норвезьке море та частину Баренцова моря, що не замерзає, відбувається вторгнення мАП, а з північного сходу повз льоди Карського моря та частину Баренцова моря, що замерзає, – вторгнення кАП.

В осередках формування кАП є стійко стратифікованим. Для нього є типовою малохмарна погода чи тонка підінверсійна хмарність (St, Sc). Над Україною ці його властивості можуть зберігатися.

В осередках формування кАП є стійко стратифікованим, але при вторгненні на Україну набуває значної нестійкості і його пересування Західною Європою супроводжується виникненням Сb та зливовими опадами.

Для Західної Європи характерне лише мАП, а для Азії – кАП. На південь Європи АП проникає до Альп та Кавказу.

Морське помірне повітря вторгається на материки переважно у тилу циклонів за холодними фронтами. В залежності від траєкторії циклона та

широтної зони океану, звідки вторгається мПП, його властивості в одних випадках близькі до властивостей мАП, в інших – до властивостей мТП.

Континентальне помірне повітря формується в центральних та східних районах материків в зоні помірних широт, взимку – від 30 до 50° півн. ш., а влітку – від 50 до 70° півн.ш. При послабленні інтенсивності атмосферної циркуляції ця маса стає переважною.

Континентальне тропічне повітря влітку може при тривалій малохмарній погоді зі слабкими вітрами (в антициклонах) формуватися безпосередньо над материками в зоні від 15 до 50° півн. ш.. Взимку маси кТП формуються над північною частиною Африканського континенту.

Основним осередком формування морського тропічного повітря, що надходить до Європи, взимку є басейн Середземного моря, а влітку – субтропічні широти Атлантичного океану.

3.7 Трансформація повітряних мас

Властивості повітряних мас безперервно змінюються. Цей процес еволюції називається *трансформацією повітряної маси*. Як трансформацію повітряної маси в широкому значенні розуміють зміну всіх її найважливіших властивостей: температури, вологості, стійкості, систем конденсації тощо. В такому широкому значенні трансформація повітряних мас відбувається практично постійно і ніколи не закінчується. Але в процесі трансформації можна виділити періоди швидкого змінювання властивостей повітря та періоди, коли міждобові зміни стають незначними. Перехід від швидкого змінювання властивостей до повільного відбувається поступово, тому визначити момент, починаючи з якого слід змінити назву повітряної маси, важко. В перші дні надходження в даний географічний район нової повітряної маси, що істотно відрізняється за властивостями, відбуваються міждобові зміни температури на 4-5 °С, які далі зменшуються до 1-2 °С. Як критерій закінчення трансформації повітряної маси приймають момент, починаючи з якого зміни середньої добової температури на рівні підстильної поверхні та на рівні 850 гПа будуть менше 1-1,5 °С.

Як трансформацію у вузькому значенні слова розуміють зміну теплових властивостей фіксованої частки повітря.

Основними засобами емпіричного вивчення трансформації повітряних мас є: а) метод траєкторій; б) метод врівноважених вільних аеростатів;

в) метод прискорених зондувань.

Теоретичні розрахунки трансформації повітряних мас ґрунтуються на застосуванні рівняння припливу тепла, водяної пари та переносу промислої енергії.

Трансформація повітряних мас над морем та над суходолом істотно різниться.

3.8 Вплив орографії на повітряні маси

Повітряні маси можуть бути затримані горами, змінити під їх впливом напрямок переміщення і можуть перевалити через них. При цьому відбувається деформація повітряного потоку у горизонтальній та вертикальній площинах, що викликає зміну властивостей повітряних мас та умов погоди в них. Найбільший вплив на погоду робить розвиток вертикальних рухів повітря.

Приблизно, додаткова вертикальна складова швидкості, що обумовлена впливом гір, може бути обчислена за формулою:

$$w_h = u \frac{\partial h}{\partial x} + v \frac{\partial h}{\partial y}, \quad (3.1)$$

де h – висота гірського хребта.

З навітряного боку гір $w_h > 0$, з підвітряного – $w_h < 0$. Тому з навітряного боку гір є сприятливі умови для розвитку хмарності та випаданню опадів (орографічні опади), а на підвітряному боці гір хмарність розмивається.

Вплив гір на повітряні течії розповсюджується на сотні кілометрів від гір по горизонталі та на декілька кілометрів по вертикалі. Поза загальної зміни значень u , v і w порівняно з рівнинними умовами, над горами часто виникають ще й інтенсивні хвильові рухи. Хвильові рухи розповсюджуються до висот 10-15 км і згасають на підвітряному боці з віддаленням від хребта. На підвітряному боці гір, крім хвильових рухів, виникають вихори з горизонтальною віссю. Ці вихори мають діаметр в декілька сотень метрів, часто досягають великою інтенсивності і можуть, відірвавшись від хребта, переміщатися у напрямку повітряної течії.

Запропоновано розділяти тропосферу над гірськими районами на три шари:

а) шар міських гірських циркуляцій, що розповсюджується від підніжжя гірського хребта до його середньої висоти. В цьому шарі спостерігаються гірсько-долинні вітри, фени, стокові вітри, вітри гірських перевалів та інші місцеві вітри;

б) гірський шар тертя – від середньої висоти хребта до рівня вирівнювання швидкостей вітру над горами та сусідніми рівнинами. У середині гірського шару тертя відзначається інтенсивне турбулентне перемішування і швидкість вітру в середньому менша, ніж над сусідніми рівнинами;

в) гірська вільна атмосфера – від верхньої границі шару тертя до тропопаузи. В цьому шарі вітер в середньому міцніший, ніж над сусідніми рівнинами.

Гірсько-долинні вітри добре виражені на фоні порівняно невеликих градієнтів тиску у малоохмарну погоду. Вони обумовлені різною швидкістю прогрівання після сходу сонця і охолодженням після заходу гірських схилів та долин. З ними пов'язані коливання температури в долинах, утворення хмар купчастих форм.

Фен – особливо сухий і теплий вітер, що дує з гір в долини і пов'язаний з перевалюванням повітряної маси через гори.

Стокові вітри – рухи повітря під впливом сили тяжіння пологім схилом місцевості. До них належать льодовикові вітри та бора.

Крім впливу на системи конденсації та вітер, гори істотно впливають на температуру повітряної маси, що виявляється й у великомасштабних процесах. Наприклад, в тепле півріччя на картах ВТ-500/1000 над горами часто розташований гребінь тепла.

РОЗДІЛ 4 АТМОСФЕРНІ ФРОНТИ

4.1 Загальні відомості та класифікація атмосферних фронтів

Фронти – це особливі вузькі перехідні зони між повітряними масами, що розрізняються за довжиною, особливостями переміщення, вертикальною та горизонтальною будовою та умовами погоди.

За горизонтальною та вертикальною довжиною і циркуляційною значущістю розрізняють такі фронти:

- а) *основні (тропосферні, високі)*;
- б) *вторинні (приземні, низькі)*;
- в) *верхні*.

За особливостями переміщення, вертикальною будовою та умовами погоди розділяють такі фронти:

- а) *прості фронти* – теплі, холодні та малорухомі (стаціонарні);
- б) *складні фронти*, чи фронти оклюзії, - теплі, холодні та нейтральні, які також можуть бути малорухомими.

Перераховані фронти можуть бути *анафронтами*, коли тепле повітря здійснює висхідний плин вздовж клину холодного, і *катафронтами*, коли рух низхідний. Крім того, вони можуть бути *загостреними* (різко вираженими) та *розмитими* (слабко вираженими).

За географічними ознаками розрізняють такі *головні* фронти:

- а) *арктичний фронт* (АФ);
- б) *полярний фронт* або *фронт помірних широт* (ПФ);
- в) *тропічний фронт* (ТФ).

В теперішній час замість терміна „тропічний фронт” вживають термін „внутрішньотропічна зона конвергенції” (ВЗК).

Основними називаються фронти, що мають велику горизонтальну (тисячі кілометрів) та вертикальну (декілька кілометрів) довжину. Вони простежуються не тільки на приземних картах погоди, а й на картах баричної топографії у всій тропосфері. У основних фронтів стрибок температури при переході через лінію фронту перевищує 5 °С / 100 км на приземній карті. У висотній фронтальній зоні (ВФЗ), що пов’язана з основним фронтом, контрасти температури в середній тропосфері звичайно перевищують 8 °С на 100 км.

Основний фронт можна простежити на картах погоди протягом декі-

лька діб, хоч він й зазнає різноманітні деформації і переміщується на значні відстані. Лінії основних фронтів не оперізують безперервно земну кулю, тому що між повітряними масами є й плавні переходи, де лінія фронту переривається. Одночасно спостерігається декілька гілок основних фронтів, що розташовані на різних широтах.

Вторинними називаються фронти невеликої горизонтальної (сотні кілометрів) і вертикальної (1-1,5 км) довжини. Період існування їх не перевищує 1-2 діб, але за сприятливих умов вони можуть перетворитися у основні. Холодні вторинні фронти спостерігаються переважно в тилкових частинах циклонів.

Верхніми називаються фронти, які утворюються на деякій висоті в тропосфері. Вони простежуються на картах баричної топографії, але не виявляються на приземних картах.

Верхнім може стати звичайний фронт, якщо на його шляху зустрічається дуже охолоджений шар повітря, або якщо в приземному шарі фронт розмивається, але зберігається на висотах.

Є відомим субтропічний верхній фронт, з яким пов'язано субтропічна струминна течія. Для приземного шару у субтропіках фронти не характерні внаслідок переваги тут антициклонів, в яких фронти відсутні чи розмиваються.

Зважаючи на велику горизонтальну довжину кожний основний фронт не є однорідним на всіх ділянках за своїми властивостями. Одні ділянки фронту зміщуються в бік теплої повітряної маси, інші – в бік холодної, треті – є малорухомими. Тому фронти класифікують за додатковими признаками.

Теплими називаються ділянки фронту, що переміщуються в бік відносно холодної повітряної маси. За теплим фронтом переміщується тепла повітряна маса, тоді як холодна маса, що розташована перед фронтом, відступає. Теплі фронти є переважно анафронтами.

Холодними називаються ділянки фронту, що переміщуються в бік відносно теплої повітряної маси. За холодним фронтом переміщується холодна повітряна маса, тоді як передфронтальна тепла маса відступає. Холодні фронти є переважно катафронтами.

Таке переміщення ділянок фронту визначається умовами атмосферної циркуляції: у випадку теплового фронту нормальна до лінії фронту складова вітру спрямована в холодній масі від лінії фронту, в теплій – до лінії фронту. У випадку холодного фронту співвідношення є зворотним.

Малорухомими (стаціонарними) називаються ділянки основного фронту, що не перетерплюють істотного переміщення від строку до строку

(швидкість переміщення не перевищує 100 км за 12 годин). Це можливо тоді, коли нормальні до лінії фронту складові вітру є відсутніми, чи спрямовані у протилежних напрямках.

На рис. 4.1 схематично показане положення ізобар на приземній карті погоди для випадків теплового, холодного та малорухомого фронтів. Вище шару тертя вітер спрямований вздовж ізобар. В приземному шарі вітер де-що відхиляється від ізобар. При зміні циркуляційних умов може змінитися напрямок переміщення фронту, чи, як кажуть, *знак фронту*: ділянка теплового фронту може перетворитися в ділянку холодного фронту і навпаки.

Ділянки малорухомого фронту через те, що циркуляційні умови з часом змінюються, можуть почати зміщатися. Залежно від напрямку зміщення відносно до розташування повітряних мас можна розрізнити теплу і холодну ділянки фронту.

В системі того ж самого циклона холодний фронт переміщується трохи швидше за теплий. Тому з часом відбувається зближення, а потім й злиття, холодного і теплового фронтів, що починається поблизу центру циклона. При цьому найтепліша повітряна маса, що охоплює теплий сектор циклона між теплим і холодним фронтами, витискується угору та на передню периферію циклона.

Такий процес називається *процесом оклюдування циклона*, а фронт, що утворюється внаслідок злиття холодного і теплового фронтів, називається *фронтом оклюзії* (зімкнутим фронтом).

Залежно від співвідношення температур повітря по обидва боки фронту оклюзії та напрямку його переміщення аналогічно попередньому розрізняють *теплі і холодні фронти оклюзії*. В тих випадках, коли температура повітря у поверхні землі по обидва боки фронту оклюзії майже однакова, фронт оклюзії називається *нейтральним*.

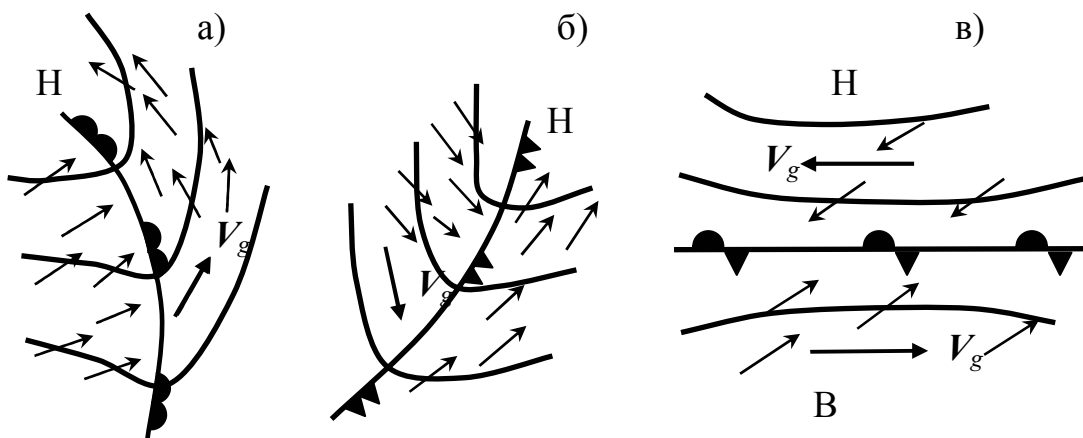


Рисунок 4.1 – Положення ізобар на приземній карті у випадку теплового (а), холодного (б) і малорухомого (в) фронтів

При переході через лінію фронту оклюзії чи вторинного холодного фронту стрибок температури звичайно менший за 5 °С.

Горизонтальна довжина фронтів оклюзії близька до довжини вторинних фронтів, тобто не виходить за межі одного циклона. Разом з тим, як і для вторинних фронтів, довжина фронту оклюзії в окремих випадках може складати декілька тисяч кілометрів. Такий фронт оклюзії може набути всі властивості основного фронту, включаючи можливість виникнення на ньому нового циклона. Таким чином, є можливим *перетворення фронту оклюзії в основні фронти*.

Тривалість існування фронту оклюзії залежить від тривалості існування циклона з моменту початку оклюдування до заповнення. Найчастіше ця стадія триває 2 – 3 доби.

Фронти будь-якого типу можуть бути в одних випадках різко вираженими, чи *загостреними*, а в інших випадках – слабо вираженими, чи *розмитими*. Якщо фронт є загостреними, то при переході через лінію фронту різко змінюються температура повітря та деякі інші метеорологічні величини і виявити лінію фронту на приземній карті погоди можна легко. Якщо фронт є розмитим, то при переході через лінію фронту температура та інші метеорологічні величини змінюються мало. В таких випадках фронт можна виявити, якщо детально проаналізувати ознаки фронту на приземних та висотних картах погоди та використати принцип історичної послідовності синоптичного аналізу.

Процеси утворення та загострення фронтів називаються *фронтогенезом*, а процеси розмивання фронтів – *фронтолізом*.

В географічній класифікації повітряних мас розглядаються головні фронти, які розділяють повітряні маси основних географічних типів.

Арктичний фронт розділяє маси арктичного і полярного (помірного) повітря.

Полярний (помірний) фронт розділяє маси помірного (в первісній термінології – полярного) і тропічного повітря.

Все попереднє викладення стосується фронтів у тропосфері. В нижній стратосфері спостерігаються ВФЗ і, відповідно, можна казати й про *стратосферні фронти*, коли ці зони мають невелику ширину. Треба відзначити, що в стратосфері напрямок горизонтальних градієнтів температури часто (особливо влітку) є протилежним до напрямку в тропосфері. Тому над тропосферним теплим фронтом може розташовуватися стратосферний холодний фронт і навпаки.

4.2 Нахил фронтальної поверхні

Надалі для зручності кут нахилу фронтальної поверхні до горизонту α будемо зображати у збільшеному вигляді. В дійсності замість фронтальної поверхні має місце похилий перехідний фронтальний шар. Дістанемо формулу для визначення α у випадку стаціонарного фронту. На рис. 4.2 показаний перетин фронтальної поверхні, що розділяє дві повітряні маси, параметри яких позначені індексами 1 (холодна маса) та 2 (тепла маса).

Динамічною умовою існування фронтальної поверхні є відсутність розриву в полі тиску, тобто $p_1 = p_2$ або $dp_1 = dp_2 = 0$. Інакше на поверхні утворювалися б нескінченно великі швидкості вітру, за яких стійка поверхня існувати не може.

Згідно прийнятої умови, при переході з точки A у точку B зміна тиску не залежить від того, через яку повітряну масу здійснюється перехід за шляхом AM_2B чи AM_1B , тобто

$$dp_1 = \frac{\partial p_1}{\partial x} dx + \frac{\partial p_1}{\partial z} dz = dp_2 = \frac{\partial p_2}{\partial x} dx + \frac{\partial p_2}{\partial z} dz,$$

звідки

$$\mathbf{tg} \alpha = \frac{dz}{dx} = \frac{\frac{\partial p_2}{\partial x} - \frac{\partial p_1}{\partial x}}{\frac{\partial p_1}{\partial z} - \frac{\partial p_2}{\partial z}}.$$

Замінюючи $\partial p / \partial x = \rho v$, $\partial p / \partial z = -\rho g$, одержимо

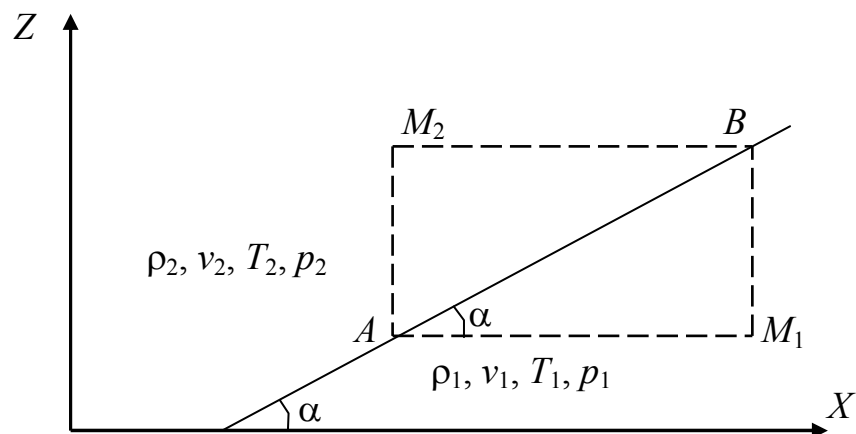


Рисунок 4.2 – Перетин фронтальної поверхні

$$\mathbf{tg}\alpha = \frac{\ell}{g} \frac{\rho_1 v_1 - \rho_2 v_2}{\rho_1 - \rho_2}. \quad (4.1)$$

Враховуючи, що $p_1 = p_2 = p$, підставимо в (4.1) $\rho_1 = p/(RT_1)$, $\rho_2 = p/(RT_2)$ і одержимо

$$\mathbf{tg}\alpha = \frac{\ell}{g} \frac{T_2 v_1 - T_1 v_2}{T_2 - T_1}. \quad (4.1')$$

Ця формула звичайно називається формулою Маргулеса. Вона може бути зведена до більш простого вигляду, якщо замінити

$$T_1 = T_m - \frac{\Delta T}{2}, T_2 = T_m + \frac{\Delta T}{2}, v_1 = v_m - \frac{\Delta v}{2}, v_2 = v_m + \frac{\Delta v}{2},$$

де T_m і v_m – середні значення температури і швидкості вітру. Тоді

$$\mathbf{tg}\alpha = \frac{\ell}{g} \frac{\Delta v}{\Delta T} T_m + \frac{\ell}{g} v_m \approx \frac{\ell}{g} \frac{\Delta v}{\Delta T} T_m. \quad (4.1'')$$

Другий доданок в (4.1'') можна відкинути, оскільки він характеризує середній нахил ізобаричної поверхні, який становить близько 0,0001, тоді як перший доданок в (4.1'') дорівнює близько 0,01, тобто

$$\mathbf{tg}\alpha \approx 0,01.$$

Дійсно, в середніх широтах $\ell = 2\omega \sin\varphi = 10^{-4} \text{ с}^{-1}$, $g = 10 \text{ мс}^{-2}$, $v_1 = 10 \text{ мс}^{-1}$, $v_2 = 10 \text{ мс}^{-1}$, $\Delta v = v_1 - v_2 = 20 \text{ мс}^{-1}$ (з урахуванням того, що швидкості v_1 і v_2 спрямовані вздовж лінії стаціонарного фронту у протилежні боки), $\Delta T = T_1 - T_2 = 5 \text{ К}$, $T_m = 300 \text{ К}$. Тоді $\mathbf{tg}\alpha = (10^{-4} \cdot 20) / (10 \cdot 5) \cdot 300 \approx 10^{-2}$ або $\alpha = 35'$.

Звертаючись до формули (4.1''), можна відзначити, що за інших рівних умов нахил фронтальної поверхні тим крутіший, чим ближче до полюса розташований фронт.

Як впливає з формули (4.1''), на екваторі, де $\ell = 0$, геострофічний вітер є неможливим і, отже, неможливе й існування похилої поверхні стаціонарного фронту.

Розглядаючи вплив відношення $\Delta v/\Delta T$ на $\mathbf{tg}\alpha$, було б помилкою вва-

жати, що чим більше ΔT , тим є меншим $\text{tg}\alpha$. В дійсності має місце як раз зворотне співвідношення. Річ в тому, що величини ΔT і Δv не є незалежними. Зі збільшенням ΔT величина Δv зростає звичайно ще більше, особливо якщо брати до уваги зміну не лише швидкості, а й напрямку вітру.

Таким чином, збільшення контрасту температур ΔT в зоні фронту, як правило, відповідає збільшенню кута нахилу фронтальної поверхні α .

Зв'язок горизонтальних градієнтів температури і тиску (а, отже, й швидкості вітру) знаходить своє відображення й в тому, що у ВФЗ одночасно спостерігаються великі горизонтальні градієнти температури T , геопотенціальної висоти H та великі швидкості вітру, які у вузьких ВФЗ можуть перевищувати 100 км за годину.

Коли виводилася формула (4.1), використовувались геострофічні співвідношення, тобто прискорення руху не враховувалось. Для нестационарної фронтальної поверхні можна одержати більш загальну формулу:

$$\text{tg}\alpha = \frac{\ell (\rho_1 v_1 - \rho_2 v_2) - (\rho_1 \dot{v}_1 - \rho_2 \dot{v}_2)}{g (\rho_1 - \rho_2) + (\rho_1 \dot{w}_1 - \rho_2 \dot{w}_2)}, \quad (4.2)$$

де крапки над функціями означають прискорення.

Оскільки вертикальне прискорення набагато менше за горизонтальне, то можна обмежитись лише розгляданням впливу останнього на $\text{tg}\alpha$.

Якщо $\rho_2 \dot{v}_2 > \rho_1 \dot{v}_1$ нормальна до лінії фронту складова прискорення в теплій повітряній масі істотно більша за таку ж складову в холодній масі, що спрямована від лінії фронту. Тепла повітряна маса здійснює висхідний рух вздовж клину холодної маси (анафронт) і тоді, згідно формули (4.2),

$$(\text{tg}\alpha)_{\text{анафр}} > (\text{tg}\alpha)_{\text{стац}}$$

В протилежному випадку тепла повітряна маса здійснює низхідний рух вздовж клину холодної маси (катафронт) і тоді

$$(\text{tg}\alpha)_{\text{катафр}} < (\text{tg}\alpha)_{\text{стац}}$$

Через аналіз вертикальних розрізів атмосфери одержано:

$$\begin{aligned} (\text{tg}\alpha)_{\text{анафр}} &\approx 0,01 - 0,03, \\ (\text{tg}\alpha)_{\text{катафр}} &\approx 0,001 - 0,002. \end{aligned}$$

В граничному шарі атмосфери формули (4.1) і (4.2) не дають правильного значення $\tan \alpha$, оскільки в них не враховується вплив тертя.

За сильних вітрах, коли у всьому граничному шарі турбулентне перемішування є великим, фронтальна поверхня в цьому шарі дуже розмита і на вертикальних розрізах атмосфери її часто проводять умовно, продовжуючи поверхню фронту, що виявлена вище граничного шару, до лінії фронту на приземній карті погоди. За слабких вітрах в приземному шарі у зв'язку зі швидким збільшенням швидкості вітру з висотою профіль фронтальної поверхні дуже перекачується (рис. 4.3).

Збіжність вітрів до лінії фронту в приземному шарі стимулює висхідні рухи повітря. Тому поблизу ліній фронтів умови для утворення хмар та опадів є найсприятливішими.

Виникає питання, чому ж визначений кут нахилу фронтальної поверхні зберігається тривалий час, а холодне повітря не розтікається по горизонталі як тонкий шар? Причина полягає у відхиляючому впливі обертання Землі. Під впливом сили Коріоліса виникають значні складові швидкості, паралельні лінії фронту, а у випадку малорухомого фронту вище граничного шару вітер взагалі спрямований паралельно лінії фронту. У результаті тепла повітряна маса тече вздовж холодної та над нею, а холодна при стаціонарному фронті не має складової швидкості, що спрямована в бік теплої повітряної маси.

Аналогічним чином зберігається рухлива рівновага похилої фронта-

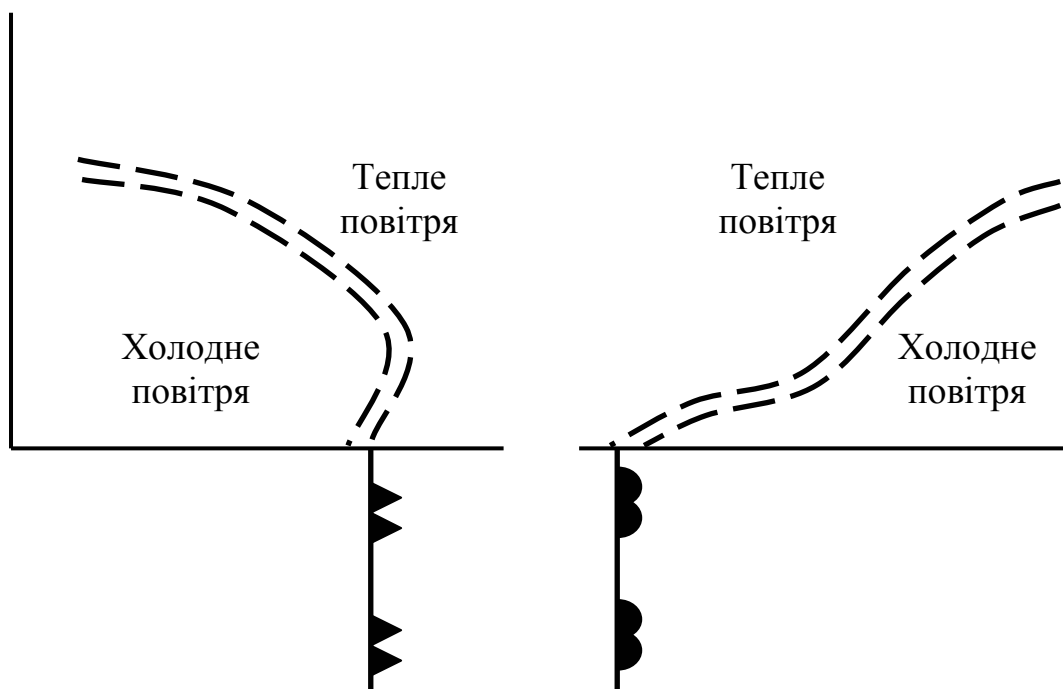


Рисунок 4.3 – Перекачування профілів атмосферних фронтів у граничному шарі

льної поверхні (точніше, похилого фронтального шару) й у випадку фронтів, що переміщуються, хоч при цьому фронтальна поверхня може зазнавати різноманітних деформацій. Крім того, властивості повітряних мас, що розділені фронтом, безперервно змінюються. Тому умови погоди в різних місцях фронтального розділу зазнають постійних (іноді значних) змін.

4.3 Особливості баричного поля і поля тенденцій поблизу фронтів. Фронт як бароклинна система

Теорія та досвід показують, що лінії фронтів на картах погоди розташовані вздовж осей баричних улоговин і не можуть розташовуватися вздовж осі баричного гребеня, хоч й можуть перетинати гребені по нормалі до їх осей. Оскільки в формулі (4.1'') всі величини, окрім Δv , додатні, розглянемо можливі форми баричного поля, коли $\Delta v > 0$ і $\text{tg}\alpha > 0$ (рис. 4.4). Коли виводилася формула (4.1'') припускалося, що вісь y спрямована під прямим кутом до осі x ліворуч. Тому v_1 і v_2 є додатними, коли вони спрямовані так, як показано на рис. 4.4, і від'ємні за протилежним напрямком. У всіх випадках ізобаричні поверхні при перетинанні фронтальної зазнають вигин, подібний до улоговини. При цьому в теплій повітряній масі барична ступінь i , відповідно, й відстань між ізобаричними поверхнями по вертикалі, є більшою, ніж у холодній масі.

Якщо уявити вигин ізобаричних поверхонь при перетинанні фронтальної поверхні у вигляді гребеня (рис. 4.4є), то одержимо не тільки $\Delta v < 0$, а й таке розташування ізобаричних поверхонь, при якому барична ступінь в холодній масі більша, ніж в теплій, що суперечить фізичному сенсові. Отже, проходження лінії фронту вздовж осі гребеня також суперечить фізичному сенсові. Все це стосується ідеалізованих умов нижньої тропосфери. В дійсності фронт є перехідною зоною, а у вертикальній площині – перехідним фронтальним шаром. Якщо як лінію фронту розглядати перетин верхньої межі фронтального шару з поверхнею землі, то навіть біля поверхні землі лінія холодного фронту розташовується трохи попереду осі баричної улоговини, а лінія теплового фронту – позаду.

З висотою, з одного боку, теплий сектор розширюється, тобто лінії фронтів зміщаються в бік холодної маси відносно лінії фронту біля поверхні землі, з іншого – відбувається розширення фронтальної зони. Одночасно вісі висотних улоговин зміщуються в бік холодних повітряних мас. Тому в середній та верхній тропосфері спостерігається незбіжність поло-

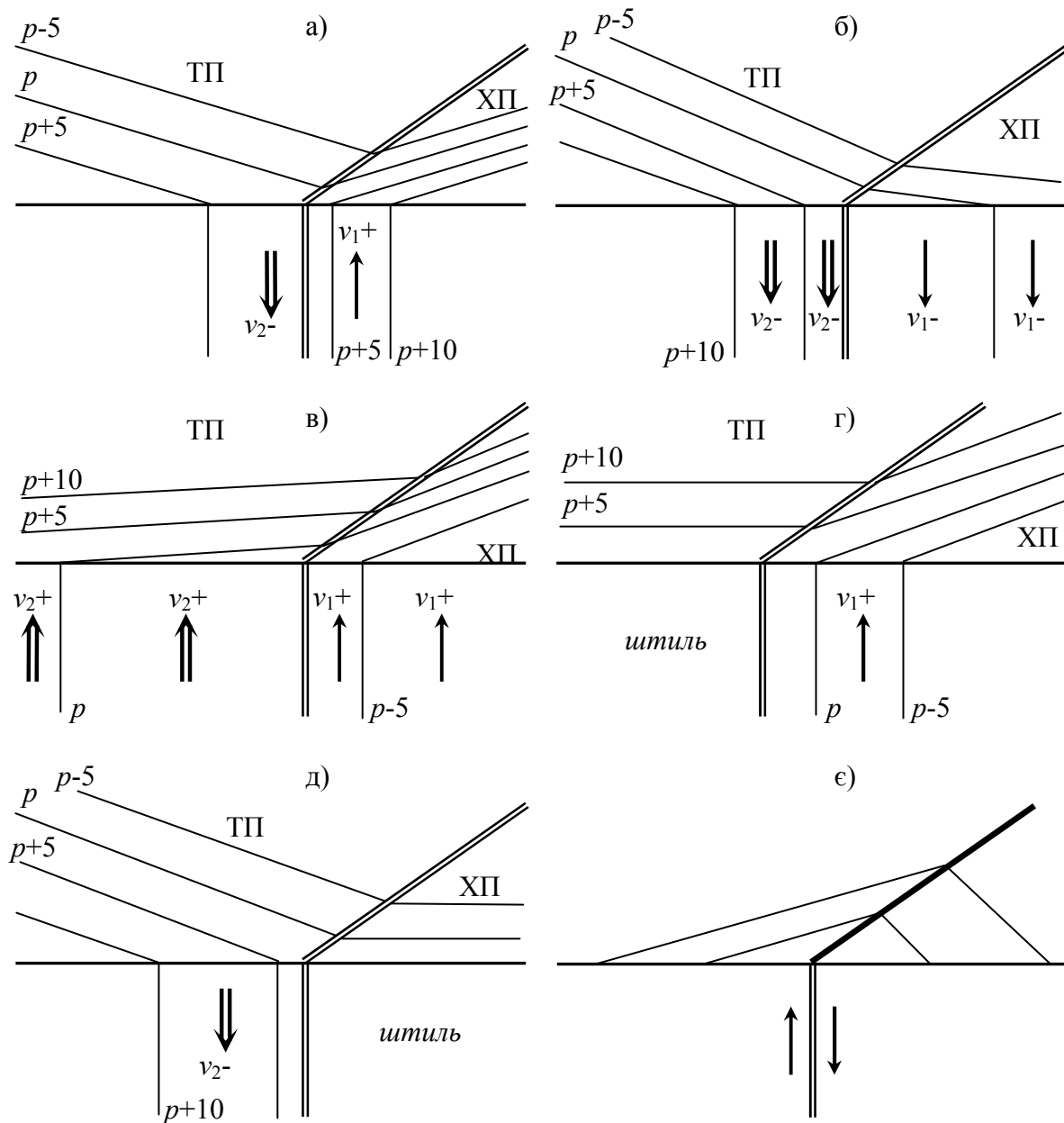


Рисунок 4.4 – Схеми баричного поля для атмосферних фронтів

ження ліній висотних фронтів та осей висотних улоговин. Холодні фронти розташовуються далеко у передній частині висотних улоговин, а теплі – у тилівій. При цьому циклонічне скривлення ізогіс на картах АТ в зоні фронту може бути виражене дуже слабо.

В теплому секторі молодого позатропічного циклона ізобари приблизно прямолінійні і паралельні одна одній. У випадку фронту оклюзії ізобари зігнуті у вигляді улоговини, що звичайно симетрична відносно фронту. З цим значною мірою пов'язані особливості розподілу осередків баричних тенденцій біля різних фронтів.

Попереду теплому фронту звичайно розташовується замкнута об-

ласть падіння тиску, позаду холодного фронту – замкнута область зростання тиску. Попереду фронту оклюзії часто спостерігається замкнута область падіння тиску, за фронтом – область зростання.

Якщо відзначається не тільки трансляційна, а й еволюційна зміна тиску, то у випадку поглиблення баричної улоговини істотне падіння може спостерігатися й позаду теплого фронту, а також попереду холодного; у випадку заповнення баричної улоговини позаду теплого та попереду холодного фронту може спостерігатися зростання тиску. При повільному зміщенні фронту з поглибленням баричної улоговини може бути пов'язане падіння тиску по обидва боки фронту оклюзії чи навіть холодного фронту, а із заповненням улоговини – зростання тиску по обидва боки фронту оклюзії та навіть теплого фронту. Біля малорухомих фронтів зміни тиску мають тільки еволюційний характер.

В зонах атмосферних фронтів бароклинність атмосфери виявляється найвідвертіше.

Як відомо, в бароклинній атмосфері, що є найкращим наближенням до реальних умов, густина повітря є одночасно функцією тиску і температури ($\rho = \rho(T, p)$), при цьому ізопікнічні, ізобаричні та ізотермічні поверхні перетинаються, утворюючи термодинамічні соленоїди.

В зоні фронту горизонтальні градієнти температури, тиску та деяких інших метеорологічних величин є найбільшими, тобто має місце найбільше згущення термодинамічних соленоїдів, наявність яких характеризує бароклинність атмосфери, а кількість їх визначає величину прискорення, в зв'язку з чим в зоні фронту швидкості вітру більші, ніж у суміжних районах. Також, якщо розглядати просторове положення ізотерм потенціальної температури θ (ізентроп), то виявляється, що ізентропічні поверхні в зоні фронту мають нахил, який є близьким до нахилу фронтального шару.

4.4 Характеристики теплих фронтів

На рис. 4.5 схематично подана ділянка теплого фронту на приземній карті погоди, на карті термобаричного поля (АТ-700 і ВТ-500/1000) та у вертикальному розрізі по нормалі до ліній фронту на приземній карті.

Розглядаючи систему хмар теплого фронту, можна відзначити, що вона розташовується переважно попереду приземної лінії фронту вздовж клину холодної повітряної маси, що відповідає зоні найінтенсивніших висхідних рухів теплого повітря. Основними складовими цієї системи є

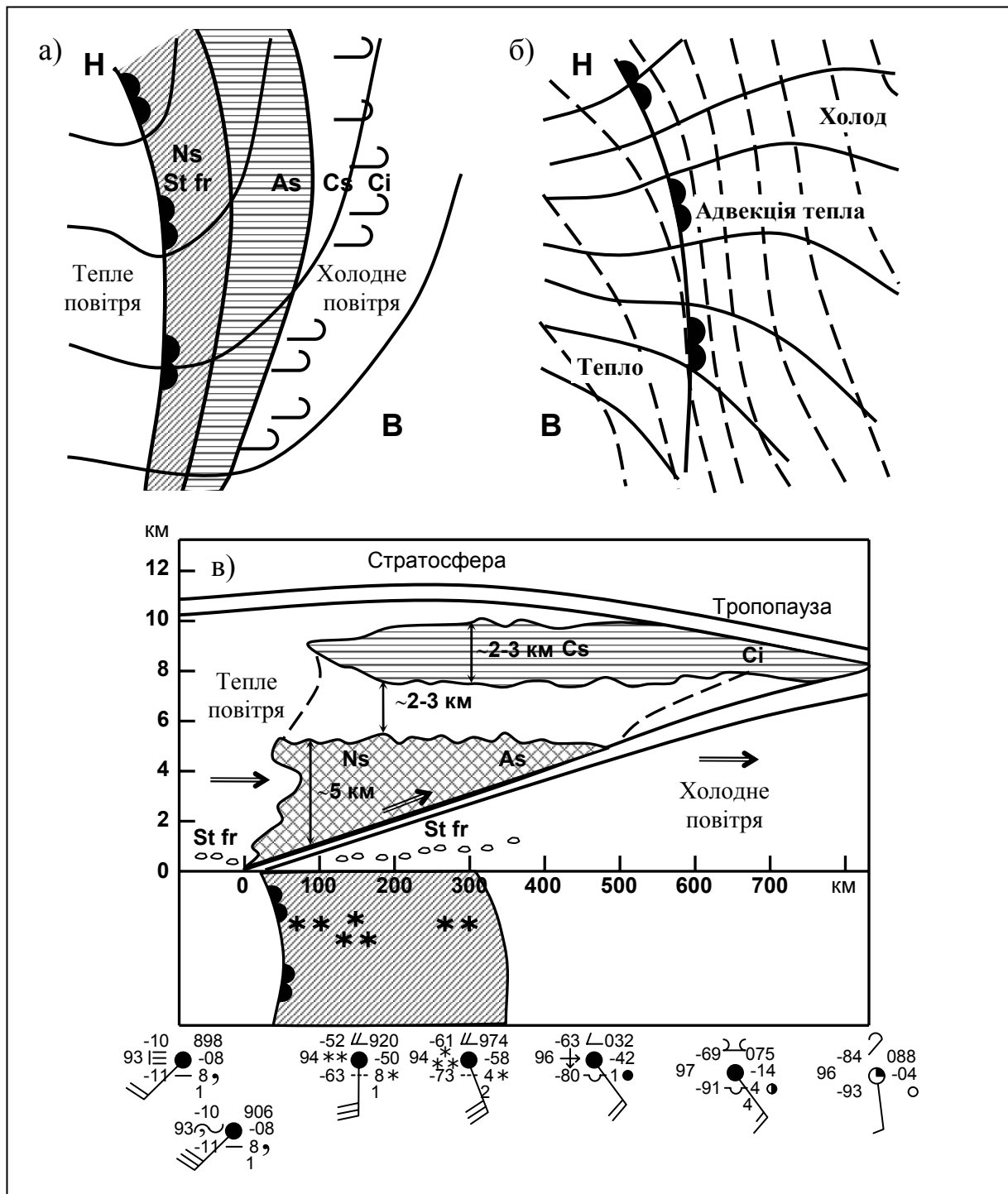


Рисунок 4.5 – Схема теплового фронту на приземній карті (а), на карті термобаричного поля (б), у вертикальному розрізі (в) та розподілі погоди на різних відстанях від фронту

хмари Ci–Cs та As–Ns, під якими звичайно спостерігаються розірвані хмари St fr., особливо в зоні обложних опадів.

Хмари Ci–Cs найчастіше являють собою самостійний шар, верхня межа якого співпадає з рівнем максимальних швидкостей вітру (вісь струминної течії), тобто близька до тропопаузи.

Оскільки верхня межа хмар **As–Ns** є приблизно горизонтальною, найбільша товщина шару хмар спостерігається поблизу лінії фронту.

Поблизу центру циклона, де система хмар теплового фронту має найбільший розвиток, ширина зони **Ns** та обложних опадів складає 300 км, вся система **As–Ns** має ширину 500-600 км. Зона хмар **Ci–Cs** розташовується попереду **As–Ns**; ширина її складає приблизно 200-300 км. Таким чином, в цілому система хмар простягається попереду лінії теплового фронту на відстань 700-900 км при ширині зони обложних опадів з **Ns** близько 300 км.

В міру віддалення від центру циклона вздовж лінії теплового фронту висхідні рухи повітря слабшають. Відповідно слабшають процеси утворення хмар та опадів. На деякій відстані від центру циклона опади біля теплового фронту припиняються, а потім зникають й хмари. В багатьох випадках, особливо влітку, верхня межа **As–Ns** простягається до тропопаузи.

Наведена на рис. 4.5 схема теплового фронту хоч й є досить типовою, але спостерігається не завжди у такому вигляді, як на рисунку, що залежить від вологості теплої повітряної маси, тривалості існування циклона та його інтенсивності, від величини τ на різних рівнях, від пори року, географічних особливостей району тощо.

Основні відхилення від типової схеми, що наведена на рис. 4.5, такі.

1. В початковій стадії зародження циклона та утворення теплої ділянки фронту розвивається переважно надфронтальна система хмар **As–Ns**, з якої часто випадають інтенсивні опади. У випадках, коли висхідні рухи поблизу лінії фронту набувають характер конвективних, опади переходять у зливи й іноді супроводжуються грозами (рис. 4.6а). Хмари **Ci–Cs** розвинуті ще слабо, так що вся система хмар теплового фронту має невелику ширину, але може розташовуватися по обидва боки фронту.

2. При достатній вологості граничного шару та активному турбулентному перемішуванні підфронтальні хмари **St fr.** поблизу лінії фронту зливаються з надфронтальними хмарами, а удалині від нього утворюють суцільний покрив (особливо у холодне півріччя), що повністю маскує від наземного спостерігача систему хмар теплового фронту (рис. 4.6б). Взимку опади із **As** можуть досягати поверхні землі, а також стимулювати випадіння опадів із системи хмар **St–Sc**. В таких випадках зона опадів попереду фронту може досягати ширини 400 км і навіть більше.

3. Якщо у граничному шарі профіль теплового фронту дуже пологий, то основна система хмар та зона обложних опадів може бути зміщена уперед від лінії фронту (рис. 4.6в). Іноді деформації піддається лише верхня межа фронтального шару у зв'язку з вихолодженням приземного шару теплої повітряної маси та з утворенням приземної інверсії (рис. 4.6г).

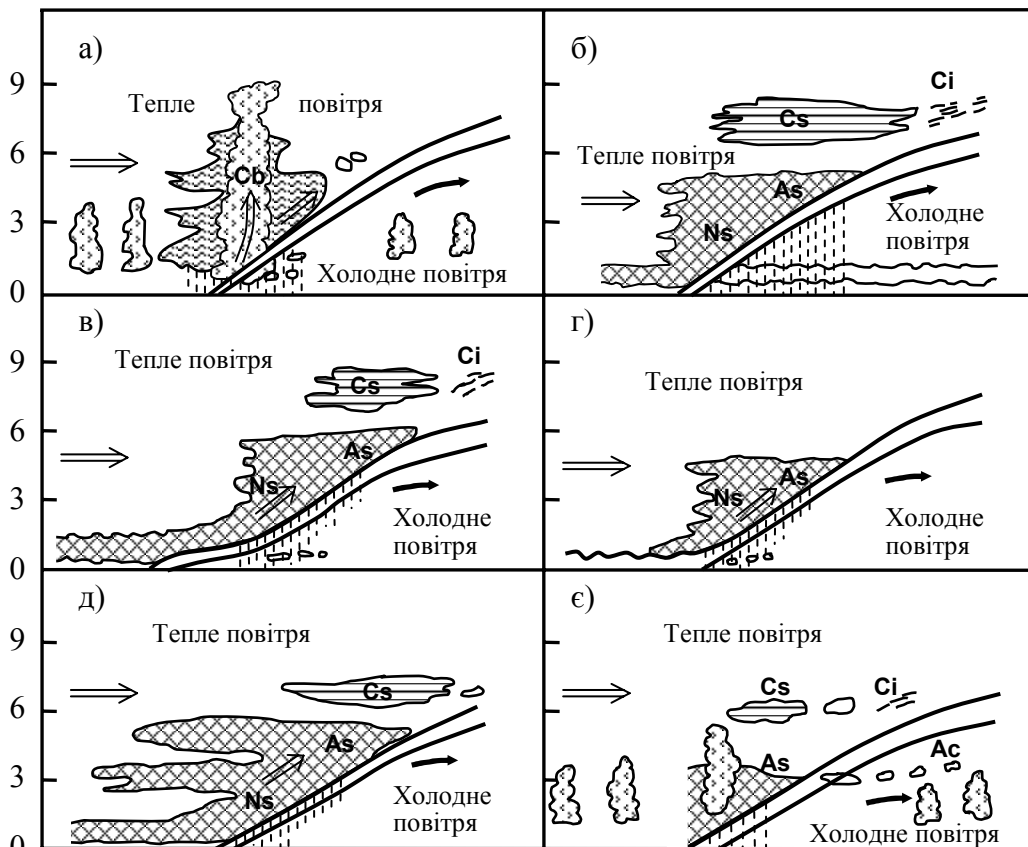


Рисунок 4.6 – Деякі різновиди системи хмар теплового фронту

4. В тих випадках, коли теплий фронт повільно переміщується (розташований в різко вираженій баричній улоговині) і висхідні рухи повітря охоплюють зафронтальну область, система **As–Ns** розташовується по обидва боки фронту. Але за лінією фронту ця система дуже розшарована (рис. 4.6д) і або не дає опадів, або опади випадають слабкі. В деяких випадках це, мабуть, опади з системи **St–Sc**, що розташована за лінією фронту в теплій повітряній масі; вони можуть бути обумовлені засівом краплинних хмар **St** (чи **Sc**) льодяними кристалами із системи **As–Ns**. Часто зафронтальні опади мають характер мряки.

5. Хмарність старих теплих фронтів може бути дуже розшарованою на всьому протязі (рис. 4.6е). Поступово ці шари розсіюються починаючи з нижніх і опади припиняються. Можуть з'являтися хмари **Ac**, **Cs**, які не є типовими для теплового фронту. Система **Ci–Cs** поступово також розпадається, хоч розрізнені **Ci** можуть спостерігатися на дуже великій відстані від лінії фронту і навіть після того, як фронт розмився і виявити його на приземній карті не є можливим.

Опади і низькі хмари відсутні й тоді, коли тепле повітря дуже сухе й рівень конденсації в ньому розташовується дуже високо. Влітку над материками теплі фронти звичайно істотно відрізняються від типової схеми.

Система **As–Ns** не набуває значного розвитку. Попереду фронту хмари часто не розташовуються суцільним шаром, спостерігаються **Ac**, вдень розвиваються **Cu**, а поблизу центру циклона іноді й **Cb**, які супроводжуються випадінням зливових опадів і навіть грозами.

Розшарування системи хмар теплового фронту пов'язано з неоднорідністю поля вертикальних рухів по висоті. Хмарні шари відповідають шарам активних висхідних рухів повітря, безхмарні прошарки пов'язані з низхідними рухами чи з послабленими висхідними рухами.

Випадіння снігу попередю теплового фронту взимку часто супроводжується хуртовинами. Якщо при від'ємній температурі у приземному шарі над фронтальною поверхнею температури додатні, то краплі дощу, що випадають у переохолодженому стані, досягають поверхні землі, що веде до утворення ожеледі. У деяких випадках попередю теплового фронту і, особливо, за ним спостерігаються тумани.

З рис. 4.5 можна легко бачити, що при насуванні теплового фронту на пункт прогнозу зміни погоди відбуваються у певній послідовності.

1. При перших признаках фронту з'являються хмари типу **Ci**, які змінюються потім хмарами **Cs**, починається падіння тиску, поступове посилення вітру, який при найчастішій орієнтації фронту (від центру циклона) з північного заходу на південний схід має південно-східний напрямок.

2. З'являються **As fr.**, що все більше ущільнюються та переходять в **As op.**, а потім й в **Ns**; починається випадіння опадів. Збільшується падіння тиску, посилюється вітер. Взимку порушується добова хода температури, а руйнування приземного шару інверсії часто веде до значного підвищення температури задовго до проходження лінії теплового фронту. З наближенням лінії фронту вітер продовжує посилюватися, але падіння тиску сповільнюється. Відповідно крива на барограмі має угнутість (циклонічну кривизну).

3. Проходження лінії фронту відзначається швидким підвищенням температури повітря, різким поворотом вітру праворуч (наприклад, зміною південно-східного і південного вітру на південно-західний), припиненням чи різким послабленням падіння тиску, припиненням опадів.

При швидкості теплового фронту близько 30 км/год. тривалість проходження системи хмар теплового фронту через пункт спостереження становить близько однієї доби, а випадіння опадів – близько 10 годин. Але ця тривалість може варіюватися у широких межах залежно від властивостей фронту та швидкості його переміщення.

Розглядання термобаричного поля теплового фронту (рис. 4.5б) дозволяє зробити висновок про те, що найінтенсивніша адвекція тепла в серед-

ній тропосфері спостерігається перед лінією теплового фронту, а за лінією фронту вона слабшає.

Влітку у приземному шарі вдень за лінією теплового фронту при значній хмарності температура може істотно не відрізнятися від температури перед фронтом. В окремих випадках за теплим фронтом вдень температура над суходолом може бути навіть нижчою, ніж при тонких хмарах перед фронтом. Це явище називається маскуванням теплового фронту. У передфронтальній повітряній масі влітку вдень можуть спостерігатися хмари C_b .

4.5 Характеристики холодних фронтів

На рис. 4.7 подана ділянка холодного фронту на приземній карті, карті термобаричного поля та у вертикальному розрізі для найбільш типового випадку, коли хмарна система та опади спостерігаються у вигляді вузького валу безпосередньо перед лінією фронту. Такого типу холодні фронти, що швидко рухаються, належать до холодних фронтів 2-го роду.

Основною формою хмар при таких фронтах є потужні C_b , при розтіканні яких можуть утворюватися в невеликій кількості C_i , C_s , A_c і S_c , а під ними в зоні зливових опадів звичайно спостерігаються $St\ fr.$ або $Cu\ fr.$ поганой погоди. Нерідко хмарна система холодного фронту аналогічно хмарній системі теплового фронту дуже розшарована. В окремих випадках проходження холодного фронту супроводжується шквалами та грозами.

Ширина зони перед фронтом, в якій спостерігаються C_b та випадають зливі опади, становить 50-100 км, отже на приземних картах звичайного масштабу вона не завжди може бути виявлена, тим більше, що вал хмар C_b вздовж фронту може бути несучільним, а вночі хмари C_b взагалі можуть розмиватися. В цьому одна з відзнак холодних фронтів від теплих.

У випадку холодних фронтів в зв'язку з нічним радіаційним вихолодженням верхньої межі суцільного хмарного покриву, зниження температури в хмарах та посилення вертикального перемішування при опусканні охолодженого повітря усередину хмари сприяють виникненню льодової фази, зростанню хмарних елементів та утворенню опадів. В результаті обложні опади вночі утворюються навіть частіше та в ширшій зоні. Влітку вдень частина опадів випаровується, не досягаючи поверхні землі.

Оскільки вдень посилюються конвективні рухи повітря у зв'язку з прогріванням підстильної поверхні та розвитком турбулентних рухів, то найбільшого розвитку хмарність та опади холодного фронту над суходо-

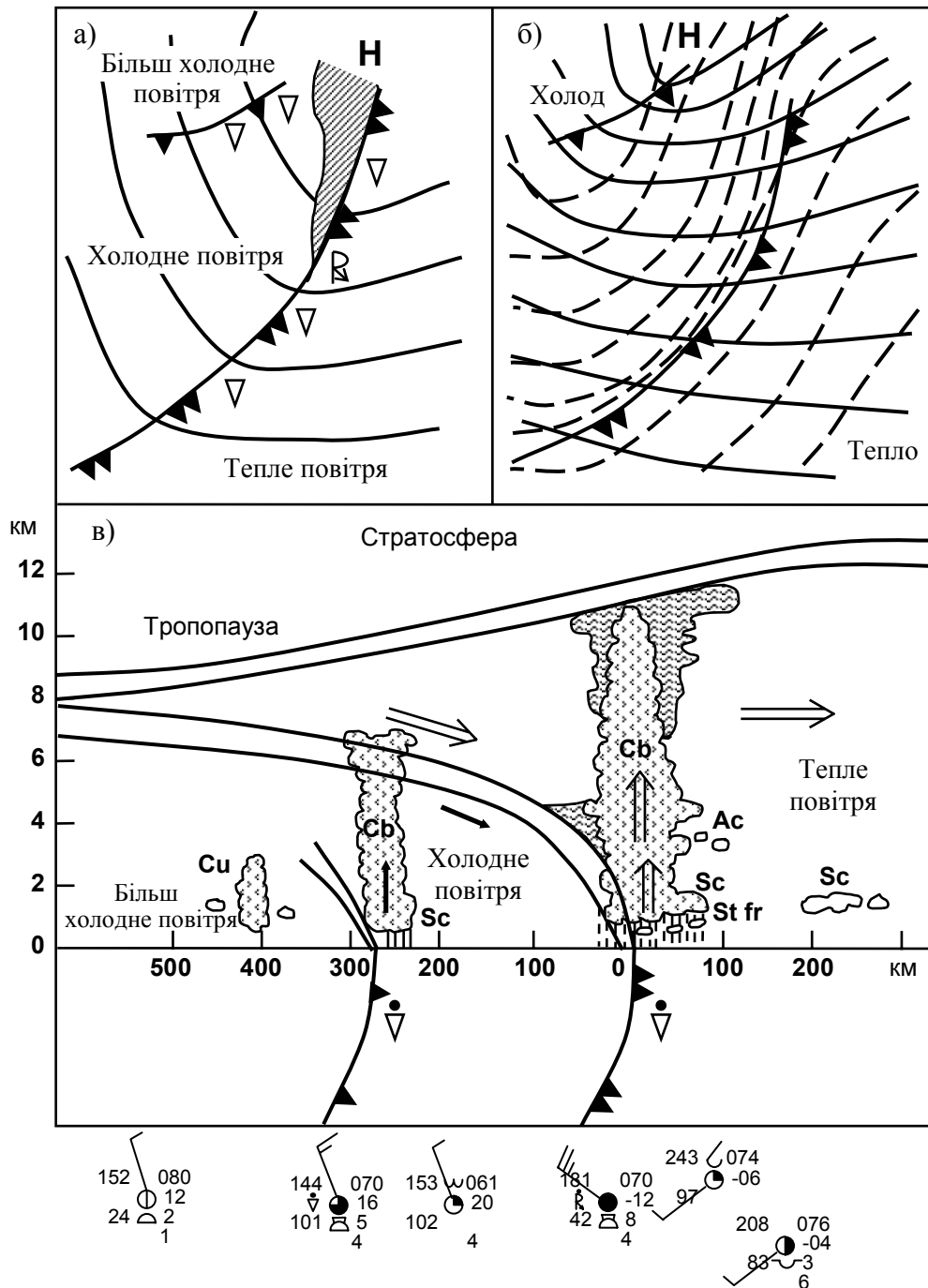


Рисунок 4.7 – Схема холодного фронту 2-го роду на приземній карті (а), на карті термобаричного поля (б) та у вертикальному розрізі (в)

лом досягають у післяполуденні години, що характерно й для внутрішньомасових Cu і Cb.

Будова холодних фронтів відрізняється великим різноманіттям у порівнянні з будовою теплих фронтів. Відзначимо деякі основні відхилення від схеми, що наведена на рис. 4.7.

1. В початковій стадії зародження циклона і взагалі поблизу центру циклона хмарна система холодного фронту розташовується в основному за

лінією фронту, нагадуючи дзеркальне відображення системи хмар теплого фронту (рис. 4.8а). Аналогічна система хмар спостерігається й у випадку ділянок холодних фронтів, що повільно рухаються, в тому числі далеко від центру циклона. Такі холодні фронти належать до холодних фронтів 1-го роду.

Безпосередньо перед фронтом можуть спостерігатися хмари типу Сb, так що зливові опади з проходженням лінії фронту перетворюються в обложні, але поблизу центру виникаючого циклона обложні опади спостерігаються як перед холодним фронтом, так й за ним.

Пояснення такого характеру хмарності на ділянці холодного фронту поблизу центру циклона можна дати, якщо врахувати, що висхідні рухи повітря охоплюють всю центральну частину циклона і що при зміщенні центру циклона вздовж основного фронту відбувається зміна знаку фронту, тобто відбувається перетворення ділянки теплого фронту в холодний. У результаті частина системи хмар теплого фронту, що утворилася раніше, опиняється у тилу циклона за холодним фронтом. В міру віддалення від центру циклона холодний фронт 1-го роду перетворюється в холодний фронт 2-го роду.

Виникнення такої системи хмар у випадку холодних фронтів, що повільно переміщуються, пов'язано, мабуть, з конвергенцією вітру у граничному шарі.

У випадку холодного фронту 2-го роду нормальна до лінії фронту складова вітру є великою і з висотою збільшується. В результаті швидкість переміщення холодної маси на висоті більша за швидкість у приземному шарі, яка послаблена впливом тертя. При цьому різко спотворюється профіль фронтальної поверхні і холодна маса переміщується подібно до гусениці трактору, перекочуючись зверху донизу. Швидке переміщення валу холодного повітря викликає бурхливий підйом перед лінією фронту теплого повітря, що відтискується, а низхідні рухи за лінією фронту перешкоджають розповсюдженню хмарної системи в цьому напрямку.

У випадку холодного фронту 1-го роду, що повільно рухається, нормальні складові вітру до лінії фронту вище граничного шару є малими, так що переміщення фронту здійснюється переважно за рахунок конвергенції тертя у граничному шарі. Клин холодного повітря як би підповзає під теплу повітряну масу, яка натікає на цей клин, утворюючи переважно зафронтальну систему хмар і зону обложних опадів.

Звісно, наведені міркування лише схематично пояснюють різницю хмарних систем холодних фронтів 1-го і 2-го роду. Наприклад, влітку, а при повільному переміщенні холодного фронту й в інші пори року, розви-

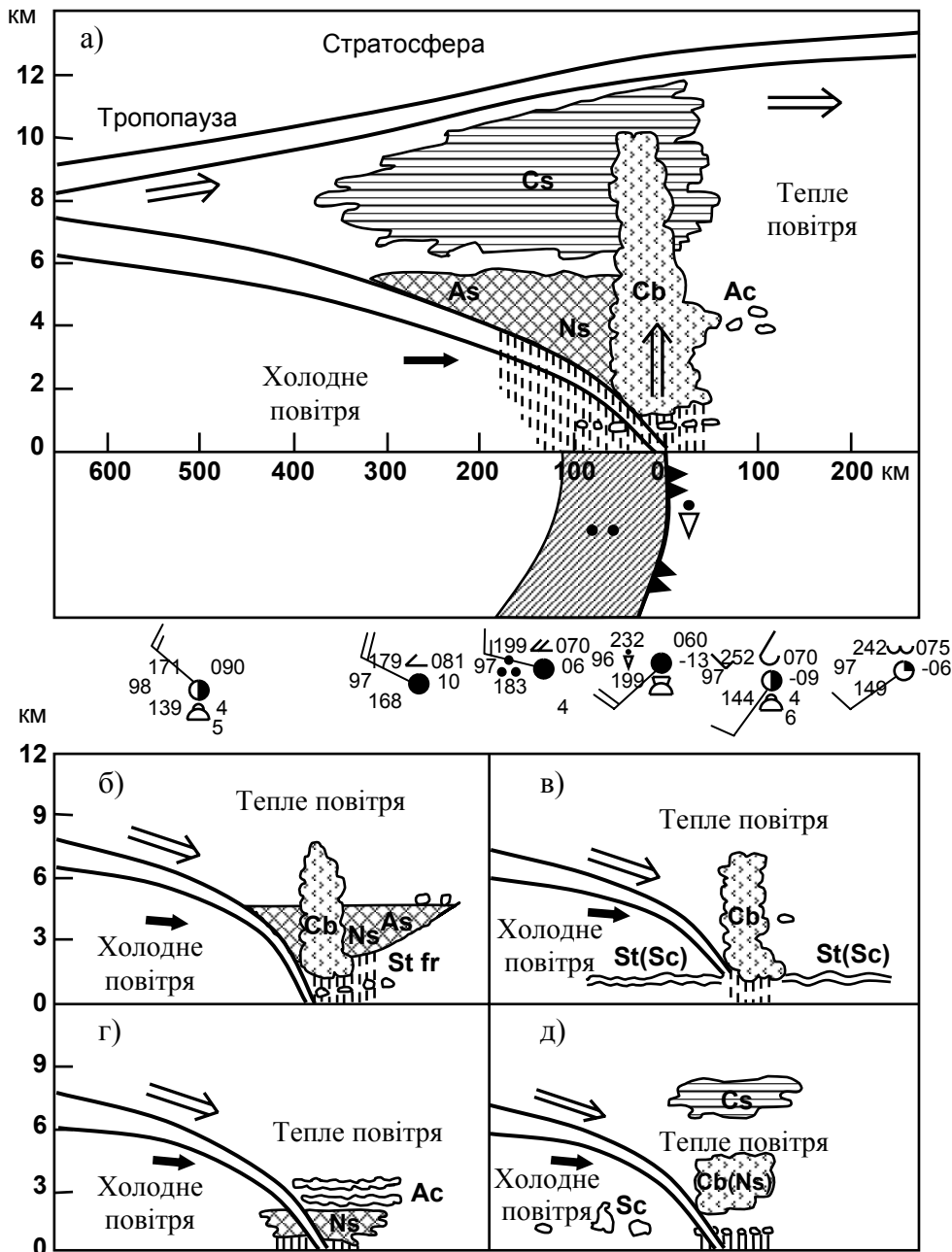


Рисунок 4.8 – Схема холодного фронту: а) вертикальний розріз та розподіл погоди на різних відстанях від фронту; б), в), г), д) випадки розподілу погоди в зоні холодного фронту

ваються Cb, переважно у денні години. Верхні частини таких Cb часто розтікаються в обидві боки.

2. При великій вологості передфронтального теплого повітря система хмар та опадів холодного фронту розширюється за площею, охоплюючи зону теплового сектору перед фронтом шириною до 200 км. Така система хмар спостерігається переважно в баричних улоговинах, що поглиблюються, коли великі додатні значення w в широкій зоні вздовж осі улоговини

сприяють формуванню хмарності та опадів у всій цій зоні (рис. 4.8б). Але й в цьому випадку поблизу лінії холодного фронту спостерігаються переважно хмари **Cb**, а опади мають зливовий характер. Попереду холодного фронту можуть спостерігатися й лінії нестійкості.

3. Хмари **St fr.** і **Cu fr.** поганої погоди, які розвиваються під впливом турбулентних вертикальних рухів та вертикальних рухів, що зумовлені тертям, можуть повністю замаскувати систему хмар холодного фронту. Утворенню **St fr.** і **Cu fr.** сприяє також зволоження повітря опадами. У результаті над суходолом у холодну половину року рідко вдається простежити наближення системи хмар холодного фронту за наземними спостереженнями (рис. 4.8 в і г).

4. При великій сухості та відносній стійкості передфронтального повітря холодні фронти можуть проходити без опадів і навіть без скільки-небудь повно вираженої системи фронтальних хмар (рис. 4 д).

Холодний фронт, що надходить на материк (а також холодний фронт, що перевалює повз невеликі гори) іноді може зміщатися над приземним шаром дуже холодного повітря. А втім, такий стан звичайно не є стійким. Руйнування такого шару може привести до того, що проходження холодного фронту буде супроводжуватися біля поверхні землі не похолоднанням, а потеплінням. Таке явище називається маскуванням холодного фронту.

У повітряній масі над материком вертикальні градієнти температури менші, ніж в стійкішому морському повітрі. Тому на висоті 1-1,5 км утворюється шар вирівнювання температури. Нижче цього шару фронтальна поверхня має вигляд поверхні теплового фронту, вище – верхнього холодного фронту (рис. 4.9).

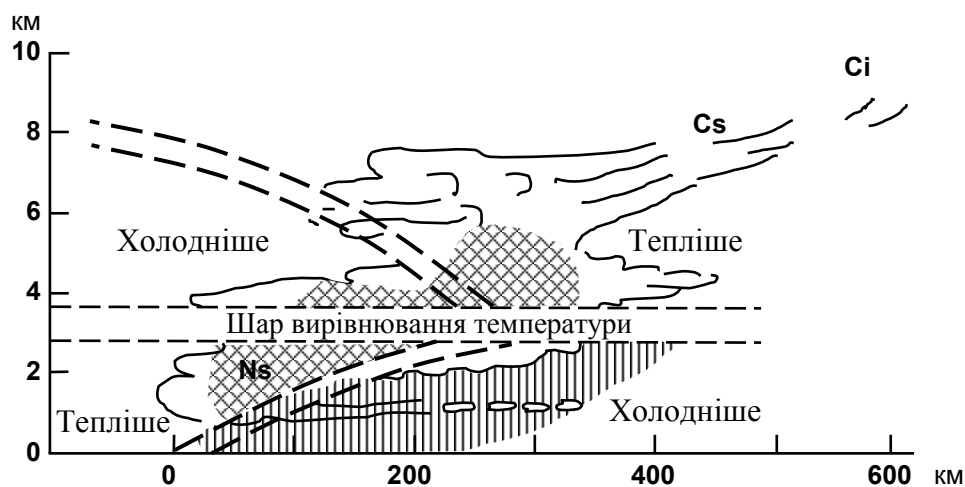


Рисунок 4.9 – Положення верхнього холодного фронту за наявності шару вирівнювання температури

Вторинні холодні фронти мають систему хмар, що подібна до системи хмар холодного фронту 2-го роду.

Вертикальна потужність хмар вторинних фронтів в середньому менша за потужність основних холодних фронтів. Формуються вторинні холодні фронти в баричних улоговинах у тилу циклона, переважно після його оклюдування.

З проходженням вторинних холодних фронтів влітку можуть бути пов'язані грози та шквали, а взимку – хуртовини. При цьому зливи снігопади як біля фронту, так й у нестійкій масі за ним, можуть бути хоч й короткочасними, але інтенсивними та багаторазово повторюватися (снігові заряди).

При швидкості переміщення холодного фронту 2-го роду близько 40 км/год. тривалість проходження системи хмар повз пункт не перевищує 1-2 годин. Звісно, ця тривалість варіюється залежно від швидкості фронту та ширини хмарної зони. Для холодних фронтів 1-го роду тривалість проходження системи хмар може становити 10 годин і більше.

Розглядаючи карту термобаричного поля холодного фронту (рис. 4.7б), треба звернути увагу на особливо великі горизонтальні градієнти температури за лінією холодного фронту. При цьому адвекція холоду хоч й починається до проходження лінії холодного фронту, але найбільших значень вона набуває за цією лінією.

4.6 Характеристики фронтів оклюзії

Фронти оклюзії з'єднують у собі риси теплого та холодного фронтів, але часто виражені менш різко. Вони характерні для останньої стадії розвитку циклона – стадії заповнення.

На рис. 4.10 наведені схеми теплого і холодного фронтів оклюзії та відповідні ним термобаричні поля. У системі фронтів оклюзії взаємодіють три повітряні маси, з яких найтепліша вже не торкається поверхні землі. Тому у випадку фронту оклюзії, окрім приземної лінії фронту, є й лінія верхнього фронту, проекція якого на площину приземної карти погоди розташована попереду лінії теплого фронту оклюзії (верхній холодний фронт) та позаду лінії холодного фронту оклюзії (верхній теплий фронт). В міру наближення до точки оклюзії верхній фронт знижується та зближується з приземним, а у точки оклюзії він відсутній.

Оскільки, як правило, верхній фронт розташований близько до при-

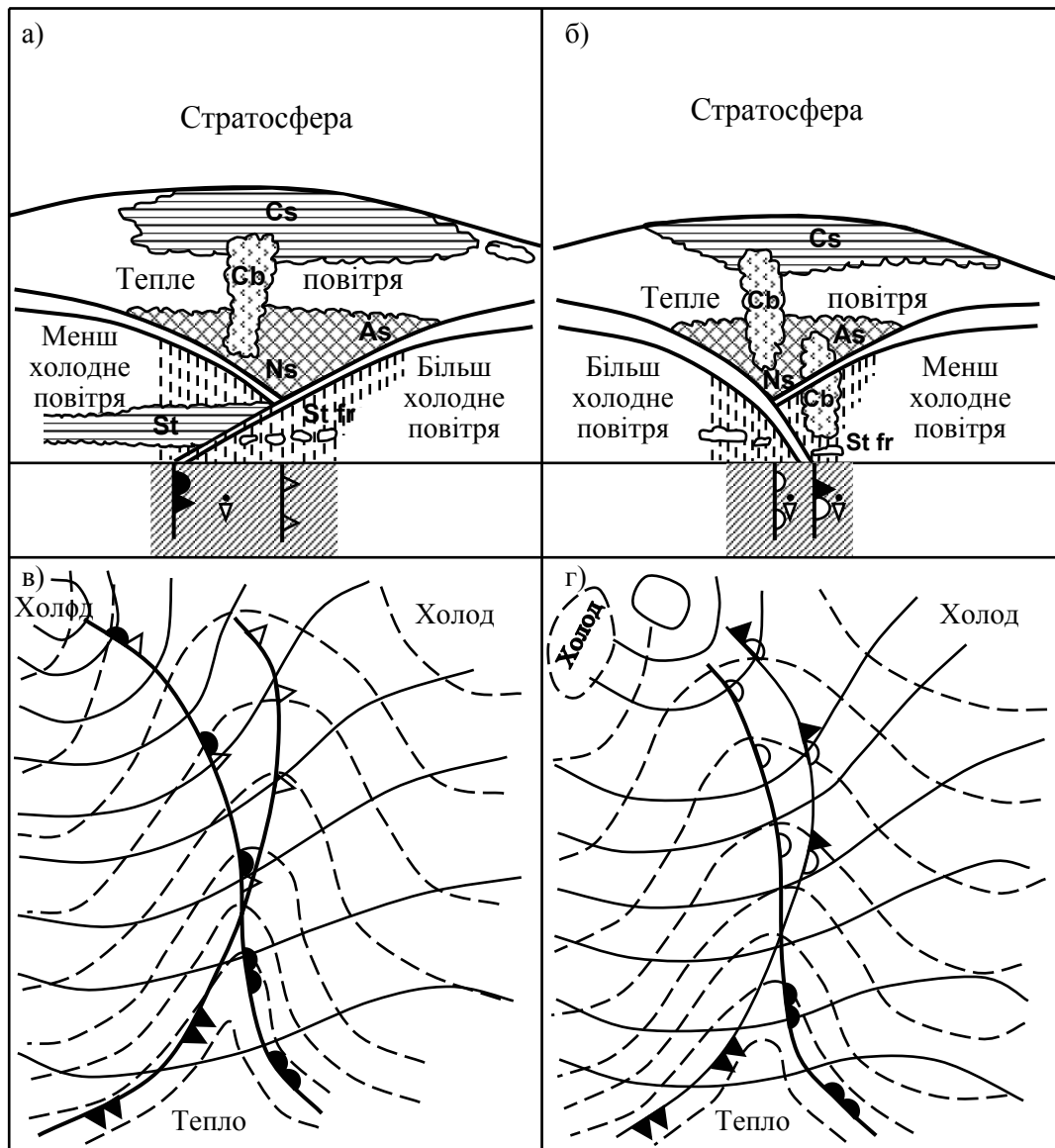


Рисунок 4.10 – Схеми теплого (а) і холодного (б) фронтів оклюзії та відповідні ним термобаричні поля (в, г)

земного, то на картах погоди практично розмежувати їх неможливо. Винятком є випадки перевалювання теплового фронту оклюзії повз гори, коли верхній холодний фронт за горами може переміщатися відомою мірою ізольовано від приземного фронту, що затриманий горами.

Звертаючись до рис. 4.10, можна відзначити, що хмарні системи розповсюджуються в обидва боки від приземного фронту оклюзії, особливо біля холодного фронту оклюзії. Поблизу лінії фронту можуть зберігатися хмари Cb, так що обложні опади змінюються зливовими, а потім знову можуть перейти в обложні. В системах хмар фронтів оклюзії часто спостерігаються хмари типу As, а також Ac у поєднанні з As.

У зв'язку з тим, що барична улоговина, в якій розташований фронт

оклюзії, часто дуже витягнута та симетрична відносно лінії фронту, з проходженням фронту оклюзії напрямок вітру змінюється особливо різко, іноді майже на протилежний.

Теплі фронти оклюзії над Європою частіше спостерігаються у холодне півріччя, коли зафронтальне повітря, що надходить з Атлантики, тепліше за передфронтальне континентальне повітря. При цьому іноді спостерігаються хуртовини, рідше – ожеледі.

Для літа більш типовими є холодні фронти оклюзії, вздовж яких нерідко спостерігаються грози, в тому числі й вздовж дуже розмитих фронтів оклюзії. Також є частими тумани, особливо при короткочасних нічних проясненнях в зоні фронту.

На карті термобаричного поля у фронтів оклюзії виявляється передфронтальна зона адвекції тепла та зафронтальна зона адвекції холоду. Вісь гребеня тепла для випадку теплого фронту оклюзії трохи зміщена уперед, а для випадку холодного фронту оклюзії – назад відносно приземного фронту оклюзії.

Нейтральні фронти оклюзії частіше за все мають систему хмарності та опадів, що подібна до системи хмарності та опадів теплих фронтів оклюзії. Вони є „нейтральними” лише у сенсі близьких значень температури на приземній карті погоди з обох боків фронту.

Треба зупинитися на деяких додаткових характеристиках фронтів оклюзії.

1. Молоді фронти оклюзії в баричних улоговинах, що поглиблюються, мають систему хмар та опадів, яка мало відрізняється по горизонтальній та вертикальній довжині від систем простих теплих та холодних фронтів, особливо поблизу центру циклона.

В баричних улоговинах, що заповнюються, та удалині від центрів циклонів хмарна система фронтів оклюзії має меншу вертикальну потужність, часто дуже розшарована (рис. 4.11а) та має розриви. При таких локальних проясненнях вночі, навіть якщо вони й короткочасні, часто утворюються радіаційні тумани, чому сприяє велика відносна вологість в зоні фронту.

2. Іноді біля теплих фронтів оклюзії опади припиняються до проходження лінії приземного фронту, тобто на розповсюджуються за лінію верхнього холодного фронту. В інших випадках обложні опади за лінією холодного фронту оклюзії замінюються мрячними.

В деяких випадках за верхнім холодним фронтом виникає додатковий шар хмар, так що у остаточному підсумку зона хмар та опадів такого фронту оклюзії практично не відрізняється від зони простого теплого фрон-

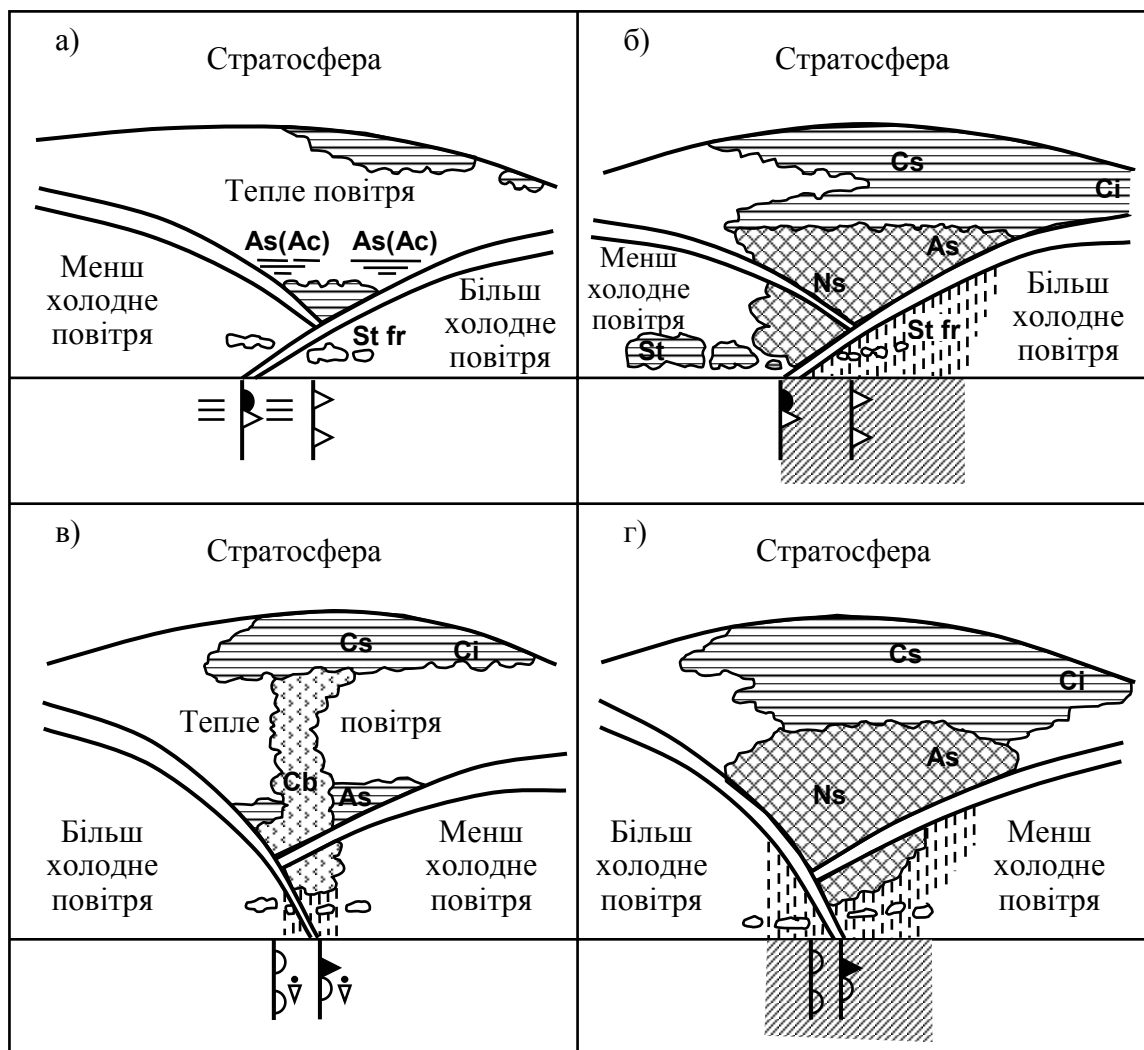


Рисунок 4.11 – Деякі різновиди хмарних систем фронтів оклюзії

ту (рис. 4.11б). Взимку ширина зони опадів перед такими теплими фронтами може перевищувати 300 км. Але слабкі снігопади з могутніх Sc можуть бути не пов'язані з фронтами.

3. В тих випадках, коли хмарність попереднього теплового фронту в системі хмар холодного фронту оклюзії виражена погано, переважного значення набувають хмари холодного фронту. Такі холодні фронти оклюзії по системі хмар мало відрізняються від простих холодних фронтів (рис. 4.11в).

4. Хмарна система холодного фронту оклюзії, що утворився через змикання теплового фронту з холодним фронтом 1-го роду, складається з хмар As–Ns. З такими фронтами пов'язані лише обложні опади (рис. 4.11г).

Проходження фронтів оклюзії повз пункт спостереження викликає зміни погоди, що подібні зі змінами при проходженні простих фронтів.

Винятком є відзначена раніше більш різка зміна напрямку вітру та часта зміна передфронтального падіння тиску зафронтальним зростанням.

Ступінь розвитку системи хмар фронту будь-якого типу, інтенсивність опадів та інших явищ погоди, що пов'язані з фронтом, або, як кажуть, активність фронту, визначаються не тільки контрастом температур при переході через лінію фронту чи у фронтальній зоні, а й деякими іншими факторами (вологість повітряних мас, їх стійкість, величина вертикальної складової швидкості, особливості поля вітру в зоні фронту у зв'язку з характером баричного поля тощо). Тому при аналізі фронтів звертають увагу на весь комплекс метеорологічних характеристик фронту, не нехтуючи й вторинними фронтами, які можуть бути достатньо активними у вищезазначеному сенсі.

Інформація з метеорологічних супутників дозволяє значно краще аналізувати фронтальні системи хмар. Над великими просторами океанів ця інформація часто є єдиним засобом для виявлення атмосферних фронтів. Навіть порівняно нетривалий досвід використання супутникової інформації довів її велику цінність для аналізу структури фронтальних систем і взагалі хмарності в циклонах. При цьому, з одного боку, була в цілому підтверджена справедливість розглянутих вище типових схем фронтальних хмарних систем, а з іншого боку були більш визначено виявлені інші важливі особливості систем хмар в циклонах, наприклад, їх спіральна скрученість до центру відповідно з напрямком циркуляції повітря в циклоні.

4.7 Утворення та розмивання фронтів (фронтотенез та фронтоліз)

Кожний атмосферний фронт існує обмежений період часу. Це стосується не тільки ділянок фронтів усередині певного циклона, а й основних фронтів великої горизонтальної довжини, хоч вони й існують довше.

Оскільки фронти виявляються на кожній карті погоди, що охоплює значну територію, це означає, що процеси утворення фронтів (фронтотенез) та процеси розмивання фронтів (фронтоліз) спостерігаються повсякчасно, подібно тому, як повсякчасно формуються та трансформуються повітряні маси.

Процес утворення фронту спливає таким чином.

1. Формується висотна фронтальна зона, на вертикальному розрізі через яку виявляється велика концентрація термодинамічних соленоїдів, що є показником прискорення циркуляції швидкості в горизонтальній

площині та збільшення запасів енергії.

2. Відбувається подальше загострення фронтальної зони з утворенням похилого перехідного фронтального шару, збільшенням концентрації термодинамічних соленоїдів у вертикальній площині.

3. При відповідних циркуляційних умовах у граничному шарі (збіжність вітру) фронт виявляється на приземній карті як лінія, що розмежує сусідні повітряні маси, вздовж якої утворюються хмарність та опади.

Процес фронтогенезу на висотах та у граничному шарі може відбуватися як одночасно, так й у різний час. Крім того, він може охоплювати один шар і не охоплювати інші.

Процеси розмивання існуючого фронту протилежні процесам його утворення: ВФЗ стає все більш розмитою, а в граничному шарі зникає збіжність вітру, перехід від одної повітряної маси до іншої стає поступовим.

Оскільки щільність соленоїдального поля пропорційна горизонтальному градієнту температури $T_v = \partial T / \partial v$, основним показником фронтогенезу чи фронтолізу є зміна за часом горизонтального градієнта температури в шарі, що розглядається, або на певному рівні.

Розрізняють індивідуальний фронтогенез (чи фронтоліз)

$$F_{инд} = dT_v/dt$$

та локальний фронтогенез (чи фронтоліз)

$$F_{лок} = \partial T_v / \partial t.$$

У випадку фронтогенезу $dT_v/dt > 0$ або $\partial T_v/\partial t > 0$, для фронтолізу – навпаки.

Індивідуальний фронтогенез (фронтоліз) визначається змінами горизонтального градієнта температури в повітряній масі, що переміщується, і є основним показником для оцінки можливості виникнення фронту та його еволюції.

Локальний фронтогенез (фронтоліз) визначається за локальними змінами горизонтального градієнта температури, які можуть бути пов'язані, зокрема, тільки з переміщенням фронтальної зони та ізотерм взагалі, тобто з адвекцією.

Оскільки

$$\frac{dT_v}{dt} = \frac{\partial T_v}{\partial t} + \left(u \frac{\partial T_v}{\partial x} + v \frac{\partial T_v}{\partial y} \right) + \tau \frac{\partial T_v}{\partial p} = \frac{\partial T_v}{\partial t} - \left(\frac{\partial T_v}{\partial t} \right)_{adv} + \tau \frac{\partial T}{\partial p},$$

то

$$F_{лок} = F_{інд} + F_{адв} + F_{\tau}, F_{\tau} = -\tau \frac{\partial T}{\partial p}.$$

Розглянемо детальніше вираження для $F_{інд}$:

$$F_{інд} = \frac{d}{dt} \frac{\partial T}{\partial v} = \frac{d}{dt} \sqrt{\left(\frac{\partial T}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial T}{\partial y}\right)^2} = \frac{1}{T_v} \left[\frac{\partial T}{\partial x} \frac{d}{dt} \left(\frac{\partial T}{\partial x}\right) + \frac{\partial T}{\partial y} \frac{d}{dt} \left(\frac{\partial T}{\partial y}\right) \right]. \quad (4.3)$$

Замінюючи в (4.3)

$$\frac{d}{dt} \left(\frac{\partial T}{\partial x}\right) = \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{dT}{dt}\right), \frac{d}{dt} \left(\frac{\partial T}{\partial y}\right) = \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{dT}{dt}\right),$$

після заміни індивідуальної похідної та використання рівняння припливу тепла формулу (4.3) можна записати у вигляді:

$$\begin{aligned} F_{інд} = & \frac{1}{T_v} \left[\left(\frac{\partial T}{\partial x}\right)^2 \frac{\partial u}{\partial x} + \left(\frac{\partial T}{\partial y}\right)^2 \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial T}{\partial x} \frac{\partial T}{\partial y} \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}\right) \right] + \frac{1}{T_v} \times \\ & \times \left[\frac{\partial T}{\partial x} \tau \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\gamma_a - \gamma}{\rho g}\right) + \frac{\partial T}{\partial x} \frac{\gamma_a - \gamma}{\rho g} \frac{\partial \tau}{\partial x} + \frac{\partial T}{\partial y} \tau \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\gamma_a - \gamma}{\rho g}\right) + \frac{\partial T}{\partial y} \frac{\gamma_a - \gamma}{\rho g} \frac{\partial \tau}{\partial y} \right] + \\ & + \frac{1}{T_v} \left[\frac{\gamma}{\rho g} \left(\frac{\partial T}{\partial x} \frac{\partial \tau}{\partial x} + \frac{\partial T}{\partial y} \frac{\partial \tau}{\partial y}\right) + \tau \left(\frac{\partial T}{\partial x} \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\gamma}{\rho g}\right) + \frac{\partial T}{\partial y} \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\gamma}{\rho g}\right)\right) \right]. \end{aligned} \quad (4.4)$$

Ця формула може бути записаною у вигляді:

$$F_{інд} = F_1 + F_2 + F_3.$$

На рис. 4.12 подані схеми розташування ліній течії та ізотерм при фронтогенезі та фронтолізі.

Якщо розглядати деформаційне поле повітряних течій, то можна відзначити, що коли ізотерми нахилені до осі розтягнення під кутом менше 45° (рис. 4.13а), вздовж осі розтягнення має місце фронтогенез, а вздовж осі стиснення – фронтоліз. Якщо початковий кут більше 45° (рис. 4.13б), то

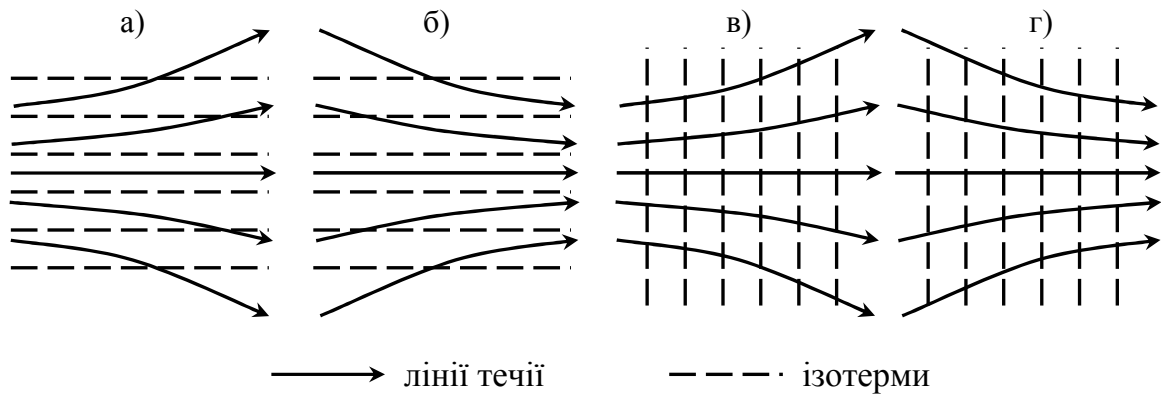


Рисунок 4.12 – Фронтогенез (б, в) і фронтоліз (а, г) в дивергентному полі течій

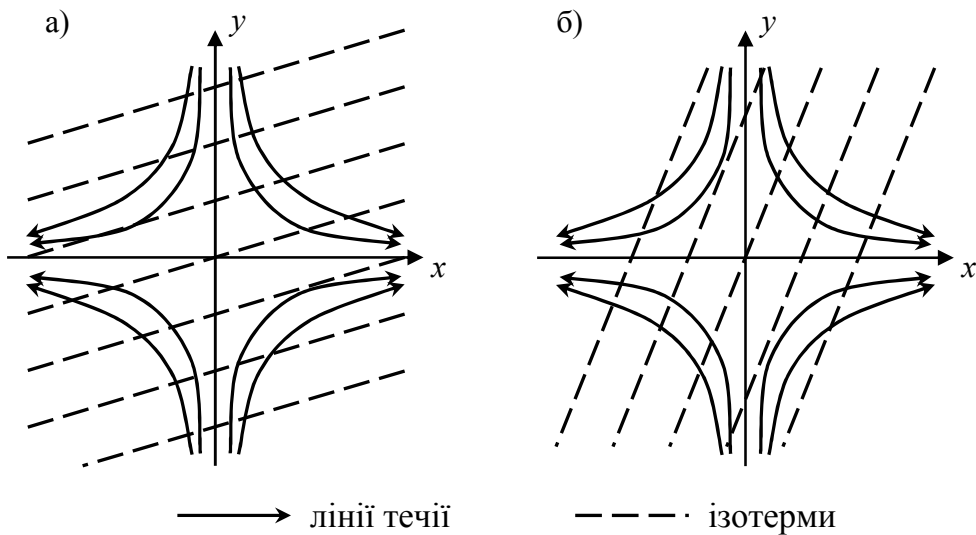


Рисунок 4.13 – Схема фронтогенезу вздовж осі розтягнення деформаційного поля

співвідношення протилежне. Але й в цьому випадку кут між ізотермами та віссю розтягнення протягом часу зменшується і процес завершується фронтогенезом. Саме тому висотним деформаційним полям повітряних течій приділяється особливо велике значення при оцінці можливостей фронтогенезу, тим більше, що такі поля часто існують тривалий час.

Другий та третій доданки в (4.4) можна спростити. Якщо вісь x спрямувати вздовж ізотерм, тобто сумістити з віссю s , та враховуючи, що кути між ізотермами та ізогіпсами звичайно невеликі, то

$$\frac{\partial T}{\partial x} = 0; \frac{\partial T}{\partial y} = -T_v; F_2 + F_3 = \frac{\gamma_a RT_v}{pg} \tau - \frac{\gamma_a RT}{pg} \frac{\partial \tau}{\partial y}. \quad (4.5)$$

Звідси випливає, що при $\tau > 0$ (низхідні рухи) відзначається фронтогенез, а при $\tau < 0$ – фронтоліз. Внесок члена, що містить $\partial\tau/\partial y$, слід враховувати у випадках істотної зміни вертикальних швидкостей у напрямку, що перпендикулярний ізотермам. Незавжди бачити, що в цьому випадку фронтогенезу сприяє зростання швидкості низхідних рухів в бік холодної повітряної маси ($\partial\tau/\partial y < 0$).

Звичайно за взаємним розташуванням ізогіпс та ізотерм легко оцінити, що в поточний момент часу в певному районі має місце – локальний (чи індивідуальний) фронтогенез або фронтоліз.

В більшості випадків процес фронтогенезу чи фронтолізу, що почався, зберігається протягом наступної доби якщо не відбувається істотна перебудова термобаричного поля зі зміною знаку $F_{інд}$ і $F_{лок}$.

Відзначимо, що крім оцінки умов фронтогенезу чи фронтолізу в тропосфері за формулами (4.4) та (4.5) необхідно враховувати фронтогенетичні та фронтолітичні умови в приземному шарі та фронтолітичний вплив трансформації повітряних мас.

4.8 Вплив орографії на атмосферні фронти. Мезомасштабні характеристики фронтів

Вплив гір на атмосферні фронти виявляється в затриманні фронтів горами і взагалі в зміні швидкості переміщення тієї чи іншої ділянки фронту, в загостренні фронтів, утворенні фронтальних хвиль перед навітряним боком гір та в розмиванні фронтів при їх перевалюванні повз гори. Своєрідним є процес орографічної оклюзії, що пов'язаний з огинанням лінією фронту гірської перепони.

Якщо холодний фронт розташований під гострим кутом до гірського хребта, то перед фронтом відбувається згущення ліній току в теплій повітряній масі, що затиснена між гірським хребтом та фронтальною поверхнею. В таких випадках перед фронтом спостерігається особливо сильні вітри.

Аналогічне явище спостерігається й біля порівняно високих морських берегів, наприклад, вздовж побережжя Скандинавії, де сильні вітри спостерігаються перед холодними фронтами, що утворюють гострий кут з берегом. В цьому випадку посиленню вітру сприяє береговий ефект.

Суть берегового ефекту лежить в тому, що при вітрі з моря на суходіл вздовж берегу спостерігається збіжність ліній току та посилення вітру, а при вітрі з суходолу на море – розбіжність ліній току та послаблення віт-

ру. Причиною збіжності потоків при переході з моря на суходіл та розбіжності при переході з суходолу на море є різниця турбулентного тертя над берегом та над водною поверхнею.

Збіжність ліній току вздовж берегу при вітрах з моря на суходіл сприяє фронтогенезу в приземному шарі. Такий фронтогенез, що обумовлений неоднорідностями підстильної поверхні, називається орографічним.

Орографічний фронтогенез сприяє загостренню існуючих фронтів і може бути товчком до утворення нового фронту. Але не можна ототожнювати будь-яку збіжність потоків вздовж побережжя з дійсним атмосферним фронтом, оскільки виникнення атмосферного фронту пов'язане з циркуляційними процесами великого масштабу на межі двох різних за властивостями повітряних мас. При збіжності потоків вздовж побережжя, що іноді супроводжується випадінням орографічних опадів, звичайно відбувається місцева зміна погоди усередині однієї повітряної маси. Орографічні опади й сама лінія збіжності вітрів, на відміну від фронту, не зміщується за межі даного району. Але, за відсутності аерологічних даних такий удаваний фронт важко відрізнити від дійсного.

Теплі фронти частіше та легкіше перевалюють повз гори, навіть високі. Холодні фронти, як правило, затримуються горами, висота яких більша за 2 км. Холодне повітря при цьому обтікає гори, витискаючи тепле повітря на інший бік гір. Лінія фронту огинає гори, створюючи своєрідну петлю, а потім цілком переходить на підвітряний бік гір, створюючи орографічну оклюзію. Одночасно в деяких випадках виникають вторинні фронти і відбувається місцевий фронтогенез.

Посилення висхідних рухів повітря з навітряного боку гір спричиняє посилення фронтальних опадів та розширення їх зони.

Низхідні рухи повітря на підвітряному боці гір та феновий ефект викликають розмивання фронту. Часто фронтальні опади взагалі припиняються і хмарна система фронту відновлюється лише на деякій відстані за горами, а іноді й не відновлюється (наприклад, влітку за великій сухості повітря).

У тих випадках, коли за горами розташований достатньо потужний шар дуже вихолодженого повітря, фронт, що перевалив, іноді не досягає поверхні землі. Тоді утворюється верхній фронт, який за горами може опуститися до поверхні землі на відстані декілька сотень кілометрів від них.

У процесі вивчення структури полів опадів та хмарності на фронтах було запропоновано декілька класифікацій мезомасштабних квазіупорядкованих фронтальних структур та розроблені схеми їх розташування відносно фронтів. Розглянемо схему, що була одержана науковою групою Гоб-

са за даними мезомасштабного полігона на заході США (рис. 4.14).

Смуги теплового фронту, що розташовуються попереду нього та звичайно орієнтовані паралельно приземній лінії фронту, мають ширину декількох десятків кілометрів. Остання зі смуг пов'язана безпосередньо з лінією фронту. Потенційно-нестійкий шар, в якому розвиваються конвективні хмари, має нижню межу на висотах 2,5-4 км та вертикальну потужність 1-1,5 км. Конвекція, що розвивається в цьому шарі, виявляється у створенні окремих осередків, які згруповані у смуги та мають невеликі вертикальні розміри. Так виникають „сліди” генеруючих осередків у вигляді зон опадів підвищеної інтенсивності на фоні обложних фронтальних опадів. Ці зони групуються у смуги відповідно до розташування генеруючих осередків.

Смуги в теплих секторах циклонів звичайно мають довжину хвилі не більше 50 км. У випадках, коли повітря теплового сектору достатньо вологе і містить достатньо великі запаси енергії нестійкості, зі смугами опадів теплового сектору пов'язані типові лінії шквалів. Смуги рухаються у напрямку

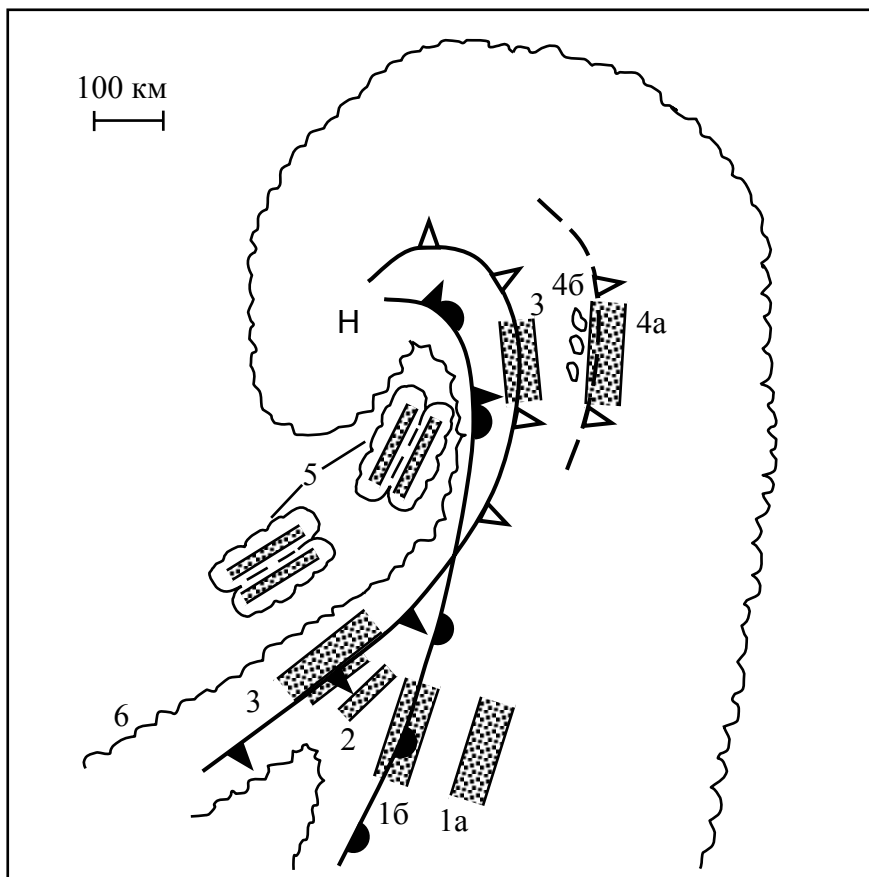


Рисунок 4.14 – Схема розташування конвективних смуг в теплому секторі та зоні оклюзії (1а і 1б – смуги теплового фронту, 2 – смуги теплового сектору, 3 – широка та вузька смуги холодного фронту, 4 – смуги в передній частині зони передфронтального похолодання, 5 – зафронтальні смуги, 6 – межа пир'ястих хмар за супутниковими даними)

від холодного фронту. Найближча до нього смуга є наймолодшою і в ній конвекція найінтенсивніша. Конвективні хмари, що створюють смугу, в її передній частині є переважно крапельними, а в середній – змішаними. Вертикальна потужність хмар дуже варіює і має максимум на осі смуги.

З холодним фронтом пов'язані дві смуги опадів. Безпосередньо вздовж лінії холодного фронту біля землі розташована вузька смуга опадів, яка часто має форму, що дуже близька до форми плоского хмарного валу. Але цей вал є неоднорідним: він містить ряд мезомасштабних хмар приблизно еліптичної форми, що витягнуті в напрямку, який складає добре помітний кут з лінією фронту. Смуга має ширину приблизно 5 км. Вона виникає в зоні конвергенції потоків перед холодним фронтом та витискання повітря із граничного шару. Передфронтальний струмінь нижніх рівнів у потоці теплої несучої смуги, що розташований безпосередньо перед фронтом, відіграє роль джерела теплого та вологого повітря, який сходить ліворуч від осі струменя на холодному фронті.

Позаду приземного холодного фронту часто спостерігається ще одна, широкіша (близько 50 км), смуга опадів. Зафронтальна смуга пов'язана з деформацією фронтального розділу, що створює певну „сходику”. Збільшений нахил фронту веде до збільшення швидкостей сходження теплого повітря, а це в свою чергу веде до активного розвитку генеруючих осередків в слабконестійкому шарі, що виявляються в теплій повітряній масі на висотах 6-8 км. Зафронтальна смуга опадів зміщується в тому ж напрямку, що й приземний холодний фронт, але з більшою швидкістю.

У тилу циклона досить часто розвиваються конвективні смужні структури, що мають характерний вигляд „хмарних вулиць”, які витягнуті вздовж холодного фронту. Ці смуги легко спостерігати неозброєним оком, тому що вони розвиваються на фоні безхмарного неба. Відстань між смугами невелика, так що одночасно простежуються декілька смуг. З більш широкими смугами цього ж типу при найінтенсивнішому їх розвитку пов'язані зливи (іноді сильні). В цих випадках вони звичайно асоціюються з вторинними фронтами.

В зоні оклюзії виявляються деякі смуги таких же типів. Залишаються існувати тиллові смуги, а також широка смуга холодного фронту (яка тепер пов'язана з верхнім холодним фронтом) У середині маси оклюдованого теплого повітря зберігаються смуги, що паралельні верхньому теплому фронту (попереду зони передфронтального похолодання), та вузькі смуги, що паралельні верхньому холодному фронту в області передфронтального потепління.

4.9 Висотні фронтальні зони та струминні течії

В межах верхньої тропосфери та частини нижньої стратосфери існують синоптичні об'єкти планетарного масштабу – висотні фронтальні зони.

Висотними фронтальними зонами (ВФЗ) називаються перехідні зони між високими холодними циклонами та високими теплими антициклонами. Вони дійсно є синоптичними об'єктами макромасштабу та відіграють істотну роль в атмосферних процесах, поперед всього в процесах цикло- та антициклогенезу. По горизонталі вздовж основного потоку їх довжина становить декілька тисяч кілометрів, ширина – сотні кілометрів (до 1000 км), вертикальна потужність – декілька кілометрів (до 10 км).

ВФЗ є зонами атмосфери, в яких сконцентрована велика кількість енергії, оскільки в них спостерігаються значні горизонтальні градієнти тиску (а, відповідно, й швидкості вітру) і температури.

На картах АТ-500, АТ-300, ВТ-500/1000 ВФЗ відображуються як області значного згущення ізогіпс. Центральна ізогіпса цієї області називається осьовою. Частина ВФЗ між осьовою ізогіпсою та центральною областю циклона, що її створює, називається циклонічною периферією ВФЗ, а частина між осьовою ізогіпсою та антициклоном – антициклональною периферією ВФЗ.

Та частина ВФЗ, де в напрямку потоку спостерігається збіжність ізогіпс, називається входом ВФЗ, а частина, де в напрямку потоку спостерігається розбіжність ізогіпс – дельтою ВФЗ.

З ВФЗ пов'язаний хоч би один високий тропосферний фронт. Умовами для утворення атмосферного фронту є існування таких характеристик у ВФЗ: $T_v > 8 \text{ }^\circ\text{C} / 1000 \text{ км}$, $H_n > 16 \text{ дам} / 1000 \text{ км}$, $V > 60 \text{ км/год}$.

Окремі ВФЗ, зливаючись одна з іншою, утворюють синоптичний об'єкт ще крупнішого планетарного масштабу – планетарну висотну фронтальну зону (ПВФЗ).

ПВФЗ на великих ділянках розташовується переважно в зональному напрямку, але може мати хвилі великої амплітуди меридіонального напрямку. Процеси утворення та розвитку баричних систем (циклонів і антициклонів) з одного боку пов'язані з ВФЗ, а з іншого – саме ці процеси приводять до деформації ВФЗ та її розгалуження.

Дослідження показали, що існують дві основні ПВФЗ. Одна з них, що оточує півкулю по периферії полярного басейну, розділяє арктичні повітряні маси та повітряні маси помірних широт, а інша, що проходить по

північній периферії субтропічних циклонів, розділяє повітряні маси помірних широт та субтропіків.

Обмін повітрям, що здійснюється між широтами, веде до утворення більш-менш значних розривів в ПВФЗ та злиттю їх на окремих ділянках.

Утворення ПВФЗ пов'язують з наявністю в межах півкулі різних за своїм радіаційним балансом широтних зон, в яких формуються повітряні маси різних географічних типів. Певна річ, наявність таких зон є необхідною, але недостатньою умовою для утворення ПВФЗ. Для цього необхідно, щоб в певних районах здійснювався процес, що аналогічний до фронтогенезу, але планетарного масштабу. Розглянемо теорію, що пояснює виникнення ПВФЗ різницею у швидкості зонального переміщення висотних улоговин та гребенів в різних широтних зонах.

Для швидкості зміщення довгих хвиль в атмосфері Россбі одержав таку формулу:

$$c = u - \frac{\beta L^2}{4\pi^2},$$

де c – швидкість зміщення хвилі;

u – швидкість зонального потоку;

L – довжина хвилі;

β – зміна параметра Коріоліса з широтою.

При різних довжинах хвиль в північних та південних широтах, але при однаковій швидкості зонального переносу, існуючий в початковий момент часу збіг фаз порушається. Аналогічна картина буде й при однакових довжинах хвиль, але при різних швидкостях зонального потоку. Таким чином, через деякий час улоговині у високих широтах буде відповідати гребінь в низьких, тобто виникає збіжність повітряних течій великого масштабу, що веде до загострення горизонтальних градієнтів температури та тиску, збільшенню швидкості вітру, тобто з'являється висотна фронтальна зона.

З висотними фронтальними зонами пов'язані струминні течії.

Струмина течія (СТ) це могутній вузький потік з майже горизонтальною віссю у верхній тропосфері чи в стратосфері, що характеризується великими вертикальними та горизонтальними зсувами вітру і одним чи декількома максимумами швидкості.

Довжина струминної течії вимірюється тисячами кілометрів, ширина – сотнями кілометрів, вертикальна потужність – декількома кілометрами.

За межі СТ найчастіше приймають ізотаху 30 мс^{-1} ($\sim 100 \text{ км/год.}$). Вертикальний градієнт швидкості вітру у струминній течії перевищує 5 мс^{-1} на 1 км, а горизонтальний – 10 мс^{-1} на 100 км.

Лінія з максимальною швидкістю вітру в межах СТ називається віссю струминної течії, за яку в практиці беруть горизонтальну вісь на певному рівні.

За умовами локалізації розрізняють:

- а) арктичну СТ (північніше 65° півн.ш.) на висотах 6-8 км;
- б) СТ помірних широт (в зоні $45-65^\circ$ півн.ш.) на висотах 8-12 км;
- в) субтропічну СТ (в зоні біля 30° півн.ш.) на висотах 11-16 км;
- г) екваторіальну стратосферну СТ східного напрямку на висотах більше 20 км;
- д) стратосферну СТ помірних та високих широт східного напрямку на висотах більше 15 км.

Розглянемо розподіл деяких метеорологічних величин в зоні СТ.

Горизонтальні та вертикальні градієнти температури на циклонічній периферії СТ у верхній тропосфері більші, ніж у середній, а на антициклонічній периферії співвідношення протилежне. У верхній тропосфері на однаковій відстані від осі СТ горизонтальні градієнти температури на циклонічній периферії набагато більші, ніж на антициклонічній. На рівні 200 гПа максимум T_v зміщується на антициклонічну периферію СТ, що пояснюється значним нахилом тропопаузи в області СТ та оберненням градієнта температури в стратосфері. Аналогічно ведуть себе й горизонтальні градієнти геопотенціалу.

Особливо значне збільшення швидкості вітру з висотою спостерігається безпосередньо над віссю струменя. Середній вертикальний градієнт швидкості в цьому шарі становить близько 9 мс^{-1} на 1 км, а в струменю в цілому – лише близько 2 мс^{-1} на 1 км.

Вертикальна потужність СТ знаходиться у прямій залежності від швидкості вітру. Так, наприклад, середня вертикальна потужність при швидкості від 100 до 150 км/год. становить 4,7 км, а при швидкості більше 150 км/год. – 6,7 км.

На циклонічній периферії швидкість вітру з висотою змінюється швидкіше, ніж на антициклонічній. Також, горизонтальні градієнти швидкості вітру на циклонічній периферії більші, ніж на антициклонічній.

Швидкість вертикальних рухів в СТ має той же порядок, що й на атмосферних фронтах (декілька сантиметрів за секунду), але якщо в зоні СТ спостерігаються області з добре розвинутою конвекцією (порядок вертикальних рухів – метри за секунду), то найсприятливіші умови для розвитку

купчасто-дощових хмар з ковадлами спостерігаються на холодній циклонічній периферії СТ. В цілому ж в тиловій частині висотної улоговини частіше спостерігаються низхідні вертикальні рухи, з якими пов'язане утворення інверсійних затримуючих шарів, під якими можуть формуватися високо-купчасті та пір'ясто-купчасті хмари.

Великі за розмірами зони упорядкованих висхідних рухів частіше спостерігаються праворуч від осі СТ, в зв'язку з чим на антициклонічній периферії на відстані 200-500 км в теплом повітрі формуються пір'ясті та пір'ясто-шарувати хмари стрічкової структури. Ці стрічки витягнуті паралельно СТ на відстань 1000-3000 км в напрямку потоку, а їх межа часто розташована поблизу вісі СТ. Вертикальна потужність таких хмар коливається від 50 до 600 м.

4.10 Об'єктивний аналіз атмосферних фронтів

Як можна бачити з цього розділу, з атмосферними фронтами часто пов'язані найнебезпечніші явища погоди. В зв'язку з цим фронтологічний аналіз є важливим етапом у роботі синоптика. При проведенні атмосферних фронтів на картах погоди синоптик опирається на загальне визначення фронту як межі розділу повітряних мас з різними властивостями, враховуючи „історію процесу”. Досвід показує, що в одній і тій же ситуації фронтологічний аналіз, який виконаний різними синоптиками, може істотно відрізнитися.

Тому давно проводяться роботи з автоматизації, хоча б частковій, процесу проведення атмосферних фронтів на картах погоди, які базуються на виділенні одного чи декількох об'єктивних кількісних параметрів, по полях яких можна було б провести лінію атмосферного фронту. На сьогодні ця задача стає ще більш актуальною, тому що в синоптичній практиці все більше використовується комп'ютерна техніка, тобто поступово відбувається перехід до безпаперових технологій.

Розглянемо один з таких підходів, в якому для об'єктивного аналізу атмосферних фронтів запропонована деякі комплексні характеристики температури та вологості повітряних мас: так званий фронтальний параметр

$$\psi = \nabla |\nabla ZTE| \cdot \mathbf{n}_{ZTE}, \quad (4.6)$$

який може бути розрахований в шарах 850-500 або 925-700 гПа, та „індекс

вологості”

$$HIX = (ZTE - ZT)/(ZTES - ZT). \quad (4.7)$$

В формулах (4.6) і (4.7)

$$ZTE = -\sum [R/g \cdot \bar{T}_s \ln(p_u/p_l)]. \quad (4.8)$$

В (4.8) сума в дужках береться в межах від $p_l = 925$ або 850 гПа до $p_u = 700$ або 500 гПа; \bar{T}_s – функція еквівалентної температури $T_s = T + Lq/c_p$ (де q – масова частка водяної пари),

$$\bar{T}_s = (T_{su} - T_{sl})/\ln(T_{su} - T_{sl}). \quad (4.9)$$

Положення фронтів пов’язується з гребенями у величині ψ , причому розглядаються лише значення $\psi > 2.5$ м/ Δn (де Δn – крок сітки). Від’ємні значення ψ не беруться до уваги, тому що вони відповідають нефронтальним умовам.

Індекс вологості HIX на фронті набуває значень, що перевищують $0,7$. В формулі (4.7) $ZTES$ – функція ZTE , яка розрахована за насиченою вологістю; ZT – аналог функції ZTE , що розрахована за звичайною, а не еквівалентною, температурою. Величина HIX дозволяє виділяти ті ділянки фронтів, на яких спостерігаються смуги хмарності та опадів.

З фізичної суті параметра ψ випливає, що чим більша бароклинність в шарі 850 - 500 гПа, тим більші значення ψ , тобто по суті цей параметр містить інформацію не тільки про положення, а й про інтенсивність фронту, яка визначається, з одного боку, гострістю контрастів температури і вологості, а з іншого, – наявністю зон опадів. За думкою авторів цього методу використання поля ψ лише для виявлення фронтів значно звужує можливості цього методу. Параметр ψ , як характеристика бароклинності, повинний бути пов’язаний і з полем опадів. Дійсно, дослідження зв’язків між полями опадів і фронтального параметра з розподілом випадків опадів за інтервалами ψ показало, що зв’язок сильних і дуже сильних опадів (більше 6 мм за 12 год.) з параметром ψ набагато кращий, ніж опадів з інтенсивністю більше 1 мм за 12 год. Крім того, є монотонне зростання повторюваності опадів із зростанням ψ , причому в зонах великих значень ψ повторюваність може перевищувати середню в 3 - 4 рази. Так, наприклад, при $\psi > 40$

повторюваність опадів перевищує середню в 2-2.5 рази. Отже, параметр ψ дозволяє виділяти найінтенсивніші ділянки фронтів, в яких щільність випадків випадіння опадів висока.

Взагалі ж можна відзначити такі характерні моменти:

а) теплому сектору циклону відповідає яскраво виражений гребінь в полі еквівалентної товщини шару 850-500 гПа;

б) осередки максимальних додатних значень параметра ψ мають місце в зонах з підвищеною бароклинністю; як правило, вони розташовані усередині зон з підвищеними значеннями індексу вологості ($HIX > 0,7$), яким відповідають хмарні умови та опади;

в) лінії атмосферних фронтів проходять вздовж зон згущення ізольованій функції ZTE , тобто в зонах максимальних значень модуля градієнта цієї функції;

г) в добре вираженій бароклинній зоні градієнтні фронти, тобто ті, що проведені за допомогою комплексних характеристик, і фронти, що проведені синоптиками, лежать паралельно один одному в межах цієї зони.

РОЗДІЛ 5 ЦИКЛОНИ ТА АНТИЦИКЛОНИ ПОМІРНИХ ШИРОТ

5.1 Типи циклонів та антициклонів, стадії їх розвитку

Циклони помірних широт за особливостями їх виникнення розрізняють на *фронтальні* та *нефронтальні (термічні)*. Декілька циклонів, що розвивалися на одному основному фронті, утворюють *сімейство (серію)* циклонів. Антициклони помірних широт розділяють на *проміжні* (між циклонами одного сімейства), *заклучні* (в тилу останнього циклона серії) та *нефронтальні (місцеві, термічні)*. Циклони та антициклони можуть бути *одноцентровими* та *багатоцентровими*. В останньому випадку два чи більше близько розташованих центрів на периферії мають спільні замкнуті ізобари.

Два циклони приблизно однакової інтенсивності зі спільними замкнутими ізобарами іноді називають *сполученими*. Також кажуть про двоцентрові та багатоцентрові циклонічні та антициклонічні області, зрідка застосовується термін „багатоцентрова циклонічна депресія” (переважно для малорухомої неглибокої циклонічної системи).

Якщо молодшій циклон має ще невеликі розміри у порівнянні зі старішим циклоном, в системі якого він виникнув, то такий циклон називається *вторинним* або *частинним*. Для антициклона аналогічно розрізняють *вторинний* антициклон або *відріг*.

В середній та верхній тропосфері повторюваність багатоцентрових баричних систем різко меншає і на картах АТ баричне поле має простіший вигляд, ніж на приземній карті.

Залежно від напрямку переміщення (звідки переміщується) розрізняють такі траєкторії циклонів та антициклонів: північні, західні, південні, східні, які часто означаються додатковими термінами чи детальнішим зазначенням географічного району їх утворення або переміщення. Наприклад розрізняють циклони: південні середземноморські, південні балканські, південні чорноморські, „пірнаючі” (що переміщуються з півночі чи північного заходу). Аналогічно у антициклонів розрізняють: полярні вторгнення (з північного заходу), ультраполярні вторгнення (з північного сходу), відроги сибірського чи азорського антициклонів.

Залежно від вертикальної потужності, тобто товщини шару, в якому на картах АТ простежуються замкнуті ізогіпси, розрізняють такі баричні

утворення:

а) *низькі*, коли замкнуті ізобари є на приземній карті та АТ-850, але відсутні на більш високих рівнях;

б) *середні*, коли замкнуті ізобари відзначаються у нижній та середній тропосфері, але відсутні на АТ-300 та більш високих рівнях;

в) *високі*, коли мають місце замкнуті ізобари на всіх рівнях, включаючи АТ-300;

г) *верхні*, коли вони відзначаються на деяких рівнях у тропосфері, але відсутні на приземній карті;

д) *стратосферні*, до яких належать високі циклони і антициклони, що простежуються з тропосфери у нижню стратосферу або самостійно утворилися в стратосфері.

При аналізі баричної циркуляції часто використовують поняття про вісі баричних систем. Для визначеності будемо розрізняти:

а) горизонтальні вісі симетрії (наприклад, велику та малу) при замкнутих ізобарах;

б) висотну вісь циклона чи антициклона – лінію, що з'єднує приземний центр з центрами цього ж баричного утворення на картах АТ.

Висотна вісь звичайно нахилена під дуже малим кутом до горизонтальної площини і може бути криволінійною.

Вже відзначалося, що теплій повітряній масі у верхній тропосфері відповідає область підвищеного тиску, а холодній – область зниженого тиску. Тому висотна вісь циклона нахилена в бік осередку холоду, а висотна вісь антициклона – в бік осередку тепла.

Щоб міркувати про нахил висотної осі, достатньо зіставити положення центрів на приземній карті та, наприклад, на карті АТ-500 (рівень близько 5,5 км). При відстані між центрами 500 км $\text{tg}\delta \approx 0,01$, тобто $\delta \approx 0,5^\circ$, як й у фронтальній поверхні. В зв'язку з особливостями поля температури над центром циклона в середній та верхній тропосфері може розташовуватися баричний гребінь, а над центром антициклона – барична улоговина.

В деяких випадках географічне положення центру на приземній карті та картах АТ практично співпадає. Тоді кажуть, що висотна вісь є вертикальною, хоч справді вона може бути й неvertикальною. Дійсно, ми не можемо на картах погоди визначити положення центру з точністю, що перевищує ± 50 км. Тому вже за $\text{tg}\delta \approx 0,5$, тобто за $\delta \approx 6^\circ$ й більше, ми вважаємо висотну вісь вертикальною.

Такі особливості циклонічних та антициклонічних вихорів дозволяють казати не тільки про взаємозв'язок цих вихорів на різних рівнях, а й про певну їх відособленість. Точніше, треба казати про взаємозв'язок про-

цесів на різних рівнях, враховуючи, що один і той же процес на певній стадії може, наприклад, привести над даним районом до циклогенезу біля поверхні землі та до антициклогенезу у верхній тропосфері.

Якщо розглядати життя циклона чи антициклона від виникнення до зникнення, можна відзначити такі стадії їх розвитку:

а) *початкова стадія, чи стадія виникнення циклона (антициклона)*, – від перших ознак зародження до появи першої замкнутої ізобари, що кратна 5 гПа;

б) *стадія молодого циклона (антициклона), або стадія поглиблення циклона (посилення антициклона)*;

в) *стадія максимального розвитку циклона (антициклона)*;

г) *стадія заповнення циклона (послаблення чи руйнування антициклона)*.

Грунтуючись на фронтальній природі циклонів можна виділити такі стадії:

а) *фронтальна хвиля* – від перших ознак зародження циклона на фронті до появи першої замкнутої ізобари, що кратна 5 гПа;

б) *молодий циклон* – від оформлення циклона до початку оклюдування;

в) *оклюдований циклон* – від початку оклюдування до зникнення циклона.

В цілому стадії розвитку циклона в першому та другому випадках практично співпадають, якщо стадію оклюдованого циклона розділити на дві – стадію максимального розвитку та стадію заповнення.

В кожній стадії циклон та антициклон мають своєрідну тривимірну структуру і, крім того, вони відрізняються характеристиками погоди. Звичайно в процесі розвитку циклон чи антициклон перетворюють з низького баричного утворення у високе малорухоме утворення з вертикальною віссю. Тривалість кожної стадії коливається від декілька годин до декількох діб. Найменшу тривалість мають початкові стадії розвитку (наприклад, стадія молодого циклона рідко триває більше 12 годин).

Відзначимо, що циклон або антициклон не обов'язково проходять всі стадії розвитку. Часто фронтальні хвилі не дістають подальшого розвитку. Навіть молодий циклон може почати заповнюватися, а молодий антициклон – руйнуватися, не дістаючи максимального розвитку.

Саме розділення на стадії безперервного процесу розвитку циклона та антициклона має умовний характер, оскільки між стадіями немає різких границь. Але виділення стадій має істотне пізнавальне та прогностичне значення, тому що відображує певні загальні закономірності розвитку кож-

ного циклона та антициклона.

Швидкості переміщення циклонів та антициклонів коливаються в широких межах. У початковій стадії розвитку низькі циклони та антициклони переміщуються зі швидкостями близько 40-50 км/год. відповідно зі швидкістю ведучого потоку. В окремих випадках швидкість переміщення досягає 100 км/год. У пізній стадії розвитку, коли циклони та антициклони перетворюються у високі баричні утворення, швидкість їх переміщення різко зменшується і вони стають малорухомими. При цьому центр часто описує неправильну траєкторію у вигляді петлі. Середня швидкість переміщення циклонів та антициклонів становить близько 30-40 км/год.

Антициклони у пізній стадії розвитку досягають більших горизонтальних розмірів, ніж циклони (діаметр добре розвинутого циклона дорівнює приблизно 1000 км, антициклона – 2000 км), і частіше стають малорухомими. Максимальні діаметри циклонів та антициклонів можуть перевищувати 4000 км.

5.2 Умови виникнення циклонів

Нефронтальні (термічні) циклони виникають переважно влітку над суходолом, взимку над теплими морями. Вони не пов'язані з атмосферними фронтами, мають звичайно невеликі горизонтальні розміри та слабо розвинуті (до висот 1-1,5 км).

Причиною виникнення термічних циклонів є нерівномірне нагрівання над великими площинами (з радіусом 100-200 км), а також поява місцевих областей падіння тиску. У малоградієнтному баричному полі легко з'являється замкнута циклонічна циркуляція.

В окремих випадках термічні циклони можуть мати великі розміри та окреслюються декількома замкнутими ізобарами (наприклад, взимку над Чорним морем). За сприятливих умов, коли у систему такого циклона входить фронт, він може дістати подальшого розвитку та перетворитися у звичайний фронтальний циклон.

Надалі будемо розглядати тільки *фронтальні циклони*, які можуть утворюватися на малорухомих, холодних та теплих фронтах, а також біля точки оклюзії існуючого циклона.

У всіх випадках для виникнення та подальшого розвитку циклона необхідні такі циркуляційні умови, за яких забезпечується відносне зниження тиску у районі виникнення циклона. З цієї точки зору є корисним

аналіз рівняння вихору швидкості, що дозволяє оцінити зростання протягом часу циклонічного чи убування антициклонічного вихору, тобто оцінити знак $\frac{\partial}{\partial t} \nabla^2 H_p$.

Відомо, що

$$H_p = H_{p_0}^p + H_{p_0} = aT_m + H_{p_0},$$

тоді

$$\frac{\partial}{\partial t} \nabla^2 H_p = a \frac{\partial}{\partial t} \nabla^2 T_m + \frac{\partial}{\partial t} \nabla^2 H_{p_0}. \quad (5.1)$$

Замінюючи $\Omega_p = \frac{g}{\ell} \nabla^2 H_p$ і $\frac{\partial \Omega_p}{\partial t} = \frac{g}{\ell} \frac{\partial}{\partial t} \nabla^2 H_p$, одержимо, обмежуючись основними доданками,

$$\frac{\partial}{\partial t} \nabla^2 H_p = -\frac{g}{\ell} (H, \nabla^2 H)_p - \frac{\ell^2}{g} \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right)_p = -\frac{g}{\ell} (H, \nabla^2 H)_p - \frac{\ell^2}{g} D_p,$$

де індекс p стосується ізобаричної поверхні $p = \text{const}$.

Розглядаючи утворення циклона у приземному шарі та використовуючи формулу (5.1), можемо записати

$$\frac{\partial}{\partial t} \nabla^2 H_p = -\frac{g}{\ell} (H, \nabla^2 H)_p - \frac{\ell^2}{g} D_p - a \frac{\partial}{\partial t} \nabla^2 T_m. \quad (5.2)$$

Згідно (5.2), зміна вихору швидкості біля земної поверхні, тобто зміна лапласіану висоти ізобаричної поверхні $p_0 = \text{const}$ (наприклад, $p_0 = 1000$ гПа), визначається адвекцією вихору швидкості на ізобаричній поверхні $p = \text{const}$ (наприклад, $p = 700$ гПа чи $p = 500$ гПа), дивергенцією швидкості D_p на цьому ж рівні та зміною лапласіану середньої температури шару між поверхнями p_0 і p , яку можна замінити також відносним геопотенціалом $H_{p_0}^p$.

Переходячи від $\frac{\partial}{\partial t} \nabla^2 H_{p_0}$ до $\frac{\partial}{\partial t} H_{p_0}$, можна переписати (5.2) як

$$\frac{\partial H_p}{\partial t} = \frac{mg^2}{\ell} (H, \nabla^2 H)_p + m\ell D_p + amg \frac{\partial}{\partial t} \nabla^2 T_m. \quad (5.3)$$

Таким чином, найсприятливішими умовами для зниження тиску в

певному районі $\left(\frac{\partial H_{p_0}}{\partial t} < 0\right)$ є такі, за яких у середній тропосфері здійснюється додатна адвекція вихору швидкості Ω , тобто $(H, \nabla^2 H)_p < 0$, дивергенція швидкості має від'ємне значення ($D_p < 0$) і величина $\nabla^2 T_m$, що відповідає вихору термічного вітру, протягом часу зменшується $\left(\frac{\partial}{\partial t} \nabla^2 T_m < 0\right)$.

Відповідно до раніше відзначеного про те, що баричну тенденцію (в тому числі й $\frac{\partial H_{p_0}}{\partial t}$) доцільно розглядати як дві складові (еволюційна і трансляційна), для *циклогенезу* (процесу виникнення та поглиблення циклона) істотним є не стільки локальна $\frac{\partial H_{p_0}}{\partial t}$, скільки індивідуальна зміна $\frac{dH_{p_0}}{dt}$. Але коли в певному районі тривалий час $\frac{\partial H_{p_0}}{\partial t} < 0$, то звичайно й $\frac{dH_{p_0}}{dt} < 0$.

Знак першого доданка в рівнянні (5.3) можна визначити, використовуючи рівняння вихрової складової у натуральних координатах. Таке подання є більш наочним для якісно-фізичного тлумачення. Замінюючи

$$u = u_g = -\frac{g}{\ell} \frac{\partial H}{\partial y}, \quad v = v_g = \frac{g}{\ell} \frac{\partial H}{\partial x}, \quad \Omega = \frac{g}{\ell} \nabla^2 H,$$

одержимо

$$\begin{aligned} \left(\frac{\partial \Omega}{\partial t}\right)_{вихр} &= -\left(u \frac{\partial \Omega}{\partial x} + v \frac{\partial \Omega}{\partial y}\right) = -\left(\frac{g}{\ell}\right)^2 \left(\frac{\partial H}{\partial x} \frac{\partial}{\partial y} \nabla^2 H - \frac{\partial H}{\partial y} \frac{\partial}{\partial x} \nabla^2 H\right) = \\ &= -\left(\frac{g}{\ell}\right)^2 (H, \nabla^2 H), \end{aligned}$$

звідки

$$\left(\frac{\partial H}{\partial t}\right)_{вихр} = \frac{m}{\ell} (H, \nabla^2 H). \quad (5.4)$$

Здійснимо перехід до натуральних координат:

$$\frac{\partial H}{\partial x} = \frac{\partial H}{\partial s} = H_s = 0, \quad \frac{\partial H}{\partial y} = -\frac{\partial H}{\partial n} = -H_n, \quad \frac{\partial^2 H}{\partial x^2} = k \frac{\partial H}{\partial n} = kH_n, \quad \frac{\partial^2 H}{\partial y^2} = \frac{\partial^2 H}{\partial n^2} = H_{nn},$$

де k – кривизна ізогіпс H .

Підставляючи наведені вище співвідношення для вихрової складової, одержимо

$$\left(\frac{\partial H}{\partial t} \right)_{вихр} = \frac{m}{\ell} H_n (kH_{ns} + H_n k_s + H_{snn}). \quad (5.5)$$

Формула (5.5) є формулою вихрової складової рівняння вихору швидкості в натуральних координатах.

Оскільки $H_n > 0$, знак $\left(\frac{\partial H}{\partial t} \right)_{вихр}$ визначається знаком суми доданків у дужках. За циклонічної кривизни ізогіпс $k > 0$, за антициклонічній кривизні $k < 0$; у системі ізогіпс, що збігаються, $H_{ns} > 0$, в системі ізогіпс, що розбігаються, $H_{ns} < 0$; при збільшенні циклонічної кривизни вздовж потоку $k_s > 0$, при зменшенні циклонічної кривизни $k_s < 0$; при збільшенні антициклонічної кривизна у напрямку потоку $k_s < 0$, при зменшенні антициклонічної кривизни $k_s > 0$.

Третій доданок

$$H_{snn} = \frac{\partial}{\partial s} H_{nn} = \frac{\partial}{\partial n} H_{ns}$$

характеризує зміну величини H_{nn} вздовж потоку чи, що те ж саме, зміну збіжності (розбіжності) ізогіпс, тобто H_{ns} , вздовж нормалі. Величина H_{ms} звичайно менша за інші доданки, так що знак $\left(\frac{\partial H}{\partial t} \right)_{вихр}$ оцінюють за знаком доданків kH_{ns} і $H_n k_s$. Якщо їх знаки протилежні, то найчастіше переважаюче значення має величина $H_n k_s$.

На рис. 5.1 показані типові форми ізогіпс висотних улоговин і гребенів та показані знаки першого (уверху) і другого (унизу) доданків формули (5.5). Оцінка знаку корисна для загальної оцінки змін баричного поля в том чи іншому районі. При цьому звичайно використовують карти АТ-700 або АТ-500.

Другий доданок в (5.3) важко оцінити якісно без спеціального аналі-

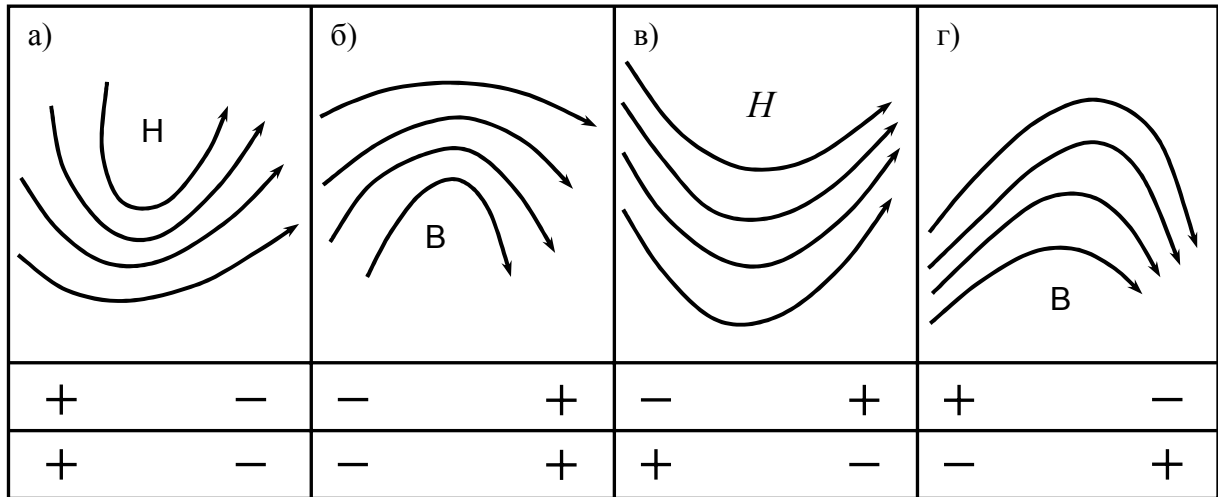


Рисунок 5.1 – Зміна тиску за типових формах ізогіпс висотних улоговин (а, в) і гребенів (б, г)

зу поля вітру з-за малого значення D_p . Але можна подати дивергенцію D_p як похідну за висотою вертикальної швидкості (див. пункт 2.5). Тоді можна вивести такі правила: тиск у якомусь шарі зменшується, якщо висхідні вертикальні рухи збільшуються з висотою чи низхідні вертикальні рухи зменшуються з висотою ($\partial\tau/\partial p > 0$); навпаки, тиск у якомусь шарі збільшується, якщо висхідні вертикальні рухи зменшуються з висотою чи низхідні вертикальні рухи збільшуються з висотою ($\partial\tau/\partial p < 0$).

Третій доданок в (5.3) можна оцінити, якщо згадати, що циклонічній системі відповідає $\nabla^2 H > 0$, антициклонічній $\nabla^2 H < 0$. Стосовно поля температури, аналогічно, $\nabla^2 T_m > 0$ в області холоду, а $\nabla^2 T_m < 0$ в області тепла.

Таким чином, за $\frac{\partial}{\partial t} \nabla^2 T_m < 0$, коли в певному районі виникає або посилюється термічний гребінь чи коли слабшає улоговина холоду середньої температури шару, має місце циклогенез. Зручно для таких оцінок використовувати карту ВТ-500/1000, замінюючи $T_m \approx H_{1000}^{500}$.

Цей же висновок можна одержати по іншому. При переході до натуральних координат приблизно можна записати $\nabla^2 T \approx T_v k_T$, де k_T – кривизна ізотерм. Тоді

$$\frac{\partial}{\partial t} \nabla^2 T = T_v \frac{\partial k_T}{\partial t} + k_T \frac{\partial T_v}{\partial t} \approx T_v \frac{\partial k_T}{\partial t}$$

в зв'язку з тим, що в початковий період виникнення циклона кривизна ізотерм k_T є малою і зміна горизонтального градієнта температури T_v відбувається повільно.

Через те, що величина T_v є додатною, то $\frac{\partial}{\partial t} \nabla^2 T < 0$ якщо $\frac{\partial k_T}{\partial t} < 0$, тобто циклогенез має місце коли збільшується за часом антициклонічна чи зменшується циклонічна кривизна ізотерм. Найсприятливіші умови для циклогенезу створюються коли множник T_v є великим, тобто у фронтальних зонах. Це ж стосується й першого доданку в (5.3), тобто величини $\left(\frac{\partial H}{\partial t}\right)_{\text{вихр}}$, оскільки у фронтальних зонах величини H_n (градієнти геопотенціалу) є найбільшими.

Досвід показує, що виникнення циклонів дійсно пов'язане з висотними фронтальними зонами, а також зі струминними течіями. При цьому циклон, що розвивається, зароджується звичайно на антициклонічному боці струминної течії і лише в процесі подальшого розвитку переходить до циклонічного боку.

На рис. 5.2 наведена схема термобаричного поля тропосфери, що є найсприятливішим для циклогенезу в приземному шарі (заштрихована зона).

Якщо розглядати циклогенез на інших рівнях, то можна відзначити, що перший та другий доданки в формулі (5.3) мають однаковий знак на всіх рівнях. В третьому доданку множник a містить $\lg \frac{p}{p_0}$, тому за $p_0 = p$ третій доданок перетворюється в нуль, а за $p_0 > p$ – змінює знак на

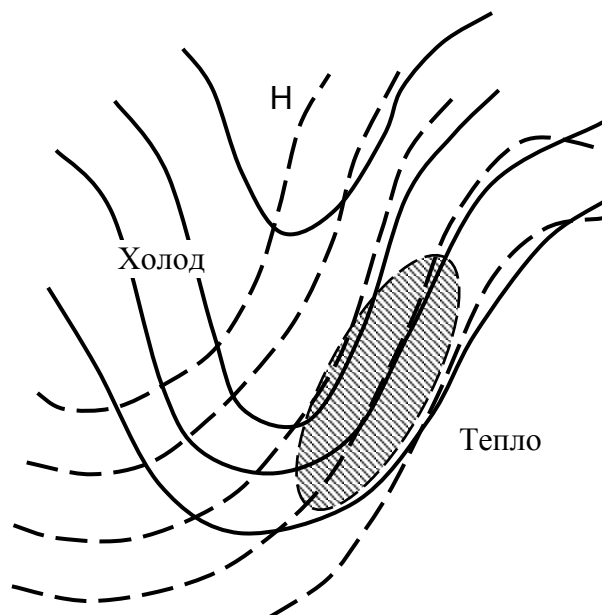


Рисунок 5.2 – Схема термобаричного поля тропосфери, що сприяє циклогенезу

протилежний. Це означає, що якщо термічний фактор обумовлює циклогенез у нижній тропосфері (нижче рівня $p = 700$ гПа або $p = 500$ гПа), то у верхній він одночасно обумовлює антициклогенез.

В процесі виникнення та розвитку циклона на фронті утворюється хвиля, амплітуда якої з часом збільшується. Якщо амплітуда хвилі не збільшується, циклон завершує своє існування на хвильовій стадії. Хвиля називається нестійкою, якщо її амплітуда збільшується, та стійкою, якщо її амплітуда зменшується чи залишається незмінною. Критерієм стійкості можна вважати довжину хвилі: в інтервалі довжин хвиль 800-2800 км фронтальна хвиля є нестійкою та розвивається у циклон.

Розглянемо умови виникнення циклонів.

Утворення фронтальних хвиль на малорухомих фронтах відбувається вельми часто, тому що при протилежно спрямованих повітряних потоках по обидва боки фронту невеликі місцеві зміни потоків приводять до деформації лінії фронту та утворенню на ньому хвилі. Але такі фронтальні хвилі порівняно рідко розвиваються у глибокі циклони, оскільки не завжди термобаричне поле тропосфери в зоні малорухомого фронту має будову, що сприяє зниженню тиску в зоні хвилі, що виникла.

Циклон, що виник на холодній ділянці фронту (рис. 5.3), звичайно дістає подальшого розвитку і є вторинним лише на початку свого існування. Надалі цей циклон зливається з циклоном, на холодному фронті якого він утворився, або зберігається як самостійний вихор і стає новим членом

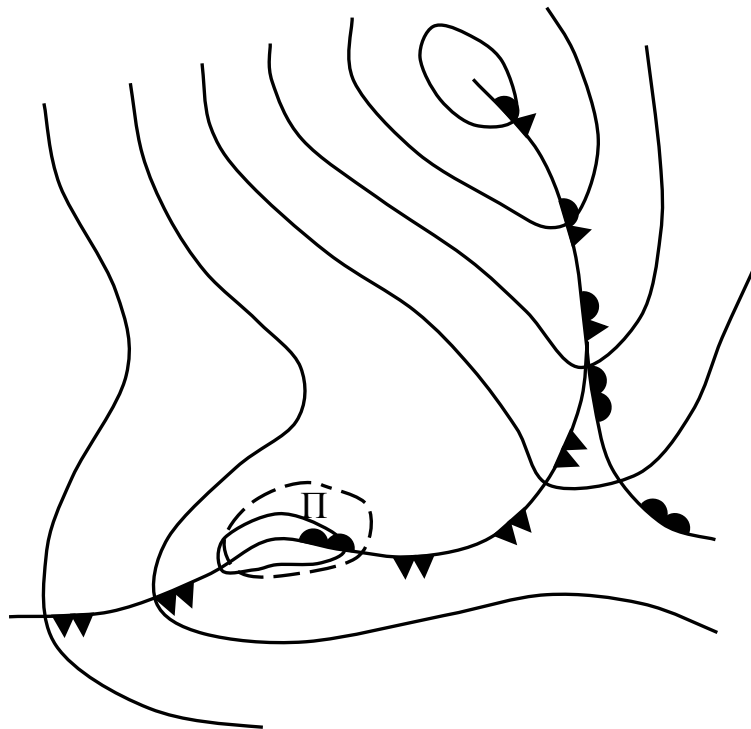


Рисунок 5.3 – Схема зародження циклона на холодному фронті

сімейства циклонів.

Оформленню нового циклона сприяє розрідження ізобар поблизу вісі баричної улоговини, де виникає його центр. Дійсно, одна й та ж область падіння тиску у випадку розріджених ізобар швидко приводить до виникнення замкнутих ізобар, тоді як при великих баричних градієнтах вона спричиняє тільки їх скривлення.

Іноді циклон виникає на теплих фронтах. Але такі випадки спостерігаються рідко з тієї причини, що на теплому фронті рідко створюються умови, коли у тил циклона, що виникає, затікає холодна повітряна маса, без чого неможливе утворення холодної ділянки фронту. Інші ж фактори циклогенезу на теплому фронті звичайно також слабо виражені. Звертає на себе увагу, що при утворенні циклона на теплому фронті горизонтальні градієнти температури перед фронтом надзвичайно великі.

Термобаричне поле у випадку утворення циклона біля точки оклюзії подібне до термобаричного поля зародження циклона на холодному фронті. Також в області циклона, що зароджується, на приземній карті погоди спостерігається стійка область відносного падіння тиску, що охоплює частково й тилу частину нового циклона. Виникненню нового циклона передує утворення вздовж фронту оклюзії дуже витягнутої баричної улоговини з малими баричними градієнтами біля точки оклюзії.

Циклони біля точки оклюзії виникають порівняно часто, але рідко розвиваються у глибокі циклони, оскільки біля точки оклюзії величини T_v і H_n рідко досягають великих значень і не завжди структура термобаричного поля така, що можливе значне зниження тиску.

5.3 Властивості циклонів на різних стадіях розвитку

Виникнення та розвиток баричних систем пов'язані з певним станом та перетворенням термобаричного поля тропосфери. Воно супроводжується хвильоподібними деформаціями фронтів та висотних фронтальних зон.

Стадія хвилі (початкова стадія розвитку циклона). На фронті з'являється хвильоподібний вигин, який пов'язаний з утворенням області зниженого тиску та циклонічним завихренням повітряного потоку, що почалося. При розвитку хвилі у циклон в термобаричному полі (рис.5.4) з'являється слабке хвильове збурення, що виявляється в деформації ізогіпс АТ-700. Центр циклона розташовується під циклогенетичною частиною (дельтою) ВФЗ.

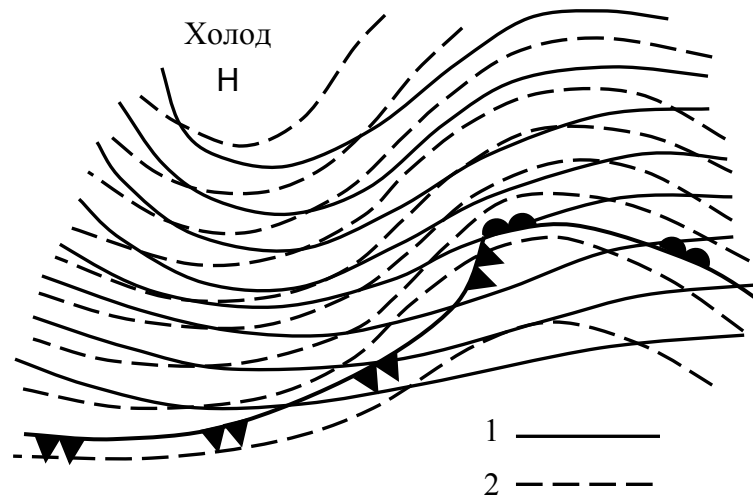


Рисунок 5.4 – Схема термобаричного поля циклона у початковій стадії розвитку (1 – ізогіпси АТ-700, 2 – ізогіпси ВТ-500/1000)

Термічний фактор обумовлює падіння тиску перед теплим фронтом, де спостерігається адвекція тепла, та зростання тиску за холодним фронтом, де спостерігається адвекція холоду, при цьому лінія нульової адвекції проходить через центр циклона, що виникає. Вихровий фактор обумовлює падіння тиску у більшій частині хвилі, при цьому нульова ізобара проходить далеко від центру у тилу циклона. ВФЗ з часом деформується все більше й більше. Адвекція тепла спричиняє посилення висотного гребеня, а адвекція холоду – поглиблення висотної улоговини. Таким чином, амплітуда висотної хвилі поступово збільшується.

Молодий циклон. В зв'язку з падінням тиску, що триває, збурення потоків приводить до подальшої хвилюватої деформації фронту. В циклоні з'являється добре виражений теплий сектор з теплим та холодним фронтами; сам циклон окреслюється декількома замкнутими ізобарами. Центр циклона залишається під дельтою ВФЗ. Адвекція холоду розповсюджується на трохи більшу частину циклона, тому що холодний фронт рухається швидше за теплий (рис. 5.5). Характерним для циклона, який поглиблюється, є те, що адвекція холоду в його тилу має більшу величину, ніж адвекція тепла в передній частині. Висотне баричне поле дуже збурене, добре простежуються висотні улоговина та гребінь.

Молодий циклон, як правило, є середнім баричним утворенням. Звісно, в кожному окремому випадку можуть спостерігатися відхилення від наведеної схеми, що визначається властивостями повітряних мас, а також сезонними, орографічними та місцевими впливами.

В молодому циклоні можна виділити три зони, що різко відрізняються за умовами погоди (рис. 5.6).

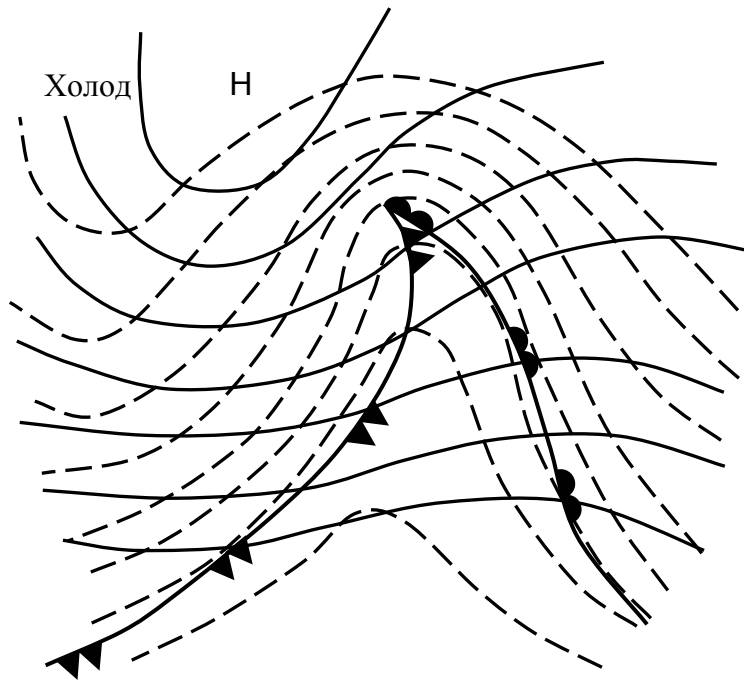


Рисунок 5.5 – Схема термобаричного поля молодого циклона (позначення як на рис. 5.4)

Зона I, – передня та центральна частини холодного сектора циклона перед теплим фронтом – в якій характер погоди визначається властивостями теплового фронту. Чим ближче до центру циклона та до лінії теплового фронту, тим потужніша система хмар і тим вірогідніше випадання обложних опадів.

Зона II, – тилова частина холодного сектора циклона за холодним фронтом – в якій погода визначається властивостями холодного фронту та холодної нестійкої повітряної маси. При достатній вологості та значній нестійкості повітряної маси в цій зоні випадають зливові опади, принаймні у найсприятливіші години доби.

Якщо холодне повітря сухе та в ньому розвиваються інтенсивні низхідні рухи, непрямим показником чого є велике зростання тиску за холодним фронтом, то тут може спостерігатися безхмарна чи малохмарна погода.

Зона III – теплий сектор між теплим та холодним фронтами. Оскільки тепла повітряна маса є переважно вологою та стійкою, то й умови погоди в ній звичайно відповідають типовим умовам, що розглянуті в п. 3.4.

Взимку над суходолом в теплому секторі молодого циклона відзначаються суцільні хмари **St** або **Sc**, а іноді спостерігаються адвективні тумани та мряка. Влітку в теплому секторі молодого циклона над суходолом залежно від вологості та ступеня стійкості теплої повітряної маси може спостерігатися як малохмарна, так й хмарна погода, а іноді навіть грози.

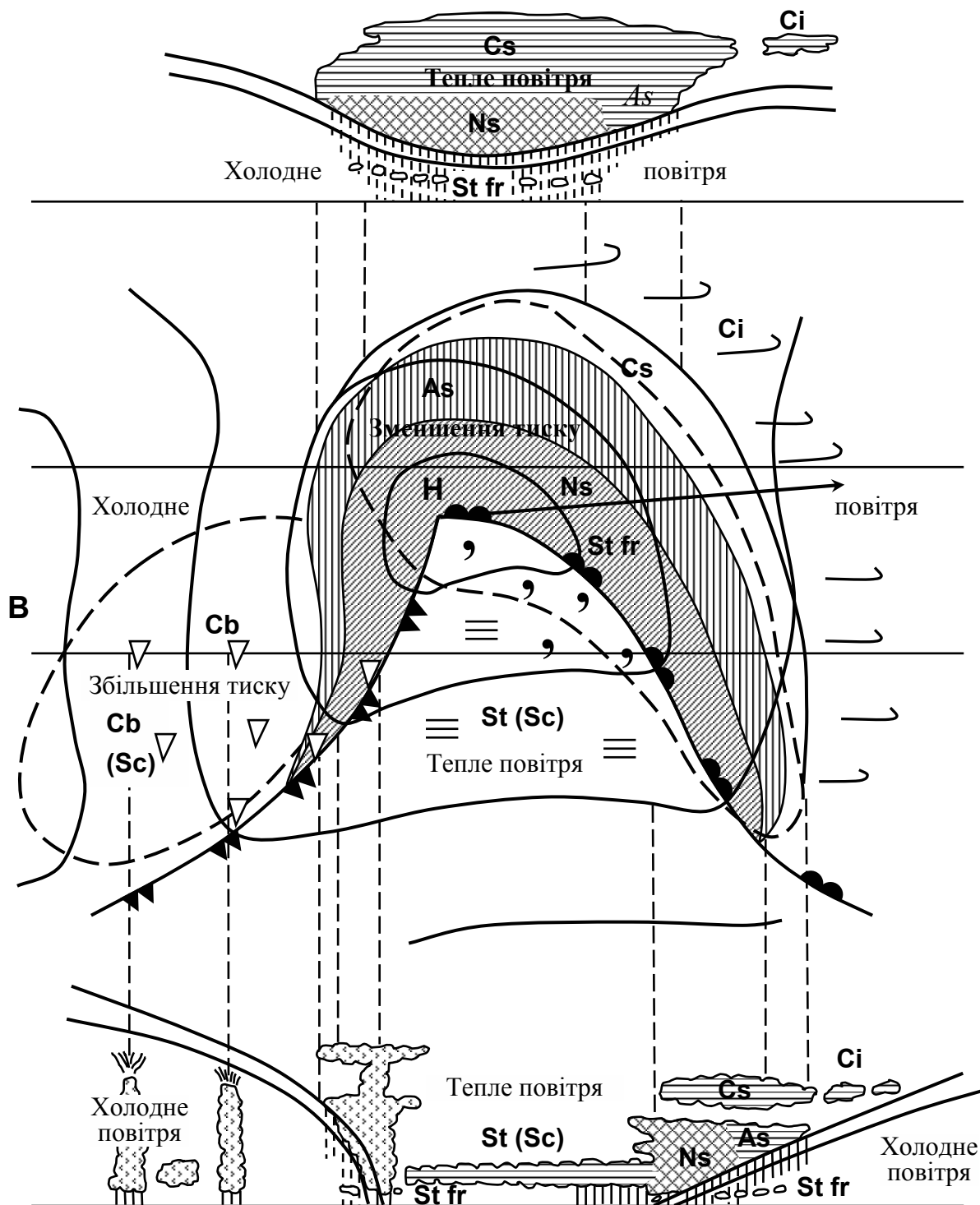


Рисунок 5.6 – Схема молодого циклона

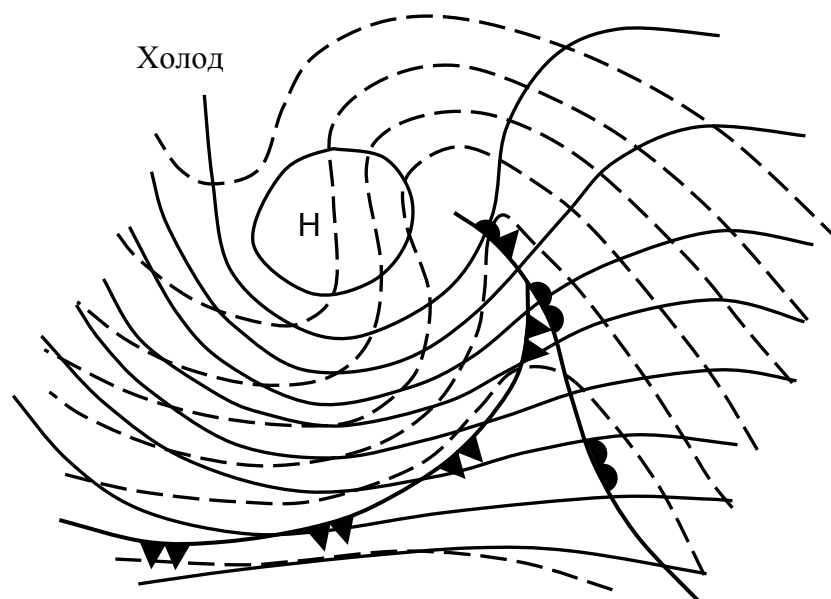
Вдень відзначаються переважно купчасті хмари.

Хоч розглянута модель молодого циклона є схемою, вона в цілому узагальнює характерні риси реальних циклонів. Тому її використання з метою прогнозу умов погоди, коли очікується проходження молодого циклона, в більшості випадків дає задовільні результати.

Але при прогнозі треба враховувати швидкість поглиблення циклона, глибину баричних улоговин вздовж фронтів, вид ізобар в теплому секторі. При швидкому поглибленні молодого циклона всі явища погоди звичайно протікають більш інтенсивно, а зона обложних опадів може охоплювати й частину теплового сектора, що прилягає до центру. Особливо треба враховувати всю інформацію про поточні умови погоди в певному циклоні.

За улоговиноподібних ізобарах в теплому секторі вздовж осі улоговини іноді спостерігаються обложні опади і тут навіть можна провести фронт, який в одних випадках є фронтом оклюзії, а в інших утворюється самостійно. За гребнеподібних ізобарах в теплому секторі вздовж осі гребеня навіть в холодне півріччя можуть спостерігатися прояснення.

Оклюдований циклони. Початок оклюдування циклона співпадає звичайно з моментом його максимального розвитку (рис. 5.7). На карті термобаричного поля видно, що циклони добре виражений у висотному баричному полі. При цьому центри циклонів на приземній карті та карті АТ-700 і центр області холоду на карті ВТ-500/1000 майже співпадають (рис. 5.8). Вісь циклона помітно випрямилася. Над його приземним центром розташовується область з незначними баричними градієнтами – центральна частина висотного циклона, що утворився. В центральній частині приземного циклона зміна тиску майже відсутня. Адвекція холоду розповсюджується на більшу частину циклона, але одночасно слабшає. Адвекція тепла відзначається тільки в передній частині циклона. Інакше кажучи, тепле повітря почало витіснятися у верхні шари та на передню периферію циклона. Цей процес, по суті, й є процесом оклюдування.



Рисунки 5.7 – Схема термобаричного поля циклона у стадії максимального розвитку (позначення як на рис. 5.4)

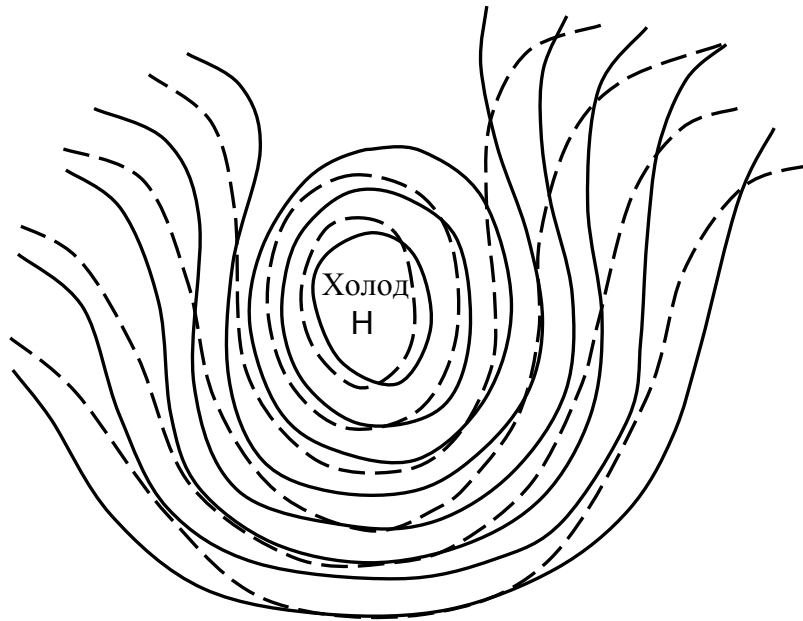


Рисунок 5.8 – Схема термобаричного поля циклона у стадії заповнення (позначення як на рис. 5.4)

Подальше оклюдування циклона супроводжується його заповненням. В центральній частині циклона немає головних фронтів. Циклон являє собою великий холодний циклонічний вихор. Тиск у центрі циклона помітно збільшився. На висотах циклон виражений значно краще, ніж біля земної поверхні. Більша частина циклона захоплена адвекцією холоду, висотний та приземний центри розташовані близько один до іншого. Вісь циклона є практично вертикальною. Циклон починає заповнюватися насамперед в приземному шарі внаслідок конвергентної дії приземного тертя, яке вже не компенсується дією інших факторів. За 1-2 доби приземний центр звичайно зникає, у той час як висотний циклон може існувати ще протягом декількох діб.

До тих пір, поки приземний та висотний центр циклона не співпадають за географічним положенням, переміщення приземного центру оклюдованого циклона підлягає правилу ведучого потоку, хоч й у не такій мірі, як переміщення молодих циклонів. За збіжності приземного та висотного центрів циклон стає малорухомих.

Розвиток та тривалість існування оклюдованого циклона залежать від будови термобаричного поля над його центральною частиною. При цьому виявляється вплив тих же факторів, які були розглянуті стосовно умов виникнення циклонів.

В тих випадках, коли будова термобаричного поля є несприятливою для падіння тиску поблизу центру циклона, його заповнення може почати-

ся вже на самому початку оклюдування. В інших випадках поглиблення циклона може тривати довгий час після початку оклюдування. Зокрема, циклони з вторинним теплим сектором, що створений теплим фронтом оклюзії та вторинним фронтом оклюзії, можуть бути дуже глибокими та існувати довгий час.

Циклони, що повільно поглиблюються, надалі звичайно повільно заповнюються та навпаки.

В оклюдованому циклоні з вторинним теплим сектором можна розрізнити три зони умов погоди, аналогічні зонам в молодому циклоні. Крім того, можна виділити четверту зону – реальний теплий сектор – на периферії циклона.

Але у вторинному теплому секторі навіть в холодне півріччя часто спостерігаються зливові опади, оскільки відносно тепла в нижніх шарах повітряна маса, що розташована за фронтом оклюзії, має значну нестійкість й у верхній тропосфері є вже холодною.

В оклюдованому циклоні, коли вторинний теплий сектор відсутній, практично за умовами погоди можна виділити лише дві зони: а) центральну та передню частини циклона перед фронтом оклюзії і б) тилову частину циклона за фронтом оклюзії. Ступінь різниці умов погоди в обох зонах визначається ступенем різниці властивостей повітряних мас по обидві боки фронту оклюзії.

В оклюдованому циклоні, що заповнюється, фронти розмиваються, а суцільна зона обложних опадів розділяється на окремі ділянки (опади у вигляді окремих плям), поступово умови погоди вирівнюються у всіх його секторах і, нарешті, циклон зникає як самостійна барична система, хоч на висотах й може ще простежуватись довгий час.

На супутниковому ТВ-знімку оклюдованого циклона простежується добре виражений хмарний вихор, що рівномірно охоплює центральну частину циклона, фронтальна структура простежується тільки на південно-східній периферії. Трохи південніше центру циклона зі сходу на захід витягнута зона хмарності, що пов'язана з вторинним холодним фронтом.

5.4 Умови виникнення та властивості антициклонів в різних стадіях розвитку

Виникнення та розвиток антициклонів тісно зв'язані з розвитком циклонів. Практично це єдиний процес: в одному районі створюється дефіцит

маси, в іншому – надлишок. Загальним є й те, що розвиток сусідніх циклонів та антициклонів пов'язаний з однією висотною фронтальною зоною, але з різними її ділянками.

Рівняння (5.3) може бути проаналізоване й для виявлення умов, що є найсприятливішими для антициклогенезу в певному районі. Великі значення горизонтальних градієнтів температури T_v та тиску H_n в ВФЗ сприятливі для антициклогенезу, також як й для циклогенезу. На відміну від останнього, для антициклогенезу сприятливими умовами є: від'ємна адвекція вихору швидкості у середній тропосфері, тобто $(H, \nabla^2 H) > 0$, додатне значення дивергенції швидкості ($D_p > 0$) та збільшення з часом лапласіану середньої температури шару.

На рис. 5.9 наведена будова термобаричного поля тропосфери, що є найсприятливішим для антициклогенезу. Антициклон виникає, як правило, під входом ВФЗ (її циклонічною частиною). Проявляється він як рухомий температурно асиметричний гребінь у тилу циклона.

Нефронтальні (термічні) антициклони порівняно невеликого розміру виникають над охолодженою підстильною поверхнею. Над суходолом влітку такі баричні утворення можуть виникати тільки у нічні години. Взимку місцеві антициклони над суходолом можуть існувати тривалий час, а за певній будові термобаричного поля вони нерідко перетворюються у добре розвинуті антициклони.

Є регіони, де місцеві антициклони виникають особливо часто, на-

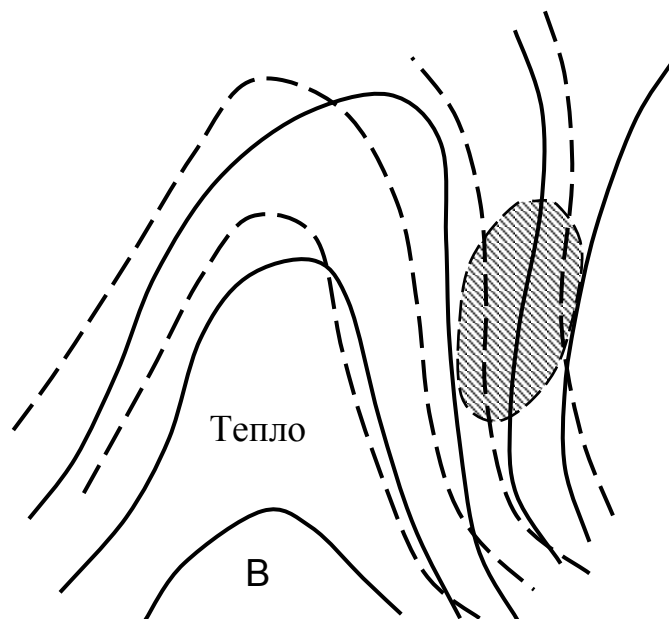


Рисунок 5.9 – Термобаричне поле, що є найсприятливішим для антициклогенезу

приклад, Кольський півострів. Тут при надходженні взимку у тилівій частині циклона порівняно холодного, але прогрітого у нижньому шарі, повітря, що переміщувалось над незамерзаючою частиною Баренцова моря, відбувається швидке вихолодження цього повітря та оформлення замкнутої антициклонічної ізобари.

Фронтальними антициклонами будемо називати такі, виникнення та розвиток яких зв'язані з висотними фронтальними зонами.

На відміну від циклона, через центр антициклона лінія фронту на приземній карті проходити не може. Це видно як з аналізу особливостей перетинання фронтальної поверхні ізобаричними, так й із загального уявлення про умови фронтогенезу. Повітря відтікає у всі боки від центру антициклона, що виключає можливість зближення та взаємодії різнорідних повітряних мас поблизу його центру. Лінія фронту може проходити тільки на краю антициклона або перетинати гребінь антициклона за лінією, що є приблизно нормальною до вісі гребеня. В цьому випадку на лінії фронту ізобари також зігнуті улоговиноподібно, хоч улоговина виражена менше, ніж в циклонічній системі.

Вище граничного шару повітря фронтальна поверхня може іноді розташовуватися й у центральній частині антициклона, але більш характерним для антициклонів є утворення *шарів інверсії*, які можуть мати різноманітне погодження.

Приземні шари інверсії виникають через охолодження приземного шару повітря від підстильної поверхні. У центральних частинах антициклонів за безхмарній погоді та слабких вітрах вночі мають місце найсприятливіші умови для радіаційного вихолодження приземного шару повітря. Товщина цього шару часто становить усього декілька десятків метрів й він легко руйнується у денні години під впливом прогріву підстильної поверхні та розвитку турбулентного і конвективного вертикального перемішування. Але над материками взимку радіаційне вихолодження може тривати й вдень в результаті чого стійкий шар інверсії може від поверхні землі сягати до рівня 1-2 км і навіть вище.

Тонкі *шари інверсії усередині граничного шару*, що починаються на висоті в декілька десятків чи сотень метрів від поверхні землі, можуть утворюватися при руйнуванні приземного шару інверсії в його нижній частині та зберіганні у верхній. Такі шари інверсії можуть утворитися відразу на деякій висоті, якщо в теплій стійкій повітряній масі швидкість вітру в приземному шарі є значною. Часто з такими шарами інверсії пов'язані хмари **St** чи **Sc**, радіаційне вихолодження верхньої межі яких сприяє відособленню шару інверсії.

В антициклонах формуванню шарів інверсії сприяють низхідні рухи повітря та розтікання повітря, що опускається, по горизонталі. Такі інверсії називаються *інверсіями осідання* і вище граничного шару вони переважають. Тут також можуть утворюватися шари інверсії в результаті *деформації фронтальних шарів*, коли останні стають майже горизонтальними.

Особливу групу становлять *динамічні інверсії* поблизу рівня максимального вітру, в тому числі поблизу осі струминної течії. До осі струменя підтікає повітря з усіх боків, в тому числі знизу та зверху, що призводить до збільшення вертикального градієнта потенціальної температури і, як наслідок, утворенню інверсії.

На рис. 5.10 схематично показані фронтальні шари та шари інверсії на вертикальному розрізі через циклон та антициклон.

Проміжні антициклони між сусідніми циклонами одного сімейства є баричними гребенями, що витягнуті від однієї чи двох антициклонічних систем, між якими розташоване сімейство циклонів. В цих гребенях часто утворюються замкнуті антициклонічні ізобари.

Заключні антициклони є основним типом фронтальних антициклонів. Вони утворюються за холодним фронтом останнього циклона сімейства. Точніше кажучи, розвиток заключного антициклона припиняє процес циклогенезу на цій ділянці основного фронту.

Заключний антициклон розвивається за своєрідній будові термобаричного поля тропосфери – за наявності двох малорухомих центральних

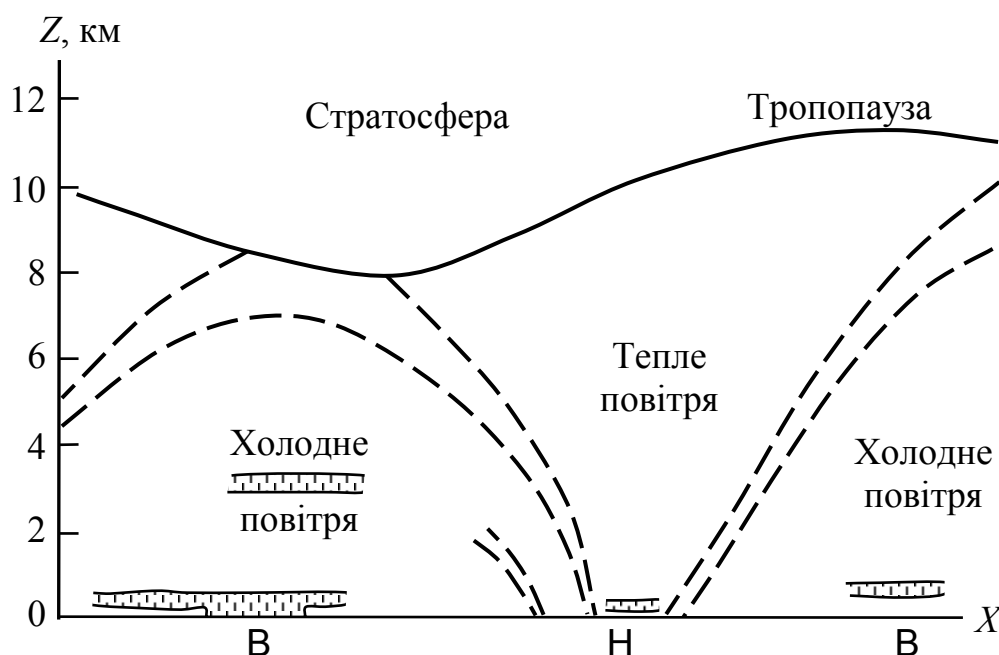


Рисунок 5.10 – Схематичний вертикальний розріз через молодий циклон та молодий антициклон

циклонів, між якими виникає на холодному фронті невеликий циклон. У тилу цього циклона й зароджується заключний антициклон (рис. 5.11).

Антициклон, що виникнув за холодним фронтом, спочатку є низьким та холодним баричним утворенням. Схема термобаричного поля молодого антициклона подана на рис. 5.12. У подальшому розвитку антициклон стає більш високим та теплим, чому сприяють низхідні рухи повітря.

На рис. 5.13 наведена схема термобаричного поля антициклона, що дожив до максимального розвитку, а на рис. 5.14 – старого антициклона, що руйнується. Також, як й у випадку циклона, що заповнюється, у баричному полі такий антициклон на висотах виражений звичайно краще, ніж біля поверхні землі.

Схема виникнення заключного антициклона, що наведена на рис. 5.12, не є єдино можливою. Існують особливості будови термобаричного

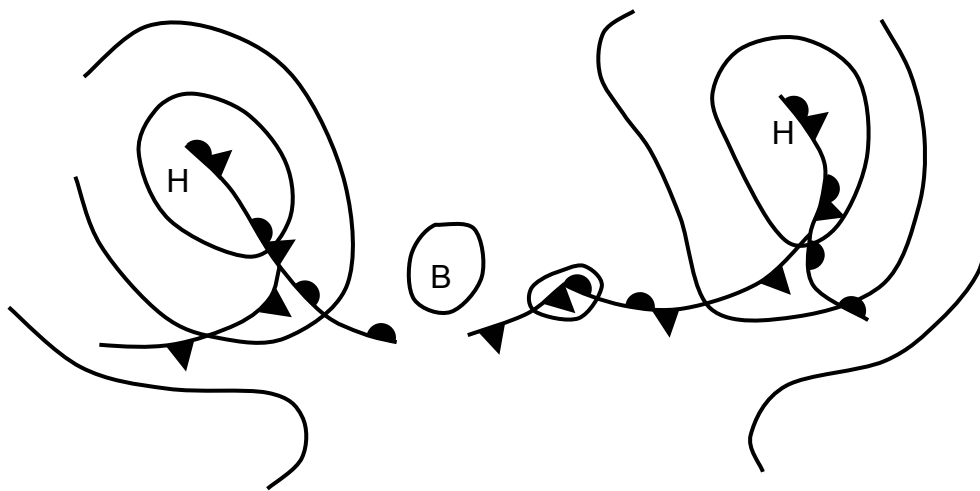


Рисунок 5.11 – Схема виникнення заключного антициклона

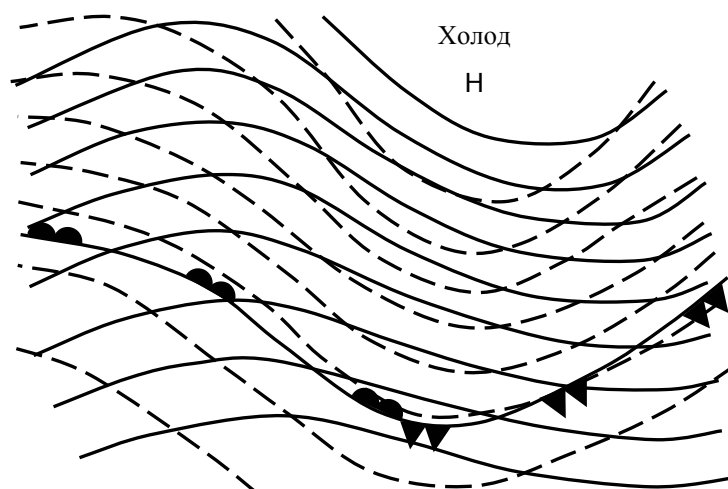


Рисунок 5.12 – Схема термобаричного поля молодого антициклона (позначення як на рис. 5.4)

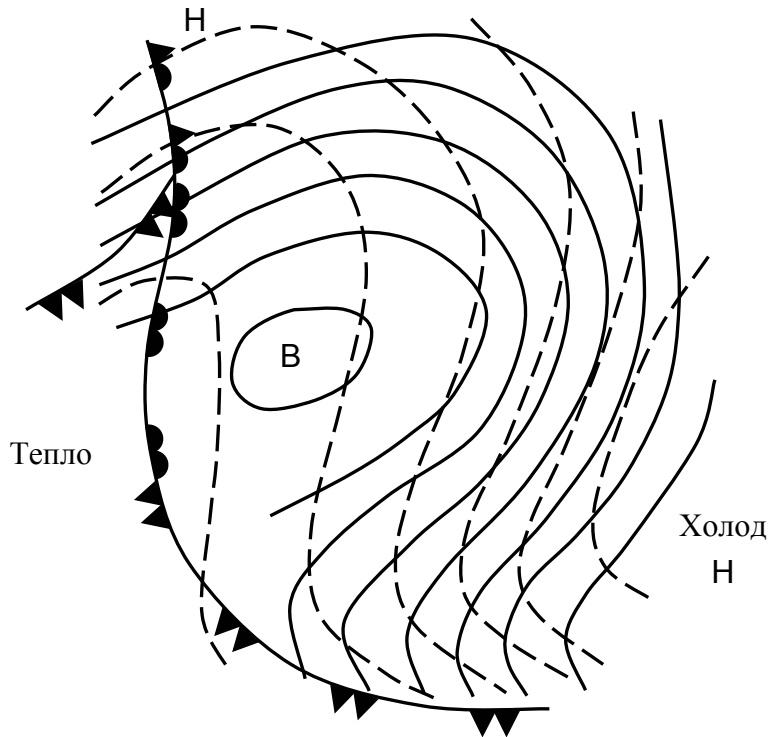


Рисунок 5.13 – Схема термобаричного поля антициклона в період його максимального розвитку (позначення як на рис. 5.4)

поля при виникненні антициклонів, що зміщуються з північного заходу на південний схід, з північного сходу на південний захід, із заходу на схід тощо. Оскільки, на відміну від циклонів, виникнення антициклонів не відбувається на лінії фронту, класифікувати процеси антициклогенезу складніше, ніж процеси фронтального циклогенезу.

Крім заключних антициклонів, що розвиваються за холодним фронтом у тилу циклона, іноді розрізняють *передній антициклогенез* перед теплим фронтом існуючого циклона. Але й в цьому випадку не можна виключати вплив тилової частини циклона, що розташований східніше.

В деяких випадках відбувається виникнення нового антициклона у системі існуючого антициклона, а також злиття двох антициклонів. Зокрема, антициклони помірних широт при зміщенні у субтропіки підтримують тривале існування субтропічних антициклонів.

Оскільки у антициклонах атмосферні фронти не дістають розвитку, умови погоди в них визначаються переважно властивістю повітряних мас, їх взаємодією з підстильною поверхнею.

У зв'язку з низхідними рухами повітря в центральних частинах антициклонів переважає малохмарна погода. Але за значній вологості повітря у холодну половину року в центральній частині антициклона під шаром інверсії осідання можуть спостерігатися й суцільні хмари *St* і *Sc*. Як взим-

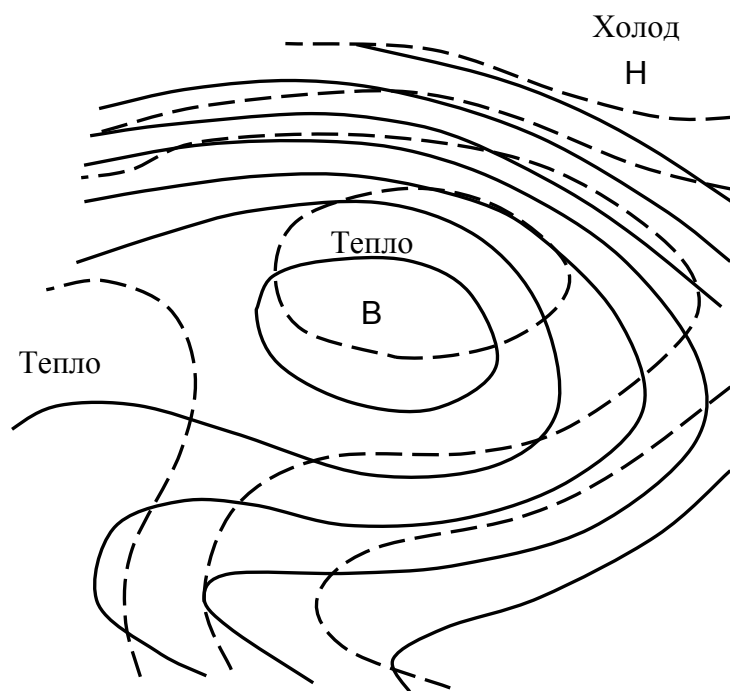


Рисунок 5.14 – Схема термобаричного поля в період руйнування антициклона (позначення як на рис. 5.4)

ку, так й влітку можуть спостерігатися радіаційні тумани.

На периферії антициклонів спостерігаються умови погоди, в загальних рисах подібні до умов погоди в секторах сусідніх циклонів, що примикають до відповідної частини антициклона.

Північна периферія антициклона звичайно безпосередньо зв'язана з теплим сектором сусіднього циклона. Тут у холодне півріччя часто спостерігається суцільна та значна хмарність **St** і **Sc**, іноді спостерігаються слабкі опади з цих хмар чи з системи **As-Ns**, що пов'язана з атмосферним фронтом сусіднього циклона. Нерідко відзначаються тумани. Влітку в цьому секторі антициклона іноді спостерігається невелика кількість хмар верхнього ярусу, у денні години можуть розвиватися купчасті хмари.

Західна периферія антициклона примикає до передньої частини області низького тиску. Тут можуть виявитися перші ознаки теплового фронту – хмари **Ci**.

У холодне півріччя в цьому секторі антициклона часто відзначаються **St** і **Sc**, які можуть досягати значної вертикальної потужності, якщо вздовж ізобар з півдня на північ переміщується достатньо вологе повітря, що безперервно охолоджується. В таких випадках можуть спостерігатися достатньо великі зони переважно слабких опадів. Опади, очевидно, можуть такою бути пов'язані з проходженням верхнього фронту, що відділився від фронтальної системи оклюдованого циклона, який розташований на пів-

день від антициклона. Зона опадів звичайно переміщується вздовж ізобар, огинає антициклона за часовою стрілкою та перетерплює деякі зміни.

У тих випадках, коли антициклон є малорухомих та існує довгий час (блокуючий антициклон), на його західній периферії часто накопичуються декілька паралельних один іншому фронтів, створюються великі градієнти температури та тиску і спостерігаються потужні вітри.

Влітку на західній периферії антициклона за високої температури повітря та значній вологості нерідко спостерігаються грози.

Південна периферія антициклона примикає до північної частини циклона. Тому тут нерідко спостерігаються хмари верхнього, а іноді й середнього ярусу, причому взимку з **As** може випадати сніг. На південній периферії добре розвинутого антициклона взимку спостерігаються великі градієнти тиску та потужні вітри, наприклад, на побережжі Чорного моря. У таких випадках виникають хуртовини та особливі місцеві вітри (новоросійська бора).

Східна периферія антициклона межує з тиловою частиною циклона. За нестійкій повітряній масі тут влітку вдень утворюються **Cu** і навіть **Cb**, в останньому випадку випадають зливові опади. Взимку може спостерігатися безхмарна погода або несущільна хмарність **Sc**, яка утворюється через розтікання хмар **Cb**, а також через переміщення сюди підінверсійних хмар з північної частини антициклона.

Циклон та антициклон є антиподами за багатьма відношеннями, включаючи й умови погоди. Якщо з поняттям „циклон” пов’язане уявлення про хмарну погоду з опадами (погану), то з поняттям „антициклон” – про малохмарну погоду (гарну). У цілому таке уявлення відповідає дійсності, але є надто узагальненим. В кожному циклоні та антициклоні погода істотно розрізняється у різних секторах та змінюється від однієї стадії розвитку до іншої.

5.5 Переміщення баричних систем

Переміщення баричних систем пов’язане зі зміною тиску. Циклони переміщуються в бік падіння тиску, а антициклони – в бік зростання тиску. Також відомо, що переміщення баричних систем пов’язане з інтегральним розподілом повітряних потоків в середній та верхній тропосфері, тобто зі структурою термобаричного поля.

Розглянемо переміщення центру баричної системи на деякій ізоба-

ричній поверхні $p_1 = \text{const}$. Якщо $H_{p_1}(x, y, t)$ – геопотенціал цієї ізобаричної поверхні, то для будь-якої її точки

$$\begin{aligned} \frac{d}{dt} \frac{\partial H_{p_1}}{\partial x} &= \frac{\partial}{\partial t} \frac{\partial H_{p_1}}{\partial x} + u \frac{\partial}{\partial x} \frac{\partial H_{p_1}}{\partial x} + v \frac{\partial}{\partial y} \frac{\partial H_{p_1}}{\partial x}; \\ \frac{d}{dt} \frac{\partial H_{p_1}}{\partial y} &= \frac{\partial}{\partial t} \frac{\partial H_{p_1}}{\partial y} + u \frac{\partial}{\partial x} \frac{\partial H_{p_1}}{\partial y} + v \frac{\partial}{\partial y} \frac{\partial H_{p_1}}{\partial y}. \end{aligned} \quad (5.6)$$

Для центру баричної системи завжди виконується умова

$$\frac{d}{dt} \frac{\partial H_{p_1}}{\partial x} = \frac{d}{dt} \frac{\partial H_{p_1}}{\partial y} = 0. \quad (5.7)$$

Врахуємо це та введемо замість складових u і v складові швидкості переміщення центру баричної системи u_c і v_c , після чого одержимо

$$\begin{aligned} u_c \frac{\partial}{\partial x} \frac{\partial H_{p_1}}{\partial x} + v_c \frac{\partial}{\partial y} \frac{\partial H_{p_1}}{\partial x} &= - \frac{\partial}{\partial t} \frac{\partial H_{p_1}}{\partial x}; \\ u_c \frac{\partial}{\partial x} \frac{\partial H_{p_1}}{\partial y} + v_c \frac{\partial}{\partial y} \frac{\partial H_{p_1}}{\partial y} &= - \frac{\partial}{\partial t} \frac{\partial H_{p_1}}{\partial y}. \end{aligned} \quad (5.8)$$

Використовуючи барометричну формулу геопотенціалу, перетворимо (5.8) до вигляду

$$\begin{aligned} u_c \frac{\partial}{\partial x} \frac{\partial H_{p_1}}{\partial x} + v_c \frac{\partial}{\partial y} \frac{\partial H_{p_1}}{\partial x} &= - \frac{\partial}{\partial x} \frac{\partial H_{p_1}}{\partial t} = R \ln \frac{p_1}{p} \frac{\partial}{\partial x} \frac{\partial T_m}{\partial t} - \frac{\partial}{\partial x} \frac{\partial H_p}{\partial t}; \\ u_c \frac{\partial}{\partial x} \frac{\partial H_{p_1}}{\partial y} + v_c \frac{\partial}{\partial y} \frac{\partial H_{p_1}}{\partial y} &= - \frac{\partial}{\partial x} \frac{\partial H_{p_1}}{\partial t} = R \ln \frac{p_1}{p} \frac{\partial}{\partial y} \frac{\partial T_m}{\partial t} - \frac{\partial}{\partial y} \frac{\partial H_p}{\partial t}. \end{aligned} \quad (5.9)$$

Тут H_p – геопотенціал деякої верхньої ізобаричної поверхні $p = \text{const}$; T_m – середня температура шару, що розташований між ізобаричними поверхнями p і p_1 ; R – універсальна газова стала.

Якщо ввести швидкість C_c переміщення центру баричної системи на ізобаричній поверхні та напрямок переміщення m , одержимо

$$\frac{\partial^2 H_{p_1}}{\partial m^2} C_c = R \ln \frac{p_1}{p} \frac{\partial}{\partial m} \frac{\partial T_m}{\partial t} - \frac{\partial}{\partial m} \frac{\partial H_p}{\partial t}. \quad (5.10)$$

Вирази (5.9) і (5.10) показують, що швидкість переміщення баричної системи на деякій нижній ізобаричній поверхні p_1 залежить від двох факторів: розподілу змін $R \ln \frac{p_1}{p} \frac{\partial}{\partial m} \frac{\partial T_m}{\partial t}$ (термічний фактор) та розподілу змін геопотенціалу $-\frac{\partial}{\partial m} \frac{\partial H_p}{\partial t}$ (динамічний фактор).

Для центру циклона (циклонічна кривизна ізобаричної поверхні) завжди є справедливим $\frac{\partial^2 H_{p1}}{\partial x^2} > 0$, $\frac{\partial^2 H_{p1}}{\partial y^2} > 0$, $\frac{\partial^2 H_{p1}}{\partial m^2} > 0$, а для центру антициклона (антициклонічна кривизна ізобаричної поверхні) – $\frac{\partial^2 H_{p1}}{\partial x^2} < 0$, $\frac{\partial^2 H_{p1}}{\partial y^2} < 0$, $\frac{\partial^2 H_{p1}}{\partial m^2} < 0$.

Відповідно з цим та базуючись на (5.9) і (5.10) можна сформулювати такі правила.

Внесок термічного фактора (перший доданок) є таким.

Центр циклона на нижній ізобаричній поверхні $p_1 = \text{const}$ при загальному локальному підвищенні середньої температури шару $p_1 - p$ переміщується у той бік, де температура підвищується більше. При загальному локальному зниженні середньої температури шару центр циклона переміщується у той бік, де вона знижується менше. Інакше кажучи, *центр циклона переміщується у бік адвекції тепла, що посилюється, або адвекції холоду, що слабшає.*

Центр антициклона при загальному локальному зниженні середньої температури шару переміщується у той бік, де вона знижується більше. При загальному локальному підвищенні середньої температури шару центр антициклона переміщується у той бік, де воно менше, тобто *центр антициклона переміщується у бік адвекції холоду, що посилюється, чи адвекції тепла, що слабшає.*

Внесок динамічного фактора (другий доданок) є таким.

Центр циклона при загальному локальному зниженні геопотенціалу верхньої ізобаричної поверхні $p = \text{const}$ переміщується у той бік, де її геопотенціал знижується більше, а при загальному підвищенні геопотенціалу – у той бік, де він підвищується менше.

Центр антициклона при загальному локальному підвищенні геопотенціалу верхньої ізобаричної поверхні $p = \text{const}$ переміщується у той бік, де її геопотенціал підвищується більше, а при загальному зниженні геопотенціалу – у той бік, де він знижується менше.

тенціалу – у той бік, де він знижується менше.

Оскільки величина $\frac{\partial}{\partial m} \frac{\partial T_m}{\partial t}$ характеризує ізотермічний градієнт середньої температури шару, а величина $-\frac{\partial}{\partial m} \frac{\partial H_p}{\partial t}$ – градієнт в полі змін геопотенціалу верхньої ізобаричної поверхні $p = \text{const}$, можна зробити висновок, що швидкість переміщення центру баричної системи C_c пропорційна ізотермічному градієнту середньої температури шару та градієнту в полі змін геопотенціалу.

З формули

$$C_c = \frac{R \ln \frac{p_1}{p} \frac{\partial}{\partial m} \frac{\partial T_m}{\partial t} - \frac{\partial}{\partial m} \frac{\partial H_p}{\partial t}}{\frac{\partial^2 H_{p1}}{\partial m^2}} \quad (5.11)$$

впливає, що за інших рівних умов швидкість переміщення центру баричної системи зворотно пропорційна зміні градієнта геопотенціалу у центральній частині баричної системи на самій ізобаричній поверхні $p_1 = \text{const}$.

Розглянемо одержаний результат стосовно до переміщення центру баричної системи у земної поверхні ($p_1 = p_0 = 1000$ гПа), а як верхню ізобаричну поверхню виберемо АТ-700 чи АТ-500. Іншими словами, зіставимо переміщення центру баричної системи з повітряним потоком у середній тропосфері, який визначений як ведучий потік. Для цього виберемо натуральну систему координат, спрямувавши вісь x по дотичній s до ізогіпси p , а вісь y – по нормалі n до ізогіпси, прийняв додатним напрямком у бік високих значень геопотенціалу. Тоді (5.11) перетвориться до такого вигляду:

$$\begin{aligned} C_{cs} \frac{\partial^2 H_{p0}}{\partial s^2} &= R \ln \frac{p_0}{p} \frac{\partial}{\partial s} \frac{\partial T_m}{\partial t} - \frac{\partial}{\partial s} \frac{\partial H_p}{\partial t} - C_n \frac{\partial^2 H_{p0}}{\partial s \partial n}, \\ C_{cn} \frac{\partial^2 H_{p0}}{\partial n^2} &= R \ln \frac{p_0}{p} \frac{\partial}{\partial n} \frac{\partial T_m}{\partial t} - \frac{\partial}{\partial n} \frac{\partial H_p}{\partial t} - C_s \frac{\partial^2 H_{p0}}{\partial s \partial n}. \end{aligned} \quad (5.12)$$

Тут C_{cs} – складова швидкості переміщення центру баричної системи по дотичній до ізогіпси поверхні p , C_{cn} – складова швидкості переміщення центру баричної системи по нормалі до ізогіпси поверхні p .

Формули (5.12) показують, що в загальному випадку існують як до-

тична C_{cs} , так й нормальна C_{cn} складові швидкості переміщення баричних систем відносно ізогіпс.

Перше рівняння (5.12) визначає складову переміщення приземного центру баричної системи у напрямку ізогіпс, тобто за ведучим потоком. Оцінка показує, що третій доданок в цьому рівнянні відносно малий та ним можна знехтувати. За цією умовою очевидно, що спрямована вздовж ізогіпси поверхні p складова швидкості за величиною може варіюватися залежно від характеру зміни вздовж потоку локальних змін температури та геопотенціалу. Вона також залежить від оформлення самого центру біля земної поверхні, тобто від ступеня згущення ізогіпс у центральній частині циклона чи антициклона $\left(\frac{\partial^2 H_{p0}}{\partial s^2}\right)$. Чим більше це згущення, тим менша швидкість за інших рівних умов.

Друге рівняння (5.12) показує, що за однакових умов центр баричної системи при переміщенні біля земної поверхні може відхилитися від ізогіпс АТ-700 (500), тому що в загальному випадку $C_{cn} \neq 0$.

Перший доданок цього рівняння визначає нормальну до ізогіпси складову, що залежить від нерівномірного перерозподілу локальної зміни середньої температури шару по нормалі до ізогіпс АТ-700 (500), який спостерігається над приземним центром. Оцінка показує, що зміни середньої температури праворуч та ліворуч від приземного шару цілком порівняні і тому першим доданком можна знехтувати. Другий доданок визначає нормальну до ізогіпси складову швидкості, що залежить від нерівномірного розподілу по нормалі до ізогіпс локальної зміни геопотенціалу. Саме цей доданок дає вирішальний внесок у відхилення переміщення баричного центру від ізогіпс (ведучого потоку) АТ-700 (500).

Оскільки $\frac{\partial}{\partial n} \frac{\partial H_p}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial t} \frac{\partial H_p}{\partial n}$, можна зробити висновок, що відхилення переміщення центру від напрямку ізогіпс обумовлене локальною зміною градієнта геопотенціалу.

Зменшення градієнта геопотенціалу на ізобаричній поверхні p над приземними центрами, що переміщуються, викликає відхилення центру циклона праворуч, а антициклона – ліворуч від ізогіпси. Збільшення градієнта геопотенціалу веде до відхилення центру циклона ліворуч, а антициклона – праворуч від ізогіпси.

Третій доданок визначає нормальну складову швидкості переміщення центру баричної системи за рахунок відмінності ізобар приземного центру від кругових. Цей внесок є невеликим і ним можна знехтувати.

Теорія показує, що приземні баричні центри переміщуються точно по ізогіпсах АТ-700(500), якщо у всіх точках біля поверхні землі приземний тиск змінюється пропорційно адвекції температури, тобто $\frac{\partial H_{p0}}{\partial t} = b \left(\frac{\partial H_{p0}}{\partial x} \frac{\partial T_m}{\partial y} - \frac{\partial H_{p0}}{\partial y} \frac{\partial T_m}{\partial x} \right)$. В цьому випадку швидкість переміщення приземного центру баричної системи визначається формулою

$$C_c = C_{cs} \frac{b}{R \ln \frac{p_0}{p}} \frac{\partial H_p}{\partial n}; C_{cn} = 0. \quad (5.13)$$

Фактичні дані показують, що у першому наближенні *приземні центри баричних систем переміщуються зі швидкістю, що пропорційна швидкості потоку над центром на рівні АТ-700 (500), тобто швидкості ведучого потоку*. Коефіцієнт пропорційності *K*, який називається *коефіцієнтом переносу*, залежить від швидкості ведучого потоку (табл. 5.1).

В середньому коефіцієнт переносу *K* береться рівним 0,7-0,8 для АТ-700 і 0,5-0,6 для АТ-500. Чим більша швидкість ведучого потоку, тим краще виправдовується сформульоване правило.

Що стосується відхилення переміщення приземного центру баричної системи від напрямку ведучого потоку, то на рівні 700 гПа при швидкості 20 км/год. кут відхилення не перевищує 15° у 55% випадків, а при швидкості 60 км/год. – у 90% випадків.

Низькі циклони частіше відхиляються праворуч, в низькі антициклони – ліворуч. Оскільки ведучий потік – це потужна течія в середній та вер-

Таблиця 5.1 – Середні значення коефіцієнта переносу *K* залежно від швидкості переносу для АТ-700.

Швидкість переносу, км/год.	<i>K</i>
< 30	1,5
30 – 35	1,2
35 – 45	1,0
45 – 55	0,8
55 – 65	0,7
65 – 85	0,7
85 – 100	0,6

хній тропосфері, відхилення від його напрямку, як правило, є незначними.

Розглянемо інші випадки переміщення баричних систем та сформулюємо деякі правила.

Для центру циклона чи антициклона за будь-яким вибором осей координат виконується умова

$$\frac{\partial p}{\partial x} = \frac{\partial p}{\partial y} = 0. \quad (5.14)$$

Оскільки це є справедливим для будь-якого моменту часу, можна записати

$$\begin{aligned} \frac{d}{dt} \frac{\partial p}{\partial x} &= \frac{\partial}{\partial t} \frac{\partial p}{\partial x} + C_{cx} \frac{\partial}{\partial x} \frac{\partial p}{\partial x} + C_{cy} \frac{\partial}{\partial y} \frac{\partial p}{\partial x} = 0; \\ \frac{d}{dt} \frac{\partial p}{\partial y} &= \frac{\partial}{\partial t} \frac{\partial p}{\partial y} + C_{cx} \frac{\partial}{\partial x} \frac{\partial p}{\partial y} + C_{cy} \frac{\partial}{\partial y} \frac{\partial p}{\partial y} = 0. \end{aligned} \quad (5.15)$$

Як було показано, для центру баричної системи можна прийняти $\frac{\partial^2 p}{\partial x \partial y} = 0$ і тоді одержимо

$$C_{cx} = -\frac{\frac{\partial^2 p}{\partial x \partial t}}{\frac{\partial^2 p}{\partial^2 x}}, \quad C_{cy} = -\frac{\frac{\partial^2 p}{\partial y \partial t}}{\frac{\partial^2 p}{\partial^2 y}}. \quad (5.16)$$

В баричних системах з круговими ізобарами кривизна ізобар є сталою, тобто $\frac{\partial^2 p}{\partial^2 x} = \frac{\partial^2 p}{\partial^2 y} = k$, і

$$\begin{aligned} C_{cx} &= -\frac{1}{k} \frac{\partial}{\partial x} \frac{\partial p}{\partial t}; \\ C_{cy} &= -\frac{1}{k} \frac{\partial}{\partial y} \frac{\partial p}{\partial t}. \end{aligned} \quad (5.17)$$

Отже, центр циклона (антициклона) з ізобарами, що близькі до кру-

гових, переміщується у напрямку ізолобаричного градієнта в бік падіння (зростання) тиску (рис. 5.15).

Для баричної системи з еліптичними ізобарами правило декілька відрізняється. Спрямуємо в цьому випадку вісь x по великій, а вісь y – по малій осі еліпса. Якщо α – кут між напрямком переміщення центру (рис. 5.16) та віссю x , то

$$\mathbf{tg} \alpha = \frac{C_x}{C_y} = \frac{\frac{\partial}{\partial y} \frac{\partial p}{\partial t} \frac{\partial^2 p}{\partial x^2}}{\frac{\partial}{\partial x} \frac{\partial p}{\partial t} \frac{\partial^2 p}{\partial y^2}}. \quad (5.18)$$

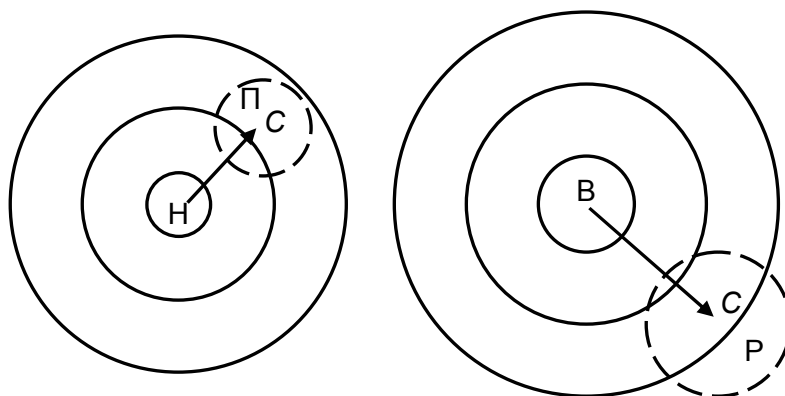


Рисунок 5.15 – Переміщення центрів циклонів і антициклонів з майже круговими ізобарами

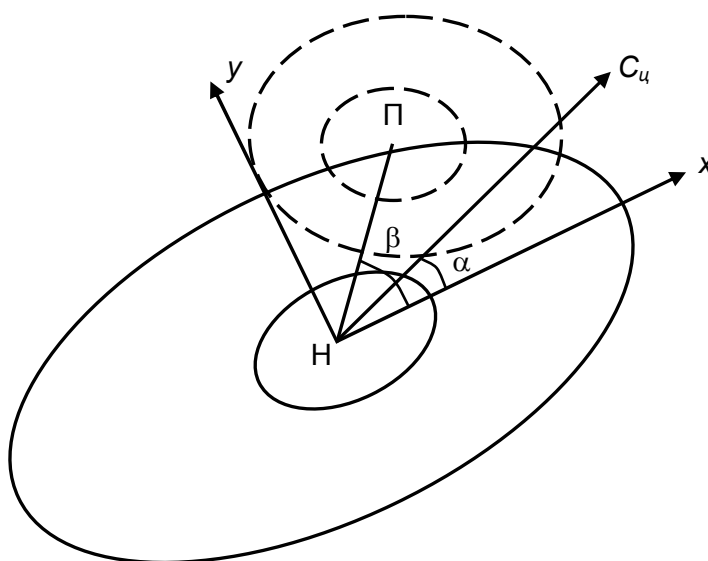


Рисунок 5.16 – Переміщення центру циклона з ізобарами еліптичної форми

Але

$$\frac{\frac{\partial}{\partial y} \frac{\partial p}{\partial t}}{\frac{\partial}{\partial x} \frac{\partial p}{\partial t}} = \mathbf{tg} \beta, \quad (5.19)$$

де β – кут між напрямком ізобаричного градієнта та віссю x , і тоді

$$\mathbf{tg} \alpha = \frac{C_x}{C_y} = \frac{\frac{\partial^2 p}{\partial x^2}}{\frac{\partial^2 p}{\partial y^2}} \mathbf{tg} \beta. \quad (5.20)$$

При вибраному напрямку осей у циклоні $\frac{\partial^2 p}{\partial^2 x} < \frac{\partial^2 p}{\partial^2 y}$, і тоді $\alpha < \beta$.

Отже, *циклон з ізобарами, що близькі до еліптичних, переміщується в напрямку між ізобаричним градієнтом та великою віссю циклона у бік падіння тиску*. Аналогічне правило одержується й для антициклона.

На практиці було встановлено, що температурно несиметричні (молоді) циклони переміщуються у напрямку, що близький до напрямку ізобар теплого сектора, причому холодне повітря, якщо дивитися у напрямку руху, розташоване ліворуч. Це правило, по суті, пов'язане з правилом ведучого потоку, оскільки саме ізобари теплого сектора за напрямком близькі до напрямку ізогіпс на рівні АТ-700 (500).

Два циклони, що мають спільні замкнуті ізобари, здійснюють рух відносно один іншого проти годинникової стрілки, а антициклони – за годинниковою стрілкою, причому барична система, що є у більш ранній стадії розвитку, рухається швидше.

5.6 Регенерація циклонів та антициклонів

Поглиблення чи заповнення циклонів, посилення чи руйнування антициклонів не завжди відбувається рівномірно. Через деякі причини „нормальний” розвиток баричних утворень інколи порушується. Процеси, за яких заповнення циклона, що почалося, змінюються новим його поглибленням, а руйнування антициклона, що почалося, – новим його посилен-

ням, називаються *регенерацією баричних утворень*.

У всіх випадках регенерація здійснюється при такій перебудові термобаричного поля тропосфери, коли на периферії існуючого баричного центру створюються сприятливі умови для нового його посилення.

Регенерація циклонів відбувається при таких основних процесах:

а) при входженні в систему існуючого циклона нового основного фронту;

б) при розвитку поблизу центру існуючого циклона нового циклона з подальшим злиттям обох центрів чи при швидкому заповненні старого центру.

В першому випадку здійснюється затікання свіжих порцій холодного повітря у тил циклона, що почав заповнятися, створюються додаткові контрасти температури та порушається температурна симетрія поблизу центру. На новому основному фронті виникає, по суті, самостійний циклон, розвиток якого відбувається на фоні старого циклона. В результаті зовні процес сприймається як нове поглиблення циклона, що раніше заповнювався.

На рис. 5.17 схематично показано термобаричне поле тропосфери при регенерації циклона у зв'язку з входженням нової фронтальної системи. Перетворення приземного баричного поля показано на рис. 5.18.

Якщо будова термобаричного поля така, що адвекція холоду спрямована не в тил певного циклона, а в його передню частину, то регенерація на здійснюється.

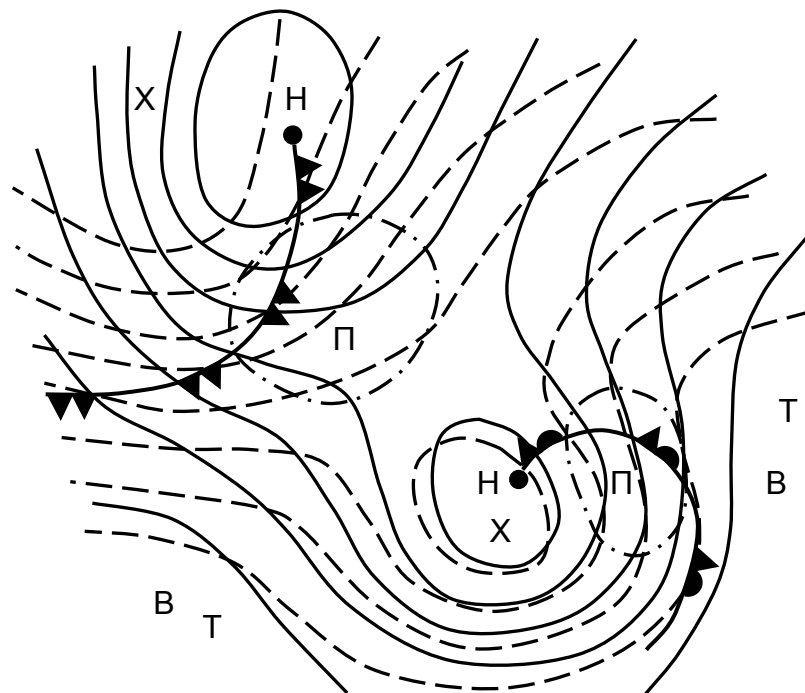


Рисунок 5.17 – Схема термобаричного поля при регенерації циклона на новому фронті

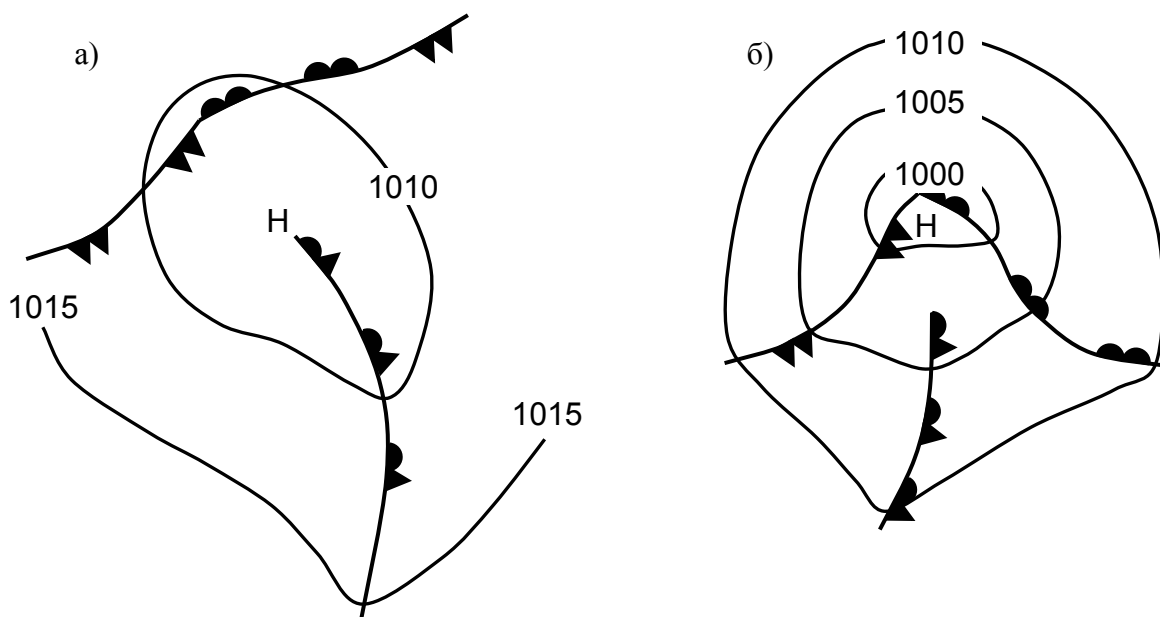


Рисунок 5.18 – Схема регенерації циклона на новому фронті (а - початкове положення ізобар і фронтів, б – положення після регенерації)

У другому випадку циклон, що виник, наприклад, на холодному фронті малорухомого циклона, що заповнювався, продовжуючи поглиблюватися, зміщується у напрямку центру старого циклону. При цьому баричне поле перебудовується таким чином, що старий циклон швидко заповнюється, а на його місці виявляється новий циклон, що поглиблюється (рис. 5.19).

Оскільки розвиток нового циклона відбувається на фоні старого, то новий циклон з самого початку як би є вже високим баричним утворенням.

В деяких випадках процес розвивається настільки швидко, що виникнення нового циклона та його злиття зі старим може бути добре простежене тільки у тому випадку, якщо аналізувати карти погоди через кожні три години. Такого роду процеси повторюються неодноразово та підтримують тривале існування дуже глибоких та великих малорухомих циклонів (центральні чи блокуючі циклони).

Регенерація антициклонів відбувається за таких умов:

а) при злитті заключного антициклона з малорухомих старим антициклоном;

б) при розвитку нового антициклона у відрізі існуючого.

Подібно регенерації циклонів, регенерація антициклонів здійснюється тоді, коли у термобаричному полі відбувається нове збільшення горизонтальних градієнтів температури та створюються умови, що є сприятливі для антициклогенезу.

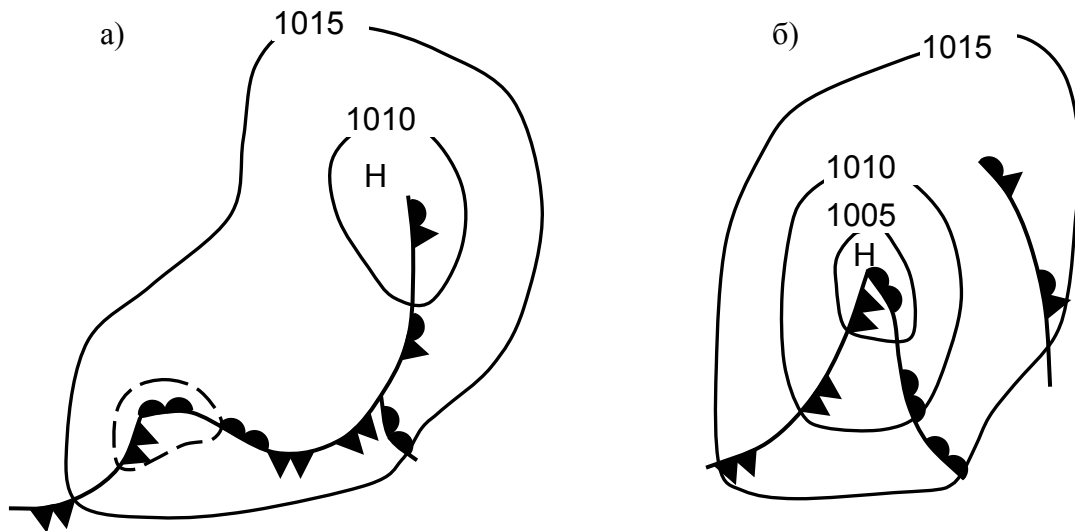


Рисунок 5.19 – Схема регенерації при розвитку нового циклона на холодному фронті

Обидва процеси регенерації антициклонів мають багато спільного, оскільки мова йде про розвиток нового антициклона на фоні старого. На рис. 5.20 показана схема послідовних змін приземного баричного поля для другого випадку.

В розглянутих процесах регенерації циклонів (антициклонів) новий циклон (антициклон), розвиваючись на фоні старого, проходить всі стадії, як й будь-який циклон (антициклон). Своєрідність полягає тільки у тому, що початкове термобаричне поле відповідає не стільки баричному утворенню, що зароджується, скільки старому баричному утворенню, що вже слабшає.

Збіжність вітрів до центру циклона у приземному шарі обумовлює заповнення циклона, а розбіжність від центру антициклона – послаблення антициклона. Цей фактор діє постійно з самого початку виникнення баричного утворення. Якщо всупереч цьому циклон продовжує поглиблюватися, а антициклон – посилюватися, то це означає лише те, що інші фактори, які діють у протилежному напрямку, мають перевагу на певній стадії розвитку баричного утворення.

Оскільки обумовлене тертям відхилення вітру від геострофічного у приземному шарі залежить від властивостей підстильної поверхні, то при переміщенні циклона чи антициклона з моря на сушу або навпаки змінюється величина внеску приземного тертя у зміну тиску. Крім того, зміна температурних властивостей підстильної поверхні впливає на зміну стійкості повітряних мас, розвиток вертикальних рухів тощо. Все це веде до того, що при переміщенні циклона чи антициклона з однієї підстильної

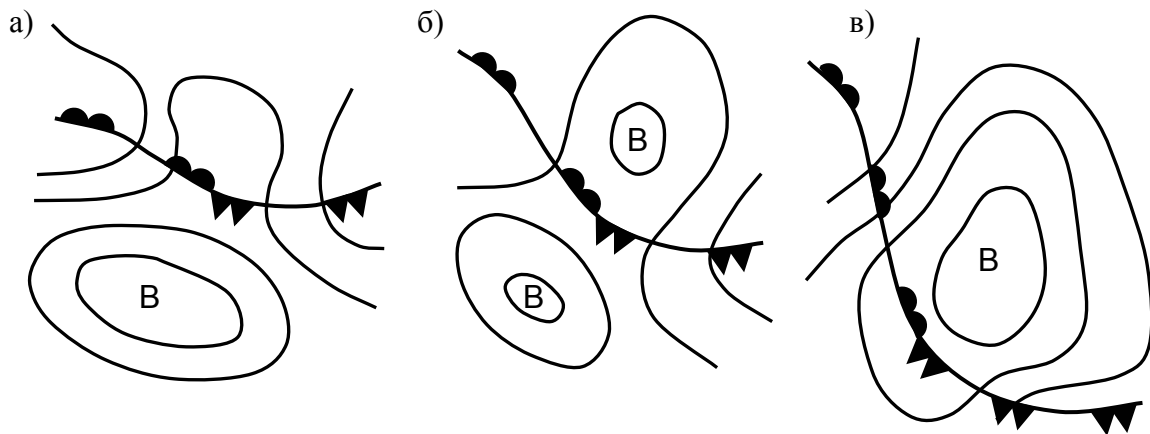


Рисунок 5.20 – Регенерація антициклона при розвитку нового антициклона у відроду старого

поверхні на іншу відбувається зміна інтенсивності їх розвитку і навіть може мати місце регенерація.

5.7 Вплив орографії на циклони та антициклони

Аналіз карт погоди показав, що виникнення циклонів та антициклонів, їх переміщення та розвиток залежать не тільки від розподілу материків та океанів, а й від орографічних умов.

Оскільки повітряні потоки намагаються обігнути гірські перепони, то й траєкторії циклонів та антициклонів часто огинають високі гори. Також спостерігається уповільнення переміщення баричних систем перед горами, а низькі холодні антициклони взагалі можуть бути зупинені високими горами. Накопичення холодного повітря з одного боку гір є причиною різкого перепаду тиску при переході через гори, що змушує проводити в таких випадках орографічні ізобари. Загальною закономірністю є антициклогенез з навітряного боку гір та циклогенез – підвітряного. Незважаючи на таку закономірність, спостерігаються й індивідуальні особливості процесів залежно від початкових умов атмосферної циркуляції, пори року та географічного району, де розташовані гори.

Деформація лінії фронту з навітряного боку гір часто веде до утворення фронтальних хвиль та циклонів (наприклад, влітку на Північному Кавказі). Циклони, що виникають, хоч й мають невелику глибину, але істотно впливають на умови погоди в регіоні. Зокрема, можуть випадати тривалі та інтенсивні опади.

Якщо фронт підходить до краю гірського хребта, то також відбувається його деформація, яка може привести до утворення нового циклона. Наприклад, при наближенні теплого фронту з півдня до Скандинавських гір східна гілка фронту вільно переміщується вздовж узбережжя Балтійського моря, тоді як західна гілка затримується горами. Деформація повітряних течій та лінії фронту часто приводить до утворення циклонів в районі Датських проток. Такі циклони отримали назву *скагерракських*. Виникнення циклонів в цьому районі може бути пов'язане й з деформацією інших фронтів.

Вплив гір не є єдиною причиною утворення подібних циклонів: також є необхідним наявність сприятливого для циклогенезу термобаричного поля тропосфери, що визначається багатьма факторами. В цьому випадку позначається вплив контрасту море – суходіл, причому загальна структура термобаричного поля у береговій зоні навіть на кліматичних картах баричної топографії є типовою для циклогенезу. Якщо термобаричне поле тропосфери є несприятливим для циклогенезу, то при переміщенні фронту циклон у зазначеному районі не виникає.

Зазначені загальні закономірності впливу гір на баричні системи можуть бути пояснені теоретично.

Додаткова швидкість переміщення баричних центрів під впливом гірського хребта приблизно визначається такими співвідношеннями:

$$C'_x = 0,031 \frac{g}{l} \frac{\partial h}{\partial y}; \quad C'_y = 0,031 \frac{g}{l} \frac{\partial h}{\partial x} \quad (5.21)$$

які подібні до геострофічних співвідношень, причому роль градієнта тиску тут відіграє крутість схилу.

Зменшення складової C'_x і збільшення компоненти C'_y характеризує тенденцію до огинання баричними центрами гірської перепони (вісь x спрямована по нормалі до хребта). У більшості випадків $C'_x \ll u$ (в середньому близько 5 км/год.), так що виявити вплив гір на швидкість переміщення центрів вдається не завжди.

Циклони та антициклони за рахунок складової C'_y огинають гори за годинниковою стрілкою. Дійсно, при наближенні циклона до гір у правій його частині потік повітря спрямований до хребта, що обумовлює тут накопичення повітря та зростання тиску. У лівій частині циклона циркуляція повітря така, що відбувається відплив повітря від схилу хребта, який супроводжується низхідними рухами повітря та падінням тиску. Переміщення центру циклона на навітряному боці гір в бік падіння тиску й характе-

ризує тенденцію огинання гір за годинниковою стрілкою. Подібна ж тенденція є й у антициклонів, циркуляція в яких така, що додаткове зростання тиску за рахунок накопичення повітря перед горами спостерігається ліворуч від первісного напрямку руху.

Звісно, циклони та антициклони можуть огинати гори й проти годинникової стрілки, якщо орографічний ефект є незначним, а ведучий потік огинає гори проти годинникової стрілки.

При перевалюванні циклонів через гори іноді спостерігається процес *сегментації* (рис. 5.21), коли на підвітряному боці гір виникає новий циклонічний центр при зберіганні старого центру на навітряному боці. Надалі новий циклон дістає подальшого розвитку, а старий заповнюється, але іноді тривалий час зберігаються обидва центри, особливо за широтному розташуванні гірського хребта.

Антициклогенез на навітряному боці гір та циклогенез на підвітряному можна пояснити за допомогою рівняння тенденції вихору швидкості.

Розглянемо другий та останній доданки рівняння (2.10), які при заміні $\frac{\partial \Omega}{\partial t}$ на $\frac{\partial H}{\partial t}$ можна записати у вигляді:

$$\begin{aligned} \left(\frac{\partial H_p}{\partial t} \right)_{\text{div}} &\approx \ell \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) = -\ell \frac{\partial \tau}{\partial p}; \\ \left(\frac{\partial H_p}{\partial t} \right)_{\tau} &\approx \frac{\partial \tau}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial p}. \end{aligned} \quad (5.22)$$

Хоч $\frac{\partial \tau}{\partial p}$ на різних рівнях може бути різними, але найчастіше з навітряного боку гір $\frac{\partial \tau}{\partial p} < 0$ і $\left(\frac{\partial H_p}{\partial t} \right)_{\text{div}} > 0$, а з підвітряного боку гір $\frac{\partial \tau}{\partial p} > 0$ і $\left(\frac{\partial H_p}{\partial t} \right)_{\text{div}} < 0$, що відповідає антициклогенезу з навітряного боку та циклогенезу – з підвітряного.

Що стосується знаку $\left(\frac{\partial H_p}{\partial t} \right)_{\tau}$, то він може бути визначений точніше.

З навітряного боку гір з наближенням до хребта висхідні рухи повітря по-

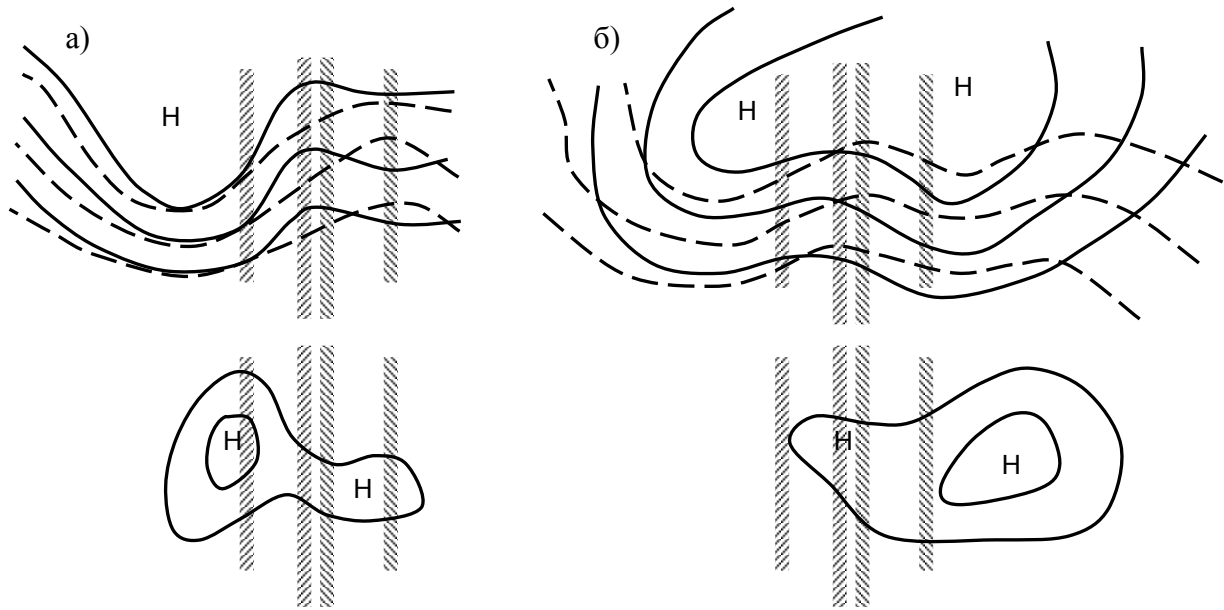


Рисунок 5.21 – Сегментація циклона при перевалюванні повз гори (а – початок перевалювання, б – закінчення)

посилюються, тобто $\frac{\partial \tau}{\partial x} < 0$, і одночасно спостерігається посилення вітру з висотою, тобто $\frac{\partial v}{\partial p} < 0$ (нагадаємо, що вісь p спрямована донизу). Отже, з навітряного боку гір $\left(\frac{\partial H_p}{\partial t}\right)_\tau > 0$, що й характеризує орографічний антициклогенез.

З підвітряного боку гір $\frac{\partial \tau}{\partial x} > 0$ за $\frac{\partial v}{\partial p} < 0$, тобто $\left(\frac{\partial H_p}{\partial t}\right)_\tau < 0$, що й характеризує орографічний циклогенез.

5.8 Значення та способи прогнозу синоптичного положення

Під *синоптичним положенням* розуміється сукупність атмосферних процесів у даний момент часу, що відображені на картах погоди.

Прогноз синоптичного положення полягає у прогнозі переміщення та еволюції повітряних мас, атмосферних фронтів та баричних утворень.

Споживачів звичайно інтересує не стільки загальні характеристики атмосферних процесів, скільки очікувані значення певних метеорологічних

величин. Тому прогноз синоптичного положення відіграє допоміжну роль. Але, значення прогнозу синоптичного положення є очевидним. Через те, що кожній повітряній масі, атмосферному фронту, баричному утворенню та його частинам відповідає певний тип погоди, то, прогнозуючи синоптичне положення та його зміни, прогнозується й загальний характер погоди у тому чи іншому районі. Отже, *прогноз умов погоди безупинно пов'язаний з прогнозом синоптичного положення.*

Треба також враховувати, що прогноз синоптичного положення охоплює тільки великомасштабні процеси, тому правильному прогнозу синоптичного положення не завжди відповідає правильний прогноз умов погоди в окремо взятому пункті. Крім того, на погоду можуть істотно впливати місцеві умови, що особливо стосується утворення зливових опадів, радіаційних туманів, заморозків тощо.

Іноді помилки прогнозу погоди пов'язані з недостатньою точністю прогнозу синоптичного положення. Наприклад, за допомогою карт погоди прийнятого масштабу положення лінії фронту прогнозується з точністю ± 100 км, що може привести до помилкових прогнозів погоди для пунктів, які розташовані поблизу лінії фронту.

В сучасній прогностичній практиці прогноз синоптичного положення оформлюється через складання *прогностичних карт погоди.*

Способи прогнозу синоптичного положення можна розділити на три групи:

- а) *чисельні методи;*
- б) *прийоми формальної та фізичної інтерполяції;*
- в) *якісно-фізичні висновки синоптиків.*

В оперативній практиці прогноз синоптичного положення здійснюється за такою схемою:

а) чисельними методами за допомогою ЕОМ розраховуються поля метеорологічних величин (насамперед, баричні та термічні) на різних ізобаричних поверхнях;

б) в одержані карти вносяться поправки та доповнення на базі існуючої інформації, вказується положення атмосферних фронтів.

В своїх якісно-фізичних висновках синоптик використовує звичайно такі положення:

- а) знання загальних фізичних закономірностей розвитку атмосферних процесів;
- б) знання можливої мінливості метеорологічних величин у часі та просторі;
- в) знання можливих середніх значень та порогових значень метеоро-

логічних величин;

г) знання точності вимірювань та випадкових помилок у вимірюванні метеорологічних величин;

д) знання оптимальних умов використання тієї чи іншої прогностичної методики;

є) зберігання послідовності в аналізі атмосферних процесів;

ж) зіставлення з розвитком атмосферних процесів в інших, але аналогічних випадках;

з) врахування місцевих особливостей району та пори року.

5.9 Прогноз виникнення циклонів та антициклонів

При складанні прогнозу виникнення нових баричних утворень необхідно розв'язати три задачі: передбачити факт виникнення, вказати район появи нового утворення та визначити тиск в його центрі.

Виникнення нового циклона чи антициклона супроводжується значною зміною полів тиску та вітру.

*Циклони найчастіше виникають на повільних холодних та стаціонарних фронтах, рідше біля точки оклюзії і дуже рідко на теплих фронтах. Надійною ознакою процесу циклогенезу, що почався, можна вважати *появу хвилі на фронті*. Додаткову інформацію можуть дати *баричні тенденції*. Хвилю треба очікувати там, де спостерігаються від'ємні тенденції по обидва боки фронту, чи там, де на фоні додатних (або слабких від'ємних) тенденцій поблизу фронту має місце осередок значного падіння тиску. Інше джерело додаткової інформації – *супутникова фотографія*. Якщо на ній виявляється значне поле пір'ясто-шаруватих хмар за холодним фронтом чи на холодному боці стаціонарного фронту, то треба очікувати появу хвилі на фронті. Доброю ознакою є *розподіл адвекції*. Якщо по картах баричної топографії можна виявити ознаки адвекції тепла на будь-якій ділянці холодного фронту, то саме на цій ділянці можлива поява хвилі.*

Виникнення хвилі на фронті є необхідною, але не достатньою умовою. Циклони виникають на нестійких хвилях, довжина яких становить від 800 до 2800 км. Також необхідно, щоб фронт був основним. Крім того, на фронті повинні спостерігатися достатні контрасти температури, а саме більше 16 дам на 1000 км на карті ВТ-500/1000.

При оцінці можливості утворення циклона треба також звертати увагу на структуру термобаричного поля. Хвиля, вершина якої розташована

під передньою частиною висотної улоговини або під дельтою циклонічної ВФЗ, розвивається у циклон частіше.

Істотну роль у процесах циклогенезу відіграє дивергенція швидкості вітру на середньому рівні, причому циклони виникають, коли вона від'ємна.

Утворенню циклона сприяє виникнення або посилення термічного гребеня у шарі нижче середнього рівня. Цей процес значною мірою визначається адвекцією температури. Утворення гребеня під впливом адвекції відбувається за наявності неоднакової адвекції температури у передній та тилувій частинах хвильового збурення. При цьому важливо, щоб адвекція холоду в тилу перевищувала адвекцію тепла у передній частині. Навіть просто інтенсивна адвекція холоду за холодним фронтом є ознакою можливого розвитку хвилі. Якщо ж адвекція холоду спостерігається попереду хвильового збурення, то його подальший розвиток неможливий.

Дослідження також показують, якщо вище рівня 700 гПа $\partial H_n / \partial z < 0$, то хвиля буде загасати, якщо $\partial H_n / \partial z = 0$, то імовірність розвитку хвилі у циклон мала, а якщо $\partial H_n / \partial z > 0$ – хвиля майже завжди розвивається у циклон.

Якщо біля точки оклюзії відбувається роздвоєння осередку падіння тиску: перший залишається у передній частині існуючого циклона, а інший зміщується у район точки оклюзії, причому другий стає більший за перший, то це добра ознака утворення циклона. Імовірність утворення циклона збільшується, якщо від'ємні тенденції тиску з'являються й за холодним фронтом біля точки оклюзії.

Антициклони біля поверхні землі виникають під зоною великих контрастів температури, але не на фронті, а у холодній повітряній масі за ним. Контрасти температур ВТ-500/1000 аналогічні, що й для циклонів. Спочатку антициклон появляється як гребінь чи ядро високого тиску, найчастіше у проміжках між двома циклонами.

Найчастіше антициклони розвиваються під передньою частиною висотного гребеня чи під тиловою частиною висотної улоговини, де найбільш значна адвекція антициклонічного вихору.

Як й у випадку циклогенезу тут істотну роль відіграє неоднакова адвекція температури. Перевага адвекції тепла в тилу антициклона, що виникає, над адвекцією холоду в його передній частині – ознака активного антициклогенезу.

Якщо зростання тиску спостерігається не тільки у передній частині гребеня, але й на деякій відстані від його осі у тилувій частині, то можна очікувати утворення антициклона.

Циклон та антициклон легше та швидше утворюються у малоградієн-

тному баричному полі.

Прогнозування району появи нового баричного утворення частково розв'язується у процесі першої задачі. Будь-яке нове утворення швидко переміщується, тому, виникнув за вихідний строк у одному місці, воно на наступній карті може опинитися далеко від місця виникнення. Через те, що нове баричне утворення переважно є низьким, воно зміщується за потоком на АТ-700 чи АТ-500.

Трохи складніше прогнозувати переміщення циклона, що виникнув біля точки оклюзії. Зімкнення теплового та холодного фронтів, що продовжується, „уводить” точку оклюзії праворуч від напрямку ведучого потоку. Тому рекомендується майбутнє положення точки оклюзії визначати через зміщення теплового та холодного фронтів.

Прогнозування тиску у центрі нового утворення можливе через використання приземних баричних тенденцій. В радіусі 250 км від центру збурення визначається середня тенденція та за нею розраховується зміна тиску. Якщо є карти за декілька строків, то корисно врахувати прискорення тенденції.

СПИСОК РЕКОМЕНДОВАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

Воробьев В.И. Синоптическая метеорология. – Л.: Гидрометеоздат, 1991. – 616 с.

Зверев А.С. Синоптическая метеорология. – Л.: Гидрометеоздат, 1977. – 711 с.

Пальмен Э., Ньютон Ч. Циркуляционные системы атмосферы: Пер. с англ. – Л.: Гидрометеоздат, 1970. – 616 с.

Петерсен С. Анализ и прогноз погоды: Пер. с англ. – Л.: Гидрометеоздат, 1961. – 652 с.

Практикум по синоптической метеорологии / Под ред. В.И. Воробьева. – Л.: Гидрометеоздат, 1983. – 288 с.

Руководство по краткосрочным прогнозам погоды. Часть I. – Л.: Гидрометеоздат, 1986. – 702 с.

Шакина Н.П. Динамика атмосферных фронтов и циклонов. – Л.: Гидрометеоздат, 1985. – 263 с.