

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

І. Г. СЕМЕНОВА

***ЦИКЛОНИ І АНТИЦИКЛОНИ
ПОМІРНИХ ШИРОТ***

**Конспект лекцій
з дисципліни „Синоптична метеорологія”**

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

І. Г. СЕМЕНОВА

ЦИКЛОНИ І АНТИЦИКЛОНИ ПОМІРНИХ ШИРОТ
(конспект лекцій з дисципліни „Синоптична метеорологія”)

Одеса
„Екологія”
2009

ББК 26.23
С 30
УДК 551.515

Друкується за рішенням Вченої ради Одеського державного екологічного університету (протокол № ____ від _____.2009 р.).

Семенова І.Г.

Циклони і антициклони помірних широт: конспект лекцій з дисципліни „Синоптична метеорологія”. – Одеса: Екологія, 2009. – 77 с.

В конспекті лекцій викладаються основні відомості з теорії виникнення, переміщення та еволюції циклонів і антициклонів помірних широт. Також розглянуті питання щодо складання короткострокового прогнозу синоптичних процесів.

Конспект лекцій призначений для студентів гідрометеорологічних інститутів, університетів, слухачів курсів підвищення кваліфікації, які навчаються за спеціальністю метеорологія.

In the Compendium of lectures the basic information about theory of genesis, movement and evolution of the cyclones and anticyclones in middle latitudes are presented. Short-range synoptic processes forecast methods are described.

The Compendium of lectures is intended for the students of hydrometeorological institutes, universities, for training courses which specialized in meteorology.

© Одеський державний
екологічний університет, 2009

З М І С Т

	Стор.
Передмова	5
1 Загальні відомості, визначення і термінологія	6
2 Короткий огляд теорій виникнення та розвитку циклонів	10
3 Про фізичні механізми в процесах цикло- і антициклогенезу	14
3.1 Вплив дивергенції та адвекції вихору швидкості	14
3.2 Загальні відомості про енергетику циклонів і антициклонів..	18
4 Розвиток фронтального циклону	22
4.1 Стадія хвилі	23
4.2 Стадія молодого циклону	25
4.3 Початок оклюдування. Стадія максимального розвитку циклону	29
4.4 Стадія оклюдованого циклону. Заповнення циклону	30
4.5 Серії циклонів	32
4.6 Регенерація циклонів	34
5 Еволюція фронтальних антициклонів	36
5.1 Загальні відомості про антициклони	36
5.2 Умови виникнення та розвитку антициклонів	37
5.2.1 Стадія виникнення антициклону	38
5.2.2 Стадія молодого антициклону	39
5.2.3 Стадія максимального розвитку антициклону	39
5.2.4 Стадія руйнування антициклону	40
5.3 Регенерація антициклонів	41
5.4 Погода в антициклонах	42
5.5 Інверсії в антициклонах	44
5.6 Фронти в антициклонах	45
6 Стаціонарні циклони та антициклони	47
6.1 Центральні циклони	47
6.2 Стаціонарні та блокуючі антициклони	49
7 Термічні циклони та антициклони	53
8 Прогноз синоптичного положення	55
8.1 Комплексний аналіз фактичного синоптичного положення..	57
8.2 Прогноз географічного положення баричних утворень	58
8.3 Емпіричні правила для оцінки швидкості і напрямку переміщення приземних баричних утворень	63
8.4 Прогноз еволюції баричних утворень	66
8.5 Прогноз виникнення нових баричних утворень	68

	Стор.
8.6 Прогноз переміщення атмосферних фронтів	70
8.7 Прогноз еволюції атмосферних фронтів	73
8.8 Розрахунок тиску в точках поля та побудова прогностичної приземної карти	75
Список рекомендованої літератури	77
Перелік Інтернет-ресурсів	77

ПЕРЕДМОВА

Дисципліна "Синоптична метеорологія" є складовою частиною державного стандарту освіти на рівні спеціаліста і магістра з напрямку підготовки "Гідрометеорологія" за спеціальністю "Метеорологія". Основною задачею синоптичної метеорології є вивчення атмосферних процесів, які формують погодні умови, а також застосування цих знань в аналізі і прогнозі погоди.

Завданням курсу лекцій з дисципліни „Синоптична метеорологія” є формування у студентів системи теоретичних знань щодо діагнозу і прогнозу синоптичних процесів і погодних умов на короткі строки прогнозу.

Конспект лекцій призначений для студентів 4-5 курсів очної та заочної форми навчання і є змістовною частиною курсу „Синоптична метеорологія” в розділі вивчення та прогнозування основних синоптичних об’єктів - циклонів і антициклонів помірних широт.

Конспект лекцій містить стисле викладення тем за розділами згідно типової програми дисципліни. В першому розділі конспекту наведені основні поняття синоптичних об’єктів, що вивчаються, та методи їх дослідження. В другому розділі наданий короткий історичний огляд розвитку наукових знань в області циклогенезу. В третьому розділі розглянуті основні фізичні механізми, які впливають на процеси циклогенезу. Четвертий та п’ятий розділи присвячені розгляданню процесів утворення і еволюції циклонів та антициклонів помірних широт. В шостому та сьомому розділі розглядаються особливості структури і умов утворення стаціонарних синоптичних процесів в атмосфері та місцевих синоптичних циркуляцій, викликаних термічною неоднорідністю підстильної поверхні. Восьмий розділ є завершальним і присвячений вивченню етапів побудови прогнозу синоптичного положення, який є базовим для прогнозу умов погоди.

Наприкінці кожного розділу для більш повного розгляду викладених питань під час самостійної роботи студентів надані посилання на рекомендовану літературу. Додатково в конспекті лекцій представлений перелік Інтернет-ресурсів для самостійного ознайомлення студентів з сучасними видами синоптичної інформації.

1 ЗАГАЛЬНІ ВІДОМОСТІ, ВИЗНАЧЕННЯ І ТЕРМІНОЛОГІЯ

Атмосфера є надзвичайно рухливим середовищем, де постійно формуються і руйнуються вихори різних розмірів. Найбільш крупні атмосферні вихори – *позатропічні циклони і антициклони (або циклони та антициклони помірних широт)*, які за розмірами досягають в діаметрі 2-3 тисяч кілометрів. Горизонтальна протяжність циклонів і антициклонів значно перевищує протяжність по вертикалі, яка в основному обмежена межами тропосфери.

Окрім позатропічних циклонів і антициклонів виділяють ще *тропічні циклони*, які утворюються над океанами переважно між широтами 5-20° північної та південної півкулі, та *субтропічні антициклони*, які виникають над океанами широтній смузі 30-35° обох півкуль. Тропічні циклони мають невеликі розміри (десятки і сотні кілометрів у діаметрі), але мають великі енергетичні ресурси. Субтропічні антициклони виявляються на кліматичних картах як відносно постійні центри підвищеного тиску: в північній півкулі - азорський антициклон – в Атлантиці, гавайський антициклон – у Тихому океані; в південній півкулі – південноатлантичний та південнотихоокеанський антициклони.

Зазвичай, з проходженням циклону пов'язують погоду з опадами і сильними вітрами. З антициклонами зв'язують ясну сонячну погоду без опадів із слабкими вітрами. Але циклони та антициклони помірних широт утворюються з декількох різнорідних повітряних мас, що розрізняються по характеристиках погоди. Тому погодні умови в цих баричних утвореннях будуть розрізнятися залежно від властивостей повітряних мас в передній і тилівій частинах.

В помірних широтах значна кількість циклонів і антициклонів формується в зонах тропосферних фронтів, такі баричні утворення відносять до *фронтальних*. Фронтальні зони тропосфери є місцем найбільших запасів всіх видів енергії атмосфери, які витрачаються на утворення циклонів і антициклонів.

Окрім фронтальних баричних утворень, можуть існувати і *нефронтальні* циклони і антициклони, що формуються в однорідній повітряній масі під впливом прогрівання або охолодження підстильної поверхні конкретного району. Вони мають назву *термічних* або *місцевих* циклонів і антициклонів. Як правило, це неглибокі утворення з малими баричними градієнтами, тривалість існування яких не перевищувати доби.

Під впливом місцевих неоднорідностей підстильної поверхні та в умовах складної орографії, на навітряному боці гірської перешкоди виникають *орографічні* антициклони, на підвітряному – *орографічні* циклони. Вони зазвичай, малорухомі та прив'язані до локального регіону. За сприятливих циркуляційних умов термічні та орографічні циклони і антицик-

лони можуть перетворитися на фронтальні баричні утворення і почати рухатися.

На картах погоди можна знайти *одноцентрові і багатоцентрові* циклони і антициклони. Баричні утворення, що мають у центрі одну точку з екстремальним тиском, називають одноцентровими. У випадку декількох циклонічних центрів з відносно низьким (високим) тиском, об'єднаних замкнутою ізобарою (ізогипсою), застосовують термін „багатоцентровий” („двоцентрова депресія”, „трицентрова депресія”).

Два циклони приблизно однакової глибини, що об'єднані спільними ізобарами, називають *зв'язаними*. Якщо один з центрів має менший розмір і тиск в його центрі вище порівняно з іншим, то такий циклон називається *вторинним* або *частковим*, а зв'язаний з ним циклон є *основним*.

Якщо в гребні антициклона виникає невеличкий антициклон з тиском, меншим ніж у центрі основного антициклону, його називають *вторинним* антициклоном або *відрогом*.

Як для циклонів, так і антициклонів, допускається використання термінів „баричне утворення”, „розмите баричне утворення”, „старий”, „молодий”, „активізується”, „слабшає”, а також „мінімум” або „баричний мінімум” – для циклонічного поля, „максимум” або „баричний максимум” – для антициклонічного поля.

При характеристиці інтенсивності циклону використовують терміни: „глибокий циклон” – вихор з декількома замкнутими ізобарами і низьким тиском в центрі; „неглибокий циклон” – якщо тиск в центрі на 5-10 гПа нижче, ніж на периферії; „циклон, що заповнюється” – при підвищенні тиску в центрі; „циклон, що поглиблюється” – при зниженні тиску в центрі.

При характеристиці інтенсивності антициклону використовують наступні терміни: „потужний антициклон”, „слабкий антициклон”; в разі зростання тиску в центрі антициклону – антициклон „посилюється”; в разі зниження тиску в центрі – антициклон „руйнується”, „слабшає”.

Під *циклогенезом* розуміють умови термобаричного поля тропосфери, які є сприятливими для виникнення та розвитку циклонів; під *антициклогенезом* розуміють відповідні умови термобаричного поля тропосфери, які сприяють виникненню та розвитку антициклонів.

Під *циклонічною діяльністю* розуміють процеси виникнення, еволюції та переміщення циклонів та антициклонів в атмосфері. Циклони і антициклони помірних широт, що чергуються один з одним, постійно виникають, переміщуються і руйнуються, являють собою одну з форм загальної циркуляції атмосфери. В північній півкулі на щоденних приземних картах погоди одночасно спостерігається одночасно до 15-20 циклонів та 7-10 антициклонів.

Баричні утворення зміщуються відповідно до основного перенесення повітряних мас із заходу на схід, але при цьому їх траєкторії можуть мати свої особливості. В цілому, для циклонів переважають траєкторії, спрямо-

вані з південного заходу на північний схід, для антициклонів – з північного заходу на південний схід.

Додатково при характеристиці траєкторій вживають назву географічного району або частини світу, звідки зміщується баричне утворення: південний циклон – циклон, що зміщується з півдня, західний – зміщується із заходу; „*пiрнаючий*” циклон - переміщення з півночі або північного заходу на південь або південний схід. Для антициклонів термін „*полярний*” означає переміщення з північного заходу, „*ультраполярний*” – з північного сходу або сходу.

Напрямок переміщення визначає *передню* та *тилову* частини циклону (антициклону) відносно його центру. Частина циклону (антициклону), яка лежить відносно центра баричного утворення попереду основного потоку, є передньою, частина, яка лежить відносно центру позаду основного потоку, є тиловою.

У деяких районах баричні утворення можуть стати малорухомими і існувати тривалий час, в такому разі використовують терміни - „*стаціонарний*” циклон (антициклон), „*стаціонування*” циклону (антициклону).

Поширені, глибокі малорухливі циклони, що тривало існують в одному й тому ж районі, називають *центральними*.

Взагалі, прийнято вважати циклони і антициклони, що переміщуються зі швидкістю менше за $5 \text{ км}\cdot\text{год}^{-1}$, стаціонарними, зі швидкістю $5\text{-}10 \text{ км}\cdot\text{год}^{-1}$ - малорухомими, зі швидкістю більше за $10 \text{ км}\cdot\text{год}^{-1}$ - рухомими.

За вертикальною протяжністю та положенням в атмосфері, розрізняють приземні, низькі, середні, високі, а також верхні і стратосферні циклони і антициклони.

Приземні циклони і антициклони простежуються лише на приземній карті погоди.

Низькі баричні утворення мають замкнуті ізобари на рівні Землі і поверхні АТ-850, і відсутні на вище розташованих рівнях.

Середні баричні утворення простежуються в нижній і середній тропосфері (від Землі до АТ-700). При цьому на АТ-500 спостерігаються розімкнені ізогипси, які утворюють разі циклону гребінь над східною частиною приземного центру і улоговину над західною, в разі антициклону – гребінь над західною частиною і улоговину над східною.

Високі циклони і антициклони простежуються у всій товщі тропосфери, до рівня поверхні АТ-300 і вище.

Окрім цього, виділяють *верхні* баричні утворення – коли вони простежуються на висотах і відсутні в нижніх шарах атмосфери.

Стратосферні циклони і антициклони - це високі баричні утворення, які протягуються в стратосферу, або самостійно утворилися там.

При аналізі баричних утворень як вихрових об'єктів вводять поняття про вісі. Розрізняють горизонтальні осі симетрії, вертикальні осі обертання, висотні осі.

Горизонтальні осі (мала і велика) використовують для характеристики горизонтальних розмірів баричного утворення, якщо його ізобари (ізогипси) мають еліптичну форму. При кругових ізобарах або ізогипсах говорять про радіус або діаметр циклону (антициклону).

Вертикальну вісь обертання проводять на кожному рівні (АТ-850, АТ-700, АТ-500 і далі) через центр баричного утворення. Позатропічні циклони і антициклони не мають єдиної для всіх рівнів осі обертання, на відміну від смерчів і торнадо.

Висотна вісь – лінія, що сполучає приземний центр баричного утворення з його центрами на висотних картах. Висотна вісь може бути криволінійною. Кут нахилу вісі до горизонту дуже гострий, він дорівнює десятками хвилин і в області молодих і рухомих баричних утворень складає не більше 30'. В високих, старих, малорухливих баричних утвореннях нахил осі невеликий, кут нахилу перевищує 1°, і вісь вважається квазівертикальною.

Оскільки тиск в теплій і холодній повітряних масах змінюється з висотою по-різному, крім того, по-різному виявляється зв'язок змін тиску і температури в нижній тропосфері і на вищих її рівнях, нахил висотної вісі буде залежати від наявності температурної асиметрії в циклонах та антициклонах. Висотна вісь циклону нахилена у бік найбільш холодної повітряної маси (зазвичай на північний захід, куди зміщений центр циклону на верхніх рівнях), а вісь антициклону – у бік найбільш теплої повітряної маси (зазвичай на південний захід). В процесі розвитку циклон стає високим і холодним баричним утворенням, антициклон – високим і теплим.

Циклони та антициклони помірних широт мають певний життєвий цикл, в якому виділяють декілька стадій розвитку:

1. Початкова стадія (стадія виникнення).
2. Стадія молодого циклону (антициклону).
3. Стадія максимального розвитку.
4. Стадія заповнення циклону (антициклону).

Кожна зі стадій характеризується певною структурою термобаричного поля атмосфери та погодними умовами в області атмосферного вихору. Циклон (антициклон), який виникнув, може пройти усі стадії розвитку за наявності сприятливих умов в атмосфері, але також спостерігаються випадки зникнення збудження вже на перших стадіях розвитку. Детальніше про стадії розвитку циклонів та антициклонів буде викладено далі.

2 КОРОТКИЙ ОГЛЯД ТЕОРІЙ ВИНИКНЕННЯ ТА РОЗВИТКУ ЦИКЛОНІВ

Перші уявлення про атмосферні вихори – циклони і антициклони – сформувались в середині ХІХ століття, коли було відмічено, що позатропічні атмосферні вихори грають важливу роль в зміні погоди на великих територіях.

Моделі утворення та розвитку баричних утворень вперше були запропоновані англійськими моряками та дослідниками в період 1820-1865 рр. (Л. Говард, Г. Джинмен), коли ще не склалися щоденні синоптичні карти, і ґрунтувалися на багаторічному досвіді вивчення хмарності та вітрів в циклонах. У 1863 р. англійським дослідником, адміралом Фіц-Роєм, першим керівником лондонської метеорологічної служби, була запропонована модель позатропічного циклону. Фіц-Рой виявив, що циклон зазвичай складається з двох повітряних мас з різними температурами, вологовмістом і вітрами, та передбачив, що утворення циклону відбувається на межі двох різних повітряних потоків. Також Фіц-Рой відмітив, що позатропічний циклон рідко з'являється один – зазвичай це є серія з 2-3 циклонів, причому, кожен з них рухається в кільватері іншого. Тенденція циклонів з'являтися серіями, була через 60 років знов відкрита Б'єркнесом і Сульбергом (1922 р.).

Однією з перших теорій, яка відображувала модель циклону, була так звана „**конвекційна гіпотеза**”, розроблена Еспі (1841 р.). Циклони розглядались як теплові машини, які діють завдяки висхідним стовпам теплого повітря в їх центральних частинах; джерелом тепла передбачалось визволення прихованого тепла конденсації.

Конвекційна теорія циклонів не могла пояснити виникнення потужних зимових циклонів над холодною поверхнею суші і антициклонів над теплими океанами. В теорії ніяк не враховувався обертовий рух повітря в циклоні.

При розгляді загального характеру макропроцесів з'ясувалося, що аномалії температури підстильної поверхні обумовлюють тенденцію до збереження, посилення і стабілізації баричних систем певного знаку. Але ці положення можна лише в загальному вигляді віднести до виникнення окремих збурень, наприклад, місцевих (термічних) циклонів і антициклонів, розвиток яких дійсно пояснюється термічними причинами.

У 80-х роках ХІХ століття П.І. Броуновим була запропонована **механічна теорія** циклонів. Згідно цієї теорії, висхідні рухи в циклонах виникають не там, де підстильна поверхня нагріта, а всюди, де є значні горизонтальні градієнти температури і адвекція тепла. Повітря, що піднімається, переноситься загальним потоком в атмосфері і розтікається в горизонтальному напрямі. В районі висхідних рухів створюються умови, при яких маса повітря зменшується, і відбувається зниження тиску. В область зни-

женого тиску, яка виникає, з усіх боків втікає повітря і під впливом відхиляючої сили обертання Землі, виникає вихровий рух повітря проти годинникової стрілки. Антициклони утворюються в результаті низхідних рухів повітря і створення його надлишку, що призводить до підвищення тиску в даному районі і виникнення вихрового руху за годинниковою стрілкою.

Вперше модель циклону, що відображує тривимірну структуру фронтального циклону, була представлена англійським вченим В. Лі у 1878 р. За схемою Лі, в передній частині циклону знаходилась послідовність хмар висхідного ковзання, що закінчується „дощовими” хмарами (які тепер носять назву шарувато-дощових) і обложним дощем. „Лінія шквалу”, що відокремлює передню частину циклону від тилової, відповідала холодному фронту. Головним недоліком моделі Лі є те, що в ній відсутня концепція фронту, а також не враховується процес розвитку циклону. Модель Лі була передвісником тривимірної моделі потоку в розвиненому циклоні Пальмена Е. (1931 р.).

На протязі наступних 50-ти років найбільш популярною моделлю циклону в центральній Європі була модель, опублікована німецьким метеорологом Ю. Ганном. Це був один з варіантів „динамічних” гіпотез, згідно з якими, циклони і антициклони якимось чином виникають як вихори в загальному західному переносі помірних широт і отримують свою енергію від основного потоку.

У 1917-1918 рр. норвезькі вчені Я. Б'єркнес і Г. Сульберг запропонували тривимірну модель молодого циклону і відкрили теплий фронт, який на протязі майже 60 років вислизав від уваги метеорологів. Відкриття Б'єркнесом в 1919 р. процесу оклюзії дозволило зрозуміти життєвий цикл циклону і моделювати процес його еволюції. Б'єркнес знайшов, що холодне повітря утворює клин під теплим повітрям і нахил поверхні розділу складає близько 1:100. Термін „фронтальна поверхня” і класифікація фронтів були введені в роботі Б'єркнеса і Сульберга (1922 р.) і пізніше розвинені в роботах Т. Бержерона (1928-1937 рр.).

У подальші роки, коли стали доступні аерологічні спостереження, з'явилися деякі розширення моделі і її деталей в роботах В. Б'єркнеса, Т. Бержерона, Е. Пальмена. Розроблена модель циклону дала можливість сформулювати загальне положення **теорії полярного фронту**, а саме: позатропічні циклони формуються на фронтальній поверхні, де основні контрасти температури між суміжними повітряними масами концентруються в вузькому перехідному шарі, який, в масштабі синоптичної карти, являє собою поверхню розриву температури або густини.

Успіхи моделювання процесу циклогенезу одночасно дали поштовх до розробки методик прогнозу погоди. Фундаментальний принцип, який був сформульований Б'єркнесом та Річардсоном (1922 р.), полягав у тому, що якщо б вдалось повністю описати стан атмосфери в початковий момент

часу, було б можливо скласти прогноз її майбутнього стану шляхом використання основних законів гідро- і термодинаміки.

Подальші дослідження вертикальної структури циклонів призвело до розвитку напрямку досліджень загальних причин циклогенезу та теорій, які пояснювали причини падіння тиску у поверхні Землі. З найбільш популярних в 30-ті роки ХХ століття була **дивергентна теорія**, яка пояснювала фізичну природу зміни тиску у поверхні Землі завдяки зв'язку з процесами в верхніх шарах тропосфери. В основу теорії покладений практичний досвід, який накопичився метеорологами у роки активного впровадження методу фронтологічного аналізу. Так, радянськими метеорологами С.І. Троїцьким і В.М. Міхелем (1930-1932 рр.) було встановлено, що антициклони посилюються, якщо над приземним центром вітри в середній тропосфері конвергують (збігаються), і, навпаки, антициклони слабшають, якщо вітри над їх приземним центром в середній тропосфері розходяться (дивергують).

Таким чином, при конвергенції течій в середній тропосфері над приземним антициклоном швидкості вітру посилюються, що призводить до накопичення повітря і збільшення атмосферного тиску, тобто посилення антициклону. При дивергенції течій в середній тропосфері швидкості вітру слабшають, відбувається відтік повітря, і тиск знижується – антициклон руйнується.

У 1934 р. Р. Шерхаг в Германії опублікував роботу «Теорія високого і низького тиску», в якій зробив спробу довести, що зміна тиску в приземному шарі повітря визначається структурою поля тиску на висотах (у середній тропосфері). Аналізуючи карти баричної топографії автор дійшов до висновку, що під ізогипсами, що розходяться, тиск у поверхні Землі знижується, а під тими, що сходяться – підвищується.

Загальна природа поля висотної дивергенції була описана Я. Б'єркнесом (1937 р.) за допомогою „рівняння тенденції”.

На практиці дивергентна теорія виявилася корисною, але вона не враховувала складного комплексу чинників, що беруть участь в процесах цикло- і антициклогенезу.

Дослідження циклонічної діяльності та загальної циркуляції атмосфери дозволив норвезьким вченим на чолі з К. Россбі сформулювати теорію висотних хвиль (1939 р.), яка відіграла значну роль в майбутньому розвитку метеорології. **Хвильова теорія** пояснює первинне зниження тиску і утворення циклонічного збурення, але не містить повного пояснення розвитку циклону. У подальші роки питанню про хвилі на фронтах було присвячено багато досліджень (Н.Е. Кочин, Е. Пальмен, Я. Б'єркнес, Т. Берджерон і ін.), проте основна проблема виникнення і розвитку циклонів не була вирішена.

Наступним кроком в дослідженні фізичних причин циклогенезу стала **адвективно-динамічна теорія** циклонів і антициклонів, яка була роз-

роблена у 1939-1943 рр. в Центральному інституті погоди (Росія) Х.П. Погосьяном і Н.Л. Таборовським. Згідно з адвективно-динамічною теорією, зміна тиску в даному районі обумовлена горизонтальним перенесенням (адвекцією) холодного або теплого повітря і динамічними чинниками (перерозподілом мас повітря за рахунок відхилення дійсного вітру від градієнтного).

Адвективне зближення холодних і теплих повітряних мас викликає збільшення горизонтальних градієнтів температури у фронтальній зоні. Відбувається збільшуються горизонтальні градієнти тиску і швидкості повітряних течій. Одночасно враховується і поле вітру в різних частинах висотної фронтальної зони. У районі входу фронтальної зони (конвергенція ізогипс) швидкості повітряних течій збільшуються, в районі дельти (дивергенція ізогипс) – зменшуються. Тобто, у районі входу, таким чином, відбувається накопичення мас повітря і, отже, динамічне зростання тиску, в районі дельти – убування повітряних мас і динамічне падіння тиску. В районах дивергенції і конвергенції вітер відхиляється від градієнтного, і процеси стають нестационарними. Внаслідок накопичення повітряних мас під областю входу фронтальної зони тиск підвищується і в приземному шарі виникає антициклон, а під областю дельти тиск знижується і виникає циклон.

Подальший розвиток циклонів і антициклонів залежить головним чином від продовження або припинення адвекції холоду і тепла. Якщо адвекція продовжується, продовжується і зростання горизонтальних контрастів температури і швидкостей вітру у фронтальній зоні, а отже, і динамічна зміна тиску. Навпаки, якщо адвекція припиняється, контрасти температури зменшуються, нестационарність і динамічні зміни слабшають, циклон або антициклон припиняє свій розвиток.

Адвективно-динамічна теорія циклонів і антициклонів враховує лише головні чинники, що беруть участь в зміні тиску і виникненні і розвитку атмосферних вихорів. З неврахованих чинників слід відзначити адіабатичні зміни температури, які обумовлені вертикальними рухами повітря.

Надалі Н.Л. Таборовський розвинув теоретичне обґрунтування адвективно-динамічної теорії, застосовуючи **гідродинамічну теорію** зміни тиску, розроблену І.А. Кібелем в 1940 р. Метод Кібеля згодом був вдосконалений теорією, заснованою на рівнянні тенденції вихру швидкості.

Рекомендована література: [1, 2].

3 ПРО ФІЗИЧНІ МЕХАНІЗМИ В ПРОЦЕСАХ ЦИКЛО- І АНТИЦИКЛОГЕНЕЗУ

3.1 Вплив дивергенції та адвекції вихору швидкості

Більшість побудованих теорій циклогенезу різного часу, як розглянуто вище, мало на меті знайти причини, які призводять до зміни тиску у поверхні Землі, і згодом, до розвитку циклонів та антициклонів. Підходячи до цієї проблеми, слід враховувати наступні фактори, які були відмічені багатьма авторами.

- Тиск в кожній точці земної поверхні відображує вагу стовпа вище розташованого повітря. Для того, щоб тиск почав падати, необхідно видалити деяку кількість повітря з повітряного стовпа у горизонтальному напрямку.
- Горизонтальний відтік повітря буде створювати антициклонічну циркуляцію в результаті впливу сили Коріоліса на частки повітря, що відтікають, тобто формується область дивергенції повітря.
- Завдяки цьому процесу, в нижче розташованих шарах атмосфери має бути горизонтальна конвергенція повітря, яка створюватиме циклонічну циркуляцію.

Узагальнюючи ці три моменти, сформулюємо, що для того, щоб тиск у поверхні Землі падав, на верхніх рівнях повинна мати місце горизонтальна дивергенція, яка виносить більше повітря з атмосферного стовпа, ніж його поступає в нижніх шарах внаслідок горизонтальної конвергенції.

Фізичні причини зміни тиску у часі описуються *рівнянням тенденції*, яке вказує зміну тиску на рівні z :

$$\frac{\partial p_z}{\partial t} = -g \int_z^{\infty} \rho \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) dz - g \int_z^{\infty} \rho \left(u \frac{\partial \rho}{\partial x} + v \frac{\partial \rho}{\partial y} \right) dz + g \rho_z w_z, \quad (3.1)$$

де $\frac{\partial p_z}{\partial t}$ - барична тенденція на рівні z ;

ρ - густина;

$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} = \text{div}_s \vec{V} = D_s$ - горизонтальна (пласка) дивергенція;

$u \frac{\partial \rho}{\partial x} + v \frac{\partial \rho}{\partial y}$ - адвекція густини;

$\vec{V}(u, v, w)$ - вектор швидкості вітру.

Аналіз рівняння (3.1) дозволяє зробити такі висновки.

1) З аналізу першого доданку в правій частині витікає, що тиск на рівні z буде падати, якщо вище цього рівня відмічається інтегральна дивер-

генція швидкості вітру ($div_s \vec{V} > 0$). Тиск на рівні z буде рости, якщо вище цього рівня відмічається інтегральна конвергенція швидкості вітру ($div_s \vec{V} < 0$).

2) З аналізу другого доданку в правій частині витікає, що тиск на рівні z буде падати, якщо вище цього рівня відмічається адвекція менш щільного (або більш теплого) повітря тиск буде зростати при адвекції більш щільного (або більш холодного) повітря.

3) З аналізу третього доданку в правій частині витікає, що при вертикальному переносі повітря уверх ($w_z > 0$) через рівень z тиск на цьому рівні буде зростати, при переносі повітря донизу ($w_z < 0$) через рівень z – падати, так як такий процес призводить до зміни ваги стовпа повітря.

Якщо розглядати процес зміни тиску на поверхні Землі ($z=0$), рівняння (3.1) набуде вигляду:

$$\frac{\partial p_0}{\partial t} = -g \int_0^{\infty} \rho \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) dz - g \int_0^{\infty} \rho \left(u \frac{\partial \rho}{\partial x} + v \frac{\partial \rho}{\partial y} \right) dz, \quad (3.2)$$

де $\frac{\partial p_0}{\partial t}$ - барична тенденція на рівні Землі.

Згідно з (3.2), зміна тиску на станції на рівні Землі визначається інтегральними значеннями дивергенції швидкості і адвекції густини в усій товщі атмосфери. Але, в реальній атмосфері в різних шарах знаки дивергенції швидкості і характер адвекції можуть бути різними. Тому внесок одних шарів атмосфери в зміну приземного тиску може співпадати з інтегральним ефектом, а для інших шарів – бути протилежним.

Загалом, в рухомому, молодому циклоні тиск звичайно падає попереду центра збурення і зростає позаду нього. В передній частині падіння тиску у поверхні Землі в значній мірі визначається адвекцією теплого повітря попереду теплого фронту. Всередині теплого сектора, де термічна адвекція грає меншу роль, знак баричної тенденції $\frac{\partial p_0}{\partial t}$ визначається головним чином дивергентним фактором. Падіння тиску в теплому секторі вказує на поглиблення циклону, причому зниження тиску можливе у тому разі, якщо висотна дивергенція в передній частині висотної улоговини переважає над приземною конвергенцією. За холодним фронтом зростання тиску у поверхні Землі в значній мірі визначається адвекцією холоду.

Дані експериментальних спостережень в областях рухомих циклонів та антициклонів дозволили скласти картину тривимірних полів рухів, яка ілюструє теоретичний підхід до описання фізичного механізму циклогенезу. Вертикальні рухи мають максимальну інтенсивність в середній тропосфері і слабшають з висотою. Висхідний рух звичайно пов'язаний областя-

ми падіння тиску на всіх рівнях; низхідний рух – із зростанням тиску. Максимум висотної дивергенції та конвергенції спостерігається поблизу рівня тропопаузи, приблизно посередині між улоговинами та гребнями (рис. 3.1).

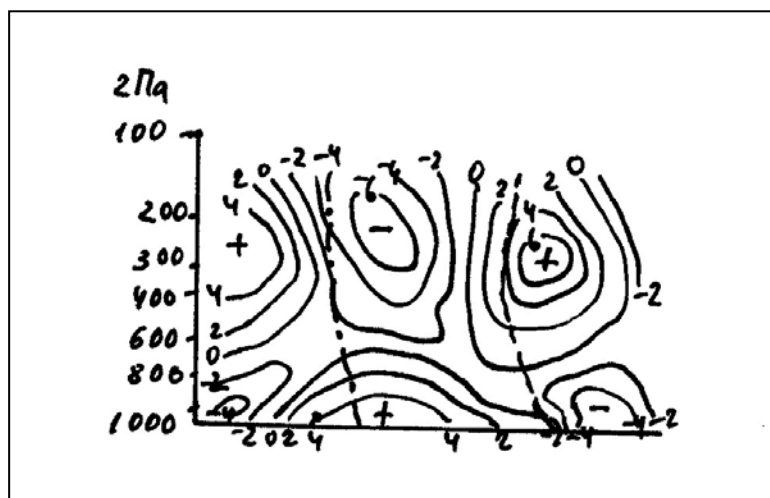


Рисунок 3.1 – Просторовий розподіл дивергенції D_s (10^{-6} c^{-1}) відносно осі улоговини (----) та гребня (-·-·-) [3]

В нижній тропосфері найбільша дивергенція маси спостерігається в приземному шарі; при цьому конвергенція досягає максимуму декілька попереду приземних циклонів, а дивергенція – декілька попереду приземних антициклонів. Тобто, в середньому, має місце майже повна компенсація дивергенції маси різного знаку в нижній тропосфері та верхніх шарах. Бездивергентні поверхні (або квазібездивергентні) не є горизонтальними, але, в цілому, дивергенція близька до нуля в середній тропосфері біля рівня 600 гПа.

Розвиток циклону буде відбуватися при наявності над циклоном області висотної дивергенції, яка звичайно спостерігається зі східного боку улоговини в верхній тропосфері. Інтенсивність дивергенції залежить, головним чином, від довжини і амплітуди висотних хвиль, а також від швидкості вітру на висотах.

Наглядний зв'язок між інтенсивністю вихроутворення та дивергенцією дає рівняння вихору швидкості у спрощеній формі:

$$\frac{d\Omega_a}{dt} = -\Omega_a \text{div}_s \vec{V}, \quad (3.3)$$

де $\Omega_a = \ell + \Omega$ - абсолютний вихор швидкості;

ℓ - параметр Коріолісу;

$\Omega = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}$ - вертикальна складова відносного вихору швидкості.

Оцінки, зроблені за допомогою рівняння (3.3), показують, що в разі помірного розвитку циклону, при якому він посилюється за дві доби удвічі, конвергенція буде складати $1...3 \cdot 10^{-5} \text{ с}^{-1}$, приблизно такою ж повинна бути дивергенція в верхніх шарах тропосфери [3].

Аналіз багатьох випадків розвитку циклонів показав, що тривимірна структура термобаричного поля і поля завихореності має деякі особливості, що впливають на подальший розвиток циклону. Розвиток циклону буде відбуватися в тому випадку, якщо область висотної додатної адвекції завихореності (звичайно, на рівні 300 гПа) накладається на нижню фронтальну (бароклинну) зону, вздовж якої термічна адвекція безперервна [4]. Швидкість розвитку циклону при цьому добре узгоджується з інтенсивністю адвекції завихореності. Якщо в повному рівнянні вихору швидкості обмежитися адвективним та дивергентним членами, та знехтувати локальними змінами вихору ($\frac{\partial \Omega}{\partial t}$), отримаємо:

$$-\left(u \frac{\partial \Omega}{\partial x} + v \frac{\partial \Omega}{\partial y}\right) \cong -\Omega_a \operatorname{div}_s \vec{V},$$

або

$$A_{\Omega} \cong \Omega_a \operatorname{div}_s \vec{V}. \quad (3.4)$$

Тобто, в тих районах фронтальних зон, де спостерігається інтенсивна додатна адвекція вихору швидкості, має місце дивергенція швидкості вітру.

Процес розвитку циклону і вплив адвекції вихору швидкості наданий на рис. 3.2. По мірі наближення висотної холодної улоговини і розповсюдження області додатної адвекції завихореності в верхніх шарах (з одночасною дивергенцією) на область нижньої фронтальної зони, порушується рівновага в полі вітру, що призводить до виникнення конвергенції на нижніх рівнях.

Узагальнюючи всі моменти стосовно зв'язку поля дивергенції, вихору швидкості та температури, можна отримати комплексну картину повітряних течій в фронтальних циклонах. Згідно характеру розподілу дивергенції в крупномасштабних хвилях, в області висотної улоговини тепле повітря підіймається, як правило, в її східній частині, при цьому при переміщенні в напрямку полюса траєкторії часток набувають антициклонічної кривизни (рис. 3.3). В межах теплового сектору циклону повітря зазнає висотної дивергенції та конвергує в нижніх шарах. В зв'язку з цим повітря набуває циклонічної завихореності в нижніх шарах і антициклонічної – в верхніх.

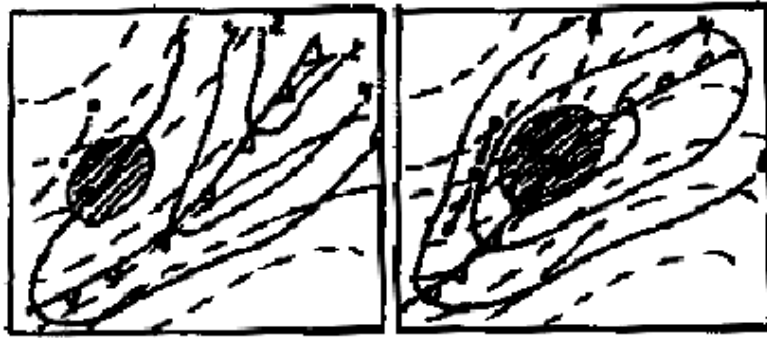


Рисунок 3.2 – Стадії розвитку циклону (заштрихована зона – область додатної адвекції завихореності) [4]

В західній частині висотної улоговини холодне повітря опускається, його потужність по вертикалі в нижніх шарах зменшується за рахунок дивергенції. В центральній частині приземного циклону в холодному повітрі спостерігається висотна дивергенція, на нижніх рівнях в теплому повітрі переважає конвергенція і його потужність по вертикалі збільшується. Тобто, по мірі розвитку циклону є тенденція до утворення глибокої улоговини або циклонічного вихору в холодному повітрі в верхніх шарах і формування інтенсивного висотного гребня в теплому повітрі на схід від висотної улоговини.

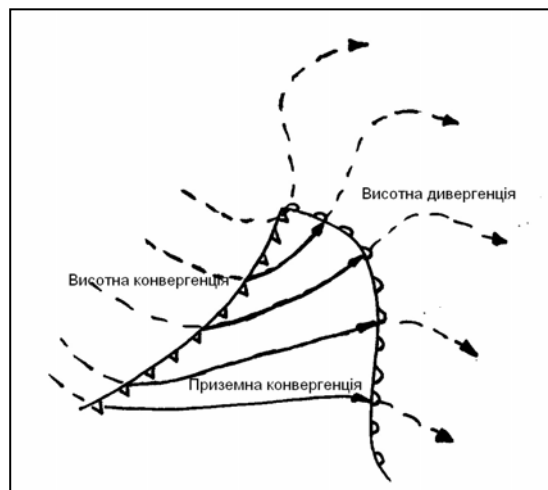


Рисунок 3.3 – Розподіл дивергенції в хвильовому циклоні [3]

3.2 Загальні відомості про енергетику циклонів і антициклонів

Найбільш істотну роль в атмосферних процесах грають: кінетична (K), потенціальна (Φ) і внутрішня (E_e) енергії. Математичні вирази для трьох видів питомої енергії мають вигляд:

$$K = \frac{u^2 + v^2}{2}; \quad \Phi = gH; \quad E_e = c_v T \quad (3.5)$$

Зміна повної енергії ($\Pi=K+\Phi+E_e$) в замкнутій системі може відбуватися лише за рахунок перенесення внутрішньої енергії, яке здійснюється завдяки процесам випромінювання або теплопровідності. Якщо такою системою є атмосфера, то її нагрівання за рахунок сонячної радіації, що приходить, практично компенсується вихолодженням за рахунок випромінюваної довгохвильової радіації. Цей процес в атмосфері відбувається за допомогою перетворення кінетичної енергії, яка є єдиним джерелом (стоком) внутрішньої. Рухи повітря, паралельні напрямку дії сили тяжіння (тобто по вертикалі), призводять до перетворення потенційної енергії на кінетичну, і навпаки. Рухи атмосфери в горизонтальній площині, обумовлені дією сили баричного градієнта, призводять до перетворення внутрішньої енергії на кінетичну або кінетичної у внутрішню. Ці процеси є адіабатично і термодинамічно зворотними, проте вони не протікають з однаковою інтенсивністю в будь-якому напрямі, тому за великий проміжок часу кінетичної енергії виробляється така ж кількість, яке дисипує за рахунок тертя.

Під впливом припливу сонячної радіації утворюється повна потенціальна (або лабільна) енергія ($\Phi+E_b$). Проте, лише мала її частина витрачається на утворення кінетичної енергії атмосферних рухів. А. Лоренцом [3] було введено поняття доступної потенціальної енергії A , під якою розуміється та частина лабільної енергії, яка здатна перетвориться на кінетичну за допомогою адіабатичних перетворень:

$$A = \frac{1}{2S} \int_p^{p_0} \int_S \frac{T'^2}{\bar{T}(\gamma_a - \bar{\gamma})} dp dS, \quad (3.6)$$

де T' - відхилення температури від середньої температури \bar{T} в області S ;

$\bar{\gamma}$ - середній по області S вертикальний градієнт температури.

Згідно з оцінками, доступна потенціальна енергія (ДПЕ) атмосферного стовпа повітря одиничного перетину дорівнює $\sim 5,5 \cdot 10^5$ Дж·м², а лабільна енергія $\sim 2,42 \cdot 10^9$ Дж·м², тобто на ДПЕ припадає 0,2% лабільної енергії. Значення кінетичної енергії, що утворюється із запасів ДПЕ, складає всього $1,5 \cdot 10^5$ Дж·м² (тобто близько 25% ДПЕ) і приблизно 0.06% від повної потенційної енергії.

В об'єктах синоптичного масштабу, які є невід'ємними ланками загальної циркуляції атмосфери, відбуваються значні перетворення всіх видів енергії. Генерація кінетичної енергії в одному позатропічному циклоні ти-

пового масштабу складає $\sim 18 \cdot 10^{10}$ кВт, звідки витікає, що досить лише 4-5 циклонів середнього масштабу і інтенсивності, що розвиваються, аби забезпечити всю кінетичну енергію, що генерується в позатропічній частині північної півкулі. При цьому необхідно відмітити, що тропосферні циклонічні і антициклонічні вихори, яким властиві поля значних висхідних і низхідних вертикальних рухів, є також тропосферними стоками і джерелами кінетичної енергії атмосфери.

У позатропічних збурення досить важливу роль відіграє неадіабатичне джерело тепла - вивільнення прихованого тепла конденсації Lq . Виділення прихованого тепла конденсації є додатковим джерелом тепла, головним чином, в теплій повітряній масі в позатропічних циклонах, тобто дає позитивний внесок в збільшення ДПЕ.

Розглянемо основні енергетичні перетворення в синоптичних об'єктах на прикладі рівняння балансу питомої кінетичної енергії в ізобаричній системі координат:

$$\frac{\partial K}{\partial t} = -\nabla \vec{V} K - \frac{\partial}{\partial p} \tau K - \vec{V} \nabla \Phi + D. \quad (3.7)$$

З рівняння (9.3) виходить, що зміна кінетичної енергії в будь-якій точці простору визначається наступними чинниками: адвекцією (перенесенням в горизонтальній площині за рахунок вітру) кінетичної енергії, вертикальним перенесенням кінетичної енергії (за рахунок вертикальних рухів), генерацією кінетичної енергії з запасів потенційної енергії, і дисипацією кінетичної енергії (за рахунок переходу в тепло в результаті тертя, переходу кінетичної енергії від процесів підсиноптичного масштабу).

Локальна зміна кінетичної енергії за рахунок тривимірної дивергенції визначається наступним чином:

$$\left(\frac{\partial K}{\partial t} \right)_{div} = -\nabla \vec{V} K - \frac{\partial}{\partial p} \tau K \equiv -div \vec{c} K, \quad (3.8)$$

де $\vec{c} = \vec{i}u + \vec{j}v + \vec{k}\tau$, тоді $c_n(u_n, v_n, \tau_n)$ – складові швидкості вітру вздовж зовнішньої нормалі \mathbf{n} до поверхні S .

Згідно (3.8), кінетична енергія збільшується в разі припливу ($c_n < 0$) через поверхню S повітряної маси в розглядаємий об'єм з навколишнього середовища, і навпаки, зменшується при витоку повітря ($c_n > 0$) з об'єму. У випадку замкненої системи ($c_n = 0$) кінетична енергія за рахунок дивергентного фактору не змінюється.

Генерація (або виникнення) кінетичної енергії за рахунок її переходу з потенціальної описується наступним виразом:

$$\left(\frac{\partial K}{\partial t}\right)_{ген} = -\vec{V}\nabla\Phi = -div(\vec{V}\Phi) + \Phi div\vec{V}. \quad (3.9)$$

Перший член в правій частині (3.9) описує взаємообмін даного об'єму з довкіллям. При припливі повітря в об'єм потенціальна енергія переходить в кінетичну, при витoku кінетична енергія в об'ємі зменшується за рахунок переходу її в потенціальну.

Другий член в (3.9) повністю визначається знаком дивергенції. Так, при розбіжності повітряного потоку ($div\vec{V} > 0$) кінетична енергія зростає, при збіжності ($div\vec{V} < 0$) - убуває. Перший випадок характерний для дельти планетарної висотної фронтальної зони (ПВФЗ), а другий - для входу ПВФЗ.

В атмосферних вихорах синоптичного масштабу в нижніх шарах тропосфери для циклонів характерна наявність конвергенції повітряних потоків, у верхніх - їх розбіжність (дивергенція). Тому в областях зниженого тиску (циклони і улоговини) виток кінетичної енергії повинен спостерігатися в нижній тропосфері, а приплив - у верхніх шарах. Для антициклоніальних полів ситуація протилежна – кінетична енергія генерується в нижніх шарах, а зменшується у верхніх.

Крім того, кінетична енергія генерується, якщо повітря, що піднімається ($\tau < 0$), тепліше, ніж довколишні області, що є характерним для молодих циклонів, які розвиваються. Також кінетична енергія генеруватиметься в системі холодного повітря, яке опускається ($\tau > 0$), що спостерігається в молодих, холодних і низьких антициклонах.

Враховуючи всі перелічені фактори, зазначимо, що в цілому в атмосфері джерела кінетичної енергії розташовані в тропосферних областях підвищеного тиску (антициклонах і гребнях), де повітря опускається; стік кінетичної енергії відбувається в тропосферних областях зниженого тиску (циклонах і улоговинах), де переважає підйом повітря. Так, субтропічний пояс підвищеного тиску є джерелом, а пояс низького тиску в помірних широтах – стоком кінетичної енергії в планетарному масштабі.

Для атмосфери в цілому потужність джерел кінетичної енергії в областях підвищеного тиску повинна перевищувати потужність стоку в областях зниженого тиску, оскільки і в тих, і в других областях спостерігається відтік кінетичної енергії за рахунок тертя (останній член D в рівнянні (3.7)). Роль дисипації кінетичної енергії під впливом тертя найбільш значна в областях горизонтальної неоднорідності поля температури (в фронтальних зонах), а також в граничному шарі атмосфери.

Рекомендована література: [1, 3, 4, 10].

4 РОЗВИТОК ФРОНТАЛЬНОГО ЦИКЛОНУ

Згідно хвильової теорії циклогенезу, виникненню циклонічних хвиль на атмосферних фронтах сприяють три основних фактори: 1) сила тяжіння, що породжує гравітаційні хвилі; 2) обертання Землі, що породжує сили інерції – відцентрову та коріолісову, які спричиняють появу інерційних хвиль; 3) розрив в полі густини та вітру, який спостерігається на атмосферних фронтах та породжує гравітаційно-розривні хвилі.

Гідродинамічна теорія описує механізм розвитку циклону (або антициклону) як процес втрати стійкості безперервно стратифікованого повітряного потоку. З різних видів нестійкості найбільшу роль в процесі виникнення атмосферних вихорів синоптичного масштабу грає бароклінна нестійкість, тобто нестійкість потоку з горизонтальним градієнтом температури і вертикальним градієнтом швидкості вітру в полі сили Коріоліса. Джерелом енергії в такому потоці для збурень, що розвиваються, є доступна потенціальна енергія горизонтальних контрастів температури (тобто планетарної висотної фронтальної зони). Іншим видом нестійкості, який може вносити суттєвий вклад в процеси цикло-, антициклогенезу, є баротропна нестійкість, тобто нестійкість потоків з поперечним зсувом швидкості вітру в полі сили Коріоліса. Джерелом енергії для розвитку нестійких збурень в цьому випадку є кінетична енергія основного потоку.

Найбільш нестійкими виявляються хвилі довжиною 1...5 тис. км. В синоптичній практиці нестійкість фронтальної хвилі, що виникла, може бути оцінена за допомогою комплексу ознак, які характеризують стадії розвитку циклону і використовуються в синоптичному методі.

Як вже зазначалось вище, повний цикл розвитку циклонів усіх типів включає *чотири стадії*:

- 1) стадія виникнення (початкова стадія) – від початку появи ознак виникнення замкненої циклонічної циркуляції до появи першої замкненої ізобари, що кратна 5 гПа;
- 2) стадія молодого циклону (поглиблення циклону) – від моменту появи першої замкненої ізобари до моменту припинення інтенсивного поглиблення;
- 3) стадія максимального розвитку – тиск в центрі циклону змінюється незначно;
- 4) стадія заповнення – від моменту початку інтенсивного росту тиску в центрі циклону до зникнення замкнутої циркуляції у поверхні Землі.

Якщо розглядати фронтальний циклон, то доцільно використовувати фази розвитку, що пов'язані з деформацією фронтальної поверхні, яка відбувається по мірі розвитку вихрової структури циклону від поверхні Землі до верхніх шарів. В цьому разі виділяють три стадії розвитку:

- 1) стадія хвилі;
- 2) стадія молодого циклону;
- 3) стадія оклюдованого циклону.

Очевидно, щ перші дві стадії ідентичні попередньому розділенню, а стадія оклюдованого циклону включає до себе період максимального розвитку і фазу заповнення.

4.1 Стадія хвилі

В загальному випадку зонально орієнтованого потоку, стадія хвилі починається процесом деформації фронтального розділу, яке викликано порушенням прямолінійності повітряних потоків по обидва боки від лінії фронту (рис. 4.1). Викривлення ліній току і фронтальної поверхні призводить до того, що фронт в передній частині циклонічного збурення, що виникає, набуває характеру теплого фронту, при цьому у вершини збурення утворюється так званий „теплий язик”, в області якого тиск падає і утворюється барична депресія. В тилівій частині циклонічного збурення холодне повітря поступає в південно-східному напрямі зі складовою, спрямованою до фронту, тепле повітря при цьому тече від фронту. Ділянка фронту в цьому районі набуває характеру холодного фронту.

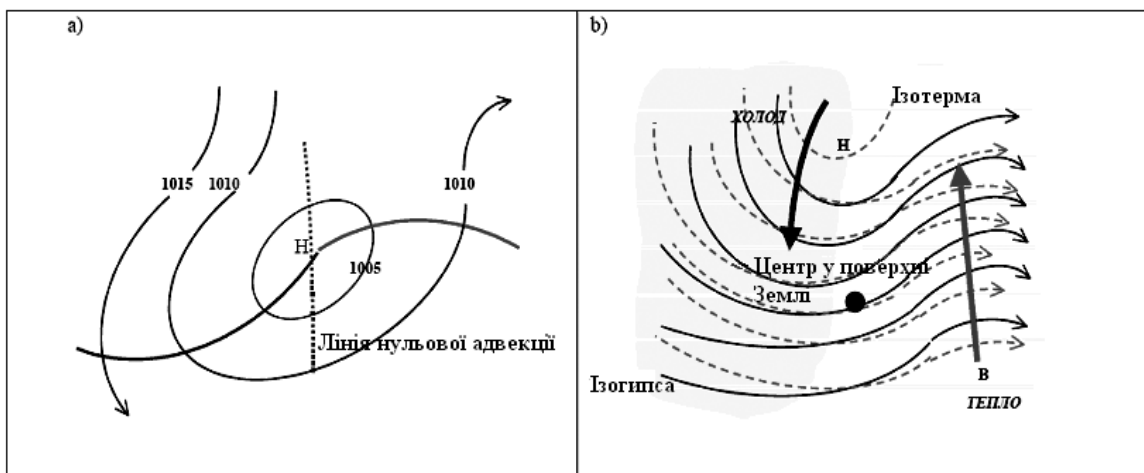


Рисунок 4.1 – Стадія хвильового циклону: а) приземна карта, б) висотне термобаричне поле

Якщо хвиля є стійкою, то на цій стадії її розвиток звичайно припиняється. Хвиля може ще існувати деякий час, переміщуючись вздовж фронту без збільшення своєї амплітуди, барична депресія, що виникла, може не змінюватися впродовж всього часу існування хвилі, при цьому на картах депресія може не мати замкнутої ізобари.

У разі, якщо хвиля починає розвиватися, тривалість початкової стадії циклону від перших ознак виникнення хвильового збурення і до появи першої замкнутої ізобари на приземній карті погоди складає приблизно одну добу. Циклон в початковій стадії є низьким баричним утворенням, яке не простежується на висотах.

Над приземним центром в середній тропосфері спостерігається густа система ізогипс (висотна фронтальна зона) з низьким тиском на північ від приземного центру і високим тиском на південь (рис. 4.1б). Приземний центр розташовується на антициклонічному боці ВФЗ під передньою частиною висотної баричної улоговини, де спостерігається розбіжність ізогипс. Так ситуація є найбільш сприятливою для подальшого розвитку циклону, так як в передній частині висотної улоговини при адвекції циклонічного вихору, дивергенції ізогипс при циклонічній кривизні, яка по потоку зменшується, та адвекції тепла, тиск у поверхні Землі буде падати за рахунок як динамічних, так і адвективних факторів. При даній структурі висотного баричного поля над приземним центром спостерігаються вітри до $70-80 \text{ км} \cdot \text{год}^{-1}$ і більше.

В тилівій частині відносно приземного центру спостерігається збіжність ізогипс, адвекція холоду і адвекція антициклонічного вихору, що спричиняє динамічне та адвективне зростання тиску. Лінія нульової динамічної зміни тиску, проходить вздовж осі висотної улоговини в полі ізогипс в тилівій частині циклону. Лінія нульової адвекції температури в середній тропосфері проходить приблизно через центр циклону до середини його теплого сектора. Найбільш потужне адвективне падіння тиску спостерігається перед теплим фронтом, адвективне зростання тиску – за холодним фронтом.

На висотах область найбільшого падіння тиску зміщується в тилу частину висотної баричної улоговини, у бік найбільшого зниження температури повітря, область зростання тиску зміщується у бік найбільшого підвищення температури повітря. Тобто, зміна тиску зазвичай сприяє подальшому розвитку висотної баричної улоговини і посиленню циклонічної циркуляції біля вершини хвилі.

При аналізі розвитку циклону слід звертати увагу на положення струминної течії в верхній тропосфері відносно фронтального розділу, на якому формується збурення. Вірогідність виникнення циклонів праворуч від осі струминної течії дорівнює 81%, поблизу осі – 10%, ліворуч осі – 9%. Вісь струминної течії проходить майже паралельно фронту на відстані 200-300 км від вершини хвилі.

Перебудова термобаричного поля супроводжується зміною вертикальних складових рухів повітря і, відповідно, перетворенням фронтальної хмарної хвилі. Попереду хвилі в результаті висхідного ковзання теплого повітря формуються потужні шаруваті хмари Ns-As-Cs. Якщо спочатку уздовж головного фронту спостерігалася смуга опадів, яка

мала фронтальний характер або була пов'язана з конвергенцією тертя, то при розвитку хвилі хмарна смуга стає ширшою, опади посилюються та приймають обложний характер. В тилу хвилі за рахунок динамічної і термічної конвекції формується купчаста хмарність.

4.2 Стадія молодого циклону

Якщо фронтальна хвиля виявиться нестійкою, то її амплітуда з часом буде зростати. Вершина хвилі все даліше переміщується на північ; холодне повітря в тилу збурення переміщується далі на південь.

У другій стадії розвитку, тривалість якої зазвичай не більше доби, циклони мають вже не менш 2-х замкнутих ізобар. Циклон заглиблюється, перетворюється на потужний атмосферний вихор, циклонічна циркуляція поширюється у верхні шари атмосфери.

В деяких літературних джерелах дана стадія характеризується як „ідеальний циклон”, в якому чітко розмежовуються різнорідні частини вихору. В цій стадії циклон має добре оформлений *теплий сектор*, тобто частину циклону, зазвичай з південного боку від центру, яка заповнена теплим повітрям і обмежується попереду теплим фронтом, позаду – холодним фронтом.

В хвильовому збуренні, що розвивається, холодний фронт пересувається швидше, ніж теплий. Центр молодого циклону збігається з вершиною теплового сектора. У цій стадії в системі циклона відмічаються найбільші швидкості вітру.

Термобаричне поле в стадії молодого циклону значно деформується. Зона найбільшої густини ізогіпс із значними швидкостями вітру зміщується на південь від приземного центру. Над передньою частиною приземного циклону на рівні АТ-500 формується виражений баричний гребінь, в тилу – барична улоговина (рис. 4.2). Динамічні умови для подальшого розвитку циклону найбільш сприятливі: приземний центр циклону розташовується під зоною значних градієнтів геопотенціалу в тропосфері, циклонічна кривизна ізогіпс, що розходяться, зменшується по потоку. Динамічне падіння тиску в цій стадії охоплює передню частину циклону і розповсюджується на його центральну частину.

Над передньою частиною приземного циклону і його теплим сектором розташовується термічний гребінь, над тиловою – термічна улоговина. Циклон є *термічно асиметричним баричним утворенням*. В передній частині циклону посилюється адвекція тепла, в тилівій – адвекція холоду, що обумовлює посилення зміни тиску за рахунок термічного фактору. Область падіння тиску, охоплює передню і центральну частину циклону. Встановлено, що в системі циклонів, що розвиваються, різниця температур між холодним і теплим повітрям зазвичай перевищують 8-10 °С на відстані 1000 км по нормалі до фронтальної зони.

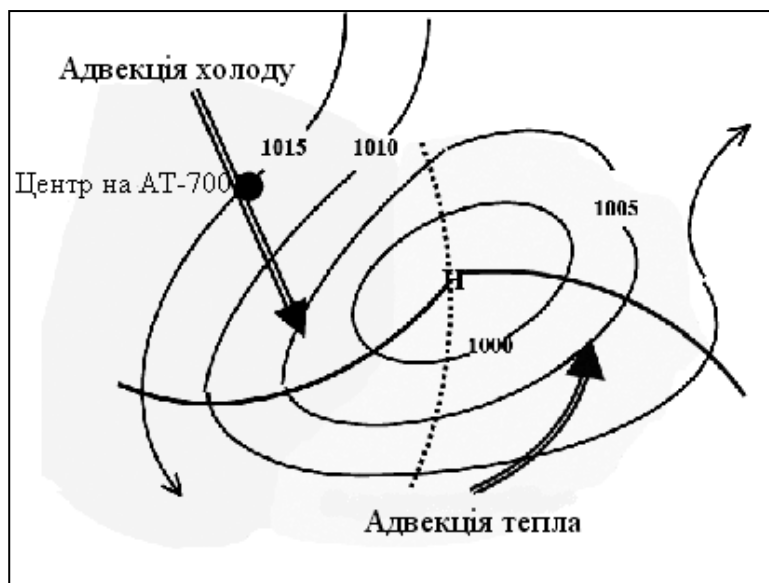


Рисунок 4.2 – Стадія молодого циклону: приземна карта і розподіл адвекції в тропосфері

Струминна течія в цій стадії набуває значного хвильового вигину. Відстань від проекції вісі струминної течії до приземного центру циклона стає мінімальною; відстань до холодного фронту складає близько 400 км, до теплового фронту – в середньому 600 км.

В молодому циклоні є три області із суттєво різними погодними умовами (рис. 4.3): 1) передня частина циклону; 2) теплий сектор циклону; 3) тилова частина циклону.

Погода в *передній частині циклону* (перед теплим фронтом) формується під впливом теплового фронту. У передній частині циклону спостерігається падіння тиску, що посилюється при наближенні теплового фронту.

Вітер в передній частині циклону, що рухається із заходу на схід, має переважно південно-східний напрям.

Попереду на значній відстані від теплового фронту усередині холодного повітря, при відсутності високих хмар може мати місце нестійка стратифікація, яка призводить до появи конвекції та купчастих хмар. При наближенні теплового фронту із появою перших прозорих перистих хмар (*Ci*) на відстані 900-1000 км від приземного теплового фронту, конвекція слабшає і припиняється зовсім при появі високо-шаруватих хмар (*As trans.*, *As op.*), які спостерігаються на відстані до 600 км від приземного теплового фронту. З високо-шаруватих хмар випадають опади, але влітку вони не досягають поверхні Землі, випаровуючись при русі через теплі шари повітря під хмарами. Зимом опади з *As* можуть досягати поверхні Землі. При подальшому наближенні теплового фронту починаються обложні опади із системи *As-Ns*, які посилюються ближче до центру циклону, де

потужність хмарності найбільша. Влітку в денні години висхідні рухи поблизу лінії теплового фронту можуть набувати конвективного характеру, усередині фронтальної хмарності утворюються конвективні хмари, а опади стають зливовими, іноді супроводжуються грозами.

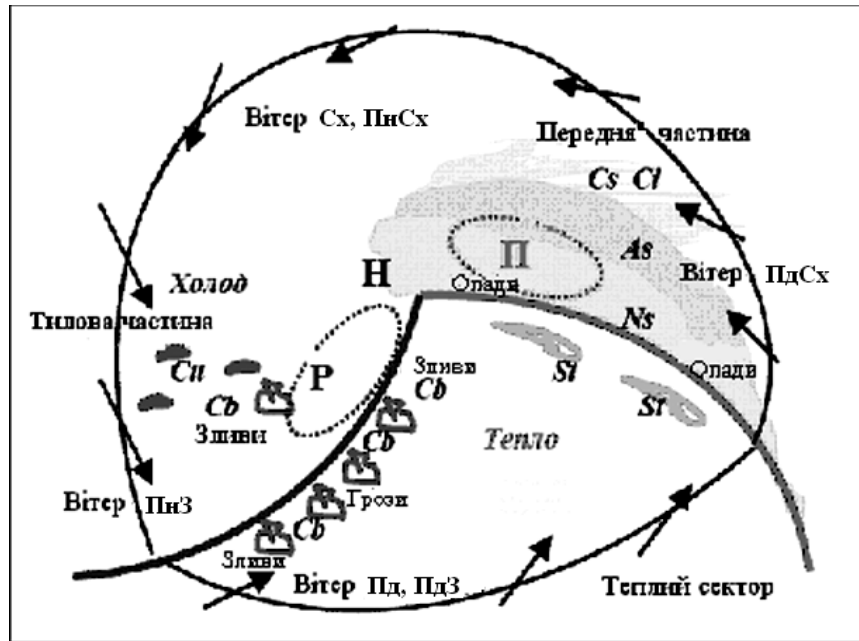


Рисунок 4.3 – Розподіл умов погоди в різних частинах молодого циклону

При швидкості теплового фронту близько $30 \text{ км}\cdot\text{год}^{-1}$ тривалість проходження системи хмар теплового фронту через пункт складає в середньому близько однієї доби, а зони обложних опадів – близько 10 год.

Погода в *теплому секторі* циклону характеризується припиненням обложних опадів з шарувато-дощових хмар, підвищенням температури повітря, поворотом вітру від південно-східного до південно-західного напрямку (див. рис. 4.3). Після проходження фронту спостерігається значне послаблення падіння тиску.

Влітку при значній хмарності в теплому секторі температура повітря може істотно не відрізнятись від температури повітря перед теплим фронтом. Інколи в теплому секторі можуть спостерігатися температури повітря нижчі, ніж в повітряній масі перед теплим фронтом (маскування теплового фронту). Добовий хід метеорологічних величин звичайно слабо виражений.

Повітряна маса в теплому секторі є переважно вологою і стійкою. Тут можуть виникати хмари динамічної конвекції – шаруваті і шарувато-купчасті (*St*, *Sc*). Часто в теплому секторі спостерігаються адвективні тумани, що супроводяться сильним вітром. Якщо динамічна конвекція

розвинена слабо, або рівень конденсації лежить вище за верхню межу динамічної конвекції, то спостерігається ясна погода.

Значних опадів в теплому секторі зазвичай не спостерігається, з шаруватих хмар, що є краплиннорідкими, може випадати мряка, а з шарувато-купчастих взимку – слабкий сніг.

Влітку в теплому секторі циклону над сушею повітряна маса може бути з малохмарною погодою або з нестійкою погодою, коли розвивається внутрішньо масова купчасто-дощова хмарність, із зливовими опадами та грозами. Нерідко вночі при проясненні після випадіння опадів виникають радіаційні тумани.

Якщо теплий фронт розташовується в різко вираженій улоговині і переміщається повільно, висхідні рухи можуть захоплювати і зафронтальну область в теплому секторі циклону. В цьому випадку система хмар *As-Ns* розташовується по обидва боки теплому фронту, причому, за фронтом хмарна система значно розшарована, або не дає опадів, або слабкі опади мають характер мряки.

В тилівій частині теплому сектора на відстані близько 200 км від холодного фронту з'являються хмари-передвісники: перисто-купчасті (*Cc*), інколи сочевицеподібні (*Cc lent.*), нижче за яких розташовуються високо-шаруваті сочевицеподібні (*Ac lent.*). Безпосередньо перед холодним фронтом розташовується масив купчасто-дощових хмар. В деяких випадках, особливо влітку, в теплому секторі на відстані 200-300 км від основного холодного фронту може формуватися *лінія шквалів* (або *лінія нестійкості*). Вона являє собою лінійне скупчення конвективних хмар (переважно *Cb*), які витягнуті вздовж хмарної системи холодного фронту. Ширина лінії шквалів складає 50-100 км. Проходження лінії шквалів через пункт спостереження супроводжується різким посиленням вітру, стрибком тиску, короткочасними зливовими опадами, грозами, градом, іноді можуть спостерігатися смерчі (торнадо).

Погода в *тилівій частині* циклону (за холодним фронтом) типова для нестійкої холодної повітряної маси. Тут формується купчаста, купчасто-дощова хмарність, зливові опади, інколи вдень грози, шквали, вночі над материками спостерігаються радіаційні тумани. Добовий хід метеорологічних величин особливо великий.

Після проходження холодного фронту відмічається різкий поворот вітру від південного, південно-західного до північно-західного, збільшення швидкості вітру, зростання тиску, зниження температури повітря. Влітку холодне повітря при ясній погоді швидко прогрівається. Область найбільшого зростання тиску знаходиться безпосередньо за холодним фронтом.

В тилівій частині циклону опади зазвичай припиняються після проходження холодного фронту. Але в разі холодного фронту 1-го роду система хмар, розташована за фронтом (*As-Ns*) може продовжує давати

опади обложного характеру на відстані до 200 км від холодного фронту всередині холодної повітряної маси. Якщо холодне повітря сухе і в ньому інтенсивно розвинені низхідні рухи, спостерігається безхмарна погода.

Стадія молодого циклону триває до тих пір, поки в циклоні зберігається теплий сектор у поверхні Землі. Подальший розвиток циклону призводить до процесу оклюдування циклону. Циклон переходить в стадію максимального розвитку.

4.3 Початок оклюдування. Стадія максимального розвитку циклону

З подальшим зростанням амплітуди фронтальної хвилі і проникненням вершини теплового сектора далі на північ, відбувається звуження теплового сектора циклону. Завдяки низхідному руху і розтіканню холодного повітря в тилу циклона, холодний фронт поступово доганяє теплий фронт, що пересувається повільніше. Холодне повітря розповсюджується на внутрішні райони циклону за рахунок теплового сектора, при цьому тепле повітря витісняється вгору в більш високі шари. Розподіл температури в нижніх шарах циклону набуває майже симетричної структури. Описаний процес називається *оклюдуванням циклону*.

У третій стадії розвитку, циклон в поверхні Землі досягає найбільшої глибини, після чого починається його заповнення. Тривалість стадії від 12 годин до 1-2 діб.

Приземне поле тиску в циклоні характеризується великою кількістю замкнутих ізобар і значними баричними градієнтами (рис. 4.4). Теплий сектор циклону у поверхні Землі значно зменшується; в центральній частині циклону утворюється фронт оклюзії, якому відповідає термічний гребень в тропосфері.

Температури над тиловою і центральною частиною циклону зменшуються. Висота тропопаузи над циклоном знижується по мірі його розвитку, в процесі оклюдування досягає найнижчих значень – до 6-7 км і нижче.

Зона найбільших горизонтальних градієнтів температури розташовується на периферії відносно приземного циклону. Гребінь тепла значно звужується і пересувається в передню частину циклону. Улоговина холоду розташовується ближче до центру приземного циклону. Висотна фронтальна зона з великими горизонтальними термічними градієнтами спостерігається на периферії циклону з боку теплового повітря.

Приземні фронти також зміщуються на периферію циклону, де розташовується активна ділянка ВФЗ. Сюди ж переміщуються області динамічного падіння і зростання тиску, інтенсивність якого зменшується. Лінії нульової динамічної зміни тиску і нульової адвекція збігаються і проходять через центр приземного циклону. Найбільше падіння тиску

спостерігається перед точкою оклюзії, найбільше зростання – позаду точки оклюзії.

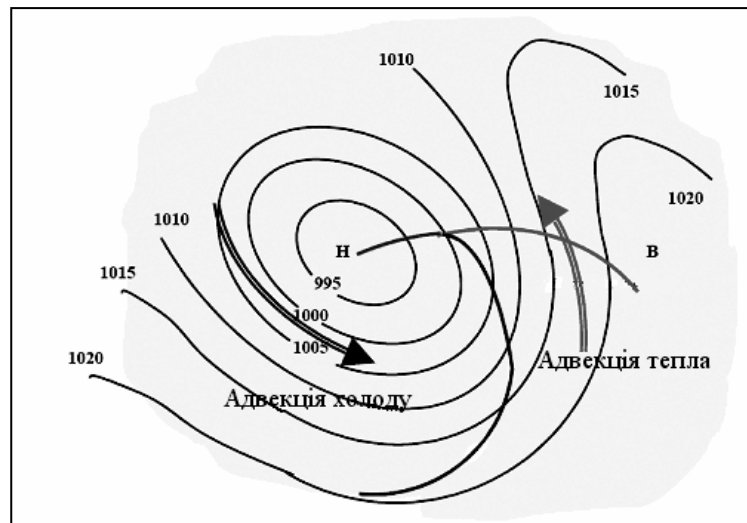


Рисунок 4.4 – Стадія максимального розвитку циклону: приземна карта та розподіл адвекції температури в тропосфері

Проекція висотного центру циклону наближається до центру в поверхні Землі – вісь циклонічного вихору стає квазівертикальною. Висотний центр простежується в тропосфері на рівнях 700 і 500 гПа. Вище зазвичай замкнутий центр відсутній, але спостерігається добре виражена барична улоговина.

В цій стадії хвильовий вигін струминної течії стає ще більш значним. Вісь струминної течії перетинає фронт оклюзії майже під прямим кутом, таким чином приземний центр циклону опиняється вже на циклонічному боці струминної течії. Відстань від осі СТ до фронтів збільшується і в середньому складає для холодного фронту близько 500 км, для теплового фронту – 800 км.

4.4 Стадія оклюдованого циклону. Заповнення циклону

В останній стадії свого розвитку циклон заповнюється. У поверхні Землі в центрі циклону тиск підвищується. Горизонтальні градієнти тиску і швидкості вітру поступово зменшуються. Дана стадія найбільш тривала – від 4 діб і більше.

Центр циклону в поверхні Землі заповнюється, в циклоні знаходиться лише холодне повітря, центри циклону у поверхні Землі і на висотах практично збігаються (висотна вісь квазівертикальна) і поєднуються з центральною частиною області холоду (рис. 4.5). Циклон стає *термічно симетричним (термічно однорідним)* баричним утворенням.

З самого початку розвитку циклону в його системі безперервно відбувається зниження температури повітря на висотах. Це обумовлено двома причинами: вторгненням холодного повітря в тилу (адвекція холоду) і охолодженням повітря внаслідок висхідних вертикальних рухів (адіабатичне охолодження).

В результаті загального зниження температури повітря в системі циклону існуючі горизонтальні контрасти температури переміщуються на його периферію, а циклон заповнюється однорідним холодним повітрям. Ізогипси абсолютної топографії і ізотерми середньої температури шару (ізогипси відносної топографії) розташовуються майже паралельно (рис. 4.5). На північно-західній периферії циклону спостерігається адвекція тепла, слабка адвекція тепла зберігається на північно-східній периферії циклону. Фронтальна зона розташовується на далекій периферії циклону. Циклон знаходиться на циклонічному боці висотної фронтальної зони.

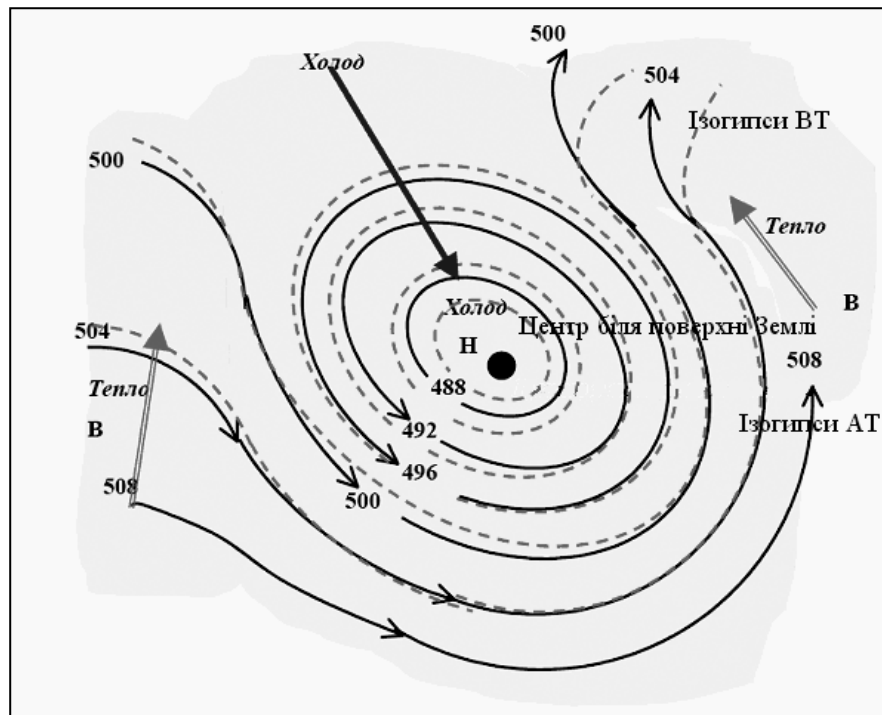


Рисунок 4.5 – Стадія оклюдованого циклону: висотне термобаричне поле, розподіл адвекції

Заповнення циклону починається від поверхні Землі за рахунок конвергенції тертя, так як зникають сприятливі термічні та динамічні умови, що підтримують падіння тиску.

Остання стадія еволюції циклону триває до зникнення останньої замкнутої ізобари на приземній карті погоди. Але циклонічний вихор може ще простежуватися до верхніх шарів тропосфери.

На стадії оклюдування циклону за умовами погоди виділяють 3 зони: 1) передня частина циклону; 2) вторинний теплий сектор циклону, межами якого служать фронт оклюзії і вторинний холодний фронт; 3) тилова частина циклону – за вторинним холодним фронтом.

В оклюдованому циклоні погода залежить від характеристик повітряних мас по обидві сторони від фронту оклюзії.

У випадку теплового фронту оклюзії перед ним повітряна маса буде холодніша, ніж після проходження фронту. З теплими фронтами оклюзії пов'язані заметілі, обмерзання. У випадку холодного фронту оклюзії, навпаки, тилова маса буде холодніша. На холодних фронтах оклюзії часто спостерігаються грози, нерідко - тумани, особливо при короткочасних нічних проясненнях в зоні фронту.

На фронті оклюзії в області поєднання хмарних систем холодного і теплового фронтів утворюється загальна смуга опадів з шаруватих хмар системи As-Ns і конвективних купчасто-дощових хмар (Cb), які випадатимуть як перед лінією фронту, так і позаду нього.

У стадії оклюдування циклону у поверхні Землі в баричних улоговинах за холодним основним фронтом, де має місце конвергенція вітру, інколи утворюються вторинні холодні fronti – це fronti усередині горизонтально неоднорідної холодної повітряної маси, за яким вторгається холодніша порція цієї ж маси. Вторинні fronti мають систему хмар, схожу з хмарністю системи хмар холодного фронту 2-го роду, але вертикальна протяжність хмар менша, ніж в основних.

В порівнянні з теплим сектором молодого циклону у вторинному теплому секторі після короткочасного прояснення, що настає після проходження фронту оклюзії, в тилу циклону з'являються конвективні хмари, пов'язані з вторинними фронтами, із зливовими опадами, грозами і шквалами влітку, короткочасними заметілями взимку.

4.5 Серії циклонів

Циклонічні збурення рідко виникають поодиночі. Зазвичай циклони утворюються один за іншим на основному фронті і рухаються уздовж нього в одному і тому ж напрямі. Кожен основний фронт в позатропічних широтах завжди пов'язаний з *серією циклонів*, що виникають на цьому фронті (рис. 4.6).

При утворенні циклонів на полярному фронті, в тилу кожного з них полярне повітря вторгається на деяку відстань на південь, яка тим більше, чим сильніше розвивається циклон. Цей процес забезпечується просування на південь полярного фронту в тилу циклону. Тобто, кожний наступний циклон серії буде розвивається на фронті в більш південних широтах. Першим в серії є найбільш „старий”, звичайно оклюдований циклон,

останнім – найбільш „молодий” циклон. Циклони однієї серії розділені між собою проміжними антициклонами (гребнями).

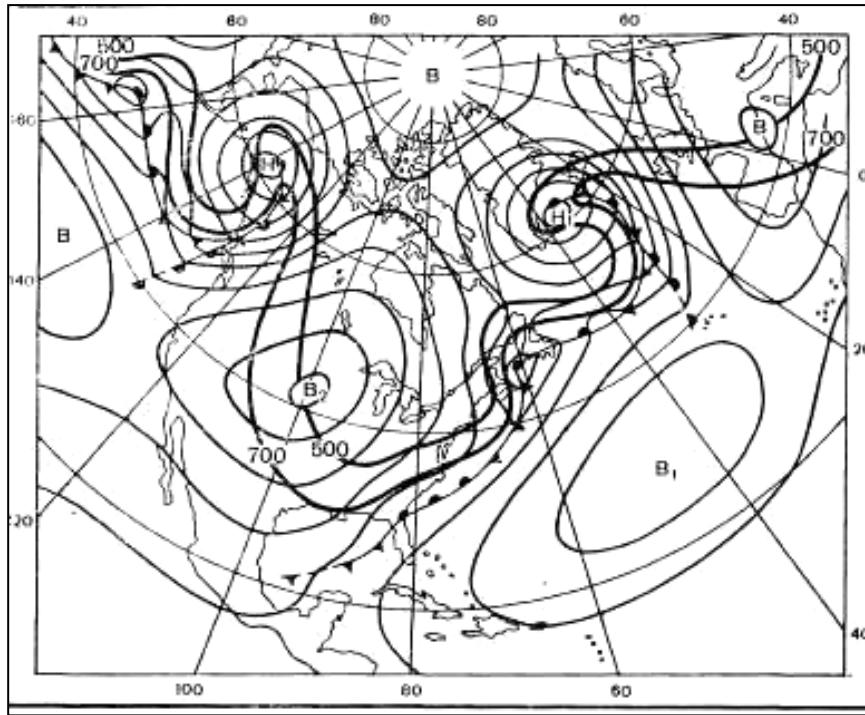


Рисунок 4.6 – Приземна карта із серією циклонів

Полярний фронт, в результаті розвитку кожного циклону, зміщується на південь на відстань до 5° широти. Досягнув південної межі свого існування, полярний фронт припиняє свою діяльність, що виражається в припиненні циклонічної серії, обвалі холоду та розвитком в полярному повітрі антициклону, що зміщується на південний схід. Досягнувши субтропиків, цей тилловий антициклон поступово заміщає субтропічний антициклон і стає стаціонарним. Полярне повітря в антициклоні поступово прогривається і трансформується в тропічне повітря. На периферії субтропічного антициклону починає формуватися новий полярний фронт.

Таким чином, серії циклонів, що розвиваються на основному полярному фронті, є механізмом міжширотного обміну повітря (так звана макротурбулентність в загальній циркуляції атмосфери). З високих широт до низьких відбувається перенесення холодних повітряних мас, одночасно, у високі широти поступає прогріте тропічне повітря.

Кожна серія циклонів має свій період існування, який в середньому складає 5-6 днів і завершується тилловим вторгненням холодного полярного повітря з утворенням в ньому антициклону.

4.6 Регенерація циклонів

В деяких випадках циклон, що вже є на останній стадії розвитку і затухає, може почати відроджуватися (поглиблюватися), тобто спостерігається *процес регенерації* циклону. Після регенерації циклон проходить таку ж еволюцію, як і баричне утворення, що виникло вперше.

Найбільш часта причина регенерації – це утворення в області циклону нового температурного контрасту за рахунок вторгнення нового холодного повітря в систему циклону зовні. Яскравим прикладом такого процесу є регенерація полярнофронтального циклону при входженні в його область арктичного фронту (рис. 4.7). В циклон при цьому надходить свіжа, холодна повітряна маса, в порівнянні з якою холодне повітря, що циркулює в оклюдованому циклоні, буде вже теплим. В циклоні поновлюється теплий сектор, збільшується горизонтальна термічна асиметрія і циклон набуває характеру молодого циклону. При цьому молодий циклон вже з початку є високим баричним утворенням, на відміну від розвитку звичайної фронтальної хвилі. Циклон, що регенерував, як правило, має значно велику площу поширення циклонічної циркуляції, а різниця тиску між центром і периферією в такому циклоні нерідко буває більше 20 гПа.

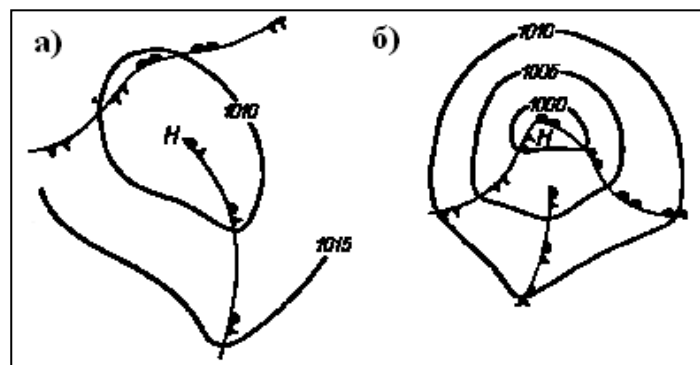


Рисунок 4.7 – Схема процесу регенерації циклону на холодному фронті

Набагато рідше регенерація циклону може бути пов'язана з надходженням в його область мас теплого повітря.

Окрім описаного процесу регенерації циклону на арктичному фронті, можливі ще декілька ситуацій, в яких циклони, що заповнювались, починають регенерувати.

Регенерація високого циклону відбувається, коли в його тилу частину входять свіжі холодні маси повітря з іншої депресії. Циклон, що заповнюється, стає термічно асиметричним, в нім створюється новий теплий сектор. При цьому в передній частині оклюдованого циклону

повинні бути сприятливі динамічні умови для падіння тиску (а саме, зменшення циклонічної кривизни ізогипс по потоку і їх розбіжність при значному градієнті геопотенціалу у фронтальній зоні).

Циклон може регенерувати при розвитку на холодному фронті малорухливого циклону, що заповнюється, нового циклону з подальшим їх злиттям або швидкому заповненні старого центру (рис. 4.8). Для регенерації в цьому випадку також необхідне вторгнення мас холоднішого повітря в тил циклону, який виник в системі старого циклону і зміщується в його напрямі. При цьому баричне поле перебудовується таким чином, що старий циклон швидко заповнюється, а на його місці виникає новий циклон, що заглиблюється.

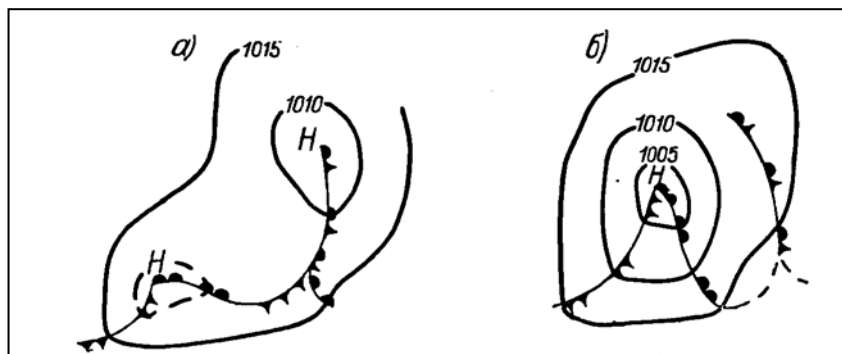


Рисунок 4.8 – Схема виникнення циклону на холодному фронті і регенерація старого циклону

Регенерація циклону може відбуватися при злитті двох циклонів, причому збурення, що утворилося, може виявитися глибшим, ніж кожне з тих, що об'єдналися.

Регенерація циклону зрідка має місце під час переходу циклону з суші на море, де тертя в приземному шарі атмосфери значно менше. В цьому випадку, вітер посилюється, наближається до напрямку ізобар, що істотно зменшує конвергенцію повітря всередину циклону в нижніх шарах. Заповнення циклону, що почалося, може припинитися і навіть змінитися його поглибленням.

При меридіональній орієнтації взаємодіючих центрів регенерує зазвичай південний циклон, при широтному – частіше західний. Це залежить, головним чином, від напрямку адвекції холодного повітря.

У тих випадках, коли маси холодного повітря поступають не в тилову, а в передню частину оклюдованого циклону, регенерація не відбувається.

Рекомендована література: [1, 2, 7, 9, 10].

5 ЕВОЛЮЦІЯ ФРОНТАЛЬНИХ АНТИЦИКЛОНІВ

В атмосфері постійно розвиваються і переміщуються збурення, які за своїми властивостями є протилежними до циклонів – це антициклони. В понятті циклонічної діяльності розвиток циклонів та антициклонів є складовими частинами одного процесу.

5.1 Загальні відомості про антициклони

За генезисом походження позатропічні антициклони поділяють на термічні (місцеві) антициклони та фронтальні антициклони.

Термічні антициклони, так як і термічні циклони, виникають в умовах нерівномірного теплообміну повітря з підстильною поверхнею.

В утворенні та еволюції *фронтальних антициклонів* вирішальну роль відіграє зв'язок з висотними фронтальними зонами (ВФЗ), хоча у поверхні Землі антициклони з фронтальними розділами безпосередньо не пов'язані.

Максимальний тиск спостерігається в центрі антициклону. Баричні градієнти спрямовані від центру антициклону до його периферії. В центральній частині баричні градієнти невеликі, тому й мала швидкість вітру. На периферії баричні градієнти посилюються і швидкість вітру зростає. Лінії току в приземному шарі вказують на дивергенцію (відтік) повітряної маси від центру антициклону за годинниковою стрілкою (в північній півкулі). В вільній атмосфері повітря конвергує до центру циклону. З цією дивергенцією та конвергенцією пов'язані низхідні вертикальні рухи, як видаляють повітря від стану насичення, призводять до формування інверсій та забезпечують переважання в антициклонах ясної погоди.

За структурою та загальною поведінкою антициклони розділяють на 5 основних типів.

1. *Проміжні антициклони* – це швидко рухомі зони підвищеного тиску між окремими циклонами однієї і тієї ж серії, що виникають на одному і тому ж головному фронті. Зазвичай вони мають вигляд гребенів підвищеного тиску без замкнутих ізобар. Рідше це відокремлені системи із замкнутими ізобарами, які за розмірами не перевищують рухомі циклони. Проміжні антициклони розвиваються всередині холодної повітряної маси, яка попереду обмежена холодним фронтом попереднього циклону, в тилу – теплим фронтом наступного циклону.

2. *Завершальні антициклони* обмежують розвиток серії циклонів, тобто розвиваються в тилу не окремого циклону, цієї циклонічної серії. Антициклони цього типу мають спільні риси з проміжними антициклонами - вони також розвиваються всередині холодної повітряної маси, але зазвичай мають декілька замкнутих ізобар і можуть мати значні горизонтальні розміри. Ці антициклони, як і проміжні, відносяться до

середніх або низьких баричних утворень і є термічно неоднорідними. Завершальні антициклони виявляють тенденцію уповільнювати свій рух по мірі розвитку до стаціонування.

3. *Стаціонарні антициклони* помірних широт - це тривало існуючі малорухливі антициклони, які сформувались в арктичній повітряній масі або в повітрі помірних широт. Поява антициклонів цього типу є, зазвичай, результат уповільнювання та стабілізації антициклонів перших двох типів. Швидкість руху антициклону в цьому випадку значно зменшується, тиск в центрі зростає, площа антициклону збільшується, іноді до розмірів частин материка. Стаціонування антициклонів відбувається в холодний період року над вихолодженими частинами континентів, в теплий період – над океанами.

Іноді високі теплі і малорухомі антициклони, що розвиваються в помірних широтах, на тривалий час (тиждень і більше) створюють макромасштабні порушення зонального перенесення і відхилюють траєкторії рухливих циклонів і антициклонів від західно-східного напрямку. Такі антициклони носять назву *блокуючих антициклонів*.

4. *Субтропічні антициклони* представляють собою тривало існуючі малорухливі антициклони, що спостерігаються над океанічними поверхнями в широтній смузі між 40° північної та південної широти. Ці антициклони періодично посилюються завдяки вторгненням з помірних широт полярного повітря із завершальними антициклонами. Субтропічні антициклони є високими і теплими баричними утвореннями.

Субтропічні антициклони час від часу зміщуються на схід; так, від азорського антициклону (що існує в Атлантичному океані) на південну Європу розповсюджуються відроги або ядра підвищеного тиску.

5. *Арктичні антициклони* – це більш менш стійкі зони підвищеного тиску в арктичному басейні. Вони є холодними баричними утвореннями, тому вертикальна потужність їх обмежується нижньою тропосферою. У верхній частині тропосфери вони змінюються на полярний циклон. У виникненні арктичних антициклонів велику роль грає охолодження від підстильної поверхні, тобто вони є місцевими антициклонами.

5.2 Умови виникнення та розвитку антициклонів

У життєвому циклі антициклону, так само, як і циклону, виділяють декілька *стадій розвитку*: 1) початкова стадія (стадія виникнення); 2) стадія молодого антициклону; 3) стадія максимального розвитку антициклону; 4) стадія руйнування антициклону.

Найбільш сприятливі умови для розвитку антициклону складаються, коли його приземний центр розташовується під тиловою частиною висотної баричної улоговини на АТ-500, в зоні значних горизонтальних градієнтів геопотенціалу під входом ВФЗ. Динамічний фактор - збіжність

ізогипс при циклонічній кривизні, яка по потоку збільшується, обумовлює зростання тиску в цій частині термобаричного поля.

В тилувій частині висотної улоговини сприятливим є також термічний фактор, а саме, адвекція холоду за холодним фронтом в тилу циклону або в передній частині антициклонів. В передній частині антициклону відбувається адвективне підвищення тиску і формується область низхідних рухів повітря.

На початку свого розвитку антициклон має зазвичай вигляд відрогу, що виник в тилу циклону. Стадія максимального розвитку антициклону характеризується найбільшим тиском в його центрі. В останній стадії у поверхні Землі тиск знижується - антициклон руйнується.

Не всі антициклони, що виникають, проходять чотири стадії розвитку. У кожному окремому випадку можуть зустрітися будь-які відхилення від класичної картини розвитку. Нерідко, баричні утворення, що виникають у поверхні Землі, не мають умов для подальшого розвитку і можуть зникнути вже на початку свого існування. В деяких випадках, як і для циклонів, можуть спостерігатися ситуації відродження і активізації баричного утворення – регенерація антициклону.

Часто антициклони представляють собою слабкі, неактивні утворення, які заповнюють простір між набагато активнішими циклонічними системами. Інколи антициклон може досягти значної інтенсивності, але такий розвиток, зазвичай пов'язаний з активним попереднім циклогенезом.

5.2.1 Стадія виникнення антициклону. У початковій стадії розвитку приземний антициклон розташовується під тиловою частиною висотної баричної улоговини, а баричний гребінь на висотах зміщений в тилу частину відносно приземного баричного центру. Над приземним центром антициклону в середній тропосфері розташовується густа система ізогипс, що сходяться (рис. 5.1). Швидкості вітру над приземним центром антициклону в середній тропосфері досягають 70-80 км·год⁻¹. Термобаричне поле сприяє подальшому розвитку антициклону.

На приземній карті погоди антициклон, що почав розвиватися, окреслюється однією ізобарою. На висотних картах антициклонічний вихор не виявляється.

Область динамічного зростання тиску, яка обумовлена збіжністю ізогипс, поширюється на всю область приземного антициклону. В термічному полі центру та передній частині приземного антициклону відповідає улоговина холоду, спостерігається адвекція холоду і адвективне зростання тиску, особливо в передній частині антициклону. В тилу антициклону, де має місце адвекція тепла, спостерігається адвективне падіння тиску. Але, завдяки переважанню динамічного фактору, в сумі тиск в приземному антициклоні, що розвивається, буде зростати по всій області. Низхідні рухи, що посилюються з висотою, охоплюють більшу частину антициклону.

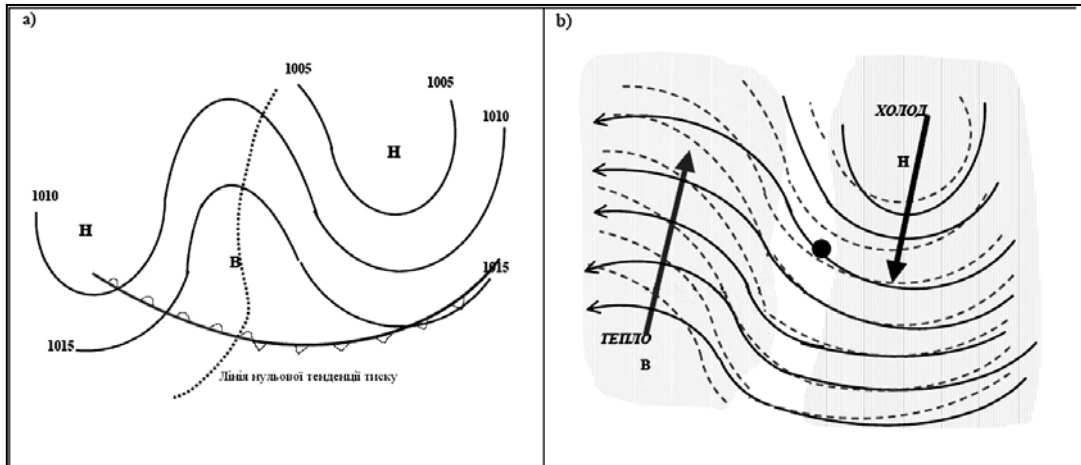


Рисунок 5.1 – Стадія виникнення антициклону: а) приземна карта; б) висотне термобаричне поле

На висотах в результаті динамічного зростання тиску в передній частині входу ВФЗ відбувається деформація термобаричного поля, що призводить до утворення висотного гребеня.

5.2.2 Стадія молодого антициклону. В стадії молодого антициклону структура термобаричного поля майже не відрізняється від попередньої стадії, тому часто стадії виникнення і молодого антициклону розглядають як одну фазу розвитку. В висотному термобаричному полі молодого антициклону основними елементами є: баричний гребінь, який помітно зрушений по відношенню до приземного центру антициклону в тилу його частину; барична улоговина, яка розташовується над передньою частиною приземного антициклону (рис. 5.1).

Збіжність ізогипс при циклонічній кривизні на вході ВФЗ над передньою частиною приземного антициклону сприяє динамічному зростанню тиску. Тут також спостерігається адвекція холоду, яка призводить до адвективного зростання тиску. В тилувій частині антициклону спостерігається адвекція тепла. Термічний гребінь декілька відстає від баричного гребеня. Антициклон є термічно неоднорідним баричним утворенням.

У поверхні Землі антициклон посилюється – тиск в центрі підвищується, антициклон має декілька замкнутих ізобар. З висотою антициклон швидко зникає і зазвичай, не простежується вище рівня АТ-700 гПа.

5.2.3 Стадія максимального розвитку антициклону. По мірі розвитку антициклону вихрова структура поширюється на більш високі рівні. Антициклон в стадії максимального розвитку є потужним баричним утворенням з високим тиском в приземному центрі (рис. 5.2).

На висотах над приземним центром ще існує густа система ізогипс, що сходяться, з сильними вітрами і значними градієнтами температури. В

нижніх шарах тропосфери антициклон як і раніше, розташовується в масах холодного повітря. Але, завдяки системі низхідних рухів, яка охоплює майже весь антициклон на попередніх стадіях розвитку, відбувається адіабатичний прогрів повітряних мас в тропосфері. Одночасно, у тилу частину антициклону надходить тепле повітря завдяки горизонтальному перенесенню (адвекція тепла). В результаті адвекції тепла та адіабатичного нагрівання повітря, антициклон заповнюється однорідним теплим повітрям. Поява осередку тепла в вільній тропосфері приводить до формування замкнутого центру високого тиску на висотах.

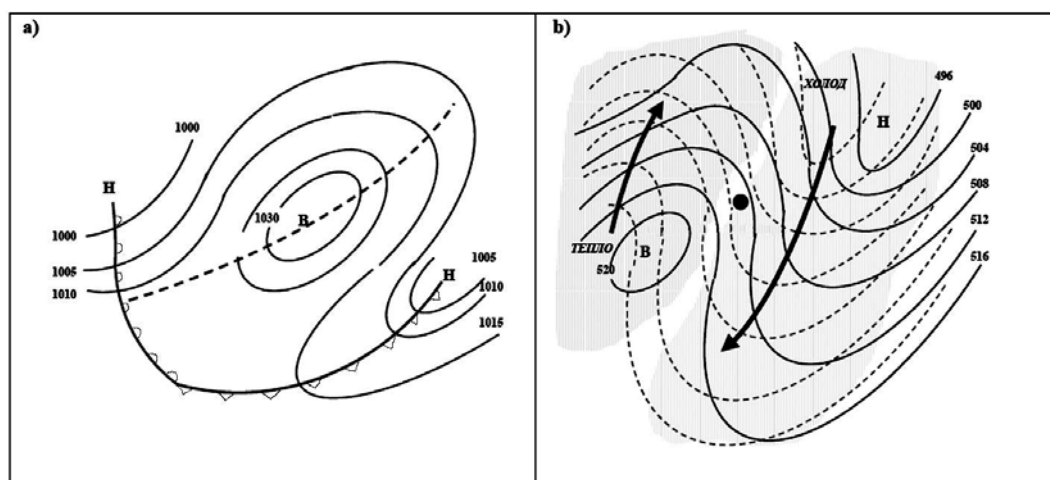


Рисунок 5.2 – Стадія максимального розвитку антициклону:
а) приземна карта; б) висотне термобаричне поле

Лінія нульової зміни тиску проходить через центральну частину антициклону, що вказує на припинення дії динамічного фактору зростання тиску. З цього моменту починається послаблення антициклону.

5.2.4 Стадія руйнування антициклону. В останній стадії розвитку антициклон є високим баричним утворенням з квазівертикальною віссю. Замкнуті центри високого тиску простежуються практично на всіх рівнях тропосфери (рис. 5.3).

В тропосфері в області антициклону продовжується адіабатичний та адвективний прогрів атмосфери. Над приземним центром антициклону розташовується осередок тропосферного тепла на карті ВТ-500/1000, а область найбільших горизонтальних градієнтів температури переміщається на периферію. Антициклон є високим і термічно однорідним, теплим баричним утворенням.

Завдяки зменшенню горизонтальних градієнтів тиску та температури в тропосфері, адвективні і динамічні зміни тиску в області антициклону значно слабшають.

Через дивергенцію повітряних течій в приземному шарі атмосфери тиск в системі антициклону починає знижуватися, і він поступово

руйнується. Руйнування антициклону починається від земної поверхні і повільно розповсюджується на більш високі шари.

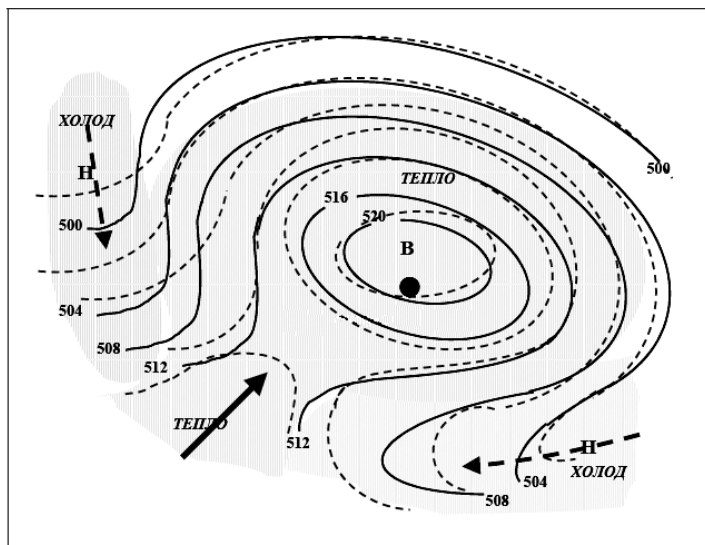


Рисунок 5.3 – Стадія руйнування антициклону: висотне термобаричне поле та розподіл адвекції температури

5.3 Регенерація антициклонів

Регенерація антициклонів відбувається у випадках збільшення в його області горизонтальних градієнтів температури і посиленні вітру на висотах.

Процес регенерації може спостерігатися в таких ситуаціях.

1. При злитті завершального антициклону (антициклону, що закінчує серію циклонів) з малорухливим, старим антициклоном.
2. При розвитку нового антициклону у відрозі того, що вже існує (рис. 5.4).

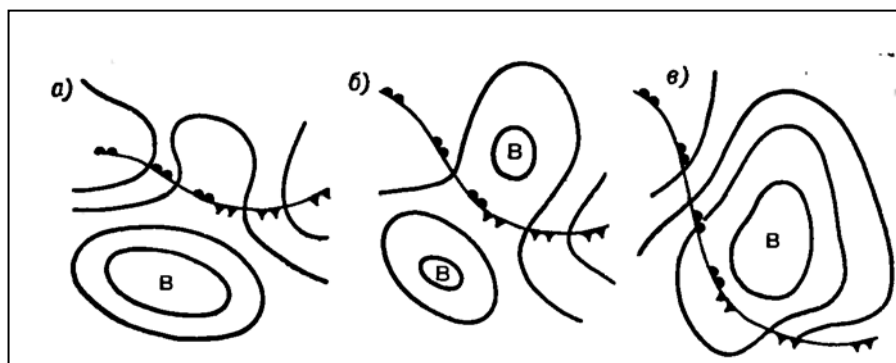


Рисунок 5.4 – Регенерація антициклону при утворенні нового центру у відрозі старого антициклону

Обидва процеси супроводжуються надходженням в область старого антициклону свіжих повітряних мас (теплих або холодних), що призводить до зростання горизонтальних градієнтів температури і тиску у ВФЗ.

Процес регенерації антициклону може бути багатократним, що виявляється у тривалому існуванні малорухливих зон високого тиску над великими частинами континентів та океанів (наприклад, сибірський антициклон взимку).

5.4 Погода в антициклонах

Зазвичай з антициклонами зв'язують стійку, ясну або малохмарну погоду, але це загальне уявлення, оскільки умови погоди в антициклоні розрізняються залежно від властивостей повітряної маси, в якій був сформований антициклон, особливостей підстильної поверхні та умов трансформації повітряної маси, а також від стадії розвитку антициклонічного збурення, і врешті решт, від сезону року. Наприклад, антициклони в арктичному повітрі характеризуються переважно з ясною погодою, антициклони з морським полярним повітрям часто характеризуються похмурою погодою з мрякою та адвективними туманами.

Баричні градієнти в центральних частинах антициклонів невеликі, отже, вітри там слабкі, але на периферії антициклону, особливо в передній частині, що примикає до тилової частини циклону, можуть спостерігатися сильні вітри. Вітер в приземному шарі в антициклоні, як і в циклоні, направлений під кутом до ізобар у бік низького тиску, тобто, в антициклоні спостерігається розбіжність повітряних течій від центральної частини до периферії.

Дивергенція повітряних потоків в шарі тертя обумовлює конвергенцію вітру у вищих шарах і розвиток низхідних рухів. Низхідні рухи в антициклоні видаляють повітря від стану насичення і обумовлюють в антициклонічних областях загальне переважання ясної погоди (особливо в центральній частині антициклону). Проте, на фоні загального опускання повітря в антициклоні можуть виникати конденсаційні явища, які викликані переважно охолодженням повітря від підстильної поверхні або шляхом випромінювання, а також внаслідок утворення коливальних процесів в атмосфері (які проявляються у появі хвилястих хмар). При значній вологості повітря в холодну половину року під шаром інверсії осідання можуть спостерігатися суцільні шаруваті (St) та шаруватокупчасті хмари (Sc). У будь-який сезон року в центральній частині антициклону можуть спостерігатися радіаційні тумани. Влітку, за відсутності потужних шарів інверсій, в антициклонах можуть виникати конвективні хмари.

На периферії антициклону за умовами погоди можна виділити 4 зони: північну, південну, західну і східну (рис. 5.5).

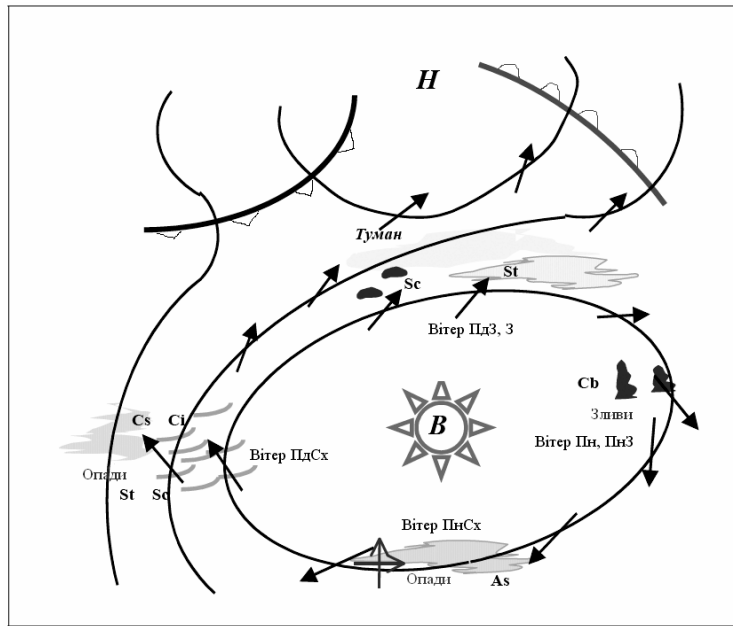


Рисунок 5.5 – Умови погоди в різних частинах антициклону

Східна периферія антициклону граничить з тиловою частиною циклону. Тут спостерігається адвекція холоду і погода, що типова для холодної нестійкої повітряної маси. Влітку та в денні години розвиваються всі види купчастих хмар, можуть випадати зливи, спостерігаються грози. Взимку та при сухому повітрі переважає безхмарна або малохмарна погода.

Північна периферія антициклону зазвичай безпосередньо пов'язана з теплим сектором циклону, для неї характерна погода теплої повітряної маси. У холодний сезон року тут спостерігається значна хмарність шаруватих і шарувато-купчастих хмар, слабкі опади; утворюються адвективні тумани. Влітку можуть розвиватися купчасті хмари, іноді хмари верхнього ярусу.

Південна периферія антициклону часто примикає до північної частини циклону, що знаходиться південніше. Тут можуть спостерігатися хмари верхнього ярусу, інколи – середнього ярусу, які пов'язані з фронтальною системою циклону. Взимку з високо-шаруватих хмар (*As op.*) можуть випадати обложні опади у вигляді снігу, що досягають Землі. Якщо циклон починає поглиблюватися, в перехідній зоні між антициклоном і циклоном посилюються градієнти тиску і виникають штормові вітри, а при випадінні снігу – тривалі заметілі. Така ситуація доволі часто спостерігається взимку над півднем України при виході південного циклону на Чорне море.

Західна периферія антициклону, що примикає до передньої частини циклону, характеризується передфронтальними погодними умовами, притаманними для теплового фронту або фронту оклюзії. Тут

спостерігаються хмари верхнього ярусу (C_i), що є ознаками теплового фронту. У холодне півріччя нерідко відмічаються шаруваті і шарувато-купчасті хмари, з яких можуть випадати опади. При адвекції теплового, вологого повітря утворюються адвективні тумани. Влітку при високих температурах повітря і значної його вологості з'являються хмари вертикального розвитку, що супроводяться грозовою діяльністю. Якщо антициклон є малорухливим, то на його західній периферії при наближенні циклону можуть створюватися значні градієнти температури і тиску, виникають сильні вітри.

Тривале стаціонанування антициклонів може призвести до виникнення несприятливих та стихійно небезпечних умов. Влітку, при значному прогріві за відсутності хмарності і опадів, в області антициклону формуються умови сильної жари, посухи (повітряної та ґрунтової), надзвичайної пожежної небезпеки, можуть виникати лісові та степові пожежі. Навесні та восени на периферіях антициклонів із сильними вітрами утворюються пилові бури, що значно шкодять сільськогосподарським угіддям. Взимку в центральних частинах малорухомих антициклонів за відсутності хмарності виникають умови для сильного радіаційного вихолодження повітря і утворення сильних морозів. В периферійних зонах таких антициклонів в холодний період року можуть спостерігатися при сильних вітрах тривалі заметілі, в зоні підвищених градієнтів температури та вологості між циклоном та холодним антициклоном спостерігаються ожеледні явища. При сильному радіаційному охолодженні в нічні години в області антициклону в перехідні сезони року виникають заморозки.

5.5 Інверсії в антициклонах

Характерною особливістю вертикального розподілу температури повітря в антициклонах є наявність інверсій. Тут виділяються два типи інверсій: радіаційні інверсії – як результат вихолодження нижніх шарів повітря від підстильної поверхні, і інверсії осідання – як результат низхідних рухів повітря і динамічного його нагрівання в антициклоні.

Радіаційні інверсії утворюються переважно в ясні, безвітряні ночі, особливо взимку. З приземними інверсіями часто пов'язані весняні і осінні заморозки. В гірських районах приземні інверсії можуть бути особливо сильними і потужними завдяки стіканню холодного повітря вниз до підніжжя гір та у долини.

Інверсії осідання є продуктом опускання повітря в антициклоні, яке обумовлене нижньою дивергенцією тертя та конвергенцією потоків в вільній атмосфері, та його адіабатичним прогріванням. При стаціонануванні антициклону, швидкість осідання повітря може досягати величини 1 км за добу. Інверсія осідання формується на деякій висоті над поверхнею Землі

(звичайно, на висоті 1-2 км), але в стаціонарних континентальних антициклонах шари потужних радіаційних інверсій можуть приєднуватися до інверсій вище розташованих шарів – приземна інверсія може без розриву перейти в інверсію осідання і, в цілому, скласти декілька кілометрів по вертикалі.

Шари інверсії є затримуючими шарами атмосфери. Під інверсіями осідання, що нерідко покривають великі райони, накопичується пил, частки диму і інші атмосферні аерозолі, що виносяться знизу. Під інверсією утворюються тумани, шаруваті хмари, в промислово-забруднених районах спостерігається таке несприятливе явище як *смог*.

При наявності шарів інверсій конвекція в антициклоні розвивається слабо. Якщо інверсія лежить вище за рівень конденсації, то хмари, що почали виникати, слабо розвиваються по вертикалі. Проте, при великій потужності і швидкості висхідних рухів повітря вони можуть пробитися крізь шар інверсії. Нічні приземні інверсії взагалі унеможливають розвиток конвекції до тих пір, поки зі сходом Сонця прогрівання повітря не призведе до руйнування інверсії.

5.6 Фронти в антициклонах

Значні контрасти температури на висотах не є обов'язковою ознакою існування фронту у поверхні Землі. Розташований під висотною фронтальною зоною, антициклон, зазвичай, не має в своїй системі атмосферних фронтів, так як у дивергентному баричному полі фронти розвиваються. В зонах з найбільшою дивергенцією тертя в нижніх шарах – осі гребенів та центральні частини антициклонів, фронти існувати не можуть. До того ж, слід пам'ятати, що в нижніх шарах антициклон є однорідним, заповненим холодним повітрям баричним утворенням, тобто не має перехідної зони підвищених градієнтів температури, притаманної для атмосферних фронтів.

Для великих за горизонтальними розмірами антициклонів є характерними термічні контрасти у поверхні Землі в межах однієї і тієї ж повітряної маси. Наприклад, температура повітря в тиловій частині антициклонів вища, ніж в передній, але температура змінюється поступово, без стрибка, як це відбувається в межах фронтального розділу.

В області антициклонів може спостерігатися стрибок температури у поверхні Землі, пов'язаний не з фронтами, а з орографічними особливостями місцевості. Такий стрибок може мати місце поблизу межі льоду і відкритої поверхні води, на побережжях океанів, в гірських районах. Орографічні контрасти температури зберігаються на одному і тому ж місці, не переміщаючись з повітряними масами.

Слід зазначити, що в деяких випадках атмосферні фронти можуть перетинати частини антициклонів, зазвичай на їх периферії.

Лінії фронту можуть пересікати гребінь по лінії, приблизно нормальній до його осі, де має місце конвенція повітряних потоків.

Конвенція повітряних потоків також спостерігається в смузі зниженого тиску між двома антициклонами, де може розташовуватися фронт. При цьому один антициклон заповнюється і знаходиться в теплому повітрі, другий, такий, що зазвичай посилюється, знаходиться в холодному повітрі. В цьому разі часто необхідне проведення проміжних ізобар, які допоможуть виявити положення фронту у поверхні Землі між антициклонами.

Рекомендована література: [1, 2, 7, 9, 10].

6 СТАЦІОНАРНІ ЦИКЛОНИ ТА АНТИЦИКЛОНИ

Стаціонарним (квазістаціонарним) називають циклон або антициклон, який переміщується з малою швидкістю (до 5 км·год⁻¹) і тривало існує в певному географічному районі.

Стаціонарні циклони та антициклони значно впливають на загальну циркуляцію атмосфери, утворюючи збурення в західно-східному перенесенні повітря. В особливо розвинутих випадках стаціонарне баричне утворення може стати блокуючим, що виявляється в повному порушенні зонального потоку над великими регіонами.

Малорухливі баричні утворення в атмосфері обумовлюють стійкий характер погоди на великих територіях та тривалих періодах часу; стаціонування нерідко призводить до формування несприятливих або стихійно небезпечних гідрометеорологічних явищ, таких як сильна спека, сильний мороз, повені, лісові пожежі, інтенсивні заметілі, ожеледі тощо.

6.1 Центральні циклони

Якщо стаціонарний циклон є поширеним, глибоким і високим вже на початку свого стаціонування, то його називають „центральним циклоном”. Більшість стаціонарних циклонів є центральними.

Центральний циклон виникає в результаті об'єднання циклонів двох серій: поточної та попередньої. Оклюдовані, а іноді і молоді циклони серії, що пересуваються вздовж фронту на північний схід, поступово уповільнюють свій рух і входять до області центрального циклону, утворюючи з ним єдину баричну депресію і тим самим підтримуючи його існування. Із припиненням серії центральний циклон, як правило, зникає, але нова серія циклонів може відродити центральний циклон, тобто відбувається процес його регенерації.

Процес виникнення центральних циклонів розглядають як поступовий розвиток нестійкої циклонічної хвилі, яка проходить усі стадії розвитку циклону. Але тільки невелика кількість циклонів перетворюється на центральний циклон. Для такого перетворення необхідне виконання як мінімум двох основних умов:

- циркуляційні процеси в області деформаційного поля повинні сприяти ізоляції циклону від надходження до його системи свіжих, холодних повітряних мас;
- циклон повинен інтенсивно поглиблюватися, в основному, завдяки позитивній адвекції вихору швидкості.

Центральні циклони зароджуються в області дельти висотної фронтальної зони (рис. 6.1). Розвиток починається з моменту активного циклогенезу і посилення деформації фронтальної зони. Структура поля вихору швидкості і термічна адвекція призводять до появи під дельтою

ВФЗ осередку падіння тиску і циклону, одночасно під входом ВФЗ в осередку зростання тиску формується гребінь або антициклон (рис. 6.1а,б). Вирішальним моментом в утворенні центрального циклону є розвиток попереду дельти ВФЗ висотного гребеня (рис. 6.1в). Поява двох гребенів обумовлює двосторонню адвекцію тепла на захід та схід від циклону. Такий процес призводить до ізолювання молодого циклону від надходження до нього свіжого, холодного повітря. При інтенсивному поглибленні та швидкому розвитку за площею ізолюваний циклон стає високим і холодним баричним утворенням з квазівертикальною віссю.

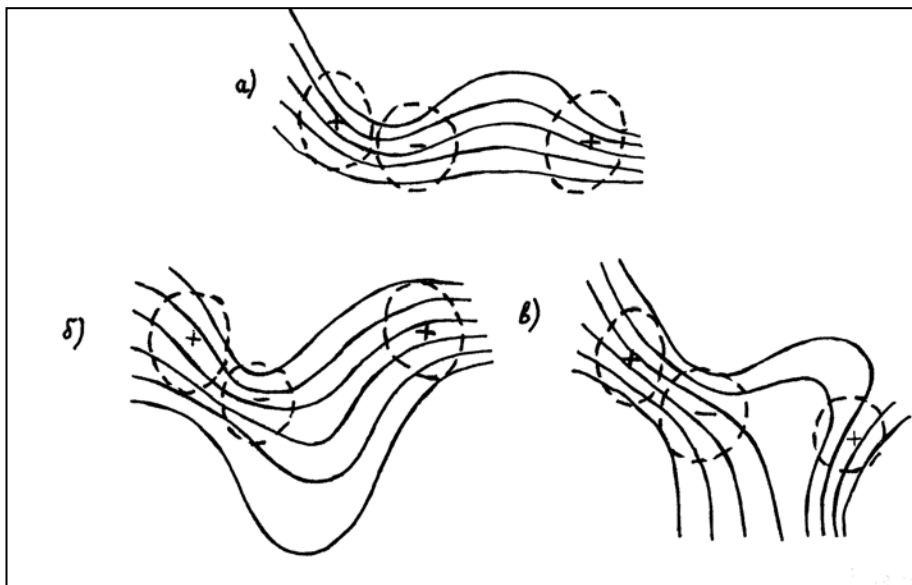


Рисунок 6.1 – Структура ВФЗ при утворенні центрального циклону

В Атлантиці центральні циклони частіше за все формуються в холодне півріччя і розташовуються в північно-східній частині океану, між Гренладією та Європою, в районі Ісландії. Над континентом Європи центральні циклони з'являються влітку, в основному над Східною Європою.

У поверхні Землі центральний циклон заповнюється протягом 2-3 діб, але в середній та верхній тропосфері циклонічний вихор може зберігатися протягом тижня.

Висотна фронтальна зона, що проходить по периферії центрального циклону, настільки добре виражена і має таку протяжність, що під нею можуть виникати самостійні невисокі циклони. Ці циклони проникають в систему центрального циклону, викликаючи його поглиблення біля поверхні Землі.

В нижніх шарах центральний циклон заповнений полярним повітрям, а фронт помірних широт проходить по його південній периферії. В північній частині циклону може знаходитися також арктичне повітря,

внаслідок надходження арктичного фронту, іноді з хвильовими збуреннями, в область центрального циклону. Цей процес може з'явитися додатковим фактором поглиблення центрального циклону. При наявності в центральному циклоні арктичного фронту, в циклоні може сформуватися великий теплий сектор, заповнений полярним повітрям. Але центральний циклон в цьому випадку буде відрізнятися від молодого збурення своїми розмірами, глибиною та вертикальною потужністю.

Основною причиною заповнення центрального циклону у поверхні Землі є конвергенція повітряних мас в шарі тертя, яка розповсюджується і в вище розташовані шари. В вільній тропосфері до заповнення циклону призводить поступовий прогрів холодного повітря в області циклону.

В області центрального циклону протягом усього періоду його розвитку зберігається похмура з опадами погода. Помірні та сильні опади випадають в перші 2-3 доби, слабкі опади – наприкінці періоду розвитку. Перш за все опади припиняються в північно-західній частині циклону. В літні місяці розвивається грозова діяльність, що є особливо активною в південній та південно-східній частині циклону. На периферіях циклону на початку його формування часто спостерігаються сильні вітри, які поступово слабшають із заповненням циклону у поверхні Землі. Взимку при значних вітрах виникають заметілі, які тривають від 1 до 3 діб. В області центрального циклону спостерігається невеликий добовий хід температури повітря у поверхні Землі: влітку коливання температури складають 3-6 °С, взимку добовий хід майже відсутній.

6.2 Стаціонарні та блокуючі антициклони

Стаціонарні антициклони - це тривало існуючі малорухливі антициклони, які сформувались в арктичній повітряній масі або в повітрі помірних широт і простежуються у всій товщі тропосфери і в нижній стратосфері. Стаціонарні антициклони, як і циклони, можуть розвиватися із фронтальних баричних утворень, або в результаті відокремлення північних частин висотних гребенів при широтному перетворенні термобаричного поля тропосфери.

Одним з випадків високого, поширеного та малорухливого антициклону є *блокуючий антициклон*. Зазвичай антициклон або гребінь, що зародився в арктичному регіоні, швидко розвивається, і переміщуючись в південно-східному напрямі, поступово починає руйнуватися, поглинаючись субтропічною зоною високого тиску. Типова швидкість пресування антициклонів – 10-15° широти в день (40-60 км·год⁻¹). Блокуючі антициклони можуть поводитися по-різному, але швидкість їх переміщення не перевищує 20 км·год⁻¹. З розвитком процесу блокування пов'язані такі небезпечні метеорологічні явища, як засухи і

суховії, сильні вітри, весняні повернення холодів, холодні і малосніжні зими тощо.

Результати досліджень блокуючих процесів дозволили виділити три основних типи синоптичних процесів при блокуванні, залежно від конфігурації висотного гребеня і траєкторії приземного антициклону. У будь-якому випадку типовою ознакою блокування є розщеплення зонального потоку на дві гілки, які огинають блокуючий об'єкт (або „блок”) по південній та північній периферії, а потім обидві гілки знов зливаються до одного потоку.

Перша форма блокуючих процесів характеризується розщеплюванням західного потоку на дві гілки, які обтікають структуру висотного баричного поля у вигляді „диполя” (на півночі – антициклон, на півдні – циклон). (рис. 6.2, а). У поверхні Землі розташовується малорухливий антициклон, що повільно зміщується в процесі блокування по петлеподібній траєкторії. На північ від цього антициклону спостерігається переміщення із заходу на схід і південний схід серій циклонів, пов'язаних з арктичним фронтом. На південь від антициклону на відтісненому на південь полярному фронті також розвинена циклонічна діяльність.

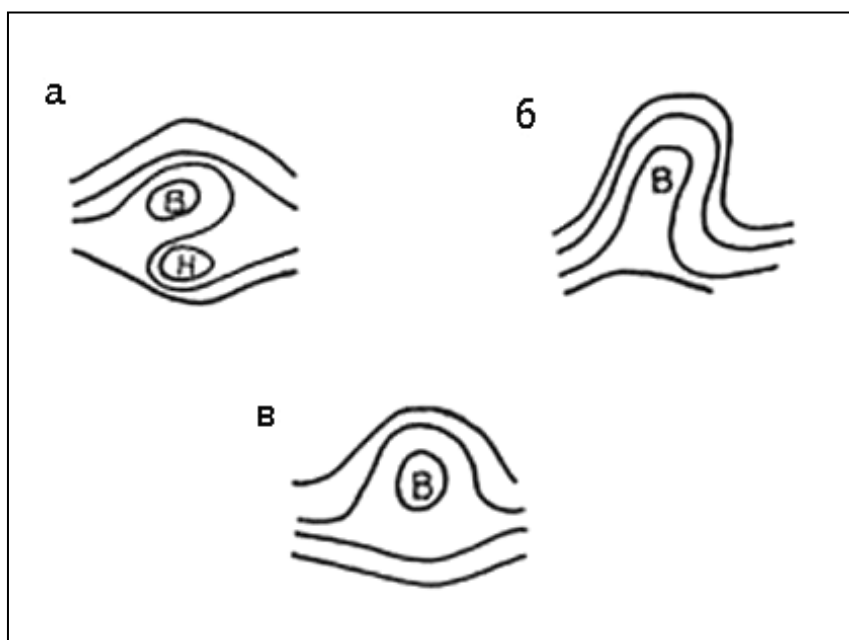


Рисунок 6.2 – Форми висотного баричного поля при процесах блокування

Друга форма блокування характеризується наявністю висотного, меридіонально орієнтованого гребеня (рис. 6.2, б). У поверхні Землі синоптичні процеси мають чітко виражену меридіональність. З півночі та північного сходу відбувається входження в систему блокуючого

антициклону ядер або відрогів високого тиску, які підсилюють процес. По східній периферії висотного гребеня відбувається швидке пересування циклонів у південному напрямку, сформованих на арктичному фронті (так звані „пірнаючі” циклони). На західній периферії гребеня на полярному фронті формуються південні циклони. Формування та тривале існування такого гребеня часто пов'язано з субтропічним максимумом, наприклад, з азорським антициклоном для процесів блокування над Європою.

Третя форма блокування характеризується омега-подібною формою висотного гребеня, якій має велику протяжність у зональному напрямі, ніж у попередньому випадку (рис. 6.2, в). У поверхні Землі блокуючі антициклони повільно переміщуються в східному напрямі.

Характерною особливістю блокуючих антициклонів всіх типів є їх *безперервна регенерація*, яка обумовлена надходженням холодних мас повітря, як правило, в тилу циклонів, що зміщуються по східній периферії висотного гребеня. При цьому може відбуватися формування нових теплих ядер високого тиску на західній периферії блокуючої системи.

Термічний стан атмосфери в період блокування характеризується вищою (за середню) температурою повітря на півночі і нижчою на півдні. Така аномальна структура температурного поля пов'язана з тривалою адвекцією тепла в північних широтах, яка здійснюється по західній периферії блокуючого гребеня, і адвекцією холоду в південні широти по східній його периферії.

В синоптичній практиці для визначення процесу блокування можна скористатися емпіричними критеріями, які враховують не тільки структуру термобаричного поля, але й історичну послідовність процесу. Для виявлення блокуючих процесів використовуються в основному щоденні приземні синоптичні карти і карти АТ-500.

Найбільш загальними синоптичними ознаками, характерними для блокуючої ситуації, є такі:

- існування малорухливого, високого, теплого антициклону;
- розвиток меридіонального типу циркуляції, що характеризується однією з трьох форм: диполем, омега-подібним гребенем або меридіональним гребенем;
- просторова протяжність блокуючої системи повинна складати не менш 35-45° довготи;
- антициклон або гребінь повинні розташовуватися північніше за 30° широти.
- така ситуація повинна зберігатися протягом певного інтервалу часу, який зазвичай, становить не менше 3-х діб.

У північній півкулі виявляються три області з максимальною повторюваністю блокування: над північно-східними районами Тихого і Атлантичного океанів і в районі півночі Уральських гір.

Блокуючі антициклони можуть розвиватися в зоні від 34 до 80° пн.ш. Найчастіше вони спостерігаються в зоні 55-59° пн.ш.

В цілому за рік найбільша повторюваність блокування над Атлантичним океаном спостерігається в районі 5-10° з.д. Над Європою осередок максимальної повторюваності блокування спостерігається в районі 25-35° сх.д.

Над Атлантичним океаном, максимальна повторюваність блокування спостерігається навесні (у березні-травні), мінімальна – влітку (у липні-вересні). Над Уралом максимум спостерігається навесні і літом, мінімум – восени і зимою. Над Тихим океаном, максимум повторюваності доводиться на зиму та навесні, мінімум – в серпні-вересні.

Довготна протяжність блокуючого процесу в середньому складає 30°, але може мінятися в діапазоні 10-120° довготи. Велика частина блокуючих антициклонів зміщується відносно свого початкового положення на відстань, меншу ніж 15° довготи. Антициклони, які зміщуються на більшу відстань, мають тенденцію зміщуватися на схід частіше, ніж на захід.

Над Атлантико-Європейським регіоном мінімальна тривалість блокування коливається від 5 днів взимку та весною, до 7 днів влітку. Взимку та навесні тривалість блокуючого процесу може перевищити місяць (в 1-2% випадків).

Повторюваність блокування над північною півкулею коливається від 14 до 30 випадків на рік, в середньому повторюваність складає 20 випадків на рік.

Рекомендована література: [1, 2, 3].

7 ТЕРМІЧНІ ЦИКЛОНИ ТА АНТИЦИКЛОНИ

Термічні (або місцеві) циклони та антициклони виникають в умовах неоднорідного прогріву повітря від підстильної поверхні і є нефронтальними баричними утвореннями. Цей процес відбувається в поширених географічних регіонах з порівняно однорідним рельєфом, причому термічні циклони та антициклони локально пов'язані з районом виникнення і не переміщуються в інші райони.

Термічні циклони виникають влітку, наприклад, над континентальними районами Середньої Азії в результаті нерівномірного прогріву повітря в центрі пустельних районів і по краях. В центральній частині цієї області виникає система стійких висхідних рухів, що призводить до падіння тиску. Термічне походження таких циклонів часто призводить до появи добового ходу в їх інтенсивності: в денні години на приземній карті з'являється циклон, окреслений однією замкнутою ізобарою, в нічні години він зникає. Взимку термічні циклони виникають над теплими морями, наприклад, над Чорним морем – чорноморська депресія.

Термічні циклони, як правило, є неглибокими і малоградієнтними баричними утвореннями, які розвиваються всередині однорідної повітряної маси. Погодні умови в термічних циклонах значно залежать від вологовмісту повітряної маси в їх системах. В пустельних районах, де повітря дуже сухе, в області таких циклонів можливе виникнення хмарності середнього і верхнього ярусів, яка не дає опадів. Якщо виникнення термічного циклону відбувається над водною чи добре зволоженою поверхнею, або при наявності адвекції вологого повітря, в циклоні може виникати суцільна хмарність з випадінням опадів. Іноді в систему циркуляції місцевого циклону може бути втягнутий атмосферний фронт, тоді термічний циклон перетворюється на фронтальний.

Термічні (місцеві) антициклони влітку виникають над сушею в порівняно тонкому шарі повітря при його охолодженні в нічні години. Вони мають невеликі розміри і вдень, як правило, руйнуються. Взимку над сушею термічні антициклони можуть існувати тривалий час в умовах інтенсивного радіаційного охолодження підстильної поверхні, при цьому вони досягають значних розмірів як по горизонталі, так і по вертикалі (наприклад, зимовий антициклон над Східним Сибіром і Монголією – сибірський максимум).

Появу місцевих циркуляцій за рахунок неоднорідно прогріву повітря можна пояснити на простому прикладі. Розглянемо початкову ситуацію, коли ізобаричні поверхні співпадають з поверхнями рівня на необертальній Землі. Припустимо, що деяка ділянка земної поверхні нагрівається більше, ніж прилеглі райони. Від неї буде прогріватися і шар повітря, що лежить вище (рис. 7.1, а). Тобто, ізобаричні поверхні над

осередком прогріву будуть підійматися і набудуть деякого кута нахилу від центру прогріву до периферії. Це призведе до появи горизонтального баричного градієнту, спрямованого від центру до периферії, що утворює перенос повітря в напрямку градієнту. Відтік повітря, перш за все, буде відбуватися в нижніх шарах, що призведе до зменшення маси атмосферного стовпа над прогрітою поверхнею, тобто зменшення тиску. В результаті ізобаричні поверхні в нижній частині атмосфери прогнуться донизу, що призведе до припливу повітря в нижніх шарах від периферії до центру нагрітої області (рис. 7.1, б), тобто формується циклонічна циркуляція. Підйом теплого повітря в верхніх шарах в центрі області призводить до підйому ізобаричних поверхней вище середнього рівня (АТ-500 гПа) і формуванню антициклону. Таким чином, встановлюється стаціонарна циркуляція з підйомом повітря в центрі області і опусканням на периферії.

Наявність обертання Землі в реальній атмосфері призводить до відхилення вітру від градієнтного. Наявність додатного прискорення вітру формує агеострофічні рухи, які утворюють дивергенцію маси, що обумовлює розвиток баричної депресії в нижніх шарах над нагрітою поверхнею.

Аналогічним чином над охолодженою територією розвивається область підвищеного тиску з антициклонічною циркуляцією.

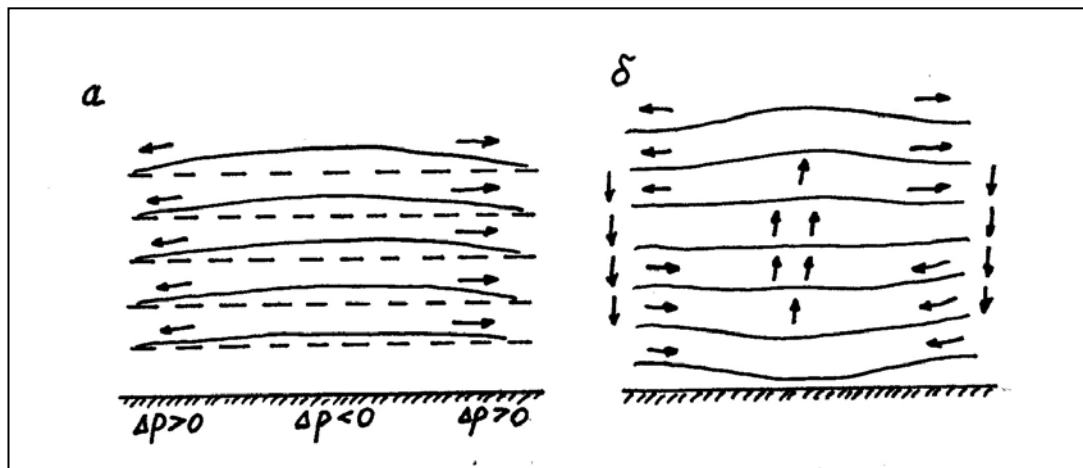


Рисунок 7.1 – Вертикальна структура баричного поля при неоднорідному прогріві підстильної поверхні: а) початкова стадія; б) стаціонарна циркуляція

Рекомендована література: [1, 2, 3].

8 ПРОГНОЗ СИНОПТИЧНОГО ПОЛОЖЕННЯ

Під *синоптичним положенням* розуміють сукупність взаємно зв'язаних синоптичних об'єктів (повітряних мас, фронтів, циклонів, антициклонів та інших атмосферних об'єктів) над деякою ділянкою земної поверхні, які визначають стан погоди.

Прогноз синоптичного положення полягає в прогнозі переміщення і еволюції циклонів і антициклонів, атмосферних фронтів і повітряних мас та є основою подальшого прогнозу погоди. Від правильності і повноти прогнозу синоптичного положення залежить прогноз всіх елементів і явищ погоди.

На даний час найбільш ефективним методом прогнозу синоптичного положення є гідродинамічний. На основі гідродинамічних моделей розраховуються прогностичні поля приземного тиску і поля абсолютної топографії ізобаричних поверхонь. Прогноз баричного поля у поверхні Землі та на висотах вважається задовільним по меншій мірі на найближчі дві доби, так як коефіцієнт кореляції між прогностичними і фактичними значеннями геопотенціалу на всіх тропосферних рівнях до кінця другої доби перевищує 90%.

Основні обмеження автоматизованих прогностичних технологій обумовлені недосконалістю гідродинамічних моделей атмосфери, а також неповнотою і неточністю інформації про вихідний стан атмосфери і підстильної поверхні. Слід пом'ятати, що гідродинамічні моделі прогнозують не точкові значення метеорологічних характеристик, а осереднені по площі розрахункового кроку координатної сітки. Тобто, все різноманіття особливостей атмосфери і підстильної поверхні представляється просторово осередненими сітковими значеннями. Це спрощення виявляється особливо помітним при великих просторових контрастах фізико-географічних і погодних умов, а також при недостатньо високій просторовій роздільній здатності гідродинамічних моделей. В атмосферних моделях представлені лише основні погодоутворювальні механізми. Частина процесів при цьому не враховується або відтворюється спрощено через недостатньо високий рівень їх розуміння або обмеженість ресурсів. Вибір значень багатьох параметрів налаштування прогностичних моделей ґрунтується на наближених оцінках і на матеріалі обмежених вибірок. Відносно вдало вибрані для одних ситуацій параметри моделей в інших випадках можуть виявитися далекими від оптимальних. Наслідком цього є різного роду систематичні помилки прогнозів.

Прогнози погоди, що складаються оперативними прогностичними підрозділами, повинні містити інформацію про основні елементи і явища приземної погоди. Проте, на сьогоднішній день автоматизовані прогностичні технології не здатні прогнозувати цілий ряд погодних явищ. Це пов'язано з тим, що багато явищ погоди, включаючи небезпечні явища,

мають локальний характер і складну природу утворення, яку на даний час складно описати для повної автоматизації їх прогнозу з прийнятним рівнем успішності. З цієї причини такі явища як тумани, ожеледь, конвективні процеси тощо, прогнозуються в основному фахівцями на місцях, які добре знаються на умовах їх виникнення та розвитку в конкретному регіоні.

З іншого боку, можливі випадки, коли помилки і збої в технології обробки даних і чисельного прогнозу, або всілякі нештатні ситуації здатні порушити роботу автоматизованих технологій, істотно зіпсувати об'єктивну прогностичну інформацію і зірвати її надання.

Перелічені вище причини свідчать про те, що забезпечення високої якості і безперебійного випуску прогнозів погоди вимагає збалансованого поєднання результатів об'єктивних прогностичних методів і їх критичної оцінки фахівцем-прогнозістом з метою контролю, уточнення і своєчасного доповнення наявної об'єктивної фактичної і прогностичної інформації.

Процес коректування розрахованих гідродинамічних полів тиску, а також прогноз елементів і явищ погоди, проводиться кваліфікованим синоптиком і базується на низці положень синоптичної практики:

- врахування загальних фізичних закономірностей і збереження історичної послідовності в розвитку атмосферних процесів і виявленні їх тенденції;
- зіставлення з розвитком атмосферних процесів в аналогічних синоптичних ситуаціях;
- знання фізико-географічних особливостей і місцевих кліматичних особливостей району прогнозу, а також регіонального характеру змін метеорологічних величин;
- знання зв'язків між елементами погоди, які встановлені в результаті регіональних синоптико-статистичних досліджень;
- врахування впливу спрощуючих припущень конкретної чисельної схеми прогнозу, яка не завжди враховує аномальність переміщення баричних утворень, та знання систематичних помилок даної моделі для конкретного регіону.

В щоденній прогностичній практиці, поряд з гідродинамічними моделями широко використовуються прогнози і коректування приземного поля тиску на основі синоптичного методу.

Синоптичний метод – це метод аналізу і прогнозу атмосферних макропроцесів і умов погоди на великих просторах за допомогою аеросиноптичного матеріалу (синоптичних карт, аерологічних діаграм, вертикальних розрізів атмосфери, супутникової інформації тощо).

Синоптичний метод прогнозу передбачає використання емпіричних правил, прийомів і способів, що дають можливість визначення майбутньої еволюції і географічного положення синоптичних об'єктів.

Звичайна процедура складання *прогнозу синоптичного положення* синоптичним методом виконується в наступному порядку.

- 1) Аналіз синоптичного положення по фактичних картах погоди і оцінка тенденції майбутніх його змін.
- 2) Прогноз майбутнього положення центрів баричних утворень, осей улоговин і гребенів.
- 3) Прогноз знаку і інтенсивності еволюції центрів існуючих баричних утворень, еволюції атмосферних фронтів і прогноз виникнення нових баричних утворень.
- 4) Розрахунок тиску в окремо вибраних точках поля.
- 5) Нанесення розрахованих значень тиску на карту та проведення ізобар.
- 6) Визначення майбутнього положення атмосферних фронтів.

8.1 Комплексний аналіз фактичного синоптичного положення

Починати прогноз синоптичного положення слід з комплексного аналізу наявної синоптичної інформації. Для такого аналізу, зазвичай, використовують як мінімум два комплекти карт погоди – приземні та висотні, складені за даними спостережень в строки протягом поточної та попередньої доби.

Аналіз синоптичного положення бажано починати з характеристики великомасштабної структури висотного термобаричного поля, з визначенням напрямку і швидкості переважаючих потоків в середній та верхній тропосфері для різних частин досліджуваного району, положення та інтенсивності висотних фронтальних зон і струминних течій та їх зміну на протязі даного періоду.

Потім переходять до характеристики фронтальних розділів, повітряних мас, циклонів та антициклонів.

Аналіз *структури баричних систем* по фактичних картах погоди повинен містити наступні елементи.

- 1) Визначається стадія розвитку баричних утворень, для чого аналізуються: зміни тиску в баричному утворенні за попередню добу; вертикальна протяжність баричного утворення; нахил висотної осі; співвідношення величин адвекції тепла і холоду в передній і тилій частинах баричного утворення; положення фронтальних зон і осі струминної течії відносно баричного утворення. При наявності відповідних умов, робиться висновок про можливість процесу регенерації баричних утворень.
- 2) Аналізуються особливості переміщення баричних утворень. Тут зауважують на: можливий район виникнення баричного утворення; наявність орографічних перешкод та загальний стан підстильної поверхні, які можуть впливати на трансформацію баричного

утворення; характер і траєкторію пересування за попередню добу з визначенням середньої швидкості.

- 3) Даються якісні оцінки еволюції баричних утворень з використанням аналізу вихрової складової тенденції вихору швидкості в натуральних координатах.

Далі переходять до прогнозу географічного положення баричних систем.

8.2 Прогноз географічного положення баричних утворень

Прогноз майбутнього географічного положення баричних утворень може бути здійснений на основі екстраполяції вектора швидкості баричного утворення за попередні строки. Застосовуються формальна (лінійна і нелінійна) та фізична екстраполяція.

Вживання формальної екстраполяції дає задовільні результати при прогнозі на строк до 24 год.

Фізична екстраполяція базується на **правилі ведучого потоку**: баричні утворення в поверхні Землі в більшості випадків переміщуються в напрямку стійкого повітряного потоку над ними на висоті поверхні АТ-700 або АТ-500 гПа зі швидкістю, яка пропорційна швидкості вітру на відповідній поверхні.

В середньому коефіцієнт пропорційності k між швидкістю ведучого потоку і швидкістю переміщення баричних утворень складає 0,8 для АТ-700 і 0,6 для АТ-500 гПа. Слід пам'ятати, що коефіцієнт k суттєво залежить від швидкості потоку і може коливатися, наприклад для рівня АТ-700 гПа від 1,5 при швидкості потоку $30 \text{ км}\cdot\text{год}^{-1}$ до 0,6 при швидкості близько $100 \text{ км}\cdot\text{год}^{-1}$.

Правило ведучого потоку приблизно відображує картину переміщення баричних утворень. Для того, що отримати зв'язок між структурою термобаричного поля тропосфери та швидкістю переміщення баричного утворення, розглянемо переміщення баричного центру H_1 вздовж шляху $L(x,y)$ за період часу t . Згідно з [1, 2, 9], формула для визначення швидкості переміщення баричного центру C має вигляд:

$$C \frac{\partial^2 H_1}{\partial L^2} = - \frac{\partial}{\partial L} \frac{\partial H_2}{\partial t} + k \frac{\partial}{\partial L} \frac{\partial T_m}{\partial t}, \quad (8.1)$$

де H_2 – геопотенціал вище розташованої ізобаричної поверхні, на рівні ведучого потоку;

T_m – середня температура шару між ізобаричними поверхнями H_1 і H_2 ;

k – коефіцієнт пропорційності, отриманий з барометричної формули геопотенціалу $k = 6,74 \lg \frac{p_1}{p_2}$, де p_1 і p_2 – тиск на ізобаричних поверхнях з геопотенціалом H_1 і H_2 .

З формули (8.1) виходить, що переміщення баричного центру у поверхні Землі обумовлено двома факторами:

- розподілом змін геопотенціалу на верхній ізобаричній поверхні;
- розподілом змін середньої температури шару між двома поверхнями.

Якщо проаналізувати формулу (8.1) для випадків циклону та антициклону, отримаємо правила, які слід враховувати при прогнозі переміщення баричних утворень з застосуванням термобаричного поля середньої тропосфери:

- Центр циклону переміщається у бік адвекції тепла, яка посилюється, або адвекції холоду, яка слабшає.
- Центр антициклону переміщається у бік адвекції холоду, яка посилюється, або адвекції тепла, що слабшає.
- Антициклон має тенденцію переміщатися туди, де геопотенціал вище розташованої поверхні підвищується швидше або знижується повільніше.
- Циклон має тенденцію переміщатися туди, де геопотенціал вище розташованої поверхні знижується швидше або підвищується повільніше.
- Відхилення шляху приземного баричного центру від напрямку ведучого потоку буде тим більше, чим менше баричний градієнт в центральній частині приземного баричного утворення.

Представив вираз (8.1) в натуральній системі координат, де C_s і C_n – дотична та нормальна складові швидкості переміщення баричного центру (рис. 8.1), отримаємо:

$$C_s \left(\frac{\partial^2 H_1}{\partial s^2} \right) = - \frac{\partial}{\partial s} \left(\frac{\partial H_2}{\partial t} \right) + k \frac{\partial}{\partial s} \left(\frac{\partial T_m}{\partial t} \right), \quad (8.2)$$

$$C_n \left(\frac{\partial^2 H_1}{\partial n^2} \right) = - \frac{\partial}{\partial n} \left(\frac{\partial H_2}{\partial t} \right) + k \frac{\partial}{\partial n} \left(\frac{\partial T_m}{\partial t} \right), \quad (8.3)$$

Формула (8.2) показує, що дотична складова швидкості баричного центру C_s залежить від розподілу по потоку локальних змін геопотенціалу H_2 та середньої температури шару, а також від ступеня згущення ізобар в центральній частині циклону у поверхні Землі (чим більше згущення, тим менше швидкість переміщення).

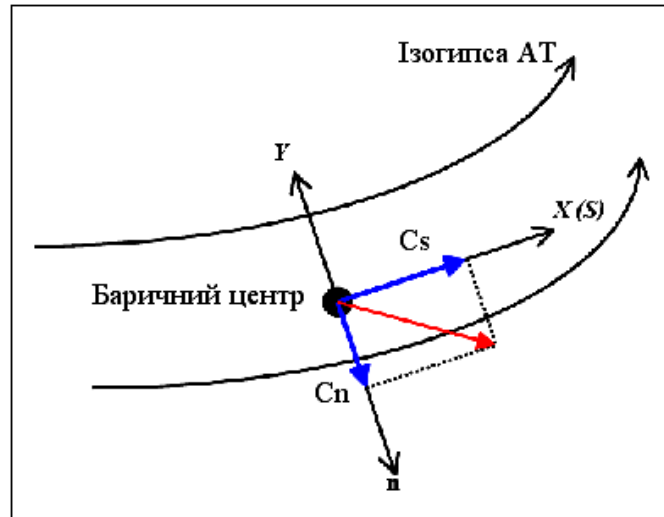


Рисунок 8.1 – Пояснення до побудови вектора переміщення баричного утворення

З формули (8.3) витікає, що приземний баричний центр може переміщатися під деяким кутом до ізогіпс поверхні H_2 . Складова C_n залежить, по-перше, від неоднакової локальної зміни геопотенціалу ізобаричної поверхні H_2 , справа та зліва від приземного баричного центру. Зменшення за часом градієнту геопотенціалу H_2 призводить до відхилення шляху циклону вправо, антициклону – вліво, збільшення геопотенціалу за часом призводить до зворотної ситуації. По-друге, неоднакова локальна зміна середньої температури шару призводить до відхилення траєкторії циклону вправо при збільшенні за часом T_m в напрямку нормалі, та вліво – при зменшенні T_m . Для антициклонів ситуація зворотна. По-третє, згущення ізобар в центральній частині приземного баричного утворення призводить до того, що відхилення від ведучого потоку баричного центру буде тим більше, чим менше згущені ізобари в центральній частині баричного утворення у поверхні Землі.

Взагалі, результати аналізу траєкторій переміщення циклонів показали, що в більшості випадків $C_n > C_s$. З формули (8.3) можна отримати робочу формулу для розрахунку нормальної складової швидкості переміщення приземного баричного центру C_n :

$$C_n = - \frac{312 \frac{\partial H_n}{\partial t}}{\frac{\partial^2 p_0}{\partial n^2}} . \quad (8.4)$$

Формула (8.4) отримана за наступних умов:

- $\frac{\partial H_n}{\partial t}$ вимірюється в гп. дам на 1000 км за добу;
- $\frac{\partial^2 p_0}{\partial n^2}$ визначається в гПа на 500 км².

При $C_n > 0$ баричне утворення зміщається вправо від ізогипс ведучого потоку, при $C_n < 0$ – вліво.

Тепер розглянемо, як впливає конфігурація ізобар в циклоні або антициклоні на траєкторію руху їх центрів. Представимо баричне утворення у вигляді твердого тіла, що обертається і переміщується як єдине ціле в напрямку і зі швидкістю ведучого потоку на кожному рівні. Для будь-якої частки такого об'єкта можна записати:

$$\begin{aligned} \frac{d}{dt} \frac{\partial H_1}{\partial x} &= \frac{\partial}{\partial t} \frac{\partial H_1}{\partial x} + C_x \frac{\partial}{\partial x} \frac{\partial H_1}{\partial x} + C_y \frac{\partial}{\partial y} \frac{\partial H_1}{\partial x}, \\ \frac{d}{dt} \frac{\partial H_1}{\partial y} &= \frac{\partial}{\partial t} \frac{\partial H_1}{\partial y} + C_x \frac{\partial}{\partial x} \frac{\partial H_1}{\partial y} + C_y \frac{\partial}{\partial y} \frac{\partial H_1}{\partial y}. \end{aligned} \quad (8.5)$$

Для центру циклона або антициклона виконується:

$$\frac{\partial H_1}{\partial x} = \frac{\partial H_1}{\partial y} = 0 \quad \text{та} \quad \frac{\partial}{\partial y} \frac{\partial H_1}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial x} \frac{\partial H_1}{\partial y} = 0. \quad (8.6)$$

Якщо вважати, що поле тиску баричного утворення не змінюється (тільки транслюється), то

$$\frac{d}{dt} \frac{\partial H_1}{\partial x} = \frac{d}{dt} \frac{\partial H_1}{\partial y} = 0. \quad (8.7)$$

З врахуванням (8.6)-(8.7) вирази (8.5) приймають вигляд:

$$C_x = -\frac{\frac{\partial}{\partial x} \frac{\partial H_1}{\partial t}}{\frac{\partial^2 H_1}{\partial x^2}}, \quad C_y = -\frac{\frac{\partial}{\partial y} \frac{\partial H_1}{\partial t}}{\frac{\partial^2 H_1}{\partial y^2}}. \quad (8.8)$$

В баричних системах з круговими ізобарами кривизна ізобар постійна, тобто:

$$\frac{\partial^2 H_1}{\partial x^2} = \frac{\partial^2 H_1}{\partial y^2} = a = \text{const}. \quad (8.9)$$

Тоді

$$C_x = -\frac{1}{a} \frac{\partial}{\partial x} \frac{\partial H_1}{\partial t}, \quad C_y = -\frac{1}{a} \frac{\partial}{\partial y} \frac{\partial H_1}{\partial t}. \quad (8.10)$$

З (8.10) витікає, що приземний центр циклону з круговими ізобарами буде зміщатися в напрямку найбільшого падіння тиску, так як для циклону $a > 0$, $\frac{\partial H_1}{\partial t} < 0$, тоді $C_x, C_y > 0$.

Приземний центр антициклону буде зміщатися в напрямку найбільшого зростання тиску, так як для антициклону $a < 0$, $\frac{\partial H_1}{\partial t} > 0$.

Якщо циклон має еліптичні ізобари, тоді

$$\frac{\partial^2 H_1}{\partial x^2} \neq \frac{\partial^2 H_1}{\partial y^2} \neq 0.$$

Спрямуємо вісь X вздовж великої осі еліпса, вісь Y – вздовж малої. Визначимо α як кут між великою віссю і напрямком руху центра циклону C (рис. 8.2). Тоді отримаємо:

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{C_y}{C_x} = \frac{\frac{\partial}{\partial y} \frac{\partial H_1}{\partial t}}{\frac{\partial}{\partial x} \frac{\partial H_1}{\partial t}} \cdot \frac{\frac{\partial^2 H_1}{\partial x^2}}{\frac{\partial^2 H_1}{\partial y^2}}. \quad (8.11)$$

Введемо кут β - між віссю X і напрямком ізолобаричного градієнта (рис. 8.2), тоді

$$\operatorname{tg} \beta = \frac{\frac{\partial}{\partial y} \frac{\partial H_1}{\partial t}}{\frac{\partial}{\partial x} \frac{\partial H_1}{\partial t}}. \quad (8.12)$$

Підставив (8.12) в (8.11), отримаємо

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{\frac{\partial^2 H_1}{\partial x^2}}{\frac{\partial^2 H_1}{\partial y^2}} \cdot \operatorname{tg} \beta. \quad (8.13)$$

При обраному напрямку осей $\frac{\partial^2 H_1}{\partial y^2} > \frac{\partial^2 H_1}{\partial x^2}$, тоді $\alpha < \beta$.

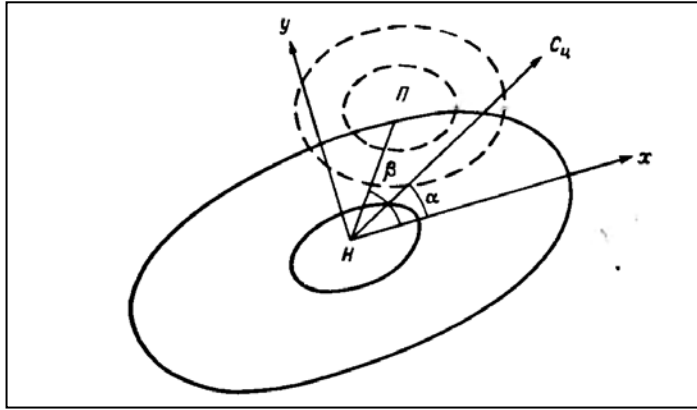


Рисунок 8.2 - Переміщення циклону з еліптичними ізобарами

Тобто, циклон з ізобарами, що є за формою близькими до еліптичних, переміщується в напрямку, проміжному між напрямком ізобаричного градієнта і великою горизонтальною віссю циклона (рис. 8.2).

Застосування аналогічного аналізу для антициклону з еліптичними ізобарами дає правило, за яким антициклон буде переміщатися в напрямку між ізобаричним асцендентом (напрямком на область зростання тиску) і великою піввіссю антициклону на приземній карті.

8.3 Емпіричні правила для оцінки швидкості і напрямку переміщення приземних баричних утворень

Швидкість переміщення циклонів коливається в широких межах. В початковій стадії розвитку низькі циклони, як і антициклони переміщуються зі швидкістю 40-50 км·год⁻¹. Активне переміщення баричних утворень відбувається до тих пір, доки над ними в середній тропосфері зберігається стійкий повітряний потік. Коли циклони (антициклони) стають високими, їх швидкість різко зменшується. В середній тропосфері вони мають замкнені ізогипси, тобто ведучий потік певного напрямку над центром вже відсутній, тому баричні утворення стають малорухомими (квазістаціонарними), при цьому центр інколи описує петлю.

При визначенні швидкості і напрямку переміщення приземних баричних утворень можна застосовувати емпіричні правила, які зазвичай використовуються за відсутності карт баричної топографії.

Правило ізобаричної пари. Приземний центр циклону (антициклону), який має ізобаричні осередки, зміщується паралельно

лінії, що сполучає точки з екстремальними тенденціями в областях падіння і зростання тиску у бік падіння (зростання) тиску. Це правило виправдовується, якщо замкнуті ізобари баричного утворення квазікругові, і є добре виражена ізалобарична пара, осередки якої розташовуються приблизно на однаковій відстані від центра баричного утворення.

Якщо баричне утворення з круговими ізобарами має лише один добре виражений ізалобаричний осередок, то воно буде переміщатися в напрямку прямої, що сполучає його центр з центром ізалобаричної області (рис. 8.3).

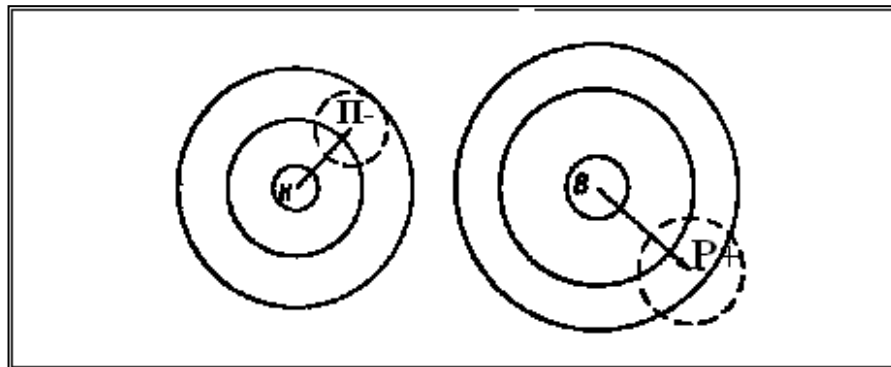


Рисунок 8.3 - Переміщення циклону та антициклону з ізобарами, близькими до кругових

Баричне утворення з еліптичними ізобарами зміщується в напрямку, проміжному між напрямом його великої осі і прямою, що сполучає центри осередків зростання і падіння тиску (рис. 8.4 б). Якщо добре виражена лише одна з ізалобаричних областей, то центр баричної системи зміщується в напрямі, проміжному між напрямом його великої осі і прямою, що сполучає його центр з центром ізалобаричної області (рис. 8.4 а).

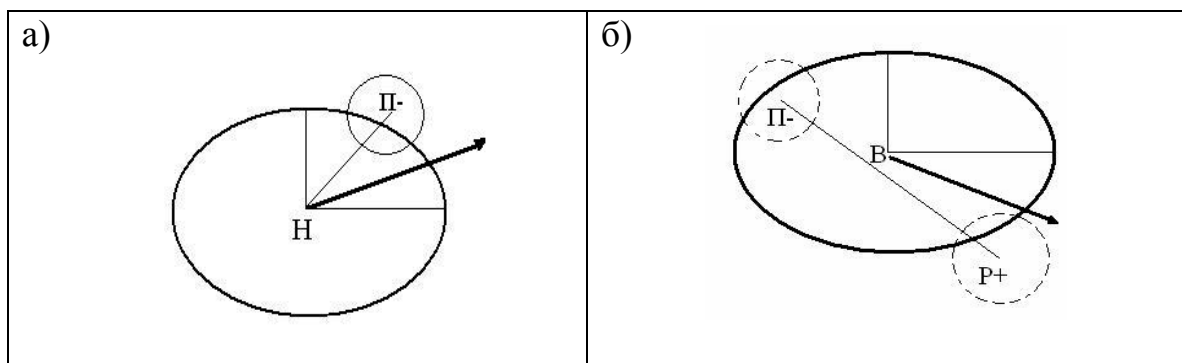


Рисунок 8.4 - Визначення напрямку переміщення циклону (а) та антициклону (б) з еліптичними ізобарами

Правило ізобар теплого сектора. Приземний центр циклону переміщається паралельно ізобарам теплого сектора, залишаючи останній праворуч. Правило виправдовується, якщо циклон ще не є оклюдованим, тобто для перших стадій розвитку циклона.

Правило слабких вітрів. Циклон рухається туди, де вітри слабкі. Циклон з сильними вітрами в передній частині уповільнює свій рух і швидко заповнюється.

Переміщення нових утворень в системі основних циклонів (антициклонів). Якщо на периферії основного циклону (антициклону) виникає нове циклонічне збурення або улоговина (відріг або ядро), то воно буде рухатися по периферії потужнішого циклону (антициклону) проти годинникової стрілки (за годинниковою стрілкою).

Правило нахилу осі. Приземний центр циклону (антициклону) переміщається перпендикулярно проєкції своєї висотної осі (лінії, що сполучає положення центру баричного центру на приземній карті і АТ-700). Причому, висотний центр циклону залишається зліва для циклону і справа для антициклону. Це правило виправдовується, якщо проєкція висотної осі збігається з горизонтальним температурним градієнтом на карті ВТ-500/1000.

Серія циклонів. При переміщенні серії циклонів із заходу на схід кожен наступний циклон серії переміщається південніше за попередній (рис. 8.5). Невеликі рухливі антициклони (проміжні і завершальні) переміщуються з тією ж швидкістю, що і циклони, які знаходяться попереду них.

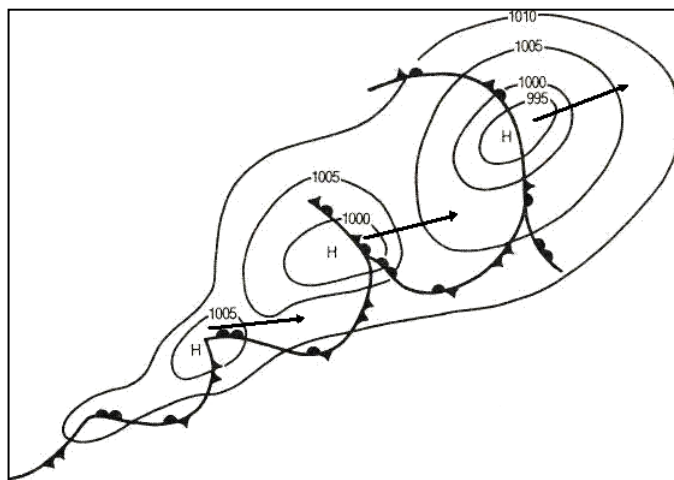


Рисунок 8.5 – Переміщення циклонів в серії

Правило переміщення зв'язаних баричних утворень. Два приблизно однакових за розмірами і інтенсивністю баричних утворення, окреслені загальною замкнутою зовнішньою ізобарою, обертаються докола загального центру проти годинникової стрілки для циклонічної системи і

за годинниковою стрілкою – для антициклонічної (рис. 8.6). Загальний центр розташовується приблизно посередині лінії, що сполучає баричні центри.

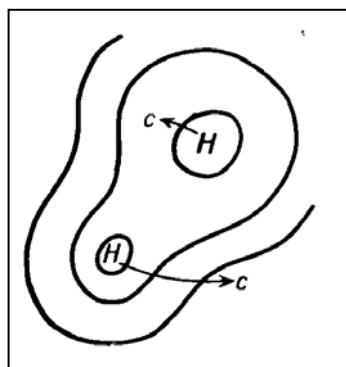


Рисунок 8.6 – Переміщення зв'язаних циклонів

Переміщення циклонів і антициклонів відносно один одного. Циклон огинає малорухомий (блокуючий) антициклон за годинниковою стрілкою (в північній півкулі) (рис. 8.7).

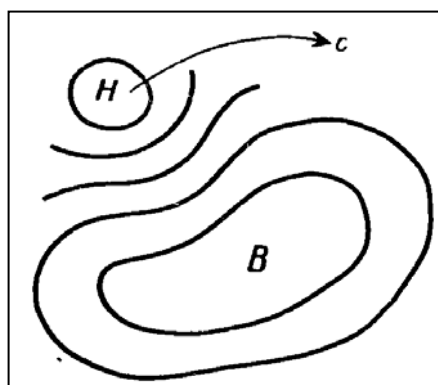


Рисунок 8.7 - Рух циклону навколо малорухомого антициклону

8.4 Прогноз еволюції баричних утворень

Основною ознакою, що вказує на характер майбутньої еволюції приземних баричних утворень на термін не більше 12 год, є розподіл баричних тенденцій відносно центру (осі) даної баричної системи. Використовують наступні емпіричні правила.

1. Якщо нульова ізалобара проходить в передній частині циклону (антициклону), то протягом найближчих 6-12 год циклон заповнюватиметься, а антициклон – руйнуватися.

Якщо нульова ізалобара проходить в тилівій частині циклону (антициклону), то протягом найближчих 6-12 год циклон

заглиблюватиметься, а антициклон – посилюватися. Ці правила також можуть бути застосовні для прогнозу еволюції улоговин і гребенів.

2. Позитивні ізалобаричні тенденції в центрі циклону за відсутності умов для його регенерації служать ознакою продовження його заповнення протягом майбутніх 24-36 год з вірогідністю 90%.

Негативні тенденції в центрі антициклону за відсутності умов для його регенерації служать ознакою продовження його руйнування протягом майбутніх 24-36 год з вірогідністю 70%.

Поглиблення циклону або посилення антициклону не можуть бути таким же чином прогнозовані з високою вірогідністю, оскільки ці процеси є нестійкими у часі порівняно з процесами заповнювання чи руйнування. Для оцінки майбутньої еволюції на наступні 24-36 год необхідно проаналізувати характер термобаричного поля над циклоном (антициклоном), положення лінії, що сполучає області падіння і зростання тиску в циклоні (антициклоні) відносно його центру, характер зміни інтенсивності ізалобаричних осередків за часом і зміну їх відстані від центра баричного утворення. Використовують наступні правила.

1. Наявність зони тепла (холоду) на карті ВТ-500/1000 над приземним центром циклону служать ознакою його поглиблення (заповнення) на наступні 24-36 год.

2. Якщо над приземним центром циклону, що заглиблюється (або антициклону, що посилюється), контраст значень геопотенціалу на карті ВТ-500/1000 складає не менше 12 гп.дам/500 км, то протягом майбутніх 24 год циклон продовжуватиме заглиблюватися з вірогідністю 64%, а антициклон буде посилюватися з вірогідністю 90%. Якщо контраст значень геопотенціалу на карті ВТ-500/1000 не перевищує 6 гп.дам/500 км, то протягом майбутніх 24 год слід чекати припинення поглиблення циклону і переходу до його заповнення з вірогідністю 62%, та припинення посилення антициклону і його подальшого руйнування з вірогідністю 56%.

3. При появі над циклоном, що поглиблюється, на карті АТ-500 осередку холоду, слід очікувати в найближчу добу переходу циклона у стадію заповнення.

4. Видалення лінії, що сполучає ізалобаричні осередки циклону, від його центру є ознакою того, що циклон, який поглиблюється в даний момент часу, скоро почне заповнюватися.

5. Якщо осередок падіння тиску в передній частині циклону починає віддалятися від центру циклону, це вказує на швидке припинення поглиблення циклону.

6. Циклон поглиблюється, якщо його теплий сектор охоплений областю падіння тиску, і заповнюється, якщо в теплому секторі спостерігаються позитивні тенденції зміни тиску. Якщо в теплому секторі

тенденції близькі до нульових. Тиск в центрі циклону суттєво не змінюється.

7. Переміщення осередку зростання тиску на периферію антициклона свідчить про початок руйнування антициклона.

8. У випадках циклону, що заповнюється, та антициклона, що руйнується, для оцінки еволюції застосовується лінійна і нелінійна екстраполяція. Для цього визначається зміна тиску за минулі 6-12 год, яка потім екстраполюється на майбутній період.

Окрім цих правил, треба пам'ятати наступні особливості розвитку циклонів і антициклонів.

- Поглиблення циклонів і посилення антициклонів припиняється після їх перетворення у високі баричні утворення. Циклон, звичайно, одразу після цього починає заповнюватися. Антициклон, досягнув максимального розвитку по вертикалі, часто може протягом декількох діб залишатися з практично незмінним тиском у центрі.
- Молодий циклон поглиблюється тим швидше, чим з більшою швидкістю холодний фронт наближується до теплого. Після початку процесу оклюдування циклон звичайно починає заповнюватися.
- Циклон буде поглиблюватися до тих пір, доки буде тривати, не послаблюючись, інтенсивна адвекція холоду в тилу циклона і адвекція тепла в передній частині. Якщо ці умови змінюються у бік послаблення адвекції, циклон починає заповнюватися.

8.5 Прогноз виникнення нових баричних утворень

Прогноз виникнення нових баричних утворень представляє один з найважливіших етапів прогнозу синоптичного положення. При виникненні нового циклону або антициклона атмосферна циркуляція переходить в новий якісний стан, що призводить до зміни погодних умов на значних територіях. Розв'язання задачі прогнозу виникнення баричних утворень потребує детального аналізу термобаричного поля тропосфери, який дозволяє виділити райони з найбільшою вірогідністю цикло- або антициклогенезу. При цьому використовують наступні ознаки і правила.

1. Циклони, як правило, виникають під малорухливими висотними фронтальними зонами, на їх теплому боці, праворуч від найбільшого згущування ізогипс. З холодного боку ВФЗ (ліворуч від найбільшого згущування ізогипс) циклони виникають рідко і зазвичай не отримують розвитку. Поза межами впливу ВФЗ виникають термічні депресії.

2. Найбільш сприятливі умови для виникнення циклонів створюються в передній частині висотної баричної улоговини за наявності сильної адвекції холоду в тилу циклона та струминної течії в області ВФЗ.

3. Фронтальні циклони найчастіше виникають на малорухливих ділянках холодних фронтів або біля точки оклюзії.

4. Виникнення циклонів на теплих фронтах практично не спостерігається, оскільки на теплому фронті рідко створюються умови, коли в тилу циклона, що утворюється, відбувається адвекція холодного повітря, яка повинна підтримувати утворення ділянки холодного фронту циклону.

5. Поява області падіння тиску в зоні малорухливого фронту, особливо за наявності області зростання тиску в холодному повітрі, є надійною ознакою утворення нового циклону. Причому, чим менше баричні градієнти в області падіння тиску, що розпочалося, тим вірогідніше виникнення циклону.

6. Ознакою виникнення циклону біля точки оклюзії є сильніше падіння тиску біля неї, ніж падіння тиску в центральній частині циклону. Вірогідність виникнення циклону тим більше, чим менше баричні градієнти біля точки оклюзії.

Біля точки оклюзії циклони виникають досить часто, але рідко розвиваються в глибокі циклони, оскільки в області точки оклюзії градієнти геопотенціалу і температури не досягають великих значень, і структура термобаричного поля тропосфери не завжди сприяє значному пониженню тиску в районі точки оклюзії.

7. Антициклони, як правило, виникають під малорухливими висотними фронтальними зонами, на їх холодному боці, тобто зліва від найбільшого згущування ізогипс. З теплового боку ВФЗ (праворуч від найбільшого згущування ізогипс) антициклони виникають рідко і зазвичай не отримують розвитку. Поза межами впливу ВФЗ можуть виникати термічні антициклони.

8. Найбільш сприятливі умови для виникнення антициклонів створюються в тилувій частині висотної баричної улоговини за наявності сильної адвекції тепла в тилу антициклона.

9. Поширення додатних баричних тенденцій на тилу частину гребня є надійною ознакою утворення ядра в цьому гребені.

10. Для оцінки знака еволюції баричних утворень можна використовувати ізологипси АТ-700 гПа. При очікуваному зниженні геопотенціалу ізобаричної поверхні 700 гПа і відстані ізобаричного осередку від центра циклону менше 500 км треба очікувати поглиблення циклону. Якщо передбачається зростання геопотенціалу ізобаричної поверхні 700 гПа, слід очікувати заповнення циклону.

11. Якщо поблизу центральної частини антициклона очікується зростання геопотенціалу поверхні 700 гПа, можна прогнозувати посилення антициклона.

Досить інформативними для прогнозу виникнення циклонів є супутникові знімки хмарності. Про активність процесу циклогенезу можна свідчити за інтенсивністю викидів перистої хмарності, а також за наявністю довгих смуг перистої хмарності, які вказують на струминну

течію в верхній тропосфері. Посилення висхідних вертикальних рухів в циклоні, що розвивається, призводить до ущільнення хмарності та підвищення її верхньої границі, отже з часом на знімках яскравість хмарного масиву циклона зростає. На супутникових знімках хмарності виділяють ряд типових хмарних полів, поява яких може свідчити про початок циклогенезу.

1) Хмарна “шапка” фронтальної хвилі – хвилеподібний вигин фронтальної хмарності з її розширенням і часто з появою перистої хмарності.

2) “Шапка-щит” – ізольована частина хмарності холодного фронту, звичайно опукла на північ, із значною перистою хмарністю.

3) “Шапка-віяло” перистих хмар на північному кінці смуги хмар холодного фронту.

4) Масив купчасто-дощових хмар, що розвиваються.

5) Вторинний хмарний вихор (мезовихор) за холодним фронтом, який може стимулювати циклогенез на холодному фронті, якщо переміститься в його область.

6) При утворенні циклону біля точки оклюзії спостерігається яскраво-біла хмарність холодного фронту і струминної течії, а також помітний її прогин у бік теплого сектору, що свідчить про адвекцію холоду в циклоні, який зароджується. З боку теплого фронту поблизу точки оклюзії при посиленні висхідних вертикальних рухів з’являються викиди перистої хмарності.

Детальніше про форми хмарності - передвісники циклогенезу, можна довідатися в курсі „Супутникової метеорології” [8].

8.6 Прогноз переміщення атмосферних фронтів

Прогноз майбутнього положення атмосферних фронтів нерозривно зв’язаний з прогнозом переміщення і еволюції баричних утворень.

Найбільш простим і часто вживаним способом визначення майбутнього положення атмосферних фронтів є лінійна і нелінійна екстраполяція. Отримане майбутнє положення фронту слід погоджувати з прогнозом переміщення баричних утворень. Прогнозоване положення фронту повинне збігатися з прогнозованим положенням баричної улоговини, пов’язаної з даним фронтом.

Найбільш простим методом прогнозування майбутнього положення атмосферного фронту є екстраполяція попереднього переміщення фронту з використанням приземних карт погоди за вихідний та попередній моменти часу. Такий підхід можна використовувати, якщо не очікується суттєвої перебудови баричного поля. В такому випадку можна використовувати емпірично встановлений зв’язок між швидкістю переміщення фронту в межах циклону і нормальної до фронту складовою швидкості

геострофічного вітру на приземній карті погоди. Розрахунок швидкості C переміщення лінії фронту в системі циклону виконується за формулою:

$$C = kv_g, \quad (8.14)$$

де v_g – нормальна до фронту складова швидкості геострофічного вітру, яка визначається по складовій градієнта тиску, спрямованого вздовж лінії фронту;

k – коефіцієнт пропорційності, який для теплих фронтів складає 0,6-0,8, для швидко рухомих холодних фронтів 0,7-0,9, для повільно рухомих холодних фронтів – 1,0.

Також слід враховувати перебудову баричного поля, пов'язану з переміщенням циклону і його еволюцією. В такому випадку швидкість переміщення фронту C_ϕ дорівнює:

$$C_\phi = C + qC_u + C_e, \quad (8.15)$$

де C_u – швидкість переміщення центру циклона;

q – коефіцієнт пропорційності, що є різним для різних ділянок фронту;

C_e – складова швидкості руху фронту, яка виникає внаслідок еволюції поля тиску.

Розрахунок швидкості руху фронту складається наступним чином. На лінії фронту обирають декілька точок – a , b , c та d – точка зміни знаку фронту (рис. 8.8). Для них за формулою (8.14) розраховують швидкість переміщення без врахування еволюції та трансляції поля тиску. Отримують положення точок a_1 , b_1 , c_1 за інтервал часу Δt . Швидкість переносу за рахунок трансляції поля тиску визначається другим членом рівняння (8.15), де q розраховується за формулами:

$$q(a_1) = \frac{a_1 d}{O d}; \quad q(b_1) = \frac{b_1 d}{O d}; \quad q(c_1) = \frac{c_1 d}{O d}, \quad (8.16)$$

де $a_1 d$, $b_1 d$, $c_1 d$ - відповідні відрізки на карті,

$O d$ – відстань від центра циклону до точки зміни знаку фронту.

З врахуванням (8.16) розраховується довжина відрізків $a_1 a_2$, $b_1 b_2$, $c_1 c_2$ і будується очікуване положення лінії фронту через інтервал часу Δt .

Врахування еволюції поля тиску в циклоні (C_e) здійснюється за емпіричними правилами, які викладені в п. 8.4.

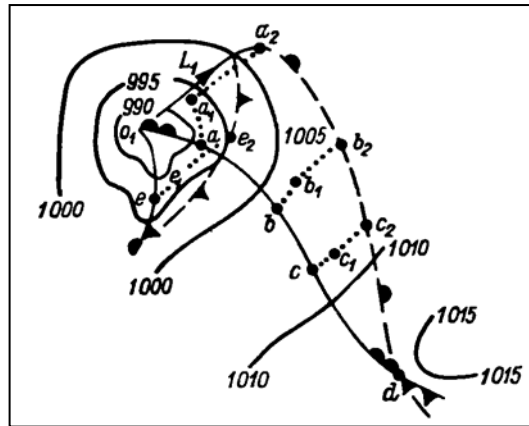


Рисунок 8.8 - Побудова траєкторії переміщення приземної лінії фронту в циклоні

Найчастіше для прогнозу переміщення приземного атмосферного фронту використовують карту АТ-700. При цьому вважається, що кожна точка на приземній лінії фронту переміщується паралельно ізогіпсам абсолютної топографії 700 гПа зі швидкістю, яка є пропорційною нормальній до фронту складовій швидкості вітру на цій поверхні:

$$C_{\phi} = kV_{700} \cos \alpha, \quad (8.17)$$

де V_{700} - швидкість фактичного вітру на рівні 700 гПа (або геострофічного вітру на прогностичних картах);

α - кут між напрямком вітру і нормаллю до лінії фронту;

k - коефіцієнт пропорційності, який дорівнює для теплих фронтів 0,8, для холодних фронтів 0,9.

В деяких ситуаціях виникають ускладнення, пов'язані з тим, що повітряні течії у поверхні Землі та на рівні 700 гПа мають дуже різні напрями. В більшості випадків така невідповідність спостерігається для фронтів, які знаходяться на західній або південній периферіях антициклону, що сформований в холодному повітрі. Лінія фронту у поверхні Землі тоді лежить майже в паралельних ізобарах. Тому вітер в приземному шарі спрямований в бік теплого повітря, тоді як на висотах спостерігається переніс в бік холодного повітря. Для складання прогнозу переміщення фронту в таких ситуаціях слід використовувати наступні емпіричні правила.

- Напрямок переміщення фронту залежить від еволюції антициклону. При очікуваному посиленні антициклону слід передбачати переміщення фронту в бік теплого повітря. При послабленні антициклону

фронт буде малорухомих або повільно зміщуватимуся в бік холодного повітря.

- Атмосферний фронт переміщається за напрямком вітру у поверхні Землі, якщо в холодному повітрі спостерігається зростання тиску, а в теплому – падіння або слабкий зріст.

- Атмосферний фронт переміщається за напрямком вітру на рівні 700 гПа або буде малорухомих, якщо в холодному повітрі тиск падає сильніше або зростає повільніше, ніж в теплому повітрі.

Різниця в напрямку швидкості вітру в приземному шарі і в більш високий шарах може спостерігатися в початковій стадії розвитку циклона, що виник з хвилі на меридіонально орієнтованому холодному фронті. В такому випадку теплий фронт, що знаходиться на північ від центру циклона, повинен зі східними вітрами в приземному шарі зміщуватися на захід. Але, на висотах спостерігаються вітри західних румбів, які призводять до переносу всієї фронтальної системи разом з циклоном на схід. В такий ситуації ділянки теплогo і холодного фронту будуть зміщуватися з заходу на схід.

При прогнозі переміщення атмосферних фронтів слід враховувати наступні *емпіричні правила*.

- Швидкість переміщення холодного фронту приблизно дорівнює складовій швидкості градієнтного вітру, перпендикулярній до фронту.

- Швидкість теплогo фронту приблизно на 30% менше складової швидкості градієнтного вітру, перпендикулярної до фронту.

- Фронт рухається тим швидше, чим більше падає тиск перед фронтом і росте за ним.

- В області циклону, що заповнюється, фронти рухаються повільніше, ніж в області циклону, що заглиблюється.

8.7 Прогноз еволюції атмосферних фронтів

Під *еволюцією фронтів* розуміють процес їх загострення або розмивання, який проявляється в зміні погодних характеристик в їх області.

Оцінка інтенсивності процесів в області фронтального розділу може бути здійснена за допомогою чисельних характеристик – так званий фронтальних параметрів, які можуть бути прості, наприклад, градієнт температури, термічний фронтальний параметр, або комплексні – параметр індивідуального фронтогенезу F , фронтальний параметр Ψ тощо (див. розділ 4 в [9]).

Всі ці величини використовуються в гідродинамічному прогнозі погоди і носять як правило, орієнтовний характер, тому в оперативній практиці користуються емпіричними правилами, які ґрунтуються на основних положеннях про фронтальні розділи, а саме:

- 1) фронт знаходиться в баричній улоговині;
- 2) в області фронту спостерігаються підвищені значення горизонтальних градієнтів температури, швидкості вітру, вологості, потенційної і псевдопотенційної температури і тощо;
- 3) у фронтальному шарі відмічаються невеликі вертикальні градієнти температури і вологості;
- 4) в області фронту спостерігається циклонічна завихореність;
- 5) з фронтом пов'язана ізолобарична пара, і він проходить поблизу ізолінії нульової баричної тенденції.

Тісний зв'язок між інтенсивністю конвергенції в шарі тертя і інтенсивністю вертикальних рухів, хмароутворення і випадіння опадів, дозволяє використовувати дані про структуру баричного поля і його еволюцію як один критерій інтенсивності фронтальних процесів. Так як інтенсивність конвергенції пропорційна значенню лапласіана тиску, а на осі улоговини кривизна ізобар (ізогіпс) максимальна, то на лінії фронту повинна виконуватися умова

$$\Delta^2 p = \frac{\partial^2 p}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 p}{\partial y^2} = \max \quad \text{або} \quad \Delta^2 H = \frac{\partial^2 H}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 H}{\partial y^2} = \max. \quad (8.18)$$

При очікуваному збільшенні глибини улоговини слід прогнозувати загострення фронту. Якщо з часом улоговина, в якій розташований фронт, стає більш пласкою, слід прогнозувати розмивання фронту.

На периферії антициклону фронт звичайно лежить в замаскованій улоговині. В такому випадку в шарі тертя повітря притікає до лінії фронту тільки з боку високого тиску, з боку низького тиску повітря відтікає. Тому фронти тут частіше за все бувають розмитими.

Ступінь активності фронту в погодних характеристиках залежить від кута його нахилу. Чим більше кут нахилу фронту, тим більше швидкість висхідних вертикальних рухів в теплом повітрі, і тим вірогідніше утворення потужної хмарності і опадів в зоні фронту. Послаблення вітру в приземному шарі під впливом тертя о підстильну поверхню призводить до зменшення кута нахилу теплового фронту і збільшення кута нахилу холодного фронту. Якщо напрямок вітру з висотою суттєво не змінюється, а швидкість вітру росте з висотою, то тенденція до зменшення кута нахилу теплового фронту і збільшення кута нахилу холодного фронту буде зберігатися.

При прогнозі еволюції атмосферних фронтів слід пам'ятати такі емпіричні правила.

❖ Циклогенез сприяє загостренню фронту, антициклогенез – розмиванню фронту.

❖ Фронти, що швидко рухаються і розташовані в плоских улоговинах, як правило, розмиваються за рахунок енергійного перемішування в зоні фронту теплої і холодної повітряних мас.

❖ По мірі просування фронту повітряна маса, що поступає за ним, трансформується, що призводить до зміни активності фронту.

❖ Якщо середній вологовміст стовпа повітря від Землі до рівня поверхні 500 гПа в зоні фронту убуває з часом (протягом 12-24 год), це вказує на розмивання фронту; збільшення вологовмісту свідчить про загострення фронту.

❖ Якщо область падіння тиску спостерігається по обидва боки від фронту – це є ознакою загострення фронту; зростання тиску по обидва боки від фронту є ознакою його розмивання в найближчі 6-12 год.

❖ Фронт загострюється, якщо над ним на рівнях 700 і 500 гПа спостерігається розбіжність потоків, а падіння тиску перед фронтом більше, ніж зростання за ним. При збіжності потоків над фронтом на рівнях 700 і 500 гПа і меншому падінні перед фронтом, ніж зростанні за ним, фронт буде розмиватися.

❖ Фронти виникають або загострюються, якщо вісь розтягування баричного деформаційного поля близька за напрямком до ізотерм фронтальної зони.

В ряді випадків перебудова баричного поля може призводити до зміни знака фронту:

– при втягуванні фронту в систему циркуляції нового циклону, що наближується;

– при наближенні теплового фронту к антициклону, що посилюється, фронт стає холодним, починаючи зворотній рух;

– при зміні положення центра циркуляції в обширному циклоні, що заповнюється.

Розмивання фронтів найчастіше пов'язане з оклюдуванням циклону, коли фронтальні розділи поступово деградують при заповненні системи циклону холодною повітряною масою.

8.8 Розрахунок тиску в точках поля та побудова прогностичної приземної карти

Після того, як було визначено еволюція і майбутнє положення баричних центрів та атмосферних фронтів, можна перейти до оформлення прогностичної приземної карти. Для цього кількісно визначається тиск в окремих точках, які вибирають довільно, але так, щоб вони були рівномірно розподілені на даній території і число їх було б достатнім для подальшого проведення ізобар. Відстань між найближчими вибраними пунктами не повинна перевищувати 400 км.

Приземний тиск в окремих точках може бути обчислений за методом ізолобар з використанням баричних тенденцій. Майбутній тиск в точці $p_{\text{прогн}}$ приймається рівним:

$$p_{\text{прогн}} = p_{\text{факт}} + k \frac{\partial \bar{p}}{\partial t}, \quad (8.19)$$

де $p_{\text{факт}}$ – тиск в точці на приземній карті в момент часу t_0 ;
 k – кількість трьох-годинних інтервалів, які вкладаються в період прогнозу ($t_0 + t_{\text{прогн}}$);

$\frac{\partial \bar{p}}{\partial t}$ – середня барометрична тенденція вздовж шляху переносу частки.

Прогноз будується наступним чином.

- 1) Для обраної точки визначається траєкторія частки, яка переміститься в цю точку через 12 або 24 години. Траєкторія будується за допомогою прогностичних і фактичних висотних карт.
- 2) Отримана траєкторія розбивається на ділянки з приблизно однаковими значеннями баричної тенденції на кожній ділянці.
- 3) Визначається середнє значення баричної тенденції уздовж шляху перенесення повітряної частки як алгебраїчне середнє із значень, отриманих для всіх ділянок.
- 4) Очікувана зміна тиску $\frac{\partial \bar{p}}{\partial t}$ в точці визначається як алгебраїчна сума всіх значень баричної тенденції вздовж всього шляху перенесення частки.
- 5) Розраховується $p_{\text{прогн}}$ за формулою (8.19).

Отримані значення майбутнього тиску в точках наносяться на бланк карти, проводяться ізобари через 5 гПа (при необхідності можна провести проміжні ізобари через 2,5 гПа), після чого проводиться узгодження центрів баричних утворень, осей баричних улоговин та гребенів. На карту наносяться лінії атмосферних фронтів і узгоджуються з положенням баричних улоговин і центрів циклонів. Оформлена прогностична карта синоптичного положення є основою для майбутнього прогнозу умов погоди.

Рекомендована література: [1, 2, 5, 6, 7].

СПИСОК РЕКОМЕНДОВАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

1. Воробьев В.И. Синоптическая метеорология. – Л.: Гидрометеиздат, 1991. – 616 с.
2. Зверев А.С. Синоптическая метеорология. – Л.: Гидрометеиздат, 1977. – 711 с.
3. Пальмен Э., Ньютон Ч. Циркуляционные системы атмосферы: Пер. с англ. - Л.: Гидрометеиздат, 1973. - 616 с.
4. Петерсен С. Анализ и прогноз погоды: Пер. с англ. - Л.: Гидрометеиздат, 1961. - 652 с.
5. Практикум з синоптичної метеорології / Під ред. Г.П. Івус, С.М. Іванової. – Одеса: „Екологія”, 2004. – 419 с.
6. Практикум по синоптической метеорологии / Под ред. В.И. Воробьева. – Л.: Гидрометеиздат, 1983. – 288 с.
7. Руководство по краткосрочным прогнозам погоды. Часть I. - Л.: Гидрометеиздат, 1986. - 702 с.
8. Семенова І.Г. Супутникова метеорологія: Конспект лекцій. – Одеса: „Екологія”, 2008. – 73 с.
9. Хохлов В.М. Аналіз та прогноз розвитку повітряних мас, атмосферних фронтів та баричних утворень (конспект лекцій). – Одеса: ТЭС, 2004. – 125 с.
10. Шакина Н.П. Динамика атмосферных фронтов и циклонов.- Л.: Гидрометеиздат.- 1985.- 264 с.

ПЕРЕЛІК ІНТЕРНЕТ-РЕСУРСІВ

1. Дашко Н.А. Курс лекций по синоптической метеорологии. – Дальневосточный государственный университет, 2005. – <http://www.dvgu.ru/meteo/book/Synoptic.htm>
2. Карти погоди, гідродинамічні моделі, супутникові знімки, архіви - <http://www.wetterzentrale.de/topkarten/>
3. Український гідрометеорологічний центр - <http://www.meteo.com.ua/>
4. Український науково-дослідний гідрометеорологічний інститут - <http://www.uhmi.org.ua/index.php>
5. Гідрометцентр Росії - <http://www.meteoinfo.ru/>