

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

МЕТОДИЧНІ ВКАЗІВКИ
для чергувань в НБП
з дисципліни «Синоптична метеорологія»

на тему
«Прогноз напрямку і швидкості вітру біля поверхні землі та на висотах»

Затверджено на засіданні
методичної комісії ГМІ
протокол №____від _____

Одеса 2016

Методичні вказівки для чергувань в Навчальному бюро погоди (НБП) з дисципліни «Синоптична метеорологія» для студентів III та IV курсів денної форми навчання.

Напрямок підготовки: гідрометеорологія, шифр 6.040105, 7.040105

Кафедра: метеорології та кліматології
Одеського державного екологічного університету
ОДЕКУ, Одеса, 2016 р., укр., 30 с.

Укладач: Нажмудінова Олена Миколаївна, к.геогр.н., доц.

ВСТУП

Чергування в навчальному бюро погоди (НБП) за темою «Прогноз напрямку і швидкості вітру біля поверхні землі та на висотах» здійснюється на основі моделей геострофічного і градієнтного вітру із застосуванням градієнтної лінійки при комплексному використанні базової аеросиноптичної інформації (фактичні та прогностичні карти погоди і карти баричної топографії).

Метою чергування є засвоєння методики розрахунку характеристик вітру у приземному шарі і на висотах.

За результатами виконання завдань студент повинен:

Знати

- характеристики поля вітру (дивергенція, вихор, циркуляція швидкості і функція току);
- моделі зв'язку поля тиску і вітру;
- особливості поля вітру в баричних системах;
- характеристики струминних течій.

Вміти

- користуватися градієнтними лініями;
- аналізувати вплив кривизни ізолій, фронтальних розділів та нестійкості атмосфери на швидкість вітру;
- визначати за даними радіозондування характеристики струминних течій;
- обробляти карту максимального вітру.

Чергування виконується студентами за планом чергувань в навчальному бюро погоди (НБП).

Список літератури

1. Воробьев В.И. Синоптическая метеорология – Л: Гидрометеиздат, 1991. – 616 с.
2. Дашко Н.А. Курс лекций по синоптической метеорологии, Ч.І. - Владивосток: ДВГУ, 2005, - 523 с.
3. Зверев А.С. Синоптическая метеорология – Л: Гидрометеиздат, 1977. – 711 с.
4. Практикум з синоптичної метеорології: Навчальний посібник / Під ред. Г.П. Івус, С.М. Іванової. – Одеса: Вид-во «ТЭС», 2004. – 419 с.
5. Хохлов В.М. Аналіз та прогноз розвитку повітряних мас, атмосферних фронтів та баричних утворень (конспект лекцій). – Одеса: ТЭС, 2004. – 125 с.

ЗАГАЛЬНІ ВІДОМОСТІ ПРО ПОЛЕ ВІТРУ

Поле вітру - векторне поле і характеризується в кожній точці напрямком і швидкістю.

Вітер - це рух повітря відносно земної поверхні. У метеорології під вітром розуміється горизонтальна складова цього руху, саме вона визначається за допомогою станційних приладів - флюгера, анемометра.

Вітер характеризує рух повітря, що є *турбулентним*, тобто неупорядкованим. На метеостанціях і при температурно-вітровому зондуванні визначається *осереднений вітер*.

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

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

Крім горизонтальної складової вектора вітру, існує і вертикальна складова швидкості вітру, що значно менше горизонтальної складової - порядку $\text{см}\cdot\text{с}^{-1}$. *Вертикальна складова вітру не вимірюється, а розраховується спеціальними методами* при характеристиці вертикальних переміщень повітряних мас. Вертикальна складова вітру є особливо значною у випадку активної конвекції і при орографічних опусканнях повітряних мас.

Синоптичний аналіз поля вітру проводиться за допомогою приземних карт погоди, карт абсолютної топографії (АТ), вертикальних розрізів, аерологічних діаграм.

Біля земної поверхні поле вітру відрізняється значною складністю у зв'язку з неоднорідністю підстильної поверхні, у вільній атмосфері поле вітру згладжене.

Аналіз поля вітру є набагато складнішим, ніж поле тиску з двох основних причин:

1. Швидкість і напрям вітру аналізують окремо. В одних випадках будують карти *ізот*ах – ліній однакових значень швидкості вітру, в інших - карти *ізогон* – ліній однакових напрямів вітру. Важливою картою відображення характеристик вітру є *карта максимального вітру*, на яку наносяться дані про напрям і швидкість максимального вітру з вказуванням значення тиску на рівні максимального вітру, а також дані про зсуви вітру в шарах на 1 км нижче і 1 км вище рівня максимального вітру. Обробка карти полягає у проведенні ізотак і осей струминних течій, при цьому ізотак проводять через $10 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$, починаючи зі швидкості $30 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$, яку визначено як критерій максимального вітру.

У прямокутній системі координат розглядаються окремо складові вітру за осями ОХ (u) і ОУ (v). Найчастіше вісь ОХ спрямовують

уздовж кола широти із заходу на схід, а вісь ОУ – уздовж меридіана з півдня на північ, таким чином u являє собою зональну складову, а v – меридіональну складову вектора вітру.

2. Структура поля вітру суттєво більш дрібномасштабна, у порівнянні з полем тиску, особливо у приземному шарі, де найбільший вплив має шорсткість чи неоднорідність підстильної поверхні. Ця обставина перешкоджає виділенню у полі вітру структурних елементів синоптичного масштабу. З метою нівелювання цього недоліку проводиться операція згладжування, яка частково ведеться при виконанні та обробці результатів вимірювань, а при подальшій обробці згладжування проводиться на основі узгодження результатів аналізу вільного від дрібномасштабних збурень поля тиску та поля вітру, при якому використовуються різні моделі зв'язку цих полів.

Вітер є сильно *мінливим* метеорологічним параметром. В середньому зміна швидкості вітру з висотою значно більша зміни напрямку.

Виділяють деякі закономірності:

1) за напрямом вітру:

- визначальною характеристикою для зміни напрямку вітру є швидкість вітру, а саме: напрям набуває більшої стійкості при великих швидкостях вітру;
- мінливість напрямку при конкретній швидкості є практично однаковою для всієї тропосфери, але різко змінюється при переході до стратосфери в зв'язку з більшою стійкістю напрямку градієнтів температури і тиску в стратосфері у порівнянні з тропосферою.

2) за швидкістю вітру:

- мінливість швидкості вітру має максимум в районі тропопаузи;
- мінливість швидкості вітру в тропосфері близька до її мінливості в стратосфері;
- мінливість швидкості вітру мало залежить від пори року на відміну від напрямку, проте значна повторюваність сильних вітрів взимку призводить до її незначного збільшення.

Часова мінливість вітру має суттєве значення при статистичному прогнозі вітру на різних висотах.

СТРУМИННІ ТЕЧІЇ

На щоденних картах баричної топографії в середній і верхній тропосфері та нижній тропосфері виділяються зони значного згущення абсолютних і відносних ізогіпс. Це висотні барокліні зони, вздовж яких ізогіпси безперервно згущуються і розріджуються. До числа основних характеристик цих зон відноситься вітер, який має великі швидкості у порівнянні з суміжними областями. Такі сильні повітряні течії називають струминними течіями (СТ).

Струминна течія – це вузький сильний повітряний потік з майже горизонтальною віссю у верхній тропосфері або стратосфері, що характеризується великими вертикальними і горизонтальними зсувами вітру і одним чи більше максимумами швидкості. *За межу чи критерій СТ прийнято швидкість вітру на осі у $30 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1} \sim 100 \text{ км} \cdot \text{год}^{-1}$.*

Критична швидкість прийнята з точки зору впливу на путьову швидкість літаків. Це свідчить про велике аеронавігаційне значення СТ.

Вісь СТ (де спостерігається найбільша швидкість вітру) звичайно розташована в теплому повітрі, частіше на 1-2 км нижче тропопаузи. Ширина СТ складає, як правило, 700-1300 км; вертикальна потужність 6-10 км; горизонтальна довжина - декілька тисяч км.

Струминні течії найбільш активні в холодний період року. Вони поділяються на тропосферні та стратосферні. Серед тропосферних СТ розрізняють позатропічні, тропічні та екваторіальні. У всіх тропосферних СТ переважає західний напрям вітру.

Для СТ характерні великі швидкості вітру та значна турбулентність, яка пов'язана з областями сильних зсувів вітру ($5\text{-}10 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ на 1 км висоти та $7\text{-}10 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ на 100 км по горизонталі).

Для діагнозу та прогнозу струминних течій використовують фактичні та прогностичні карти баричної топографії рівнів 400, 300 та 200 гПа, а також карти максимального вітру. СТ виявляються за згущенням ізогіпс у висотних фронтальних зонах.

Карти максимальних вітрів призначені для уточнення висоти струминної течії. Терміни складання карт: 00; 12 год (ВСЧ).

На карту наносять:

- напрямок максимального вітру;
- швидкість вітру ($\text{м} \cdot \text{с}^{-1}$);
- тиск (гПа).

Пункти з однаковою швидкістю вітру з'єднуються суцільними чорними лініями - *ізотахами, лініями рівних швидкостей*. Ізотахи проводять через $10 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$, починаючи від $30 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$. За ізотахами виділяються еліптичні області, вздовж великих осей яких вітер досягає найбільших значень, *пункти з максимальною швидкістю вітру з'єднуються суцільною жирною стрілкою, що є віссю струминної течії. Області максимальних*

вітрів, окреслені ізотахою $30 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$, виділяються зеленим кольором. Центральна частина області виділяється червоним кольором. У цій зоні вказується висота осі СТ у км із десятими долями і швидкість вітру на осі СТ у $\text{м}\cdot\text{с}^{-1}$ або в $\text{км}\cdot\text{год}^{-1}$.

Карти максимального вітру складаються за результатами температурно-вітрового зондування атмосфери - у частині А коду КН-04 міститься розділ відомостей про максимальний вітер до рівня 100 гПа включно у вигляді:

$$77(66)P_m P_m P_m \quad d_m d_m f_m f_m f_m \quad 4V_b V_b V_a V_a$$

77(66) – розпізнавальні цифри розділу;

66 – включається в телеграму у разі, якщо рівень найбільшої максимальної швидкості вітру відповідає найвищій точці радіозондування (при встановлених кількох рівнях максимального вітру);

77 – в усіх інших випадках, коли рівень максимального вітру нижчий найвищого рівня радіозондування (100 гПа);

$P_m P_m P_m$ – тиск на рівні максимального вітру у цілих гПа;

$d_m d_m$ – напрям максимального вітру, заокруглений до найближчих 5 чи 10° ;

$f_m f_m f_m$ – швидкість максимального вітру ($\text{м}\cdot\text{с}^{-1}$ або вузли);

$4V_b V_b V_a V_a$ – розділ відомостей про вертикальні зсуви у шарах, розташованих на 1 км вище і нижче рівня максимального вітру;

4 – розпізнавальна цифра розділу;

$V_b V_b$ – абсолютне значення векторної різниці швидкості вітру на рівні максимуму і на 1 км нижче рівня максимуму;

$V_a V_a$ – абсолютне значення векторної різниці швидкості вітру на рівні максимуму і на 1 км вище рівня максимуму.

За зсувами вітру можна зробити висновки про наявність бовтанки при польоті в зоні струминної течії.

Якщо при радіозондуванні на всіх рівнях при підйомі радіозонду швидкість вітру була меншою $30 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$, в телеграмі вказується група:

77999

Наприклад:

Київ 08 червня 2016 р.

08001 33345 99000 11659 27501 00170 11659 27501 92820 08860 31006 85511 02456
33007 70046 10329 33510 50560 21757 34516 40720 33556 34520 30915 49757 35026
25033 56557 34527 20175 53157 34017 15362 52959 32508 10624 51560 27505 88242
57557 34025 **77999**=

Швидкість вітру була найбільшою на рівні 250 гПа – $27 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$, на вищих рівнях швидкість зменшилась, на вертикальному профілі у даному випадку існує струминоподібний профіль, але критерію максимального вітру не досягнуто.

Приклади телеграм коду КН-04 при досягненні в процесі радіозондування критерію максимального вітру.

1) *Кривий ріг 26 січня 2016 р.*

ТТАА 26121 33791 99015 05126 16004 00220 06127 15505 92828 06716 16507
85485 08916 20004 70977 12157 06006 50548 26366 02517 40707 34565 02528
30902 499// 03046 25018 575// 02544 20158 583// 00532 15341 553// 36028 10599
551// 34029 88229 601// 02039 **77290 03047 40603=**

Рівень максимального вітру 290 гПа, напрям вітру 30°, швидкість 47 м·с⁻¹, вертикальний зсув швидкості на 1 км нижче осі струменя 6 м·с⁻¹, на 1 км вище осі 3 м·с⁻¹.

2) *Київ 02 травня 2016 р.*

ТТАА 02001 33345 99004 09858 00000 00198 10058 02001 92849 09860 14004
85544 03656 08503 70092 05338 36006 50565 23161 31508 40724 36358 31011
30917 50758 32534 25033 58758 32040 20174 58557 30017 15355 54958 29010
10613 56759 28006 88230 62557 31530 **77248 32040 40320=**

Рівень максимального вітру 248 гПа, напрям вітру 320°, швидкість 40 м·с⁻¹, вертикальний зсув швидкості на 1 км нижче осі струменя 3 м·с⁻¹, на 1 км вище осі 20 м·с⁻¹.

3) *Санкт-Петербург 01 червня 2016 р.*

ТТАА 01001 22820 99014 04818 22501 00231 07440 17004 92880 10464 10505
85577 05864 07504 70144 01960 03507 50574 17569 35514 40736 29549 34523
30935 46156 35531 25054 54556 34542 20195 56756 35021 15379 53157 36015
10641 52162 35508 88222 60156 34539 **77239 35043 40819**

Рівень максимального вітру 239 гПа, напрям вітру 350°, швидкість 43 м·с⁻¹, вертикальний зсув швидкості на 1 км нижче осі струменя 8 м·с⁻¹, на 1 км вище осі 19 м·с⁻¹.

4) *Маштага (Азербайджан) 07.06.2016 р.*

07001 37860 99008 19417 08502 00100 18212 12001 92762 13017 23506 85467
08636 26007 70041 03946 25513 50562 16762 26516 40727 26158 27028 30931
34740 28041 25057 39956 28549 20207 46756 28547 15395 53956 27550 10652
59156 26537 88999 **77218 28051 40107=**

Рівень максимального вітру 218 гПа, напрям вітру 280°, швидкість 51 м·с⁻¹, вертикальний зсув швидкості на 1 км нижче осі струменя 1 м·с⁻¹, на 1 км вище осі 7 м·с⁻¹.

5) *Братськ місто 07.06.2016 р.(сильні зсуви вітру)*

07121 30309 99962 21269 31001 00083 // // 92757 19270 18005 85475 12865
21508 70062 01544 18507 50568 16705 29510 40731 28312 28512 30931 43719
28521 25051 53522 28028 20192 55723 31512 15378 51923 29011 10639 53332
33012 88219 58724 28519 **77188 28537 41625=**

Рівень максимального вітру 188 гПа, напрям вітру 285°, швидкість 37 м·с⁻¹, вертикальний зсув швидкості на 1 км нижче осі струменя 16 м·с⁻¹, на 1 км вище осі 25 м·с⁻¹.

6) *Diyarbakir (Туреччина) 07 червня 2016 р.*

57001 17280 99930 22664 20001 00042 // // 92723 24668 23502 85461 20672
25015 70087 05050 20014 50573 11976 23533 40740 23780 24053 30943 39771
24069 25065 49965 24072 20209 55167 25074 15394 54778 24060 10652 57980
24037 88224 54165 24574 **77198 25075 40718=**

Швидкість вітру вимірюється у вузлах, на що вказує група 57001 – до дати 7 червня прибавлено +50. Рівень максимального вітру 198 гПа, напрям вітру 250°, швидкість 75 вузлів, що дорівнює $37\text{--}38\text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$, вертикальний зсув швидкості на 1 км нижче осі струменя 7 вузлів ($3\text{--}4\text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$), на 1 км вище осі 18 вузлів ($9\text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$).

7) *Шепетівка 07 червня 2016 р.*

07004 33317 99988 07430 36002 00170 // // 92820 06458 02509 85510 00356
35507 70030 11940 35007 50557 22564 34019 40717 34163 33526 88999 **66355**
33537=

Остання цифра в групі YYGGI_d 07004 вказує, що остання ізобарична поверхня, до якої відбувся підйом радіозонду, 400 гПа; отже в телеграму включено розділ про максимальний вітер з розпізнавальними цифрами **66**: Рівень максимального вітру, визначений при підйомі складає 355 гПа, напрям вітру 335°, швидкість $37\text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$.

(мається на увазі, що в реальних умовах на вищих рівнях можливо існує і більша швидкість максимального вітру)

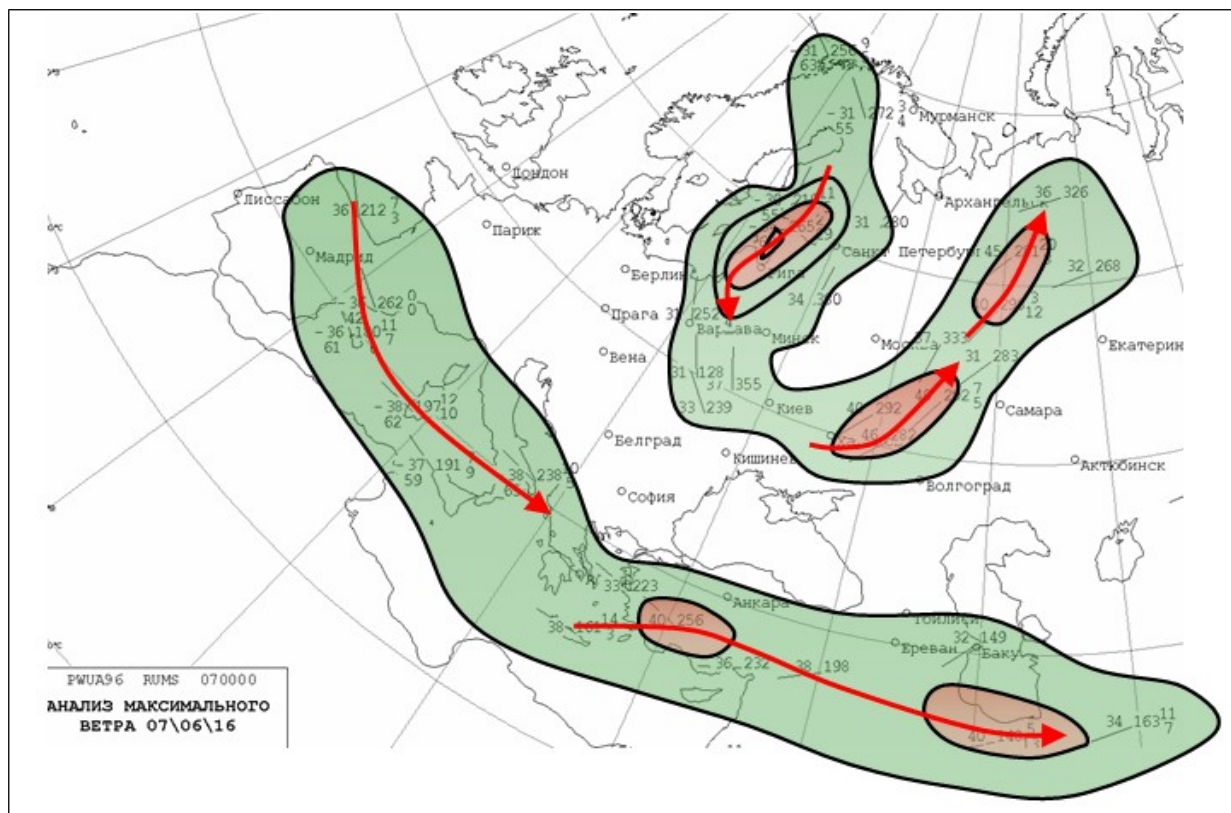


Рис.1. Карта максимального вітру за 07.06.2016 р., 00 ВСЧ

МОДЕЛІ ЗВ'ЯЗКУ ПОЛІВ ТИСК І ВІТРУ

Поле вітру тісно пов'язане з полем тиску. Зв'язок між вітром і горизонтальним розподілом атмосферного тиску виражається в тому, що *вітер відхиляється від баричного градієнта в північній півкулі вправо, у південній вліво*. Причому, кут відхилення близький до прямого у вільній атмосфері і менше 90 ° у приземному шарі внаслідок дії сили тертя.

Якщо дивитися у напрямку вітру (у північній півкулі), то найбільш низький тиск буде ліворуч і трохи перед, що відомо, як *закон Бейс-Бало*. Даний зв'язок широко використовується в синоптичній практиці при узгодженні полів вітру і тиску. При проведенні ізобар і ізогіпс обов'язково враховують швидкість і напрямок вітру, що виражається в густоті ізобар і ізогіпс.

Атмосферні рухи визначаються взаємодією кількох сил, що знаходить своє відображення у відповідних рівняннях.

Переміщення частинок повітря одиничної маси виникає під впливом сил, що описується рівнянням руху:

$$\frac{dV}{dt} = G + A + R + C,$$

де V - швидкість переміщення;

G – сила баричного градієнта;

A – сила Коріоліса;

R – сила тертя (турбулентної в'язкості);

C - відцентрова сила.

За певних умов деякі із сил можуть бути настільки малі, що ними в порівнянні з іншими можна знехтувати.

Крім того, деякі сили спрямовані протилежно одна одній, у результаті може бути досягнута *рівновага діючих сил*: $\frac{dV}{dt} = 0$.

Рух повітря за відсутності прискорень називається *стаціонарним*, або сталим. Рівновага діючих сил є нестійкою. Під дією процесів, що розвиваються в атмосфері, діючі сили змінюються, при чому неоднаково: одні зникають, а їх замінюють інші. Нові прискорення, що виникли, змінюють характер атмосферних рухів, що веде до постійної мінливості повітряних течій. Цьому сприяє також постійне переміщення повітря з одних районів в інші. Отже, *повітряні рухи в атмосфері переважно є нестаціонарними*.

Сила баричного градієнта G - єдина рухальна сила. Інші сили - сила Коріоліса, сила тертя, відцентрова сила (при криволінійному русі повітряних часток), діють як модифікуючі, тобто або відхиляють, або гальмують уже виниклий рух. Горизонтальна складова сили баричного

градієнта (у метеорології її прийнято називати просто силою баричного градієнта) на порядки менше вертикальної (чисельна її величина має порядок $\text{см} \cdot \text{с}^{-2}$):

$$G = -\frac{1}{\rho} \frac{dp}{dn},$$

де $-\frac{dp}{dn}$ - баричний градієнт;

ρ – густина повітря.

Баричний градієнт спрямований по нормалі n до ізобаричної поверхні у бік убування тиску. При аналізі приземного поля тиску на горизонтальній площині використовується поняття горизонтальної складової баричного градієнта ($-\frac{dp}{dn}$), де n - нормаль до ізобари; при аналізі висотного поля використовується поняття горизонтального градієнта геопотенціалу ізобаричної поверхні ($-\frac{dH}{dn}$), де n - нормаль до ізогіпси.

Сила Коріоліса A фізично являє собою лише *ефект інерції*, якому підданий будь-який рух на обертовій Землі, незалежно від напрямку. Сила Коріоліса пропорційна швидкості V повітряної маси і спрямована перпендикулярно вектору швидкості V і кутовій швидкості обертання землі ω :

$$A = -2V\omega \sin \varphi$$

$$(\omega = \frac{d\varphi}{dt} = 7,2921 \cdot 10^{-5} \text{ с}^{-1})$$

Сила A зростає зі збільшенням широти: від екватора, де $\varphi=0$, до полюса, де $\varphi=90^\circ$. Крім того, сила A зростає зі збільшенням швидкості переміщення тіла, що рухається, або повітряної маси. *Сила Коріоліса діє на всі тіла, що рухаються, або частки повітря, відхиляючи їх у північній півкулі вправо (у південній - уліво) від напрямку руху.*

Сила тертя R має гальмуючу дію на переміщення повітряних мас. Основний її вплив проявляється в приземному шарі атмосфери і призводить до зменшення величини швидкості вітру і кута між вектором швидкості вітру і баричним градієнтом.

Кут відхилення вітру від баричного градієнта в приземному шарі складає вже близько 40° .

З висотою дія сили тертя зменшується, і вітер, повертаючи з висотою вправо, наближається до ізобари (ізогіпси) за напрямом і зростає за швидкістю. Над сушею сила тертя більше ніж над морем, отже, відхилення вітру від ізобари виявляється над сушею сильніше.

Відцентрова сила С. При криволінійному русі на повітряні частки, що переміщуються, діє відцентрова сила, обумовлена обертанням Землі навколо осі. Відцентрова сила спрямована за радіусом кривизни траєкторії від центра кривизни до периферії, пропорційна швидкості руху і чисельно дорівнює:

$$C = \frac{V^2}{r},$$

де V – швидкість вітру;

r – радіус кривизни ізоліній.

Відцентрова сила особливо значна в тропічних циклонах з їх великими швидкостями вітру і малими радіусами кривизни (велика кривизна траєкторій повітря), а також у дрібномасштабних вихорах - смерчах, торнадо.

1. Геострофічний вітер

Перша модель зв'язку поля тиску і вітру характеризується умовами:

$$\frac{dV}{dt} = 0, \quad R = 0, \quad C = 0;$$

В результаті:

$$A = -G,$$

сила баричного градієнта і сила Коріоліса рівні і протилежно спрямовані:

$$2\omega V \sin \varphi = \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial n},$$

де p – ізобарична поверхня,

ρ – густина повітря на ізобаричній поверхні,

n – нормаль до ізобари.

Звідси:

$$V = \frac{1}{2\omega \rho \sin \varphi} \frac{\partial p}{\partial n},$$

такий тип руху називається *геострофічним*; при $l = 2\omega \sin \varphi$ і позначивши швидкість індексом g , отримуємо:

$$V_g = \frac{1}{l\rho} \frac{\partial p}{\partial n}.$$

Складові геострофічного вітру відповідно мають вид:

$$u_g = - \frac{1}{l\rho} \frac{\partial p}{\partial y}; \quad v_g = \frac{1}{l\rho} \frac{\partial p}{\partial x}.$$

Іншими словами, геострофічний вітер - це *сталий горизонтальний прямолінійний рух повітря при відсутності сил тертя*.

Відсутність сили C означає, що геострофічний вітер можливий тільки при прямолінійних ізобарах або ізогісах. Вектор сили A завжди спрямований відносно вектора швидкості під прямим кутом, у північній півкулі вправо, у південній - уліво. Геострофічний вітер спрямований вздовж ізобар (ізогіс) таким чином, що низький тиск залишається зліва, це правило називається баричним законом вітру.

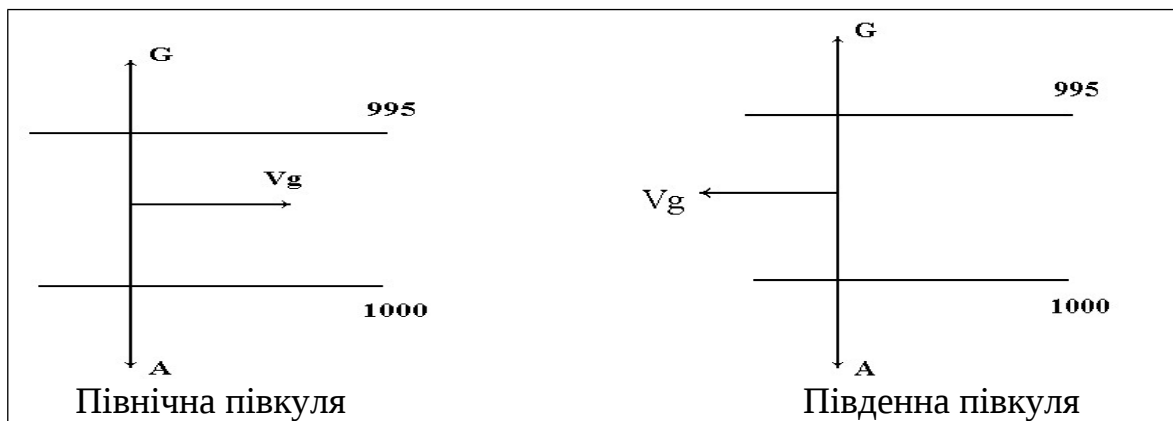


Рис. 1. Діючі сили при геострофічному вітрі.

Швидкість геострофічного вітру пропорційна горизонтальному градієнту тиску, який в свою чергу пропорційний куту нахилу ізобаричної поверхні β до горизонтальної площини. Отже, існує зв'язок між нахилом ізобаричної поверхні та швидкістю геострофічного вітру:

$$\operatorname{tg} \beta = \frac{l}{g} V_g,$$

звідки:

$$V_g = \frac{g}{l} \operatorname{tg} \beta.$$

Чим більше кут нахилу ізобаричної поверхні до горизонту, тим більший геострофічний вітер.

Швидкість геострофічного вітру залежить від широти місця – збільшується від максимуму на екваторі (геострофічний вітер там неможливий) до мінімуму на полюсі. При одній і тій же швидкості геострофічного вітру градієнти в низьких широтах менші, ніж у високих широтах.

Швидкість геострофічного вітру у вільній тропосфері в середньому наближена до швидкості дійсного вітру з можливою різницею у 10-15 %. Таке відношення стосується і середнього напрямку вітру, хоча в окремих випадках відхилення можуть сягати десятків градусів, обумовлене просторовою структурою поля тиску і зміною тиску у часі, кривизною ізолій. Такі відхилення називають агеострофічними і використовують у деяких чисельних схемах прогнозів поля тиску.

2. Градієнтний вітер

Геострофічний вітер є окремий випадок руху. Найчастіше рух відбувається не за прямолінійними, а за *криволінійними траєкторіями*, тобто:

$$C \neq 0.$$

Усталений рух під дією сили баричного градієнта і сил, що модифікують - Коріоліса і відцентрової, - називають градієнтним (геоциклострофічним, циклострофічним). Тобто градієнтний вітер V_{gr} – вітер, зумовлений дією сил G , A і C , без урахування сили тертя R :

$$G + A + C = 0.$$

Вектор V_{gr} спрямований по дотичній до ізобар або ізогіпс під прямим кутом, у північній півкулі завжди вправо, у південній - уліво щодо вектора G . При однаковій густоті ізолій у циклоні швидкість градієнтного вітру менше, ніж швидкість геострофічного вітру, а в антициклоні градієнтний вітер більше геострофічного.

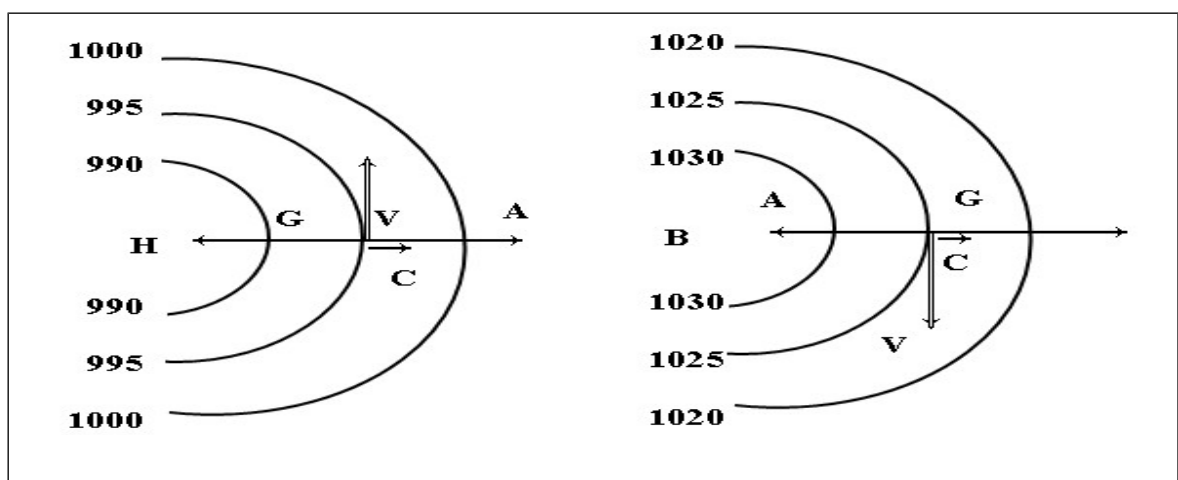


Рис. 2. Діючі сили при градієнтному вітрі у циклоні і антициклоні

У циклоні сила баричного градієнта спрямована до центру циклона, а сили, що модифікують - сила Коріоліса і відцентрова - від центру; в антициклоні - сила баричного градієнта і відцентрова спрямовані від центру, сила Коріоліса - до центру:

$$\pm \frac{V_{gr}^2}{r} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r} + lV_{gr} = 0,$$

де l – кривизна ізобар (ізогіпс).

Для антициклону:

$$-\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r} + \frac{V_{gr}^2}{r} = lV_{gr}, \quad V_{gr} = \frac{lr}{2} \pm \sqrt{\frac{l^2 r^2}{4} + \frac{r}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r}}.$$

Для циклону:

$$\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r} = lV_{gr} + \frac{V_{gr}^2}{r}, \quad V_{gr} = -\frac{lr}{2} \pm \sqrt{\frac{l^2 r^2}{4} + \frac{r}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r}}.$$

Якщо кривизна $r=0$, то швидкості градієнтного та геострофічного вітру однакові.

Розрахунок градієнтного вітру досить простий, головна задача після обчислення швидкості геострофічного вітру полягає в знаходженні кривизни або радіуса кривизни. Для цього можна використовувати спеціальні градієнтні лінійки.

Градієнтний вітер є допустимим наближенням до дійсного вітру у вільній атмосфері в системі циклону або антициклону, тобто при криволінійних ізолініях. В синоптичній практиці переважніше користуватися геострофічним, а не градієнтним вітром, що пов'язано зі складністю обчислень останнього. Найбільш значні за абсолютним значенням відхилення швидкості градієнтного вітру від дійсного характерні для повітряних потоків великих швидкостей у верхній тропосфері – струминних течій. Такі ж істотні відхилення виникають в областях баричних утворень, що швидко переміщуються: при нестационарному русі повітряних часток їх швидкість міняється протягом шляху, траєкторія не буде збігатися з ізобарою, отже, кривизна траєкторії буде відрізнятися від кривизни ізобар і кінцевий результат розрахунку може бути погіршений у порівнянні з розрахунками геострофічного вітру.

Геострофічна і градієнтна модель вітру, незважаючи на приблизну оцінку поля дійсного вітру, надають точність, задовільну для синоптичного аналізу процесів у вільній атмосфері.

3. Дійсний вітер

Дійсний вітер в атмосфері відрізняється від градієнтного і геострофічного. Найбільш значні ці відмінності в приземному шарі атмосфери, що пов'язано з впливом сили тертя і нестационарністю атмосферних рухів. Агеострофічні складові виражають через рівняння руху, що використовується в розрахункових схемах, реалізованих для чисельного прогнозу. Поза рамками чисельних прогнозів використання їх недоцільне через трудомісткість обчислювальних операцій.

На практиці для визначення швидкості вітру звичайно обмежуються використанням залежності:

$$V=k \cdot V_g,$$

де k - перехідний коефіцієнт, що змінюється у залежності від географічної широти, орографії, величини швидкості вітру й ін.

Швидкість вітру в приземному шарі менше швидкості геострофічного вітру. У загальному випадку для наближеної оцінки швидкості дійсного вітру використовуються залежності:

$$\begin{aligned} V &= 0,7 V_g \text{ (море),} \\ V &= 0,4 V_g \text{ (суша).} \end{aligned}$$

Під дією сили тертя напрямок вітру у приземному шарі відхиляється від дотичної до ізобари у бік низького тиску на кут $\sim 30^\circ$, при цьому над сушею $\sim 40^\circ$, над морем $\sim 15^\circ$.

У складних орографічних умовах (гірські райони) напрямок дійсного вітру може відрізнятись від напрямку ізобари на 90° .

У різних секторах циклону кут відхилення також різний, що можна пояснити різними прискореннями при нестационарному русі в циклоні, що переміщується. Іншою причиною можуть бути розходження в стратифікації повітряних мас. При нестійкій стратифікації турбулентний обмін між нижніми і верхніми шарами атмосфери більш інтенсивний. Чим вища нестійкість стратифікації, тим більше в нижніх шарах вітер наближається по величині і напрямку до геострофічного вітру.

У теоретичних дослідженнях допускається, що в атмосфері вище пограничного шару дійсний вітер близький до геострофічного. Висота, починаючи з якої дійсний вітер можна приблизно вважати геострофічним, складає в середньому 1 км, тобто на висоті пограничного шару атмосфери.

ГРАДІЄНТНА ЛІНІЙКА

Швидкість вітру на прогностичних картах визначається за допомогою градієнтної лінійки. Така лінійка надає швидкість геострофічного вітру.

Формули геострофічного вітру за полем тиску і геопотенціалу є вихідними рівняннями, за якими можна отримати робочі формули для побудови градієнтної лінійки:

$$V_g = \frac{1}{f\rho} \frac{\partial p}{\partial n}, \quad (1)$$

$$V_g = \frac{9,8}{f} \frac{\partial H}{\partial n}. \quad (2)$$

Для обчислювальних цілей зручно вибрати одну з координатних осей так, щоб вона була дотичною до ізобари (ізогіпси). Тоді швидкість геострофічного вітру обчислюється за такою формулою:

$$V_g = \frac{\alpha \delta p}{f \delta n} = \frac{g}{f} \frac{\delta H}{\delta n}, \quad (3)$$

де δp і δH – стандартні інтервали, через які проводяться ізобари і ізогіпси.
 δn – відстань між вказаними ізолініями.

Якщо вважати, що густина $\rho = 1,276 \text{ кг}\cdot\text{м}^{-3}$ (при $p=1000 \text{ гПа}$ і $T=0 \text{ }^\circ\text{C}$), градієнт тиску вимірювати в $\text{гПа}/100 \text{ км}$, а градієнт геопотенціалу в $\text{гп.дам}/100 \text{ км}$, то (3) можна переписати:

$$V_g = \frac{5,4}{\sin \varphi} \frac{\delta p}{\delta n} = \frac{6,7}{\sin \varphi} \frac{\delta H}{\delta n}. \quad (4)$$

Крім того, якщо використовувати стандартні карти погоди, на яких ізобари проведені через 5 гПа , а ізогіпси – через 4 гп.дам , то (4) перепишеться як:

$$V_g = \frac{27}{\sin \varphi} \frac{1}{\delta n}, \quad (5)$$

де δn дорівнює 100 км .

На основі (5) можна побудувати градієнтну лінійку, що дозволяє розраховувати швидкість геострофічного вітру за відстанню між ізобарами чи ізогіпсами для певних географічних широт і різних масштабів карт погоди. При цьому лінійку можна побудувати для швидкості вітру в $\text{м}\cdot\text{с}^{-1}$ або в $\text{км}\cdot\text{год}^{-1}$, шляхом введення коефіцієнту.

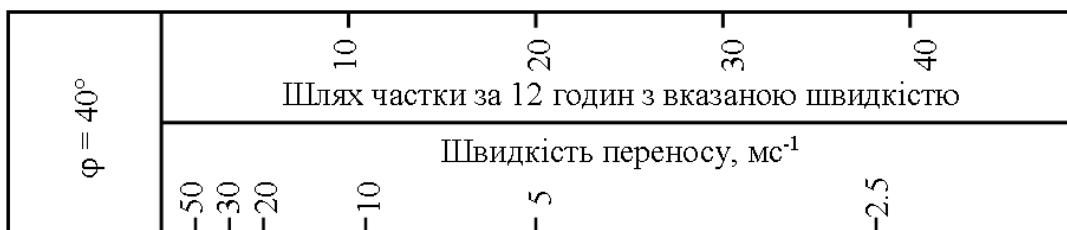


Рис. 3. Градієнтна екстраполяційна лінійка (масштаб не збережений)

Градієнтну лінійку будують на прозорому гнучкому матеріалі (наприклад кальці). При вимірах геострофічного вітру необхідно вісь ОУ на лінійці спрямувати по дотичній до однієї ізобари чи ізогіпси, а з поділки, що проходить через другу ізолінію, зняти швидкість вітру. При цьому вісь ОХ виставляють перпендикулярно ізолініям (по нормалі), так, щоб пункт прогнозу знаходився між ізолініями.

Для визначення поправки до швидкості геострофічного вітру на кривизну ізоліній (ізобар або ізогіпс) необхідно вирахувати радіус кривизни ізоліній. Він визначається за допомогою лекала, яке являє собою поєднання сполучених дуг α , окреслених радіусами різної довжини. Вихідні дані для побудови номограми (лекала) для обрахунку радіусу кривизни ізоліній представлені у табл. 1.

Таблиця 1 – Вихідні дані для розрахунку номограми для визначення радіусу кривизни ізоліній

R , км	3000	2500	2000	1500	1000	800	600	400	200
α , °	10	12	15	20	50	30	30	45	80
R , см карти М 1:1,5·10 ⁷	20	16,7	13,3	10	6,7	5,3	4,0	2,7	1,3

Номограма будується наступним чином: з точки 0 проводиться радіус $0a$ і окреслюється дуга ab радіусом 3000 км на карті відповідного масштабу. При цьому кут α відраховується за допомогою транспортира, проводиться радіус $0b$. З точки b на радіусі $0b$ відкладається відрізок $b0_1$, що відповідає радіусу 2500 км, з точки 0_1 радіусом 0_1b окреслюється друга дуга bc , сполучена з дугою ab . Далі проводять аналогічні операції до радіусу 200 км і точки d – рис. 4.

Побудувавши номограму на щільному прозорому матеріалі (кальці), її вирізають точно за профілем кривої. Для виміру кривизни траєкторії, вигнута дуга $abcd$ прикладається до викривленої ізолінії, і в області дуги, яка найбільшою частиною стикається з ізолінією, знімається величина відповідного радіусу кривизни.

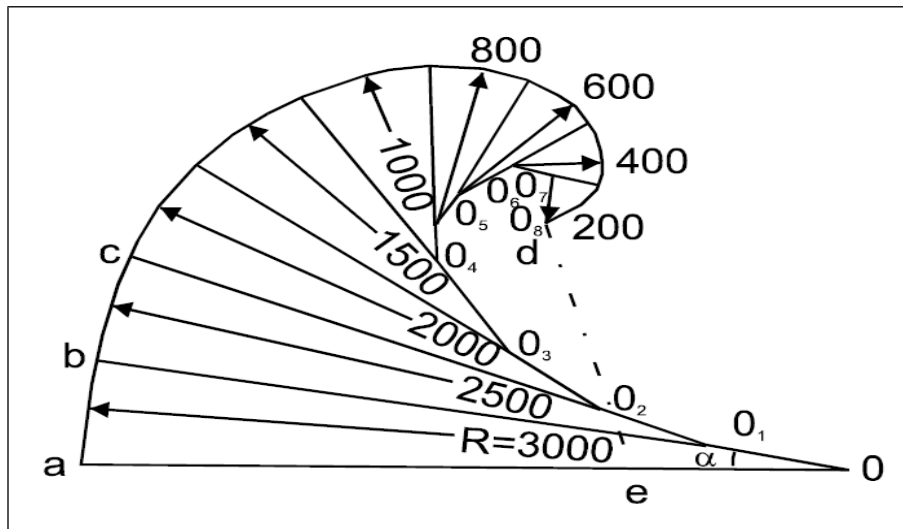


Рис. 4. Номограма для визначення радіусу кривизни ізолій

ПРОГНОЗ ВІТРУ БІЛЯ ПОВЕРХНІ ЗЕМЛІ

В короткострокових прогнозах загального користування вказуються найбільш ймовірні градації осереднених за деякий момент часу швидкості і напрямку вітру на рівні флюгера. Напрямок вітру в прогнозах загального користування вказується у чвертях горизонту. Швидкість вітру у прогнозах загального користування надається у $\text{м} \cdot \text{с}^{-1}$ в інтервалі до $5 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$. Якщо очікуються короткочасні посилення швидкості вітру до значень, що сягають критеріїв небезпечного (НЯ) чи стихійного (СГЯ) явища, то у формулюванні прогнозу вказується поривчастий вітер, при чому максимальна швидкість вітру (градація) надається при поривах.

Прогноз середніх значень швидкості і напрямку вітру у добовому прогнозі (на день і на ніч) у першому наближенні у даному районі чи пункті складають на основі прогнозу поля тиску – напрямку і густоти ізобар.

Прогноз швидкості фактичного вітру V_ϕ ґрунтується на прогнозі швидкості геострофічного вітру V_g . Вони пов'язані залежністю:

$$V_\phi = k \cdot V_g \quad (6)$$

де k - коефіцієнт, що залежить від ряду факторів, які обумовлюють швидкість вітру у даному районі.

Швидкість геострофічного вітру отримують за допомогою градієнтної лінійки для визначеного масштабу приземних карт і географічної широти. Лінійка дозволяє розраховувати швидкість геострофічного вітру по відстані між двома сусідніми, однаково орієнтованими, ізобарами.

Розрахована швидкість геострофічного вітру приймається як перше наближення реального вітру.

Коефіцієнт k у формулі (6) дозволяє внести уточнення, враховуючи сезон, час доби, стратифікацію повітряної маси та добовий хід температури, кривизну ліній току (ізобар), проходження фронтальних розділів, місцевих особливостей підстильної поверхні та атмосферної циркуляції.

Визначення k здійснюється за формулою:

$$k = \bar{k} + k_1 + k_2 + k_3 + \dots + k_n \quad (7)$$

де \bar{k} - коефіцієнт переходу від швидкості геострофічного вітру (V_g) до швидкості фактичного вітру (V_ϕ) при прямолінійних ізобарах та відсутності атмосферних фронтів, отриманий у даному районі для великої кількості випадків;

k_1 - доповнення до \bar{k} , що враховує стратифікацію повітряної маси та добовий хід температури повітря. Значення $[\bar{k} + k_1]$ знімають з графіку (рис.5). Як правило, вдень вітер посилюється, вночі послаблюється; чим більша нестійкість повітряної маси і добовий хід температури, тим більший добовий хід швидкості вітру;

k_2 - доповнення до \bar{k} , що враховує кривизну ізобар; k_2 отримують з табл. 2, в залежності від радіусу кривизни та її ознаки (циклонічна, антициклонічна). Радіус кривизни ізобар у пункті прогнозу визначають за допомогою номограми (рис. 4). Існує залежність: циклонічна кривизна сприяє послабленню вітру, а антициклонічна – посиленню. При цьому поправка на кривизну ізобар вводиться лише у випадках, коли радіус кривизни не більше 1000 км;

k_3 - доповнення до \bar{k} , що враховує посилення вітру при проходженні атмосферних фронтів через пункт прогнозу; k_3 визначають за табл. 3, якщо на час прогнозу $t \pm 3$ години через пункт прогнозу передбачається проходження атмосферного фронту.

Додатково можуть бути обчислені поправки до \bar{k} на нестационарність баричного поля, на вплив тертя, на міжрівневий обмін кількістю руху, на вплив низхідних конвективних рухів і т.п. Як правило, у спокійних умовах такі коефіцієнти мають порядок, менший за перші три складові у рівнянні 7, тому ними нехтують. Але у випадках значної нестійкості атмосфери, розвитку потужної купчасто-дощової хмарності, складної орографії місцевості (місцевих вітрів), швидкого переміщення і поглиблення циклону і т.п., необхідно враховувати усі можливі впливи на зміну швидкості вітру.

Таблиця 2 – Значення k_2

Кривизна ізобар антициклонічна		Кривизна ізобар циклонічна	
радіус кривизни, км		радіус кривизни, км	
< 300	≥300	< 300	≥300
0,05	0,03	- 0,02	- 0,01

Таблиця 3 – Значення k_3 та k_{max} при проходженні фронтів

Коефіцієнти	Характер фронту		
	теплий	холодний (основний та вторинний)	оклюзії
k_3	0,11	0,21	0,00
k_{max}	0,39	0,59	0,18

ПОРЯДОК РОЗРАХУНКУ ШВИДКОСТІ ВІТРУ БІЛЯ ПОВЕРХНІ ЗЕМЛІ

Зміст завдання.

1. На прогностичній карті в пункті прогнозу визначається величина баричного градієнта:

$$\frac{\partial p}{\partial n} \text{ гПа/1}^\circ\text{мер.}$$

∂p - різниця тиску на відповідних ізобарах, ∂n - відстань, на яку розраховується баричний градієнт, в даному випадку 1° меридіану, тобто 111 км. Вздовж нормалі до ізобар, яка проведена через точку, в районі якої потрібно отримати значення баричного градієнта, методом інтерполяції визначають зміну тиску у пунктах, що знаходяться по обидві сторони від прогностичної точки на відстані ~ 50 км. За допомогою графіка (рис. 5) вираховують коефіцієнт $\bar{k} + k_1$ відповідно до формули 7.

2. Використовуючи номограму (рис. 4) визначають радіус кривизни ізобар у кілометрах. За табл.2 вираховують коефіцієнт k_2 відповідно до формули 7.
3. Встановлюють можливість проходження через пункт прогнозу атмосферних фронтів. За табл. 3 знаходять величини, що необхідні для розрахунку k_3 або k_{max} за формулою (7).
4. Обчислюють загальний коефіцієнт k за формулою 7;
5. За допомогою градієнтної лінійки визначають швидкість геострофічного вітру V_g .
6. За формулою:

$$V_{\phi} = k V_g$$

визначають швидкість фактичного вітру біля поверхні землі.

7. У шарі тертя фактичний напрям вітру d_{ϕ} відхиляється від дотичної до ізобар у бік низького тиску на кут λ : в середньому над водною поверхнею $\lambda \sim 10-15^\circ$; над сушею $\sim 30^\circ$; над гірською місцевістю $\lambda \geq 45^\circ$.

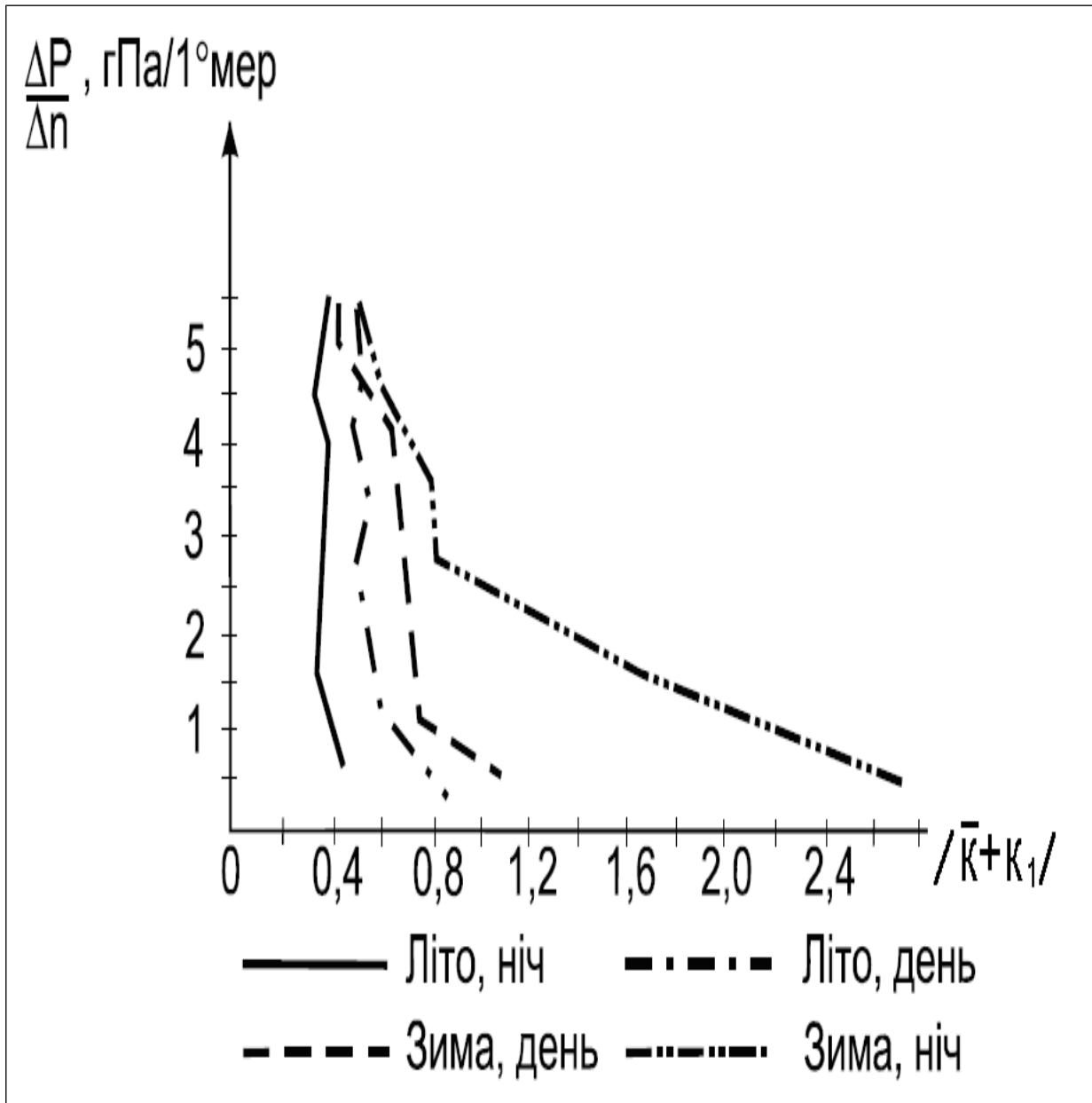


Рис. 5. Графік для визначення величини $/\bar{k} + k_1/$.

ПРОГНОЗ ВІТРУ У ПОГРАНИЧНОМУ ШАРІ АТМОСФЕРИ (ШАРІ ТЕРТЯ)

Пограничним шаром атмосфери (ПША) називається шар, в якому вертикальний розподіл метеорологічних величин визначається термічною і динамічною взаємодією набігаючого потоку з підстильною поверхнею на обертовій Землі.

Вітер у шарі від поверхні Землі до 1-1,5 км сильно залежить від сили тертя. Внаслідок цього формальна інтерполяція не може надати задовільні результати. Більш високу справджуваність має прогноз, заснований на статистичній інтерполяції з введенням поправок на фактори, які впливають, у першу чергу, на інтенсивність міжрівневого обміну кількістю руху.

Метод прогнозу вітру в ПША зводиться до наступного: швидкість V_z та напрямок d_z на певному рівні z розраховуються за емпіричними формулами, отриманими для холодного півріччя для центральної частини Східної Європи:

$$V_z = V_\phi + k_v(V_\beta - V_\phi); \quad (8)$$

$$d_z = d_\phi + k_d(d_\beta - d_\phi); \quad (9)$$

де V_ϕ , d_ϕ - прогностичні значення швидкості та напрямку вітру в пункті прогнозу біля поверхні землі (на рівні флюгеру);

V_β , d_β - швидкість та напрямок вітру на верхній границі пограничного шару. Для пунктів, розташованих на рівнинній місцевості, замість V_β , d_β можна прийняти швидкість та напрямок вітру на поверхні 850 гПа – 1,5 км. Значення коефіцієнтів k_v та k_d наведені в табл. 7.3.

Таблиця 4 - Значення k_v , k_d при різних висотах z

Коеф.	$z, \text{ м}$										
	0	100	200	300	400	500	600	700	800	900	1000
k_v	0	0,3	0,5	0,6	0,7	0,8	0,8	0,9	0,9	0,9	1,0
k_d	0	0,4	0,6	0,7	0,8	0,8	0,9	0,9	0,9	0,9	1,0

Коефіцієнти k_v та k_d отримані при осередненій для даного району і пори року стратифікації атмосфери. Таким чином статистично враховуються шорсткість підстильної поверхні і рельєф. Найбільші відхилення у прогностичних значеннях швидкості і напрямку вітру від дійсних будуть спостерігатися при істотних відхиленнях стратифікації атмосфери від середньої для даного району і пори року. Тому, при

наявності в ПША потужної інверсії для рівнів, розташованих нижче шару інверсії, значення k_v та k_d будуть дещо нижчі, чим наведені в табл. 4; при нестійкій або сухобайдужій стратифікації температури в ПША, значення k_v та k_d також можуть значно відрізнятися від наведених в табл. 4.

При слабкому вітрі біля поверхні землі коефіцієнти k_v та k_d визначаються з великою помилкою, а при штилі їх використовувати взагалі неможна. У зв'язку з цим доцільно замість вітрових коефіцієнтів використовувати різницю модуля швидкості та напрямку вітру. Визначивши прогностичне значення вектору вітру біля поверхні землі, можна розрахувати його значення на інших рівнях за формулами:

$$V_z = V_\phi + \Delta V_z; \quad (10)$$

$$d_z = d_\phi + \Delta d_z; \quad (11)$$

де $\Delta V_z = V_z - V_\phi$, $\Delta d_z = d_z - d_\phi$ - середні значення вертикальних змін модулів швидкості та напрямку, що отримані за результатами статистичного аналізу даних.

Відомо, що неврахування характеру термічної стратифікації приводить до найбільших помилок у прогнозі вітру у шарі тертя. Тому наступним важливим етапом є встановлення характеру термічної стратифікації. Стійкість у шарі тертя можна характеризувати конкретними вертикальними градієнтами температури, які наведені в табл. 5.

Таблиця 5 - Кількісні характеристики термічного стану атмосфери

Температурна стратифікація	$\Delta T / \Delta z, ^\circ\text{C}/100 \text{ м}$		
	шари повітря, м		
	2-120	120-300	2-300
Висока потужна інверсія	$\geq -3,5$	$\geq -0,6$	$\geq -1,7$
Висока слабка інверсія	0,7...-3,3	0,7...-1,9	0,7...-1,6
Піднесена інверсія	≤ 0	$> -0,6$	-
Низька потужна інверсія	$\geq -3,5$	$\leq -0,5$	-
Низька слабка інверсія	0...-3,3	$\leq 0,8$	-
Близька до нестійкої	1...0,7	1...0,7	1...0,6
Нестійка	> 1	$\geq 0,8$	$\geq 1,0$

Аналіз вертикальних градієнтів температури дає змогу визначити такі типи термічного стану атмосфери:

- стійкий (включає високі інверсії - потужні та слабкі, у тому числі й ізотермію; низькі інверсії потужні і слабкі, інверсія тільки у нижній частині шару та піднесені інверсії);
- близький до байдужого;
- нестійкий у всьому шарі.

Якщо при прогнозі вертикального розподілу швидкості вітру немає можливості встановити температурні градієнти у нижньому 100 або 300-метровому шарах, то необхідно дати якісну характеристику стратифікації в залежності від пори року, доби та синоптичних умов (табл. 6-7).

Таблиця 6 - Залежність ΔV , $\text{м}\cdot\text{с}^{-1}$ та Δd , $^{\circ}$ у нижньому 300-метровому шарі атмосфери від характеру термічної стійкості

Місяць	Якісна характеристика стану температурної стратифікації											
	нестійкий		перехід до нестійкого		близький до байдужого		перехід до стійкого		стійкий		дуже потужна стійкість	
	ΔV	Δd	ΔV	Δd	ΔV	Δd	ΔV	Δd	ΔV	Δd	ΔV	Δd
1	-	-	9,1	16	10,4	8	8,9	15	7,2	25	8,5	34
2	-	-	5,5	17	11,6	7	8,6	14	6,6	17	7,2	26
3	4,4	11	5,6	9	9,4	8	8,4	15	6,0	18	7,1	22
4	4,3	6	6,1	9	8,5	13	8,9	17	8,0	20	7,3	29
5	4,3	5	5,9	10	7,8	15	10,7	18	8,6	22	7,2	24
6	4,4	8	5,5	10	7,9	13	10,0	24	7,8	26	6,6	27
7	4,1	7	5,6	13	7,4	18	9,6	23	6,9	25	6,4	35
8	4,0	9	5,3	13	7,5	17	9,3	24	7,0	26	6,1	34
9	4,4	9	6,1	13	8,1	19	12,3	24	9,0	28	7,9	32
10	4,1	12	6,0	11	8,4	14	9,9	15	8,4	28	8,7	31
11	6,0	17	6,7	11	9,0	10	8,2	15	6,8	22	8,0	26
12	-	-	8,4	14	9,0	11	8,7	16	6,9	22	8,8	28
Рік	4,4	9	63	12	8,7	13	9,4	18	7,4	23	7,4	29

Таблиця 7 - Залежність ΔV у нижньому 100-метровому шарі атмосфери від характеру термічної стійкості

Місяць	Якісна характеристика стану температурної стратифікації					
	нестійкий	перехід до нестійкого	близька до байдужого	перехід до стійкого	стійкий	дуже потужна стійкість
січень	-	2,4	3,8	3,4	3,3	4,4
лютий	-	1,7	3,3	3,2	3,2	4,5
березень	1,1	1,8	3,1	3,1	2,7	3,9
квітень	1,8	2,7	3,3	4,0	4,2	4,4
травень	1,8	2,6	3,0	4,1	4,7	4,8
червень	1,7	2,6	3,3	4,7	4,4	4,3
липень	1,5	2,6	3,5	4,7	4,0	4,0
серпень	1,9	2,5	3,7	4,8	4,1	4,5
вересень	1,7	2,6	3,5	5,0	4,4	4,4
жовтень	1,8	2,6	3,4	3,4	4,0	4,5
листопад	1,5	2,5	3,1	3,2	3,2	3,9
грудень	-	3,6	3,4	3,2	2,7	3,9
За рік	1,6	2,5	3,4	3,9	3,7	4,3

Нестійка стратифікація спостерігається, головним чином, влітку у денний час у малоградієнтних баричних полях.

Стан, близький до байдужого, відмічається на протязі усього року, проте вдень переважає стан, коли градієнт температури близький до адіабатичного, а вночі - менший за нього.

Інверсії влітку спостерігаються вночі: низькі - на протязі всієї ночі, високі - переважно у другій її половині. Взимку інверсії спостерігаються також і вдень, причому у будь-який час доби мають перевагу високі. Піднесені інверсії найчастіше пов'язані з часом після сходу Сонця і залежать від характеру синоптичного процесу. Найбільша повторюваність піднесених інверсій припадає на перехідні сезони; влітку у денний час вони дуже рідко формуються.

ПОРЯДОК РОЗРАХУНКУ ХАРАКТЕРИСТИК ВІТРУ У ШАРІ ТЕРТЯ

Зміст завдання.

1. За прогностичними значеннями напрямку та швидкості вітру біля поверхні землі та на АТ-850 і відповідним значенням коефіцієнтів k_v , k_d за табл. 4, за формулами 8-9 розраховують швидкість та напрямок вітру на заданому рівні z .
2. У випадку слабкого вітру (штилю) використовують формули 10-11, табл. 5-7.
3. За табл. 5 враховують синоптичну ситуацію та її еволюцію і роблять висновок про характер стратифікації приземного шару атмосфери.
4. На основі залежностей, приведених у табл. 6, проводиться підбір відповідних різниць швидкості та напрямку вітру у нижньому 300-метровому шарі – ΔV , Δd .
5. За формулами 10-11 розраховують прогностичні швидкість та напрям вітру на висоті 300 м.
6. З урахуванням даних табл. 7, за формулою 10 обчислюють швидкість вітру на висоті 100 м над поверхнею землі.

ПРОГНОЗ ВІТРУ НА ВИСОТАХ

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

У першому наближенні приймається, що прогностичний напрямок вітру на висотах наближається до напрямку ізогіс на прогностичних картах

Швидкість геострофічного вітру V_g встановлюється за допомогою градієнтної лінійки.

Перехід від геострофічного (V_g) до градієнтного (V_{gr}) вітру проводять за допомогою коефіцієнтів за формулою:

$$V_{gr} = k \cdot V_g \quad (12)$$

Значення k визначають за номограмами зі вхідними параметрами: швидкість геострофічного вітру V_g і радіус кривизни ізогіс R – рис. 6-7.

На номограмах приведені похилі лінії однакових значень відношення

градієнтної V_{gr} та геострофічної V_g швидкості вітру. На осі ОУ номограм вказано радіус кривизни ізогіпс в кілометрах і градусах меридіану.

Як видно з номограм, геострофічна швидкість вітру V_g на осі ОХ введена у $\text{км}\cdot\text{год}^{-1}$.

Важливо відзначити, що у випадках, коли радіус кривизни (незалежно від типу) більше 3000 км (що є кінцевим значенням на осі ОУ), а швидкість обчисленого за допомогою градієнтної лінійки геострофічного вітру $V_g < 60 \text{ км}\cdot\text{год}^{-1}$ (тобто $< 15 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$), що є точкою відліку на осі ОХ, то коефіцієнт k у формулі 12 приймається рівним одиниці, в результаті:

$$V_{gr} = V_g \quad (13)$$

ПОРЯДОК РОЗРАХУНКУ ВІТРУ НА ВИСОТАХ

Зміст завдання.

1. За допомогою градієнтної лінійки визначають швидкість геострофічного вітру V_g . У випадку $V_g < 60 \text{ км}\cdot\text{год}^{-1}$, користуються формулою 13.
2. Використовуючи номограму на рис.4 визначають радіус кривизни ізогіпс у кілометрах.
3. За номограмами на рис. 6-7 встановлюють коефіцієнт k переходу від геострофічного до градієнтного вітру.
4. За формулою 12 обчислюють швидкість градієнтного вітру.
5. Напрямок вітру визначається за ізогіпсами на прогностичних картах баричної топографії.

Звітні матеріали.

Звіт подається у вигляді табл.8.

Таблиця 8 - Результати розрахунків напрямку та швидкості вітру біля поверхні землі та на висотах

№ п/п	Пункт	Земля		z = 100м		z = 300м		z = ...		АТ-850		АТ-700		АТ-500	
		d	V	d	V	d	V	d	V	d	V	d	V	d	V
1															
2															

Пункти розрахунку та висоти z надаються викладачем.

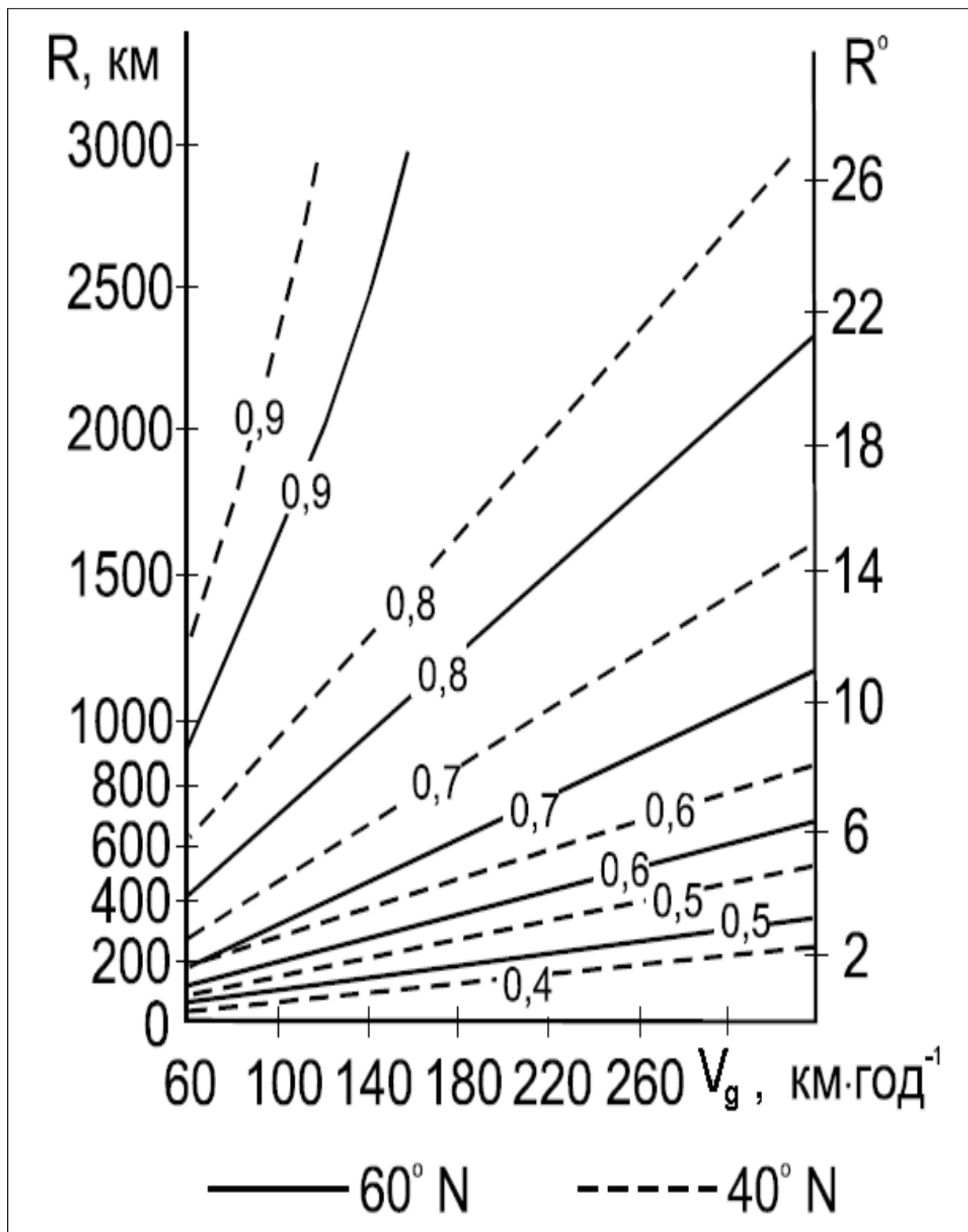


Рис.6. Номограма для визначення коефіцієнту переходу від геострофічного вітру до градієнтного при циклонічній кривизні ізогіпс

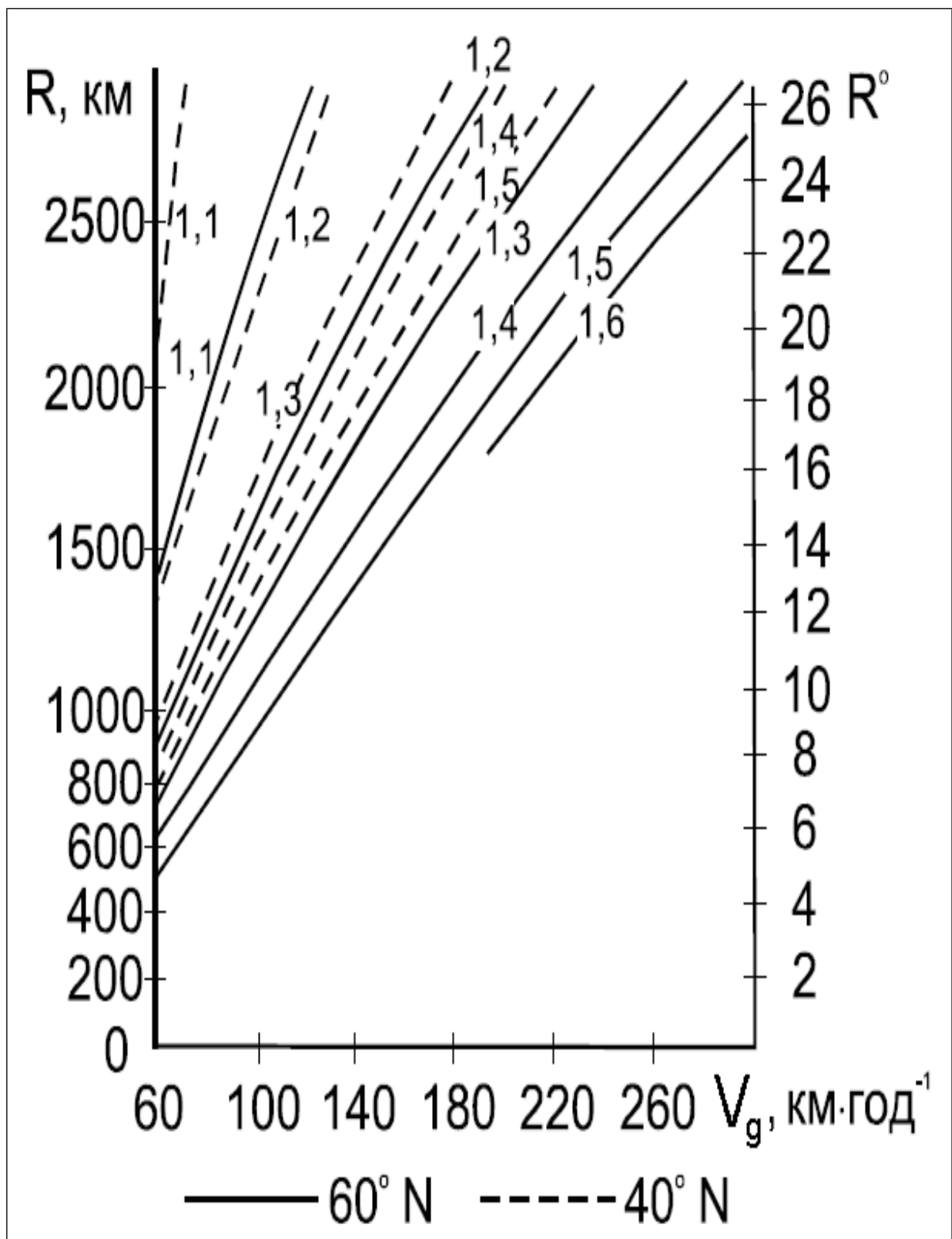


Рис.7. Номограма для визначення коефіцієнту переходу від геострофічного вітру до градієнтного при антициклонічній кривизні ізогіпс

МЕТОДИЧНІ ВКАЗІВКИ

для чергувань в НБП
з дисципліни “Синоптична метеорологія”

**ПРОГНОЗ НАПРЯМКУ І ШВИДКОСТІ ВІТРУ БІЛЯ ПОВЕРХНІ ЗЕМЛІ
ТА НА ВИСОТАХ**

Укладач: к.геогр.н., доц. Нажмудінова О.М.

Електронна версія © Нажмудінова О.М.

Одеський державний екологічний університет
65016, Одеса, вул. Львівська, 15