

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

МЕТОДИЧНІ ВКАЗІВКИ

для навчальної практики з дисципліни

«Синоптична метеорологія»

та чергувань НБП

на тему „ Розрахунок упорядкованих вертикальних рухів в атмосфері ”

Затверджено

методичною комісією

гідрометеорологічного інституту

протокол № __ від _____ 2015 р.

Голова комісії

_____ Овчарук В.А.

Затверджено

на засіданні кафедри теоретичної

метеорології та метпрогнозів

протокол № __ від _____ 2015 р.

Зав. кафедрою

_____ Івус Г.П.

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

МЕТОДИЧНІ ВКАЗІВКИ

для навчальної практики з дисципліни

«Синоптична метеорологія»

та чергувань НБП

на тему „ Розрахунок упорядкованих вертикальних рухів в атмосфері ”

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

МЕТОДИЧНІ ВКАЗІВКИ

для навчальної практики з дисципліни

«Синоптична метеорологія»

та чергувань НБП

на тему „ Розрахунок упорядкованих вертикальних рухів в атмосфері ”

Затверджено

Методичною комісією

гідрометеорологічного інституту

протокол № __ від _____ 2015 р.

Методичні вказівки для навчальної практики з дисципліни „Синоптична метеорологія” та чергувань НБП на тему „ Розрахунок упорядкованих вертикальних рухів в атмосфері ” для студентів 4 курсу , напрям підготовки «Гідрометеорологія»/ Укладач: к.геогр.н., ас. Міщенко Н.М.; укр., 15 стор.

ПЕРЕДМОВА

Дисципліна «Синоптична метеорологія» належить до циклу професійно-орієнтованих дисциплін підготовки студентів з напрямку «Гідрометеорологія» за спеціальністю 7.04010501 – «Метеорологія».

Навчальна практика з дисципліни „Синоптична метеорологія” проводиться для студентів 3 курсу напрямку підготовки «Гідрометеорологія», спеціальність «Метеорологія».

Мета навчальної практики полягає в оволодінні прийомами обробки оперативної синоптичної інформації та первинного аналізу, у підготовці матеріалів для синоптичного архіву.

Представлені методичні вказівки спрямовані на виконання завдання за темою «Розрахунок упорядкованих вертикальних рухів в атмосфері» під час проведення навчальної практики та чергувань у Навчальному бюро прогнозів погоди.

Карти упорядкованих вертикальних рухів в атмосфері широко використовується в оперативній практиці синоптика.

Мета роботи – ознайомлення з методикою розрахунку прогностичних значень вертикальних рухів в атмосфері

При виконанні завдання студент повинен:

знати: основні фактори, що впливають на виникнення та зміни вертикальних рухів;

вміти: знімати необхідні вихідні дані та проводити розрахунок прогностичних значень упорядкованих вертикальних рухів.

Перелік літератури

1. Практикум з синоптичної метеорології / під ред. Івус Г.П., Іванової С.М. – Одеса, ТЕС, 2004. – 419 с.
2. Дашко Н.А. Курс лекцій по синоптической метеорологии [Електронний ресурс] / ДГУ, 2005. - Режим доступу <http://www.dvgu.ru/meteo/book/Synoptic.htm>

ТЕОРЕТИЧНА ЧАСТИНА

1. КЛАСИФІКАЦІЯ ВЕРТИКАЛЬНИХ РУХІВ ПОВІТРЯ

При аналізі процесів синоптичного масштабу велику роль відіграють упорядковані вертикальні рухи повітря. Упорядковані вертикальні рухи одного знаку можуть охоплювати значні території, шари атмосфери і мають досить тривалий час існування. Вони поряд з адвекцією зумовлюють суттєві зміни в розподілі температури та вологості в атмосфері. При цьому, адвекція тепла сприяє розвитку висхідних вертикальних рухів, адвекція холоду – низхідних.

Упорядковані вертикальні рухи відіграють важливу роль у формуванні явищ погоди, що пов'язані з конденсацією водяної пари в атмосфері. Тобто, при підйомі повітря відбувається зниження температури до значення точки роси, що в свою чергу призводить до конденсації водяної пари та виникнення хмарності.

Висхідні вертикальні рухи сприяють виникненню хмарності вертикального розвитку та зон облогових опадів.

Вертикальні рухи в атмосфері мають різноманітну природу та масштаби. Виділимо такі класи вертикальних рухів:

1. Неупорядковані вертикальні рухи пов'язані з *турбулентністю*, можуть спричинити виникнення шаруватих та шарувато-купчастих хмар, якщо турбулентність захоплює нижні шари повітря, або високо-купчастих, якщо турбулентність виникає на більш високих рівнях.
2. Упорядковані вертикальні рухи пов'язані з *конвекцією*, місцевими вихорами та місцевими циркуляційними системами (бризи, горно-долинні вітри тощо). Ці рухи є локальними та, як правило, нетривалими. Конвективні вертикальні рухи можна порівняти зі швидкістю горизонтального потоку (10 м/с та більше) і розповсюджуються вони на значну товщу атмосфери. Вони спричиняють істотну конденсацію водяної пари, що, у свою чергу, призводить до виникнення хмарності купчастих форм (Cb) та різноманітних конвективних явищ.
3. Вертикальні рухи, зумовлені *хвильовими рухами* в атмосфері різноманітного походження, в результаті чого можуть виникнути так звані хвилясті хмари – Cc undulates, Cs und, Ac und, Sc und, St und.
4. *Місцеві орографічні ефекти*, що представляють собою опускання чи підйом схилами гірських хребтів чи інших нерівностей земної поверхні. Якщо потік повітря, що рухається в горизонтальному напрямку зустрічає на своєму шляху гірський масив, він або обійде його з боків або буде переміщуватися уверх по схилу. Якщо біля гірського масиву буде спостерігатися інверсійний шар, нижня межа якого нижча за висоту гори, то повітря може накопичуватися з навітряного боку цього бар'єру. Таким чином такі вертикальні рухи

розрізняються за масштабами та причинами, що їх викликають. Орографічні рухи також залежать від розмірів перешкод та швидкості потоку і проявляються, головним чином, у граничному шарі атмосфери, маючи порядок декількох сантиметрів за секунду.

5. Найпомітнішою в атмосфері є роль вертикальних рухів за рахунок динамічних факторів.

Упорядковані вертикальні рухи зумовлюються прискоренням горизонтального руху, що приводить до агеострофічних відхилень, дивергенція яких і є причиною виникнення вертикальних рухів.

Інакше кажучи, упорядковані вертикальні рухи виникають за рахунок нестационарності атмосферних процесів, тобто процесів цикло - та антициклогенезу.

Ці вертикальні рухи є відносно стійкими. Зони вертикальних рухів одного знаку порівнюються за розмірами з осередками зростання та падіння тиску біля земної поверхні, а їх порядок становить до 10 см/с., тобто $\tau_{\text{упор}} \leq \tau_{\text{конв}}$. Цей вид вертикальних рухів є причиною формування шаруватої хмарності системи As-Ns.

У шарі тертя за рахунок сил в'язкості також розвиваються вертикальні рухи. Причиною цього є те, що у північній півкулі за рахунок турбулентної в'язкості вітер у граничному шарі відхиляється ліворуч від ізобар. Внаслідок цього, відзначається приплив повітряних мас до центра циклону та висхідні вертикальні рухи у ньому (рис. 1). Навпаки, в антициклоні спостерігається відтік повітряних мас та низхідні вертикальні рухи.

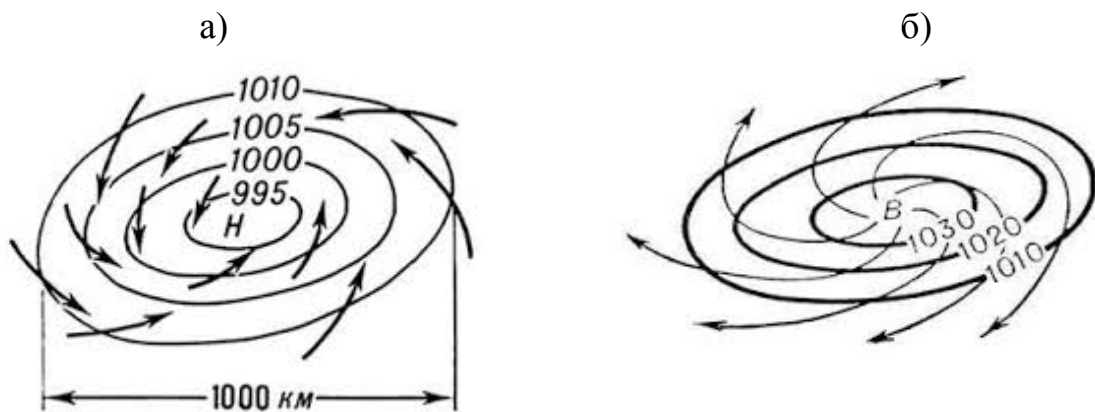


Рисунок 1 – Схема повітряних рухів у циклоні (а) та антициклоні в горизонтальній (площині)

Ці вертикальні рухи також є упорядкованими, а їх розміри порівнюються з горизонтальними масштабами циклонів і антициклонів.

Приклад нанесення даних вертикальних рухів на географічну карту представлено в додатку Б.

2. МЕТОДИ РОЗРАХУНКУ ВЕРТИКАЛЬНИХ РУХІВ

Вертикальні рухи в атмосфері не вимірюються, а розраховуються на основі їх взаємозв'язку з полем тиску, вітру та температури повітря.

Методи розрахунку вертикальних рухів залежно від вихідних рівнянь, що використовуються з цією метою, поділяються на адіабатичний, кінематичний та комбінований.

Адіабатичний метод ґрунтується на використанні рівняння припливу тепла

$$\frac{\partial T}{\partial t} + u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} + w \frac{\partial T}{\partial z} = \frac{Q}{c_p \rho} \frac{dp}{dt}, \quad (1)$$

де Q – приплив тепла за рахунок неадіабатичних процесів.

Зробивши деякі перетворення та припустивши адіабатичність процесів, рівняння (1) переписується відносно τ :

$$\tau = \frac{gp}{RT} \frac{\frac{\partial T}{\partial t} + u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y}}{\gamma_a - \gamma}, \quad (2)$$

де γ_a і γ – адіабатичний та фактичний градієнти.

Відзначимо, що у випадку насичення повітря водяною парою замість сухоадіабатичного градієнта треба брати волого адіабатичний градієнт.

Аналіз рівняння (2) показує, що при розрахунку вертикальних рухів треба брати до уваги параметр стійкості атмосфери ($\gamma_a - \gamma$). Через те, що цей параметр знаходиться у знаменнику, то чим ближче до байдужої ($\gamma_a = \gamma$) є стратифікація, тим меншою буде точність вертикальних рухів, розрахованих за формулою (2).

Внаслідок того, що у чисельнику формули (6) присутні локальні зміни температури за часом $\partial T/\partial t$, спочатку треба розрахувати їх, а потім – вертикальні рухи, що також збільшує помилки при розрахунку.

Кінематичний метод розрахунку вертикальних рухів ґрунтується на використанні рівняння нерозривності, яке після деяких припущень перетворюється на рівняння дивергенції:

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0. \quad (3)$$

Сума перших двох складових у рівнянні (3) є дивергенцією вітру в горизонтальній площині D . Тому, коли дивергенція обрахована, вертикальна швидкість визначається через послідовне (кроками) інтегрування рівняння

(3), використовуючи граничну умову, що на рівні моря $\tau = 0$. Тоді

$$\tau_{p_2} = \tau_{p_1} + \Delta p \bar{D}, \quad (4)$$

де індекси 2 і 1 відповідають верхній та нижній межах шару інтегрування;

Δp – товщина шару;

\bar{D} – середня дивергенція у цьому шарі.

Якщо визначати τ у гПа/12 год, дивергенцію розраховувати на сітці з кроком 500 км та припустити, що дивергенція, розрахована за приземним вітром, дорівнює дивергенції на поверхні АТ₁₀₀₀, робочі формули для основних ізобаричних поверхонь набувають вигляду:

$$\begin{aligned} \tau_{850} &= 3,2(D_{1000} + D_{850}), \\ \tau_{700} &= \tau_{850} + 3,2(D_{850} + D_{700}), \\ \tau_{500} &= \tau_{700} + 4,3(D_{700} + D_{500}). \end{aligned} \quad (5)$$

Головним недоліком кінематичного методу є те, що розрахунок дивергенції внаслідок нестійкості поля вітру здійснюється з великими помилками, що призводить й до великих помилок у розрахованих вертикальних рухах. Але у низьких широтах, цей метод може дати цілком задовільні результати.

Комбінований метод розрахунку вертикальних рухів ґрунтується на спільному використанні рівняння вихору швидкості, рівняння нерозривності та урахуванні приземної дивергенції тертя.

Рівняння вихору швидкості (Ω), нехтуючи силами в'язкості та беручи до уваги тільки головні члени, можна записати у вигляді:

$$\frac{d\Omega}{dt} = -\ell D, \quad (6)$$

де ℓ – параметр Коріоліса.

У геострофічному наближенні

$$\Omega \approx \frac{g}{\ell} \nabla^2 H, \quad (7)$$

де $\nabla^2 H = \frac{\partial^2 H}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 H}{\partial y^2}$ – лапласіан висоти ізобаричної поверхні H .

В результаті можна одержати таку формулу для розрахунку вертикальних рухів:

$$\tau_{p_2} = \tau_{p_1} - \frac{g}{2\ell^2} \Delta p \left[\left(\frac{d}{dt} \nabla^2 H \right)_{p_1} + \left(\frac{d}{dt} \nabla^2 H \right)_{p_2} \right]. \quad (8)$$

Таким чином, величина вертикальних рухів на якійсь поверхні визначається величиною τ на поверхні, що розташовується нижче, та повною похідною від лапласіанів висот цих поверхонь.

Якщо визначати τ у гПа/12 год, лапласіани розраховувати на сітці з кроком 500 км та взяти якесь стандартне значення параметра Коріоліса, наприклад, для широти 55° , можна одержати такі робочі формули для основних ізобаричних поверхонь:

$$\begin{aligned} \tau_{850} &= \tau_{1000} - 2,1 \left[\left(\frac{d}{dt} \nabla^2 P \right)_{\text{земля}} + \left(\frac{d}{dt} \nabla^2 H \right)_{850} \right], \\ \tau_{700} &= \tau_{850} - 2,1 \left[\left(\frac{d}{dt} \nabla^2 H \right)_{850} + \left(\frac{d}{dt} \nabla^2 H \right)_{700} \right], \\ \tau_{500} &= \tau_{700} - 2,8 \left[\left(\frac{d}{dt} \nabla^2 H \right)_{700} + \left(\frac{d}{dt} \nabla^2 H \right)_{500} \right]. \end{aligned} \quad (9)$$

Відзначимо, що у формулах (9) величини у круглих дужках є:

$$\begin{aligned} \frac{d}{dt} \nabla^2 H &\equiv (\nabla^2 H)_k - (\nabla^2 H)_n, \\ \frac{d}{dt} \nabla^2 P &= \text{EMBED Equation.3} \end{aligned} \quad (10)$$

де $\frac{d}{dt} \nabla^2 H$ ($\frac{d}{dt} \nabla^2 P$) -- індивідуальна зміна лапласіанів від геопотенціалу H та приземного тиску поверхні P ; індекси „ k ” і „ n ” позначають величини у кінцевій та початковій точках траєкторії, побудованої на 12 годин, а для розрахунку $\nabla^2 H$ використовуються значення висот ізобаричної поверхні у вузлах сітки (рис. 2):

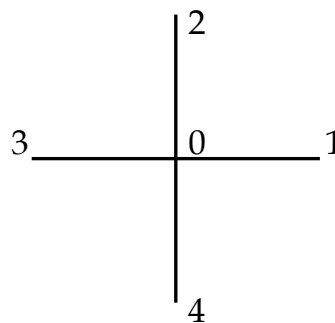


Рисунок 2 – Розташування вузлів у сітці для обчислення лапласіанів (крок сітки дорівнює 500 км)

$$\nabla^2 H \equiv H_1 + H_2 + H_3 + H_4 - 4H_0, \quad (11)$$

зі значеннями висот ізобаричної поверхні у точках сітки (рис. 2).

Як вже відзначалося вище, у граничному шарі атмосфери виникають вертикальні рухи $\tau_{\text{тр}}$, пов'язані з впливом сил тертя. Розрахунки показують, що максимального значення $\tau_{\text{тр}}$ набувають на верхній межі граничного шару, причому

$$\tau_{\text{тр}} \approx 3,5 \overline{\nabla^2 p_0}, \quad (12)$$

де $\overline{\nabla^2 p_0}$ – середнє значення лапласіана приземного тиску у початковій та кінцевій точках траєкторії, побудованої на 12 годин.

Беручи до уваги, що

$$\tau_{1000} \approx 0; \quad \left(\frac{d}{dt} \nabla^2 H \right)_{850} \approx \left(\frac{d}{dt} \nabla^2 H \right)_{1000} = 0,8 \frac{d}{dt} \nabla^2 p_0,$$

Таким чином з урахуванням $\tau_{\text{тр}}$, формули (9) набувають вигляду:

$$\begin{aligned} \tau_{850} &= -3,5 \left[\overline{\nabla^2 p_0} + \frac{d}{dt} \nabla^2 p_0 \right], \\ \tau_{700} &= \tau_{850} - 2,1 \left[\left(\frac{d}{dt} \nabla^2 H \right)_{850} + \left(\frac{d}{dt} \nabla^2 H \right)_{700} \right], \\ \tau_{500} &= \tau_{700} - 2,8 \left[\left(\frac{d}{dt} \nabla^2 H \right)_{700} + \left(\frac{d}{dt} \nabla^2 H \right)_{500} \right]. \end{aligned} \quad (13)$$

З метою зменшення обсягів виконуваної роботи, замість формул (13) можуть використовуватися їх спрощені аналоги, якщо не передбачається різкої перебудови баричного поля з висотою:

$$\begin{aligned} \tau_{850} &= -3,5 \left[\overline{\nabla^2 p_0} + \frac{d}{dt} \nabla^2 p_0 \right], \\ \tau_{700} &= \tau_{850} - 4,2 \left(\frac{d}{dt} \nabla^2 H \right)_{700}, \\ \tau_{500} &= \tau_{700} - 5,6 \left(\frac{d}{dt} \nabla^2 H \right)_{500}. \end{aligned} \quad (14)$$

КОНТРОЛЬНІ ЗАПИТАННЯ

1. Що таке вертикальні рухи? За якими умовами вони виникають?
2. При яких синоптичних умовах найчастіше бувають висхідні вертикальні рухи?
3. При яких синоптичних умовах найчастіше бувають низхідні вертикальні рухи?
4. Назвіть причини виникнення вертикальних рухів.

ПРАКТИЧНА ЧАСТИНА

МЕТОДИКА РОЗРАХУНКУ ПРОГНОСТИЧНИХ ВЕРТИКАЛЬНИХ РУХІВ

Вихідний матеріал:

1. Прогностичні карти погоди на 00 СГВ майбутньої доби (приземна, АТ₈₅₀, АТ₇₀₀, АТ₅₀₀).
2. Фактичні карти погоди за 00 СГВ (приземна, АТ₈₅₀, АТ₇₀₀, АТ₅₀₀)
3. Градієнтна лінійка
4. Палетка для розрахунку лапласіанів.

Порядок виконання:

1. Будується траєкторія повітряних часток біля землі та на поверхнях АТ₈₅₀, АТ₇₀₀, АТ₅₀₀
2. На кожній поверхні у початковій та кінцевій точках траєкторії за допомогою палетки знімаються дані про тиск (на приземній карті) та висоту ізобаричної поверхні (на картах АТ₈₅₀, АТ₇₀₀, АТ₅₀₀).
3. За формулою (11) розраховуються лапласіани тиску та висот ізобаричної поверхні у початковій та кінцевій точках траєкторії.
4. За формулами (10) розрахувати необхідні складові.
5. Використовуючи значення, одержані на попередніх етапах для початкових та кінцевих точок, розраховуємо першу частину вертикальних рухів за допомогою формул (13).
7. Наносимо одержані дані на чисті бланки карт та проводимо ізолінії рівних значення вертикальних рухів для рівнів вказаних викладачем.
Усі розрахунки зводять у таблицю наведену у додатку А.

Зміст роботи.

1. Розрахувати вертикальні рухи на добу на поверхнях АТ₈₅₀, АТ₇₀₀, АТ₅₀₀.
2. Доповісти черговій зміні про одержані результати та зробити висновок про можливу еволюцію хмарності та опадів.

ДОДАТОК А

Таблиця з вихідними даними та розрахунками

$$\tau_{850} = -3,5 \left[\overline{\nabla^2 p_0} + \frac{d}{dt} \nabla^2 p_0 \right],$$

$$\tau_{700} = \tau_{850} - 2,1 \left[\left(\frac{d}{dt} \nabla^2 H \right)_{850} + \left(\frac{d}{dt} \nabla^2 H \right)_{700} \right],$$

$$\tau_{500} = \tau_{700} - 2,8 \left[\left(\frac{d}{dt} \nabla^2 H \right)_{700} + \left(\frac{d}{dt} \nabla^2 H \right)_{500} \right].$$

Дата								
Рівні Дані	Земля Р, гПа		АТ-850 Н, гп.дам		АТ-700 Н, гп.дам		АТ-500 Н, гп.дам	
P_0/H_0								
P_1/H_1								
P_2/H_2								
P_3/H_3								
P_4/H_4								
$\nabla^2 P / \nabla^2 H$								
$\overline{\nabla^2 p_0}$			-	-	-	-	-	-
$\frac{d}{dt} \nabla^2 p_0$			-	-	-	-	-	-
$\left(\frac{d}{dt} \nabla^2 H \right)$	-	-						
τ	-	-						

$$\nabla^2 H \equiv H_1 + H_2 + H_3 + H_4 - 4H_0$$

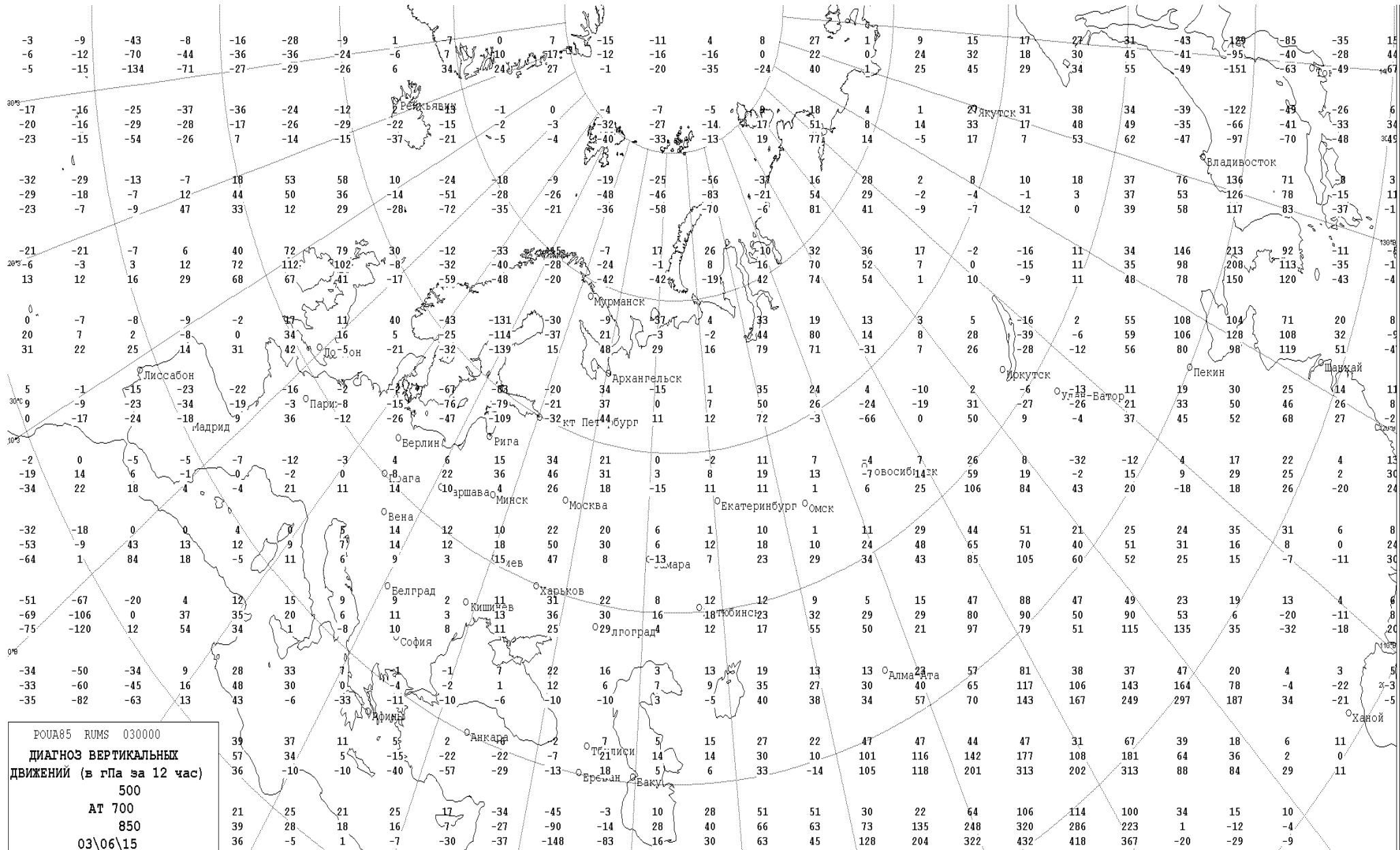
$$\nabla^2 P = P_1 + P_2 + P_3 + P_4 - 4P_0$$

$$\overline{\nabla^2 p_0} \equiv \frac{\nabla^2 p_k - \nabla^2 p_n}{2}$$

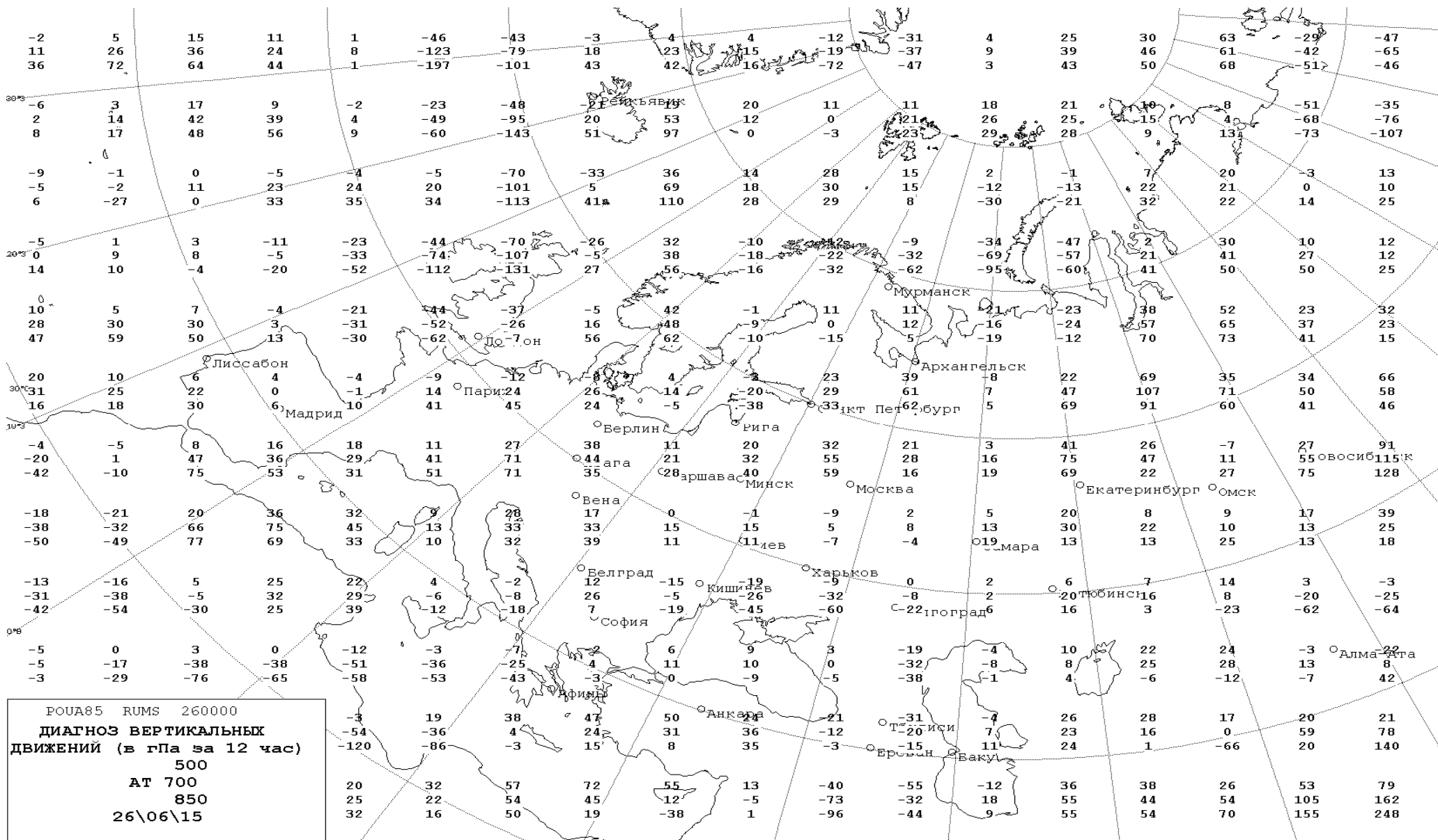
$$\frac{d}{dt} \nabla^2 H \equiv (\nabla^2 H)_k - (\nabla^2 H)_n,$$

$$\frac{d}{dt} \nabla^2 P \equiv (\nabla^2 P)_k - (\nabla^2 P)_n$$

ДОДАТОК Б
Приклад карти вертикальних рухів



P0UA85 RUMS 030000
ДИАГНОЗ ВЕРТИКАЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ (в гПа за 12 час)
 500
 AT 700
 850
 03\06\15



МЕТОДИЧНІ ВКАЗІВКИ
для навчальної практики з дисципліни
«Синоптична метеорологія»
та чергувань НБП
на тему „ Розрахунок упорядкованих вертикальних рухів в атмосфері ”

Укладачі: к.геогр.н. Міщенко Н.М.

Електронна версія © Міщенко Н.М.

Підп. до друку _____ Формат 60×84/16 Папір офісний

Умовн. друк. арк. _____ Тираж _____ Зам. № _____

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