

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

МЕТОДИЧНІ ВКАЗІВКИ

для лабораторних робіт з дисципліни
«Спеціалізовані прогнози погоди»
на тему:

**«Прогноз швидкості вітру при наявності
струминних течій нижніх рівнів»**

Напрямок підготовки «Гідрометеорологія»
Спеціальність «Метеорологія»

Одеса – 2010

Методичні вказівки для лабораторних робіт студентів денної та заочної форми навчання з дисципліни «Спеціалізовані прогнози погоди,» / Івус Г.П., Семергей-Чумаченко А.Б. – Одеса, ОДЕКУ, 2010. – 45 с.

Методичні вказівки призначені для студентів V курсу денної та заочної форми навчання за спеціальністю «Метеорологія».

ЗМІСТ

Передмова	4
1 Сучасний стан досліджень струминних течій нижніх рівнів	5
1.1 Загальні відомості про низькотропосферні струмені.....	5
1.2 Історія дослідження низькотропосферних течій.....	10
1.3 Вплив низьких струменів на практичну діяльність та їх зв'язок з небезпечними і стихійними гідрометеорологічними явищами.....	12
1.4 Гіпотези щодо формування та розвитку струминних течій нижніх рівнів	15
1.5 Контрольні запитання до 1 розділу	17
2 Структура та умови утворення низькотропосферних течій	18
2.1 Просторово-часова мінливість структурних параметрів струминних посилень вітру над Україною.....	18
2.2 Синоптичні умови та гідродинамічний стан нижньої тропосфери при виникненні низьких струменів над Україною	21
2.3 Гідродинамічний стан нижньої тропосфери над Україною при наявності низькотропосферних течій.....	23
2.4 Характеристика низьких струминних течій над різними районами Землі.....	25
2.5 Контрольні запитання до 2 розділу	27
3 Розрахунок швидкості вітру біля землі з урахуванням низького струменя .	28
3.1 Метод Снітковського О.І.....	28
3.2 Метод Лебедевої Н.А.....	29
3.3 Метод Мастерских М.О.....	29
3.4 Контрольні запитання до 3 розділу	31
4 Рекомендації щодо виконання завдання	31
Рекомендована література	39

ПЕРЕДМОВА

Дисципліна «Спеціалізовані прогнози погоди» належить до циклу професійно-орієнтованих дисциплін підготовки студентів з напрямку «Гідрометеорологія» за спеціальністю 7.070601 «Метеорологія».

Мета дисципліни - вивчення питань впливу метеорологічних умов на діяльність різних галузей сучасної економіки, знайомство з теоретичними та методичними основами метеорологічного забезпечення народного господарства

Мета методичних вказівок – допомогти студентам денної форми, що навчаються за спеціальністю «Метеорологія», засвоїти інформацію про процеси виникнення високих швидкостей вітру в нижній тропосфері, набути практичних навиків в оцінці сприятливості комплексу синоптичних та метеорологічних умов до цього процесу. Навчитися обирати та реалізовувати найоптимальніші методи прогнозу струминних течій нижніх рівнів.

Методичні вказівки складаються з трьох розділів, в яких викладаються теоретична частина та основні матеріали, що необхідні для виконання лабораторної роботи:

- «Сучасний стан досліджень струминних течій нижніх рівнів»;
- «Структурна та умови утворення низько тропосферних течій»;
- «Розрахунок швидкості вітру біля землі з урахуванням низького струменю»;
- «Рекомендації щодо виконання завдання».

та перелік навчально-методичних матеріалів, необхідних для виконання вказаних завдань.

Оцінка виконання лабораторної роботи виставляється у балах, кількість яких визначається робочою програмою.

1 СУЧАСНИЙ СТАН ДОСЛІДЖЕНЬ СТРУМИННИХ ТЕЧІЙ НИЖНІХ РІВНІВ

1.1 Загальні відомості про низькотропосферні струмені

Вимоги до безпеки господарської, авіакосмічної та інших сфер антропогенної діяльності в нижньому двокілометровому шарі атмосфери, необхідність моніторингу рівня забруднення повітря і забезпечення захисту населення у випадках техногенних і природних катастроф, зв'язок струминної течії нижніх рівнів (СТНР) з небезпечними та стихійними гідрометеорологічними явищами роблять проблему детального вивчення режиму температурно-вітрових аномалій першочерговою.

Дослідження температурно-вітрових аномалій (струминоподібних посилень вітру та інверсійного розподілу температури повітря) являє собою вивчення розподілу швидкості і напрямку вітру та температури по вертикалі в межах граничного шару атмосфери. Таким чином, розглядається вертикальний профіль метеовеличин, в формуванні якого беруть участь тип циркуляції синоптичного масштабу, термічна стратифікація, ступінь бароклінності нижньої частини атмосфери, впорядковані і конвективні вертикальні рухи, адвекція на нижніх рівнях, ступінь турбулізації граничного шару атмосфери (ГША) і особливості фізико-географічного положення пункту (рельєф, водні об'єкти, великі міста). Різний вклад перерахованих факторів обумовлює різноманіття профілів вітру.

Необхідно враховувати, що ГША розподіляється на два горизонтальні шари. Нижній шар – приземний підшар (шар Прандтля) поширюється від поверхні землі до висоти 50-100 м (в деяких випадках до 200-250 м). Основна властивість граничного підшару – постійність з висотою турбулентних течій кількості руху, тепла, водяної пари при збільшенні з висотою коефіцієнта турбулентності. Напрямок вітру в граничному підшарі практично не змінюється з висотою, а швидкість зростає, як правило, за логарифмічним законом. Ця закономірність вперше була виявлена Прандтлем. При відмінності температурної стратифікації від байдужої розподіл швидкості вітру по вертикалі краще апроксимується ступеневим законом. Вище граничного шару розташовується шар Екмана, який є перехідним між турбулізованим граничним підшаром і вільною атмосферою, де силою тертя можна зневажити, оскільки динамічний і термічний вплив підстильної

поверхні вже не простежується. Цей шар простирається до висоти 1,5-2,0 км, зміна швидкості і напрямку вітру в ньому приблизно описується спіраллю Екмана. Наявність струминоподібних профілів швидкості вітру характерна для верхнього підшару. Такі профілі відрізняються від стандартних і становлять феномен струминної течії нижніх рівнів.

Зіставлення літературних відомостей з цього явища трохи ускладнює використання різними дослідниками неоднакових критеріїв при виявленні СТНР. Очевидно, це обумовлено особливостями розв'язуваного прикладного завдання й географічним фактором. В більшості робіт прийнято наступне визначення:

Струминна течія нижніх рівнів - це пік швидкості вітру більший або рівний $15 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$, у межах граничного шару атмосфери, якщо зменшення швидкості вітру в 300 м шарах вище та нижче рівня максимуму не менше ніж на $4 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$.

Вибір значення максимуму швидкості на осі струменя обумовлений тим, що для авіації небезпечними є вітри більше $15 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$, і особливо небезпечна наявність таких посилень вітру на малих висотах, тому що на них здійснюється зліт і посадка повітряних суден, політ на гранично малих висотах тощо. Існує деяка невизначеність із самою назвою явища. Так, термін СТНР уперше ввів Л.Л. Мінс в 1944 р. Крім цього використовується термін "мезострумін", тому що явище звичайно відноситься за своїм просторовим і часовим масштабом до мезо-діапазону β (за шкалою І. Орланскі від 25 до 250 км та від 1 год до 1 доби). Однак СТНР може зберігатися протягом декількох діб і, таким чином, виходити за часові рамки мезомасштабу, тому дана термінологія може бути не завжди коректною. Крім цього, застосовуються також інші терміни: струминна течія на малих висотах, струминна течія ГША, тропосферний мезострумін, низькотропосферний струмін, мезомасштабні вітрові струмені і низькі струмені.

Однак, незважаючи на розбіжності у визначеннях цих течій звичайно використовуються наступні параметри, що характеризують просторову і динамічну структуру СТНР (рис. 1.1):

- потужність СТНР – різниця між висотами в ГША, де швидкість вітру не менше ніж $15 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ (ΔH , м);
- висота осі СТНР – рівень максимуму швидкості вітру (H_0 , м);
- інтенсивність СТНР – швидкість вітру на осі струменя (V_0 , $\text{м}\cdot\text{с}^{-1}$).

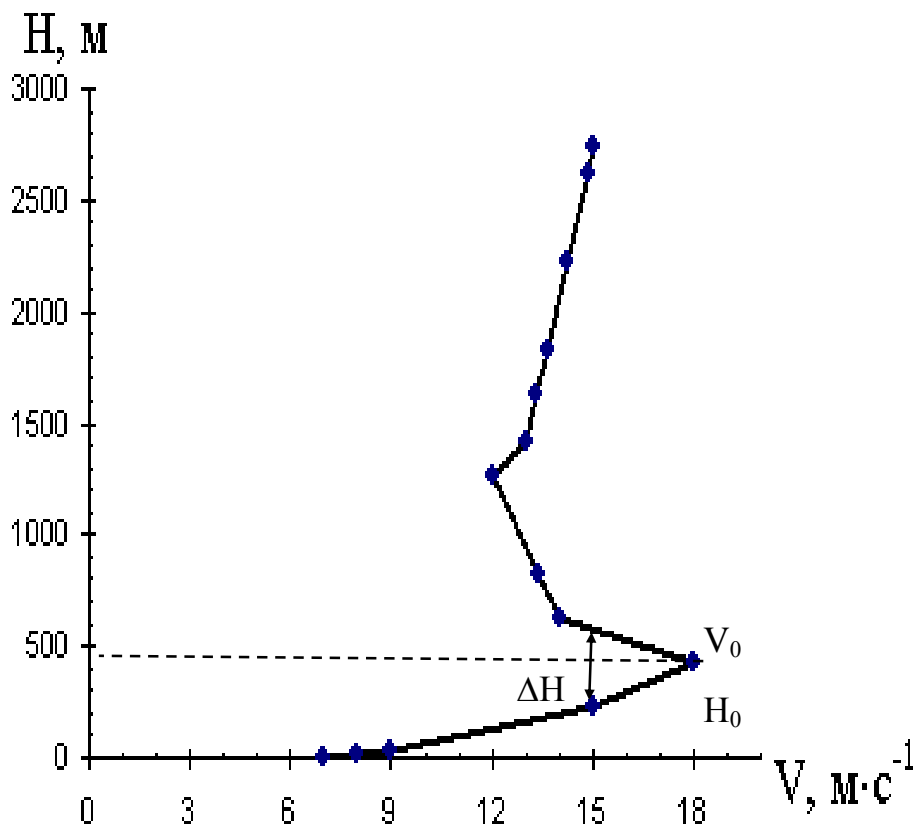


Рис. 1.1 – Схематичне зображення структурних параметрів низькотропосферних течій.

При визначенні структурних параметрів СТНР найбільшу точність дають спостереження на висотній метеорологічній вежі та спеціальні комплексні експерименти. У цих випадках дискретність спостережень за вертикаллю та часом досить висока, що дозволяє виявити наявність низького струменя. Але негуста мережа таких веж і те, що їх висоти не перевищують 300 м, не дозволяють визначити просторову структуру струменів, так як більшість СТНР спостерігається на висотах 500-800 м. Кулепілотні дані відрізняються ще більшою похибкою, ніж вимірювання на метеорологічних вежах.

Внаслідок цього для вирішення практичних задач використовуються дані мережі радіозондування, оскільки вони можуть надати уявлення про просторово-часову мінливість СТНР. Однак через низьку вертикальну дискретність інформації за рахунок швидкого підйому радіозонду в граничному шарі атмосфери ($250\text{-}300\text{ м}\cdot\text{мин}^{-1}$ при дискретності реєстрації координат радіозондом - 0,5 хв.) існує можливість як "просіювання" струменів, так і деяких похибок при обчисленні їх параметрів.

З 1992 р. і до сьогодні в США для діагнозу СТНР застосовуються щогодинні дані радарних спостережень системи Wind Profiler Network, організованою Лабораторією прогностичних систем (Forecast Systems Laboratory), що входить до складу НОАА США (National Oceanic and Atmospheric Administration, USA). Більшість платформ даної системи розташовано у центральній частині Сполучених Штатів (рис. 1.2).

Вимірювання здійснюються за допомогою акустичних вітрових профілерів (SODAR - SONic Detection And Ranging) і лідарів, тобто Допплерівських лазерів з високим розрішенням (LIDAR - Light Detection and Ranging).

Використання інформації з такою дискретністю за часом (рис. 1.3) надає можливість більш ретельного дослідження структури і динаміки СТНР, оскільки частина струменів спостерігається між стандартними строками зондувань.

Однак, і ця методика не позбавлена деяких недоліків: по-перше, нижня межа вимірювань складає 500 м, і, отже, найбільш низькі струмені можуть бути пропущені, по-друге, радіолокаційний сигнал у ряді випадків відбивається не від гідрометеорів, що позначається на точності визначення вертикального профілю швидкості і напрямку вітру.

Крім вищевказаних способів спостережень у США активно використовуються радіозонди, що опускаються на парашуті з певної висоти - дрозонди (dropsonde), так як при достатньо повільному спускові існує можливість більш детального вимірювання метеорологічних величин в нижніх шарах атмосфери.

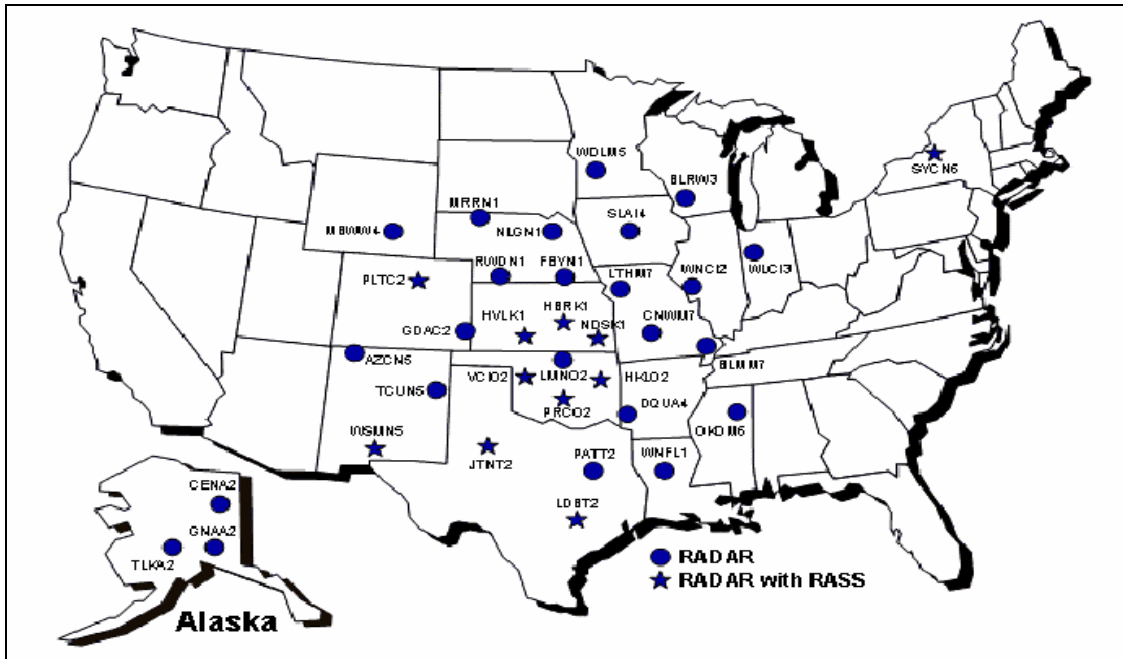


Рис. 1.2 – Схема розташування елементів системи Wind Profiler Network у США, де RASS – експериментальна Radio Acoustic Sounding System.

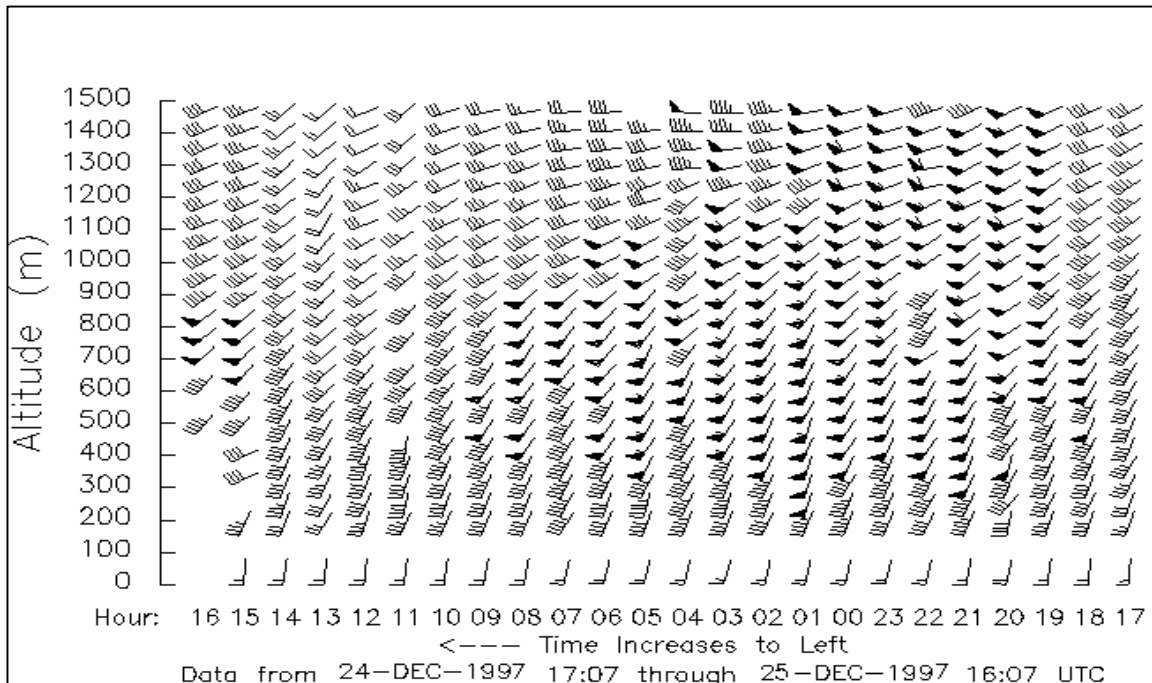


Рис. 1.3 – Приклад формування СТНР над станцією Ньюпорт у 24 грудня 1997 р., штат Орегон, США.

В 2007 р. вперше на Україні в аеропорту Бориспіль встановлено доплерівський метеорологічний локатор нового покоління „Метеор-Метеоячейка”, основне призначення якого – одержання інформації про небезпечні метеорологічні явища (грози, град, шквал, смерч, сильні опади, зсуви вітру, турбулентність, обледеніння та інші характеристики), які впливають на безпеку польотів літаків, а також для визначення швидкості і напрямку переміщення небезпечних осередків та своєчасне попередження про їх виникнення.

Доплерівський метеорологічний радіолокатор “Метеор-Метеоячейка”(ДМРЛ) працює в автоматичному режимі з періодом оновлення інформації 10 хвилин. В ДМРЛ використовуються режими “відображеність” і “доплерівська швидкість”. Дальність визначення метеоб’єктів в режимі “відображеність” складає 500 км і дозволяє одержати такі метеорологічні продукти: карти метеорологічних явищ, висоту верхньої межі хмарності, відображеність радіовідбиття на різних рівнях (від 1 до 11 км по вертикалі), видимість в опадах, зони з небезпечними конвективними явищами (сильними зливовими опадами, випадками грози, граду, шквалу, смерчу), зони зледеніння, гідрологічні продукти: карти контурів зони опадів, карти кількості опадів на заданій площі за виділений період часу по адміністративним районам або по пунктам.

Отже, для розрахунку структурних характеристик СТНР оптимальним варіантом є комплексне використання даних висотних метеорологічних веж, радіолокаційних і різноманітних радіозондових спостережень. При цьому у зв'язку з недостатньою щільністю мережі радіозондування, має сенс застосування різних методик інтерполяції полів метеорологічних величин і облік супутникової інформації.

1.2 Історія дослідження низькотропосферних течій

З часів початку освоєння людиною повітряного простору розпочалося і вивчення особливостей повітряних течій, тому вже в 1841 р. американський дослідник І.П. Еспі згадує в роботі "Філософія штормів" випадки посилення швидкості вітру на малих висотах.

Потім на подібну особливість розподілу вітру з висотою звернули увагу аерологи, що запускали повітряних зміїв. За повідомленням А.І. Воейкова, Тейсеран де Бор, виступаючи на зборах Міжнародної комісії з наукового

повітроплавання в 1904 р., заявив, що йому нерідко доводилося спостерігати «збільшення сили вітру на деякій висоті над землею». Це ж підтвердили тоді Хергезель, Шоу, Дайн та інші аерології. Вперше, мабуть, дане явище постало як не випадкове.

Регулярні дані про швидкість вітру стали доступними вже на початку ХХ ст. із введенням кулепілотних спостережень. Проте для висновків вони використовувалися тільки у вигляді середніх величин великого ряду спостережень, одиничні дані розглядалися як випадкові, «які не роблять погоди». Оскільки при осередненні швидкостей за стандартними висот СТНР згладжувалися, кліматологи і метеорологи не цікавилися ними.

Разом з тим, в середньомісячних зведеннях СТНУ все ж таки простежувалися. В 1910 р. А.А. Роч виявив, що вони характерні для літа, а в 1915 р. М.М. Рикачов визначив їх і в зимові, весняні і літні місяці. П.А. Молчанов в 1938 р., змінивши методику обробки даних, знайшов, що СТНР найбільш чітко проявляються при швидкості геострофічного вітру 12-16 м/с, причому влітку - у більш високих шарах, поблизу 1000 м, а взимку - у більш низьких.

У 40-х роках, в США активізувалося дослідження термодинамічної структури граничного шару, в тому числі і за наявності СТНР. Однак, зустрічається порівняно мало радянських і європейських публікацій з даного питання: спіраль Екман в цей період розглядалася в якості єдиного закону розподілу вітру з висотою у ГША.

Підвищений інтерес до цього явища з'являється в 50-60-ті роки у зв'язку з дослідженнями торнадо, гроз, шквалів, а також появою реактивної авіації. Дослідження привели до організації метеорологічних полігонів і до постановки широких експериментів з мезоаналізу атмосферних процесів. До цього періоду відноситься поява гіпотез щодо фізичної природи виникнення та еволюції СТНУ (А.К Блакадер, П.А Воронцов, Н.І. Новожилов, Н. . Шакіна та ін.) Формуються три основних напрямки в дослідженнях:

- теоретичне, тобто математичне моделювання процесів, при яких утворюються низькі струмені, постановка числових експериментів;
- прикладне, тобто дослідження безпосереднього впливу низьких струменів на практичну діяльність людини та їх зв'язку з небезпечними і стихійними гідрометеорологічними явищами; виявлення фізико-статистичних залежностей, які заклали основу діагнозу і прогнозу СТНР;

- кліматологічні, тобто вивчення географічного розподілу СТНР і їх статистичних характеристик.

У 70-80 рр. зберігаються ті ж тенденції в дослідженнях, активно розвиваються всі три напрями і пропонуються методики прогнозу швидкості вітру на осі струменя на 6 год і більше. У цей період в Одеському гідрометеорологічному інституті, нині ОДЕКУ, починається вивчення статистичної структури розподілу СТНУ та їх характеристик над Україною та іншими регіонами, виявляється зв'язок низкотропосферних струменів з процесами різних масштабів, апробуються різні моделі і методи прогнозу. Ці дослідження тривають дотепер.

З 90-х років та дотепер спостерігається активізація інтересу до даної тематики в США у зв'язку з використанням нових вимірювальних систем і розробкою великої кількості мезомасштабні моделей (WRF, MM5 і різні варіанти моделей граничного шару - PBL-model). Дослідження атмосферних феноменів Ель-Ніньо та Ла-Ніна, мезомасштабних конвективних комплексів та сильних штормів виявляє низький струмінь у якості одного з необхідних елементів розвитку. Також СТНР значно впливає на перенос озону, пилу та інших забруднюючих речовин, тому залучається як діючий фактор до моделювання процесів трансмісії.

Таким чином, вивчення струминних течій нижніх рівнів, що продовжуються з початку ХХ століття, не втрачає своєї актуальності по сьогоднішній день, а також стимулює розвиток і використання нових інформаційних технологій в метеорології.

1.3 Вплив низьких струменів на практичну діяльність та їх зв'язок з небезпечними і стихійними гідрометеорологічними явищами

Струминні течії нижніх рівнів безпосередньо впливають на різноманітні види людської діяльності. Вперше про практичне значення СТНР згадав Л.Л. Мінс в 1952 р., який відмітив їх роль у формуванні шквалових ліній і небезпечних явищ погоди.

Складність пілотування літальних апаратів при виконанні заходу на посадку або при зльоті у випадку наявності СТНР полягає в тому, що спочатку відбувається швидке наростання швидкості зустрічного вітру, що потім зміниться її убубанням вище осі струменя. Присутність струменя поблизу землі у сполученні зі значним зсувом вітру нижче осі, впливає на

втрату підйомної сили літака при зниженні, що особливо небезпечно при наявності короткої злітно-посадкової смуги. Найбільше це позначається на швидкісних реактивних літаках. Таким чином, з появою реактивних літаків виявилось необхідним взяти до уваги вплив СТНР на посадку літаків, що й було реалізовано в нормативній документації Всесвітньої Метеорологічної Організації (ВМО).

При дослідженні поширення лісових пожеж відзначено, що особливо інтенсивне горіння відбувається при наявності струменя поблизу земної поверхні, а не просто сильного вітру. З'явилася необхідність враховувати СТНР при плануванні висотного будівництва, при вивченні маршруту перельоту птахів, при будівництві вітроенергетичних станцій.

Низькі струмені можуть впливати на формування деяких особливостей ландшафту. Є припущення, що формування полонин на пологих вершинах і в сідловинах, а також розташування верхньої межі поширення лісу в Українських Карпатах пов'язані із впливом низькотропосферних струменів.

В роботах американських метеорологів показано, що СТНР є одним із факторів утворення клімату для Великих Рівнин (США), оскільки вони стимулюють збільшення кількості нічних опадів влітку та збільшують вологовміст більш ніж на 45% у порівнянні з кліматичними показниками. Причому, збільшення кількості нічних опадів (на 25% у порівнянні з денними) над Великими Рівнинами й північчю центральних штатів призводить до зменшення кількості опадів над узбережжям Мексиканської затоки та східним узбережжям США.

Крім безпосереднього впливу на різні сфери діяльності людини, СТНР перебувають у тісному взаємозв'язку з рядом СГЯ.

Оскільки при утворенні торнадо характерна нестійка стратифікація зверху та стійка знизу, то прогноз небезпечних явищ, що звичайно супроводжують торнадо, зводиться до з'ясування механізму реалізації нестійкості нижнього шару атмосфери. Так, Р.Г. Бітом і Ф.С. Бейтсом у 1955 р. була запропонована гіпотеза, про те, що таким механізмом є струмінь у нижній тропосфері, що створює конвергенцію повітряних струменів унизу вертикального вихору і дивергенцію вгорі.

Варто помітити, що при аналізі гроз основна увага звичайно приділяється особливостям термічної стратифікації повітряних шарів. Однак, коли цікавляться динамікою, то виявляють і струмінь. Причиною тісного зв'язку нічних гроз і низьких струменів, на думку А.К. Блакадера, є той факт, що

добові коливання вітру на нижніх рівнях викликають нічне посилення адвекції, що може бути істотним фактором у збільшенні частоти нічних гроз. Орієнтація грозових осередків, у свою чергу, непогано збігається з віссю максимальних вітрів у нижньому шарі тропосфери, і, у відомій мірі, наявність СТНР визначає тривалість грозової діяльності.

Нерідко СТНР супроводжуються інверсійним розподілом температури у нижній тропосфері, що в окремих випадках може, внаслідок ослаблення вертикального повітрообміну, призвести до зростання концентрації забруднюючих речовин біля поверхні землі більше гранично допустимих норм.

Тісний зв'язок, що виявлений між СТНР і стихійними явищами надав значний імпульс дослідженням у цій галузі. Так, з 1 грудня 1997 по 31 березня 1998 р, протягом зимового Ель-Ніньо Південного коливання, Національною службою погоди США (US National Weather Service) спільно з університетами Оклахоми і Невади над узбережжям Каліфорнії і північно-східною частиною Тихого океану був проведений широкомасштабний експеримент CALJET (California Land-Falling Jets Experiment) з вивчення механізму, який формує інтенсивні зимові опади та сильні вітри. Однією з характерних особливостей досліджуваного процесу стало вивчення в теплом секторі циклону в межах нижніх 1000 м інтенсивних струменевих течій. Однак перед холодним фронтом струмені були локалізовані вище 1000 м. Такі СТНР, що розташовані всередині позатропічного циклону, є «ключовим чинником» для поліпшення прогнозу виходу циклону на західний берег США і забезпечення більш точних штормових попереджень.

Для здійснення цього експерименту була створена обширна інтегрована наглядова система, яка забезпечує вимірювання змін метеовелічін, що відбуваються всередині штормовий системи та СТНР, навіть на видаленні (600-1000 км) від узбережжя. Дистанційні спостереження були зроблені за допомогою супутникових вимірів і літакового зондування з використанням доплерівських локаторів і дрозондов, також застосовувалися пересувні радіолокатори, прилади для вимірювання нижньої межі хмар, і стандартні метеорологічні і гідрологічні вимірювання. Розглянуті протягом CALJET циклони супроводжувалися широкомасштабними руйнуваннями, оскільки швидкість вітру біля землі в них перевищувала 50 м/с (01.10.95, 03.10.95, 11.02.96 та 1.01.97), а кількість опадів, що випали складало більше 100 мм за 24 год (12.11.95 та 11.02.96).

Нізкотропосферніе струменя можуть служити причиною екстремальних опадів у прибережних районах з навітряного боку гір. В оперативних прогнозах інтенсивності опадів і вітру на узбережжі Каліфорнії вже давно використовують інформацію про інтенсивність СТНР, їх розташування і вмісту вологи. Значні помилки в прогнозі величини цих ключових параметрів відбуваються через обмеженість доступної інформації на деякому віддаленні від берега. У зв'язку з цим уточнення структурних параметрів СТНР має велике значення для підвищення якості прогнозу, тому що, це явище має важливу роль у процесі місцевого циклогенеза.

1.4 Гіпотези щодо формування та розвитку струминних течій нижніх рівнів

Вивчення особливостей термічного і динамічного стану ГША при наявності струминних течій нижніх рівнів почалося в 30-ті роки. Так, А. Вагнер пояснював добові коливання вітру ГША денними коливаннями полів тиску і температури, а також суперпозицією місцевих циркуляцій. Один з перших комплексних експериментів по вивченню структури й кліматології струменів був проведений в 40-х роках над півднем і південним сходом США. Причому саме тоді з'явився термін "струминна течія нижніх рівнів" або "low-level jet".

Саме для нічного граничного шару була створена перша математична модель ГША, як одного з додатків класичної теорії граничного шару. А.К. Блакадер запропонував свою теорію формування СТНР, звернувши увагу на те, що вітер у них виявляється сильнішим за геострофічний. Допускаючи, що баричний градієнт у період еволюції струменя не змінюється, автор вважав, що зміни вітру в струмені можуть відбуватися лише за рахунок інерційних коливань швидкості вітру, які обумовлені добовою зміною активності турбулентного обміну. Таке звільнення "стриманого денного тертя" призводить до появи максимуму швидкості на верхній межі приземної інверсії. Ця гіпотеза пояснює добову еволюцію явища: ранкове загострення та денне розмивання, але не пояснює існування низьких струменів, що зберігаються більше однієї доби.

В 1967 р. вийшла робота П.О. Воронцова, де вперше виділені 4 типи СТНР - нічні, орографічні, термічні та загальноциркуляційні. Якщо перші три типи пов'язані з конкретними фізико-географічними умовами, то

загальноциркуляційні струмені, займають порівняно більшу площу та існують протягом декількох діб, розвиваючись, в основному, в баричних утвореннях циклонічного типу. Очевидно, джерелом енергії, що викликає надгеострофічне збільшення швидкості вітру на площі в сотні км², можуть бути тільки процеси макромасштабу, пов'язані з різко вираженими фронтальними розділами й циклонами, що активно розвиваються. Крім того, П.О. Воронцов провів порівняльний аналіз можливих механізмів утворення СТНР і дійшов до висновку, що основною причиною формування низького струменя є різке зменшення турбулентного тертя в зоні струменя, завдяки чому створюються умови для стрибкоподібного росту швидкості вітру, що збігається з гіпотезою А.К. Блакадера.

У роботах Л.З. Проха (60-ті рр. ХХ століття), який вивчав СТНР над Українськими Карпатами, також показане переважне утворення низьких струменів в областях циклонічної циркуляції, що знайшло підтвердження в інших дослідженнях, виконаних за матеріалами того ж регіону.

Починаючи з 60-х років стали з'являтися гіпотези про зв'язок СТНР і внутрішніх гравітаційних хвиль (ВГХ), що розвиваються в приземній або піднесеній інверсіях. Так, М.І. Новожиловим була запропонована гіпотеза про виникнення СТНР у зонах хвилеподібних рухів. На думку автора, якщо хвиля, що біжить, захоплює лише певний шар, обмежений зверху й знизу незбуреними потоками, то з найбільшою амплітудою будуть коливатися частки, що перебувають у середині цього шару. Всі інші частки будуть коливатися з меншими амплітудами, і з віддаленням від середини шару вверх або вниз колювання будуть менш значними. При цьому в результаті нестисливості середовища, на одних ділянках будуть спостерігатися згущення ліній струму, на інших - їх розрядка. Згущення в області улоговини буде відбуватися в нижній половині шару, в області гребеня - у верхній. Зона найбільшого згущення, тобто СТНР (струминна поверхня), буде обмежена зверху і знизу шарами з меншими швидкостями вітру. Хвильовий характер явища підтверджується як наявністю хвилястих хмар поблизу їх рівнів, так і колюванням самих рівнів низьких струменів у часі та просторі. Відповідно до даної гіпотези, посилення вітру повинне відбуватися тільки в затримуючих шарах, ближче до їх верхньої межі.

Таким чином, існує безліч гіпотез, що досить добре працюють за одних умов, і практично непридатні за інших. Низькотропосферні струмені спостерігаються при будь-якому типі атмосферної циркуляції, на фоні як

різких змін метеовеличин, так і при поступовій трансформації властивостей повітряної маси; при цьому стратифікація температури також може бути стійкою, байдужною або нестійкою. Існують як фронтальні, так і внутрішньомасові струмені.

Подібні відомості свідчать про участь різноманітних механізмів у формуванні і розвитку СТНР, тобто струмені, що утворюються за неоднакових умов, очевидно, мають різну фізичну природу - наприклад, нічне посилення вітру в області приземної інверсії та струмись під конвективною хмарою, і це варто враховувати при дослідженні явища.

1.5 Контрольні запитання до 1 розділу

1. Який профіль вітру являє собою струминну течію?
2. Які гіпотези описують формування низьких струменів в антициклонах та пропонують хвильове походження низьких струменів?
3. Як впливають СТНР на формування зсувів вітру в граничному шарі атмосфери?
4. Як класифікують струминні течії нижніх рівнів за умовами їх утворення?
5. Чому наявність низької течії сприяє формуванню нічних гроз та торнадо?
6. Як впливає присутність приземної інверсії на створення нічного максимуму вітру?
7. З чого складається екологічна значення струминної течії?
8. Які гіпотези враховують хвильову природу СТНР?
9. При якому типі циркуляції виникають низькі струмені над Карпатами?
10. Чому пов'язані вертикальні профілі швидкості вітру та температури?

2 СТРУКТУРА ТА УМОВИ УТВОРЕННЯ НИЗЬКОТРОПОСФЕРНИХ ТЕЧІЙ

2.1 Просторово-часова мінливість структурних параметрів струминних посилень вітру над Україною

При вивченні того чи іншого метеорологічного явища традиційно проводять аналіз його повторюваності залежно від пори року й доби, певних метеорологічних умов і синоптичних ситуацій. Такий підхід дозволяє виявити деякі закономірності, що характеризують досліджуване явище, його генезис і еволюцію.

Струминні посилення вітру в нижніх шарах атмосфери поширені практично повсюди і відзначаються відносно рідко - від 2 до 15% від загального числа радіозондувань протягом року. Як правило, СТНР зберігаються впродовж 1-2 строків зондування, і лише в окремих випадках - 24 год і більше. Час існування СТНР визначається типом і тривалістю наявної синоптичної ситуації. Так, рекордна тривалість цього явища - більше 4 діб (102 год) була зафіксована над Сімферополем у 1979 р. в умовах стаціонарного антициклону, що зберігався протягом цього періоду.

Добовий хід повторюваності вітрових аномалій над більшістю досліджених регіонів приблизно однаковий – вночі вони спостерігаються частіше.

За матеріалами багаторічних досліджень цього питання над більшістю регіонів Землі характерною рисою процесів розвитку СТНР є річний хід його повторюваності та основних структурних параметрів. Особливо ця закономірність властива для України і європейської частини Росії – максимум переважно приходиться на зимові місяці, а мінімум – на літні. Так, над Сімферополем, Харковом, Шепетівкою і Києвом взимку СТНР спостерігаються у 3...8 разів частіше, ніж влітку, що, імовірно за все, обумовлено або наявністю в холодний період року могутніх радіаційних інверсій в антициклоні, або проходженням над територією України активних південних та атлантичних циклонів.

Потужність низьких струменів коливається від 200-300 влітку до 500-600 м взимку (табл. 2.1), інтенсивність – 16-17 м·с⁻¹ влітку і 18-19 м·с⁻¹ взимку. Найчастіше низькі струмені розташовуються на висотах 400-500 м, у

залежності від рельєфу місцевості. В цілому, над Україною переважають струмені західних напрямків.

В області низького струменя, як правило, формуються слабкі вертикальні зсуви вітру, хоча в окремих випадках можуть виникати сильні і дуже сильні.

Таблиця 2.1 - Повторюваність (Р) та середні значення структурних параметрів СТНР над Україною (1975-1995 рр.)

Пункт	Р, %		V_0 , м·с ⁻¹		V_{max} , м·с ⁻¹		ΔH , м		H_0 , м	
	ніч	день	ніч	день	ніч	день	ніч	день	ніч	день
Київ	6	5	21	20	30	29	460	500	840	900
Кривий Ріг	7	4	19	20	38	34	590	450	450	440
Львів	7	8	19	19	36	36	330	310	620	670
Одеса	9	8	20	19	36	33	540	460	590	730
Сімферополь	4	4	20	19	34	34	500	460	800	790
Ужгород	6	4	18	21	32	55	500	580	1180	1380
Харків	3	6	20	19	31	33	600	520	740	850
Чернівці	6	4	21	19	37	29	590	450	860	850
Шепетівка	7	4	20	20	34	30	570	560	990	1040

Інтенсивність низькотропосферних струменів збільшується від літа до зими – 17...20 і 18...22 м·с⁻¹, відповідно. Над Україною виникнення найбільш інтенсивних СТНР в холодне півріччя, як правило, спостерігається при виході південних і проходженні активних північно-західних циклонів. Для порівняння, над північними районами Східноєвропейської рівнини формування інтенсивних низьких струменів пов'язано з перебудовою баричного поля в перехідні сезони. Таким чином, тип і активність баричних утворень, що визначають погодні умови над окремою територією, в значній мірі обумовлює інтенсивність низьких струменів. Також просліджується залежність від географічного розташування станції і особливостей ландшафту – над регіонами зі складною орографією частіше формуються інтенсивні СТНР. Так, максимальна швидкість вітру на вісі струменя над Україною за останні 25 років зафіксована над Ужгородом – 55 м·с⁻¹, тоді як, в середньому, інтенсивність струменів над цим пунктом складає 17...19 м·с⁻¹.

У холодний період року над територією України СТНР пов'язані з піднесеними інверсіями, що розташовані над віссю струменя, у теплий період року - з приземними інверсіями. В усі сезони відзначається збільшення кількості низьких струменів у сполученні з інверсією, з півночі (Київ – 70%), на півдні (Одеса – 79%). Найбільш виражені затримуючі шари, що супроводжують низькі струмені, виявляються або в передній частині циклону при проходженні теплих фронтів взимку, або в областях підвищеного тиску.

При формуванні низьких струминних течій виникають ситуації, коли швидкість приземного вітру не перевищує $4 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$. Такий розподіл швидкості вітру в нижніх шарах атмосфери може призвести до накопичення шкідливих домішок, оскільки при слабкому вітрі біля землі погіршуються умови їх горизонтального переносу, а СТНР виконує роль "замикаючого" шару, що перешкоджає вертикальному обміну. Зазначений тип струменів складає приблизно третину усіх випадків. Ці течії менш інтенсивні і, як правило, більш високі. Крім того, вони практично завжди (90%) пов'язані з затримуючими шарами. При цьому спостерігаються більш інтенсивні зсуви вітру за рахунок значного повороту вітру в шарі інверсії і невеликої швидкості вітру біля поверхні землі і, отже, становлять велику небезпеку для авіації.

Цікавий факт географічного розподілу повторюваності розглянутого комплексу явищ. Так, якщо протягом усього року над південними районами України низькі струмені супроводжуються затримуючими шарами в 79 і 80% випадків - Одеса і Сімферополь, відповідно, то над Києвом повторюваність знижується до 70%. Ця закономірність характерна для всієї ЄТР, оскільки над Москвою лише 67% СТНР спостерігається в сполученні з інверсіями, тоді як над Кишиневом з інверсіями пов'язано 82% низьких течій.

Над Україною в 60-70% випадків низькі струмені супроводжуються піднесеними інверсіями, причому їх може бути декілька. Виключення становить Кривий Ріг, розташований в центрі Криворізької котловини, де 63% струменів формуються в сполученні із приземними інверсіями. Випадки комбінації висотних затримуючих шарів і СТНР досить рідкісні - не більше 10% струменів.

2.2 Синоптичні умови та гідродинамічний стан нижньої тропосфери при виникненні низьких струменів над Україною

Низькотропосферні струмені фіксуються за різних макроциркуляційних умов. В основному СТНР (у середньому по Україні від 65 до 70% випадків) спостерігаються при циклонічному характері циркуляції: у тилівій, передній частинах і теплому секторі циклону, улоговини (табл. 2.2). У південному напрямку збільшується відсоток антициклональних струменів. У Сімферополі, найпівденнішому пункті радіозондування в Україні, в гребені відмічено найбільший відсоток СТНР – 20% випадків протягом року. Крім того, низькі струмені виникають в малоградієнтному полі та перехідній зоні між областями високого і низького тиску (від 4 до 15% випадків).

Таблиця 2.2 - Повторюваність (%) СТНР у різних баричних утвореннях над Україною у холодне (Х) та тепле (Т) півріччя

Пункт	Тип синоптичної ситуації															
	циклон								антициклон							
	передня частина		теплий сектор		тил		улого-вина		перед. частина		центр. частина		тил		гребінь	
	Х	Т	Х	Т	Х	Т	Х	Т	Х	Т	Х	Т	Х	Т	Х	Т
Київ	31	20	9	11	16	14	12	10	7	11	6	8	6	10	13	16
Кривий Ріг	25	19	15	12	13	10	13	10	8	13	7	9	7	12	12	15
Одеса	28	18	18	15	12	10	13	8	7	15	4	7	8	13	10	14
Сімферополь	20	13	15	10	10	8	11	11	9	14	8	13	10	11	17	20
Харків	27	21	14	12	17	15	12	11	7	12	6	8	6	9	11	12
Львів	25	19	18	16	14	11	13	10	6	11	7	6	5	9	12	18
Чернівці	22	20	20	15	13	12	13	11	6	10	7	8	6	8	13	16
Шепетівка	20	17	18	14	15	13	14	13	7	11	8	7	6	12	12	13
Ужгород	30	18	20	17	12	11	12	9	6	14	4	6	7	12	9	13

Різноманітність макроциркуляційних умов формування низькотропосферних струменів свідчить про те, що у створенні струменів беруть

участь різні фізичні механізми. Це підтверджує залежність структурних параметрів СТНР від синоптичної ситуації. Так, над територією України в циклонах швидкість вітру на осі та потужність струменів у середньому більше ніж в антициклонах (рис. 2.1).

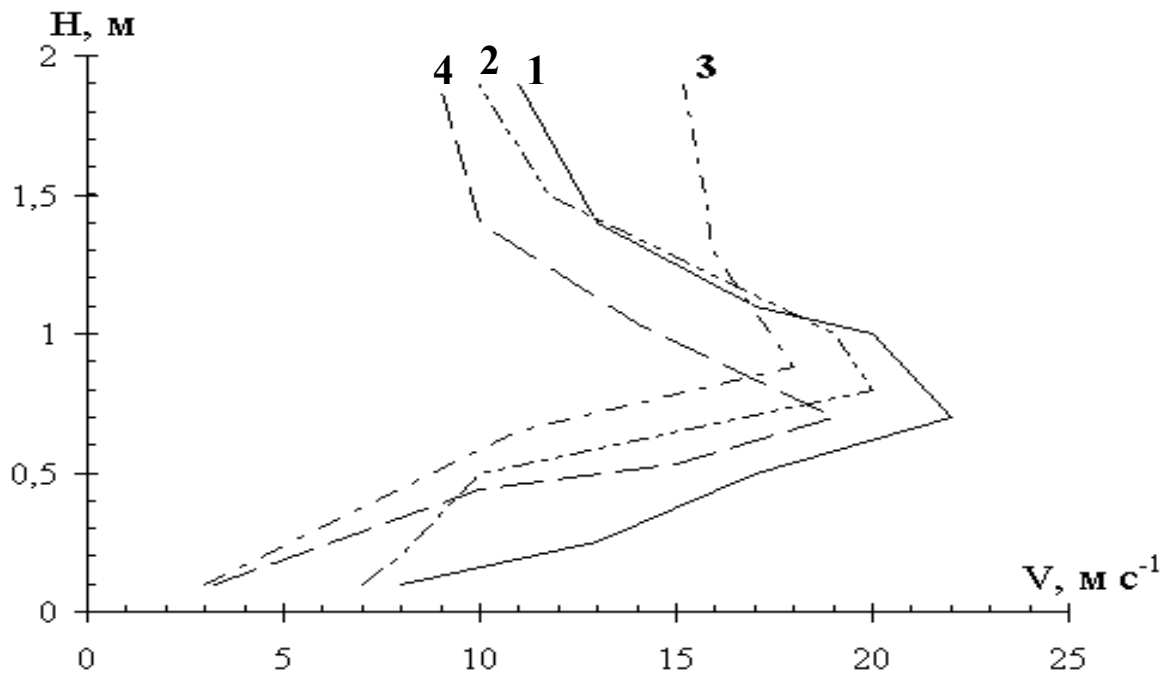


Рис. 2.1. Середні профілі вітру при СТНР над Києвом (1990-1992 рр.):

- 1 - передня частина циклона;
- 2 - тил циклона;
- 3 - теплий сектор циклона;
- 4 - антициклон.

Багаторічні спостереження показують, що в 55...65% випадків СТНР над Україною пов'язані з фронтальними розділами, і ця залежність збільшується від теплого сезону до холодного. Найчастіше низькі струмені утворюються на теплих фронтах. Так, для Одеси у холодне півріччя 30% СТНР відмічені на теплих фронтах, 25 - на холодних і 8 - на фронтах оклюзії. У тепле півріччя відповідно: 26, 21 і 7%.

Низькотропосферні струмені, що супроводжують фронтальні розділи, як правило, розташовуються перед холодними і теплими фронтами паралельно

їм, однак нерідко струмені спостерігаються в зафронтальній повітряній масі. У більшості випадків вони не пов'язані із струминною течією верхньої тропосфери і являють собою самостійне явище.

Найбільш інтенсивні СТНР формуються в області холодних фронтів, а найбільш потужні - в області теплих. Взагалі структура фронтальних СТНР визначається типом атмосферного фронту, його активністю, орієнтацією, швидкістю пересування, відстанню від фронту та географічним фактором.

2.3 Гідродинамічний стан нижньої тропосфери над Україною при наявності низькотропосферних течій

Оскільки існує зв'язок між формуванням СТНР та наявністю в нижніх шарах атмосфери внутрішніх гравітаційних хвиль, то, імовірно, є залежність між фактом наявності низького струменю і значенням числа Ri або його складових. Причому число Ri має бути більше критичного значення ($Ri > 0,25$), при якому створюється дисипація потоку на окремі турбулентні вихори. Але воно повинно бути не надто великим, адже, сприятливі умови для розвитку і існування нейтральних хвиль – це стійко стратифікований шар зі значними зсувами вітру.

Середнє значення числа Ri нижче осі низькотропосферного струменю коливається від 0,39 до 2,62 вночі, і від 0,57 до 3,94 вдень. Значення Ri над віссю струменя вище - від 0,77 до 5,17 вночі і від 2,04 до 7,31 вдень. Таким чином, під віссю струменя повітря менш стійке ніж над нею, внаслідок більш значного зростання швидкості вітру нижче осі СТНР. Вночі, за рахунок більшої інтенсивності струменів, Ri менше свого денного значення, як вище, так і нижче осі струменя. Число випадків $Ri < 0,25$ невелике: 16 і 4%, відповідно нижче і вище осі СТНР, і вони переважно спостерігаються в зоні атмосферних фронтів та улоговинах.

Для виявлення зв'язку типу вертикального розподілу швидкості вітру і гідродинамічних характеристик стану граничного шару атмосфери обрано зимовий період, коли для території України характерна найбільша повторюваність СТНР. Найкращі результати дають значення вертикального градієнту температури повітря і зсуву вітру у шарі земля-925 гПа (γ_{3-925} і β_{3-925}).

Як показано на рис 2.2., для станцій рівнинної частини України (Харків, Київ, Одеса), Кривого Рогу та Сімферополя характерний схожий тип розподілу γ_{3-925} і β_{3-925} . Більша частина СТНР та випадків неструминного

посилення швидкості вітру з висотою більш ніж $15 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ (ПВ) у граничному шарі атмосфери спостерігається при $-1 < \gamma_{3-925} < 1 \text{ } ^\circ\text{C}/100 \text{ м}$ і $\beta_{3-925} > 1 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}/100 \text{ м}$. У Харкові, Києві, Одесі і Сімферополі неможливо розділити випадки СТНР та ПВ з висотою, але у Кривому Розі область низьких струменів (65%) чітко локалізована.

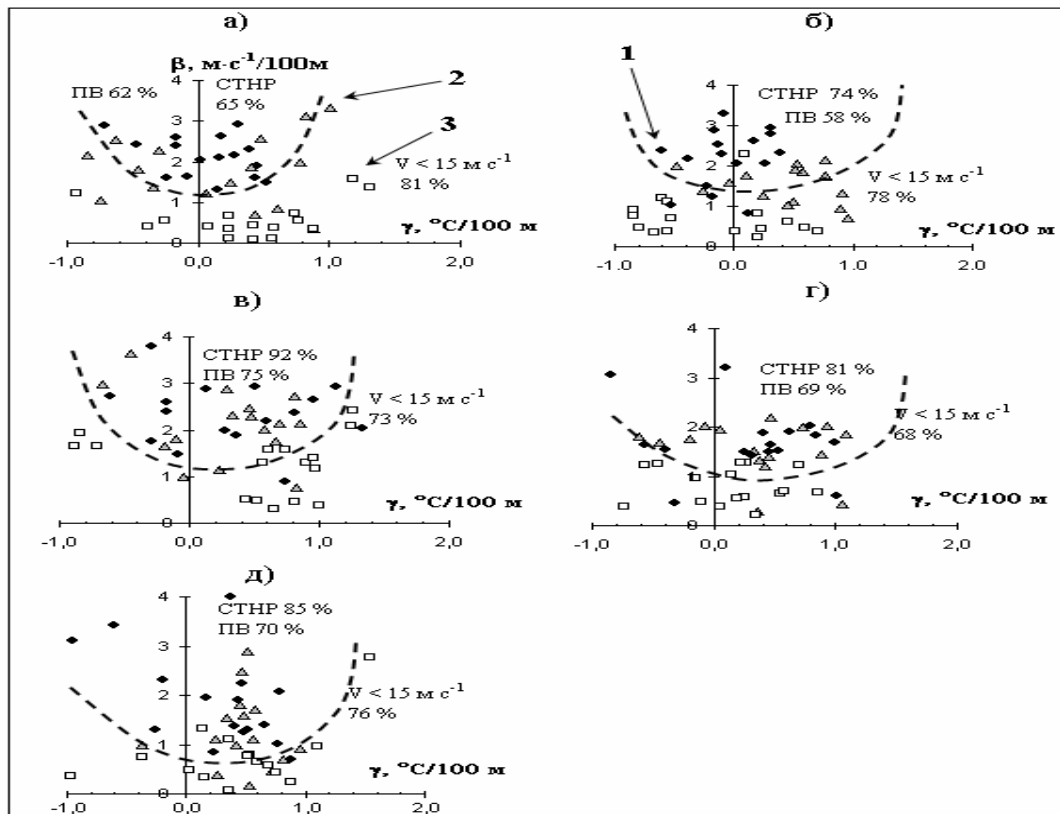


Рис. 2.2. - Розподіл вертикального градієнту температури та зсуву вітру у шарі земля-925 гПа над Україною:

- а) Кривий Ріг, б) Харків, в) Київ, г) Одеса, д) Сімферополь:
 1- СТНР;
 2 – ПВ (посилення вітру у граничному шарі більше $15 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$);
 3 – швидкість вітру у граничному шарі менше $15 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$.

Для регіону Українських Карпат (Львів, Чернівці та Ужгород) і Шепетівки, що знаходиться на стику Волинської, Придніпровської і Подільської височин, властивий інший тип розподілу параметрів γ_{3-925} та β_{3-925} . Більша частина СТНР, від 61% в Ужгороді до 89% у Шепетівці, розташована в області слабких або помірних зсувів вітру, тоді як γ_{3-925}

приймає негативні чи невеликі позитивні значення. Зона посилень вітру, від 65% у Чернівцях до 74% у Шепетівці, також знаходиться в області слабких чи помірних зрушень вітру, але $\gamma_{3-925} > 0$.

Таким чином, отримані гідродинамічні характеристики нижньої частини граничного шару атмосфери, у межах яких низькотропосферні струмені імовірніші (від 60 до 90%). Результати цього методу можуть застосовуватися для діагнозу, а при наявності прогностичних значень вертикального градієнту температури і зсуву вітру в шарі земля-925 гПа, для прогнозу СТР над територією України взимку.

2.4 Характеристика низьких струминних течій над різними районами Землі

Струминні течії нижніх рівнів виявляються практично над усіма районами Земля, але можна виділити деякі географічні особливості формування даного феномену.

Найбільш дослідженими з таких явищ є низькі струмені, що виникають над Великими Рівнинами США (Great Plains LLJ) та значно впливають на режим опадів та формування стихійних гідрометеорологічних явищ. Низькотропосферні струмені найактивніше спостерігаються над штатами Техас, Оклахома, Канзас, Небраска, Айова, Міссурі та Арканзас. Характерною рисою вказаних течій є південний напрямок, ширина 200-300 км, відносно невелика швидкість 15-18 м·с⁻¹ з максимумом 30 м·с⁻¹ на висоті 500-1000 м та зниженням інтенсивності вище вісі на 50-75 % (рис. 2.3). У більшості випадків швидкість на вісі перевищує геострофічний вітер.

Переважно СТР над Великими рівнинами утворюються навесні та влітку на фоні значного денного коливання з найбільшою швидкістю на вісі вночі (найчастіше у 2.00 місцевого часу) біля нічної інверсії. Найсприятливішими синоптичними умовами для їх формування (С.Д. Вайтман, 1997 р.) визначений значний градієнт тиску з заходу на схід через Великі рівнини та наявність потужного потоку повітря від Мексиканської затоки (рис. 2.4).

Наявність СТР над Великими рівнинами призводить до:

- підвищення північного транспортування вологи на рівні струменю;
- підсилення конвергенції потоків біля вісі струменя;
- сприяє виниканню нічної конвекції та грозової діяльності.

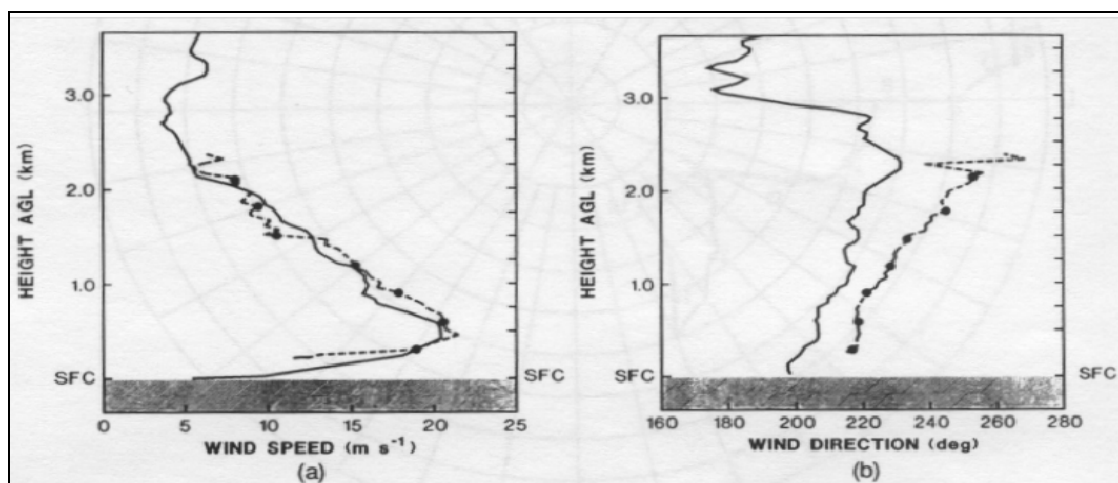


Рис. 2.3 – Вертикальні профілі швидкості та напрямку вітру над штатом Оклахома, США у 29.07.98 р. за даними радіозондування (—) та доплерівської локації (-----).

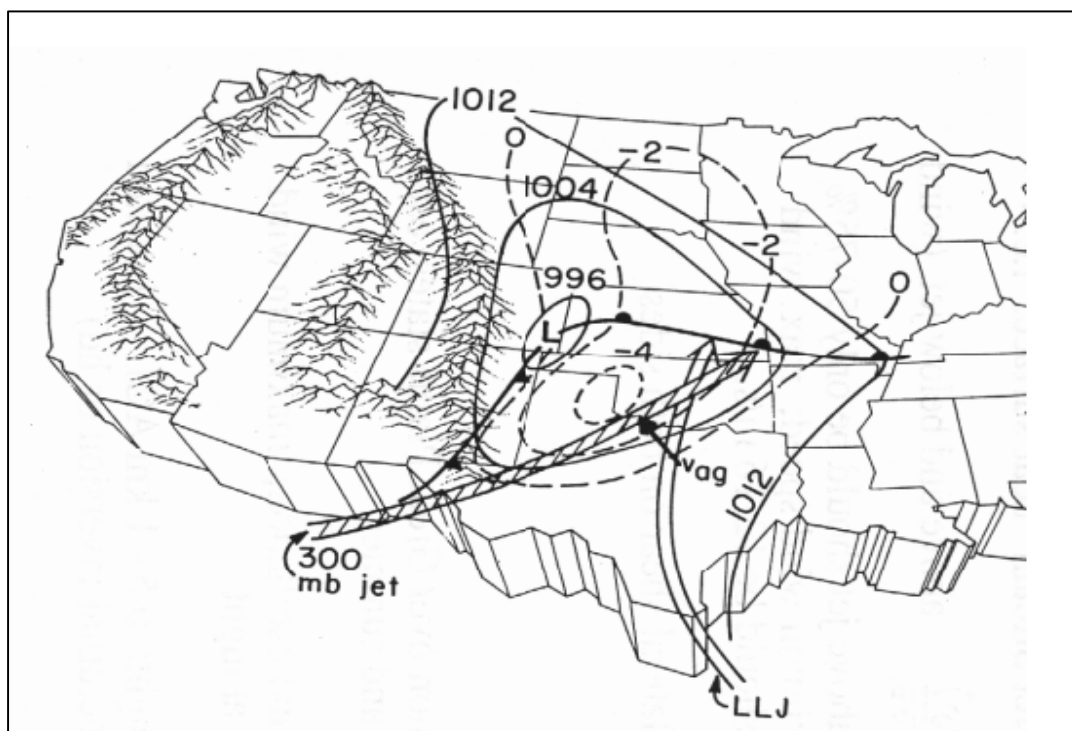


Рис. 2.4 – Схема процесів, що сприяють утворенню СТНР над Великими рівнинами, США.

Отже, низькі струминні течії над Великим рівнинами є механізмом, завдяки якому вологе та нестійке повітря з Мексиканської затоки пересувається на північ США та створює опади. Також виникнення мезомасштабних конвективних комплексів над даним регіоном практично завжди пов'язано з наявністю СТНР.

Також відомими географічними феноменами є нічний струміль Курін в Австралії (Koorin Jet) і денні австралійський південний Бастер (Southerly Buster) та перуанська СТНР (Paracas LLJ). Дослідження граничного шару атмосфери над пустелею Атакама (Чилі) виявило формування двох максимумів швидкості вітру: південно-західного у післяполудневій годині та північно-східного вночі.

Сомалійська течія (Somali Jet або African easterly jet) над Східною Африкою може зберігатися кілька днів цілодобово влітку у межах 10-20° пн.ш. Вказаний феномен впливає на формування південно-західного мусону та посилює формування тропічних хвиль, що розповсюджуються через тропічну частину Атлантичного та схід Тихого Океану протягом теплого сезону. Наявність потоку теплого повітря над Північною Африкою призводить до виникнення спрямованого на захід низького струменю з червня по жовтень.

Існування субтропічного антициклону над південним сходом Тихого Океану забезпечує формування низького струменю південного напрямку над західним узбережжям Південної Америки у районі 26-36° пд.ш. Вказане СТНР у 60 % випадків спостерігається навесні і влітку та призводить до апвелінгу біля узбережжя, що впливає на рибні ресурси регіону.

У вказаних районах СТНР не є рідкісним явищем, так над Австралією вона відмічається у 19 % нічних строків взимку. Над центральної частиною Великих рівнин низькі течії спостерігаються частіше – 30 % від числа радіозондувань, особливо над Канзасом та Оклахомою.

2.5 Контрольні запитання до 2 розділу

1. Які синоптичні умови сприяють виникненню СТНР?
2. Чи залежать структурні параметри струминних течій нижніх рівнів від сезону та часу доби?
3. В яких регіонах України більш високі СТНР?
4. Як впливає наявність СТНР на гідродинамічну стійкість тропосфери?

3 РОЗРАХУНОК ШВИДКОСТІ ВІТРУ БІЛЯ ЗЕМЛІ З УРАХУВАННЯМ НИЗЬКОГО СТРУМЕНЯ

3.1 Метод Снітковського О.І.

Метод Снітковського О.І. призначений для розрахунку швидкості вітру більше $20 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ із завчасністю 8-12 год. при наявності між поверхнею землі і рівнем 2 км одного або декількох шарів зі швидкістю вітру $15 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$. Цей спосіб заснований на використанні фактичних даних про вітер і температуру в нижньому двохкілометровому шарі за умов, що біля поверхні землі $\partial P/\partial n \geq 3,5 \text{ гПа}/^\circ\text{мер}$. та $V_{\text{max}} \geq 22 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$. У цьому випадку максимальну швидкість вітру біля землі (V_{max}) можна визначити за значеннями двох параметрів – $A=V_0\cdot\Delta H/1000$ та $\bar{\gamma}$, за допомогою рис. 3.1, де $\bar{\gamma}$ - середнє значення вертикального градієнта температури між землею та рівнем максимальної швидкості.

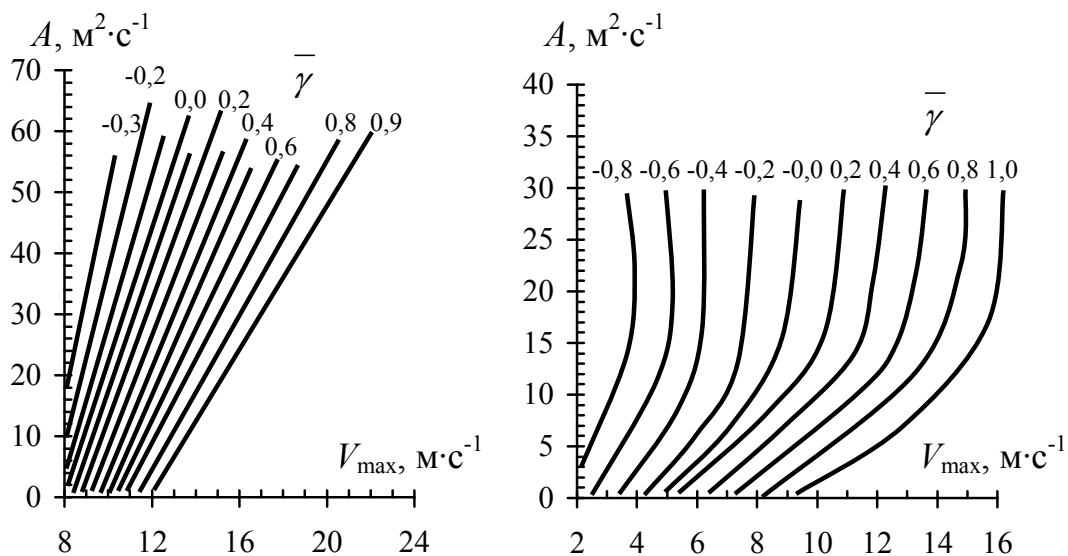


Рис. 3.1 – Графік для визначення максимальної швидкості вітру при поривах за методом О.І.Снітковського на ст. Долгопрудний (Московська область, Росія) (а) та Одеса (б).

Зростання A свідчить про можливість передавання кінетичної енергії залежно від $\bar{\gamma}$. Зі збільшенням $\bar{\gamma}$ підвищується імовірність посилення вітру біля землі. При визначенні $\bar{\gamma}$ слід залучати - приземну температуру повітря, що розрахована на наступні 8-12 год. Результати розрахунків можна віднести тільки до території з радіусом не більше 150 км від пункту радіозондування.

3.2 Метод Лебедевої Н.А.

Метод Лебедевої Н.А. використовується у випадку прогнозування з завчасністю 24 год. максимальної швидкості вітру при поривах біля землі за значеннями очікуваної швидкості вітру на поверхні 850 гПа (рис. 3.2).

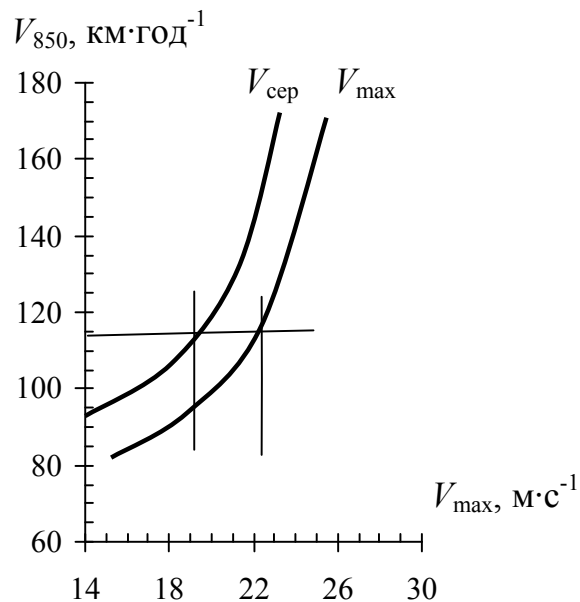


Рис. 3.2 – Графік для прогнозу середніх ($V_{сер}$) та максимальних (V_{max}) поривів вітру біля землі за методом Н.А. Лебедевої.

3.3 Метод Мастерских М.О.

Метод М.О. Мастерських можна використовувати у випадку прогнозу максимальної швидкості вітру при поривах у вузьких зонах холодних фронтів V_{max} на поточну добу для пункту, розташованого, у відповідності з

прогнозом, поблизу лінії холодного фронту біля поверхні землі, якщо дані ранкового зондування відсутні. Згідно з цим методом,

$$V_{\max} = 0,7 \sqrt{\left(\frac{4,8}{\sin \varphi}\right)^2 ((\Delta p)^2 + \alpha^2 (\Delta T)^2) + 64}, \quad (3.1)$$

де Δp - віднесена до відстані 111 км різниця тиску, що очікується у двох точках, які знаходяться біля лінії фронту; α - розмірний множник, що дорівнює 1 гПа/(°С·град меридіану). Точки слід брати на відстані не більше 120 км одна від одної, тобто не більше 60 км в кожному напрямку від пункту, для якого прогнозується V_{\max} . Величина ΔT , виражена в °С/50 км, визначається за різницею між приземними температурами, які очікуються, в пункті, для якого розраховується V_{\max} , та в холодному повітрі на відстані 50 км від цього пункту, тобто від лінії фронту.

З урахуванням географічної широти рівняння (3.1) приймає простіший вигляд. Так, для 55...60 пн. ш.:

$$V_{\max} = 0,7 \sqrt{36((\Delta p)^2 + \alpha^2 (\Delta T)^2) + 64}. \quad (3.2)$$

Перевірка виявила, що успішність прогнозів сильного вітру ($15 < V_{\max} < 29 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$) на 12 годин складає 90%.

Швидкість вітру від поверхні землі до висі СТНР в зоні теплового фронту зростає під впливом фізичних причин: підвищення граничного градієнту, через значні градієнти температури, висхідні рухи повітря, під впливом архімедової сили та послаблення сили тертя. Вище висі СТНР в зонах теплих фронтів швидкість вітру послаблюється внаслідок двох основних причин: зменшення з висотою баричного градієнту та руху часток повітря, що підіймаються під деяким кутом до поверхні землі.

За методом Мастерских М.О. інтенсивність низького струменя в середніх широтах можна розраховувати за формулою:

$$V_{h\Phi} = 0,9 \sqrt{36((\Delta p_{L\Phi})^2 + 0,25\alpha^2 (\bar{\Delta t}_{3\Phi})^2) + 100}, \quad (3.3)$$

де $\Delta P_{L\Phi}$ - величина баричного градієнту вздовж фронту, $\bar{\Delta t}_{3\Phi}$ - середній градієнт температури в зоні фронту.

3.4 Контрольні запитання до 3 розділу

1. Який фізичний зміст має параметр A у методі О.І. Снітковського?
2. Як здійснюється прогноз вітру біля землі за методами О.І. Снітковського та Н.А. Лебедевої?
3. З чого складається прогноз швидкості вітру на висі СТНР в зоні холодного та теплого фронтів за методом М.О. Мастерських?
4. Як отримані структурні параметри СТНР відрізняються від своїх багаторічних показників (табл. 2.1)?
5. Який тип термічної стійкості супроводжував низькі струмені?

4 РЕКОМЕНДАЦІЇ ЩОДО ВИКОНАННЯ ЗАВДАННЯ

Вихідні матеріали

1. Дані температурно-вітрового зондування атмосфери.
2. Прогностична карта АТ-850 на 24 год.
3. Бланк аерологічної діаграми.

Завдання

1. Розкодувати дані температурно-вітрового зондування атмосфери.
2. Побудувати вертикальні профілі швидкості вітру і температури.
3. Одержати значення структурних параметрів низького струменя: V_0 , ΔH і H_0 .
4. Визначити максимальну швидкість вітру при поривах за методом О.І.Снітковського.
5. Спрогнозувати значення середніх та максимальних поривів вітру біля землі за методом Н.А. Лебедевої.
6. Розрахувати значення максимальних поривів вітру біля землі при проходженні фронтальних розділів за методом М.О. Мастерських.
7. Оцінити гідродинамічний стан нижньої тропосфери над різними містами України.
8. Зробити висновок про можливість виникнення або наявності низькотропосферних течій за допомогою рис. 3.2.
9. Порівняти отримані результати.

Методичні вказівки

1. Дані температурно-вітрового зондування атмосфери розкодувати за допомогою коду КН-04.
2. Побудувати вертикальні профілі швидкості вітру і температури за допомогою програми MS Excel 98/2003.
3. Отримати за профілями основні структурні параметри СТНР.
4. Розрахувати параметр A і $\bar{\gamma}$ щодо методу О.І.Снітковського.
5. Виконати прогноз максимальної швидкості вітру при поривах за методом О.І.Снітковського.
6. Визначити прогностичне значення V_{850} в пункті прогнозу.
7. Спрогнозувати значення середніх та максимальних поривів вітру біля землі за методами Н.О. Лебедевої та заповнити табл. 4.1.
8. Розрахувати прогностичне значення максимальної швидкості вітру при поривах біля холодних фронтів за методом М.О. Мастерських для середніх широт та заповнити табл. 4.2.
9. Аналізуючи отримані результати всіх методів зробити заключний висновок про очікуваний вплив низького струменя на формування посилень вітру біля землі.

Таблиця 4.1 – Результати прогнозу максимальної швидкості вітру біля землі при поривах за методом О.І.Снітковського і Н.А. Лебедевої

Пункт прогнозу	Структурні параметри СТНР			Метод О.І. Снітковського			Метод Н.А. Лебедевої	
	V_0 , м·с ⁻¹	ΔH , м	H_0 , м	A , м ² ·с ⁻¹	$\bar{\gamma}$, °C/100м	V_{max} , м·с ⁻¹	V_{850} , м·с ⁻¹	V_{max} , м·с ⁻¹

Таблиця 4.2 – Результати прогнозу максимальної швидкості вітру при поривах у вузькій зоні холодних фронтів за методом М.О. Мастерських

Пункт прогнозу	$\Delta P_{ПФ}$, гПа/°мер.	$\Delta \bar{t}_{3Ф}$, °C/°мер.	V_{max} , м·с ⁻¹

Звітні матеріали

1. Побудовані за допомогою програми MS Excel 98/2003 вертикальні профілі вітру і температури за зразком на рис. 4.1 та роздрукувати їх для аналізу.
2. Бланк аерологічної діаграми з обґрунтуванням прогнозу швидкості вітру за методом О.І.Снітковського та Н.О. Лебедевої.
3. Синоптична карта з розрахунками щодо методу М.О. Мастерських.
4. Заповнені табл. 4.1 та 4.2.
5. Відповідь на вказані викладачем контрольні запитання.
6. Загальний висновок про отримані результати.

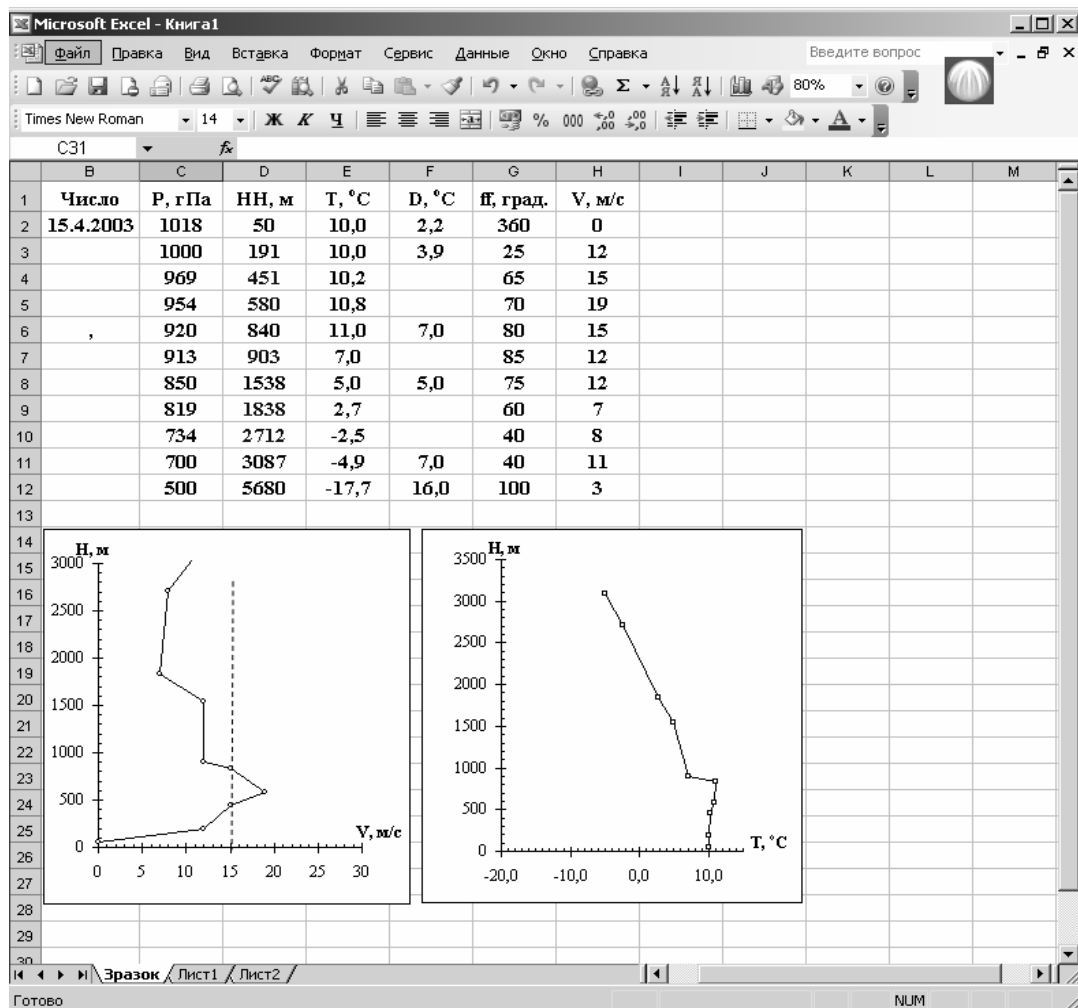


Рис. 4.1 – Приклад побудови вертикальних профілів за наявністю СТНР.

Вихідні дані до лабораторної роботи

I варіант

№	Дата	P, гПа	НН, м	T, °C	dd, град.	V, м/с
1	2	3	4	5	6	7
1	2.01.2009	1013	55	-3,5	140	4
		960		-3,7	145	17
		942		-3,5	140	6
		925	759	-3,3	135	7
		913		-2,7	130	8
		908		-3,3	125	8
		881		-2,1	130	9
		850	1430	-3,9	135	10
		819		-5,5	145	12
		700	2940	-9,5	140	14
2	10.01.2009	1021	55	-3,9	130	5
		988		0,8	130	10
		971		0,0	125	16
		952		0,0	135	4
		932		-1,0	145	9
		925	820	-1,3	135	9
		902		-2,1	145	10
		850	1490	-7,1	145	12
		802		-7,1	145	18
		797		-7,1	145	18
		736		-10,0	145	19
		700	2990	-12,9	145	19
3	17.01.2009	1010	55	-1,0	360	5
		925	740	-3,3	330	17
		912		-3,7	330	18
		895		-1,3	220	10
		863		-5,9	220	11
		850	1405	-6,5	200	12
		791		-7,9	220	10
		700	3200	-12,9	240	8
4	20.01.2009	1006	55	0,2	240	2
		984		0,0	220	12
		950		-1,3	200	12
		931		-1,0	220	12
		925	710	-1,0	240	14
		909		-1,0	240	19
		860		-1,3	220	15
		850	1390	-2,1	240	13

II вариант

№	Дата	P, гПа	НН, м	T, °C	dd, град.	V, м/с
1	2	3	4	5	6	7
1	01.04.2001	1024	55	3,2	20	4
		1005		3,0	65	9
		1000	233	2,8	70	9
		980		1,0	85	8
		927		-1,0	70	18
		920	858	-1,9	70	18
		850	1524	-5,7	50	14
		832		-6,0	45	15
		769		-8,0	70	6
		700	3032	-9,9	320	2
2	08.04.2001	1011	55	7,4	360	1
		1000	132	8,4	330	5
		992		8,2	330	5
		965		8,1	220	5
		938		8,0	220	7
		950		7,5	200	9
		920		7,0	220	10
		850	1462	-0,5	240	14
		842		-0,2	240	15
		780		1,0	220	13
		709	4967	1,6	255	12
3	09.04.2001	1012	55	8,4	180	3
		1000	145	8,8	160	10
		994		9,0	160	10
		920	793	10,4	155	15
		916		10,0	155	17
		884		9,0	160	9
		848		7,0	170	14
		700	3051	-3,1	205	4
4	11.04.2001	1006	55	9,4	45	5
		989		8,0	85	10
		937		7,0	80	21
		920	740	6,8	80	19
		850	1428	2,6	80	20
		700	2980	-4,3	85	13
5	22.04.2001	999	55	10,2	200	8
		1000	131	9,2	135	8
		959		10,0	145	26
		939		10,7	135	19
		920	682	12,2	135	20

1	2	3	4	5	6	7
		903		10,8	160	16
		850	1389	9,0	175	17
		718		2,0	215	15
		700	2968	-0,9	210	15

III вариант

№	Дата	P, гПа	НН, м	T, °C	dd, град.	V, м/с
1	2	3	4	5	6	7
1	23.04.2001	992	55	11,2	180	6
		952		12,3	180	9
		935		13,5	165	13
		920	637	14,6	170	11
		850	1351	11,2	190	10
		804		9,0	195	14
		769		3,0	190	20
		700	2937	-1,9	180	12
2	28.04.2001	1014	55	12,6	360	2
		996		9,0	10	5
		920	805	8,2	330	5
		850	1499	4,4	270	6
		700	3043	-8,1	255	13
3	05.04.2002	1005	55	7,2	140	6
		920	740	0,2	140	9
		886		-2,7	160	8
		850	1412	-4,9	130	9
		700	2917	-10,5	235	5
4	20.04.2002	971	55	12,3	70	8
		920	802	10,0	75	11
		850	1496	3,6	75	12
		712		-2,6	75	18
		700	3033	-9,7	75	17
5	21.04.2002	985	55	13,6	70	5
		920	847	8,6	70	9
		850	1537	2,0	55	12
		842		-3,8	30	10
		700	3074	-6,9	35	13

IV вариант

№	Дата	P, гПа	НН, м	T, °C	dd, град.	V, м/с
1	2	3	4	5	6	7
1	01.04.2003	920	721	3,8	305	8
		899		2,9	275	12
		850	1408	2,2	235	8
		809		0,0	220	11
		747		-4,1	215	12
		700	2946	-7,3	225	13
2	02.04.2003	875	55	-6,8	280	13
		850	1439	-8,3	290	10
		838		-10,5	295	9
		803		-12,1	305	13
		770		-15,2	290	24
		700	2921	-16,3	205	25
3	07.04.2003	943	55	-2,0	275	21
		920	657	-3,3	275	15
		850	1320	-7,9	270	14
		790		-9,9	265	11
		737		-15,0	260	9
		700	2797	-18,9	255	14
4	08.04.2003	920	652	-2,1	80	16
		900		-2,0	100	18
		863		-1,9	160	17
		850	1325	-1,5	160	21
		819		-4,6	165	30
		700	2859	-8,1	190	19
5	14.04.2003	1015	55	8,6	360	7
		1000	168	9,8	45	14
		974		9,4	70	17
		956		8,9	70	21
		920	817	8,4	70	18
		850	1511	3,8	60	13
		700	3070	-3,9	60	11

V варіант

№	Дата	P, гПа	НН, м	T, °C	dd, град.	V, м/с
1	2	3	4	5	6	7
1	15.04.2003	1018	55	10,0	360	0
		1000	191	10,0	25	12
		969		10,2	65	15
		954		10,8	70	19
		920	840	11,0	80	15
		913		7,0	85	12
		850	1538	5,0	75	12
		819		2,7	60	7
		734		-2,5	40	8
		700	3087	-4,9	40	11
2	20.04.2003	1014	55	7,8	20	7
		961		7,0	65	17
		936		6,0	65	20
		920	799	5,8	65	18
		850	1452	-0,5	65	15
		766		-3,5	50	20
		700	3011	-6,3	60	18
3	28.04.2003	1014	55	7,8	180	8
		976		7,6	190	23
		920	793	7,4	205	18
		901		6,7	210	23
		868		5,5	215	15
		850	1486	4,0	215	13
		778		-0,7	205	12
		700	3033	-5,3	220	12
4	03.04.2004	1024	55	-1,9	360	2
		1000	185	-3,3	15	6
		968		-5,0	30	8
		920	1343	-8,9	10	9
		850	1642	-14,5	360	14
		805		-14,0	350	18
		700	3099	-14,7	350	20
5	15.04.2004	1017	55	7,0	20	10
		949		4,5	70	17
		920	814	3,0	65	22
		850	1490	-2,9	65	15
		781		-7,0	75	14
		700	2996	-13,5	45	15

Рекомендована література

1. Ахметов М.С. Струйные течения пограничного слоя атмосферы над Уралом и Сибирью и их динамика // Гидрологический и метеорологический анализ и прогноз элементов водных и климатических ресурсов Урала и сопредельных территорий. – Пермь, 1981. - С. 65-73.
2. Бызова Н.Л., Глазунов В.Г. Об особенностях формирования вертикального профиля ветра в слое приземной инверсии температуры при сильных сдвигах ветра, опасных для работы авиации // Труды ГМЦ СССР. – 1985. - Вып. 260. - С. 72-87
3. Бызова Н.Л., Шнайман В.А. Предварительные результаты классификации профилей скорости ветра в нижнем 300-метровом слое атмосферы, по данным о температурной стратификации // Труды ИЭМ. – 1983. - Вып. 33 (108) - С. 36-46.
4. Волеваха В.А., Бабенко В.И., Ганюгина Н.Ф. О состоянии нижней тропосферы во время сильных бурь на Украине // Труды УкрНИГМИ. – 1977. - Вып. 160. - С.47-58.
5. Волеваха В.А., Токарь Н.Ф. Шквалы и смерчи на Украине в 1984–1985 гг // Труды УкрНИГМИ. – 1987. - Вып. 225. - С. 46-55.
6. Воронцов П.А. Струйные течения пограничного слоя атмосферы // Труды ГГО. – 1966. - Вып. 205. – С. 77–92.
7. Ефимов В.А., Кивганов А.Ф., Глушков А.В., Ефимов А.В., Конкин В.В., Петерсон В.Б., Петерсон О.В. Прогноз штормов и нажимного ветра по акватории Черного моря // Метеорология, климатология и гидрология. – 1998.- Вып. 35. – С. 3-20.
8. Івус Г.П. Спеціалізовані прогнози погоди: підручник.– Одеса, 1998.– 159 с.
9. Івус Г.П., Иванова С.М. Структура мезоструй над Україною і Молдовою // Труды УкрНИГМИ. - 1987. - Вып. 225. - С. 68-73.
10. Івус Г.П., Кивганов А.Ф., Тимофеев В.Е. Струйные течения нижних уровней атмосферы: учебное пособие. - К.: УМК ВО при Минвузе УССР, 1991. – 49 с.
11. Івус Г.П., Кивганов А.Ф., Хоменко Г.В. Струйные течения нижних уровней над югом Европейской части СССР и возможность их диагноза по данным объективного анализа // Труды Роскомгидрометцентра. - 1992. - Вып. 321. - С. 131-135.

12. Ивус Г.П., Сельсо Пасос Альберди, Антонио де Хесус Фернандес Гарсиа. Исследования мезоструй над о. Куба в дождливый сезон. - Москва, 1985. - 11 с. - Деп. во ВНИИГМИ-МЦД 06.06.85 № 403, ГМ-Д85.
13. Ивус Г.П., Семергей-Чумаченко А.Б. К вопросу о струйных течениях нижних уровней над Одессой // Метеорология, климатология и гидрология. – 1998. - Вып. 35. – С. 121-129.
14. Ивус Г.П., Хаджи-Страти Е.Д. Особенности низкотропосферного струйного течения в антициклоне над Украиной// Метеорология, климатология и гидрология. – 2000. - Вып. 40. - С. 45-52.
15. Ивус Г.П., Шнайман В.А., Кривенюк И.В., Карлюк Е.В. Количественный подход к исследованию струйных течений нижних уровней атмосферы. - Москва, 1988. - 14 с. - Деп. в ИЦ ВНИИГМИ-МЦД 15.07.88, № 790 - ГМ 88.
16. Клозе Б. Влияние вертикального движения и бароклинности на развитие ночного струйного течения в пограничном слое атмосферы // Изв. АН СССР Сер. Физика атмосферы и океана. – Т. 24, № 11. – 1988. – С. 1134–1140.
17. Лебедева Н.А. Прогноз ветра у земли по мезоструе на карте АТ 850 // Сб. работ Куйбышевской ГМО, 1976. - Вып. 9. - С. 8-11.
18. Логвинов К.Т., Раевский А.Н., Айзенберг М.М. Опасные гидрометеорологические явления в Украинских Карпатах - Л.: Гидрометеиздат, 1973. – 200 с.
19. Ляхов М.Е. Метеорологические условия возникновения пыльных бурь на Северном Кавказе весной 1960 г. // Пыльные бури и их предотвращение. - М.: Изд-во АН СССР, 1963. – С. 31–37.
20. Ляхов М.Е. Нижние струйные течения как важный фактор в развитии физико-географических процессов // Изв. АН СССР. Сер. Геофизика. – 1961. - №2. - С. 334-336.
21. Ляхов М.Е., Шакина Н.П., Пинус Н.З. Анализ мезомасштабной структуры атмосферных фронтов по данным учащенного зондирования // Труды ГМЦ СССР. – 1979. - Вып. 215. – С. 111–124.
22. Мастерских М.А. О причинах возникновения мезоструй и расчете скорости ветра на их осях в узких зонах теплых фронтов // Метеорология и гидрология. – 1983. - № 2. - С. 19-24.

23. Мастерских М.А. О расчете скорости ветра при порывах в узких зонах холодных фронтов // Метеорология и гидрология. – 1981. - №11. - С. 94-95.
24. Матковский Б.М. Комплексный анализ мезомасштабного строения холодного фронта в нижней части атмосферы // Труды ИЭМ. – 1984. – Вып. 33 (108). С. 55–63.
25. Новожилов Н.И. Тропосферные мезоструи // Изв. АН СССР Сер. Геофиз. - №2, 1961. – С. 334-336.
26. Новожилов Н.И. Ветровые условия развития конвективных облаков // Метеорология и гидрология. - № 4. - 1962. – С. 43–46.
27. Новожилов Н.И. О мезоструях пограничного слоя атмосферы // Метеорология и гидрология. - 1973. - № 5. – С. 105–110.
28. Пальмен Э., Ньютон Ч. Циркуляционные системы атмосферы // Л.:Гидрометеиздат, 1973. – 616 с.
29. Песков Б.Е., Снитковский А.И. Анализ условий возникновения сильных шквалов с использованием спутниковых и радиолокационных данных // Труды ГМЦ СССР. – 1969. - Вып. 56. – С. 19–23.
30. Песков Б.Е., Хохлов А.Г. Сильные швалы и возможности их сверхкраткосрочного прогноза // Метеорология и гидрология. – 1990. - № 5. – С. 33–40.
31. Петерсен С. Анализ и прогноз погоды // Л.:Гидрометеиздат, 1961. - 652 с.
32. Прох Л.З., Тарасова Т.Ф. Мезоструи над Киевом // Труды УкрНИГМИ. - 1974. - Вып. 132. - С. 117-127.
33. Семергей-Чумаченко А.Б. Диагноз и прогноз струйных течений нижних уровней с использованием гидродинамических характеристик пограничного слоя атмосферы // Метеорологія, кліматологія та гідрологія, 2002. - Вип. 46. - С. 77-82.
34. Шакина Н.П. Динамика атмосферных фронтов и циклонов. - Л.:Гидрометеиздат, 1985. - 264 с.
35. Школьный Є.П. Фізика атмосфери // К.: Міносвіти України, 1997. - 698 с.
36. Anderson C.J., Raymond W.A. Mesoscale convective complexes and persistent elongated convective systems over the United States during 1992 and 1993 // Mon. Weather Review. – 1998. - Vol. 126, № 3. - P. 578–599.
37. Anyamba E.K., Kiangi D.M.R. Mean motion field in east Africa at the level core // Arch. Meteorol. Geophys. and Bioclimatol. – 1985. - В. 36. – P. 29–41.

38. Balasubramanian G., Garner S. T. The equilibration of short baroclinic waves // J. Atm. Sci. – 1997. - Vol. 54, № 24. - P. 2850–2871.
39. Balasubramanian G., Garner S.T. The role of momentum fluxes in shaping the life cycle of a baroclinic wave // J. Atm. Sci. – 1996. - Vol. 54, № 4. - P. 510–533.
40. Beel R.G., Bates F.C. Mechanism for assisting in the release of convective instability // Mon. Weather Review. – 1955. - Vol. 83, № 1. - P. 136–145.
41. Beyrich F., Close B. Some aspect of modelling low-level jets // J. Atm. Sci. – 1988. - Vol. 32. - P. 341-352.
42. Blackadar A.K. A survey of wind characteristics below 1500 ft // Meteorol. Monogr. – 1960. - № 4. - P. 3–11.
43. Bonner W.D. Climatology of the low-level jet // Mon. Weather. Rew. – 1968. - Vol. 96, № 12. - P. 833-850.
44. Browning K.A., Pardoe C.W. Structure of low level jet stream ahead of mid altitude cold fronts // Quart. J. Royal Met. Soc. – 1973. – Vol. 99. – P. 619–638.
45. Clark R.D, McDermott M.L. The dynamic forcing of the Great Plains low level jet // The 13th Symposium on Boundary Layers and Turbulence. -10–15 Jan 1999. – P. 97–98.
46. Djuric D., Damiani M. About low level jet under Texas // Mon. Weather Rev. – 1980. – Vol. 108. – P. 1854–1865.
47. Doyle J.D. The influence of mesoscale orography on a coastal jet and rainband // Mon. Weather Review. – 1997. - Vol. 125, № 7. - P. 1465–1488.
48. Hagemeyer B.C. Peninsular Florida tornado outbreaks // J. Atm. Sci. – 1996. - Vol. 12, № 3. - P. 399–427.
49. Higgins R.W., Yao Y., Yarosh E.S. Influence of the Great Plains low-level jet on summertime precipitation and moisture transport over the central United States // Journal of Climate. – 1997. - Vol. 10, № 3. - P. 481–507.
50. Houze Jr., Robert A., Shuyi S. C., Kingsmill D.E. Convection over the Pacific Warm Pool in relation to the atmospheric kelvin-rossby wave // J. Atm. Sci. – 2000. - Vol. 57, № 18. - P. 3058-3089. Garreaud R.D., Muñoz R.C. The Low-Level Jet off the West Coast of Subtropical South America. Structure and Variability // J. Atm. Sci. – 2005. - Vol. 133. - P. 2246-2261.
52. Igau R.C., Nielsen-Gammon J.W. Low-level jet development during a numerically simulated return flow event // Mon. Weather Review. – 1998. - Vol. 126, № 11. - P. 2972–2990.

53. Izumi Y., Barad M.L. Wind and temperature variations during development of the low level jet // *J. Appl. Met.* – 1963. - № 2. - P. 668-672.
54. Jun L., Chen Y.L. Barrier jets during TAMEX // *Mon. Weather Review.* – 1998. - Vol. 126. - № 4. - P. 959–971.
55. Karipot A., Leclerc M.Y., Zhang G. Characteristics of nocturnal low-level jets observed in the North Florida area // *Monthly Weather Review.* – 2009. – Vol. 137 (8). - P. 605-2621.
56. Nogues-Paegle J., Mo K.C.. Gridded analyses over the continental USA are used to explore local conditions conducive to wet and dry events over the Central Plains and the role played by the low level jet // *J. Atm. Sci.* – 1998. - Vol. 64. - P. 892-903.
57. Orlanski I. A rational subdivision of scales for atmospheric properties // *Bull. Amer. Meteorol. Soc.* – 1975. – Vol. 56, № 5. - P. 527–530.
58. Persson O.P., Walter B., Ralph M. The boundary layer structure within the low-level jet region of eastern pacific extratropical storms during the 1998 El Niño // *The 13th Symposium on Boundary Layers and Turbulence.* - 10–15 Jan 1999. – P. 51–52.
59. Ralph F.M., Neiman P.J., Wick G.A. Satellite and CALJET Aircraft Observations of Atmospheric Rivers over the Eastern North Pacific Ocean during the Winter of 1997/98 // *J. Atm. Sci.* – 2004 - Vol. 132 - P. 1721-1745.
60. Raymond A.W., Rink T.D., Segal M., Todey D.P., Clark C.A., Mitchell M.J, Labas K.M. The Great Plains low-level jet during the warm season of 1993 // *Mon. Weather Review.* – 1997. - Vol. 125. - № 9. - P. 2176–2192.
61. Raymond D.J. Instability of low level jet and severe storm formation // *J. Atm. Sci.* – 1978. - Vol. 35. - № 2. - P. 2274-2280.
62. Rider L.J. Low level winds at Green River, Utah // *J. Appl. Met.* – 1966. – Vol. 6. - P. 283-287.
63. Rooke F.H. Low level jet over Montreal // *Geoph. Bioclim. Ser. A* – 1977. – № 25. – P. 11-12.
64. Song, J., Liao K., Coulter R.L., Lesht B.M. Climatology of the low-level jet at the Southern Great Plains atmospheric boundary layer experiments site // *J. App. Meteor.* – 2005. – Vol. 44. – P. 1593–1606.
65. Storm B., Dudhia J., Basu S., Swift A., Giammanco I. Evaluation of the weather research and forecasting model on forecasting low-level jets: implications for wind energy // *Wind Energy.* – 2008. - www.interscience.wiley.com.

66. Thorpe A.J., Guimer T.V. The nocturnal jet // *Quart. J. R. Met. Soc.* – 1977. – Vol. 103. – P. 633-673.
67. Thuillir R., Lappe U. Wind and temperature profile characteristics from observations on a 1,400 ft tower // *J. Appl. Met.* – 1964. - Vol. 3. – P. 539-552.
68. Whiteman C.D., Bian X., Zhong S. Low-level jet climatology from enhanced rawinsonde observations at a Site in the southern great plains // *J. App. Met.* – 1997. - Vol. 36, № 10. - P. 1363–1376.
69. Wang Y., Klipp C.L., Garvey D.M., Ligon D.A., Williamson C.C., Chang S.S., Newsom R.K., Calhoun R. Nocturnal low-level-jet-dominated atmospheric boundary layer observed by a Doppler Lidar over Oklahoma city during JU2003 // *J. App. Met.* – 2007. – Vol. 46 (12). – P. 2098-2109.
70. Yuh-Lang Lin, Hamilton D.W., Huang Ching-Yuang. Orographic influence on a drifting cyclone // *J. Atm. Sci.* – 1999. - Vol. 56, № 4. - P. 534-562.
71. Zhang Da-Lin, Zhang S., Weaver S.J. Low-Level Jets over the Mid-Atlantic States: Warm-Season Climatology and a Case Study // *J. App. Met.* -2006. – Vol. 45 (1). – P. 194-209.

МЕТОДИЧНІ ВКАЗІВКИ

**для лабораторних робіт з дисципліни
«Спеціалізовані прогнози погоди»**

Укладачі: к.геогр.н., проф. Івус Г.П.,
к.геогр.н., доц. Семергей-Чумаченко А.Б.,

Електронна версія © Семергей-Чумаченко А.Б.

Підп. до друку _____ Формат _____ Папір офісний

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

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