

Д.І. Холявчук

РЕГІОНАЛЬНА КЛІМАТОЛОГІЯ

АТМОСФЕРНІ НАУКИ



Міністерство освіти і науки України
Чернівецький національний університет
ім. Юрія Федьковича

Д.І. ХОЛЯВЧУК

РЕГІОНАЛЬНА КЛІМАТОЛОГІЯ

НАВЧАЛЬНИЙ ПОСІБНИК



Чернівці

Чернівецький національний університет
імені Юрія Федьковича

2019

УДК 551.582(075.8)
X 759

Друкується за ухвалою вченої ради
Чернівецького національного університету імені Юрія Федьковича
(протокол № 4 від 25.03.2019 р.)

Рецензенти : **Киналь О.В.**, кандидат географічних наук, доцент кафедри географії Національного університету «Чернігівський колегіум» імені Т.Г.Шевченка;

Ситник О.І., кандидат географічних наук, доцент кафедри географії та методики її навчання Уманського державного педагогічного університету імені Павла Тичини

Холявчук Д.І.

X 759 Регіональна кліматологія : навчальний посібник / Д.І. Холявчук.
Чернівці : Чернівецьк. нац. ун-т ім. Ю. Федьковича, 2019. – 168 с.

У виданні розглядаються теоретичні питання кліматології та їхнє застосування у регіональних фізико-географічних дослідженнях. Висвітлені просторові особливості кліматів Землі на глобальному, регіональному та мезокліматичному рівнях. Подані визначальні особливості кліматів природних регіонів України.

Для викладачів і студентів другого рівня вищої освіти географічних факультетів вищих навчальних закладів, науковців, спеціалістів з географії.

УДК 551.582(075.8)

© Чернівецький національний
університет ім. Юрія Федьковича, 2019
© Д.І. Холявчук, 2019
© С.М. Кирилюк, обкладинка, 2019

ЗМІСТ

ВСТУП	4
РОЗДІЛ 1	
ОСНОВИ ТЕОРІЇ РЕГІОНАЛЬНОГО КЛІМАТУ	5
1.1. Місце регіональної кліматології в системі кліматологічних наук	5
1.2. Кліматотворення: чинники і кліматотвірні процеси	10
1.3. Ієрархія та масштаби кліматів	28
1.4. Методи кліматичного аналізу	37
1.5. Кліматичні класифікації	45
РОЗДІЛ 2	
КЛІМАТИЧНЕ РІЗНОМАНІТТЯ СВІТУ	60
2.1. Клімати внутрітропічних широт	60
2.2. Клімати субтропічних широт	70
2.3. Клімати помірних широт	74
2.4. Клімати субполярних і полярних широт	80
2.5. Азональні клімати. Орокліматогенні комплекси	85
РОЗДІЛ 3	
КЛІМАТИ ПРИРОДНИХ РЕГІОНІВ УКРАЇНИ	93
3.1. Кліматична диференціація території України ..	93
3.2. Клімат височин	100
3.3. Клімат низовин	102
3.4. Клімат морських узбереж і акваторій	105
3.5. Клімат річкових долин	113
3.6. Клімат Українських Карпат	122
3.7. Клімат Чернівецької області	132
3.8. Клімат міст	151
СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ	160
ПРЕДМЕТНИЙ ПОКАЖЧИК	166

ВСТУП

Клімат – надзвичайно складна система. На глобальному рівні він визначається енергетичним балансом планети та пов'язаним з ним атмосферними циркуляційними процесами. Водночас неоднорідна поверхня Землі визначає регіональні прояви різного рівня кліматичних чинників. Вони ж визначають риси природних регіонів. Тому клімат вважають як компонентною характеристикою ландшафту, так і його емерджентною властивістю. Окрім того, його різноманіття у просторі та часі визначає важливість розуміння клімату для географа. Так, клімат буде важливим і з огляду його чутливості до географічних чинників у різних фізико-географічних регіонах.

Тому регіональна кліматологія, зокрема, спрямована на інтерпретацію та оцінку клімату в різноманітті його просторових проявів. Виконання таких завдань аналітичного та проблемного характеру та засвоєння відповідних навичок критичне для студента-магістра географічного профілю. Відповідно, цей підручник призначений для студентів-географів другого рівня підготовки й вибудовується на базових знаннях першого рівня вищої освіти зі спеціальностей «Географія» та «Середня освіта (Географія)». Вони передбачають знання основ землезнавства, метеорології, кліматології та ландшафтознавства.

Базове розуміння природних закономірностей та положення даного підручника допомагають сформувати у випускника-магістра певні професійні (спеціальні) компетентності. До них можна віднести здатність комплексного вивчення територій, здатність географічного моделювання та прогнозування географічних об'єктів і процесів, розв'язання професійних задач у сфері фізичної географії.

РОЗДІЛ 1 ОСНОВИ ТЕОРІЇ РЕГІОНАЛЬНОГО КЛІМАТУ

1.1. Місце регіональної кліматології в системі кліматологічних наук

Кліматологія вивчає клімати, що є узагальненнями набору погод. Зміни клімату відбуваються на всіх часових рівнях: місячному, річному, десятилітньому, столітньому і більше. Отже, клімат є не чим іншим, як статистичним узагальненням. Тому зазвичай його описують пересічними значеннями певних *метеовеличин та кліматичних показників*, хоча дедалі частіше у сучасних дослідженнях використовують великий набір статистичних параметрів, як-от випадкові екстремуми.

Виходячи з об'єкта і предмета досліджень, кліматологія спрямована на виконання широкого кола завдань. Першопочатково зусилля природознавців були спрямовані на географічний опис кліматів. Пізніше накопичення описових даних послугувало основою для кліматичних класифікацій. Прогрес у фізиці став поштовхом для розвитку теорії клімату та його причин як на глобальному, так і на регіональному та локальному рівнях. З огляду на вагомий вплив клімату на людську життєдіяльність, сьогодні наголос кліматичних досліджень зроблено на використанні набутих кліматичних знань для оптимізації якості життя, включаючи спроби передбачити кліматичні умови й адаптуватись до кліматичних змін. У цьому аспекті вплив антропогенної складової є предметом активних сучасних дискусій.

Означені точки росту кліматології показані у поділі науки на ряд складових дисциплін: 1) *фізична кліматологія*; 2) *динамічна і синоптична кліматологія*; 3) *регіональна кліматологія*; 4) *прикладна кліматологія* [85]. Нижче означимо кожен з них, щоб зрозуміти місце регіональної кліматології серед них.

Фізична кліматологія

Застосування фізичних принципів при поясненні клімату передбачило появу фізичної кліматології, яка стосується аналізу обміну енергії і маси в атмосфері. Йдеться, передусім, про енергетичний і водний баланс та дослідження приземного шару атмосфери.

Енергетичний баланс стосується надходження сонячної радіації на певну територію, перерозподілу цієї радіації при проходженні через атмосферу і трансформації різними *діяльними поверхнями*. Оскільки кількість сонячної радіації, що доходить до земної поверхні, мінлива у часі і просторі, а земна поверхня складена з мозаїки діяльних поверхонь із різними властивостями, фізична кліматологія окремо визначеної геосистеми буде відмінною (унікальною). Обмін між поверхнями ускладнений специфічними фізичними властивостями води й обміном енергії при переході з одного стану води в інший.

Дослідження енерго- і вологообміну визначальні при поясненні кліматів приземного шару, що відображено у фундаментальній кліматологічній праці Т. Оке «Клімати приземної повітряної смуги» [84]. Різноманіття діяльних поверхонь, їхньої геометрії призводить до дуже мінливих характеристик приземної смуги атмосфери, відповідно різних типів енерго- і масообміну і зрештою різних типів кліматів. При цьому фізико-кліматичні дослідження передбачають вивчення як природних поверхонь, так і антропогенно видозмінених. До найперетвореніших відносять міські поверхні, вивчення властивостей яких пов'язане з появою окремої дисципліни – *урбаністичної кліматології*. Вона, відповідно, стала невіддільною складовою фізичної кліматології. Ця галузь динамічно розвивається з другої половини ХХ ст. і стала обов'язковою складовою при плануванні дизайну міст [82].

Динамічна кліматологія

Термін вперше використаний Т. Bergeron у 1929 році, коли ним пояснено можливості адаптації концептуальних положень про повітряні маси і фронти для розвитку нової гілки кліматоло-

гії [66; 89]. З того часу такий підхід у динамічній кліматології еволюціонував у дослідження, що базуються на закономірностях повітряних рухів та термодинамічних процесів, що їх породжують. У даному аспекті найважливішим завданням сьогодні є моделювання динаміки обраних систем [55, 86].

Більшість моделей динаміки кліматичних систем застосовується для дослідження реакції чи чутливості клімату на зміни різних фізичних властивостей атмосфери й земної поверхні. Найвідоміші з них – моделі, що пояснюють зміни глобальних температур зростанням вмісту *парникових газів* у атмосфері. Водночас, не менш істотними дослідженнями динамічної кліматології є визначення впливу температур океанічної поверхні та гірських систем на регулювання динаміки атмосфери [85].

Синоптична кліматологія

Синоптичну кліматологію можна означити як дисципліну, що пояснює клімат з точки зору атмосферної циркуляції з акцентом на зв'язках між складовими циркуляції та кліматичними відмінностями. Такий термін вперше зустрічається у 1940-х рр., коли знання типів погод стали необхідними в обґрунтуванні належного функціонування наземного і повітряного військового транспорту. Тоді як динамічна кліматологія глобальна за масштабами об'єкта дослідження, синоптична переважно стосується кліматології півкуль і регіонів. Наприклад, досліджуються *teleconnections* (кліматичні зв'язки на рівні півкуль, такі як ENSO (Ель-Ніньйо – Південні Коливання) події; на локальному рівні – зв'язки між циркуляційними проявами і катастрофічними погодами [85].

Регіональна кліматологія

Виходячи з назви зрозуміло, що йдеться про клімати регіонів. Масштаб регіону може відрізнятися, але він завжди пов'язаний із певним природним регіоном, як-от Закарпатська низовина, Середнє Придністер'я, Молдавське плато. При цьому кліматологічна презентація може бути як чисто описова, притаманна для початку

XX ст., так і може бути подана у вигляді похідних кліматичних індексів шляхом, наприклад компонентного аналізу.

Щоб порівняти клімати регіонів і віднайти аналогічні клімати, у регіональній кліматології застосовують *кліматичні класифікації*. Найперші з них були побудовані лише на основі одного кліматичного показника, такому як температура повітря чи тривалість сонячного саява. У XIX ст. накопичення інструментальних даних уможливило кількісний підхід і використання декількох кліматичних показників водночас. Пізніше просторовий розподіл рослинності став одним з основних індикаторів кліматичних класифікацій. Така ідея вперше знайшла своє втілення в типах кліматів, запропонованих В. Кеппеном [75; 76]. Підхід В. Кеппена передбачає унікальну компактну систему, що базується на числових виразах для визначення типів кліматів і використовується до сьогодні. Окрім того, ще низка кліматичних класифікацій з'явилась саме для спеціалізованих потреб, наприклад класифікації комфортності кліматів та агрокліматичних ресурсів. Такі класифікації, побудовані на основі набору інструментальних даних, називають *емпіричними кліматичними класифікаціями*. Регіоналізацію, що бере до уваги чинники клімату, називають *генетичною кліматичною класифікацією*. Вона, у свою чергу, пов'язана з кліматологією повітряних мас.

Прикладна кліматологія

Застосування кліматології для практичних потреб стає з кожним роком чимраз ширшим. Окрім сільського господарства, будівельна індустрія також є основним споживачем кліматичних даних. Температура повітря, вітер і вологість складають набір показників, визначальних для оптимального дизайну промислових конструкцій і житлових будинків. Розміщення заводів і електростанцій також передбачає аналіз характеристик вітру та *вертикальної стратифікації атмосфери*, щоб оцінити можливі загрози забруднення. У випадку облаштування атомних електростанцій кліматичний аналіз необхідний. Поширення клімати-

чної інформації від пункту спостереження до територій, не охоплених мережею спостережень стало ще однією важливою складовою прикладної кліматології. Поєднання інтерпольованих даних із метеорологічної мережі і місцево-приурочених інтерпретацій за допомогою синоптичних карт складає одну з багатьох прикладних методик.

Кліматологічна інформація також необхідна для планування роботи фермерських господарств. Клімат визначає дизайн одягу, його сезонні особливості та маркетинг. Знання кліматичних умов суттєве в логістиці, транспортуванні та зберіганні товарів, продуктів зокрема.

Вагома роль комбінованого кліматично-синоптичного аналізу в плануванні конструкцій дамб як для збереження водних ресурсів, так і для контролю повеней. Повені залишаються руйнівним катастрофічним природним явищем, імовірність повторюваності яких визначає необхідність екстрафінансування, що виділяється на надзвичайні ситуації. Оцінка екстремальних значень опадів, що призводять до повеней, як і екстремальних проявів інших руйнівних атмосферних явищ, передбачає використання різноманіття статистичних методик прикладної кліматології. Це і спроби змоделювати частоту повторюваності минулих рідкісних явищ та їхні найвищі значення. Такий аналіз імовірностей може бути використаний для прогнозу незалежно від часу. Він дає змогу інженерам визначити, які максимально можливі величини кліматичного показника можна очікувати принаймні один раз на 50 або 100 років. Така інформація, хоч і не вказує на точні дати, уможливує планування заходів безпеки. Описані вище дисципліни складають ядро сучасної кліматології, тому виведені в окремі навчальні курси для студентів-магістрів природничих спеціальностей.

Контрольні питання та завдання

1. Чому кліматологія є географічною наукою?
2. Чому кліматологія оперує пересічними метеорологічними величинами?

3. Чи достатньо пересічних величин, щоб пояснити клімат?
4. Які завдання кліматології винесені як завдання окремих дисциплін?
5. Чим відрізняється фізична кліматологія від фізики атмосфери?
6. Де застосовують кліматичні моделі?
7. Що розуміють під регіоном у регіональній кліматології?
8. Яке значення кліматичних класифікацій у регіональній кліматології?
9. Чим відрізняються кількісні і генетичні кліматичні класифікації?
10. Поясніть, де використовуються кліматологічні дослідження?

1.2. Кліматотворення: чинники і кліматотвірні процеси

Клімат як типовий для даної території багаторічний режим погоди формується під визначальним впливом сонячної радіації, що перетворюється у діяльній смугі земної поверхні й атмосфери, та пов'язаною з нею циркуляцією атмосфери та океанів [26]. Тобто визначення передбачає генетичний підхід до розуміння емерджентної властивості ландшафту і стосується певного регіону. Останнє свідчить про розкриття кліматотворних чинників шляхом виокремлення ієрархії кліматів, регіональних кліматів зокрема.

Основні кліматотвірні чинники, такі як сонячна радіація, циркуляція атмосфери й океану, передусім, проявляються на глобальному рівні кліматичної системи. Розвиток теорії формування клімату привів до узгодження масштабів кліматичної ієрархії через поняття глобального клімату як статистичного ансамблю стану кліматичної системи за період часу у декілька десятиріч. За такого підходу регіональний клімат є однією з просторових реалізацій глобального [28]. Відповідно, кліматотворення передбачає складну, різноспрямовану та багаторівневу взаємодію і взаємовплив атмосфери, гідросфери, літосфери, кріосфери та біосфери, що можна змодельовати у вигляді кліматичної системи. Передусім, рушії або складові кліматичної системи відрізняються за фізичними властивостями.

Так, об'єм атмосфери, що утримує 99,8 % її маси, обмежується висотою 60 км. *Гідросфера*, 97,2 % якої складають води Світового океану, має масу у 275 разів більшу від маси атмосфери та менший у 279 разів об'єм [28, 29]. Питома теплоємність води приблизно у 4 рази більша, ніж повітря, а теплопровідність перевищує теплопровідність повітря приблизно у 20 разів, що зумовлює здатність Світового океану акумулювати сонячну енергію, значна частина якої надходить до атмосфери у формі прихованого й явного тепла.

Атмосфера – динамічніше середовище, ніж гідросфера. Середня швидкість вітру біля земної поверхні становить декілька метрів за секунду, тоді як пересічна швидкість океанічних течій дорівнює 3,5 см/с. Проте, океанічні течії здійснюють міжширотний обмін тепла в океані: зокрема із тропічних у високі широти переносяться маси теплої води, з поверхні якої, особливо у холодну пору року, тепло переходить до атмосфери. Тим самим океан відіграє значну роль у формуванні температурного режиму приземного шару атмосфери та, як наслідок, особливостей її циркуляційних процесів. Атмосфера, у свою чергу, впливає на температуру поверхні океану.

Кріосфера як ланка кліматичної системи, складається із льодовиків, морської криги та снігового покриву, які займають у середньому 10 % земної поверхні. Великі простори суходолу вкриті сніговим покривом та льодом, який у Північній півкулі поширюється взимку на значну частину Північної Америки й Євразії. Як наслідок – поверхні суші під багаторічним льодовим і сезонним сніговим покривом набувають нових теплофізичних властивостей, у такий спосіб видозмінюючи теплообмінні процеси у кліматичній системі.

Літосфера виступає найконсервативнішим компонентом кліматичної системи. Основні фізичні властивості її поверхневого (діяльного) шару змінюються повільно, за винятком тих, які залежать від зволоження ґрунту та сільськогосподарської діяльності тощо. Найподатливіший компонент – *біосфера* – проявля-

ється через різноманіття рослинного покриву. Площа зайнята рослинністю, її різновиди, сезонність вегетації рослин визначають умови поглинання сонячної радіації, тепло- і вологообміну з атмосферою, умови стоку – одного з компонентів вологообміну між океаном і континентами. Відповідно, стан біосфери визначається ресурсами тепла і вологи, які акумулюються через перетворення сонячної радіації у процесі взаємодії між складовими системи. З іншого боку, біосфера істотно впливає на стан кліматичної системи: рослинний світ значною мірою визначає відбивальну здатність планети, бере участь у процесах вологообміну, є основним джерелом кисню, регулює разом з океаном вміст вуглекислоти в атмосфері, формуючи її температурний режим [28]. Особлива роль належить антропогенній діяльності, у результаті якої змінюються властивості окремих складових, а отже й кліматичної системи у цілому.

Складність і неоднозначність зв'язків у кліматичній системі, постійна еволюція її компонентів з різною інерційністю є причиною багатьох кліматичних змін на планеті. Оскільки за одних і тих же зовнішніх умов на Землі може існувати кілька типів клімату, стан кліматичної системи визначається не тільки зовнішнім впливом, але й взаємодією між її складовими. Фізичні механізми, що впливають на кліматичну систему, а також основні взаємодії між її складовими називають кліматотвірними чинниками. Їх поділяють на: *зовнішні*, які зумовлюють енергетичний вплив на кліматичну систему, та *внутрішні*, що характеризують властивості самої кліматичної системи [52].

До зовнішніх кліматотвірних чинників належать астрономічні та геофізичні. До астрономічних відносять: сонячну активність, положення орбіти Землі у Сонячній системі та характеристики орбітального руху Землі, нахил її осі до площини орбіти й швидкість обертання навколо осі. Від цих факторів залежить, по-перше, розподіл сонячної енергії, яка надходить на верхню межу атмосфери, по-друге, гравітаційні дії Сонця й інших планет Сонячної системи. Останні, змінюючись за часом, спричи-

нують припливи й відпливи, коливання характеристик орбітального руху й власного обертання Землі, що призводить до коливання енергії, яка надходить від Сонця до верхньої межі атмосфери. Певну роль відіграє й зовнішнє магнітне поле. Геофізичні фактори – це розмір, маса Землі, власне гравітаційне й магнітне поля, внутрішнє тепло внаслідок активності геотермічних джерел і вулканізму.

До внутрішніх кліматотвірних чинників належать: фізико-хімічна структура атмосфери (постійні її компоненти та змінні термодинамічні процеси та активні домішки); маса атмосфери, маса й склад океану; особливості розподілу суходолу й океану, структура їхнього діяльного шару, рельєф поверхні суходолу. Правильність припущення про те, що зовнішні астрономічні й геофізичні кліматотвірні фактори є деякими постійними властивостями фізичних систем, залежатиме від часового інтервалу, упродовж якого аналізується кліматична система [26].

Розглядаючи клімат упродовж голоцену, можна припустити, що взаємодія між складовими кліматичної системи відбувається за умов майже незмінної дії зовнішніх кліматотвірних чинників, але це неможливо стверджувати, якщо розглядати динаміку клімату впродовж, наприклад, 500 тис. років. Доведено, що параметри орбіти Землі істотно змінюються протягом тривалих проміжків часу [29]. Наприклад, ексцентриситет земної еліптичної орбіти коливається у межах від 0,0007 до 0,0658 за сучасного значення 0,0167. Періоди його коливань становлять близько 0,1; 0,425 і 1,2 млн років. Зміни ексцентриситету відображаються у змінах різниці між потоками сонячної радіації у перигелії та афелії орбіти Землі від 7 до 26 % сонячної сталої та кута між площинами екватора і екліптики [28]. Ще один визначальний вплив пов'язаний із прецесією земної осі. Зміна параметрів земної орбіти впливає на зміну клімату планети в різні геологічні епохи. Пояснюючи причини кліматичних змін у минулому, необхідно враховувати зміни з часом не тільки астрономічних, а й геофізичних та палеогеографічних факторів, зок-

рема розподіл континентів і океану, зміни у складі атмосфери й гідросфери, етапи розвитку біосфери тощо.

Сонячна радіація

Джерелом енергії для кліматичної системи є Сонце. Кількість променистої енергії Сонця, що надходить до верхньої межі атмосфери, характеризує сонячна стала – кількість променистої енергії, що надходить за секунду до одиничної площини на верхній межі атмосфери, розташованої перпендикулярно до сонячних променів на середній відстані між Землею і Сонцем. Сонячна стала становить $1,37 \text{ кВт/м}^2$ [52]. Цьому значенню відповідає повна потужність випромінювання Сонця, хоча і вона зазнає коливань упродовж геологічних епох. Тому визначення цієї кількості променистої енергії як сонячної сталої не зовсім об'єктивне.

Окрім того, сонячна радіація на більшість діяльних поверхонь Землі надходить не перпендикулярно, а під деяким кутом. Цей кут залежить від схилення Сонця, що визначає пори року, географічної широти та від часового кута, який відповідає часу доби. Кількість сонячної енергії, що надходить до одиничної площини у деякій точці верхньої межі атмосфери за одиницю часу, називають інсоляцією. Найчастіше розглядається добова інсоляція, тобто сонячна енергія, що надходить у проміжок часу від сходу до заходу Сонця. Добова інсоляція залежить від схилення Сонця і широти. У періоди осіннього та весняного рівнодення добова інсоляція найбільшого значення досягає на екваторі й дорівнює $37,70 \text{ МДж/м}^2$ [28]. Зі збільшенням широти вона зменшується – до нуля на полюсі. У Північній півкулі у полярних широтах взимку Сонце не з'являється над горизонтом, тому інсоляція дорівнює нулю (у період зимового сонцестояння вона дорівнює нулю вже починаючи з $66,6^\circ$ пн. ш.) [26].

Влітку ознаки зональності добової інсоляції істотно зменшуються у порівнянні з зимовими місяцями. У період літнього сонцестояння добова інсоляція досягає максимуму (46 МДж/м^2)

на полюсі, на екваторі у цей час вона становить 33 МДж/м². Річні значення інсоляції максимальні на екваторі та мінімальні у полярних широтах. Сонячна радіація, яка надходить до верхньої межі атмосфери, на шляху до земної поверхні проходить крізь всю товщу атмосфери й значно послаблюється внаслідок поглинання її термодинамічно активними домішками атмосфери та розсіювання.

Короткохвильове електромагнітне випромінювання Сонця охоплює спектральний діапазон від 0,1 до 4,0 мкм, але під час надходження до поверхні Землі різко обривається на довжині хвилі 0,29 мкм. Жорстке ультрафіолетове випромінювання поглинається озоном. Крім озону, сонячну радіацію поглинають також водяна пара й вуглекислий газ. Вони зосереджені у смугах поглинання, розташованих у ближній інфрачервоній ділянці сонячного спектра, і поглинають кількість сонячної радіації, що відповідає приблизно 3,8 % від сонячної сталої. Частину сонячної радіації у зазначеній ділянці спектра поглинає також атмосферний аерозоль. Розсіювання короткохвильового випромінювання в атмосфері відбувається на молекулах і комплексах молекул повітря, на аерозольних частинках.

Хмарність послаблює сонячну радіацію. За умов безхмарної атмосфери потік сонячної радіації послаблюється у середньому на 20 %, за хмарності — ще на 20-30 %. Отже, земної поверхні пересічно досягає 50-60 % сонячної радіації, що надходить на верхню межу атмосфери. У свою чергу, сумарна радіація поглинається поверхнею суходолу й океану і є джерелом складних процесів теплообміну між різними складовими кліматичної системи. У розподілі річної сумарної радіації добре проявляється зональність з максимумом у субтропіках, де незначна хмарність, і мінімумом у полярних районах [49].

Сукупність складових кліматичної системи, взаємодіючи з атмосферою у процесах теплообміну, утворюють підстилаючу поверхню. Атмосфера виступає фільтром, що визначає частину інсоляції, яка надходить до підстилаючої поверхні. Водночас,

суходіл, океан, кріосфера і біосфера, поглинаючи визначену частину короткохвильової радіації Сонця, самі випромінюють радіацію у діапазоні довгих хвиль. Атмосфера також випромінює довгохвильову радіацію у напрямку підстилаючої поверхні. Зазначені вище потоки променистої енергії на підстилаючій поверхні визначають *радіаційний баланс*, тобто суму всіх променистих потоків, що поглинаються і випромінюються нею. Не вся сумарна радіація Сонця, що надходить до підстилаючої поверхні, поглинається, частина її відбивається. Відносна відбивальна здатність підстилаючої поверхні характеризується альбедо (a), значення якого залежать від типу поверхні: свіжий сніг має альбедо 0,70-0,95; морська крига – 0,30-0,40; поля, луки, ліси – 0,10-0,30; темні ґрунти – 0,05-0,15; сухі світлі піщані ґрунти – 0,35-0,40 [28].

Атмосфера, як і земна поверхня, випромінює радіацію в інфрачервоному діапазоні, але її випромінювання має складніший характер і визначається енергією випромінювання термодинамічно активних домішок атмосфери – O_3 , CO_2 і H_2O . Поглинання цих газів має складний селективний характер. Водяна пара інтенсивно поглинає у діапазонах 5,5-7,1 мкм і понад 17,0 мкм. В інтервалі 8,5-12,0 мкм атмосфера практично прозора для теплової інфрачервоної радіації, тому ця ділянка спектра називається вікном прозорості. Вуглекислий газ має досить інтенсивну смугу прозорості з центром 15,0 мкм, а озон – із центром 9,6 мкм [52]. Частина довгохвильового випромінювання атмосфери, яке надходить до земної поверхні поглинається земною поверхнею. Зазвичай, земна поверхня втрачає це тепло.

Різниця між енергією, яку земна поверхня отримує, і енергією, що вона втрачає, є *радіаційним балансом* земної поверхні. Сума радіаційного балансу за рік змінюється від 200 МДж/м² в Антарктиді до 3700-4000 МДж/м² у тропічному поясі [72]. У середніх і високих широтах обох півкуль спостерігається зональний розподіл радіаційного балансу, який порушується у регіо-

нах, де істотно збільшується хмарність, що відчутно впливає на обидві частини радіаційного балансу.

Радіаційний баланс підстилаючої поверхні характеризує променисту енергію, яку ця поверхня отримує або втрачає через її нагрівання або охолодження. Згідно із законом збереження енергії, це спричинює фізичні процеси, під дією яких виникає теплообмін між атмосферою й іншими складовими кліматичної системи, а також між підстильною поверхнею і глибшими шарами суходолу та океану.

Основні механізми теплообміну визначаються рівнянням *теплового балансу*, куди входить теплова енергія, пов'язана із перетворенням води в атмосфері (прихована теплота), *турбулентний потік* тепла (явна теплота), теплообмін з глибшими шарами ґрунту або води. У теплообміні беруть участь також витрати тепла на танення снігу або льоду, тепло, що переноситься опадами, пов'язане з дисипацією кінетичної енергії, з тертям між підстильною поверхнею та потоком повітря, а також біологічний теплообмін, зумовлений перетвореннями радіаційної енергії на хімічну у процесі фотосинтезу й виділення тепла під час окислення біомаси тощо. Найбільшу роль у теплообміні між складовими кліматичної системи відіграють прихована й явна теплота. Найменша кількість прихованої теплоти спостерігається над тропічними пустелями.

Пересічно за рік поверхня всіх континентів, за винятком Антарктиди, й більша частина Світового океану віддають теплоту шляхом турбулентного теплообміну в атмосферу. Над континентами цей ефект найбільший у тропічній зоні, а над океанами – у середніх і високих широтах, особливо у зоні розташування теплих течій, де турбулентний потік тепла від поверхні океану в атмосферу найбільший у холодну пору року. Отже, океан, поглинаючи у тропічній зоні велику кількість сонячної енергії, переносить тепло до високих широт через теплі течії та передає в атмосферу, насичуючи її водяною парою. Механізми передачі тепла в глибші шари суходолу та океану відмінні. На суходолі

виразний молекулярний теплообмін, в океані ж визначальний турбулентний, а також *конвективний теплообмін* та горизонтальне (*адвективне*) *перенесення* тепла. В океанах, особливо у помірних і високих широтах, теплообмін суттєвий, тоді як на континентах пересічно за рік він не значний [6].

З аналізу розподілу потоків променистої енергії, прихованої і явної теплоти у системі Земля – атмосфера випливає, що із загальної кількості сонячної енергії, яка надходить на верхню межу атмосфери, 20 % поглинається в атмосфері термодинамічне активними домішками та тільки 47 % – діяльним шаром суходолу й океану, 5 % поглинається хмарами і 28 % відбивається у світовий простір. Як результат, альbedo системи Земля – атмосфера становить 28 %.

Більша частина довгохвильового випромінювання підстильної поверхні поглинається атмосферою (109 одиниць із 114), на зустрічне випромінювання атмосфери припадає 96, на енергію, що випромінюється у космічний простір – 72 одиниці (вона визначається випромінюванням верхньої межі хмарності та верхніх шарів атмосфери) [28]. Радіаційний баланс підстильної поверхні позитивний і дорівнює 29 одиниць, для атмосфери він від’ємний і має таке ж абсолютне значення. У цілому ж, радіаційний баланс системи Земля – атмосфера дорівнює нулю. Перенесення тепла від підстильної поверхні до атмосфери здійснюється шляхом прихованої теплоти. Вона дорівнює 24 одиницям, що приблизно у 5 разів перевищує турбулентний теплообмін (5 одиниць) [28].

Джерела й стоки тепла забезпечуються в основному механізмами вертикального перерозподілу енергії у кліматичній системі. За цих умов радіаційний баланс компенсується не тільки у результаті фазових перетворень води і турбулентного теплообміну. Значну роль відіграє й горизонтальне перенесення тепла в океані та атмосфері внаслідок міжширотного обміну мас води й повітря з різними температурними характеристиками.

Циркуляційні фактори клімату

Загальна циркуляція атмосфери (ЗЦА) – це сукупність основних повітряних течій, які здійснюють горизонтальний і вертикальний обмін мас повітря. Передусім, загальна циркуляція атмосфери пов'язана із зовнішніми астрономічними й геофізичними кліматотвірними чинниками, такими як потік сонячної енергії, що нерівномірно розподіляється на поверхні Землі завдяки особливостям її орбітального руху навколо Сонця, структури Землі як планети, швидкості обертання її навколо своєї осі. Водночас, загальна циркуляція атмосфери генерується й під дією внутрішніх геофізичних факторів, що визначають характер енергетичної взаємодії між складовими кліматичної системи. До них відносять склад та структуру атмосфери, особливості підстилаючої поверхні, у тому числі розподіл материків, океанів, рельєф поверхні суходолу [52].

Тому загальну циркуляцію атмосфери можна вважати однією з характеристик стану кліматичної системи. Основні повітряні течії слугують механізмом обміну масами холодного і теплого повітря, а отже, міжширотного перенесення тепла та вологи, що формує клімат окремих регіонів і планети загалом. Повітряні течії впливають на формування особливостей циркуляції води в океані. Визначальна циркуляція атмосфери і у процесах утворення хмарності, опадів та змін погоди. З огляду на перелічені позиції, загальну циркуляцію атмосфери можна означити як внутрішній геофізичний кліматотвірний чинник.

Загальна циркуляція атмосфери складається з ряду великомасштабних рухів. Серед них наймасштабніше перенесення мас повітря із заходу на схід, що охоплює влітку тропосферу і частину стратосфери позатропічних широт та взимку – всю стратосферу. Західний потік зумовлений відхилювальною дією обертання Землі навколо своєї осі на горизонтальну складову сили баричного градієнта, яка завдяки температурному контрасту між екватором і полюсом, спрямована від тропіків до полю-

сів. Західне перенесення спостерігається, зазвичай, над більшою частиною позатропічних широт Північної та Південної півкулі.

Температурні контрасти між полюсами та екватором, а також між теплішими океанами й охолодженими континентами взимку та їхнім протилежним станом влітку зумовлюють великомасштабну мусонну циркуляцію. У тропічному поясі спостерігається пасатна циркуляція, що формується під дією субтропічних антициклонів.

Важливою складовою частиною загальної циркуляції атмосфери є циркуляція повітря у системі позатропічних циклонів і антициклонів, які безперервно виникають і руйнуються, істотно впливаючи на характер міжширотного обміну мас повітря, тобто перенесення тепла з низьких широт до високих, а холоду – з високих до низьких.

Окрім того, атмосферні рухи можуть набувати *вихрового характеру* і відзначаються нестаціонарністю, що призводить до того, що циркуляція атмосфери, її структурні елементи безперервно змінюються. Внаслідок вертикальної неоднорідності атмосфери, характеристики якої змінюються з широтою, відбувається зміна напрямку й швидкості повітряних течій при переході від одного шару атмосфери до іншого, що разом зі зміною у вертикальному і горизонтальному напрямках густини повітря утворює нерівномірний розподіл кінетичної енергії [75]. Енергетичний внесок різних шарів атмосфери змінюється також від сезону до сезону. Закономірності сезонних змін циркуляції атмосфери пов'язані з нерівномірним надходженням сонячної радіації до різних півкуль упродовж одного сезону та у різні сезони – до однієї півкулі. Особливо це виразно у Північній півкулі, де великі простори займають континенти. Відносне охолодження материків взимку та нагрівання їх влітку визначають сезонні особливості поля тиску, а отже, поля рухів.

Поряд з вихровими рухами в атмосфері спостерігаються також *хвильові переміщення повітря*. До них відносять хвилі у зональному потоці з довжиною 5000 км (хвилі Россбі), хвилі ме-

ншого масштабу, що відповідають окремим циклонам і антициклонам, а також гравітаційні хвилі [28]. Хвильові рухи властиві й різним поверхням поділу, які утворюються в атмосфері.

Зональна циркуляція є наймасштабнішою складовою загальної циркуляції атмосфери. Вона формується внаслідок горизонтальної неоднорідності температури атмосфери та сили Коріоліса. Горизонтальна температурна неоднорідність атмосфери зумовлена особливостями енергетичної взаємодії між діяльною поверхнею та атмосферою. У низьких широтах кількість сонячної енергії, що надходить до одиниці площі земної поверхні впродовж року, більша, ніж у високих. Від нагрітої діяльної поверхні континентів і океанів через турбулентну теплопровідність, випаровування води й конденсацію пари в атмосфері, радіаційні потоки, що поглинаються термодинамічно активними домішками атмосфери, теплота переноситься в атмосферу. Отже, температурний контраст між низькими та високими широтами виникає не тільки біля поверхні Землі, а й у всій товщі атмосфери.

Поле атмосферного тиску залежить від поля температури, тому горизонтальний *баричний градієнт* пересічно також має напрям від низьких широт до високих. Температурні контрасти не тільки визначають інтенсивність зонального руху повітря, але й стимулюють утворення циклонічних і антициклонічних вихорів, які є одним з основних механізмів міжширотного обміну мас повітря. Чим більші температурні контрасти в атмосфері, тим інтенсивнішим стає вихровий рух, який сприяє деякому вирівнюванню температурного контрасту шляхом перенесення надлишку тепла до високих широт, а надлишку холоду – до низьких.

Дані про розподіл у тропосфері (верхня межа цього шару атмосфери пересічно розташована на висоті 11 км) і нижній стратосфері усереднених за довготою зональних компонентів швидкості вітру над Північною півкулею свідчать, що в усі сезони західна циркуляція панівна у тропосфері, особливо взимку,

а її інтенсивність залежить від пори року. Найбільша інтенсивність (понад 30 м/с) спостерігається поблизу 30° пн. ш. на висоті ізобаричної поверхні 200 гПа (висота близько 12 км) [28]. Влітку його максимум переміщується до широти 40° пн. ш. У екваторіальному і тропічному поясах напрям руху мас повітря змінюється на протилежний. Вертикальна протяжність та інтенсивність східного потоку значною мірою залежать від пори року і широти.

Сезонність теплового режиму проявляється ще більш виразно у стратосфері, де, на відміну від тропосфери, визначальні не особливості енергетичної взаємодії з діяльною поверхнею суходолу й океану, а променисті потоки, що випромінюються і поглинаються термодинамічно активними домішками атмосфери. Влітку поглинання озonom ультрафіолетової радіації Сонця спричиняє нагрівання повітря. З підвищенням температури концентрація озону знижується, що призводить до зменшення поглинання сонячної радіації. Отже, відбувається вирівнювання температури на верхній межі стратосфери (пересічно на висоті 50 км) [28]. Найбільша кількість сонячної радіації, як зазначалося вище, надходить у літні місяці до високих широт, формуючи у стратосфері область високого тиску, яка називається циркумполярним антициклонічним вихором. Він і є причиною переважання у стратосфері східного вітру в цьому сезоні.

Натомість, упродовж полярної ночі повітря вихолоджується внаслідок довгохвильового випромінювання й у стратосфері виникає циркумполярний циклон, що охоплює майже всю Північну півкулю. Центр його знаходиться поблизу полюса. Завдяки цим процесам взимку у стратосфері переважає західний потік. Інколи ця закономірність порушується через різке потепління у стратосфері. Сильний західний вітер, властивий зимовому режиму циркуляції, змінюється східним. У перехідні сезони року відбувається перебудова літнього режиму циркуляції на зимовий, і навпаки [29].

У верхній тропосфері та стратосфері формуються *висотні фронтальні зони* – відносно вузькі зони значної горизонтальної

протяжності з великими контрастами температури та значними горизонтальними градієнтами атмосферного тиску. З ними пов'язані зони сильних вітрів швидкістю понад 10 м/с (струминні течії). Тропосферні струминні течії поділяють на струминні течії помірних, субтропічних і екваторіальних широт. Максимальний вітер у помірних широтах відмічається на висоті 8-10 км взимку і 9-12 км влітку. Максимальна швидкість західного вітру на осі струминної течії може перевищувати 180-220 км/год [3]. Вісь субтропічних струминних течій розташовується на висоті 11-13 км. Зимом між 25-35° пн. ш., літом – між 35-45° пн. ш. Середня швидкість західного вітру на осі течії становить у середньому 150-200 км/год, інколи вона може перевищувати 300-400 км/год [28]. Найбільша інтенсивність цих течій, як і течій помірних широт, взимку, коли у зоні висотних фронтальних зон утворюються максимальні контрасти температур.

Екваторіальні струминні течії формуються у стратосфері на висотах 15-20 км, між 5° пн. ш. і 5° пд. ш., зазвичай, у східному потоці. Вони можуть розвиватися також і у субтропічних та помірних широтах. Взимку їхня вісь розташовується на висоті 25-30 км, вітер на осі течії – західно-східний із швидкістю понад 200 км/год [85]. На цих же висотах струминна течія може формуватися і влітку, але протилежного напрямку у зв'язку з утворенням у стратосфері антициклонічного циркумполярного вихору.

Підстилаюча поверхня

Підстилаюча поверхня – це сукупність природних та антропогенно змінених ландшафтів, які, перебуваючи у взаємодії з атмосферою у процесі обміну теплом і вологою, значно впливають на формування клімату.

Причини формування атмосферної циркуляції, погодних умов і клімату тісно пов'язані зі Світовим океаном, на який припадає 71 % площі земної поверхні (у Північній півкулі водна поверхня займає 61 %, у Південній – 81 %) [28]. Коливання запасів

тепла океанів, зміна інтенсивності океанічних течій, площі морської криги – все це неминуче призводить до великомасштабних довготривалих змін загальної циркуляції атмосфери у різних регіонах планети. Кліматично значущими параметрами Світового океану є температура його поверхні, солоність, вміст тепла діяльного шару океану, морські течії й крига.

Істотно впливають на клімат океанічні (морські) течії. Течії верхнього шару океану утворюють антициклонічні вихори у тропічних і субтропічних широтах та циклонічні – у помірних і високих широтах. У екваторіальних широтах горизонтальна циркуляція являє собою інтенсивні потоки пасатних течій, які розвиваються під дією північно-східного й південно-східного пасатів. Біля східних берегів континентів у Північній півкулі системи течій, що розвиваються з пасатних течій, відхиляються на північ і рухаються вздовж материків приблизно до широти 40-45°. Звідси під впливом західних вітрів поверхневі течії змінюють напрям на східний і знову перетинають океан, утворюючи, зокрема, в Атлантичному океані потужну течію Гольфстрім та її продовження – Північно-Атлантичну течію. Води системи Гольфстрім проникають на 10 тис. км – від Флориди до Шпіцбергена і Нової Землі, транспортуючи величезні маси води різної солоності й густини. Гольфстрім (найбільша ширина потоку 200 км і товщина 2 км) переносить води у 22 рази більше, ніж усі річки на земній кулі. Ця тепла течія приносить величезну кількість тепла до берегів Західної Європи, Баренцового моря й, частково, до Карського моря, значно пом'якшуючи клімат західного сектора Арктики [28].

У високих широтах завдяки теплим течіям на узбережжях формується особливий клімат – із теплою зимою й невеликою амплітудою коливання температури, значною кількістю опадів. В океані утворюються також підводні вихори і кільцеподібні течії – ринги й вихори синоптичного масштабу (діаметром до 200 км) [28]. Ці океанічні структури значно впливають на умови формування клімату і відіграють істотну роль у перерозподілі

енергії Світового океану. Нагрівання та охолодження суходолу відбувається інакше, ніж поверхні океану. Завдяки великому альбедо суходолу значна кількість радіації, що надходить від Сонця, відбивається і частка поглиненої радіації порівняно незначна, що призводить до істотних коливань температури поверхні суходолу і, як наслідок, повітря над ним. Наявність океанів та континентів, теплофізичні властивості яких дуже розрізняються, зумовлює істотні зміни клімату на одній і тій же широті.

Значення пересічної місячної та річної, максимальної і мінімальної температури, вологості повітря різко відрізняються на узбережжях і в центральних частинах континентів. На східному краї Євразійського континенту, наприклад, зима і літо значно холодніші, ніж на західній, де домінує перенесення теплих повітряних мас з Атлантичного океану. Відмінності у теплоємності води, з одного боку, і суходолу – з іншого, особливо у процесах поширення тепла, є причиною того, що на морях та океанах, на островах і узбережжях утворюється особливий тип клімату – морський, або океанічний, який істотно відрізняється від континентального.

Визначальними рисами морського клімату є незначна, у порівнянні континентальним кліматом, добова й річна амплітуда температури повітря, а також запізнення настання екстремальної температури у річному ході, підвищена вологість повітря, значна хмарність, більша кількість опадів [85].

Континентальний клімат характеризується більшою амплітудою коливань температури повітря, ніж океанічний. У помірних широтах континентальний клімат відрізняється суворою зимою й спекотнішим літом у порівнянні з кліматом морського узбережжя або океанічних островів. Отже, значні добові й річні амплітуди температури, зниження вологості, хмарності й річної кількості опадів є ознаками континентальності клімату.

На формування клімату значно впливає рельєф. Гірські системи, порушуючи процеси адвекції повітряних мас і циркуляції атмосфери, мають специфічний клімат і істотно впливають на

клімат і погоду прилеглих районів. Ступінь впливу залежить значною мірою від форми та композиційної структури окремих долин і хребтів, а також від положення та масштабу гірської системи у цілому.

Орографічний вплив на атмосферні процеси можна розділити на три групи:

- великомасштабний вплив орографії на формування загального розподілу повітряних течій та планетарних систем циркуляції;
- вплив орографії на процеси, які мають масштаб циклонічних та антициклонічних вихорів, тобто на виникнення й розвиток циклонів і антициклонів, загострення й розмивання атмосферних фронтів поблизу гір;
- локальний орографічний вплив, що зумовлює особливості у ході метеорологічних величин, пов'язаних з конкретними формами рельєфу невеликої протяжності.

Внаслідок різного впливу факторів рельєфу на атмосферні та радіаційні процеси формується особливий тип клімату (гірський клімат). У гірських районах спостерігається велика нерівномірність у просторовому розподілі температури, хмарності, вітру, опадів та небезпечних явищ погоди. Мінливість гірського клімату у вертикальному напрямі (висотна поясність) визначається положенням гір у певній широтній природній зоні, висотою гір, їхніми морфометричними характеристиками. Навіть на досить близьких ділянках можуть утворюватися місцеві варіації клімату, які проявляються у його надмірній строкатості. У горизонтальному напрямі вплив гір залежно від їхньої висоти та протягання може проявлятися на відстані понад 500 км [29].

Суттєво впливають на формування клімату полярні крижані поля. Влітку вони, у порівнянні з навколишніми морями, виконують функцію континентальної поверхні. Взимку хід температури тут нагадує океанічний. Мінімум температури спостерігається у березні, температура ж попередніх зимових місяців знижується у річному ході у незначних межах.

Вплив підстилаючої поверхні, про який йдеться вище, в основному, стосується помірного поясу. Однак континентальність клімату залежить і від широти місцевості, яка зумовлює зміну тривалості світлового дня та надходження сонячної радіації. У районах, близьких до полюсів (з негативним радіаційним балансом на земній поверхні, найнижчою температурою і вологістю), континентальність клімату проявляється інакше, ніж у субтропічних та тропічних широтах, де розбіжності між сезонами згладжені [28]. У вологих тропіках річний хід метеорологічних величин стає однорідним порівняно з добовим ритмом, але вплив підстилаючої поверхні на клімат простежується й тут, особливо на суходолі, у межах поясу підвищеного тиску.

Контрольні запитання та завдання

1. Як модель кліматичної системи відображає цілісність функціонування Землі?
2. Чому кліматотворні чинники можуть бути зовнішніми до кліматичної системи?
3. Які процеси визначають зміни у кліматичній системі?
4. Яке значення стану атмосфери і підстилаючої поверхні у формуванні радіаційного балансу Землі?
5. Які види теплообміну є визначальними над різними видами діяльних поверхонь?
6. Поясніть, чому загальну циркуляцію атмосфери можна вважати як кліматотвірним чинником, так характеристикою кліматичної системи.
7. Які види рухів характерні для циркуляції атмосфери?
8. Як поле атмосферного тиску відбиває атмосферну циркуляцію?
9. Чим відрізняється циркуляція в тропосфері і стратосфері?
10. Яке значення океану в атмосферній циркуляції?
11. Чим відрізняється морський і континентальний клімат?
12. Які можливі прояви впливу орографії на регіональні клімат?

1.3. Ієрархія та масштаби кліматів

Означена вище кліматична система на основі опису основних кліматотвірних чинників передбачає її розуміння як кліматичної системи планети Земля або глобальної кліматичної системи. Остання виступає планетарною системою, що складається з компонентів, відгук яких на зовнішні кліматотвірні чинники та взаємодія між самими компонентами описують цю кліматичну систему [75]. Водночас, окрім глобального клімату та виходячи з його компонентів, у кліматології також аналізують клімат атмосфери, Світового океану. Окрім того, розглядають клімат певної території як багаторічний режим погод певної місцевості, зумовлений сонячною радіацією та її перетвореннями в діяльному шарі земної поверхні та пов'язаною із нею загальною циркуляцією атмосфери і океану. У сучасному трактуванні це визначення характеризує регіональний клімат, який можна розглядати як регіональні (локальні) прояви глобального клімату [52].

Відповідно, побудова ієрархічної структури кліматів регіонів різних просторових обсягів передбачає їхнє просторове та факторне означення. Таке питання залишається дискусійним у вітчизняній та зарубіжній кліматології. Відповідно, історія формування поглядів на цю проблему тривала і неоднозначна. Більше того, визначення чітких меж регіональних кліматів, як і загалом природних меж, не є пріоритетним у сучасних дослідженнях, оскільки лінії розділу відмінностей розмиті й динамічні.

Типи клімату, що переважають над певним регіоном, визначаються переважаючими погодними елементами, впродовж певного відтинку часу. Чим довший час спостереження, тим виразнішою стає презентація такого клімату. Тому інтерпретація різних типів клімату, перш за все, залежить від дослідника та засобів дослідження. Погодні явища, що спостерігаються, стосуються широкого спектра масштабів, але, насправді, розподіл жодної з погодних характеристик або метеоелементів не є дискретним, а натомість є частиною цілісного простору. Тому

спроби поділити в просторі погодні процеси, і клімат як результат, призводять до суперечки навколо просторових меж проявів певних типів кліматів. Кліматичні характеристики різного масштабу залежатимуть від характеру тепло- і вологообміну та кількості руху між поверхнею Землі та атмосферою. Фізичні закони, що визначають обмінні процеси між атмосферою і земною поверхнею, однакові всюди. Але, як і у випадку з метеорологічним масштабом, існує неузгодженість просторових проявів клімату. Тому переважає або триступенева кліматична ієрархія, або ж категорії, пов'язані з регіональними кліматологічними дослідженнями [85].

Кліматичний поділ є основою для відокремлення мікро-, мезо- та макрокліматології, особливості яких визначаються мережею метеостанцій, розташованих на відстанях у межах одного кілометра, декількох кілометрів та понад 20 кілометрів відповідно. У схемах таких класифікацій використовуються горизонтальні і вертикальні характеристики (див. табл. 1).

Таблиця 1
Масштаби кліматів та відповідні їм метеорологічні явища [54]

Клімат	Горизонтальне охоплення (м)	Вертикальне охоплення (м)	Приклади кліматичних проявів	Часовий прояв (с)
Мікроклімат	$10^2 \cdot 10^2$	$10^{-2} \cdot 10^1$	Клімат парника	$10^{-1} \cdot 10^1$
Місцевий клімат	$10^2 \cdot 10^4$	$10^{-1} \cdot 10^1$	Термальний пояс схилу	$10^1 \cdot 10^4$
Мезоклімат	$10^3 \cdot (2 \cdot 10^5)$	$10^0 \cdot (6 \cdot 10^3)$	Клімат річкового басейну	$10^4 \cdot 10^5$
Макроклімат	$(2 \cdot 10^5) \cdot (5 \cdot 10^7)$	$10^0 \cdot 10^5$	Кліматичний пояс, мусонний клімат	$10^5 \cdot 10^6$

На початку ХХ ст. кліматологія активно оперувала лише макро-, регіональними і мікрокліматичними категоріями. Окрім того, якщо на той час відмінності в межах гірських систем були очевидними для географів, клімати рівнинних територій продовжували розрізняти на основі зональних і макроциркуляційних чинників. Тому подальший розвиток теорії кліматичної ієрархії відбувався між *макрокліматом* як найвищою категорією та *мікрокліматом* як властивістю поверхні з найменшими неоднорідностями. Часто поняття регіонального клімату ототожнювалось з макрокліматичним [1; 4; 10; 65; 79; 85], до якого відносили кліматичний пояс, зону, область (див. табл. 2).

Таблиця 2

Понятійна диференціація триступеневої ієрархії кліматів

I	II	III
<ul style="list-style-type: none"> • <u>Макроклімат</u> (Geiger, 1929; Weischet, 1955; Хромов, 1952; Оке, 1977) • Регіональний клімат (Weischet, 1955; Oliveira, 2007); • Світовий клімат (Коррен, 1919) • Зональний клімат (Хромов, 1952; Oliveira, 2007) • Великомасштабний ландшафт (Kratzer, 1957) • Клімат ландшафту (Troll, 1950) 	<ul style="list-style-type: none"> • <u>Мезоклімат</u> (Scaetta, 1935; Paffen, 1953; Киналь, 2001) • Регіональний клімат (Flohn, 1957; Jesus, 2008) • Субрегіональний клімат (Jesus, 2008) • Клімат ландшафту (Хромов, 1952) • Місцевий клімат (Сапозникова, 1950; Сляднєв, 1965; Oliveira, 2007) • Топоклімат (Thorntwaite, 1953; Yoshino, 1975; Oliveira, 2007) 	<ul style="list-style-type: none"> • <u>Мікроклімат</u> (Kraus, 1911; Воейков, 1945; Сапозникова, 1950; Гольцберг, 1957; Geiger, 1966; Щербань, 1974; Yoshino, 1975) • Клімат приземного шару (Geiger, 1927; Оке, 1977) • Клімат найменшого простору (Troll, 1950; Geiger, 1960; Yoshino, 1975)

Відповідно, макрокліматологія стосується узагальнюючих рис кліматів великих просторів Землі або ж цілих континентів, які визначаються загальною циркуляцією атмосфери. Йдеться

про усереднені кліматичні пояси у глобальному вимірі. Велико-масштабні збурення в атмосфері масштабом у тисячі кілометрів, включаючи циклони чи антициклони, також визначають макрокліматичні риси континенту. Регіональна макрокліматологія має справу не лише з варіаціями у кількості, інтенсивності та сезонному розподілі кліматичних елементів, але й у загальній тенденції синоптичних погодних рис.

Підвищена увага і дискусія навколо понять мезо-, місцевий і топоклімат була продиктована, передусім, прикладними потребами фізичної географії і стосувалась другої половини ХХ ст. Ландшафтне районування рівнинних територій визначило новий підхід до застосування ієрархічної одиниці «регіон», основними факторами утворення якого поряд з циркуляційним визначено морфоструктурний. Розуміння необхідності визначення морфоструктурно детермінованого, проміжного клімату, бачимо в кліматологічних теоретичних доробках 50–70-х років (С. Хромов, О. Романова, І. Гольцберг, І. Блютген) [1; 4; 52]. Зокрема, мезокліматичному виміру відповідає клімат ландшафту в розумінні С. Хромова та І. Блютгена, кліматичний район чи підрайон у Б. Алісова, і конкретно мезоклімат в О. Романової та І. Гольцберг. У подальших дослідженнях О. Оленевим визначено орокліматогенне підґрунтя для мезорівня, що розвинуто в працях О. Киналь на прикладі Українських Карпат [20; 43; 48]. Зокрема, нею визначені орокліматогенні комплекси [37], на основі яких доцільно проводити мезокліматичну диференціацію і рівнинних ландшафтів. Загалом можна означити такі риси мезокліматичної категорії: 1) детермінованість морфоструктурними особливостями території; 2) деформація макрокліматично зумовлених полів розподілу метеоелементів; 3) фізико-географічна відповідність краю або області; 4) прикладне навантаження як регіональної одиниці.

У світовій кліматологічній літературі з мезокліматології конфігурація поверхні, типу ґрунту та його рослинного покриву вважаються рисами місцевості, що зазнають повільних змін у

часі і визначають клімат, що характеризує визначене місце і може називатися місцевим [69]. Горизонтальний обсяг прояву мезокліматичних рис складає сотні кілометрів. Barrett (1974) описує мезоклімат як місцеву вишивку на узагальненій кліматичній картині [72].

Кліматологічні дослідження із застосуванням терміна «місцевий клімат» зустрічаємо переважно у вітчизняних дослідженнях (С. Сапожникова, С. Хромов). С. Сапожникова вказує, що місцевий клімат визначається кліматоутворюючими факторами дрібнішого масштабу (порівняно з макрокліматом): мезорельєфом, розлинними масивами та ін. [9, с. 7]. Факторне означення такого масштабу частково відповідає топо- чи навіть мікрокліматичному. У цій же праці вказується нова (як для того часу) суттєва місцевокліматична ознака: високі значення *горизонтальних градієнтів температури*, вологості, швидкості вітру, які в декілька разів перевищують макрокліматичні. Таке твердження справедливе для мезо-, місцевого і навіть топоклімату в сучасному розумінні. Аналізуючи подальші дослідження цього напрямку, робимо висновок, що використання місцевокліматичної категорії за змістом переважно відповідало мезоклімату. Так, на думку А. Сляднева, місцевий клімат характеризує міру зміну широтної і географічної зональності метеорологічних умов і основних закономірностей циркуляції, властивих макроклімату даної місцевості [53]. Проаналізувавши останні напрацювання [27; 38; 41] у подібному масштабі, можна стверджувати, що місцевокліматичні ознаки формуються у межах ландшафтного району, за умов дії переважаючого локального фактору орографічного, флювіального або антропогенного генезису, а тому матимуть фрагментарний просторовий розподіл. Найвиразніші з них – місцеві клімати великих міст та водосховищ.

Натомість, R. Geiger (1957) у мікрокліматології наголошує на важливості повітряної смуги у межах 2 метрів атмосфери, що пов'язана із кліматом приземного шару [69]. На цьому рівні горизонтальний масштаб циркуляції не перевищує десяти кіломе-

трів і є другорядним у формуванні мікрокліматичних рис. Усі метеорологічні елементи у цьому шарі зазнають змін у вертикальному і горизонтальному вимірах. Вертикальні варіації присутні через близькість до земної поверхні, тоді як горизонтальні відмінності пов'язані із фізичними властивостями поверхні, відмінностями у експозиції та крутизні, а також типом і висотою рослинного покриву на ній. Такі терміни як «клімат місця», «мініатюрний клімат» також зустрічаються, але розуміються двояко. Huschke (1959) вважає мікроклімат чутливою кліматичною структурою повітряного простору, що досягає висоти, де миттєві ефекти діяльної поверхні уже не можна відрізнити від загального місцевого клімату [85]. Munn (1966) дотримується думки, що мікроклімат обмежений нижніми 100 метрами атмосфери, тобто приземною смугою [54].

Більшість місцевокліматичних та деякі мікрокліматичні дослідження зарубіжних науковців сільськогосподарського, містобудівного і рекреаційного змісту належать до топокліматичних [85; 86; 88]. При цьому масштаби таких спостережень залежно від складності орографії та геофізичних характеристик коливаються від сотень метрів до десятків і сотень кілометрів. До сьогодні чітких меж між поняттями місцевий, топо- і мікроклімат не визначено, а тому часто вони ототожнюються. Зокрема, концепція топоклімату, запропонована Thornthwaite (1953), слугує серединною позицією між макро- і мікрокліматами, хоча Scaetta (1935) доводить, що термін «топоклімат» повинен бути замінений на мезоклімат [54; 85]. Utaaker (1974) також вважає, що термін «топоклімат» більш прийнятний для місцевих кліматів і мезокліматів, оскільки орографія поверхні (topography) є основним чинником кліматотворення [85].

Зокрема, К. Сміт пропонує, зважаючи на накладення просторових меж цих типів та розрив між ними, застосовувати «топоклімат» і до мезокліматичного, і до мікрокліматичного вимірів [52]. Визначальною ознакою топоклімату виступає обмеження добовим часовим масштабом. На думку автора, така особли-

вість виразно характеризує відмінність топоклімату від мезо- чи навіть місцевого клімату.

Поява поняття “топоклімат” тісно пов’язана зі становленням у зарубіжній науці прикладної кліматології. Топокліматичні дослідження як новий напрям кліматології започатковані С. Thornthwaite у 60-х роках минулого століття. У таких дослідженнях підкреслювалося значення впливу властивостей земної поверхні на перенос тепла, вологи і кількість руху в приземному атмосферному шарі [85]. Хоча на той час подібного роду праці уже існували як мікрокліматичні (К. Schmidt, R. Geiger), існує низка відмінностей у трактуванні даних понять, виходячи вже із самих термінів.

Зокрема, на думку С. Thornthwaite (1953), численні мікрокліматичні спостереження стосувались вертикального розподілу температури, вологості і швидкості вітру в приземному шарі атмосфери [52]. У багатьох ранніх працях з мікрокліматології, що стосувалися вивчення вертикальних градієнтів поблизу земної поверхні, важко виявити межу таких досліджень по висоті чи, тим більше, в горизонтальному масштабі. Зокрема при вивченні вертикальних градієнтів різних кліматичних показників використовувалися висоти від 2 до 100 м. До розряду таких досліджень у вітчизняній науці належали ряд горизонтально різномасштабних спостережень: вивчення термічних особливостей та режиму вологи сільськогосподарських угідь (О. Восійков, Г. Висоцький, В. Попов, Г. Селянинов), міст (Р. Савельєв, М. Щербань), лісових масивів, водойм і рік (Г. Висоцький, А. Клоссовський, П. Броунов) [10; 11; 35; 54]. Тому очевидно, що мікрокліматичний вимір найчіткіше відповідає клімату приземної смуги повітря в означенні (дослівний переклад і загалом тлумачення) R. Geiger і Т. Оке. З точки зору фізико-географа і ландшафтознавця існує мікроклімат окремих частин мікроформ рельєфу, мікроклімат найменших ландшафтних утворень [16, с. 29]. Топоклімат, відповідно, виражений у горизонтальних градієнтах більшості

метеоелементів і фізико-географічно відповідає ландшафтній місцевості.

Основи факторного та просторового означення топоклімату закладені у класичних кліматологічних працях R. Geiger [13], Т. Оке [15], М. Yoshino [19]. Зокрема, експозиційно-морфологічні особливості поверхні (дослівно з англ. “топографія”) визначені як провідні фактори топокліматогенезу. У цих перших фундаментальних теоретичних розробках ще досить розмитими виглядають горизонтальні просторові межі, що дає підстави співвідносити цей рівень і з місцево- і з мікрокліматичним вітчизняних науковців (С. Сапожникова, М. Будико). Прикладний зміст використання такої кліматичної ієрархічної одиниці визначив її подальше широке застосування.

Так, Південний Топокліматичний проект у Новій Зеландії під керівництвом S. Fitzharris у 1998-2001 рр. та подібні дослідження в Австралії [86] передбачали агрокліматичні спостереження сільськогосподарських угідь, що, на нашу думку, за масштабом та показниками відмінні мікрокліматично.

У своїх рекреаційних топокліматичних дослідженнях ландшафтів Північної Італії L. Rosetti і R. Tedeshi [78] проводять кореляцію між термічним режимом і геоморфологічним компонентом. Останній, названий у їхній роботі як морфо індекс, враховує, по-перше, топографічне положення метеостанції чи нестационарного пункту спостережень (вертикальна ярусність ландшафтної організації), морфометричні показники схилів (експозиція) і днищ долини (орієнтація та ширина долини).

Геоморфологічні та геофізичні показники діяльних поверхонь як фактори, що мають безпосередній вплив на формування радіаційного й теплового балансу, та параметри топокліматичного картографування, зокрема долинних ландшафтів, їхня цифрова інтерпретація розглядаються в більшості топокліматологічних праць. До рангу топокліматичних відносять клімати опуклих форм рельєфу (схилів різної крутизни, експозиції та видів діяльної поверхні), вирівняних поверхонь із різними геофізич-

ними характеристиками поверхонь, увігнутих форм (долинних) та окремо поверхонь з рослинним покривом. Топокліматичні дослідження Зокрема вивченням топокліматичних особливостей верхів'я басейну Дністер займається Б. Муха [41; 42]. У авторському розумінні такі території можуть вважатися і місцево-, і мікрокліматичними.

Окрім того, в українських кліматологічних дослідженнях поняття “топоклімат” зустрічаємо лише у О. Киналь [19] та О. Костащук [31]. На думку першого автора, такий рівень ієрархії слід сприймати як проміжний між місцевим- і мікрокліматичним, з чим варто погодитись. О. Костащук вважає, що місцеві клімати урбанізованих ландшафтів – топоклімати. На наш погляд таке твердження буде слушним за умов деформації режиму метеоелементів у межах ландшафтних місцевостей протягом доби.

Подібна проблема просторової ієрархії характерна і, загалом, для ландшафтознавства, де дослідження вказаних кліматичних масштабів можуть відповідати регіональному, хоричному (в розумінні G. Haase, М. Гродзинського), топічному (E. Neef, В. Сочава, А. Ісаченко), мезо- та мікро- (Н. Delcourt, Р. Delcourt) рівням [15]. Незважаючи на всі ці розбіжності, можна стверджувати, що саме на регіональному і хоричному (мезоклімат, місцевий клімат) рівні слід досліджувати регіональні кліматоресурсні відмінності рівнинних ландшафтів, а на топічному (топо- та мікроклімат) – специфіку приземної атмосферної смуги та її вплив на формування ландшафтів морфологічного рівня.

Контрольні запитання та завдання

1. Чому ідея ієрархії кліматів з'явилася лише у кінці XIX ст.?
2. З чим пов'язані передумови розрізнення просторових проявів клімату?
3. Що передбачає триступенева ієрархія кліматів?
4. Які кліматичні ієрархічні одиниці можна ототожнювати?
5. Які визнавальні відмінності між макро-, мезо- та мікрокліматом?

6. *З якими фізико-географічними просторовими одиницями можна співвіднести мезоклімат та місцевий клімат?*
7. *Які прикладні кліматологічні дослідження пов'язані з використанням поняття «топоклімат»?*
8. *Які з описаних кліматичних ієрархічних одиниць найпридатніші для ваших природничих регіональних досліджень? Поясніть чому.*

1.4. Методи кліматичного аналізу

Враховуючи величезну кількість кліматичних даних, статистичні методи широко придатні й вагомі у вивченні клімату минулого, сьогодення та майбутнього. Водночас, кліматичні процеси та явища не спостерігаються повсюдно і постійно, тому часто важко виявити значущі кліматичні сигнали в умовах істотної мінливості в просторі і часі. Використовуючи як традиційні, так і інноваційні статистичні методи, кліматологи здатні виявити і кількісно оцінити кліматичні зміни, оцінити ймовірність, екстремальні події, і виявити невизначеність кліматичних процесів і моделей.

Клімат – це парадигма складної системи. Тому її визначає низка величин, хід яких переважно нелінійний у межах широкого набору різних часово-просторових рівнів. Математичні методи дають змогу відтворити клімати і його вплив. Статистичні методи використовують вихідні дані моделі, щоб означити властивості кліматичної системи. Неточності такого означення неминучі. Вони є результатом 1) мінливості самого клімату, 2) неідеальності кліматичних моделей і моделей кліматичних впливів через обмеження нашого розуміння і потужності комп'ютерів (хоча кліматичні моделі і належать до найдосконаліших розрахункових спроб); 3) недоступності даних, необхідних для калібрування моделей у будь-якій просторово-часовій точці [63]. Статистичні результати повинні містити не тільки найточнішу оцінку, але й міру неточностей.

Виходячи з означених вище завдань і спрямувань кліматологічних дисциплін, очевидно, що методи, які використовуються для кліматичного аналізу, можуть бути як надзвичайно простими, так і складними [71; 72; 83; 93]. Основне завдання кліматичного аналізу полягає в отриманні кліматичних показників, що характеризують багаторічний режим метеовеличин, що відображає особливості клімату певного регіону. Оскільки метеорологічні ряди можна розглядати як сукупність значень випадкових величин, кліматичними показниками служать характеристики випадкових величин, які застосовуються, зазвичай, в усіх географічних статистичних дослідженнях. При цьому метеорологічні ряди можуть бути сформовані зі значень метеовеличин у визначені строки спостережень, із значень, усереднених за добу, декаду, місяць, сезон, рік або ж із екстремальних значень. Членами ряду можуть бути самі значення метеорологічних елементів, їх амплітуди, аномалії, повторюваність, кількість днів із певними значеннями.

Найпростішою статистичною операцією є отримання *пересічних величин* метеорологічних і кліматичних даних (наприклад, опади чи температура). Проте використання лише пересічних величин у кліматичному аналізі недостатнє для пояснення кліматичних процесів. Інколи ці величини можуть давати оманливу картину. Наприклад, пересічна температура повітря може бути такою ж, як і у попередніх часових зрізах, але мінливість температур, їхній хід і варіації можуть бути суттєво іншими. Тому, в такому випадку, прийнятнішим буде *трендовий аналіз* або аналіз *екстремальних величин* (EVA) [71].

Класичні статистичні методи базуються на припущенні *стаціонарності*, що вказує на те, що розподіл показників (пересічна, варіація, відсутність тренду і т.д.) не змінюється в часі. Зрозуміло, що припущення стаціонарності не працює у випадку сценарію кліматичних змін (як-от потепління). Тому певні спеціфічні методи, зокрема *детрендинг*, корекція шуму, масштабування і т.д., необхідні. Крім традиційної статистики, для чіткі-

шого математичного пояснення використовується також «діагностика», спрямована на оцінку характеру кліматичних варіацій на різних часових рівнях.

Статистична графіка

Графічні методи виступають цінним, потужним і переконливим компонентом будь-якого аналізу даних. Креативне та інноваційне застосування ілюстрацій усіх видів є фокусом багатьох кліматологічних досліджень [85]. Основні графічні інструменти – гістограми, графіки та карти – використовуються для оцінки якості даних та ілюстрування ключових зв'язків. Окрім того, ретельне використання статистичної графіки та карт може допомогти генерувати наукові завдання й гіпотези дослідження. Гістограми, наприклад, використовуються для загального опису розподілу частот.

Окрім того, гістограми інформують про розподіл частот, що особливо важливо у кліматології, де використовується велика кількість даних, які необхідно візуалізувати та оцінити. Перцентилі та відхилення також можуть бути оцінені за допомогою гістограм. Використання методів ядерель-густот, подаючи вагу індивідуальних спостережень у всьому ряді, забезпечують вирівнянішу (згладженішу) альтернативу перервним гістограмам.

Графіки часових рядів різних типів мають вирішальне значення для візуалізації тенденцій, циклічної поведінки та інших видів мінливості. Після стирання (детрендингу, зазвичай, використовується лінійна регресія найменших квадратів), стійкість або *автокореляція* найчіткіше проявляється [63]. Скетерплот відстаючих зв'язків та автокореляційні функції демонструють «пам'ять» є кліматологічних часових рядах. Наприклад, кліматична система зберігає порівняно мало пам'яті з року в року при використанні усередненої річної аномалії температур повітря півкуль.

Карти всіх видів – ізолінії тиску, температури, опадів, граду йовані колові карти – є також безцінними засобами візуаліза-

ції даних. Окрім того, часто необхідно зменшити розмірність даних, які відбираються у двох або трьох вимірах, а також у часі. Усереднюючи деякі із цих вимірів (або використовуючи інші типи фільтрації), просторово-часові закономірності стають вираженішими.

Загальні статистичні методи

Показниками окремих метеорологічних елементів, що входять до *описової статистики*, є:

- повторюваність і накопичена (кумулятивна) повторюваність різних значень елементів, квантилі;
- пересічні значення (середнє арифметичне, мода, медіана);
- максимальні і мінімальні значення;
- показники мінливості (середнє квадратичне відхилення, середнє абсолютне відхилення, коефіцієнт варіації);
- показники асиметрії і крутості кривої розподілу (коефіцієнт асиметрії). Детальнішу інформацію про розрахунок показників описової статистики можна отримати із класичних підручників зі статистики, математичних методів у географії та кліматичного аналізу [17; 30; 72; 83; 91; 92].

Аналізуючи *повторюваність чи частоту* метеовеличин, виходять з того, що невизначені або випадкові компоненти клімату (кліматична мінливість) описуються через розподіл величин, яких цей компонент може набувати. Статистичною мовою це означає, що *функція ймовірності щільності* (the probability density function (PDF)) безперервної змінної X визначає ймовірність перебування X між деякою величиною x та іншою $x + dx$, де dx не дорівнює нулю; ця ймовірність передається через інтеграл PDF в інтервалі $[x; x + dx]$ [71]. Зазвичай, такі результати подаються у вигляді гістограм. Багато таких статистичних методів оснований на розподілі *PDF як нормальному чи припущенні Гауса (дзвоноподібна крива)*. На практиці таке припущення може бути порушене, а методи є точними, якщо у випадку порушення вони все ж дають результати прийнятної точності. При-

йнятними у кліматології вважають ряди даних, якщо у межах 95-відсоткового інтервалу надійності відібраний масив даних охоплює принаймні 91% усіх даних через порушення припущення розподілу. Водночас, дійсне покриття на рівні 78 % взагалі не прийнятне при будь-яких встановлених інтервалах надійності [91].

Розрахункові кліматичні показники

Існує загальний консенсус у кліматичній спільноті, що будь-які зміни у частоті та розмаху екстремальних кліматичних подій матимуть значний вплив на природу і суспільство. Тому важливий аналіз екстремальних подій. З постійним розвитком глобальних кліматичних моделей (GCM) і доступністю їх даних у архіві CMIP5 стає можливим розрахунок ширшого спектра кліматичних індексів, придатних для планування адаптації до кліматичних змін [71].

Сьогодні інтерпретація кліматичних змін передбачає використання складних моделей кліматичних впливів. Проте розрахункові кліматичні величини уможливають легший та інтуїтивний спосіб інтерпретувати щоденні зміни, що визначають можливості для планування у сільському господарстві, водоспоживання, ризиків повеней, благополуччя і здоров'я, енергетичного потенціалу та стійкості екосистем. Нижче подані сучасні найпоширеніші базові методи кліматичного аналізу, що дають змогу виявити характер зв'язку і взаємозалежності, часового розподілу та наявність відхилень у кліматологічних рядах даних (таблиця 3).

Фундаментальною концепцією для аналізу ряду двох даних є *кореляційний аналіз*, спрямований на визначення міцності зв'язку різних величин. Статистичні методи презентують кореляційні методи різного рівня надійності: від менш надійного коефіцієнта Пірсона до достовірніших версій Спірмена та Кендала (таблиця 3). При цьому, поліпшуючи *достовірність*, ми тим са-

ним знижуємо *точність* (ширші межі похибок), але у кліматичних науках такий підхід вважається прийнятним [75].

Таблиця 3
Базові статистичні методи кліматологічного аналізу

Мета	Дані	Нульова гіпотеза	Приклад	Параметричні тести	Непараметричні еквіваленти
Порівняння розташування					
Порівняти спостережувану величину з теоретичною	Вимірювання однієї величини і теоретичний розподіл	Спостережуване середнє=Теоретичне середнє	Порівняти рівень забруднення атмосфери із теоретично можливим	t-test однієї вибірки	
Порівняти дві вибірки (незалежні величини)	Вимірювання по двох вибірках	Середні величини однакові	Порівняти температури повітря двох міст	t-test на двох незалежних вибірках	Тест Манна-Вітні
Порівняти рівнозначність (еквівалентність) двох незалежних вибірок	Вимірювання по двох вибірках	Середні величини різні	Перевірити, чи вплив викидів CO ₂ і NO ₂ є рівнозначним на температуру повітря у місті	Еквівалентний тест (TOST)	
Порівняти декілька спостережуваних величин (незалежні)	Вимірювання декількох вибірок	Середні ідентичні	Порівняти температури ґрунту декількох локацій із різними ґрунтами	ANOVA	Тест Круш-Каль-Валіс; тест Му-да
Порівняти дві вибірки залежних величин	Дві вибірки числових вимірювань в однакових одиницях	Середні ідентичні	Порівняти температури повітря січня до і після потепління	t-test на парних вибірках	Тест Вілкоксона
Порівняти декілька вибірок залежних величин	Декілька вибірок числових вимірювань в однакових одиницях	Середні ідентичні	Порівняти хід середньодобових температур повітря у різних мікрокліматичних умовах	ANOVA, змішані моделі	Тест Фрідмана, Дурбіна, тест Скілінга-Мака

Тести зв'язку					
Перевірити зв'язок між двома якісними типами даних	Дві вибірки якісних даних	Змінні незалежні	Чи наявність певного газу в атмосфері пов'язана із наявністю іншого?	Chi-square тест	Тест Фішера, метод Монте-Карло
Перевірити зв'язок між двома якісними типами даних у різних шарах	Дві вибірки якісних даних у різних шарах	Змінні незалежні	Чи є присутність певного газу в атмосфері пов'язана із присутністю іншого у різних шарах		Тест Кохрап-Мантель-Ганзель (СМН)
Перевірити зв'язок між двома кількісними типами даних у межах однієї вибірки	Кількісні типи даних у межах однієї вибірки	Змінні незалежні	Чи залежить температура повітря від висоти	Кореляційний тест Пірсона	Кореляційний тест Спірмана
Тести часових рядів					
Перевірити наявність тренду в часі	Вибірка даних сортована у часі	Тренду у часі не виявлено	Чи зросла річна кількість опадів за останні 30 років?		Лінійна регресія, Тест Манна-Кендала
Тести розподілу					
Порівняти спостережуваний розподіл із теоретичним. Порівняти спостережуваний розподіл двох вибірок	Вимірювання кількісних величин однієї чи декількох вибірок	Спостережуваний і теоретичний розподіли є ідентичними	Чи є розподіл температур у долині р. Дністер нормальним?		Тест Колгомова-Смірнова
Тести відхилень					
Виявити відхилення у розподілі	Вимірювання кількісної величини однієї вибірки	Відсутні відхилення	Чи у розподілі присутні аномалії температур?	Тест Діксона Тест Грабса	Boxplot (не є статистичним тестом)

Аналіз часових рядів кліматичних величин

Кліматичні зміни «належать» часу, тому аналіз змодельованих або отриманих часових рядів (наприклад, приповерхнева температура повітря впродовж останнього століття) є необхідною складовою кліматичного аналізу. Як один із варіантів погляду на кліматичні зміни – часово-залежна випадкова величина, що складається із 1) тренду; 2) відхилень (outliers); 3) кліматичних екстремумів і кліматичної мінливості, 4) статистичного шуму [17, 30]. Оцінка тренду є базовою частиною такого аналізу.

Трендовий аналіз

На основі перевірки гіпотези за допомогою тестових технік можуть бути отримані довготривалі тренди основних кліматичних показників. Для цього використовується різноманіття методів залежно від особливостей розподілу величин та призначення тестів. Найпростішим з них є лінійна регресія, де розподіл базується на простій параметричній моделі або *ковзаючі пересічні величини* без оцінки параметричного тренду.

Параметричні тести обмежені через припущення нормального розподілу величин з постійною варіацією похибок. *Непараметричні тести* не містять таких обмежень, тому краще адаптовані для трендових тестів гідро-метеорологічних часових серій. Непараметричну регресію також називають вирівнюванням, що має на меті усунути високочастотну мінливість (*статистичний шум*) за допомогою плаваючого вікна. Засобами вибору низькочастотних трендів виступає цифрове частотне фільтрування або ж порівняння різних часових зрізів. Окрім того, тренд та мінливість може бути розкладена на окремі класи. Детальнішу інформацію про особливості застосування цих методів можна отримати у колективній доповіді Hennemuth et al. [71], загальноновизнаних підручниках із кліматичної статистики Mudelsee [83] та van Storch [91].

Підсумовуючи, найвикористовуванішими і найпридатнішими тестами для визначення трендів річних і місячних часових рядів в кліматології вважаємо:

- лінійну регресію;
- метод плаваючих (Moving T-test (МТТ));
- метод Ямамото;
- метод Петітт;
- метод Крамера;
- метод Лепаж;
- метод Манна-Кендалла;
- експонента Херста.

Контрольні запитання та завдання

1. Поясніть, чим відрізняється кліматологічний аналіз рядів метеорологічних даних та кліматичних даних.
2. Чи будуть відрізнятись результати такого аналізу при застосуванні метеорологічних та кліматичних даних.
3. Визначіть, що складає основу описової статистики для кліматичного аналізу і для яких завдань її можна використати.
4. Яку статистичну графіку можна застосувати для аналізу кліматичної мінливості та тенденцій?
5. Обґрунтуйте використання одного із трендових тестів на одному з прикладів.
6. При яких вихідних умовах використовуються параметричні тести?
7. З якою метою використовують кореляційний аналіз у регіональних кліматологічних дослідженнях?

1.5. Кліматичні класифікації

В основі кліматичних класифікацій закладені ті ж принципи, які застосовуються при проведенні інших географічних класифікацій. Загалом, класифікація є систематичним групуванням об'єктів або подій на класи, виходячи з їхніх властивостей чи зв'язків. Відповідно, класифікації спрямовані на:

- структурування, приведення до порядку і простоти складної системи;
- забезпечення узагальнюючого скорочення;
- визначення просторових меж і кордонів;
- практичне і теоретичне використання.

Кожна з цих функцій повинна бути відображена при формулюванні класифікаційної схеми. Проте ідентифікація просторових меж привернула особливу увагу кліматологів. Багато з досліджень, що стосуються кліматичних класифікацій, частіше мають справу з межами кліматичної групи, ніж із самим кліматом. Найпростіший зі способів такої класифікації – використання однієї величини. Зрештою, карта розподілу будь-якої з кліматичних величин уже є класифікаційною схемою. Відповідно, тривала історія кліматичних класифікацій бере початок саме з таких схем.

Класифікація на основі одного показника

Найдавніші описи, де йдеться про різні клімати Землі, стосуються висновків мислителів Арістотеля та Плутарха VI ст. до н.е. Давні греки вважали Землю сферою на основі руху Сонця та поділяли її на п'ять зон: жарку, дві помірно теплі та дві холодні, що і досі вважається правильним. Арістотель, зокрема, запропонував перші кількісні межі цих поясів, визначаючи тропіки на основі астрономічних знань. Пізніше Птолемей (90–168 н. е.) використав тривалість дня для виокремлення семи кліматів, виходячи з найтривалішого дня [39]. Ідеї греків та єгипетських вчених знайшли відлуння у працях арабів і, зокрема, Ібн Хокала (IX ст. н.е.), аль Біруні (IX ст. н.е.) та Ідрісі (XII ст. н.е.) [85]. У подальшому, ця класифікація згадується у географічних роботах Ренесансу, а у 1650 р. Вареніус презентував таблицю («клімат»), подаючи тривалість дня у дні сонцестояння для зон Землі. Із вищезгаданих праць видно, що не температура повітря, а тривалість дня була вихідною детермінантою для виділення кліматичних поясів. Отже, вже у цих ранніх класифікаціях відобра-

жена загальна ідея природної зональності, що пізніше була модифікована через вплив азональних чинників.

Відмінні погляди на кліматичну класифікацію з'явилися після того, як на поч. XIX ст. були зібрані перші температурні дані за допомогою інструментальних спостережень. У 1817 р. О. Гумбольдт підготував першу карту ізотерм, а у 1846 р. Дове показав розподіл місячних температур і почав розраховувати пересічну температуру повітря по широтах, запропонував концепцію температурних аномалій [85]. Відтак, подібні дослідження набули значної популярності. У 1879 р. А. Suran, який у свій час був професором Чернівецького університету, розробив першу карту кліматичних поясів, що була складена на основі пересічної річної температури та температури повітря найтеплішого місяця (див. рис. 1) [90]. Подібні термічні пояси знаходимо у працях А. Воєйкова [11]. Зокрема, він згадує про тропічний пояс, обмеженими паралелями 25° , а також помірні і холодні пояси. Пізніше, у 1884 р., він розробив систему, в якій зони отримали регіональні назви. Проте основним недоліком таких перших спроб було використання регіональних кліматичних одиниць – провінцій, які не були систематизовані, мали описовий характер і часто базувалися на розрізнених фактах. Зокрема, у працях А. Suran згадується 35 окремих провінцій, ніяк не пов'язаних (наприклад, Східноєвропейська, Західноєвропейська, Середземноморська, Капська) [85].

У класифікаціях на основі однієї змінної використовувалися також опади. В. Кеппен був першим, хто використав такі дані для своєї першої ґрунтової кліматологічної праці. На основі цієї праці були розроблені карти окремих регіонів. Тобто, в кінці XIX ст. чітко простежується загальне спрямування класифікацій на встановлення географічних ареалів різних типів кліматів на основі отриманих часових рядів метеорологічних спостережень. Із накопиченням інструментальних даних подібні карти були побудовані для основних кліматичних показників, а отже, настав

час для створення кліматичних класифікацій на основі декількох показників.

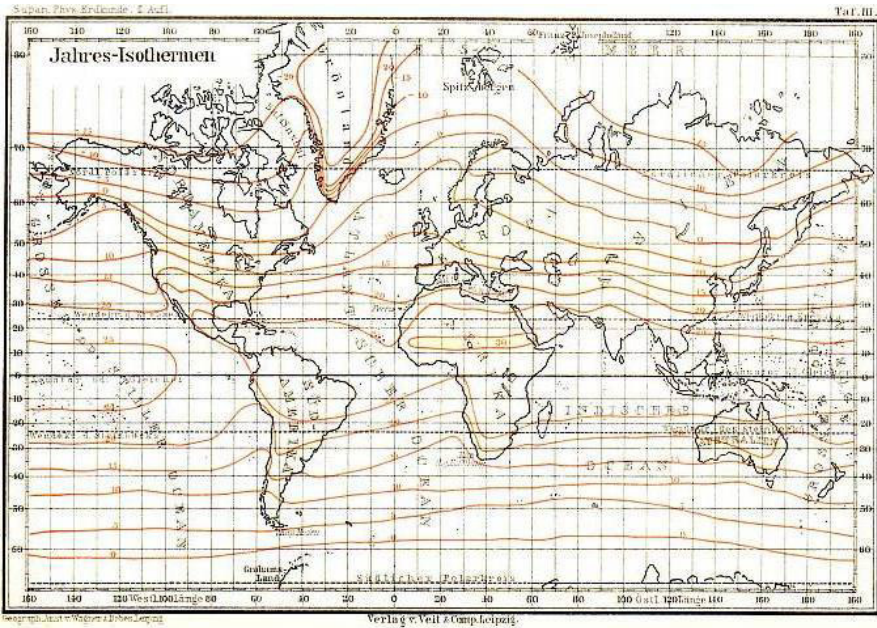


Рис. 1. Карта річних ізотерм світу, складена А. Супан (1896 р.) [90]

Розвиток кліматичних класифікацій тісно пов'язаний з ботанічними дослідженнями. Так, ботаніки систематизували рослини світу на класи, роди і т.д. У кінці XIX ст. актуальним стає питання геоботанічного районування пов'язане з доробками А. Grisebach та А. de Candolle [70]. Фактичний матеріал свідчив про зв'язок рослинного покриву з кліматичними умовами. Біогеографи використали фізіономію рослинності через використання таких термінів як «ліси», «луки» для перших біогеографічних класифікацій, основаних на кліматичних індикаторах. У табл. 2 наведені приклади зв'язку між кліматом і рослинністю. У 1874 р. А. de Candolle запропонував класифікацію, для простеження динаміки розвитку рослин упродовж геологічного часу

[85]. Запропоновано шість підрозділів. Один із них – мегатерми (із пересічною річною температурою понад +30 °С), що був переважаючим у ранні геологічні епохи, можна шукати лише поблизу гарячих джерел. Решта п'ять – мегатерми, мезотерми, мікротерми, хекістотерми та ксерофіти отримали латинські літери від А до Е, де В – це ксерофіти [85]. Беручи до уваги те, що А. de Candolle визначав ці групи як паралельні зони, введення одиниці на основі показника вологості (В) у групуванні на основі термічних умов має свій сенс. Проте пізніше це призвело до багатьох непорозумінь при трансформуванні у класифікаційну систему за В. Кеппеном [85] (табл. 4).

Таблиця 4

Співвідношення між типами рослинності за де Кандолем і кліматичними типами за Кеппеном [85]

Тип рослинності за де Кандолем	Тип клімату за Кеппеном	Домінуючий тип рослинності
Мегатерми	Вологий тропічний	Вологі тропічні ліси, тропічна саванна
Ксерофіти	Сухий	Пустеля, степ
Мезотерми	Вологий субтропічний, середні широти	Теплі помірні листопадні ліси, Теплі помірні хвойні ліси Середземноморський
Мікротерми	Вологий континентальний	Холодні помірні листопадні ліси, Холодні помірні хвойні ліси Бореальний
Хекістотерми	Полярний	Тундра

Кліматична класифікація за В. Кеппеном. Згадані класифікаційні схеми рослинності стали підґрунтям для кліматичних класифікацій. В. Кеппен лідирував у цьому напрямі, видавши першу працю у 1868 р. і удосконалюючи свої бачення аж до своєї смерті у 1940 р. [74-79]. В. Кеппен виступав критиком описового напрямку і методу кліматичних провінцій. Натомість, у своїй класифікації він вводить принцип кліматичних аналогій

для пошуку однакових кліматів у далеко розташованих одна від одної місцевостях земної кулі. Його класифікацію можна розглядати як кліматичний детермінізм типів рослинності, однак його найбільший внесок полягав у визнанні фундаментальної єдності у розташуванні кліматичних регіонів по всьому світу. Вирішальною ознакою при виділенні типів клімату виступала наявність чи відсутність зміни пір року (а не пересічна річна температура). Така ознака – детермінантна у розвитку органічного світу. Його ефективна класифікація побудована на основі п'яти груп рослин, визначених А. de Candolle, який звернувся до кліматичних зон, запропонованих стародавніми греками. Ним вирізнено п'ять рослинних груп: рослини екваторіальної зони (А), засушливої зони (В), теплої помірної зони (С), сніжної зони (D) і полярної зони (E) [85].

Первинний вигляд класифікації 1900 р. поданий у табл. 4, де вже використовуються латинські літери (А-Е) для означення типу клімату. Але наголос у цій версії зроблений на рослинних і тваринних представниках ідентифікованого регіону [75]. Класифікація містила і деякі кількісні показники меж, але нам вони відомі вже із пізнішої схеми 1918 р. (табл. 5). Тут кожен кліматичний тип отримав визначену велику і малу літеру з певним значенням на основі аналізу *температурного режиму і ступеня зволоження впродовж року* [76; 77; 78]. Регіональні назви вже не застосовуються.

Таблиця 5

Кліматичні регіони за класифікацією В. Кеппена 1900 р. [76]

<p>А. Мегатермальний або тропічні клімати низовин, найхолодніші місяці з температурою вище +18 °С</p> <ol style="list-style-type: none"> 1. Ліана 2. Баобаб
<p>В. Ксерофітні клімати – аридні і напіваридні. Постійний дефіцит опадів</p> <ol style="list-style-type: none"> 1. Узбережні пустелі низьких широт 3. Гаруа (туман) <p>II. Низовинні пустелі і степи зі спекотним літом</p>

<p>4. Фінікова пальма 5. Мескіт 6. Трагакант 7. Східнопатагонський III. Низовинні пустелі і степи з холодною зимою і коротким спекотним літом 8. Буран 9. Прерії</p>
<p>C. Мезотермальні або помірні клімати. Найхолодніший місяць з температурою нижче +18 °С, найтепліший – вище +22 °С I. Субтропічні клімати із вологим, спекотним літом 10. Камелія 11. Карія 12. Кукурудза II. Субтропічні клімати із м'якою, вологою зимою та сухим літом 13. Оливки 14. Верес III. Тропічні гірські клімати і морські клімати середніх широт 15. Фуксія 16. Гірська саванна</p>
<p>D. Мікротермальні або прохолодні клімати. Найтепліший місяць з температурою повітря у діапазоні +10–22 °С 17. Дуб 18. Ялина 19. Південний бук</p>
<p>E. Хекістотерми або холодні клімати. Найтепліший місяць з температурою повітря у діапазоні 0–+10 °С 20. Тундра 21. Ареал пінгвіна або Антарктичний 22. Як (Памір) 23. Рододендрон 24. Льодовикові шапки</p>

З плином часу ця класифікація зазнавала змін, і відтак стала всесвітньо визнаною і найвикористовуванішою у кліматологічних дослідженнях. Основні зміни були запроваджені ще самим В. Кеппенем і стосувались групи кліматів В. Найостанніші дослідження за авторством М. Коттека, та інших стосуються створення цифрової карти кліматичних класифікації за Кеппенем на основі коміркових даних роздільною здатністю 0,5 градуса, що в результа-

ті представлені у вільному доступі серій минулих, сучасних і прогностичних карт (<http://koeppen-geiger.vu-wien.ac.at>) [80].

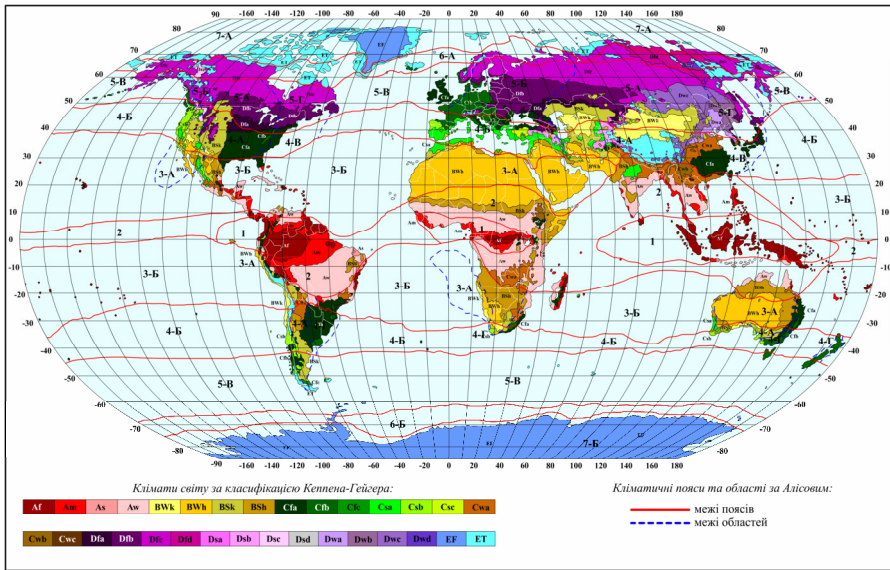


Рис. 2. Класифікація кліматів за Кеппеном–Гейгером

(Af – клімат тропічних лісів, Aw – клімат саван, BS – клімат степів, BW – клімат пустель, Cs – клімат помірно теплий з сухим літом (середземноморський), Sw – клімат помірно теплий з сухою зимою, Cf – клімат помірно теплий з рівномірним зволоженням, Ds – клімат помірно холодний з сухим літом, Dw – клімат помірно холодний з сухою зимою, Df – клімат помірно холодний з рівномірним зволоженням, ET – клімат тундри, EF – клімат постійного морозу; пояснення третьої букви подано у таблиці 6) [80]

Окрім кількісних кліматичних класифікацій, для пояснення причинності клімату у різних регіонах Земної кулі створено ряд *генетичних класифікацій*. Вони вибудовувались, передусім, на кліматотворчих чинниках і еволюціонували відповідно до розуміння кліматичної системи. Зокрема, до них можна віднести раніше згадувані солярні та термічні класифікації, зведені на основі розподілу різних характеристик сонячної радіації. Далі опи-

сана класифікаційна схема складена у часи активного розвитку синоптичної метеорології та концепції повітряних мас.

Таблиця 6

Сучасна удосконалена класифікація кліматів за В. Кеппеном [85]

<p>А. Температура найхолоднішого місяця вище +18 °С</p> <ul style="list-style-type: none"> • f: кількість опадів найсухішого місяця не менше 60 мм • m: кількість опадів найсухішого місяця більше (10 – річна кількість опадів/25) але менше 6см • w: кількість опадів найсухішого місяця 60 мм і сухо взимку • s: кількість опадів найсухішого місяця 60 мм і сухо влітку <p>Також додані:</p> <ul style="list-style-type: none"> • w': максимальна кількість опадів влітку • w'': два максимуми опадів • i: амплітуда річних температур складає 5 °С • g: найтепліший місяць передує літньому сонцестоянню
<p>В. Випаровування перевищує опади впродовж року BW (пустеля) і BS (степ) визначаються наступним чином: Показник r (річна кількість опадів в см) та t (пересічна річна температура, °С)</p> <p>$r=2(t + 14)$, коли 70% опадів припадає на 6 літніх місяців $r=2t$, коли 70% опадів припадає на 6 зимових місяців $r=2(t + 7)$, коли опади рівномірно розподілені або ж ніякий із цих випадків</p> <p>Якщо $r >$ правої частини рівняння, тоді клімат не є пустелею Якщо $r <$ правої частини рівняння, тоді клімат пустельний (BS чи BW) Якщо права частина рівняння $< r/2$, тоді – BW, в іншому випадку – BS</p> <ul style="list-style-type: none"> • h: пересічна річна температура $>+18$ °С • k: пересічна річна температура $<+18$ °С <p>Також додані:</p> <ul style="list-style-type: none"> • k': пересічна температура найтеплішого місяця <18 °С • n: велика частота туманів • s: 70% опадів припадає на 6 зимових місяців (літо сухе) • w: 70% опадів припадає 6 літніх місяців (зима суха)

продовження таблиці 6

<p>С. Пересічна температура найхолоднішого місяця $<+18\text{ }^{\circ}\text{C}$ і вище $-3\text{ }^{\circ}\text{C}$; пересічна температура найтеплішого місяця $>+10\text{ }^{\circ}\text{C}$:</p> <ul style="list-style-type: none"> • f: щонайменше 30 мм опадів щомісяця • w: щонайменше втричі більше опадів у літні місяці порівняно з найсухішим зимовим місяцем • s: щонайменше втричі більше опадів у зимові місяці порівняно з найсухішим літнім місяцем, із одним місяцем із опадами $< 30\text{ мм}$ • a: пересічна температура найтеплішого місяця $>+22\text{ }^{\circ}\text{C}$ • b: пересічна температура найтеплішого місяця $<+22\text{ }^{\circ}\text{C}$, але принаймні 4 місяці із пересічною температурою $>+10\text{ }^{\circ}\text{C}$; • c: тільки 1-3 місяці із пересічною температурою $>+10\text{ }^{\circ}\text{C}$; <p>Також виокремлюють:</p> <ul style="list-style-type: none"> • x: максимальна кількість опадів пізньою весною або на початку літа; сухий кінець літа; • n: висока повторюваність туманів; • i: добова амплітуда температур $5\text{ }^{\circ}\text{C}$; • g: найтепліший місяць настає перед літнім сонцестоянням • t: найтепліший місяць – восени; • s: максимальна кількість опадів восени;
<p>D. Пересічна температура найхолоднішого місяця – $<-3\text{ }^{\circ}\text{C}$; найтеплішого місяця $> +10\text{ }^{\circ}\text{C}$</p> <ul style="list-style-type: none"> • d: пересічна температура найхолоднішого місяця $< -38\text{ }^{\circ}\text{C}$; <p>Інші категорії – такі ж як у кліматах С</p>
<p>E. Пересічна температура найтеплішого місяця – $< +10\text{ }^{\circ}\text{C}$ ET: Пересічна температура найтеплішого місяця між $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ та $+10\text{ }^{\circ}\text{C}$ EF: Пересічна температура найтеплішого місяця $< 0\text{ }^{\circ}\text{C}$</p>

Одна з найвідоміших на пострадянському просторі – кліматична класифікація за Б. Алісовим [1; 2]. Вона вибудована на ідеї широтної зональності, що простежується у всіх проявах життя на Землі. Загалом розвиток уявлень про широтну зональність пов'язаний із солярною класифікацією кліматів за античними греками та поняттям про термічні пояси, визначених за ізотермами, про що згадувались раніше. Проте широтна зональність порушується розподілом суші й моря та циркуляцією ат-

мосфери. Це і послугувало підґрунтям для розвитку ідеї кліматичних поясів Б. Алісовим.

Раніше, на поч. ХХ ст., для визначення кліматичних зон Броуновим аналізувався не лише розподіл сонячної радіації, але й баричний рельєф. Відповідно, осі центрів дії атмосфери, або ж *кліматологічні фронти*, виступили кліматичними межами. Тому Броуновим були виділені 4 кліматичні зони: арктична із пануванням північно-східних вітрів; помірна із переважанням західних і південно-західних вітрів; тропічна із переважанням північно- та південно-східних вітрів; екваторіальна, де типові слабкі вітри та надлишок вологи [85]. Гетнер у 20–30-ті рр. ХХ ст. було запропоновано низку генетичних принципів для визначення регіональних кліматичних відмінностей: 1) характер повітряних потоків; 2) широта; 3) віддаленість від моря; 4) рельєф; 5) хмарність, опади; 6) світло та тепло [85].

Вказані принципи розвинуті в положенні про кліматичні пояси за Б. Алісовим. Зокрема, Б. Алісов запропонував поділ на широтні кліматичні пояси, положення яких визначається умовами солярного клімату і атмосферною циркуляцією. Відповідно, за основу взято географічні типи повітряних мас (ГПМ), що переважають над великим просторами [1].

Кліматичну класифікацію, виконану Б. Алісовим, можна назвати комплексною, оскільки вона враховує: 1) переважаючі типи ПМ, кожна з яких вирізняється певним набором значень метеовеличин; 2) загальні умови циркуляції атмосфери; 3) перенесення тепла повітряними і морським течіями; 4) розподіл суші й моря. Зважаючи на формування типів повітряних мас у кожній півкулі автором виділено 4 основні пояси: 1) екваторіальний з домінуванням екваторіальних повітряних мас (ЕПМ); 2) тропічний – з тропічними повітряними масами (ТПМ); 3) помірний – з помірними повітряними масами (ППМ); 4) арктичний і антарктичний з арктичними/антарктичними повітряними масами (АПМ). У кожному поясі під впливом чергування суші та моря формуються підтипи ПМ – континентальні та морські. Через се-

зонне зміщення внутрітропічної зони конвергенції (ВЗК), або ж екваторіальної депресії, та кліматологічних фронтів (тропічного, полярного, арктичного) виділяють ще й перехідні пояси: пояс екваторіальних мусонів – субекваторіальний; субтропічний; субарктичний [2].

Відповідно система розподілу кліматичних поясів за положеннями, розробленими Б. Алісовим, відповідає зонам формування типів ПМ:

1) екваторіальний пояс формують ЕПМ, визначається як смуга сезонного руху ВЗК, де ТПМ пасатами трансформуються в ЕПМ;

2) субекваторіальний пояс: влітку панують ЕПМ, взимку – ТПМ. Північна межа визначається літнім положенням тропічного фронту;

3) тропічний пояс – впродовж року переважають ТПМ. Північна межа визначається за зимовим положенням полярного фронту, південна – за літнім положенням тропічного фронту;

4) субтропічний – улітку панують ТПМ, а взимку – ППМ. Південна межа визначається за зимовим положенням, а північна – за літнім положенням полярного фронту;

5) помірний пояс з пануванням ППМ. Південна межа визначається за літнім положенням полярного фронту, а північна – за зимовим положенням арктичного фронту;

6) субарктичний та субантарктичний пояси. Межі визначаються за зимовим і літнім положенням арктичного та антарктичного фронтів;

7) арктичний та антарктичний пояси визначаються за пануючими впродовж року АПМ.

Географічний розподіл кліматичних поясів лише в загальному відповідає широтному розподілу. Так, можливі розриви поясів у Північній Європі, у мусонній зоні в Індії, в екваторіальній смузі як прояви впливу суші, моря, регіональної циркуляції атмосфери та океану і самої орографічної неоднорідності континентів. Відповідно, на фоні широтних кліматичних поясів вини-

кають різні кліматичні типи: континентальний, океанічний і два узбережних – західний і східний, за винятком екваторіального поясу, де вплив горизонтальної атмосферної циркуляції є мінімальним.

Окрім загальних кліматичних класифікацій, розроблено низку емпіричних схем, які можуть бути класифіковані як спеціалізовані. Велике різноманіття таких класифікацій пов'язане з їхнім призначенням. На початку ХХ ст. емпіричний підхід передбачав розгляд клімату як компоненту класифікації, а не як базу класифікаційної системи. Наприклад, головною метою класифікації, виконаної de Martonni (1909), було забезпечити основу для фізіографічних досліджень [85]. Це було здійснено шляхом ідентифікації дев'яти основних регіонів, згрупованих за різноманіттям параметрів, як-от температурних порогів, річної амплітуди температур та середньорічної кількості опадів. Інший фізіограф, А. Penk (1910) використовував уже існуючу формулу (відношення кількості опадів та випаровування), щоб припустити, що вологий, сухий і перехідні клімати можуть формувати основу світової класифікації для використання у фізико-географічних дослідженнях [85].

Найостанніші застосовані емпіричні системи, пов'язані з кліматом стосуються широкого спектра прикладних областей. Terjung (1968) сформулював біокліматичну класифікацію, тоді як у своїй книзі «Світові клімати» Rudloff (1981) застосовує біокліматичний аспект до класифікації Кеппена [85].

Торнтвейт був одним із перших, хто запропонував кліматичну класифікацію, відмінну від попередніх систем. На відміну від більшості доступних класифікацій, Торнтвейт ґрунтував свою систему на концепції опадів та термічної ефективності [85]. Пізніше ця схема була удосконалена включенням випаровування та транспірації для визначення балансу вологи. Рослини розглядаються як фізичні механізми, завдяки яким вологість повертається в повітря. Поєднання втрат називається *евапотранспірацією* (сумарне випаровування), і коли кількість наявної во-

логи не обмежується, використовується термін «потенційна евапотранспірація». Як і будь-яка інша широко використовувана система, класифікація 1948 р. була піддана критиці. Більшість із них стосуються складності та трудоємкості визначення водного балансу. Тому такий метод рідко використовують для визначення кліматичних регіонів на глобальному континентальному рівні.

Останні здобутки кліматичних класифікацій стосуються динамічної та синоптичної кліматології. Зокрема, найвагоміші з таких класифікацій складені на основі фізичних детермінант. У цьому контексті визнаною є концепція великомасштабних погодних систем, або ж *grosswetterlagen*, описаних Barry та Perry [65]. Ці автори визначають різні підходи, що можуть бути використані у синоптичній класифікації, і вирізняють статичний патерн (систему на основі циркуляційних рис та баричних систем) та кінематичний (на основі стрімлайн аналізу). Проте, всі ці компоненти використовуються для класифікації з чітким призначенням. Для цього використовуються техніки кластерів, які є частиною методів для сучасних цифрових класифікацій.

Досягнення у програмуванні дозволяють згенерувати одноваріативні та мультिवаріативні кліматичні системи з використанням цифрового таксономічного методу та величезних баз кліматичних даних. Тобто кліматичні регіони у таких цифрових класифікаціях, на відміну попередніх, отриманих унаслідок логічного поділу кліматичних детермінант, визначаються на основі раціонального математичного підходу шляхом агломерування. Окрім того, генерування таких класифікацій дозволяє визначити кількість регіонів, кількість змінних, критерії приземних меж.

Контрольні запитання та завдання

1. *Для чого використовуються кліматичні класифікації?*
2. *Обґрунтуйте потребу у різноманітні підходів до кліматичних класифікацій.*
3. *Чому розрізняють генетичні та кількісні кліматичні класифікації?*

4. *Яка фундаментальна географічна закономірність закладена у перші спроби кліматичних класифікацій і коли вони з'явилися?*
5. *Яке відношення має А. Зупан до кліматичних класифікацій та Чернівецького університету?*
6. *Порівняйте кліматичну класифікацію за Б. Алісовим та В. Кеппеном.*
7. *Чи можна вважати первинну карту кліматичних типів за В. Кеппеном об'єктивною? Поясніть чому?*
8. *Які спеціалізовані кліматичні класифікації використовуються і з якою метою?*
9. *Виявіть сучасні підходи та засоби вдосконалення кліматичних класифікацій.*

РОЗДІЛ 2 КЛІМАТИЧНЕ РІЗНОМАНІТТЯ СВІТУ

2.1. Клімати внутрітропічних широт

Клімати внутрітропічних широт майже повністю розташовані у межах тропіків. Також внутрітропічні клімати обмежують смугами субтропічних максимумів (30-35° пн. та пд. ш.). Сюди ж у зарубіжній літературі відносять екваторіальний клімат, що поширюється до 10-12° пн. та пд. ш. і лише у рівнинних умовах [85, с. 742]. Тому у даному підручнику подана спроба показати співвідношення між типами кліматів, розробленими за В. Кеппенем, та генетичними кліматичними поясами за Б. Алісовим. Особливо розбіжними такі межі будуть для внутрітропічних кліматів (рис. 3).

Незважаючи на розбіжності у трактуванні кліматів тропічних широт, можна виокремити дві характерні спільні риси, що відрізняють їх від позатропічних. По-перше, для цієї смуги характерний максимум попадання сонячної радіації. Отже, клімати, передусім, визначаються радіаційною енергією. Ця смуга виступає полюсом надлишкового тепла, що провокує утворення глобальної атмосферної циркуляції – теплової машини першого роду. Через це ще А. Suran у 1896 р. тропічні клімати обмежив річною ізотермою +20 °С [90]. За новішою класифікацією Trewartha внутрітропічні клімати обмежені ізотермою найтеплішого місяця +18 °С [85]. По-друге, наявність смуги субтропічних максимумів та пониженого атмосферного тиску на екватором визначає можливість розвитку пасатної циркуляції. Водночас, інтенсивність пасатної циркуляції детермінує відмінності у межах цих широт.

Екваторіальний пояс, каркасна кліматична смуга внутрітропічних широт, за означенням Б. Алісова формується на осно-

ві екваторіальної депресії, або ж *внутрітропічної зони конвергенції* (ВЗК чи ІТСЗ), що досягає 350 км по ширині [85, с. 430]. Це найвизначальніша особливість внутрітропічних кліматів через взаємодію з планетарними циркуляціями атмосфери та океану. ВЗК є східно-західно-орієнтованою областю низького тиску поблизу екватора, де зустрічаються північно-східні і південно-східні пасати. Внаслідок сходження пасатних приземних течій тепле вологе повітря витискається вгору, створюючи купчасті хмари і сильні опади. Ці хмари утворюються у розсіяних повітряних масах у смузі 100 км. Серед них – хвилі синоптичного масштабу, які рухаються зі сходу на захід.

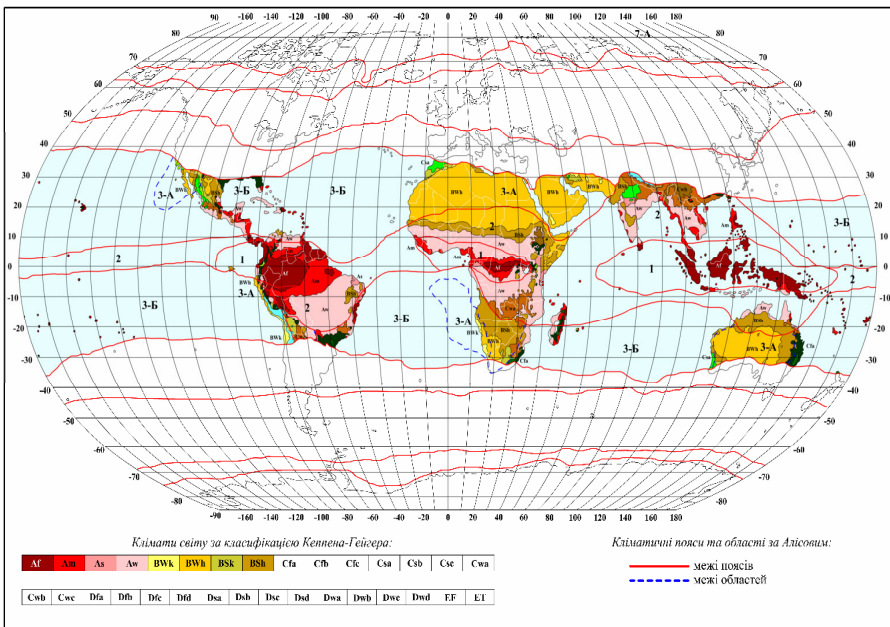


Рис. 3. Клімат внутрітропічних широт

У межах цієї зони вітри зазвичай легкі й мінливі як за швидкістю, так і за напрямком. Відповідно, ця територія серед мореплавців відома як «мертві широти» через відсутність зна-

чимих повітряних течій. Найрозвинутіша ця смуга у тропічних ділянках Тихого та Атлантичного океанів. Тут же вона найстабільніша впродовж року. Натомість, на материковій частині присутні сезонні коливання меж. Так, взимку вона зміщується на південь до 15° пд. ш. над Південною Америкою та Африкою. Влітку, навпаки, ця смуга зміщується на північ, досягаючи 25° пн. ш. над Африкою та 30° пн. ш. над Азією.

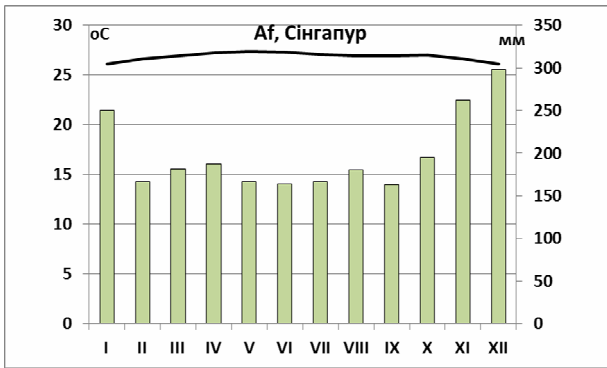


Рис. 4. Кліматодіаграма типу Af

(крива – пересічні місячні температури повітря, стовпчикова діаграма – опади по місяцях) за даними [68]

Згідно з класифікацією за В. Кеппеном, екваторіальний пояс відповідає вологому тропічному типу Af, поширюючись до 12° пн. та пд. широти, перериваючись мусонними типами клімату [85]. Він також обмежений по висоті до 1000 м. Найбільші території з таким кліматом зустрічаємо у сточищі р. Амазонка, у сточищі р. Конго у Центральній Африці та у країнах Індонезії і Малайзії (рис. 4). Основний визначальний кліматотвірний процес – зволоження тропічних повітряних мас, що доносяться сюди пасатами. Відповідно, у цьому типі клімату відсутні суттєві відмінності між фізичними властивостями морського та континентального повітря. Сформованим екваторіальним повітряним масам властивий великий запас енергії нестійкості, що сприяє

термічній конвекції та внутрімасовим опадам. Конвекція над океанами вираженіша в нічну частину доби, а над сушею – вдень.

Цьому типові притаманні відносно високі пересічні місячні температури повітря (понад +27 °С) упродовж року, хоча у деяких місяцях можуть спостерігатися і нижчі значення. Окрім того, амплітуди місячних температур найнижчі, порівняно з іншими типами кліматів, із найнижчими значеннями – 4°С (такі ділянки у класифікації за Кеппенном вирізняються літерою І як ізотермічні) [80]. Проте абсолютні глобальні найвищі температури повітря спостерігаються не в цьому поясі, зважаючи на великі витрати тепла на випаровування та активне хмароутворення.

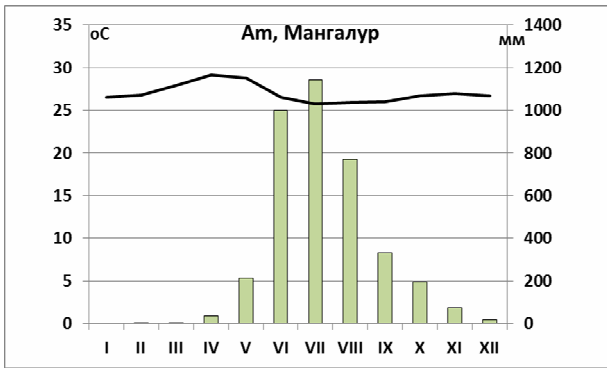


Рис. 5. Кліматодіаграма типу Am

(крива – пересічні місячні температури повітря, стовпчикова діаграма – опади по місяцях) за даними [68]

Високі річні суми опадів (пересічно – 1525–2540 мм) [85], рівномірно розподілені в часі, – ще одна визначальна риса цього клімату. Максимальні світові річні суми опадів зафіксовані на багатьох метеостанції цієї території. Окрім того, для багатьох локацій характерні два максимуми температур повітря та опадів, пов’язані з моментами рівнодення та сезонним зміщення ВЗК.

Тобто навіть у приекваторіальних широтах через зміщення екваторіальних вологих повітряних мас існують відносно сухі періоди тривалістю 1-2 місяці. Для екваторіального клімату також характерні слабкі і мінливі за напрямом вітри, штیلی, місцеві при грозах. Інколи сюди заходять тропічні циклони.

Субекваторіальний пояс відображений типом Am та Aw. Перший виражений у Філіпінах, на частині узбережного В'єтнаму, східного узбережжя Бенгальської затоки, південно-західної Індії та невеликій частині західної Африки (Сьєра Леоне та Ліберія) (рис. 5). Регіони субекваторіального мусонного клімату знаходяться приблизно у тих же широтах, що й екваторіальні, хоча в Південно-східній Азії вони поширюються далі на північ [85].

Зокрема, літо з максимальною кількістю опадів відображає екваторіальний режим. Натомість, взимку знижується вологість повітря, зростає добова амплітуда, різко спадає кількість опадів. Ідеться про мусонний тип клімату. Тому влітку – це вологі мусонні вітри з опадами внутрімасового та фронтального типу, взимку – сухі північно- та південно-східні пасати. У межах цього клімату помітними стають відмінності морських та континентальних ділянок. Місячні температури схожі до тих, що фіксуються в екваторіальному поясі, перевищуючи $+18^{\circ}\text{C}$ і досягаючи $+27^{\circ}\text{C}$. Максимальні температури повітря припадають на кінець сухого сезону – весну. Хоча кількість опадів у мусонних регіонах часто наближається до екваторіальних кліматів, сезонний розподіл опадів дещо інший. Ця риса і відрізняє два типи кліматів. У субекваторіальному мусонному кліматі присутній хоча б один місяць із кількістю опадів менше 60 мм. Подібні декілька місяців складають сухий сезон, характерний взимку. Водночас, нетривалий сухий сезон не спричиняє суттєвого дефіциту вологи і дозволяє проростати деревам. Остання риса відрізняє його від субекваторіального типу Aw з вираженішим сухим сезоном, що відобрається у переважанні тут саванн, степу і навіть напівпустель (рис. 6).

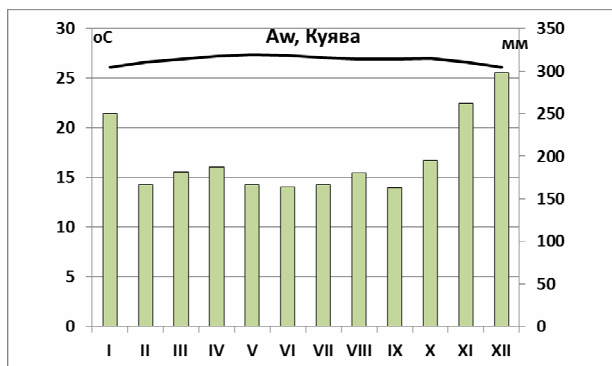


Рис. 6. Кліматодіаграма типу Aw
(крива – пересічні місячні температури повітря,
стовпчикова діаграма – опади по місяцях) за даними [68]

Клімат Aw поширюється на північ від екваторіального поясу майже до тропіків, окрім Африки, де він досягає лише 17° пн. ш., та Північної Америки, де він досягає аж 27° пн. ш. у Флориді [85]. Цей пояс – смуга переважання пасатних вітрів. Найбільші його ареали зосереджені в Африці, де він характерний для третини материка, у Південній Америці – на північ та південь від Амазонського басейну, у Карибському регіоні, уздовж західного узбережжя Центральної Америки, у переважаючій частині Індії; півострівній частині Південно-Східної Азії; та Північній Австралії.

Субекваторіальний сезонний тип Aw збігається з поширенням саван, що представлені тропічними посухостійкими трав'янистими рослинами, чагарниками та деревами, які складають тут від 10 до 40%. Ця область – перехідна між вологим екваторіальним поясом із домінуючим впливом ВЗК та сухішими кліматами субтропіків. Відповідно, цей клімат можна назвати гібридним – таким, що визначається різними кліматичними чинниками у різні сезони. Тут відсутні два виражені максимуми сонячної

радіації, а відповідно, відсутні два максимуми температур та опадів.

Натомість, виражений дощовий період у час сонцестояння під впливом зміщеної ВЗК та вологих східних повітряних хвиль. Інший період пов'язаний із суттєвим зниженням дощів при зміщенні у напрямку екватора субтропічних баричних максимумів. Деякі ділянки на східних берегах отримують більше опадів, зокрема і взимку, випадаючи із зони впливу пасатів. Відповідно, ці ділянки упродовж року отримують 900-1800 мм опадів, більшість з яких припадає на літо, пересічні температури повітря взимку складають $+18...+21$ °С, влітку – $+24...+27$ °С [85, с. 746]. Континентальніші райони отримують менше опадів за рік – 500-1300 мм при найменшій кількості на північній (південній) окраїнах цих поясів. Температури повітря спостерігаються приблизно такі ж, за винятком більших амплітуд.

Нарешті тропічні клімати у межах внутрітропічних широтах – це, зазвичай, найсухіші ділянки земної кулі. Низинні пустелі у цих регіонах називають теплими, щоб відрізнити від пустель вищих широт. Але і такий поділ умовний, оскільки і у тропічних пустелях можна спостерігати низькі нічні температури, а то й низькі пересічні літні температури повітря. Тропічні клімати приурочені до територій між 12 і 35 ° пн. і пд. ш. Їх поділяють на тропічні семаридні, або степи (BS), які, проте, часто не відповідають широтно тропічному клімату (як у випадку степів України та Росії). Інший тип – тропічний сухий, або ж тропічна пустеля (BW), уможлиблює лише ксерофітну рослинність або взагалі її відсутність. Такі пустелі можуть бути як внутріконтинентальними (BWh), так і узбережними (BWk) (рис. 7).

Основна причина розвитку сухих тропічних кліматів – осідання повітря через субтропічні антициклони, холодні океанічні течії, що посилюють стійку приземну атмосферу, орографічні бар'єри, що блокують надходження вологи, та велика відстань від океану [85, с. 747]. Часто ці механізми функціонують об'єднано, створюючи посушливі умови.

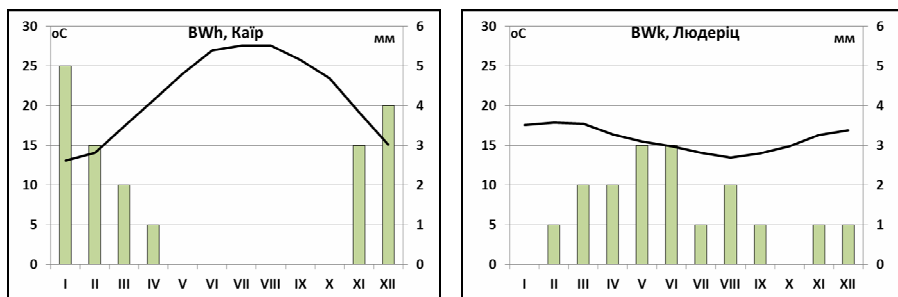


Рис. 7. Кліматодіаграми типу BW

(крива – середні місячні температури повітря, стовпчикова діаграма – опади по місяцях) за даними [68]

Семіаридні регіони, особливо великі теплі степи (BSh) Африки та Австралії, виступають перехідними смугами від екстремально сухих пустель до вологіших тропічних саван (рис. 8). На переважаючій території Північної Африки здійснюється поступовий перехід пустелі у напрямку екватора, сконцентрованої біля Північного тропіка, у степ, включаючи переважаючу частину Сахелю, тропічну саванну, і нарешті тропічні вологі ліси. Такі зміни відбуваються на південь від екватора.

Найбільші простори тропічних пустель (BWh і BWk) сконцентровані навколо ліній тропіків. Такі ареали зосереджені у північній та південно-західній Африці, південно-західній Азії, центральній Австралії, у західній частині центральної Південної Америки, південно-західній частині США та північній Мексиці. Зазвичай, їх поділяють на узбережні та внутрішні. До узбережних належать пустеля Атакама у Південній Америці, посушливий берег Нижньої Каліфорнії, півострів Бая у північно-західній Мексиці. Пустеля Сахара та Австралійська протягаються з внутрішніх частин материків до західних узбереж. Узбережні пустелі формуються завдяки поєднанню сухого повітря антициклонів, що опускається, та стабілізуючому впливу холодних океанічних течій.

Хоча для визначення сухості клімату використовується низка різних схем, спільною характеристикою залишається недостатня кількість опадів. Для тропічних пустель, за В. Кеппенем, типова річна кількість опадів складає до 300 мм. Найнижча річна кількість опадів (0,8 мм) на Землі була зафіксована у пустелі Атакама в Чилі. Тут же була ситуація, коли 14 років підряд не спостерігали істотних опадів [76, с. 748].

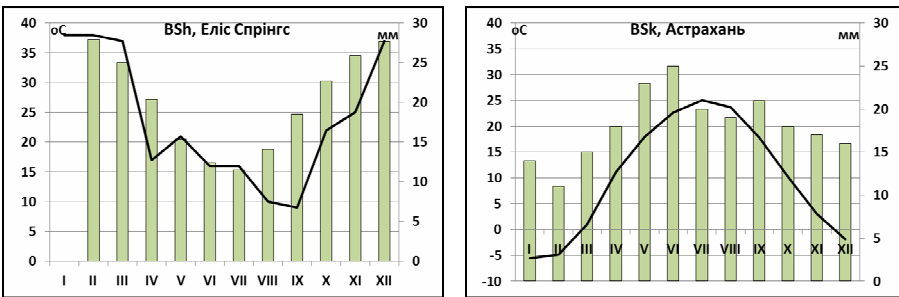


Рис. 8. Кліматодіаграми типу BS
(крива – пересічні місячні температури повітря,
стовпчикова діаграма – опади по місяцях) за даними [68]

Окрім того, над усіма цими пустелями у річному розрізі випаровування переважає над опадами, що часто може досягати 15-20 разів [2]. Відносна вологість повітря зазнає значних коливань від 2% над окремими ділянками Сахари до 100% над узбережними пустелями із частими туманами. Описані вище кліматотвірні чинники в узбережних пустелях пригнічують тут опадоутворення. Упродовж одного року у пустелі Наміб було зафіксовано 200 днів із туманами [26]. Температури повітря також дещо нижчі над узбережними пустелями, зважаючи на впливи холодних океанічних течій та інколи значну хмарність. Місячні амплітуди температур повітря складають 15–21 °С, середні річні температури повітря в Атакамі – +19 °С та +17 °С у пустелі Наміб (рис. 7).

Внутрішні тропічні пустелі належать до найбільших за площею посушливих регіонів світу. Так, Сахара займає майже 9,1 млн км², що перевищує площу території США. Австралійська пустеля (3,4 млн км²) займає настільки велику територію, що інколи Австралію називають пустельним материком. Аравійська пустеля охоплює 2,6 млн км².

Сухість таких внутрішніх пустель зумовлена переважно їхнім розташуванням відносно субтропічних антициклонів, а також віддаленістю від вологих морських повітряних мас. Рідкісні дощі влітку конвективні, хоча взимку зрідка випадають із циклонів, що надходять із помірних широт. Ці циклони можуть навіть провокувати сніг у пустелях. Отже, розподіл опадів у тропічних пустелях надзвичайно мінливий за кількістю, інтенсивністю та повторюваністю. Температури повітря у внутрішніх пустелях зазвичай вищі, ніж в узбережних. Пересічні місячні температури повітря складають +21...+32 °С. Саме тут зафіксовані найвищі річні та добові температури на Землі. Знайдені свідчення, що 13 вересня 1922 р. в Ель-Азіза в Лівії спостерігалась температура повітря +58 °С [85, с. 748].

Окрім того, для тропічних пустель також характерні великі амплітуди температур. На сьогодні визначено, що найвище значення добових амплітуд приземного повітря (56 °С) було зафіксоване у алжирській Сахарі, коли за добу температура повітря знизилась із +56 °С до 0 °С [85, с. 749]. До високих температур повітря часто, особливо в Африці, додаються гарячі та сухі пилові бурі. Багато з них відомі під місцевими назвами: *хіблі* (Лівія), *чергуй* (Марокко), *хамсин* (Єгипет), *сірокко* (північна Африка та Аравійська пустеля), *гарматан* (протилежний за напрямком до сірокко, пасат).

Контрольні запитання та завдання

10. Чому клімати В за класифікацією В. Кеппена виокремлені не лише у внутрітропічних широтах?
11. Чи можна визначити домінуючий кліматотвірний чинник у межах внутрітропічних широт? Обґрунтуйте відповідь.

12. Чи доцільно і чому розглядати клімати внутрітропічних широт разом?
13. Де розташовані найсухіші та найспекотніші ділянки в світі і чому саме в цих місцях?
14. Чи існують океанічні типи кліматів В?
15. Який параметр визначальний при визначенні сезонності у внутрітропічних широтах?
16. Опишіть та обґрунтуйте приклади посилення сухості клімату через орографічні перешкоди у внутрітропічних широтах.

2.2. Клімати субтропічних широт

Субтропічний клімат формується в межах коливання полярного фронту. Відповідно, його розташування відповідає сезонному зміщенню тропічних та помірних повітряних мас. У межах більш-менш суцільної смуги можна виокремити чотири типи: 1) континентальний; 2) океанічний; 3) прибережний західний клімат; 4) прибережний східний клімат.

Перший із них, континентальний тип, вирізняється сухим літом з пануванням тропічних повітряних мас – трансформованих помірних повітряних мас. Цьому регіону влітку притаманна термічна однорідність повітря на розмитих атмосферних фронтах, що відображаються у переважаючій ясній погоді з сезонними температурами повітря, що перевищують $+30\text{ }^{\circ}\text{C}$ [4]. Натомість, взимку на цю територію зміщується кліматологічний фронт між тропічними і помірними повітряними масами. Тому у цей час (зима – весна) зростають погодні контрасти, що відображаються у посиленій циклонічній діяльності.

Вище описаний континентальний тип, схожий до субтропічного типу західних узбереж. Його зазвичай відносять до *середземноморського типу* клімату Cs за класифікацією В. Кеппена (рис. 9). Середземноморський клімат відрізняється своїми сонячним, сухим, і спекотним літом, м'якою і вологою зимою. Архетипний приклад цього клімату знаходиться в районі, що при-

лягає до Середземного моря – звідси і назва Середземноморський клімат. Оскільки його літній сезон помітно сухіший, ніж інші пори року, його іноді називають літньо-сухим кліматом. Середземноморський клімат унікальний через виражений зимовий максимум опадів.

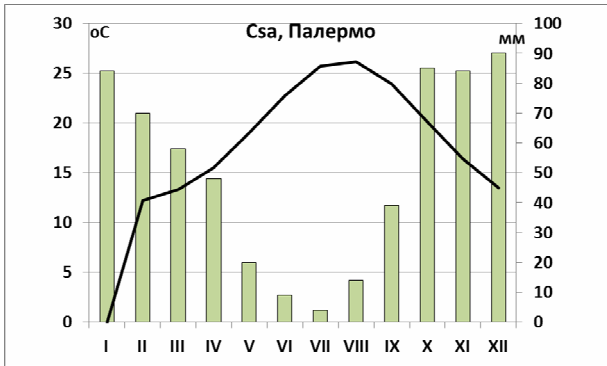


Рис. 9. Кліматодіаграма типу Csa

(крива – пересічні місячні температури повітря, стовпчикова діаграма – опади по місяцях) за даними [68]

Крім Середземномор'я, такий тип клімату характерний для західних узбереж материків від 25° до 40° пн. і пд. широти. Його близькість до океану чи моря істотно впливає на приземну температуру повітря, опади та характеристики вологості, що найпомітніше у прибережних районах.

На інших материках такий тип клімату фіксується на західному узбережжі Північної Америки, від кордону Мексика–США на північ до тихоокеанського північно-західного регіону США, на півдні і південному заході Австралії, в Південній Африці (провінція Кейп) і центральній частині Чилі (рис. 10). Загалом, середземноморський клімат тип охоплює дуже малу частину світу – всього 2%.

Напівпостійні субтропічні антициклони в Атлантиці та Тихому океані формують унікальні характеристики середземно-

морського типу клімату. Потужне антициклональне осідання повітря, що спричиняє адиабатичне нагрівання, що відбувається на східній периферії цих антициклонів, генерує яскраво виражений і відмінний літньо-сухий період середземноморського клімату. Субтропічні антициклони також блокують надходження сюди опадів північніше розташованих літніх циклонів. Наприклад, у Санта-Моніці, Каліфорнії ніколи не спостерігали істотних опадів упродовж липня-серпня [85].

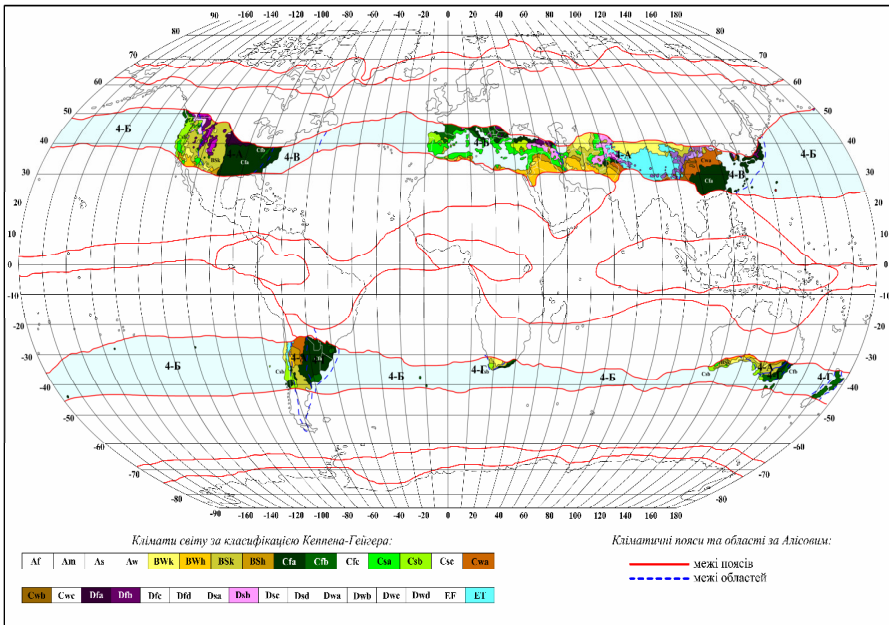


Рис. 10. Клімати субтропічних широт

Зима є вологим періодом у середземноморському кліматі, оскільки субтропічні максимуми зміщуються до екватора, звільняючи шлях по траєкторіях західних вітрів позатропічним циклонам, що приносять опади. У м. Перт, що в Австралії, 85% річних опадів випадає взимку. В м. Стамбул, що у Туреччині, 70% річної суми опадів випадає впродовж 6 зимових місяців [85].

Сумарна річна кількість опадів коливається від 400 до 800 мм і зростає у напрямку до полюсів через зростаючу проникну здатність помірних циклонів. Кількість опадів також зростає над навітряними схилами внутрішніх височин і гір. Проте над самими гірськими масивами річні суми опадів у 3-5 разів більші, ніж у підніжжях, із переважанням у структурі опадів снігу. Хоча зимова частина року вологіша та вітряніша, кількість опадів з року в рік значно змінюється. Окрім того, опади зазвичай є короткотривалими, а між ними встановлюється ясна погода. Тому навіть упродовж зимових місяців переважають комфортні погоди. Виняток тут може складати узбережжя Каліфорнії. У роки домінування океанічної циркуляції Ель Нін'йо, низка штормових циклонічних баричних систем досягають каліфорнійського узбережжя, створюючи вологіші, ніж зазвичай, умови [85].

Над північноамериканським узбережжям максимум опадів випадає у грудні-лютому. У внутрішніх височинних районах розвиваються сильні циклони, що призводять до злив та повеней. Морські бризи та узбережний апвелінг пом'якшують узбережні температури влітку. Денні максимальні температури зрідка піднімаються вище +30 °С. На противагу північноамериканському узбережжю, узбережні ділянки Середземного моря є теплішими через відсутність морського апвелінгу. Відповідно, уздовж каліфорнійського узбережжя влітку температури можуть бути на 10-11 °С нижчими, ніж на цих же широтах в інших континентах. Такі ситуації формують сприятливі умови для низького рівня конденсації та утворення туманів, як і подальшої його адвекції вглиб материка. Приземні інверсії, спричинені розвитком таких подій, – характерна риса субтропічного середземноморського клімату влітку.

Загалом, субтропічний клімат через достатню кількість тепла, сонячного сйива, велику кількість бездощових днів та прохолодні морські бризи на узбережжях вважають найкомфортнішим рекреаційним районом (76, с. 486). Водночас, довге та сухе літо обмежує можливість для розвитку пишної рослинності. То-

му переважають низькорослі дерева та чагарники, що у Північній Америці називають *чапараль*, в Середземномор'ї – *маквісом*.

Контрольні запитання та завдання

1. У чому проявляються просторові відмінності кліматів субтропічних широт за В. Кеппеном та Б. Алісовим?
2. Чим відрізняються субтропічні клімати західних та східних узбереж?
3. Чому середземноморський тип клімату виділяють і на інших материках?
4. Чому зима є вологим сезоном у середземноморському кліматі?
5. Розкрийте значення полярного кліматологічного фронту у формуванні субтропічного поясу.

2.3. Клімати помірних широт

Територія помірних широт (40–60 пн. та пд. широти) – це регіони значних атмосферних збурень та мінливості (рис. 11). Визначальною характеристикою клімату є панування західних вітрів як у приземному шарі, так і у верхній атмосфері. Відповідно, клімат приповерхневого шару повітря контролюється послідовністю циклонів і антициклонів, які здебільшого рухаються з заходу на схід. Зниження температури у напрямку до полюсів відбувається нерівномірно, але з високими температурними градієнтами, які зосереджені в одній або кількох вузьких широтних смугах, або фронтах [85].

Межею помірних кліматів у бік екватора виступає смуга субтропічних антициклонів. Приполярна межа мінливіша, але переважно приурочена до субполярних мінімумів (рис. 11). Відповідно, широтна протяжність кліматичного поясу змінюється впродовж року та десятиріччя, але найчастіше її приурочують до території між 35° і 56° пн. і та пд. широти [85]. Сила західних вітрів буде наростати, зважаючи на зростання температурного контрасту екватор–полюс, від зими до літа. Відповідно, західна

щений на північ. Натомість, на сході материків холодні течії зумовлюють зміщення помірної поясу на південь.

У північній півкулі у помірних широтах великі масиви американського та євразійського материків спричиняють кліматичні контрасти в довготних варіаціях помірної поясу. Так, західні узбережжя розташовані під впливом переважаючих західних вітрів. Тому для цих ділянок характерні вирівняні температурні режими, часто з великою кількістю опадів упродовж усього року (Cf) (рис. 12). Натомість, внутрішні частини континентів пов'язані із континентальнішим кліматом з вищою річною амплітудою температур повітря та нижчою пересічною річною кількістю опадів, більшість яких випадає в літній сезон у результаті конвекції.

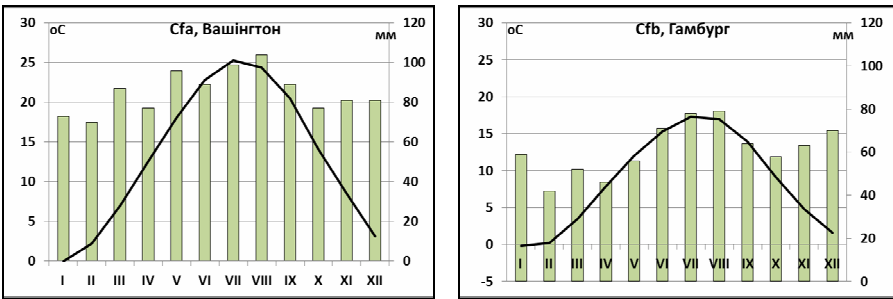


Рис. 12. Кліматодіаграми типу Cf

(крива – пересічні місячні температури повітря, стовпчикова діаграма – опади по місяцях) за даними [68]

У південній півкулі набагато більші океанічні масиви сприяють посиленню та циркумполярному поширенню західних вітрів (відому як «ревучі сорокові»). Кінетична енергія південних західних вітрів приблизно на 60% більша, ніж у Північній півкулі. К. Сміт (1967) запропонував континентальність та океанічність як основні критерії визначення кліматів помірних широт, а відмінності у температурному режимі формують відмінності нижчого рангу [54]. Термін «помірний» часто застосову-

ють до середніх широт, хоча не всі клімати за класифікацією В. Кеппена відповідають поняттю «помірні клімати» за класифікацією Б. Алісова.

Морські клімати помірних широт

Цей тип клімату характерний для західних узбереж материків континентів у середніх широтах обох півкуль і перебуває під визначальним морським впливом. У Західній Європі рельєф сприяє проникненню морських повітряних мас глибоко на материк, на відміну від ситуації у Північній та Південній Америках. Такий тип клімату (Cf) впродовж всього року, із чіткою приуроченістю опадів, принесених серією депресій та пов'язаних з ними атмосферними фронтами, як і переважанням морських повітряних мас. Для північно-західної Європи, в Орегоні та на вашигтонському узбережжі Північної Америки, характерні високі додатні температурні аномалії, що виникають взимку, порівняно з континентальними регіонами, оскільки морські повітряні маси формуються та рухаються над теплими водами Північної Атлантики та північної частини Тихого океану.

Оскільки літо відносно прохолодне, то, загалом, річні температурні амплітуди менше 20 °С. Через поглиблення баричних депресій поблизу західних узбереж взимку максимум опадів спостерігається восени та взимку. Відповідно, мінімум опадів припадає на весну та раннє літо, що пояснюють збільшенням частоти блокуючих антициклонів і нижчою вологовмістом морських повітряних мас через нижчі температури морських поверхонь [85]. Гірські споруди додають опадів західним узбережжям. Окрім того, таким гірським регіонам притаманний короткий вегетаційний період з переважанням хмарних і вологих погод.

Морський помірний клімат мінливий через часте чергування повітряних мас, але стійкі погодні умови також можливі. Зокрема, зимове вихолодження та літня спека розвиваються, коли континентальні повітряні маси замінюють океанічні. У пів-

денній півкулі невеликі смуги таких кліматів можна виокремити у Чілі, Тасманії та Південному острові Нової Зеландії.

Континентальний помірний клімат

У Північній Америці та Скандинавії перехід від морського до континентального клімату відбувається швидко через бар'єрний ефект гір. Над європейськими рівнинними просторами такий перехід відбувається поступовіше і виражений у наборі кліматичних типів Df та Dw (рис. 13) [85]. Меридіональне переміщення повітряних мас характерне для північноамериканського клімату. Швидкі зміни температур повітря можуть траплятися і взимку при розвитку регіональних атмосферних фронтів. З ними привносяться холодні арктичні повітряні маси, що визначають суворі зими зі снігопадами. Натомість, влітку можуть спостерігатися і спеки, пов'язані із затягуванням теплого повітря з Мексиканської затоки на північ до центральних і східних штатів США.

На євразійському континенті над просторами Росії зимова циркуляція розвивається при впливу інтенсивного сибірського антициклону, який, проте, може зміщуватися і спричиняти значні відхилення від кліматичних норм температур повітря в окремі роки. Пересічні температури січня нижче $-40\text{ }^{\circ}\text{C}$ фіксуються у Сибіру та супроводжуються сухою сонячною погодою. Тут, упродовж короткого літа, температура повітря може підніматися до $+35\text{ }^{\circ}\text{C}$, навіть і у регіонах, близьких до Північного полярного кола.

Перехідні сезони – весна та осінь – за таких континентальних умов короткі. Незважаючи на те, що сезонні варіації у розподіл опадів у внутрішніх і східних частинах помірних широт Північної Америки та Азії (рис. 13) можуть бути складними, зазвичай, характерний літній максимум опадів, пов'язаний із нетривалими зливами. Місцеві відмінності у розподілі опадів відображають і такий чинник як присутність великих водойм. На-

приклад, на східних берегах Великих озер Північної Америки може спостерігатися більше снігу.

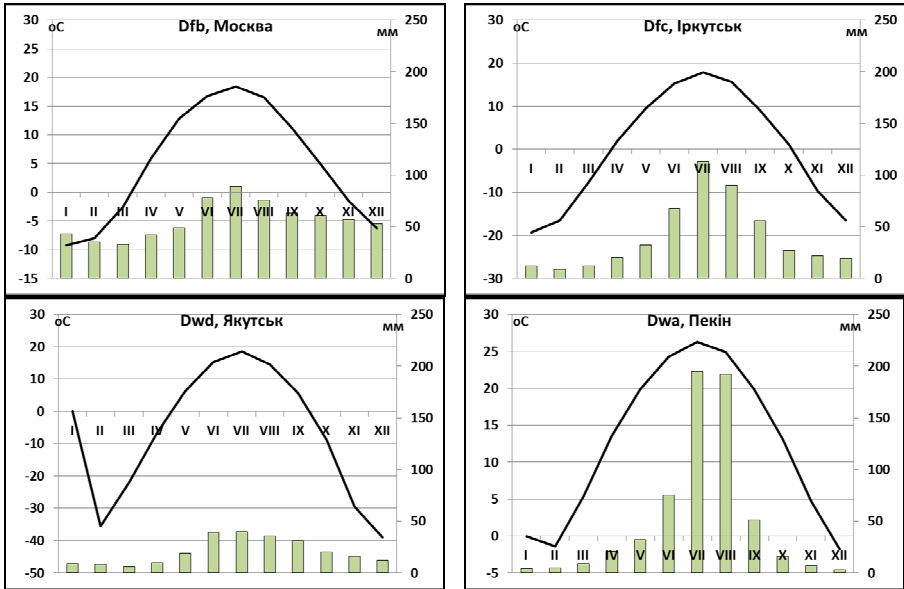


Рис. 13. Кліматодіаграми типів Df та Dw
(крива – пересічні місячні температури повітря,
стовпчикова діаграма – опади по місяцях) за даними [68]

Контрольні запитання та завдання

1. Чому в межах помірних широт виокремлюють найбільшу кількість кліматичних типів?
2. Як західна атмосферна циркуляція визначає кліматичні відмінності у межах помірних широт?
3. Чому сезони найвираженіші у помірних широтах?
4. Що є критеріями для їхнього визначення?
5. Чим відрізняється помірний кліматичний пояс у Північній та Південній півкулі?
6. Обгрунтуйте віднесення території Південного берега Криму до одного з кліматичних типів C або D.

2.4. Клімати субполярних і полярних широт

Клімати субполярних та полярних широт, що розташовані північніше та південніше 70-ї широти у відповідних півкулях, відповідають двом типам клімату за В. Кеппеном: м'якшому – тундровому (ЕТ), найхолоднішому клімату поверхонь, покритих (ЕФ) (рис. 14).

Тундровий клімат, або ж субарктичний та субантарктичний пояси, від фінського слова “tunturia” (гола земля, або безліса рівнина), переважно займає простори навколо Північного Льодовитого океану, за винятком незначних узбережних площ в Антарктиді [85]. За класифікацією, розробленою В. Кеппеном, до такого клімату за переважанням низьких температур повітря також відносять альпійські луки – ділянки вище ярусу дерев у високогір'ях.

Тундровий клімат інколи вважають полярною пустелею через те, що річна кількість опадів часто нижче 200 мм [85, с. 757]. Тоді як у нижчих широтах, така незначна кількість опадів є підставою для означення території як пустельної, у тундрі випаровування настільки низьке, що рівень зволоження можна вважати достатнім. Тобто мала кількість опадів перевищує низький рівень випаровування. Зазвичай, у цьому кліматі сніговий покрив встановлюється на 8-10 місяців [2]. Він же слугує сприятливою умовою для збереження рослинного покриву як захисний шар від сильних та посушливих вітрів. Розподіл кількості опадів залежить від віддаленості до великих водних поверхонь та напівстаціонарних центрів дії атмосфери [6].

Оскільки переважаюча частина субарктичних ділянок у Північній Америці Азії та Гренландії розташована поблизу великих водних масивів, у них спостерігається нижчий рівень континентальності. Більшість території, для якої характерний субарктичний клімат, перебуває під впливом баричних максимумів, хоча сильні вітри переважно розвиваються у двох областях з ни-

зьким тиском. Мова іде про Алеутський та Ісландський мінімум. Алеутський мінімум впливає на клімат від Східного Сибіру до затоки Аляски, Ісландський мінімум провокує надходження циклонів від центральної Канади до Скандинавії та Західної Європи.

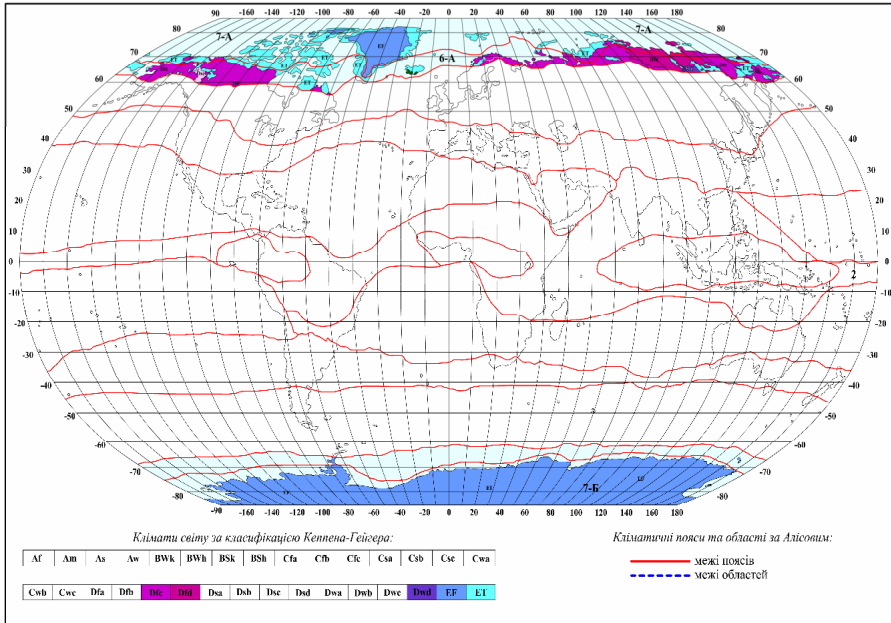


Рис. 14. Клімати полярних широт

Більшість кліматів знаходиться поза полярними колами, тому тривалість дня може коливатися від 0 до 24 годин. Улітку тундрі притаманні дуже довгі дні, хоча Сонце ніколи не піднімається високо над горизонтом. Пересічна температура найтеплішого місяця ніколи не перевищує $+10\text{ }^{\circ}\text{C}$, що й лімітує розвиток деревної рослинності (рис. 15) [85]. Вегетаційний період складає лише 60-80 днів.

Найтепліші літа характерні для внутрішніх просторів Сибіру, Аляски та Канади. Через високе альbedo снігу та малий кут

падіння сонячних променів радіаційних баланс рідко набуває додатних значень. Відповідно, літня найвища денна температура повітря невисока й мало відрізняється від денного мінімуму. Водночас, хоча добова амплітуда температур повітря невелика, відносно велика річна амплітуда. Довгі, холодні і темні зими відображені у 6-10 місяцях із середньою місячною температурою нижче 0°C [85]. Найхолодніші погодні умови фіксують у північно-східному Сибіру.

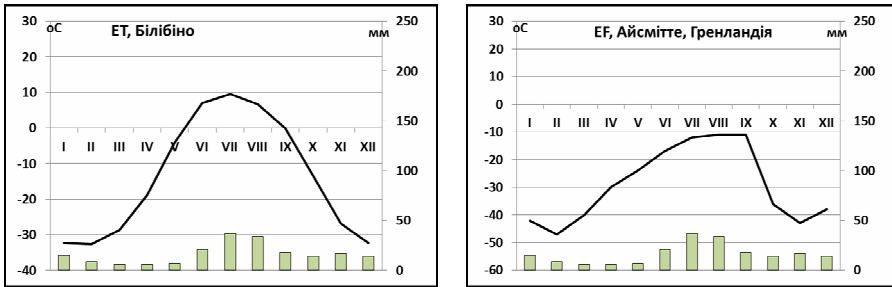


Рис. 15. Кліматодіаграми типів ET та EF
(крива – середні місячні температури повітря,
стовпчикова діаграма – опади по місяцях) за даними [68]

Льодова поверхня відіграє визначальну роль у формуванні кліматів полярних широт (EF). На відміну від нижчих широт, низька теплопровідність і високе альbedo снігового покриву спричинюють низькі значення приповерхневого радіаційного балансу. Тому низькі температури повітря у полярних регіонах встановлюються біля поверхні та у вільній атмосфері. Відповідно, атмосфера над цими ділянками найтонша і наближається до *баротропічної* [85, С. 37]. Баротропічний стан детермінує атмосферу, в якій тиск та густина є стабільними, а ізобари та ізотерми паралельні.

Низькі середні температури повітря означають низьку вологомісткість повітря, що реалізується в малих сумах річних опадів. Тому цей регіон заслужив назву «полярна пустеля». Че-

рез *стійкий стан атмосфери* над льодовими поверхнями хмари та опади лише привносяться сюди адвекцією через циклони із нижчих широт. Такий повітряний перенос у напрямку полюсів є наслідком перетікання теплової енергії в ділянки з її дефіцитом.

Хоча означені характеристики притаманні обом півкулям, помітні фізико-географічні відмінності антарктичних і арктичних регіонів. Тому такі клімати позначають різними назвами. Передусім відмінність полягає у нижчих температури приземного повітря та верхніх шарів атмосфери і нижчій хмарності.

Арктика є океанічним простором, обмеженим зусібіч сушею, який переважаючу частину року вкритий морським льодом. Натомість, Антарктика є полярним континентом, покритим товстою льодовою поверхнею. Так, товща льоду тут може досягати до 3000 м у східній частині, а на невеликій ділянці, яку називають «полюсом неприступності» – до 4000 м [85, с. 37]. Окрім того, Антарктида циркумполярно оточена океаном.

Відповідно, антарктичний клімат можна означити як різко континентальний. Основними причинами розвитку *континентальності* є високий льодовиковий щит материка та ізолюваність від інших материків. Арктичний регіон же пов'язаний із середніми широтами через Північну Америку та Євразію. Більша широтна мінливість суші та океану бореальних регіонів сприяє меридіональному перенесення повітряних мас, і відповідно транспортуванню тепла і вологи між середніми і високим широтами. Над Антарктикою повітря погано перемішується, особливо упродовж астрономічної зими та весни. Це провокує холодніший циркумполярний вихор, що ізолює і ще більше вихолоджує антарктичний регіон.

Антарктика майже вдвічі збільшується по площі від осені до весни, чому сприяє розростання по площі за рахунок океанічної поверхні а також зональні океанічна та атмосферна циркуляції. Тому важко виокремити Антарктиду як регіон з єдиними стійким типом клімату. Регіональні взаємодії лід – атмосфера суттєво змінюються по широті, висоті, порі року, залежать від

доступності джерел тепла та вологи та синоптичних систем. Зона сезонного морського льоду у максимальному варіанті заходить далеко за полярне коло, але залишається близько до материка у районі навпроти Австралії [85].

Феномен «озонових дір» – характерна риса клімату полярних широт, особливо антарктичного. Він пов'язаний не лише з антропогенними викидами бром- та азотовмісних фреонів (CFC). Встановлення низьких температур повітря у стратосфері, підсилене утворенням ізолюючого циркуполярного вихору та полярної зими, – ще одне підґрунтя для посилення озонових дір. Низькі температури нижче -78°C у стратосфері сприяють утворенню тонких перламутрових хмар з льодових кристалів, азотної та сірчаної кислоти. Хімічні реакції на поверхнях кристалів генерують фреони, що посилюють розклад озону. Із весняним потеплінням кристали випаровуються, і озонівий шар починає відновлюватися. Окрім того, максимальне руйнування озону, що зафіксоване у 2000 р., пов'язане із сонячними вибухами та потужним викидом сонячним вітром протонів, що також сприяють розпаду азотного газу і озону відповідно.

Контрольні запитання та завдання

1. Чому субарктичний клімат називають полярною пустелею?
2. Чим відрізняються арктичний та антарктичний клімат?
3. Яку роль відіграє льодова поверхня у формуванні антарктичного клімату?
4. Чи можна знайти клімат EF та ET поза полярними широтами?
5. Чому проблема озонових дір, передусім, пов'язана з полярними широтами?
6. Чи проявляється континентальність кліматів у полярних широтах? Відповідь обґрунтуйте.

2.5. Азональні клімати. Орокліматогенні комплекси

Фізико-географи розрізняють дві категорії фізико-географічних комплексів за азональними ознаками: 1) власне азональні, зумовлені морфоструктурними факторами та 2) секторні, що визначаються взаємодією суші та океану [16]. Про останні йшлося вище при розгляді зональних типів кліматів та їхніх секторних відмінностей. Тому в цьому підрозділі увага зосереджена на власне азональній категорії фізико-географічних відмінностей, що, передовсім, проявляються у кліматичних характеристиках як емерджентних проявах ландшафту. Єдине, що варто означити, що хоча в основі розмежування секторів – атмосферні процеси, пов'язані з інтенсивністю регіональних атмосферних циркуляцій, просторові межі значною мірою підпорядковані морфоструктурному поділу суші. Найчіткіші границі приурочені до гірських бар'єрів, особливо меридіональних, що виступають кліматорозділами. Відповідно, у переважній більшості фізико-географічних секторів центральне положення займають широкі рівнини, плоскогір'я або серединні масиви.

Отже, широтно та довготно зорієнтована мозаїка регіональних кліматів ускладнюється орографічними неоднорідностями та різноманіттям властивостей діяльних поверхонь різних масштабів. Ці два аспекти визначають можливість розвитку азональних кліматичних властивостей, що відносять як до мезокліматичних, так і до місцево- та мікрокліматичних. З огляду фізико-географічного районування такі виділи можуть відповідати фізико-географічній країні, області чи навіть району. Зокрема, на рівні фізико-географічної країни виділятимуться макрорегіональні особливості атмосферних процесів і макроклімату, пов'язані з положенням по відношенню до океану і гіпсометричним рівнем (співвідношення морських і континентальних повітряних мас, умови їхньої трансформації, континентальність клімату) [17]. На рівні фізико-географічної області та району ви-

значальна специфіка орографічних форм (наприклад, котловини, зовнішнього хребта), що спричинятиме місцевокліматичні особливості.

У цьому підручнику ми розглядаємо вищеозначені властивості у контексті орокліматогенних полів гірських, передгірських та рівнинних ландшафтів, означених О. Киналь [36]. Їхніми основними ознаками є мозаїчність полів опадів, наявність плювіометричних депресій, інверсії, деформації поля вітру, набір специфічних атмосферних явищ. Параметри мезомасштабних збурень у пограничному шарі повітря (шар тертя – основний шар погодотворення) визначають масштабність азональних проявів клімату [85].

Отже, розглядаючи кліматичні властивості таких азональних або орокліматогенних комплексів, детермінуємо пограничний шар повітря. Властивості цього шару повітря залежать від динамічного й термічного впливу поверхні. По-перше, йдеться про міру шорсткості поверхні, що визначає розвиток турбулентності, а відповідно, і різноманіття варіантів метеоситуацій. Тут поглинається більша частина тепла й міститься майже вся волога, що переноситься турбулентними потоками. Будь-які зміни стану пограничного шару, зміна кількості тепла і маси спричиняє формування нового стану системи, урівноваженого втратою або надходженням енергії. В цьому полягає суть процесів погодотворення, їхніх режимних варіацій – клімату [85].

Відповідно, друга визначальна особливість – турбулентний обмін, генерований опором тертя (виникає при русі нижніх шарів повітря щодо нерівної поверхні землі) і об'ємами повітря, що піднімається над нагрітими поверхнями (термічна конвекція). Висота шару непостійна в часі й залежить від інтенсивності турбулентності. Вдень, при потужній конвекції, пограничний шар досягає висоти 1-2 км, уночі потік тепла спрямовується до землі (атмосферне випромінювання), гальмування процесів обміну зменшує товщину пограничного шару до 100 м. Тобто, впродовж доби цей шар повітря періодично зменшується і збільшу-

ється, з найбільшими амплітудами у мало градієнтному баричному полі. Такий його стан порушується макромасштабними погодними системами, в яких розподіл вітру і хмарності не пов'язаний з впливом поверхні або денною конвекцією (циклональний тип погоди). Це шар мезоклімату, мезомасштабних проявів діяльності атмосфери. Інтервал часу прояву мезомасштабного явища триває пересічно близько доби [20].

Найвиразніші прояви збурень помітні в гірських умовах і відображені в гірських ландшафтах через поєднання та взаємодію їхніх компонентів. Активізація атмосферних процесів над орографічно неоднорідними поверхнями спричиняє мезомасштабні збурення, наслідком яких є мінливий режим погод, несприятливі явища з катастрофічними наслідками для наземних комплексів (наприклад, руйнівні паводки, наводнення, зсуви, селі, що виникають унаслідок сильних злив, спричинених деформацією атмосферних фронтів над гірськими хребтами) [20]. Верхню межу пограничного шару можна вважати верхньою межею мезокліматичного простору (наближено співрозмірного з площею однієї або кількох фізико-географічної областей) [23].

Найбільшого впливу підстильної поверхні зазнає приземний (найнижчий) шар повітря, тому процеси, що відбуваються тут, визначають умови топо- та мікрокліматотворення. У цьому просторі – до висоти кількох десятків метрів – дуже швидко змінюються значення температури й вологості повітря, швидкості вітру, виникають інверсії температури, тумани, заморозки, накопичуються шкідливі домішки в повітрі. Звідси турбулентність поширюється до висоти біля 50 м, утворюючи приземний турбулентний шар є нижній частині пограничного шару атмосфери. У шарі турбулентності переноси здійснюються процесами турбулентного обміну (вимушена і вільна конвекція), що на кілька порядків інтенсивніший, ніж молекулярна дифузія. Інтенсивна дрібномасштабна турбулентність, генерована шорсткістю підстильної поверхні та конвекцією. У денні години товщина

цього шару може досягати 50 м, а вночі зменшуватись до кількох метрів [21].

Турбулентний приземний шар – шар мікрокліматичних проявів, шар мікроклімату. Над різними діяльними поверхнями його верхня межа (границя мікрокліматичного простору) визначається характеристиками шорсткості, ґрунтового покриву, рослинності, величиною альbedo і залежною від них мірою турбулентності [40]. Турбулентність приземного шару тим більша, чим більша неоднорідність діяльних поверхонь (при умовах поглинання ними сонячної радіації). Збільшення горизонтальної турбулентності (при адвекції повітря) призводить до згладжування мікрокліматичних контрастів, які майже щезають при різкій зміні погоди та при деяких атмосферних явищах, «розмиваючись» у полі дії мезо- чи макромасштабного атмосферного процесу. Мікрокліматичні властивості ландшафтів чіткіше проявляються при антициклональних погодних режимах упродовж теплого періоду.

До орокліматогенних мезомасштабних ефектів належить місцева циркуляція, спричинена термодинамічними чинниками (різниця температур поверхні схилів, вертикальні температурні градієнти, параметри турбулентності), яка за масштабами буває досить значною: її вплив в окремих випадках фіксується на відстані кількох десятків кілометрів від орографічних перешкод [37]. Місцева циркуляція в горах є одним з мезокліматичних проявів атмосфери у пограничному шарі. Вона формується на тлі макромасштабної антициклональної взаємодії атмосфери з гірською поверхнею, сприяючи створенню мезо- і мікрокліматичних відмін, ускладнюючи поле вітру.

Характерна риса орокліматогенного мезомасштабного впливу – розвиток термічно зумовленої інтенсивної впорядкованої конвекції над схилами. Вона сприяє посиленому випаровуванню з поверхні, інтенсивному розвитку купчасто-дощових хмар, активізації грозової діяльності, утворенню внутрімасових термоорографічних опадів (з максимальними добовими сумами).

Тоді виникають катастрофічні ситуації (раптові потужні зливи і наводнення) – як у літні місяці 1968, 1996, 2010 рр. у Буковинському Передкарпатті [37].

Орокліматогенному процесові притаманне вертикальне розшарування атмосфери (температурні інверсії) у пограничному шарі над орографічно неоднорідними поверхнями. Мікро- і мезокліматичного значення їм надають особливості формування і прояви впливу на стан поверхні. Так, у полях радіаційних інверсій уночі виникають менш ефективні, ніж катабатичні, слабкі потоки холодного повітря, яке в умовах мікрорельєфу, при незначних перепадах висот (інколи менше 1 м) проникає у низинні ділянки і заповнює найнижчі приземні шари, починаючи з ламінарного. Тоді всі вищі прошарки повітря виявляються відносно теплішими (ефект долинної інверсії). Якщо температура охолодженого повітря досягає точки роси, то шар інверсії стає видимим унаслідок утворення радіаційних туманів.

Радіаційні інверсії утворюються у вікнах прозорості атмосфери за рахунок довгохвильового випромінювання з діяльної поверхні. Низькі температури поверхні зумовлюють низхідний турбулентний потік тепла з охолоджених приповерхневих шарів повітря. Дивергенція цього потоку здатна посилити охолоджуючий ефект дивергенції потоку радіації, яка при слабких вітрах може стати основною причиною зміни температури [21]. Після сходу сонця радіаційний баланс набуває додатних значень і конвергенція висхідного турбулентного потоку тепла призводить до нагрівання нижніх прошарків повітря. Цей процес руйнує приземну інверсію, але вона ще зберігається на деякій висоті протягом кількох годин. Турбулентне нагрівання з часом охоплює дедалі більшу товщу приземного шару, а перед заходом сонця знову виникає радіаційна інверсія біля поверхні через вечірнє охолодження. Тепліший шар повітря вгорі виявляється відірваним від джерела надходження тепла (діяльної поверхні) і протягом всієї ночі зберігає стійкий стан, до сходу сонця включно.

У горах динаміка такого добового циклу може виконуватись не повністю, оскільки моменти сходу і заходу сонця тут інші, ніж на рівнинах. Тривалість і контрасти освітлення різних схилів мають велике значення. Різниця температур в одні й ті ж моменти часу на протилежних схилах сягає до 3°C, на затінених схилах на висоті 1500 м сніг лежить на 25-30 днів довше, ніж на освітлених [39]. Ці відмінності відображаються у мікрокліматі схилів, складі рослинного покриву, інших компонентах ландшафту, міра затінення схилів відображається у виборі місць поселення, у способах землеробства в горах. Закритість горизонту і затінення схилів зменшують тривалість інсоляції. Тому інверсії в горах довготривалі і потужні, і можуть не руйнуватися протягом досить тривалого часу. Це сприяє великій повторюваності туманів, утримуванню високої вологості повітря через ослаблений турбулентний обмін, пануванню слабких вітрів і штилів у пониззях, долинах, котловинах [41]. Хоча явище інверсійного тепла проявляється тільки при ясній погоді, але має потужний кліматичний ефект.

При умовах розвиненої турбулентності і нестійкої стратифікації пограничного шару (циклонічні й фронтальні умови) інтенсивний перенос кількості руху призводить до посилення приземного вітру. Тоді створюється однорідний потужний шар – шар інтенсивного змішування повітря, висота якого зростає ополудні до 0,5-2,0 км. Нічна інверсія пригнічує вертикальний обмін і зменшує перенос кількості руху до найнижчих шарів повітря. При слабких вітрах і нерозвинутій турбулентності (антициклонічні умови) товщина шару, де проявляється вплив діяльної поверхні, зменшується до 50 м і менше. Шар інтенсивного змішування буває і відсутнім (ізотермічні умови). Наявність приземного шару змішування для ландшафтних утворень є важливим чинником обміну енергією (теплом), масою (атмосферною вологою). Мікрокліматичні відміни цих умов визначальні для рослинно-грунтової диференціації, умов зростання чагарників, лісу, підліску, лугової рослинності, формування різновидів

рослинних угруповань. Інверсійний розподіл тепла створює особливу поясність розподілу комфортних умов (температурних, світлових, режиму вітру), що й зумовлює їх висотно-зональне поширення: більш теплолюбні рослини займають середні (інверсійні), а не найнижчі рівні.

Вище верхньої границі холодного повітря, що наповнює долини чи котловини («озер холоду»), температури вищі за рахунок теплішого повітря з вільної атмосфери, яке опускається на місце переохолодженого, що стікає у зниження [54]. Вздовж долин на схилах, на деяких висотах (залежно від характеру рельєфу) над цим рівнем формуються орокліматогенні «пояси тепла» з особливим мікрокліматом. Виявити такі пояси можна за аналізом вертикального розподілу середніх місячних мінімальних температур або за середньомісячними температурами повітря. У Карпатах вони добре фіксуються осередками розселення на схилах хребтів, у чорногірських місцевостях тощо [42]. Мікро- і топокліматичні умови інверсійних поясів сприяють заселенню й господарському освоєнню гірських територій: там раніше сходить сніг, менша ймовірність заморозків, весною при ясній погоді добові амплітуди температур і вологості повітря менші, а вегетативний період на 1-2 тижні довший, ніж у місцевостях нижче і вище по схилу чи на дні долин [40].

З причин різноваріантних поєднань форм поверхні і кліматичних умов взаємодії орографічного і кліматичного чинника властиві різновиди. Найголовнішими видами орокліматогенного впливу ми вважаємо адвективно-циркуляційний, інсоляційно-експозиційний, термічний, динамічний, бар'єрний, деформаційний, депресійний. Різносторонні впливи рельєфу на клімат і через нього – на ландшафтні комплекси – існують одночасно, маючи різні просторові виміри і розподіли. Такі уявлення можуть бути означені поняттям «орокліматогенний комплекс» [36]. Ним називають особливості природи певної території, що залежать від кліматичного впливу рельєфу на фоні зональних, секторних, історичних та інших рис природи. Такі комплекси (ОКК), зумо-

влені орографією, впливають на розподіл елементів клімату, формуючи відмінні градієнтні, пльовіометричні, турбулентно-циркуляційні поля.

Контрольні запитання та завдання

1. *Що є причиною азональності в кліматичному контексті?*
2. *В яких кліматичних характеристиках проявляється азональність?*
3. *Поясніть приклади орокліматогенних ефектів.*
4. *Як орографічні перешкоди можуть впливати на турбулентний теплообмін?*
5. *У яких ландшафтних типах, формах рельєфу будуть найвиразніше розвиватись орокліматогенні ознаки?*

РОЗДІЛ 3

КЛІМАТИ ПРИРОДНИХ РЕГІОНІВ УКРАЇНИ

Клімат, виступаючи емерджентною властивістю або навіть лише одним з геокомпонентів ландшафту, надзвичайно чутливий до просторово-часових ландшафтних відмінностей. Така чутливість, відповідно, відображена в різномасштабних кліматичних неоднорідностях. Значна протяжність території України призводить до великої просторової розмаїтості кліматичних умов: від надмірного зволоження на заході та північному заході до посушливого на сході та південному сході; від клімату гірської тундри до помірного морського із субтропічними рисами на Південному березі Криму. Особливості регіональної циркуляції атмосфери проявляються у збільшенні континентальності із заходу на схід. Різноманітність клімату також пов'язана з видами підстилаючої поверхні, що змінюється від рівнинної території до гірської (Українські Карпати, Кримські гори). Широтний хід метеорологічних величин порушують височини. Значна протяжність морської берегової лінії впливає на клімат узбережних районів. Розгалужена річкова мережа, великі озера, штучні водосховища беруть участь у формуванні своєрідних кліматичних умов, які виникають при взаємодії водних об'єктів з оточуючим суходолом і атмосферою. Чимало великих міст і промислових об'єктів створює специфічний клімат як результат впливу господарської діяльності людини на клімат природного регіонів. Різноманіттю таких кліматичних умов у межах України присвячений цей розділ.

3.1. Кліматична диференціація території України

Актуальність питання стосовно вивчення кліматичної неоднорідності території впливає з практичних потреб, а також

має наукове й пізнавальне значення. Проблемні питання вивчення та картографічного відображення кліматичного різноманіття ландшафтних регіонів неоднозначно трактуються науковцями. Регіональні кліматичні відмінності відображаються в ієрархії кліматів та кліматичному районуванні. Ретроспективний огляд проблеми відображення кліматичного різноманіття України у науковій літературі свідчить, що існує проблема виділення кліматичних підрозділів стосовно території України [43]. Відомі різні досвіди її кліматичного районування на мікрокліматичному рівні загалом або з позицій агрокліматології.

Серед схем кліматичного районування, які широко використовуються, слід згадати схеми Б. Алісова [1], Л. Берга [5] та В. Кеппена [76], що детально описані в першому розділі цієї книги. Найобґрунтованішою і найрозробленішою залишається класифікація за авторством Б. Алісова. При виділенні кліматичних поясів і областей він використав відомості про співвідношення між повітряними масами різних типів, інтенсивність їхньої трансформації та переміщення, дані про радіаційний режим і тепловий баланс. За Б. Алісовим на території України виділено лише один кліматичний пояс – пояс помірних широт, який охоплює всю Україну. У межах помірної поясу виділено дві кліматичні області: атлантико-континентальну (охоплює весь лісостеп і Полісся), в якій переважають атлантичні і континентальні повітряні маси, і континентальну (займає степову частину), що є основним районом трансформації повітряних мас протягом року. За умовами циркуляції континентальну область можна поділити на дві частини: західну – з переважанням впливу Атлантики – і східну – континентальнішу [1]. Цей поділ проходить приблизно по долині р. Дніпро. Таке районування переважно використовують для прикладних потреб (будівництва, курортології, функціонування транспорту).

Для території України розроблено і кілька схем агрокліматичного районування – В. Попова, Д. Шашка [25; 63], С. Сапожникової [52]. Розбіжності між ними впливають з методики роз-

рахунку основних агрокліматичних показників. В основу агрокліматичного районування за Поповим В. закладені суми ефективних опадів і випаровуваність, що дало йому змогу визначити коефіцієнт зволоження території України а також кількість днів з середньодобовою температурою вище $+15^{\circ}\text{C}$ та від $+5$ до $+15^{\circ}\text{C}$. Доповнивши ці дані показниками континентальності клімату, В. Попов виділив на території України агрокліматичні зони: Полісся, Західний лісостеп, Центральний та Східний лісостеп, Північний степ, Донецька височина, Південний степ, Карпатські і Кримські гори. Означені кліматичні регіони відображають зональні, а зональні, секторні кліматичні закономірності, істотні в диференціації врожайності сільськогосподарських культур.

Відоме також мікрокліматичне районування території України за М. Щербанем (1974), що згідно з сучасними уявленнями, ближче за суттю до мезомасштабного, ніж до мікрокліматичного [64]. Так, мікрокліматом він називає кліматичні особливості невеликих ділянок земної поверхні, спричинені неоднорідністю їхньої будови чи стану діяльних поверхонь [64]. М. Щербанем розрізнені на території України такі рівнинні діяльні поверхні: поверхні перетворених ландшафтів сільськогосподарських угідь і міст, полезахисних лісосмуг і штучних водосховищ, а також поверхні сукупностей природних ландшафтів лісових масивів, схилів височин річкових долин (див. рис. 16). Різноманіття діяльних поверхонь використані автором для виділення типологічних одиниць.

Враховуючи основні типи природних і антропогенних мікрокліматів, виділених за відповідними типами ландшафтів і місцевостей, Щербань називає такі мікрокліматичні області: області схилових частин височин, область вирівняних безлісних вододільних просторів височин, області низовин, області річкових водотоків і долин, області великих міст, міських агломерацій, відкритих розробок корисних копалин [64]. Деякі із виділених областей доцільніше відносити до мезокліматичних підрозділів за мірою їх впливу на зміну загальних широтних кліматичних

України» (1922) поданий детальний опис основних кліматичних і метеорологічних характеристик по окремих районах. Останні виділені з урахуванням умов регіональної атмосферної циркуляції, особливості рельєфу та діяльної поверхні. Як результат територія України розділена ним на Правобережний і Лівобережний бік за пануванням повітряних мас із Європейсько-Атлантичного сектору. Зокрема, автором вказується, що над Правобережним боком панують західні вітри, що поволі на південь переходять у північно-західні, північні й нарешті північно-східні. У Лівобережній частині, згідно з авторською роботою, переважають східні вітри, що поступово переходять на північ від Донецько-Бердянської височини в південно-східні вітри й південні, а потім – південно-західні (північна частина Чернігівщини), а на південь від цієї височини – у північно-східні.

У межах цих великих регіонів виділені менші на основі рельєфно-геологічних рис. У Правобережній частині виділені Полісся, Подільський горст, Правобережна Понтична низовина (Причорноморська). У Лівобережній частині виділений басейн р. Десни із Сеймом, Лівобережна низовина (Полтавська), Середньоруська височина, Донецько-Бердянська височина, Таврійська або Лівобережна Понтична (приморська) низовина та долина р. Сіверський Дінець. Для кожного регіону запропонована формула, складена з показників термічного режиму та режиму зволоження. Така методика була вперше успішно апробована в 2005 р. в дослідженні О. Моргоч та автора і визнана придатною для виявлення мезокліматичних регіонів у межах рівнинної частини України [43].

Зокрема, О. Киналь та автором застосована методика Г. Висоцького на прикладі пересічних багаторічних значень за даними 84 репрезентативних пунктів метеорологічних спостережень у межах рівнинної України для визначення кліматичного різноманіття за допомогою запропонованих двох комплексних показників вологості та термічних умов [58]. На складених картах-схемах двох комплексних показників виявлено різного роду

розподіли ізоліній, притаманних певним рівнинним регіонам. Ізолінії розподілу розрахованих показників у межах окремих територій мають широтне (чи довготне) простягання або ж оконтурюють їх, часто просторово збігаючись з ареалами елементів клімату, окреслених на сучасних кліматичних картах. Отже, для деяких регіонів, головню – височинних, характерний деформаційний розподіл ізоліній.

Деформаційні кліматичні поля нами визначені за мірою відхилення значень комплексних показників від макрокліматичного розподілу ізоліній і складністю їхніх конфігурацій. Виявлено, що вони відповідають мірі фізико-географічної неоднорідності. Відповідно, на основі проведеного статистичного і візуального аналізу та останньої схеми фізико-географічного районування України [33] нами виділено території, які можна вважати мезокліматичними ландшафтними регіонами: 1) Волинське Полісся; 2) Житомирське Полісся і Середньоподільська височинна область; 3) Лівобережне Полісся, Лівобережно-Дніпровський і Східно-Український край; 4) Західно-Український край; 5) Подільсько-Придніпровський край; 6) Дністровсько-Дніпровський і Центральна частина Лівобережно-Дніпровсько-Приазовського краю; 7) Донецький край; 8) Задонецько-Донський край; 9) Причорноморський і Приазовський краї; 10) центральна частина Подніпров'я; 11) центральна частина Придністер'я.

Означені регіони відрізняються різним ступенем деформації кліматичних полів (із величинами 15-65 комплексного показника вологості та 1,0-3,4 – комплексного показника термічних умов) і різною мірою фізико-географічної неоднорідності. Їм притаманні індивідуальні кліматичні риси мезомасштабного рівня, визначені нами на основі аналізу розподілу метеовеличин у їхніх межах. Більшість карт різних років підтверджують 1) розподіл ізоліній ускладнений у регіонах із складно побудованою поверхнею та тих, що зазнають впливу гірських систем чи моря; 2) межі окремих ландшафтних регіонів (Полісся, наприклад) можна визначити за відхиленнями ізоліній комплексних показ-

ників від макрокліматичного. Районування важливе з огляду на орографію, що є однією із основних передумов для виділення таких регіональних кліматів.

У контексті вадливості орографічного чинника у прояві мезокліматів та місцевих кліматів О. Моргоч запропонувала поняття орокліматогенних комплексів, що відображають специфіку мезокліматичних регіонів [38]. Згідно з орокліматогенною природою у межах території Українських Карпат автор виділила мезокліматичні райони: три у Передкарпатті і вісім у гірських районах. Вони відмінні за ландшафтними властивостями, режимом мезометеорологічних проявів, набором сезонних кліматичних характеристик, просторово-часовим розподілом основних метеовеличин, позиційним положенням щодо мікрокліматичних впливів [35].

Мезокліматичне районування також виконане для території Криму (А. Шахнович, Н. Матеєнко, М. Ткаченко) і стосується виділення рівнинних, передгірських, гірських і узбережних мезокліматів [25]. Проаналізовані схеми кліматичних класифікації території України свідчать про необхідність розгляду кліматичних особливостей природних регіонів, пов'язаних із деформаційним впливом рельєфу на трансформацію повітряних мас і просторово-часовий розподіл метеорологічних величин.

Контрольні запитання та завдання

1. *Яке місце займає територія України у глобальних кліматичних класифікаціях?*
2. *Як агрокліматичні класифікації описують регіональні клімати?*
3. *Чи можна проводити мікрокліматичне районування території України? Відповідь поясніть на основі схеми мікрокліматичного районування, виконаної М. Щербанем.*
4. *Наскільки актуальна спроба кліматичного районування, виконаного Г. Висоцьким?*
5. *Поясніть, чи є потреба у створенні окремого кліматичного районування території України.*

3.2. Клімат височин

До височинних регіонів України, що найпомітніше впливають на мезоклімат, треба найперше віднести Волино-Подільську (середня висота – 255 м), Придніпровську височину (пересічна висота – 167 м), Донецький кряж (200-300 м), Приазовську височину (216 м). Їхні кліматичні риси дуже схожі з гірськими (Українських Карпат і Кримських гір), однак виражені менше [34]. Кліматичні особливості проявляються у відмінних добових та місячних температурах повітря та кількості опадів.

На відкритих височинах суми температур нижчі, ніж на відкритих вирівняних поверхнях. Температурний градієнт нижчий, ніж у гірських масивах, але вищий від градієнта інших рівнинних регіонів і становить $0,61^{\circ}/100$ м [50]. Найвищі значення градієнта характерні для Волино-Подільської височини і Донецького кряжа. Тісний зв'язок між опадами і висотою місцевості виявлений на Донецькому кряжі та Приазовській височині (таблиця 7).

Дослідження місцевого клімату Хотинської височини вказує на збільшення річної кількості опадів на 50-100 мм на навітряному боці височини порівняно з прилеглими територіями [24]. На кожні 100 м висоти кількість опадів зростає тут пересічно на 21-24 % [24]. Під впливом Донецького кряжа і Волино-Подільської височини відбувається деякий перерозподіл опадів, який виражений на кліматичній карті невеликим вигином ізогієт. На навітряних західних і південних схилах Волино-Подільської височини і Донецького кряжа випадає є на 15-20% опадів більше, ніж над рівнинами.

На височинах, подібно до гірських систем, частіше виникають різні атмосферні явища. Височини сприяють утворенню ожеледі, туману. Залягання ожеледних утворень залежить не тільки від висоти місцевості, але і від форми рельєфу, експозиції

схилу по відношенню до напрямку адвекції. На висоті 62 м буває лише 13 днів із туманом, а на висоті 300 м – 83 [29]. Найбільшого зледеніння зазнають вершини і високі пасма Донецького кряжа і Приазовської височини (висотою більше 250 м). Тут середньорічна кількість днів з ожеледдю становить 40 днів, із заморозку – до 50. В долинах, на схилах плато і височин висотою до 150 м річна кількість з ожеледдю зменшується до 6-12 [8]. Найпомітніше збільшення повторюваності туманів на Волино-Подільській і Придніпровській височинах у холодний період року спостерігається при виносі теплого повітря з півдня. Вказаний процес пов'язаний з пануванням над правобережжям України західної периферії відрогів Азіатського максимуму, спрямованого зі сходу. Височини сприяють посиленню вітру та модифікують напрям вітру. Під впливом орографічних бар'єрів основний повітряний потік відхиляється, набуваючи напрямку простягання цих морфоструктур (Донецький кряж і Волино-Подільська височина).

Таблиця 7
Розподіл опадів на різних височинах [8]

Височина	Пересічна висота, м	Пересічна сума опадів за рік, мм	Коефіцієнт кореляції
Волино-Подільська височина	255	571	0,31
Придніпровська височина	167	495	0,37
Відроги Середньоруської височини	160	501	0,15
Донецький кряж і Приазовська височина	179	461	0,80

Циркуляційні процеси також набувають місцевих рис під впливом неоднорідностей складно побудованих поверхонь та їхнього секторного розташування відносно до переважаючих

напрямоків адвекцій. Зокрема, центральне положення Волинської та Подільської височин зумовлює надходження до неї вітрів різних напрямків, хоча переважаючими залишаються західні.

Отже, своєрідність клімату височин проявляється у зміні величин кліматичних характеристик і явищ: зменшенні температур повітря, збільшенні опадів, збільшенні днів із сніговим покривом, ожеледицею, туманом, збільшенні швидкості вітру, особливо на вирівняних поверхнях височин.

Контрольні запитання та завдання

1. *У чому полягають регіональні кліматичні особливості височин?*
2. *Які височини на території України найбільше видозмінюють широтно-довготний розподіл кліматичних показників (для цього скористайтесь кліматичними картами України)?*
3. *Як впливає геометрія височин на розподіл температур повітря, опадів та вітру?*
4. *Чи є висота визначальною у зміні температур повітря та опадів над височини?*
5. *Поясніть особливості мезоклімату височини вашого регіону.*

3.3. Клімат низовин

Серед низовинних територій України, передусім, чітко виділяються клімат Поліської, Придніпровської та Причорноморської низовин. Клімат Полісся в цілому помірно континентальний з теплим і вологим літом та м'якою хмарною зимою. Найбільше значення для Полісся мають атлантичні повітряні маси. Крім того, сюди часто надходить арктичне повітря. Влітку спостерігається перетворення атлантичного повітря в континентальне, що посилюється в напрямку на схід. Поліська низовина є більш зволоженіша атмосферними опадами порівняно з іншими рівнинними територіями України. Пересічно за рік тут випадає 600-700 мм. Ця сума поступово зменшується на схід до 550-600 мм [28]. Переважають вітри західних напрямків.

Секторні зміни кліматичних показників на Поліссі відображені в поділі на клімат західного та східного Полісся. До західного Полісся відносять Волинське і меншою мірою Житомирське, яке за своїми рисами займає проміжне положення між вологішим і теплішим кліматом Волинського Полісся та континентальнішим кліматом східних природних областей. Відповідно до східного Полісся можна віднести Чернігівське, Новгород-Сіверське і, меншою мірою, Київське Полісся [34].

Головною причиною відмінностей клімату західних і східних областей є ступінь впливу континентальності, що проявляється у відмінних значеннях температури, опадів, зволоження. Для західного Полісся характерний м'якший клімат, тривалий безморозний період (165-185 днів), більша кількість опадів (550-650 мм), менша кількість днів зі сніговим покривом – 65-75. Пересічна температура липня нижча від пересічної температури притаманної східному Поліссю, і становить біля +18 °С, а пересічна температура січня вища – -4... -6 °С [29]. Для західного Полісся характерні затяжні перехідні сезони. Із рухом на схід континентальність зростає. Тому для східного Полісся характерна більша амплітуда річних температур, нижчі зимові температури (-7...-8 °С) і вищі літні температури (до +20 °С), більша тривалість залягання снігового покриву [28]. Пересічна річна сума опадів коливається у межах 500-610 мм. Зима у східному Поліссі суворіша, із сильнішими морозами, а літо – сухіше і жаркіше.

Загалом місцевокліматичні особливості Поліської низовини з-поміж інших рівнинних територій України проявляються у 1) найнижчих пересічних температурах; 2) найвищих сумах місячних і річних опадів 2) абсолютних переважань західної адвекції вологи; 3) помітній нестійкості і мінливості погоди. Окрім того, міра континентальності визначає відмінності західного і східного Полісся через 1) збільшення добових і сезонних, річних амплітуд температур, 2) зменшення кількості опадів, 3) збільшення суворості зим сухості літа у напрямку на схід.

В інших низовинних регіонах визначальний у розподілі метеовеличин і кліматичних характеристик широтний аспект, а не орокліматичний чинник. Тому спостерігається широтна зміна: збільшення показників сонячної радіації, температур, зменшення кількості опадів. Тобто саме у низовинах чітко проявляються рівнинні риси клімату. Водночас, клімат низовин є особливим, якщо розглядати його як клімат великих долин, що детальніше описано в наступному підрозділі. До таких найбільших низовин України належать Придніпровська і Причорноморська. Їхнє різне широтне положення і напрямок простягання визначає дещо відмінні кліматичні характеристики. Проте на цьому тлі названі регіони можна об'єднати за кліматичними рисами, що відрізняють їх від прилеглих територій.

Регіональні відмінності низовин проявляються у зміні температурних показників. Так, у низовинах, особливо у теплий період року, в денний час спостерігаються максимальні температури. Водночас у низовинах куди стікають і застоюються великі об'єми щільного і холодного повітря, мінімальні температури нижчі, ніж на вершинах тієї ж висоти. Через це тут фіксують вищі амплітуди температур, особливо добові. Їх спричиняє повільний стік повітря і відповідно сповільнений тепло- і вологообмін. Сповільнений теплообмін і менші швидкості вітрів сприяють більшій стійкості того чи іншого типу повітряних мас над даною територією, а також збереженню певного типу погод. Сповільнене випаровування й утримання вологи у повітрі зумовлює більшу зволоженість території. Для Придніпровської і Причорноморських низовин характерна підвищена зливова діяльність порівняно з навколишніми рівнинними просторами, більша ймовірність і менша стійкість до морозів [28].

Отже, клімат низовин визначається, передусім, широтним положенням. Однак для мезоклімату низовин, з огляду на геометрію цих форм, визначальними будуть 1) сповільнений тепло- і вологообмін, 2) менша сила вітрів порівняно з навколишніми територіями.

Контрольні запитання та завдання

1. У чому полягають регіональні кліматичні особливості низовин?
2. Які низовини на території України найбільше видозмінюють широтно-довготний розподіл кліматичних показників (для цього скористайтесь кліматичними картами України)?
3. Як впливає геометрія низовин на розподіл температур повітря, опадів та вітру?
4. Поясніть особливості мезоклімату низовини, найближчої до вашого регіону.

3.4. Клімат морських узбереж і акваторій

Великі простори суші і водних поверхонь справляють визначальний вплив на формування регіональних кліматів, що відображається в поняттях континентального й океанічного клімату. У даному розділі ми розглядаємо такі особливості у менших масштабах, з-поміж інших природних регіонів України. Механізм явищ, що відбувається в масштабі континенту, аналогічний у своїй сутності до механізму пограничного ефекту на ділянках інших розмірів – морських узбереж чи берегів великих озер і водосховищ [54]. Унаслідок контакту діяльних поверхонь із різними властивостями формуються особливі місцево- чи навіть мезокліматичні риси перехідних смуг між водними поверхнями та поверхнями. Вони відображаються через специфічність рис тепло- і вологообміну.

По-перше, на відміну від суходолу, передача тепла у водній товщі відбувається не тільки внаслідок теплопровідності, а як і в повітрі, через турбулентність та горизонтальну адвекцію. Відповідно, виникають істотні відмінності у формуванні окремих складових теплового балансу водойм порівняно з аналогічними характеристиками оточуючого суходолу. Близько 90 % радіаційного балансу поверхні водойми витрачається на нагрівання і лише 10 % – на турбулентний теплообмін, величина якого упродовж року коливається у незначних межах [28]. Натомість

над суходолом, особливо в умовах антициклональної погоди, теплообмін між підстильною поверхнею і повітрям упродовж доби зазнає значних змін. Відповідно з'являється низка пограничних особливостей.

Зважаючи на означені процеси та розмах вертикальних і горизонтальних відмінностей, розрізняють три групи водойм:

- великі або необмежені водойми протяжністю понад 100 км (моря та океани);
- обмежені водні об'єкти розміром від 1 до 100 км;
- малі водойми з протяжністю 1 км та менше [28].

Територія України, зокрема, зазнає впливу Чорного та Азовського морів як водних об'єктів першої групи. Чорне море простягається із заходу на схід на 1160 км. Найбільша ширина моря – 624 км, найменша – 263 км, площа — 422 тис. км², середня глибина – 1256 м, максимальна – 2245 м [50]. Північно-західна частина мілководна з глибиною до 100 м. У межах України берегова лінія Чорного моря має протяжність 1540 км [8]. Температура поверхневого шару води змінюється з півночі на південь від +22 до +24 °С влітку та +3... +10°С взимку. Починаючи з глибини 150 м температура води постійна і дорівнює +8°С. Льодовий режим Чорного моря дуже мінливий. У суворі зими протягом місяця кригою вкриті затоки а також мілководна прибережна смуга. Клімат Чорного моря має субтропічні риси із сухим і жарким літом та вологою і теплою зимою. Взимку над морем перемішуються Середземноморські циклони, а влітку виступ Азорського субтропічного антициклону зумовлює малохмарну погоду. Температура повітря над акваторією моря становить від -10 до -8°С у січні та +22...+25°С і вище у серпні. Кількість опадів зростає від 200-600 мм на заході до 2000 мм і більше на сході [28].

Азовське море за розмірами порівняно мале, його площа – 39 тис. км². Це – мілководна водойма з майже плоским дном. Середня глибина моря – 8-10 м, найбільша – 15 м. Клімат Азовського моря формується під впливом континенту. У холодний

період року сюди з північно-східним вітром переноситься континентальне полярне повітря, влітку зростає повторюваність західного та південно-західного вітру. Найнижча температура води спостерігається у східній та північній частинах моря, взимку вона знижується до $-1 \dots 0$ °С, а влітку підвищується до $+22 \dots +25$ °С [8]. У південній та західній частинах моря взимку температура повітря близька до 0 °С, а влітку $+23 \dots +26$ °С. Максимальна температура поверхневого шару води у центральній частині моря досягає $+28$ °С, а біля берегів перевищує $+30$ °С [28]. Пересічна кількість опадів за рік збільшується від 300 мм на західному узбережжі до 400-500 мм на північно-східному. Взимку Азовське море замерзає. Льодостав в окремі роки триває з грудня до березня. Він формується у північній та східній частинах моря, на півдні спостерігається плаваючий лід. Товщина льоду досягає 90 см. Рівень води у морі коливається впродовж року з амплітудою до 1 м [28]. Це зумовлено в основному змінами річкового стоку та впливом змінно-нагінного вітру.

Означені вище характеристики морських кліматів визначають кліматичні особливості прибережних районів, де відбувається взаємний вплив суходолу та моря через відмінності складових радіаційного та теплового балансів. Радіаційний баланс моря влітку на 40-54 % більший, ніж суходолу [5]. Взимку ця різниця різко зменшується, а в грудні вона має навіть від'ємний знак. Витрати тепла на випаровування з водної поверхні значно більші (в 3,2-3,7 рази), ніж на суходолі, особливо восени та взимку. Радіаційні властивості суходолу і моря зумовлюють формування термічних контрастів у прибережній смузі, які змінюють свій знак упродовж доби.

Кліматичні особливості узбережжів морів, озер, водосховищ та великих річок мають спільні риси. Вони, передусім, проявляються у температурному режимі. У добовому ході у прибережній зоні, порівняно з віддаленими районами, зменшується денна і підвищується нічна температура повітря. У річному ході на узбережжі навесні температура повітря знижується, а восени

підвищується. Різні умови теплообміну між повітрям над водною поверхнею і суходолом сприяють формуванню у прибережній зоні морів, озер та водосховищ додаткового горизонтального градієнта тиску і виникненню бризової циркуляції, внаслідок чого відбувається зміна напрямку і швидкості вітру впродовж доби. Для водойм різних розмірів існує граничне значення добової амплітуди температури повітря, завдяки чому формується бризова циркуляція [29].

Денна температура повітря на узбережжі Чорного та Азовського морів влітку нижча на 3,0-3,4°C і ця різниця поступово зменшується до 0°C углиб суходолу на 4-10 км. Нічна ж температура на узбережжі вища на 3,0-5,0°C і так само різниця зменшується до 0°C на відстані 6-10 км [8]. Вплив Азовського моря помітний дещо далі 10 км у зв'язку зі зростанням континентальності клімату.

Радіаційний режим цих узбережних територій видозмінюється впливом бризової циркуляції. У теплий період, коли бризи досягають найбільшої інтенсивності, на узбережжі збільшується кількість безхмарних днів і зростають величини сумарної сонячної радіації. Влітку сумарна сонячна радіація на узбережжі перевищує 210-220 Дж/м², а на відстані 40-50 км вглиб суші, де бризи затухають, хмарність збільшується і сумарна радіація різко зменшується [29]. Тому спостерігаються суттєві відхилення від зонального розподілу сумарної сонячної радіації в українському південному степу.

Бризова місцева циркуляція атмосфери найчастіше набуває сили у липні-серпні. Понад 70 % денних бризів буває, коли різниця температури між суходолом і морем перевищує 20°C [28]. Якщо вона менша 5°C, бризи не виникають. Морський бриз розповсюджується вглиб суходолу на 30-40 км, а береговий — вглиб моря до 20-30 км. Через зменшення хмарності у прибережній смузі та на піщаних косах, які заходять у море, спостерігається найменша в Україні кількість опадів. У теплий період року на узбережжі завдяки тому, що денний бриз знижує температуру

повітря і підвищує його вологість, різко зменшується кількість днів (до 2-5) із суховієм [6]. Морська вода у температурному відношенні інерційніша, ніж суходіл. Навесні вода довго залишається холодною. На узбережжі морів, окрім радіаційних та теплових властивостей води, цьому сприяє ще й значна повторюваність (40-50 %) вітру з північною складовою, який відганяє у море теплий шар води і спричиняє підняття холодної води з глибини моря до поверхні [7].

Відповідно, до клімату морських узбереж території України можна віднести клімат приморських територій суші, куди поширюється вплив морів. Розраховано, що вплив Чорного моря поширюється в глибину суші на 140-280 км, Азовського моря – на 90-120 км, приблизно до лінії Комрат – Тирасполь – Гуляй-Поле – Волноваха (табл. 8) [8].

Таблиця 8

Ареали впливу Чорного та Азовського морів [8]

Напрямок	Ширина смуги температурного ефекту (км)
Чорне море	
На північний захід, у напрямку Могилева-Подільського	280
На північ від Одеси	160
На північний схід у напрямку Кропивницького	220
На північ від Каркінітської затоки	140
Азовське море	
На північ у напрямку Запоріжжя	120
На північ Бердянська	90

У літній час через збільшення контрастів температур між прогрітою сушею і холоднішою морською поверхнею на півдні та в південному степу виникають місцеві циклони. У термобаричному полі України вони виражені слабо, їхня дія має локальний характер. Опадів такі циклони дають дуже мало [8]. Водно-

час, над морем проходять середземноморські циклони, які тут підсилюються й залишають вологу у вигляді дощів і туманів.

У теплий період року за умов антициклонічної погоди та бризової циркуляції вплив Чорного і Азовського морів на температурний режим простежується пересічно на відстані 60 км, а в окремих випадках – до 100 км. Різниця пересічного максимуму температури повітря між морською станцією (Тендрівський маяк) і метеорологічними станціями, де вплив моря не спостерігається (за 50 - 115 км), у першу половину теплого періоду становить 3-4°C, а в другу – 2-3 °C [28]. У такому ж діапазоні значень відбувається вплив моря на пересічний мінімум температури повітря. У районах, де відсутній вплив нічного бризу, створюються умови для застоювання та вихолоджування повітря. Зниження мінімуму температури повітря у вересні і жовтні досягає 5,0-5,5 °C [28].

У холодний період року вплив моря розповсюджується майже на ту ж відстань углиб суходолу, що й у теплий. З віддаленням від моря на 50 - 70 км у північному і східному напрямках, незважаючи на переважання північного і східного вітру, зафіксовано зниження мінімальної температури повітря на 3-4°C і максимальної – на 1-2°C. Починаючи з січня різниця мінімальної температури повітря між морем і суходолом зменшується (на 2-3°C), а просторова різниця максимуму температури повітря у березні змінює свій знак [28].

Ще одна риса регіонального клімату – зменшення кількості заморозків. Так, у віддалених від моря районах Причорномор'я останній (весняний) заморозок спостерігається на 18-22 дні пізніше, а перший (осінній) – на 35-38 днів раніше порівняно з морською станцією (Тендрівський маяк) [28]. На узбережжі тривалість безморозного періоду збільшується на 55-60 днів.

Окрім того, клімат узбереж проявляється у ході відносної вологості та хмарності зменшується. Горизонтальне переміщення повітряних мас не сприяє розвитку конвективних процесів, утворенню конвективної хмарності у прибережній зоні, що зу-

мовлює зменшення хмарності і кількості опадів та збільшення прямої сонячної радіації. З квітня до серпня на межі впливу водойми відносна вологість повітря знижується на 20-25%, а в інші місяці – на 10–15% [54]. Подібно зменшується і хмарність.

Упродовж року ймовірність хмарності, в основному конвективної, у напрямі суходолу о 13 год збільшується. На певній відстані (влітку — це межа бризової циркуляції) утворюється пояс хмарності, який простежується до Сарати, Роздільної, Тилігуло-Березанки, Асканії-Нової і Попелака [28]. Відповідно збільшується у напрямку суходолу кількість днів з опадами, досягаючи максимуму на межі хмарності. Вплив Азовського моря на метеорологічні величини суходолу простежується на меншу відстань, ніж вплив Чорного моря. Зокрема, модифікація метеорологічних характеристик простежується на відстані 10-20 км від узбережжя [8].

Помітний вплив Чорного і Азовського морів позначається на тривалості сонячного сйва. У західній частині Причорномор'я, з віддаленням від моря відбувається істотне її зменшення у квітні-травні. У Болграді тривалість сонячного сйва порівняно з Одесою менша на 50 год, незважаючи на те, що Болград знаходиться південніше Одеси. Приблизно таке ж зменшення тривалості сонячного сйва відносно суходолу спостерігається з березня до липня у районі Миколаєва та з квітня до вересня – Асканії-Нової [28]. На узбережжі Азовського моря відчутне зменшення сонячного сйва відзначається на меншій відстані.

Вплив моря на вітровий режим проявляється не так чітко, як на температуру і вологість повітря, проте швидкість вітру поблизу берега у середньому вища, ніж у віддалених районах. Це відбувається внаслідок теплофізичного контрасту море – суходіл і зменшення шорсткості водної поверхні та виникнення додаткового градієнта атмосферного тиску

В Україні велика кількість природних і штучних водойм, які також впливають на мікроклімат прилеглої території. Вони спричинюють зміни у гідрометеорологічному режимі їх аквато-

рій і узбережжя, деякі з них мають негативний вплив. Так, посилення швидкості вітру та зміна льодових умов ускладнюють судноплавство. Вплив водосховищ на метеорологічні величини визначається їхньою протяжністю, глибиною, а також фізико-географічними особливостями узбережжя, що можна простежити на каскаді Дніпровських водосховищ.

Одним із вирішальних чинників, що визначає вплив водойми на вологість повітря, є температура поверхні води. Фізичні особливості формування температури поверхні води зумовлюються не стільки горизонтальними розмірами водойми, скільки її глибиною.

Антропогенно видозмінені «долинні» топоклімати узбережжя Дністерського водосховища. Зокрема, вони вирізняються згладженим термічним режимом, підвищеними значеннями відносної вологості та бризовою циркуляцією. Під час польових мікрокліматичних спостережень у травні 2006 та серпні 2009 р. на берегах водойми біля м. Новодністровськ і с. Комарів Кельменецького району були зафіксовані нижчі значення денних температур (на 1-2 °С), вищі значення нічних температур (на 3-6 °С). Можливий наслідок бризової циркуляції – менша повторюваність штилів та більша ймовірність днів із сильними вітрами. Зокрема, на озерній станції Новодністровськ (200 м перед греблею) спостерігають 3-5% штилів за рік, а повторюваність вітрів зі швидкістю 1-5 м/с – 89%, тоді як у Могилів-Подільському (І тераса), відповідно, – 13-16% та 92%. Високі тераси, що є компонентами річково-долинної ландшафтної системи, також зазнають впливу місцевої циркуляції, яка топокліматично відрізняє їх від вододілів. Наслідки такого процесу особливо виражені в районі водосховища і проявляються у формуванні вузької смуги підвищеної частоти безхмарного неба, а отже, і можливого зменшенні кількості опадів.

Контрольні запитання та завдання

1. У чому полягає вплив великих водойм на узбережний клімат?
2. Від чого залежить відстань впливу водойми на узбережний клімат?
3. Чим відрізняється вплив Азовського та Чорного морів на клімат узбережжя?
4. Як впливає бризова циркуляція на розподіл температур повітря, опадів та вітру узбережжя?
5. Поясніть особливості мезоклімату, створеного великою водоймою, найближчою до вашого регіону.

3.5. Клімат річкових долин

Місцеві кліматичні контрасти елементів – наслідок впливу неоднорідності будови або стану діяльних поверхонь різних орографічних форм, і зокрема глибоко врізаних річкових долин. Міра неоднорідності території може підсилюватися морфологічними та експозиційними чинниками [54]. При вивченні впливу рельєфу на мікроклимат, коли різниці висот коливаються від десятків сантиметрів до десятків метрів, значення висот над рівнем моря другорядне, а найбільш значущою стає експозиція і значення форм рельєфу, що проявляється у значеннях радіаційних і вітрових показників.

Для річкових долин характерні відхилення температур, вологості повітря і вітрового режиму порівняно з відповідними даними сусідніх територій. Важливі тут такі характеристики долини, як її ширина і напрям, висота берегів. При широких долинах зазвичай збільшується вплив водної поверхні, між нею і берегами формується місцева бризова циркуляція. Залежно від геометрії від будови долини, на формування мозаїки топокліматів впливають береги або вода [94].

При високих симетричних берегах, що здебільшого спостерігається у долинах гірських рік, визначальний є напрям долини, що зумовлює експозицію берегів. Найрізкіші контрасти в кліматі та ландшафтній структурі будуть між вертикальними схилами південної і північної експозицій. При асиметричних долинах і крутих ви-

соких берегах більше впливає берег (суша), а при асиметричних долинах і низьких берегах – вплив води і суші часто врівноважується (шляхом чіткого її розділу впродовж доби) [54].

Залежно від розмірів і будови долини, крутизни, експозиції і висоти берегів, в долині формуються своєрідні радіаційні умови, що визначають особливості добового і річного ходу температури і вологості повітря, режиму вітру, кількісні значення яких можуть характеризувати міру ландшафтно-кліматичної неоднорідності річководолинних ландшафтних комплексів.

Складна мозаїка діяльних поверхонь і шарів річкових ландшафтів накладає свій вплив на радіаційну неоднорідність території та відповідно різну інтенсивність теплообміну в природних комплексах, що відображається не лише на їхньому функціонуванні, але і на особливостях місцевого природокористування. Відмінності в режимі сонячної радіації в умовах мікро- і мезорельєфу не менші, ніж для макроформ рельєфу. Ці відмінності, передусім, проявляються у значеннях прямої радіації, хоча помітні у значеннях розсіяної. Крім того, як помічено ще R. Geiger, наявність водних поверхонь створює додатковий ефект «підсвітки» [69], що може виступати позитивним фактором для сільськогосподарського природокористування.

Регіональні особливості теплообміну кількісно найчіткіше простежуються на термічних показниках і, перш за все, пов'язані з експозиційними особливостями схилових поверхонь долин. В умовах увігнутого рельєфу, в даному випадку долинного, збільшується денне нагрівання і нічне зниження температури під дією схилів і застою повітря. Відповідно на вершинах схилів долин, а також вододілів фіксують значно менші амплітуди [52]. Термічні відмінності поглиблюються або нівелюються в умовах різних погодних ситуацій. Так, у хмарні дні хід температур сильно згладжений порівняно з ясними днями.

При симетричному відносно півдня надходженні тепла від сонця на схили найвища температура ґрунту зафіксована на південно-західних схилах. Це явище пояснюють такими особливостями тепло- і вологообміну: в помірних широтах радіація, що надходить ура-

нці, в основному витрачається на випаровування і висушування ґрунту, тоді як після обіду значно більше її витрачається на нагрівання ґрунту і повітря [54]. У нічний час температура ґрунту на вершинах схилів долини пов'язана з процесами випромінювання і зі стоком холодного повітря вниз, через що ізотерми набувають паралельного до схилу розташування. Таке явище в кліматологів відоме під назвою «озер» чи «острівів» холоду [54]. Подібні термічні особливості будуть залежати від морфометричних характеристик долини та інтенсивності повітряних потоків.

З добовими коливаннями температур пов'язані значні відмінності у значеннях екстремальних температур, хоча найбільш чітко вплив морфології долин проявляється на мінімумах. Експериментальні дані дають можливість виявити відмінності в 15 °С абсолютного мінімуму температури для сусідніх станцій помірного поясу, розташованих у різних мезо- і мікроформах рельєфу [52].

Ще одним термічним показником кліматичної неоднорідності річкової долини може виступати тривалість безморозного періоду. Так, тривалість безморозного періоду на 20 днів більша на верхніх частинах схилів і на 15 днів більша в днищах долинах глибиною від 50 до 100 м порівняно з вирівняними територіями [60].

Величина мікрокліматичних контрастів вологості повітря, звичайно, буде залежати від енергетичних контрастів, але при цьому важливу роль будуть відігравати також запаси вологи в ґрунті, що вплине на співвідношення між складовими теплового балансу і визначить напрямок розвитку процесу формування місцевого клімату. Такі відмінності в запасах вологи в ґрунті можуть бути наслідком природних і антропогенних причин. Інтенсивне нічне вихолодження в долині сприяє значній повторюваності тут роси та інею, а також наземних туманів.

На схилах різної крутизни і експозиції під впливом вітру створюються контрасти в розподілі атмосферних опадів, при цьому влітку і взимку вони відмінні по величині і знаку. В залежності від господарського використання схилів або їх природного стану опади

можуть по-різному витрачатися, що завжди впливає на формування мікрокліматичних контрастів температури і вологості.

Просторові і швидкісні характеристики вітру можуть виступати в якості показниками кліматичної неоднорідності територій річкових долин при певних макрокліматичних циркуляційних особливостях, умовах стратифікації атмосфери, стану діяльних поверхонь, які накладають свій вплив на основний морфологічний чинник рельєфу. Вітер переважно сприяє вирівнюванню місцевих кліматичних контрастів, підсилюючи перемішування приземного шару атмосфери. Тільки при безхмарній погоді на території з розчленованим рельєфом вплив вітру на кліматичні контрасти елементів посилюється, оскільки при північному вітрі південні схили, які отримують в обідню пору набагато більшу суму прямої сонячної радіації, ніж північні, що знаходяться у вітровій тіні. Це сприяє зменшенню перемішування. На північному схилі, що нагрівається слабше, через посилення вітру й інтенсивне перемішування відбувається додаткове охолодження. Спрямованість та інтенсивність повітряних потоків корегується напрямом самої долини, міра впливу чого залежить від особливостей будови річкової долини [94].

Вплив місцевих чинників кліматичної неоднорідності, зазвичай, виразно відображається на швидкості вітру. Так, на крутих схилах помітне збільшення швидкості вітру порівняно з вододільними територіями на верхніх частинах навітряних і паралельних до вітру схилів та відповідно зменшення швидкості вітру у нижніх частинах підвітряних схилів [88].

На підвітряних схилах можуть виникати як зони повного затишся, так і зони сильного вихороутворення, викривлення ліній потоків унаслідок хвилястості рельєфу, завихрення набігаючого повітряного потоку. Таке явище підсилюється при сильному вітрі а також при стійкій стратифікації атмосфери і пов'язаним з нею зменшенні турбулентної в'язкості. В останньому випадку в підвітряній частині потоку переважає штиль. Такі особливості потоків вітру на схилах долини мають виражені особливості в часовому вимірі: послаблення в нічну частину доби при інверсіях та потужне вихороут-

ворення в денний час при конвективних рухах та інтенсивному нагріванні долини. Відмінності в тепловому і радіаційному балансах часто породжують систему вітрів термічного походження в долинах. Найяскравіші приклади таких відмінностей зустрічаються в районах із крутими схилами при дуже слабкому градієнтному вітрі.

Нижче подамо низку річково-долинних кліматичних особливостей на прикладі долини Середнього Дністра. Кліматогенез над територією каньйонної долини Дністра проходить під прямим чи опосередкованим впливом ряду геоморфологічних особливостей: переважання широтної та субширотної орієнтації долини, наявності глибокого врізу (до 120 м) у відносно плоску поверхню високих і надвисоких терас каньйону; вервицеподібної асиметричної будови каньйону, наявності великих вузлів круто врізаних меандр; широкого розвитку та різноманіття схилових місцевостей. Мезоклімат дністерської каньйонної долини відрізняється від суміжних рівнинних регіонів термічним режимом теплого періоду (вищими значеннями денних температур – на 2-5 °С і більшими добовими амплітудами температур – на 10-15 °С), складним полем розподілу показників зволоження (з орографічно визначеними максимумами), місцевоциркуляційними рисами вітрового режиму (невисокими значеннями сили вітру, існуванням місцеводолинних вітрів) [59].

Загалом, на кліматичному тлі України вся територія Середнього Придністер'я вирізняється відносно високими (як для цих широт) термічними показниками. Так, середні температури липня скрізь перевищують +18 °С, а в східній частині регіону в цей період вони сягають +19 °С й більше [24]. Найбільш вирівняний і однамітний розподіл середніх температур простежується на високих та надвисоких дністерських терасах. Найбільші ж просторові контрасти розподілу температур з'являються на тлі впливу місцевих антропогенних чинників (м. Новодністровськ) та топічних геоморфологічних чинників. Зокрема, найвищі літні температури спостерігаємо у захищених, добре інсольованих долинних місцевостях.

У розподілі максимальних температур територіальні відмінності більш помітні (з причин особливостей турбулентного тепло-

обміну). У долині Середнього Дністра такі температури помітно вищі навіть у холодний період, коли підвищення температур повітря пов'язане з відлигами та адвекцією повітряних мас. Саме у середній частині долини Дністра зафіксовані найвищі добові температури [60].

Складна орографічна будова дністерської каньйонної долини, схилове різноманіття, як і вплив інших орографічних структур (Українських Карпат, Розточчя, Хотинської височини, Товтр) – визначальні у деформації макроциркуляційно зумовленого просторового та часового поля розподілу опадів. Багаторічні спостереження значної кількості агрометеопостів (близько 45 в регіоні) дають змогу визначити місцевокліматичні особливості ходу опадів. Найбільші суми опадів впродовж ХХ ст. випадали на вузькій смузі правобережного Середнього Подністер'я в межах Хотинської височини (744, 723 мм) та на крайньому заході регіону (746 мм, Хотимир), найменші – на крайньому сході регіону (533 мм, Немія; 545 мм, Могилів-Подільський) [24].

Максимуми літніх опадів припадають на долинні ділянки, що перебувають під орокліматогенним впливом вказаних вище структур. Створення Дністерської водойми спричинило зміни у тепло- та вологообміні над цієї ділянкою Дністра (від с. Устя Борщівського району Тернопільської області до м. Новодністровськ Чернівецької області). Так, у літні місяці, у зв'язку з активним розвитком термічної конвекції, в районі Дністерської водойми збільшується ймовірність опадів значної інтенсивності [60].

Основна мезокліматична риса вітрового режиму – північно-західна орієнтація середньодністерської долини, що відповідає напрямам переважаючих макроциркуляційних потоків теплого періоду. Значна кількість меандр різних розмірів та напряму ускладнює картину розподілу вітрових потоків у часі та просторі. Меандрові ділянки долини деформують макроциркуляційний розподіл вітрових потоків у часі та просторі. Часто це сприяє нівелюванню несприятливого аеродинамічного ефекту і захисту від холодних північних вітрів. Усі ці процеси свідчать на користь комфортності топок-

ліматів днищ та низьких терас долини. Тому для каньйонної долини характерне переважаання вітрів із незначною силою – 2-4 м/с [59].

Отже, на тлі зональних характеристик кліматичного поясу регіон вирізняється деформаціями термічного і вітрового режиму, режиму зволоження та вітрового режиму, просторово-часового розподілу атмосферних явищ рядом. Окрім того, масштаби і складність розчленування поверхні дністерської долини також свідчать про існування орокліматогенного комплексу рівнинного впливу з мезокліматичними рисами, в межах якого характерне різноманіття висотного набору топокліматів. Ядрами топокліматичного різноманіття виступають численні круто врізані меандри і цілі «меандрові» вузли. Протяжність таких вузлів досягає 25-35 км, ширина зони меандрування – 3-8 км, чого достатньо в просторовому вимірі для існування набору меандрових топокліматів.

Власні спостереження впродовж 2006-2010 року й попередні експедиційні дослідження кафедри фізичної географії та раціонального природокористування показують, що топокліматичні відмінності досягають максимальних значень при антициклональних типах погод теплого періоду року, виявляються у висотній кліматичній диференціації (“долинна”, середня та верхня смути) і мають добову динаміку.

У результаті аналізу розподілу метепоказників репрезентативних метеостанцій і спостережень у межах долини найчіткіше виявлені ознаки “долинного” топоклімату. Він характерний для ландшафтних комплексів заплав і похилих низьких внутріканьйонних терас. Поширений фрагментарно з приуроченістю до меандрових комплексів долини. Такі топоклімати вирізняються температурними екстремумами і своєрідною мікроциркуляцією.

Інтенсивне прогрівання днищ річкових долин при літніх антициклональних типах погоди сприяє формуванню комфортних рис топокліматів захищених місцевостей. Зокрема, найвищі літні температури спостерігаємо в експозиційно захищених, добре інсольованих долинних місцевостях. У глибоких ділянках каньйону Дністра (як і в подібних за будовою допливах) виявлені найвищі значення

денних строкових температур (+25...+35 °С), максимальних добових температур (+35...+38 °С). Високі денні температури були помічені ще в першій половині минулого століття польською гідрометслужбою і в каньйонному допливі р. Смотрич, м. Кам'янець-Подільський – до +38°С. Тут же спостерігали найвищі амплітуди температур (63-68 °С). Усі ці характеристики відрізняють “долинні” топоклімати від топокліматів місцевостей високих і надвисоких терас та вододілів [60].

Водночас, вираженим каньйонним відтинкам долини властива висока ймовірність низьких значень нічних температур (+5...+10 °С). Такі дані характерні для метеостанції Могилів-Подільський, а також зафіксовані під час окремих спостережень автора в м. Заліщики у травні–липні 2006 року. Влітку можливий і зворотнім варіант – формування дискомфортичних топокліматичних умов (задухи) при високій відносній вологості повітря термічного та циклонального генезису, штилях. Процеси інтенсивного денного прогрівання й швидкого вихолодження повітря над нижньою долинною смугою вночі пов'язані з геоморфологічно зумовленою місцевою долинною циркуляцією.

Каньйонний характер долини і наявність значної кількості меандр виражена в експозиційному різноманітті схилових місцевостей, що впливає на їхні інсоляційні характеристики та локальні відмінності в термічному режимі. Тому, на наш погляд, у межах каньйону долини доцільно виділяти окрему групу схилових топокліматів. Діапазон деформацій режиму метеорологічних показників, а відповідно і різноманіття схилових топокліматів, залежатиме від експозиції, крутизни та виду діяльної поверхні (лісова, лучна, відслонення, антропогенна).

Емпірично в ході експедиційних досліджень 2006-2010 р. нами доведено, що властивості цих топокліматів проявляються над поверхнями з крутизною більше 30°. На кліматичну своєрідність місцевостей оголених дністровських стінок накладається і фактор літологічної неоднорідності геологічної будови долини, що відображений у різному альбедо поверхонь відслонень. Для типової се-

редньої схилової теплої смуги характерна менша амплітуда температур (на 5-7 °С), вищі мінімальні температури (на 1-2 °С).

Важлива роль у формуванні топокліматів схилів належить і вітровому режиму. Глибоке розчленування поверхні суттєво деформує поле вітру в приземному шарі, сприяє нерівномірному розподілу температур повітря. Так, за теплий період року навітряними схилами, внаслідок інтенсивного руху повітря відбувається транспортування тепла, що отримується схилом від поглинання сонячної радіації. На підвітряному схилі, водночас, через так званий “вітровий затінок” складаються сприятливі умови для прогрівання повітря. Якщо у такому затінку перебувають південні схили, то термічні контрасти між ними й іншими схилами досягають максимуму (до 5 °С). Різноманіття схилів за експозицією та крутизною зумовлюють просторові відмінності в тепловому і радіаційному балансах схилів, породжуючи долинну систему вітрів термічного походження. Сила таких вітрів наростає до ночі і поступово слабшає до обіду. Такі процеси разом зі зниженням температури у днищі долини спостерігалась нами у коропецькому меандровому вузлі при антициклональній жаркій погоді в травні 2009 року.

Клімат надканьйонних високих і надвисоких терас найбільш схожий до клімату горбистих місцевостей вододілів та межиріч. Тому кліматичні і метеорологічні характеристики часто відповідають зональним та довготним особливостям термічного режиму, циркуляції зони широколистяних лісів і лісостепової на сході. З-поміж інших долинних топокліматів, на високих та надвисоких дністерських терасах спостерігалися найбільш вирівняний і одноманітний розподіл середніх температур.

Можливі топокліматичні ознаки несхожості верхньої долинної смуги – менша ймовірність опадів, вищі денні та нічні температури. Найкомфортніших рис, на наш погляд, топоклімати надканьйонних високих терас набувають у другій половині дня, чому сприяє розташування ландшафтів вище смуги нічних інверсій. Таким середньодністерським долинним місцевостям притаманні найвищі нічні температури, менші порівняно зі схиловими, швидкості вітру.

Контрольні запитання та завдання

1. Чому долини річкових долини можуть кліматично відрізнятися від навколишніх територій?
2. Хід яких кліматичних показників і метеоелементів специфічний у річкових долинах?
3. Які чинники визначають виразність кліматичних особливостей річкових долин?
4. Чим відрізняється клімат долини Середнього Дністра від клімату Прут-Дністерського межиріччя?
5. Як геоморфологія долини Середнього Дністра впливає на розвиток місцевої циркуляції?

3.6. Клімат Українських Карпат

Найвиразніше азональні ознаки мезоклімату та різноманіття місцевих кліматів у межах території України можна простежити в Українських Карпатах. Регіональні риси клімату Українських Карпатах проявляються через бар'єрний вплив меридіонально розташованої гірської споруди на трансформацію полів розподілу основних метеорологічних характеристик. Клімат Українських Карпат формується на тлі переважання атлантичних і трансформованих континентальних повітряних мас, що відображено у помірно-континентальних умовах з надмірним і достатнім зволоженням, нестійкій весні, неспекотному літі з максимумом опадів, теплій осені і м'якій зимі [9].

Особливості карпатського регіонального клімату зумовлені, по-перше, простяганням української ділянки Карпат перпендикулярно до напрямку атлантичних і континентальних повітряних адвекцій, з чим пов'язані суттєві відмінності сезонного термічного режиму температур та опадів північно-східного і південного західного макросхилів. Окрім того, українська частина Карпат представлена найвужчою частиною, на яку вузьким коридором Закарпатської низовини, що обмежена з півночі Татрами, а з півдня – Західними Румунськими Карпатами і Мармароським кристалічним масивом, рухаються вологі, теплі атлантич-

ні і середземноморські повітряні маси, а також сухі степові з Великої Угорської низовини [14].

Загалом, визначальні глобальні кліматотвірні чинники – сонячна радіація та атмосферна циркуляція – набувають нового змісту на тлі складно побудованої поверхні та різноманіття схилівих поверхонь Українських Карпат. Відповідно, значення характеристик сонячної радіації в умовах помірно-континентального клімату будуть, передовсім, залежати від орографічних параметрів та стану неба, пов'язаного з регіональними циркуляційними проявами.

Сонячна радіація

Широтні закономірності надходження сонячного випромінювання у регіоні модифікуються бар'єрною спорудою Карпат, що відображено загалом у нижчих значеннях сумарної сонячної радіації та радіаційного балансу. Тому, насамперед, зниження значень цих радіаційних показників буде спостерігатись відповідно до висотного чинника та хмарності. Зважаючи на переважання (більше 50%) хмарних днів упродовж року, а взимку – 60-80%, річна тривалість сонячного сьйва в Українських Карпатах може складати лише 18-30% величини, характерної для помірних широт [13]. Водночас, найнижчі значення сонячної радіації спостерігаються не на найвищих ділянках Українських Карпат, а у середньогір'ї – поясі активного розвитку конвективних та фронтальних хмар.

Пересічні суми річної сумарної сонячної радіації становлять 3,8-4,1 МДж/м² у Передкарпатті, досягатимуть 4,2 МДж/м² у Закарпатті, а у високогір'ях зменшуватиметься до 3,2-3,5 МДж/м² [3]. Річне значення радіаційного балансу на південно-західного закарпатському макросхилі у нижній частині досягатиме 2 МДж/м², у Передкарпатті – 1,5 МДж/м², а з підняттям у гори його величина зменшується на 20-30%, досягаючи лише 0,6 МДж/м² у високогір'ях [9; 44]. Від'ємні значення радіаційного балансу фіксуються у зимові місяці, а максимумами спостеріга-

ються у червні, липні [28]. Окрім того, лише до 80% сонячної радіації поглинається підстильною поверхнею. Узимку, альbedo взагалі може складати 70-85%. Це ускладнює дистанційні спостереження за радіаційними приземними характеристиками в гірських умовах.

Просторово у межах Українських Карпат за розподілом сумарної сонячної радіації вирізняються вищими значеннями континентальні Внутрішні Карпати, що особливо виразно взимку та у перехідні сезони – у березні та листопаді. Натомість, влітку, особливо у червні, відмінності згладжуються через часту повторюваність циклонічних ситуацій регіонального масштабу. Тобто трансформація регіональної атмосферної циркуляції набуває особливого значення у формуванні гірських кліматів, виступаючи як кліматотвірним чинником, так і кліматичним продуктом.

Атмосферна циркуляція

Загалом, над Карпатами у тропосфері вище 1,5-2,0 км переважає західний перенос повітряних мас, який зумовлює надходження вологого повітря з помірних і полярних районів Атлантики і з опадами океанічного походження як результат. У шарі атмосфери нижче 1500 м гори послаблюють і змінюють напрям повітряних потоків, які суттєво залежать від особливостей рельєфу, орієнтування хребтів, річкових долин і стратифікації атмосфери [20]. Отже, циркуляційні процеси над Карпатами, які займають на Європейському материку середнє положення, досить складні і різноманітні упродовж року. Вони визначаються положенням території відносно Азорського, Ісландського і Сибірського центрів дії атмосфери та переважаннями західних повітряних течій у нижній тропосфері.

Взимку Українські Карпати потрапляють під вплив північної частини смуги високого тиску, пов'язаної із західним відгалуження азіатського антициклону і формування місцевої області підвищеного тиску над Карпатами. Тоді над земною поверхнею

переважають західні і південно-західні потоки повітряних мас. З висотою вони повертають вправо і у всій тропосфері переважають західні і північно-західні вітри.

Влітку із заходу з'являється відгалуження азорського антициклону, тоді біля поверхні землі і на висотах переважають західні та західно-північно-західні повітряні течії. У перехідні сезони територія знаходиться під змінним впливом східної периферії східноєвропейських антициклонів. Весною і восени збільшується повторюваність адвекції з півдня, південного сходу і півночі. Загалом упродовж року переважає переміщення повітряних мас з боку Атлантичного океану. Істотне кліматотвірне значення для території мають так звані південні циклони, які проходять через Карпати з боку Середземного та Чорного морів. Тоді встановлюється дощова погода з сильними вітрами, виникають катастрофічні паводки, вітровали та буреломи.

Кліматотвірна дія антициклонів порівняно із циклонами в більшості випадків протилежна. Найбільшу кліматичну роль відіграють антициклони азорського погодження (особливо влітку) та антициклони європейського відгалуження зимового азійського максимуму. З антициклонами полярної групи траєкторій пов'язані найбільші зниження температури на території Карпат і Передкарпаття. В цілому антициклонічна циркуляція над Карпатами переважає над циклонічною, що можна пояснити більшою частотою переміщення антициклонів та утворенням місцевого орографічного антициклону. Однак загалом форми обох баричних циркуляцій забезпечують перенесення над Карпатами повітряних мас з Атлантики, що у 25% переважає можливість надходжень континентального повітря зі сходу такими ж шляхами [20].

Температура повітря

У гірських районах розподіл *температур* приповерхневого шару повітря підпорядковується орографії: 1) висоті місця над рівнем моря, 2) експозиції місцевості; 2) геометрії форм ре-

льєфу. Відповідно, радіаційно-циркуляційно спричинене температурне тло різко змінюється під впливом орографії. Від Передкарпатської рівнини Українські Карпати відділяються річною ізотермою $+6,5\text{ }^{\circ}\text{C}$, а від Закарпатської низовини $-9\text{ }^{\circ}\text{C}$ [57].

Перша закономірність у розподілі температур повітря – зниження температури повітря зі збільшенням висоти місцевості. Ізотерми, зазвичай, повторюють хід ізогіпс. Так, пересічні річні температури повітря змінюються від $+7-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ на рівнинах до $+5\text{ }^{\circ}\text{C}$ в низькогір'ях; від $+3\text{ }^{\circ}\text{C}$ в середньогір'ях до $+0,6\text{ }^{\circ}\text{C}$ у верхньому ярусі гір. Найнижчі температури повітря в Передкарпатті бувають у січні $-5\text{ }^{\circ}\text{C}$. З підняттям угору на кожні 100 м в Українських Карпатах температура пересічно знижується на $0,4...0,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ [14]. Проте, ці значення неоднакові для всіх висотних рівнів. Зокрема, найменші значення спостерігаються на висоті 1000-1500 м, де часто проходить процес хмароутворення з виділенням тепла при конденсації водяної пари, що сповільнює зниження температури з висотою. Відповідно, пересічна температура січня на висоті 1200 м у Горганах може складати $-7,9\text{ }^{\circ}\text{C}$, а на Свидовці і Чорногорі – $-12\text{ }^{\circ}\text{C}$ [12]. Вище 1500 м температурні градієнти з висотою закономірно збільшуються, досягаючи $0,7\text{ }^{\circ}\text{C}$ на висоті 7 км [20].

Окрім того, на південно-західному макросхилі висотні температурні градієнти завжди більші ніж на північно-східному. Їхня пересічна різниця складає $0,31\text{ }^{\circ}\text{C}$ на 100 м. На північно-східному макросхилі температурні відмінності більш згладжені. Ця специфіка помітна і на прикладі радіаційного балансу: 1700 МДж/м^2 у Закарпатській низовині до 1400 МДж/м^2 у Передкарпатті [56].

Вертикальні температурні градієнти змінюються не лише по висоті, але і в часі. Упродовж всіх місяців, окрім зимових, величина градієнту на південь від вододілу стає меншою, ніж у північному напрямі. Вертикальний градієнт температури зростає в Українських Карпатах при переході від холодного періоду до літа і від вищих гіпсометричних рівнів до нижчих. Високі зна-

чення вертикальних температурних градієнтів у теплий період року зумовлені значним прогріванням підстилаючої поверхні у денний час. Упродовж метеорологічної зими температурні контрасти дещо знижуються, а клімат із підвищенням висоти стає менш континентальним. Про це свідчить зниження амплітуд температур від 22-23 °С у передгір'ях до 17-20 °С у горах [14].

Узимку в горах розподіл температури повітря часто має інверсійний характер. Це свідчить про другу третю особливості прояву гірських кліматів – вплив геометрії форм рельєфу та експозиції поверхонь. *Інверсії* – характерна риса гірських долин. Вони стають помітнішими з висотою. Так, у гірських долинах і котловинах, таких як Селятинська, розташованих на значних висотах, добові коливання температури повітря можуть досягати більше 20 °С [39]. Зазвичай, найбільші добові коливання температури повітря спостерігаються у першій половині дня, а найменші – вночі. Найвиразніші такі ситуації за умов штилю або слабких вітрів. Зазвичай, у холодну пору року вони пов'язані з погодою антициклону. Виникнення та посилення вітру у підінверсійному шарі може сприяти руйнуванню інверсії. Найчастіше інверсії виникають у 0,5-кілометровій приземній смугі повітря. Вертикальна потужність такої смуги може досягати взимку – 500-600 м, а влітку – 300-400 м [23]. Ще одна відмінна риса літніх інверсій – їхнє переважання у нічну частину доби. Вдень літні інверсії руйнуються і встановлюється *нормальний вертикальний розподіл температур повітря* – зниження з висотою.

Орієнтація гірських долин також впливає на розподіл приземних температур повітря через вплив місцевих вітрів. Зокрема, найбільші відмінності спостерігаються між Передкарпатською областю, власне гірськими районами та Закарпаттям. Окрім того, термічно різними будуть долини меридіонального простягання з переважаючими північними і південними вітрами, долини орієнтовані з південного-заходу на північний схід з переважаючими північно-західними та південно-західними вітрами та долини, із північного-заходу на південний схід з переважаючими

ми північно-західними та південно-східними вітрами. У першому варіанті вихолодження пов'язане зі штилями та південними вітрами із відрогів Азіатського антициклону взимку та потепління влітку через посилення південних вітрів

Опади

Надходження опадів пов'язані переважно атмосферними фронтами, пов'язаними з циклонами, які переміщуються із заходу на схід або північний схід (рідше з північного заходу на південний схід) по траєкторіях, що пролягають на північ від Карпат. При цьому згадані фронти підлягають орографічному впливу Карпатської дуги, що в більшості випадків призводить до посилення опадів.

Найхолодніші райони Карпати вирізняються найбільшою кількістю атмосферних опадів, теплі – зазвичай є сухими. До перших належить центральна частина північно-східного макросхилу, що охоплює басейн Свічі, Лімниці, Бистриці Солотвинської і Надвірнянської, Пругу, верхів'я Чорного і Білого Черемошів, до других – басейни Сірету та Сучави [9]. Понад 80% загальної кількості опадів припадає на літній сезон з максимумами на навітряних пригребневих частинах вододільних хребтів Горган, Свидівця і Чорногори і у деякі роки на Полонинсько-Чорногорському хребті досягають пересічно за рік до 1400-1500 мм [20].

В умовах континентального клімату помірних широт у теплий період року (з квітня по жовтень) випадає значно більше опадів, ніж у холодний період року. Так, приблизно 60% усієї річної суми опадів у Закарпатті припадає на теплий період, до 80% – у Передкарпатті [13]. Найменшу кількість літніх опадів фіксують у Закарпатській низовині. Тут, взимку випадає у 1,5-2 рази більше опадів, ніж у Передкарпатті. Тільки на території Закарпаття у холодний період року випадає більше 350 мм опадів, а подекуди і понад 500 мм. В інших областях така кількість опадів упродовж холодного періоду зазвичай, висотно детермінована.

Означені відмінності у співвідношенні опадів теплового та холодного періодів пов'язують із термічними умовами та циклонічною діяльністю. Через часткову захищеність Закарпатської улоговини від холодних північних і північно-східних вторгнень пересічні зимові температури повітря є вищими, ніж у Передкарпатті. Тому температурні інверсії трапляються рідше. Натомість часті відлиги, що сприяють конвективним процесам, а відповідно, утворенню хмар та випаданню опадів. Смуга зимових інверсій з огляду на зниження кількості зимових опадів на північно-східному макросхилі Українських Карпат досягає по ширині 30-50 км. Вираженішою така смуга буде на північному заході (наприклад, район Дрогобич – Моршин – Болехів), аніж на північному сході [40].

Окрім того, у зимовий період року посилюється роль циклонів середземноморського походження, котрі через Балканський півострів зміщуються на північний схід. Тоді на навітряному закарпатському макросхилі Українських Карпат спостерігається посилення опадів. Синоптична історія у цьому регіоні вказує на домінування фронтальних процесів взимку, а влітку – посилення ролі конвективних.

Водночас, річний мінімум місячних сум опадів спостерігається в один із місяців холодного періоду року залежно від експозиційного та орографічного розташування ділянки. На більшості метеостанцій Закарпаття його фіксують на крайньому південному сході Передкарпаття й у гірських районах у лютому. На переважаючій частині Передкарпаття мінімум опадів спостерігається в січні та лютому.

Зимові опади випадають переважно у вигляді снігу. Стійкий сніговий покрив у низькогір'ях встановлюється пересічно з початку грудня до кінця березня. У високогір'ях він встановлюється у жовтні й утримується до кінця квітня – середини травня. Потужність снігового покриву більша на південно-західних схилах хребтів і наростає зі збільшенням висоти до 1000-1200 м, після якої змінюється мало. Над верхньою межею лісу вона до-

сягає 1 м, а в окремі роки – 2-3 м [36]. На гребенях хребтів і на безлісних вершинах після відлиг і сильних вітрів снігового покриву не буває. Основна маса збирається на північно-східних пригребневих схилах, на тилових стінках кар і водозбірних лійок у вигляді навісів і карнизів. Вони дають початок лавинам, що знищують лісовий покрив і формують механічну межу лісу.

Розподіл опадів теплого періоду року по широті і довготі відносно однорідний. Значна частина опадів випадає у вигляді злив, хоча типовіші затяжні дощі і мряка, як-от на полонинах, де кожні два з трьох днів дощові [22]. У напрямку до найвисокогірніших внутрішніх хребтів співвідношення літніх опадів до зимових збільшується до 2 і більше. Максимальних значень таке співвідношення досягає на північно-східних схилах та підніжжях гір – 3,5-4. У напрямі на північний схід до долини Дністра ця величина зменшується до 3 і нижче.

На переважаючій території Українських Карпат річний максимум місячних сум опадів спостерігається у червні та липні. Липневий максимум місячної суми опадів (в окремі роки перевищує 400 мм), передусім, приурочений до низькогірної північно-західної частини Українських Карпат. Порівнюючи з мінімальними значеннями, помітно, що максимум опадів припадає на менший відтинок часу. Ці особливості свідчать про те, що влітку великі орографічні форми менше впливають на утворення опадів, ніж взимку. Хоча і в холодний період року виявлено, що опади лише на 30-50% залежать від висотного чинника [21]. Прояв специфічних рис у розподілі опадів гірських кліматів, найперше, слід пов'язувати з геометрією орографічних форм, експозиційними та бар'єрним аспектами. Вони ж – визначальні у розподілі вітрових потоків.

Вітровий режим

Вітровий режим Українських Карпат формується, набуваючи мезомасштабних характеристик, у результаті орографічної деформації потоків загальної циркуляції атмосфери і регіональ-

них особливостей рельєфу [21]. Унаслідок цього виникає місцева циркуляція атмосфери, яка, взаємодіючи із загальною, формує вітровий режим гір та передгір'я у всій його складності. Характерною рисою вітрового режиму є вітри направленої циркуляції: гірсько-долинної та фенової. Гірсько-долинні вітри розвиваються за відомою загальною схемою, внаслідок термічних причин, досягаючи вертикальної потужності при долинній формі до 1 км [61]. Термічна циркуляція сприяє активізації вертикальних рухів середнього масштабу та випаданню опадів.

Характер рельєфу гірських долин зумовлює утворення місцевої гірсько-долинної циркуляції. Долини приймають вітри різних румбів, змінюють і підпорядковують їх своєму напрямку. Тому вітри в Карпатах надзвичайно різноманітних напрямів. Вони відображають орієнтацію долин кожного регіону. Гірсько-долинні вітри влітку мають добову періодичність. Удень вони дмуть вгору по долині, забираючи із собою велику кількість водяної пари. Піднімаючись, повітряні маси охолоджуються, водяна пара конденсується, утворюються хмари, і в другій половині дня випадає дощ. Отже, місцеві вітри підвищують хмарність і вологість повітряних мас. Взимку котловини в горах і вузькі річкові долини заповнюються холодним щільним повітрям. Температури в них нижчі, ніж на сусідніх схилах гір [36].

Контрольні запитання та завдання

1. *Які риси відрізняють клімат Українських Карпат від клімату рівнинних навколишніх просторів?*
2. *Визначте відмінні та спільні риси клімату української частини Карпат з іншими, що розташовані в межах сусідніх держав.*
3. *Які мезокліматичні регіони можна виокремити в Українських Карпатах?*
4. *Чим відрізняються кліматичні риси південно-західного та північно-східного макросхилів Українських Карпат?*
5. *Поясніть як гірська споруда Карпат впливає на клімат Закарпатської низовини та Передкарпатської височини?*
6. *Які місцевоциркуляційні особливості характерні для клімату Українських Карпат?*
7. *Які висотні кліматичні смуги можна виокремити в Українських Карпатах?*

3.7. Клімат Чернівецької області

Клімат Чернівецької області відповідає помірно-континентальному типу клімату за класифікацією Б. Алісова та прохолодному, зволоженому впродовж року клімату за класифікацією В. Кеппена (Dfb). Окрім того, довготне простягання території області упродовж близько 200 км визначає довготні кліматичні відмінності західної та східної частини області як прояв слабшання західної атмосферної циркуляції та континентальності відповідно.

Водночас, широтні та довготні закономірності порушуються складною та контрастною орографією поверхні. Так, у межах області на порівняно невеликій площі простежуються рівнинний, передгірський та гірський типи рельєфу. Триступінчаті підняття поверхні території у південному напрямку у вигляді Прут-Дністерської пластової хвилястої рівнини, Передкарпатського горбисто-грядового передгір'я та Карпатського низькогір'я і середньогір'я визначають основні місцевокліматичні відмінності.

Основні чинники кліматотворення (сонячна радіація, атмосферна циркуляція) трансформуються під впливом особливостей рельєфу, або набувають нових властивостей (вплив підстильної поверхні).

Сонячна радіація

Поверхня Чернівецької області може отримувати до 1700 Вт/м^2 за рік, що спостерігається на крайньому сході області та південному сході, Новоселицькій улоговині [22]. Широтний розподіл сумарної сонячної радіації порушується Карпатською гірською спорудою, що визначає поступове зниження надходження сумарної сонячної радіації у напрямку внутрішніх середньогірних хребтів. Саме тут, над Чорнодільським, Яровицьким і Максимецьким масивами, мінімальні річні суми сумарної со-

нячної радіації знижуються до 1450 Вт/м^2 [46]. Водночас, активний розвиток над Карпатською гірською спорудою мінливих баричних систем фронтального генезису сприяє значній хмарності, особливо в холодну пору року. Так, у грудні і січні повторюваність похмурого неба 60-80% [22]. Влітку ясних днів стає більше, але й тоді їх повторюваність 40-50%. Тому кількість отриманої сонячної радіації буде змінюватись упродовж року. Близьким до широтного буде розподіл сумарної сонячної радіації в осінні місяці, коли атмосфера над регіоном найпрозоріша, та в лютому. Ця особливість загалом відповідає отриманим результатам по Західній Україні.

Зважаючи на значну сезонну мінливість клімату помірних широт і зволоження зокрема, розподіл сумарної сонячної радіації у розрізі місяців також пов'язаний з низкою особливостей у регіоні. Загалом, ці характерні риси ходу місячної сумарної радіації в році часто визначаються рівнем атмосферного зволоження впродовж місяця (сухий чи вологий). Ця особливість найвираженіша у трендах [62]. Так, відсутність статистично значимих трендів у ході місячних сум сумарної сонячної радіації виявлена у типових дощових місяцях теплого періоду року – липні та травні. Водночас, в червні виявлене суттєве зростання місячних сум сумарної радіації, що може свідчити і про поступове «висушування» цього місяця. Найнеоднозначніше у контексті часового розподілу сумарної сонячної радіації виглядають місяці перехідних сезонів весни та осені, де просторові особливості пов'язані з широтним або довготним розподілом величин сумарної радіації.

Атмосферна циркуляція

Роль атмосферної циркуляції по-різному проявляється на навітряних і підвітряних схилах, суттєве значення мають висота гір і форми рельєфу. В рівнинних умовах значимі щодо гальмування руху повітря нерівності поверхні вимірюються сантимет-

рами, тоді як у горах ця гальмівна шорсткість складає десятки метрів.

Загалом на теренах області характерним є переважання циклонічних ситуацій західної чверті. Циклони, що надходять в область, зазвичай, формуються в регіоні Ісландського мінімуму або на середземноморському відгалуженні полярного фронту [21]. Останні особливо активні в холодний період року. Відповідно, вітри західних напрямків з Атлантики приносять основну частину вологи.

Вторгнення північних арктичних повітряних мас узимку та перехідні сезони року результуються у різкому зниженні приземних температур повітря. Взимку також можлива ситуація перебування території у межах дії південної половини відрога азіатського антициклону, що проявляється в посиленні східного переносу повітря [28]. Східні вітри влітку провокують зниження вологості повітря (інколи стійке, що спричиняє посухи), приземних температур повітря [21]. Для перехідних сезонів через активну сезонну перебудову сезонних циркуляцій характерне рівноцінне поєднання північно-західних і південно-східних вітрів.

Аналіз атмосферної циркуляції над Атлантико-Європейським регіоном протягом ХХ ст. свідчить про відмінності регіональної циркуляції над територією України, зокрема Буковинського Передкарпаття, на початку століття і в останні десятиріччя [61]. Мінливість кліматичних змін на зламі століть ознаменувалося перебудовою циркуляційних процесів [81]. Узимку на початку століття вся Україна перебувала під впливом Сибірського максимуму, у середині століття – тільки східна половина, наприкінці століття вплив Сибірського антициклону відсутній. Влітку на початку століття країна перебувала під впливом баричної улоговини, зі зміщенням виступу Азорського антициклону на схід, у середині століття під його впливом опинилась західна частина, а наприкінці століття – майже вся територія. У результаті погодні умови наприкінці століття взимку змінилися на дощові і теплі, а влітку – на дощові та прохолодні.

Глобальне потепління початку століття визначали літні атмосферні процеси над територією Європи, а кінця століття – теплі зимові [73].

Підстильна поверхня. Вплив фізичних властивостей різних видів підстильної поверхні та її геометрії – визначальний у формуванні регіональних кліматів місцевого рівня у межах території Чернівецької області. Складний рельєф спричиняє деякі відмінності клімату в різних районах. Наприклад, на сході він континентальніший, а в передгір'ї і горах стає суворішим за рахунок прохолодного і короткого літа.

Орографічний вплив найпомітніший у пограничній смузі атмосфери. Його потужність, залежно від стратифікації атмосфери і інтенсивності турбулентного обміну, в окремих випадках може досягати 9-10 км [22]. Динамічний і термічний вплив рельєфу на атмосферні потоки позначається на всіх процесах погоди і кліматоутворення, в результаті чого формуються специфічні риси клімату. Так, завдяки нерівномірному прогріванню поверхні складного рельєфу формується місцева циркуляція, при деформації макромасштабних потоків повітря створюються умови для активізації фронтів і мінливості погоди. Розподіл характеристик вітру залежить від фізико-географічних особливостей поверхні, передусім – від рельєфу. Динаміка полів тиску та циркуляційних процесів визначає сезонність вітрового режиму, а орографічні умови її корегують [21].

На тлі орографії поверхні Чернівецької області виділяється бар'єрна споруда Буковинських Карпат. Незважаючи на переважання низькогір'їв та середньогір'їв у Буковинських Карпатах, чергування різновисотних сходинок у південно-західному напрямку визначає мезо- та місцевокліматичні особливості фізико-географічних областей і районів відповідно до їхнього зовнішнього чи внутрішнього розташування відносно гірських хребтів. Окрім того, Буковинські Карпати через географічне положення стають орографічним бар'єром на шляху повітряних потоків різних напрямків. Гірські хребти, виконуючи функції локальних

кліматичних границь, сприяють формуванню набору мезокліматів на порівняно невеликій, але складній у фізико-географічному аспекті поверхні області. Передусім, різноспрямований вплив, який чинять південні, південно-західні, північні та північно-східні схили Буковинських Карпат на повітряні потоки, є одним із причин кліматичних контрастів [42].

Наприклад, за умов південно-західних тропосферних потоків навітряні схили гір гальмують рух повітря. За таких умов виникає ефект вітрової тіні на підвітряній стороні хребтів Путильського низькогір'я та Буковинського Передкарпаття зокрема, створюються значні відмінності вітрових умов на вершинах гір, на схилах, у котловинах та у глибоко врізаних долинах [24]. Під час проходження над територією глибоких циклонів та активних атмосферних фронтів зростає ймовірність виникнення сильних і штормових вітрів.

Фени як прояв місцевої гірської циркуляції слугує яскравим прикладом мезосиноптичного прояву бар'єрної гірської споруди, а їхній ефект може бути помітний і у рівнинній придністерській частині. Зазвичай, такі вітри пов'язані з мозаїчним, плямистим розподілом опадів, різким зниженням вологості повітря, посиленням вітру на підвітряних частинах схилів, посиленням хмарності і опадів на навітряних. Тобто і такі фенові особливості спричиняють формування набору місцевих кліматів. Унаслідок цього Передкарпаття може отримувати в холодний період року мінімум опадів, які в цей час випадають переважно на південно-західному макросхилі, навітряному до циркуляційних потоків.

Водночас, для рівнинної частини області сильні вітри також досить характерні, оскільки саме у Прут-Дністер'ї відбувається звуження повітряних струменів у нижній тропосфері між Карпатами та Волино-Подільською височиною. Крім того, напрямок долин Дністра, Пруту та Сірету збігається з переважаючими переносами, що створює сприятливі умови для розвитку сильних вітрів. Саме ці території, а також гірська частина облас-

ті характеризується високим вітроенергетичним потенціалом. Натомість, незначна швидкість вітру та континентальні умови – характерні для типових для Буковинських Карпат закритих гірських долин [9].

Прут-Дністерське межиріччя

Прут-Дністерське межиріччя знаходиться у кліматично найкомфортнішій частині помірною поясу Європи – його південній частині. Це своєрідно проявляється у кліматичних властивостях регіону. Так, тут упродовж усіх кліматичних сезонів у межах окремих ландшафтних комплексів формується особливий режим температур, руху повітря в приземному шарі, що надає їм різних місцевокліматичних якостей. Досить строкате поле розподілу опадів – і в просторі, і в часі. Особливо відмінне (кліматично) від суміжних територій “теплий” клімат долини Дністра, де природні умови сприяють формуванню специфічних місцевих кліматів, оптимально сприятливих для ефективного розвитку садівництва, овочівництва, рекреації, санаторно-курортного лікування тощо.

На тлі області можна виокремити західну частину, представлену у фізико-географічному районуванні Заставнівським закарстованим та Кіцманським чи Припрутсько-герасовим районом, центральною частиною з кліматоформуючим впливом Хотинської височини та східною частиною – найконтинентальнішою на вододільній частині.

Загалом, клімат регіону досить м’який та помірно вологий, у східній частині – відносно сухий і теплий. Кліматичні умови скрізь дуже сприятливі для життєдіяльності населення. Своєрідні мікрокліматичні умови формуються в межах річкових долин Подністер’я. Так, у каньйоноподібній долині Дністра зимовий період на 20-25 днів коротший, ніж на межиріччях, тут раніше настає весна, довше триває вегетаційний період [24].

Мезоклімат регіону відрізняється від суміжних рівнинних регіонів специфічним термічним режимом (вищими значеннями

денних температур і більшими добовими амплітудами температур, складним полем розподілу показників зволоження (з орографічно визначеними максимумами), місцевоциркуляційними рисами (невисокими значеннями сили вітру, існуванням місцеводолиних вітрів). Зокрема, пересічні температури липня у середній частині регіону перевищують $+18\text{ }^{\circ}\text{C}$, а в східній частині регіону в цей період вони сягають $+19\text{ }^{\circ}\text{C}$ й більше. Пересічна температура повітря у першій декаді серпня на більшості території перевищує $+19\text{ }^{\circ}\text{C}$. Абсолютні максимуми температур складають $+38\text{ }^{\circ}\text{C}$ і вище. Середні температури другої декади січня на більшій частині території такі ж, як і в степовій зоні України (вище $-6\text{ }^{\circ}\text{C}$). Упродовж грудня–лютого буває 45-50 днів з відлигою (як у північній підзоні степу).

Характерно, що в розподілі середніх мінімальних температур повітря особливих територіальних відмінностей не помічено. У розподілі максимальних температур територіальні відмінності більш помітні (з причин особливостей турбулентного теплообміну). У Подністров'ї такі температури помітно вищі навіть у холодний період, коли підвищення температур пов'язане з відлигами та адвекцією повітряних мас. Тепловий режим території залежить від режиму хмарності, на хід якого в теплий період року суттєво впливають місцеві умови.

Поле опадів досить строкате за розподілом у просторі й часі. Розмаїттю розподілу опадів сприяє геопросторове положення схилових поверхонь відносно циркуляційних потоків, деформаційний вплив рельєфу на потік повітря та особливості місцевої циркуляції. Влітку на височинних межирічних ділянках спостерігається деяке зростання опадів з висотою, а в межах Товтрового пасма помітні прояви слабкого бар'єрного орокліматогенного впливу. Так, наприклад, у липні хмарність неба тут приблизно на 5 % більша, ніж на сусідніх територіях (очевидно, за рахунок псевдоадіабатичних ефектів). Навітряні західні товтрові схили відносно більше звожуються (пересічно на 25 %). Зі сторони підвітряних схилів простежуються нечіткі, але помітні

плювіоетричні депресійні осередки (у вигляді плямистого розподілу зменшених сум опадів).

Різниця у зволоження схилів впливає на їх термічний режим. Інтенсивне прогрівання схилів у денні та охолодження в нічні години (при ясному небі) сприяє виникненню у глибоких долинах місцевих вітрів – долинних та схилових. Скупчення холодного повітря на дні долин, його радіаційне охолодження стає причиною мінімальних температур повітря та на поверхні ґрунту, формування температурних інверсій у приземному шарі повітря. В природних умовах Середнього Подністров'я достовірну інформацію про дійсний розподіл опадів можна отримати за умови виконання спостережень за опадами в різних ландшафтних умовах з урахуванням вищезазначених особливостей. (На жаль, міра репрезентативності існуючої метеомережі недостатня для отримання більш точних характеристик режиму зволоження, ніж тих, що подаються нижче).

Найбільші суми опадів упродовж ХХ ст. випадають на вузькій смужі правобережного Середнього Придністер'я в межах Хотинської височини (744, 723 мм), найменші – на крайньому сході регіону (552 мм, Новодністровськ). У східній частині межиріччя кількість опадів змінюються в межах 576-597 мм [24]. В межах каньйону Дністра чітко простежується зменшення річних сум опадів униз за течією (пересічно на 120 мм). Кількість опадів, що випадають понад долиною Дністра від Хотина до Новодністровська, не перевищує 600 мм.

Особливий часовий розподіл опадів у регіоні. Найзволоженіша не закономірно західна частина у межах Заставнівського та Кіцманського районів, а регіон Хотинської височини з бар'єрним ефектом щодо вологих атлантичних повітряних мас. Окрім того, режим опадів помітно відрізняється для високих терас (Новодністровськ) і долини Дністра (Хотин, Заліщики). Гістограми розподілу опадів багатоступеневі, з нерівномірним розподілом впродовж сезонів року.

Виділяються максимум опадів теплого періоду (липень) і максимум холодного періоду (грудень). Мінімум опадів теплого періоду припадає на жовтень, холодного – на березень. Цікаво, що на високих терасах у районі Новодністровська спостерігається два максимуми опадів – липневий (основний) і грудневий (вторинний), а в долині Дністра – тільки літній. На високих берегах кількість опадів менша, ніж у каньйоні Дністра, в усі місяці року, окрім червня, липня, вересня й грудня. Мінімум опадів припадає на березень і жовтень. Різке збільшення опадів у всіх пунктах спостерігається в період з березня по квітень і з травня по червень. Найменш помітні відміни у кількостях опадів у долині Дністра у листопаді. Суми опадів у регіоні в окремі роки суттєво відрізняються від багаторічних значень. Абсолютний щомісячний максимум опадів склав 215,1 мм. Абсолютний мінімум опадів спостерігали у Новодністровську в травні 1985 р. – 4,7 мм [24]. Отже, окремі місяці в регіоні можуть бути дуже посушливими.

Окрім того, влітку спостерігається загальне різке збільшення кількості опадів: їх випадає майже втричі більше, ніж взимку. Пересічно над поверхнею Дністровського водосховища у червні–липні випадає понад 90 мм опадів, а в серпні – тільки 58 мм. Розподіл літніх опадів розмаїтий. Максимум опадів скрізь припадає на липень. Винятком є найсхідніша частина території, де пльовіметричний максимум, на відміну від інших сусідніх пунктів спостережень, розтягується на два місяці – липень і серпень (що доволі рідкісне явище для суміжних регіонів).

Вітер. Загальна орієнтація поверхні території сприяє току повітря з північного заходу на південний схід і у зворотному напрямку. Найчастіше північно-західні потоки панують у січні-вересні. З жовтня по грудень частіше відмічають південно-східні потоки повітря, а з січня по квітень вони мають майже однакову повторюваність із північно-західними. Найменшу повторюваність мають північно-східні, східні та південно-західні вітри.

Північні, західні та південні вітри повторюються майже в рівних пропорціях. В окремі роки фіксуються значні відхилення циркуляційних потоків від напрямку багаторічно переважаючих вітрів. Загалом, упродовж останньої чверті століття щорічні рози вітрів за напрямками виглядають досить контрастними, і це потребує детального вивчення, зважаючи на новітні теорії про зміну циркуляційних процесів над Європою [20].

На загальному фоні розподілу вітрів дещо відрізняється травнева циркуляція: тоді різко зростає потік повітряних мас зі сходу та північного сходу. У травні таких вітрів удвічі більше, ніж їх буває в інші місяці. Очевидно, цим пояснюється різке зростання температур повітря у травні: сухе континентальне повітря швидко прогрівається в радіаційних умовах Подністров'я.

З вітрами північно-західних напрямків пов'язані літні опади. Тоді ж південно-східних і західних вітрів буває вдвічі менше. З травня по серпень різко зменшується повторюваність південних вітрів, упродовж інших місяців вони спостерігаються приблизно на 40% частіше. З червня по вересень майже удвічі, ніж в інші періоди року, зменшується повторюваність південно-східних вітрів. Північних вітрів найменше в жовтні–листопаді, коли над регіоном панують вітри південно-східних і південних напрямків. Найбільш рівномірно впродовж року надходять повітряні маси із південного заходу (близько 5%) та заходу (13%). Штильові ситуації мають приблизно 15% ймовірності. Найбільше штилів буває у серпні–жовтні при антициклональній погоді. Найбільш вітряним місяцем року є березень.

Пересічні швидкості вітру невеликі. Впродовж місяців вони мало змінюються. Найбільші швидкості вітру спостерігаються у березні (3,4 м/с), найменші – у серпні (2,5 м/с). Швидкості вітру дещо наростають у кінці літа, у листопаді та в період з лютого до березня. Пересічна швидкість вітру складає близько 3 м/с. Сильні вітри спостерігаються переважно взимку, при завірюхах. Влітку буває не більше 5-7 днів із сильним вітром, переважно при грозах.

З атмосферних явищ найчастіше спостерігаються роса, серпанки, тумани, сильний вітер, гроза, заметілі, утворення паморозі, іній, град, зірниця, веселки. Найнебезпечнішими явищами, крім туманів, злив, є заморозки, ожеледь та ожеледиця. Дуже рідко бувають суховії. Посухи спостерігаються пересічно один раз на десять років. У теплий період року (з квітня по жовтень) спостерігаються грози та зливи з градом. Кількість днів з градобиттям становить пересічно від 1 до 3. Загалом за рік у середньому спостерігається близько 20-25 днів з грозами. Пересічна тривалість грози сягає 2,5 години і менше.

Звичним явищем є заморозки. Перші заморозки можуть бути в кінці вересня або на початку жовтня. Останні заморозки у повітрі закінчуються у третій декаді квітня, а заморозки на поверхні ґрунту – у другій декаді травня. За місцевих кліматичних умов упродовж холодного періоду року можливе утворення складних ожеледних відкладів товщиною від 0,7 до 2-3 см. Взимку бувають заметілі, кількість яких у середньому складає 4-6 днів на рік. Разом із заметілями бувають і сильні вітри, які досягають швидкості 15 м/с і більше. Кількість днів з такими вітрами може складати 10-12 днів в окремі роки.

Найхарактернішим атмосферним явищем для території в районі водосховища є тумани, які спостерігаються тут практично цілий рік. Найбільше їх буває взимку, коли різниця між температурою повітря та температурою поверхні водоймища достатня, щоб спричинити конденсацію водяної пари. Пересічно за рік у Новодністровську буває близько 37 днів з туманом. Кількість туманів різко зростає, починаючи з жовтня, сягаючи максимуму у грудні, і різко зменшується з кінця березня. Основна частина туманів припадає на холодний період року, коли їх приблизно у 5-6 разів більше, ніж у теплий період. Із настанням теплого періоду кількість днів з туманом різко зменшується, що пов'язане з підвищенням температури повітря. Найменше днів з туманом фіксується у травні та в липні.

Місцевокліматичні особливості ландшафтного регіону, що розглядається, найчіткіше проявляються на тлі дії антропогенного чинника. Зокрема, створення та функціонування Дністерського водосховища визначили якісно нову динаміку парагенетичної флювіально-ландшафтної системи. Деформація більшості метеоелементів свідчить про об'єктивність існування м'якого місцевого клімату. До основних місцевокліматичних рис можна віднести: згладжений термічний режим, підвищені значення відносної вологості та бризову циркуляцію.

Своєрідні мікрокліматичні умови створюються в межах комплексів річкових долин, особливо – складної (каньйоноподібної) будови. Тут, в умовах особливих топо- й мікрокліматів захищених місцевостей, формуються комфортні теплові режими повітря й ґрунту, надзвичайно сприятливі у агрокліматичному й біокліматичному відношеннях. Річкові долини регіону добре прогріваються влітку, особливо при антициклональних типах погоди. Окрім, долини Дністра, де такі ознаки найбільш виражені, подібні комфортні кліматичні умови спостерігаємо і у Новоселицькій улоговині, що вважають найтеплішим районом області [21]. Зокрема, суми активних температур тут досягають 3000°C , пересічна температура липня досягає $+20^{\circ}\text{C}$, безморозний період вкладає 170 днів. Усе це сприяло розвитку рільництва та овочівництва в Новоселицькому районі.

Мікрокліматичні відміни найпомітніші впродовж теплого періоду (квітень–жовтень). Максимальних значень мікрокліматичні контрасти набувають впродовж липня–серпня, коли розвиваються типові літні погодні процеси антициклонального характеру. Тоді значення радіаційного балансу також досягають найбільших значень. Удень схили різної експозиції при однаковому нахилі отримують різні кількості сонячного опромінення. Тоді ж, влітку (при штилях або при вітрах, напрямок яких перпендикулярний до напрямку долини), у глибоких каньйоноподібних долинах можливе формування несприятливих мікрокліматичних умов (задухи), особливо дискомфорتنних при високій во-

логості повітря. Залежно від форм рельєфу, структури й властивостей схилів (залісені, зайняті сільськогосподарськими угіддями, крутосхилові ділянки), створюється своєрідний температурний режим, часто інверсійного характеру.

Буковинське Передкарпаття

Буковинське Передкарпаття окреслюється Прут-Сіретським межиріччям, що відрізняється від попередньої області вологішим та прохолоднішим кліматом, більшою кількістю опадів – 600-800 мм/рік, помірно теплим літом (з пересічними температурами до $+18^{\circ}\text{C}$ та сумою активних температур – 2200-2500 $^{\circ}\text{C}$).

Окрім того, у межах регіону відмінним є місцевий клімат Герцаївського горбогір'я на високому зсувному правобережжі Пруту з висотами 350-370 м [22]. Тут помітно тепліше. Так, пересічні температури повітря січня сягають $-4,5\dots-5,0^{\circ}\text{C}$, липня – $+19\dots+19,5^{\circ}\text{C}$, суми активних температур досягають 2700-2800 $^{\circ}\text{C}$, а пересічна річна норма опадів – 600-625 мм [21].

Напрямок простягання головних карпатських хребтів зумовлює переважання у Передкарпатті північно-західних та південно-східних вітрів. Тому в приземному шарі атмосфери між Волино-Подільською височиною та Карпатами спостерігається деяка конвергенція ліній току, що є причиною зростання швидкостей переважаючих вітрів. На вітри західного і північно-західного напрямків припадає 31-38%. Значну повторюваність мають пів-денно-східні вітри (22-23%). Вітри інших напрямків мають незначну повторюваність (1-7%). У Буковинському Передкарпатті у січні найбільший відсоток повторюваності мають вітри північно-західного напрямку (23-36%), велика повторюваність вітрів східного та південно-східного напрямків (35-40%) [61]. Вітри інших румбів спостерігаються значно рідше (у 10% випадків).

Влітку територія часто перебуває під впливом виступу азорського антициклону, що зумовлює посилення західного пе-

реносу. Тоді в Північно-західному Передкарпатті найбільша повторюваність західних вітрів (22-35%) та південно-західних напрямків. На вітри південно-східного напрямку припадає 17-21%.

Найбільш повторювані вітри західного, північно-західного, східного та південно-східного напрямків. Виявлена деяка тенденція (динаміка) у ході циркуляційних процесів: збільшення повторюваності вітрів Сх і Пд-Сх напрямків та зменшення повторюваності вітрів східного і південно-східного напрямків, і навпаки [61]. Починаючи з січня панують повітряні маси з північного заходу. Такий циркуляційний режим зберігається до серпня. У вересні серед усіх місяців зафіксований показник найбільшої повторюваності повітряних мас із заходу.

Річний хід швидкості вітру в Передкарпатті відповідає ходу інтенсивності атмосферної циркуляції над територією. У ньому виражений один максимум у грудні–березні та один мінімум у липні–вересні. В холодну пору року зростання швидкостей вітру пов'язане зі збільшенням баричних градієнтів, річна амплітуда швидкості вітру в Передкарпатті складає близько 1,5-2,0 м/с. Добовий і річний хід швидкості вітру слабо виражений. Середньорічна добова амплітуда у Передкарпатті як і в гірській частині складає 1,5-2,0 м/с. Ще слабший добовий хід у холодну пору року - біля 0,9 м/с. Зате в теплий період (квітень–жовтень) добовий хід вітру чіткіший: добові амплітуди у Передкарпатті складають 2,0-2,5 м/с.

Буковинські Карпати

Клімат Буковинських Карпат формується на тлі радіаційних і циркуляційних процесів та низько- і середньогірного рельєфу, що визначають його як помірно континентальний із надлишковим і достатнім зволоженням, нежаркими літом, м'якою зимою та теплою осінню. Буковинським Карпатам притаманні мезокліматичні риси, характерні для Східних та Українських Карпат загалом. Зокрема, тут також визначальна є загальнокарпатська орієнтація з північного заходу на південний схід, що фор-

мує регіональні циркуляційні процеси. Відповідно, місцевокліматичні риси змінюються у напрямку на південний захід, пов'язані з чергуванням поясів низькогір'я (Берегометського та Путильського) та середньогір'я (Шурдинського та Максимецького, Яровицького та Чорнодільського), що трансформують надходження вологи з регіональних циркуляцій, притаманних для Східної Європи (див. рис. 17).

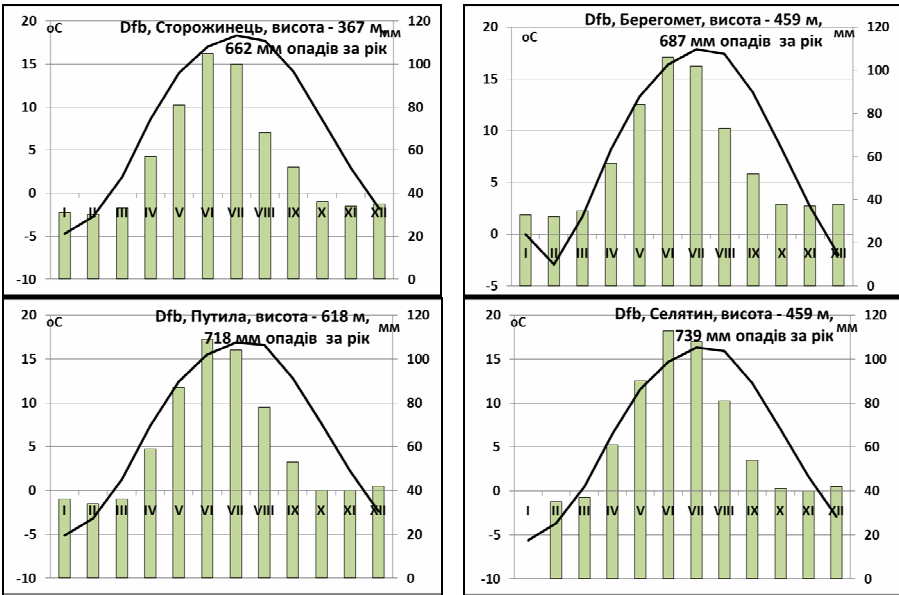


Рис. 17. Кліматодіаграми для різних фізико-географічних районів Буковинських Карпат за даними [68]

Циркуляційні процеси над Карпатами, які займають на Європейському материкову середнє положення, досить складні і різноманітні, визначаються положенням території відносно азорського, ісландського і сибірського центрів дії атмосфери, які сприяють також західним повітряними течіями в нижній тропосфері. Загалом, над Карпатами (див. попередній підрозділ) у тропосфері вище 1,5-2,0 км переважає західний перенос, який

зумовлює надходження вологого повітря з помірних і полярних районів Атлантики. Воно ж і визначає основну частину опадів у Буковинських Карпатах. У шарі атмосфери нижче 1500 м гори послаблюють і змінюють напрямок повітряних потоків, які суттєво залежать від особливостей рельєфу, орієнтування хребтів, річкових долин і стратифікації атмосфери [4].

Узимку територія дослідження потрапляє під вплив північної частини смуг високого тиску, пов'язаної із західним відгалуженням азіатського антициклону і формуванням місцевої області підвищеного тиску над Карпатами. Тоді тут над землею поверхнею переважають західні і південно-західні потоки повітряних мас. З висотою вони повертають вправо і у всій тропосфері переважають західні і північно-західні вітри.

Влітку із заходу з'являється відгалуження азорського антициклону, тоді біля поверхні землі і на висотах переважають західні і західно-північно-західні повітряні течії. У перехідні сезони територія знаходиться під змінним впливом східної периферії східноєвропейських антициклонів. Весною і восени збільшується повторюваність адвекції з півдня, південного сходу і півночі. В цілому на протязі року переважає переміщення повітряних мас з боку Атлантичного океану.

Кліматотвірна дія антициклонів порівняно з циклонами у більшості випадків протилежна. Найбільшу кліматичну роль відіграють антициклони азорського погодження (особливо влітку) та антициклони європейського відгалуження зимового азіатського максимуму. З антициклонами полярної групи траєкторій пов'язані найбільші зниження температури на території Карпат і Передкарпаття.

У гірських районах розподіл температур визначається головною висотою місця над рівнем моря, а також експозицією місцевості і формами рельєфу. Загальне термічне тло різко змінюється під впливом орографії. Зі збільшенням висоти місцевості знижується температура її повітря. Ізотерми, зазвичай, повторюють хід ізогіпс. Проте чергування двох низькогірних та двох

середньогірних сходинок ускладнює такий розподіл. Відносно теплий клімат Берегометського низькогір'я схожий на клімат Прут-Сіретського передгір'я (рис. 17). Виразними є затишні клімати долин у м. Вижниця та с. Виженка, що відомі ще за часів Австро-Угорщини своїми курортолікувальними властивостями, хоча до сьогодні, на жаль, не отримали належного розвитку

Температурний режим досліджуваної ділянки, перш за все, відображає риси прохолодного клімату середньогір'їв із мало вираженим метеорологічним літом. Водночас, наявність внутрішнього Путильського низькогір'я, для якого репрезентативні довгострокові метеорологічні спостереження, визначає риси низькогірних захищених улоговин з інверсійними рисами місцевого клімату, що найпомітніше в термічному режимі.

Отже, локальні відмінності ходу температур повітря відображають чергування вище вказаних орографічних сходинок. Температурні показники Берегометського низькогір'я наближені до значень Прут-Сіретського межиріччя з пересічними значеннями найхолоднішого місяця – $-5 \dots -6 \text{ }^\circ\text{C}$ та найтеплішого $+16\dots+17 \text{ }^\circ\text{C}$. Далі, з підйомом до висот 1200-1400 м, на Шурдинському середньогір'ї термічні умови стають суворішими. Так, пересічні температури січня складають $-6\dots-7^\circ\text{C}$, липня – $+12\dots+16 \text{ }^\circ\text{C}$, суми активних температур 1400-2000 $^\circ\text{C}$ [20].

Далі за стіною зовнішнього середньогір'я простягається смуга внутрішнього Путильського лісолучного низькогір'я з висотами 800-1000, що краще прогрівається, а тому йому притаманні вищі значення денних температур повітря. Загалом пересічні температури липня досягають $+16\dots+17 \text{ }^\circ\text{C}$ (рис. 17). Влітку часта спекотна погода, а взимку – відлиги та циклональні снігопади. Низькогір'я знову змінюється середніми горами Максимця, Яровиці та Чорного Долю з висотами до 1565 м. Це найвіддаленіші внутрішні карпатські та, водночас, найпрохолодніші ділянки Чернівецької області. «Законсервованість» місцевого клімату внутрішніх середньогір'їв проявляється найнижчих пе-

ресічних температурах повітря в січні – $-7...-7,5$ °С, а в липні лише $+12...+14$ °С. Останнє може свідчити про відсутність вираженого метеорологічного літа у буковинських внутрішніх середньогір'ях узагалі.

Опади у Буковинських Карпатах пов'язані, передусім, з атмосферними фронтами та циклонами, які переміщуються із заходу на схід або північний схід (рідше з північного заходу на південний схід) по траскторіях, що пролягають на північ від Карпат. Через бар'єрний ефект Карпатських хребтів fronti та циклони регіонального генезису реалізують більшість свої вологи на навітряних схилах низько- та середньогір'їв. Істотне кліматотвірне значення для території мають південні циклони, які проходять через Карпати з боку Середземного та Чорного морів. Тоді встановлюється дощова погода з сильними вітрами, виникають катастрофічні паводки, вітровали та буреломи.

Відповідно, режим зволоження у Буковинських Карпатах залежить від зміни синоптичних ситуацій. Для Карпат типи синоптичних процесів опадів виявляються через зональний та меридіональний типи високодеформованих полів. Кількість і інтенсивність опадів у горах залежить від швидкості охолодження повітря при подоланні орографічної перешкоди та кількості вологи в повітрі. Причини висхідних потоків повітря, що сприяють утворенню атмосферних опадів, різні. Тому опади, відповідно до характеру виникнення таких рухів, виділяються як циклонічні, конвективні та орографічні.

На схилових поверхнях Берегометського низькогір'я може відбуватися загострення фронтів із Атлантики, що проявляється в підвищеній кількості опадів. Про це свідчать річні значення опадів уже на самому валі зовнішнього Шурдинського лісового середньогір'я (1100-1400 м), що перевищують відмітки 1000 мм і досягають 1200 мм. Такі значення типові і для високогір'їв Українських Карпат, що свідчить про першочерговий експозиційний фактор, а не висотний у посиленні атмосферних опадів.

Таке загострення визначає генезу циклонічно-орографічних опадів.

Вітровий режим Буковинських Карпат формується, набуваючи мезомасштабних характеристик, у результаті орографічної деформації потоків загальної циркуляції атмосфери і регіональних особливостей рельєфу. Внаслідок цього виникає місцева циркуляція атмосфери, яка взаємодіючи із загальною, формує вітровий режим гір та передгір'я у всій його складності. Характерною рисою вітрового режиму є вітри направленої циркуляції: гірсько-долинної та фенової. Вплив останньої раз в декілька років фіксується аж у м. Чернівці. Гірсько-долинні вітри розвиваються за відомою загальною схемою, внаслідок термічних причин, досягаючи вертикальної потужності при долинній формі до 1 км. Термічна циркуляція сприяє активізації вертикальних рухів середнього масштабу та випаданню опадів [22].

Характер рельєфу долин зумовлює утворення місцевої гірсько-долинної циркуляції. Долини приймають вітри різних румбів, змінюють і підпорядковують їх своєму напрямку. Тому вітри в Буковинських Карпатах надзвичайно різноманітних напрямів. Вони відображають орієнтацію долин кожного регіону. Гірсько-долинні вітри влітку мають добову періодичність. Удень вони дмуть вгору по долині, забираючи із собою велику кількість водяної пари. Піднімаючись, повітряні маси охолоджуються, водяна пара конденсується, утворюються хмари, і в другій половині дня випадає дощ. Отже, місцеві вітри підвищують хмарність і вологість повітряних мас.

Контрольні запитання та завдання

1. *Як видозмінюється вплив глобальних кліматотвірних чинників в умовах терену Чернівецької області?*
2. *Як географічне положення Чернівецької області впливає на регіональні кліматичні риси області?*
3. *Визначте основні місцевокліматичні відмінності у межах Чернівецької області. З якими кліматотвірними чинниками вони пов'язані?*

4. *Як впливає долина Середнього Дністра на клімат Прут-Дністерського межиріччя?*
5. *Чим відмінний клімат Буковинських Карпат від інших фізико-географічних областей України?*
6. *Чому клімат внутрішнього низькогір'я Буковинських Карпат відрізняється рисами континентальності?*
7. *Як трансформується західна циркуляція в умовах Буковинського Передкарпаття?*

3.8. Клімат міст

Міста істотно модифікують приземну атмосферу практично у кожному аспекті метеорологічного режиму. Відповідно, клімат міст є відображенням зв'язків між людиною і природним середовищем зі значимим ефектом антропогенного ландшафту на регіональний клімат. Ці зв'язки свідчать історичний зв'язок географії з урбаністичною кліматологією. Кліматичні трансформації у місті є наслідком перетворення природних діяльних поверхонь, прояву властивостей та геометрії урбанізованих поверхонь, супутніх антропогенних викидів надлишкового тепла, водяної пари та хімічних речовин. Означені процеси детермінують мезокліматичний та місцевокліматичний вплив (залежно від розмірів та антропогенного навантаження міста). Тому, клімату міст як регіональному клімату присвячений окремий підрозділ. У даному підрозділі ми розглядаємо лише клімат великих, дуже великих та міст-мільйонників України, оскільки їхній масштаб впливу можна віднести до мезокліматичних та місцевокліматичних. У межах цих виділів у містах можна виокремити мозаїку мікрокліматів, пов'язаних із різноманіттям діяльних поверхонь та геометрією забудови і вулиць.

Ідеї модифікацій клімату територій, де розвиваються міста, наявні у дослідженнях останніх двох століть, але природа процесів, що спричиняють ці зміни, почала досліджуватись лише в останні чотири десятиліття. Тут, крім кліматології, варто згадати і вплив метеорології на розуміння атмосферних процесів у ме-

жах міста. Звісно, традиційно метеорологія спрямована на прогноз погоди та пов'язаних з погодою атмосферних подій, що передбачає застосування вимірального забезпечення та моделювання з ширшим просторовим охопленням, аніж власне міста [85]. Проте, фокус метеорології на запитих споживачів, все більше яких проживає у містах, та з огляду на підвищену увагу до кліматичних змін, суттєве удосконалення в атмосферному моделюванні зумовили внесення масштабу міст до також спектра метеорологічних досліджень [82]. Тому сьогодні часто терміни «урбаністична кліматологія» та «урбаністична метеорологія» вживаються як синонімічні. Водночас, основи таких досліджень закладені географією.

Урбанізація суттєво змінює природні поверхні та атмосферні умови. Урбанізована атмосфера найкраще демонструє, як людська діяльність змінює клімат. Антропогенний вплив міста на мікроклімат пов'язаний з промисловим виробництвом, роботою транспорту, теплових електростанцій тощо. Газоподібні та аерозольні викиди в атмосферу впливають на кількісні показники метеорологічних величин [55]. Об'єми викидів у повітря значною мірою залежать від щільності міст.

Масштаб таких антропогенних змін може коливатись від мікрокліматичного (при заміні дерев паркувальними місцями) до макрокліматичного (вплив вихлопних газів на глобальний клімат). Передусім, зміни стосуються трансформації радіаційних, температурних, аеродинамічних характеристик та властивостей зволоження. Прикладами процесів, що ведуть до таких змін є: 1) забруднюючі частинки в повітрі, що стають додатковими ядрами конденсації та хмароутворення відповідно; 2) щільна міська забудова, яка сприяє кращому затриманню тепла та волого відштовхуванню; 3) блокова геометрія, що спричиняє затриманню радіації, застою повітря та генерує нерівну поверхню; 4) додаткове виділення тепла та води як відходи людської діяльності [32].

У результаті таких процесів можна виокремити декілька висотних смуг повітря, що зазнають впливу урбоповерхонь. Міську приземну смугу повітря відносять до місцево- та мезокліматичного феномену, що може досягати 0,5-1 км і є наслідком видозміненої антропогенної поверхні міста загалом [85, С. 273]. Внутрішню урбанізовану повітряну смугу обмежують дахами будівель і відносять до мікрокліматичних проявів у межах «каньйонів» вулиць між будинками.

Тло у формуванні мікрокліматичних особливостей міста складають: 1) географічне положення і фізико-географічні умови місцевості, 2) різноманіття ландшафтів, 3) щільність забудови міста та її висота, 4) співвідношення твердого покриття та озелененої території. Мікрокліматичні неоднорідності можуть виникати і внаслідок впливу водойм. Для виявлення специфіки міста необхідне виявлення різниці характеристик підстильної поверхні у місті та за його межами. Найбільші розбіжності кількісних характеристик окремих метеорологічних величин у місті, а також між містом та прилеглою місцевістю спостерігаються за умов антициклональної погоди.

Аерозольні та газоподібні домішки в атмосфері впливають на її фізичний стан, тобто на формування погоди та мікроклімат міста, яке отримує менше сонячної енергії, ніж заміська територія. У деяких промислових містах тривалість сонячного сьйва зменшується на 10-20 %. Такі ж і загальні втрати сонячної енергії [32]. Особливо помітні вони у ранкові та вечірні години, коли товща забрудненої атмосфери, яку пронизують сонячні промені, значно збільшується, і 90% біологічно активної ультрафіолетової радіації не досягає земної поверхні [29]. Підвищення швидкості вітру і розвиток конвективних процесів призводять до розсіювання забруднюючих речовин і, відповідно, зменшують радіаційні втрати приземної смуги повітря [82]. Аерозоль у повітрі міста зменшує прозорість атмосфери і розсіює сонячну енергію.

Велика теплоємність будівельних матеріалів і темний асфальт вулиць істотно впливають на альbedo поверхні і змінюють

теплоаккумуляцію. Місто сильніше нагрівається і повільніше віддає тепло. Кількість тепла антропогенного походження, яку випромінює місто, близька до значень радіаційного балансу, а в північних широтах навіть перевищує їх [35].

Найважливішою особливістю мікроклімату міста є існування «*острова тепла*», тобто підвищення температурного фону повітря порівняно із замиською територією. Різниця між температурою повітря міста і сільської місцевості в тиху й безхмарну погоду пропорційна $I_g P$, де P – людність міста [84, С. 291]. Цим же автором виявлено тісний зв'язок між підвищенням температури повітря і чисельністю населення для багатьох європейських та американських міст і навіть великих селищ з населенням понад 1000 мешканців. Згідно з дослідженнями Г. Ландсберга [32], таке твердження може справджуватись за умов антициклональної погоди, ясного неба і слабкого вітру для міст помірного клімату.

У тропічній і арктичній зонах виникнення «острова тепла» підпорядковується іншим закономірностям. Крім цього, досить проста залежність не може бути використана у складних умовах рельєфу, коли на формування «острова тепла» впливає локальна циркуляція, пов'язана з гіпсометрією міста а також із наявністю річок та інших водойм.

Структура міської забудови, що збільшує шорсткість поверхні, призводить до зміни характеристик турбулентності, швидкості і напрямку вітру. Особливості підстилаючої поверхні спричинюють зміни і у водному балансі міста. Майже повна непроникність дахів та асфальту призводить до швидкого стоку опадів, їхнього скиду в каналізаційні системи [82]. Очевидно, що рослинність у місті, особливо у центральній частині, транспірує значно менше вологи, ніж у сільській місцевості. Однак у місті спалюється велика кількість вуглеводнів. Продуктами їхнього горіння є водяна пара та вуглекислий газ. Крім цього, у промисловому виробництві використовується багато води, значна частина якої випаровується. Помітна кількість водяної пари утво-

рюється у процесі роботи автотранспорту. Проте більшість даних свідчить про зменшення вологості повітря у місті порівняно з сільською місцевістю. Відносна вологість у місті на 3-7 % нижча, ніж на навколишній території, за рахунок існування «острова тепла» [29].

Своєрідність формування хмарності над містом визначається багатьма чинниками, серед яких: характер шорсткості, інтенсивність конвекції, велика кількість ядер конденсації, наявність «острова тепла» [84]. Вплив цих взаємопов'язаних чинників призводить до збільшення опадів у місті. Роль шорсткості поверхні у цьому процесі полягає у тому, що вона активізує синоптичні процеси і сповільнює рух баричних систем.

Сонячна радіація

Сонячна радіація є одним із основних факторів, які формують макро- мезо- та мікроклімат. У місті під час надходження її до підстильної поверхні відбувається низка трансформацій. На територію міста надходить менше сонячної енергії порівняно з навколишньою територією, що зумовлено забрудненням атмосфери. У місті зменшується і тривалість сонячного сяйва (у Києві вона нижча на 3%, ніж у Борисполі, розташованому на відстані 40 км від столиці) [28].

У межах міста можуть спостерігатися значні неоднорідності у тривалості сонячного сяйва. Зокрема, у промислових районах зменшення цієї характеристики зумовлене наявністю в атмосферному повітрі пилу і диму. У районах з висотною забудовою тривалість сонячного сяйва знижується через значно закритий горизонт. У промислових центрах втрати прямої сонячної радіації порівняно з сільською місцевістю становлять понад 10% [29].

Для промислових центрів України характерне також зниження прямої сонячної радіації відносно сільської місцевості. У Дніпропетровську відносно чиста південна околиця (аеропорт) отримує у середньому на 6 % сонячної енергії менше, ніж замі-

ська територія [28]. У містах з розвиненою металургійною промисловістю ці втрати ще більші. На території Запоріжжя інтенсивність прямої сонячної радіації відносно сільської місцевості зменшувалась на 15 - 46 % (серпень 1972 р.) [28].

Температура повітря

Вплив міста на формування температурного режиму зумовлюється зміною підстильної поверхні та додатковим виділенням тепла (промислового, транспортного, побутовою та іншого походження). Інтенсивність і розміри «острова тепла» змінюються у часі під впливом погодних умов і демографічних показників міста [84]. В усі пори року його ефект найчіткіше простежується в умовах антициклонального типу погоди (малохмарно і слабкий вітер).

Наприклад, у Києві взимку у ранкові години різниця температури у центральній частині міста і замиській території (Бориспіль) досягає 3,0 - 3,5°C [27]. З посиленням швидкості вітру вона істотно зменшується. Влітку температурні неоднорідності між містом і передмістям досягають 2,5-3,0 °C у ранкові і вечірні години. Вдень простежується зниження температур повітря на 1,0-1,5 °C [27]. Важливою рисою розподілу температури повітря у межах Києва є наявність температурних контрастів між рівнинною лівобережною і підвищеною правобережною частинами, які зумовлюються стіканням холодного повітря з правобережних схилів річки та загальними умовами вертикального та горизонтального обміну повітря упродовж доби [28]. Порівняння просторових змін різниці температури взимку та влітку виявило, що температура зимою неоднорідна, на окремих ділянках лівобережної частини міста буває холодніше, ніж за містом. На лівобережжі, поблизу Дніпра після його замерзання (січень, лютий) температура повітря на 3,5 °C нижча, ніж на правобережжі [28]. Влітку контрасти зменшуються. Такий розподіл є відображенням впливу не стільки просторових особливостей міста, скільки рельєфу. Подібна ситуація була виявлена автором, разом зі

студентами, у м. Чернівці у лютому 2019 р., коли різниця температури повітря о 7 годині ранку між центром міста та правобережним південним садгірським схилом р. Прут на околиці міста досягала 4 °С.

Особливий температурний режим формується у містах, розташованих на берегах морів і великих водойм. Тут, окрім рельєфу, важливим чинником є теплофізичний контраст між морем і суходолом. Прикладом виступає місто Маріуполь, розташоване у степовій зоні на березі Азовського моря. Крім зазначених, важливим чинником формування клімату цього міста є розвинута металургійна промисловість і пов'язані з нею викиди в атмосферу [28]. Формування погодних умов у місті значною мірою залежить від змін напрямку вітру, зумовленого термічним контрастом суходіл–море, який призводить до появи додаткового градієнта атмосферною тиску. Результатом цього є локальний вітер, не обов'язково бризового характеру, хоча ймовірність бризу у теплий період досить висока. Значна повторюваність малохмарної погоди (65 % – у липні, 76 % – у серпні) сприяє зміні напрямку вітру упродовж доби [29].

Місто істотно впливає на структуру приземної смуги атмосфери і зумовлює помітні зміни характеристик вітру. Це є результатом існування «острова тепла» та особливостей шорсткості поверхні. Поле швидкості вітру у місті завжди має складну структуру. Навіть у ясну погоду за умов слабкого вітру виникають неупорядковані повітряні течії. У середині міської забудови вітер частіше буває слабшим, ніж у сільській місцевості на тій же висоті [84]. Іноді посилення швидкості у місті, порівняно із замиською територією, відбувається у разі високих значень фонових вітру, коли його напрям збігається з напрямом вузьких вулиць [32]. З фізичної точки зору в таких випадках лінії току згущуються і завдяки їх нерозривності вітер посилюється. Збільшення швидкості вітру в місті може спостерігатись також і за слабкого фонових вітру, зазвичай коли місто знаходиться у

центральної частині антициклону [28]. Однак найбільш ймовірне зменшення вітру в міській забудові.

Вологість повітря, атмосферні опади

Відносна вологість залежить від температури повітря та місцевих особливостей випаровування з підстильної поверхні, а тому її просторовий розподіл досить неоднорідний. Наприклад, у Києві в теплий період відносна вологість повітря у вечірні години на 3-6 % вища, ніж за містом [27]. Вранці і вдень вона нижча лише на 1-3 %. У межах міста упродовж доби в районах заплави Дніпра та житлових масивів поблизу лісу відносна вологість на 5-8 % вища, ніж у центрі [28].

Вплив міста на опади проявляється через складний фізичний механізм. Відмічається збільшення їхньої кількості у місті, особливо у підвітряному секторі. На це впливає: збільшення аерозолів в атмосфері, рельєф (включаючи шорсткість підстильної поверхні) та наявність водойм. Збільшення аерозолів в атмосфері сприяє виникненню ядер конденсації, які призводять до випадання опадів. Підвищені форми рельєфу і шорсткість підстильної поверхні загострюють процеси опадоутворення. Водойми, навпаки, сприяють утворенню локального вітру, що гальмує процеси у конвективних хмарах і запобігає випаданню опадів. Це явище чітко простежується на узбережжях морів та великих озер. Наприклад, у підвищеній центральній частині Києва (Ботанічний сад ім. академіка Фоміна) кількість опадів за рік на 80 - 90 мм більша, ніж у долині Дніпра, де значно менше слабких дощів і рідше, ніж у підвищених районах міста, випадає дощ або сніг [27]. Максимальне збільшення опадів може відбуватись не лише у місті, а й на певній відстані від нього у підвітряному секторі замиської зони і досяганні 10-15% [28, с. 87]. Це пов'язано з інерційністю процесів, які призводять до випадання опадів.

Контрольні запитання та завдання

1. Чому клімат міст можна означати як мезоклімат?
2. Як впливає розмір та щільність забудови міста на специфічний хід метеоелементів?
3. В яку частину доби і чому найвираженіший вплив антропогенних поверхонь міста на хід метеоелементів?
4. Чому у містах часто виділяють «острови тепла»? У які метеорологічні сезони вони найвираженіші?
5. В чому проявляється специфіка вітрового режиму мікрокліматів міста?
6. Чи може рельєф у межах міста нівелювати мезокліматичні особливості антропогенного впливу міських діяльних поверхонь? Відповідь поясніть на прикладі м. Чернівці.

СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

1. Алисов Б. П. Климатические области и районы СССР. Москва : ОГИЗ, 1947. 183 с.
2. Алисов Б. П., Дроздов О. А., Е. С. Рубинштейн. Курс климатологии : в 2 ч. Ленинград : Гидрометеиздат, 1952. 487 с.
3. Атлас природных условий и ресурсов Украинской ССР. Москва: ГУ ГК, 1978. 312 с.
4. Блютген И. География климатов : в 2-х т. Москва : Прогресс, 1972. Т. 1. 428 с.
5. Борисов А. А. Климатография Советского Союза. Ленинград : Изд-во Ленингр. ун-та, 1970. 308 с.
6. Будыко М. И. Климат в прошлом и будущем. Ленинград : Гидрометеиздат, 1980. 352 с.
7. Будыко М. И. Климат и жизнь. Ленинград : Гидрометеиздат, 1971. 472 с.
8. Бучинский И. Е. Климат Украины в прошлом, настоящем и будущем. Киев : Гос. изд-во сельскохозяйственной литературы, 1963. 307 с.
9. Бучинський І. О., Волеваха М. М., Коржов В. О. Клімат Українських Карпат. Київ : Наук, думка, 1971. 172 с.
10. Висоцький Г. Макрокліматичні схеми України. Матеріали до кліматології України. Київ : Видання Укрмета, 1922. 20 с.
11. Воейков А. Климаты земного шара, в особенности России. Санкт-Петербург : Картографическое заведение А. Ильина, 1884. 640 с.
12. Воропай Л. І., Куниця М. О. Українські Карпати. Київ : Радянська школа, 1966. 167 с.
13. Галік О. І., Будз О. П., Косяк Д. С., Куцевич М. В. Особливості зволоження Українських Карпат. Науковий вісник Чернівецького ун-ту: зб. наук. праць. Вип. 724-725: Географія. Чернівці : Рута, 2014. С. 11-18.
14. Голубец М. А., Иврусевич А. Н., Загайкевич И. К. и др. Украинские Карпаты. Природа. Київ : Наук, думка, 1988. 208 с.
15. Гродзинський М. Д. Пізнання ландшафту: місце і простір : монографія: у 2 т. Київ : Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет", 2005. Т.2. 503 с.
16. Исаченко А. Г. Ландшафтоведение и физико-географическое районирование : учеб. Москва : Высш. шк., 1991. 366 с.
17. Ігошин М. І. Математичні методи і моделювання у фізичній географії: Підручник. Практикум. Одеса : Астропринт, 2005. 464 с.
18. Киналь О. В., Холявчук Д. І. Бездошові періоди у регіоні Буковинського Передкарпаття (на прикладі Чернівців). Фізична географія та геоморфо-

- логія : науковий збірник. Випуск 2 (90). Частина 1. Київ, 2018. С. 103-107.
19. Киналь О. В. Ландшафтно-кліматичне різноманіття гірських регіонів Чернівецької області. Науковий вісник Чернівецького ун-ту : збірник наук. праць. Вип. 304: Географія. Чернівці : Рута, 2006. 208 с.
 20. Киналь О. В. Мезокліматичні риси ландшафтів Українських Карпат. Ученые записки Таврического национального университета им. В. И. Вернадского. Серия География. 2008. Вип. 21 (60). С. 176-187.
 21. Киналь О., Крогулець Е. Гідрокліматичні особливості зволоження територій. Кам'янець-Подільський : ПП Мошинський В.С., 2009. 108 с.
 22. Киналь О., Крогулець Е., Грущинський Т. Моделювання природних систем. Кам'янець-Подільський : ПП Мошинський В.С., 2011. Том I. 156 с.
 23. Киналь О. Орокліматогенні поля ландшафтів: особливості формування та характерні властивості. Фізична географія та геоморфологія. 2013. Вип. 2 (70). С. 69-76.
 24. Киналь О. Особливості клімату Середнього Подністров'я. Науковий вісник Чернівецького університету : збірник наукових праць. Вип.294 : Географія. Чернівці, Рута, 2006. С. 149-175.
 25. Климат и опасные гидрометеорологические явления Крыма / под. ред. Логвинова К. Т., Барабаш М. Б. Ленинград : Гидрометеоиздат, 1982. 317 с.
 26. Климатология / Дроздов. О. А., Васильев В. А., Кобышева Н. В. и др. : Гидрометеоиздат, 1989. 568 с.
 27. Клімат Києва / за ред. В.М. Волошука, Токар Н. Ф. Київ, 1995. 80 с.
 28. Клімат України / За ред. Ліпінського В. М., Дячука В. А., Бабіченко В. М. Київ: В-во Раєвського, 2003. 343 с.
 29. Клімат України: у минулому... і майбутньому? / М. І. Кульбіда [та ін.] / за ред. М. І. Кульбіди, М. Б. Барабаш : монографія. Київ : Сталь, 2009. 234 с.
 30. Кобышева Н. В. Наровлянский Г. Я. Климатологическая обработка метеорологической информации. Ленинград : Гидрометеоиздат, 1978. 295 с.
 31. Костащук О. Місцевокліматичні властивості урбанізованих ландшафтів: історія і теоретичні засади досліджень. Київський географічний щорічник. 2006. Вип. 6. С. 140-150.
 32. Ландсберг Г. Е. Климат города. Ленинград : Гидрометеоиздат, 1983. 247 с.
 33. Маринич О. М. Удосконалена схема фізико-географічного районування України. УГЖ. 2003. № 1. С. 16-20.
 34. Маринич О. М., Шищенко П. Г. Фізична географія України: підручник. 3-тє вид. Київ : Знання, 2006. 511 с.
 35. Міщенко З. А., Лященко Г. В. Мікрокліматологія : Навчальний посібник. Київ : КНТ, 2007. 336 с.

36. Моргоч О. В. Гірські ландшафти та мезокліматичні властивості (на прикладі Українських Карпат) : Автореферат дис... канд. геогр. наук : 11.00.01 / Ін-т географії НАН України. Київ, 2001. 19 с.
37. Моргоч О. В. Деякі сутнісні аспекти вивчення кліматичного різноманіття ландшафтних регіонів України. Наукові записки Вінницького держ. пед. ун-ту. Серія: Географія. Вінниця, 2003. Вип.6. С. 103-109.
38. Моргоч О. В. Досвід аналізу ландшафтно-кліматичних відмінностей в цілях мезокліматичного районування території. Науковий вісник Чернівецького університету. Вип. 158: Географія. 2002. С. 9-13.
39. Моргоч О. В. Метеорологія і кліматологія: історія розвитку. Конспект лекцій. Чернівці : Рута, 2003. 48 с.
40. Моргоч О. В. Орокліматогенні передумови мезокліматичних відмінностей ландшафтів Українських Карпат. Вісник Львівського ун-ту. Серія географічна. Львів, 2003. Вип. 29. Ч. 1. С. 53-57.
41. Моргоч О. В. Про результати ландшафтознавчих досліджень локальних кліматів. Записки Вінницького держ. пед. ун-ту. Серія: Географія. Вінниця, 2002. Вип.4. С. 26-32.
42. Моргоч О. В. Сутнісні аспекти вивчення кліматичних властивостей гірських ландшафтів. Науковий вісник Чернівецького університету : Збірник наук, праць. Вип. 120: Географія. Чернівці, ЧНУ, 2001. С. 17-25.
43. Моргоч О., Юсіпів Д. Проблеми та досвід кліматичного районування України. Науковий вісник Чернівецького університету: Збірник наукових праць. Вип. 238 : Географія. Чернівці: Рута, 2005. С. 8-19.
44. Муха Б. Топоклімати Чорногори : монографія. Львів: вид-во ЛНУ ім. І. Франка, 2017. 167 с.
45. Муха Б. Топокліматичні особливості верхів'я басейну ріки Дністер. Сучасні проблеми і тенденції розвитку географічної науки : матеріали міжнар. конф. до 120-річчя географії у Львів. ун-ті. Львів : Видавничий центр ЛНУ ім. І.Франка, 2003. С. 184-187.
46. Національний атлас України. Київ : державне науково-виробниче підприємство «Картографія», 2007. 440 с.
47. Оке Т. Р. Климаты пограничного слоя. Ленинград : Гидрометеиздат, 1982. 359 с.
48. Оленев А. М. Воздействие макрорельефа на климат и ландшафтные комплексы. Свердловск, 1987. 86 с.
49. Полтараус Б. В., Кислов А. В. Климатология. Москва : Изд-во Моск. унта, 1986. 143 с.
50. Природа Украинской ССР / В. Н. Бабиченко, М. Б. Барабаш, К. Т. Логвинов и др. Киев : Наукова думка, 1984. 232 с.
51. Природа Чернівецької області / за ред. проф. Геренчука К. І. Львів : Вища шк., 1978. 158 с.

52. Сапожникова С. А. Микроклимат и местный климат. Ленинград : Гидрометеоздат, 1950. 241 с.
53. Сляднев А. П. Географические основы климатического районирования (на примере Западной Сибири) : автореф. дис. на соискание научн. степени д-ра геогр. Томск, 1966. 40 с.
54. Смит К. Основы прикладной метеорологии : [пер. с англ.]. Ленинград : Гидрометеоздат, 1978. 424 с.
55. Степаненко С. Динаміка та моделювання клімату: підручник для студентів вищих навчальних закладів. Одеса : Екологія, 2013. 204 с.
56. Токмаков А. И. О зависимости температуры от радиационных факторов Украинских Карпат. Метеорология и гидрология : Сб. статей. Киев, 1964. № 7. С. 104-108.
57. Украинские Карпаты. Природа / М. А. Голубец, А. Н. Гаврусевич, И. К. Загайкевич и др. Киев: Наукова думка, 1988. 208 с.
58. Холявчук Д. І., Киналь О. В. Рівнинні мезоклімати України: межі, прояв і мінливість. Географія в Київському національному університеті ім. Тараса Шевченка: 85 років - досягнення та перспективи : матеріали міжнародної науково-практичної конференції, присвяченої 85-річчю географічного факультету Київського національного університету імені Тараса Шевченка (30-31 березня 2018). Київ : Принт-Сервіс, 2018. С. 61-63.
59. Холявчук Д. Рекреаційно-кліматичні дослідження річково-долинних рівнинних регіонів (на прикладі долини Середнього Дністра). Фізична географія та геоморфологія. Київ : ВГЛ "Обрії", 2009. Вип.57. С. 112-121.
60. Холявчук Д. Топокліматична неоднорідність як аспект природного різноманіття каньйону Дністра. Річкові долини. Природа – ландшафти – людина : збірник наукових праць. Чернівці – Сосновець, 2007. С. 241-247.
61. Холявчук Д. І. Динаміка характеристик вітрового поля над Буковинським Передкарпаттям протягом 2001-2013 рр. Науковий вісник Чернівецького університету : зб. наук. пр. Чернівці: Чернівецький ун-т, 2015. Вип. 744-745: Географія. С. 61-68.
62. Холявчук Д. І. Кліматична мінливість ландшафтів Українських Карпат. Фізична географія та геоморфологія : науковий збірник. Випуск 4 (80). Частина 1. Київ, 2015. С. 103-107.
63. Шашко Д. И. Агроклиматические ресурсы СССР. Ленинград : Гидрометеоздат, 1985. 247 с.
64. Щербань М. И. Микроклиматология. Київ : Вища шк. Головне изд-во, 1985. 224 с.
65. Barry, R. C., 1970. A framework for climatological research with particular reference to scale concepts. Institute of British Geographers. Transactions. № 49.

66. Bergeron, T., 1930. Richtlinien einer dynamischen Klimatologie. Meteorologische Zeitschrift. 47(7). P. 246-262.
67. Bonan, G. B., 2016. Ecological climatology: concepts and applications.. Cambridge : Cambridge University Press.
68. Climate data for cities worldwide. Climate-data.org. URL: <https://en.climate-data.org/>
69. Geiger, R. The Climate Near the Ground. 2nd ed. Harvard University Press, Cambridge Massachusetts, 1957.
70. Grisebach, A., 1872. Die Vegetation der Erde nach ihrer klimatischen Anordnung : ein Abriss der vergleichenden Geographie der Pflanzen. Band 2. URL: <http://gallica.bnf.fr/ark:/12148/bpt6k98160w/f3.image>
71. Hennemuth, B., Bender, S., Bülow, K., Dreier, N., Keup-Thiel, E., Krüger, O., Mudersbach, C., Radermacher, C., Schoetter, R., 2013. Statistical methods for the analysis of simulated and observed climate data, applied in projects and institutions dealing with climate change impact and adaptation. CSC Report 13, Climate Service Center, Germany
72. Kendall M., Gibbons J. D., 1990. Rank Correlation Methods. 5th edn., Edward Arnold, London, 260 p.
73. Kholiavchuk D., Cebulska, M., 2016. Variability of the highest monthly precipitation in the area of Ukrainian and Polish Carpathian Mountains in the years 1984-2013. Future of the Carpathians: Smart, Sustainable, Inclusive. Conference abstracts. Forum Carpaticum 2016, September 28 – 30, 2016, Bucharest, Romania. pp. 99-100
74. Köppen, W., 1884: Die Wärmezonen der Erde, nach der Dauer der heissen, gemässigten und kalten Zeit und nach der Wirkung der Wärme auf die organische Welt betrachtet. Meteorol. Z., 1, 215-226. URL: <http://koeppen-geiger.vu-wien.ac.at/koeppen.htm>
75. Köppen, W., 1900: Versuch einer Klassifikation der Klimate, vorzugsweise nach ihren Beziehungen zur Pflanzenwelt. Geogr. Zeitschrift, 6, 593-611, 657-679.
76. Köppen, W., 1918: Klassifikation der Klimate nach Temperatur, Niederschlag und Jahresablauf (Classification of climates according to temperature, precipitation and seasonal cycle). Petermanns Geogr. Mitt., 64, 193-203, 243-248.
77. Köppen, W., 1919: Baumgrenze und Lufttemperatur (Timberline and air temperature). Petermanns Geogr. Mitt., 65, 201-203.
78. Köppen, W., 1920. Verhältnis der Baumgrenze zur Lufttemperatur (Relationship between timberline and air temperature). Meteorol. Z., 37, 39-42.
79. Köppen, W., 1931: Grundriss der Klimakunde (Outline of climate science). Walter de Gruyter, Berlin, 388p.

80. Kottek, M., J. Grieser, C. Beck, B. Rudolf, and F. Rubel, 2006: World Map of the Köppen-Geiger climate classification updated. *Meteorol. Z.*, 15, 259-263. doi: 10.1127/0941-2948/2006/0130
81. Kynal, O., Kholiavchuk, D., 2016. Climate variability in the mountain river valleys of the Ukrainian Carpathians. *Quaternary International* 415. <http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2015>
82. Mills, G., 2014. Urban climatology: History, status and prospects. *Urban Climate*, 10(3): 479-489. <http://dx.doi.org/10.1016/j.uclim.2014.06.004>
83. Mudelsee M., 2010. *Climate Time Series Analysis: Classical Statistical and Bootstrap Methods*. Springer, Dordrecht, 474 p.
84. Oke, T. R., 1987. *Boundary layer climates*. London : Routledge, Taylor & Francis Group.
85. Oliver, J. E., 2008. *The encyclopedia of world climatology*. Dordrecht: Springer.
86. Richards, K., 2002. Topoclimates and Topoclimate Mapping: What do the Scientific Abstracts Tell Us about Research Perspectives? The 14th Annual Colloquium of the Spatial Information Research Centre University of Otago. 1-8. URL: www.business.otago.ac.nz/Sirc/conferences/.../01_Richards.pdf
87. Rohli, R., & Vega, A., 2008. *Climatology*. Sudbury, Mass. : Jones and Bartlett.
88. Rosetti, R., & Tedeshi L., 1993. Stima di fattori morfologici limitanti nelle indagini topoclimatiche. *Atti Tic. Sc. Terra*. № 36. Pp. 41-50. URL: manhattan.unipv.it/Atti_tic/.../PDF_36/Rossetti.pdf
89. Schwerdtfeger W., 1981. Comments on Tor Bergeron's Contributions to Synoptic Meteorology. In: Liljequist G.H. (eds) *Weather and Weather Maps. Contributions to Current Research in Geophysics*. Birkhäuser, Basel
90. Supan A., 1896. *Grundzüge der physischen Erdkunde*. Veit & comp, Vien. 770 p. URL: <https://archive.org/details/grundzgederphys01supagoog>
91. von Storch H., Zwiers F.W., 1999. *Statistical Analysis in Climate Research*. Cambridge University Press, Cambridge, 484 p.
92. Wasserman L., 2004. *All of Statistics: A Concise Course in Statistical Inference*. Springer, New York, 442 p.
93. Yin C., 2014 *Climatic Data Analysis and Diagnostics*. CLIMsystems Ltd, Hamilton, New ZeaLand. URL: <http://climsystems.com/>
94. Yoshino, M., 1975. *Climate in a Small Area*. University of Tokyo Press, Tokyo.

ПРЕДМЕТНИЙ ПОКАЖЧИК

- А**
Автокореляція, 39
Азональні клімати, 85
Атмосфера, 11, 15, 16
- Б**
Баричний градієнт, 21
Баротропічна атмосфера, 82
Біосфера, 11, 16
- В**
Вертикальна стратифікація атмосфери, 8
Висотні фронтальні зони, 22
Внутрітропічна зона конвергенції, 56, 61
- Г**
Гарматан, 69
Генетична кліматична класифікація, 8, 52
Географічні типи повітряних мас, 55
Гідросфера, 11
Гірський клімат, 26
Гірсько-долинна циркуляція, 131
Горизонтальний градієнт температури, 32
- Д**
Детрендінг, 38
Динаміка клімату, 13
Динамічна кліматологія, 7
Діяльна поверхня, 6
Достовірність статистична, 41
- Е**
Евапотранспірація, 57
Екваторіальний пояс, 60
Екстремальні величини, 38
Емпіричні кліматичні класифікації, 8
- З**
Зональна циркуляція, 21
- І**
Інверсії, 73, 86, 87, 89, 90, 127, 129
Інсоляція, 14
- К**
Клімат, 4, 9, 10, 29, 30, 37, 65, 93, 102, 105, 106, 121, 122, 132, 145, 151, 160, 161
Клімати височин, 100
Клімати низовин, 50, 102
Клімат міст, 151, 153
Клімат помірно теплий з рівномірним зволоженням, 52
Клімат помірно холодний з рівномірним зволоженням, 52
Клімат помірно холодний з сухим літом, 52
Клімат помірно холодний з сухою зимою, 52
Клімат постійного морозу, 52
Клімат пустель, 52
Клімати річкових долин, 113
Клімат саван, 52
Клімат степів, 52
Клімат тропічних лісів, 52
Клімат тундри, 52
Клімати внутрітропічних широт, 60
Кліматична мінливість, 40
Кліматичний пояс, 29, 30, 75, 94
Кліматична система, 13, 28, 39
Кліматичні екстремуми, 44
Кліматичні показники, 8, 34, 38, 44, 47, 102, 103, 105, 122
Кліматичні класифікації, 45
Кліматичні моделі, 10, 37
Кліматичні показники, 5
Кліматична мінливість, 44, 45
Кліматологічні фронти, 55
Кліматотвірні чинники, 12, 19
Ковзаючі пересічні величини, 44
Конвекція, 63
Континентальний клімат, 25
Континентальність, 25, 80, 83
Кореляційний аналіз, 41, 45
Кріосфера, 11
- Л**
Лінійна регресія, 39, 44
Літосфера, 11

М

Маквіс, 74
 Макроклімат, 29, 30
 Мезоклімат, 29, 30, 33
 Метеовеличини, 5, 38, 40, 55, 98, 99, 104
 Мікроклімат, 29, 30, 36
 Місцевий клімат, 29, 30
 Морський клімат, 25

Н

Непараметричні тести, 44
 Нормальний вертикальний розподіл
 температур повітря, 127

О

Озонова діра, 84
 Описова статистика, 40, 45
 Орокліматогенні комплекси, 31, 85, 86, 91,
 99, 119
 "Острів тепла", 154, 155, 156, 157

П

Параметричні тести, 42, 44
 Парникові гази, 7
 Пасати, 61, 64
 Пересічні величини, 10, 38
 Підстилаюча поверхня, 23
 Помірні клімати, 51, 77
 Прикладна кліматологія, 5, 8

Р

Радіаційний баланс, 16, 17, 18, 89
 Регіональна кліматологія, 4, 5
 Регіональний клімат, 10, 28, 30, 151

С

Середземноморський тип, 70, 72

Синоптична кліматологія, 7
 Сіроcco, 69
 Сонячна радіація, 14, 15
 Сонячна стала, 14
 Статистична графіка, 39
 Статистичний шум, 44
 Статистичні методи, 37, 41
 Стаціонарність статистична, 38
 Стійкий стан атмосфери, 83

Т

Тепловий баланс, 17, 35, 105, 115
 Тести відхилень, 43
 Тести зв'язку, 43
 Тести розподілу, 43
 Тести часових рядів, 43
 Топоклімат, 30, 31, 33, 34, 36, 37, 113
 Трендовий аналіз, 38, 44
 Тропічні клімати, 50, 60, 66
 Турбулентність, 88

Ф

Фізична кліматологія, 5, 6, 10
 Фени, 136

Х

Хамсин, 69
 Хвильові переміщення повітря, 20
 Хіблі, 69

Ц

Циркуляція атмосфери, 10, 19, 20, 108, 131,
 150

Ч

Чапараль, 74

Навчальне видання

Холявчук Дарія Іванівна

РЕГІОНАЛЬНА КЛІМАТОЛОГІЯ

Навчальний посібник

Набір та комп'ютерна верстка *Д.І. Холявчук*

Літературний редактор *О.В. Колодій*

Дизайн обкладинки *С.М. Кирилюк*