

Сумський державний педагогічний університет імені А. С. Макаренка
Природничо-географічний факультет
Кафедра загальної та регіональної географії

Кириченко Олександр Сергійович

СУЧАСНІ ОСОБЛИВОСТІ КЛІМАТУ ЛІСОСТЕПУ УКРАЇНИ

Спеціальність 014 Середня освіта (Географія)
Галузь знань: 01 Освіта/Педагогіка

Кваліфікаційна робота
на здобуття освітнього ступеню магістра

Науковий керівник
_____ Б.М. Нешатаєв,
Доктор географічних наук, професор,
Професор кафедри загальної та
регіональної географії
« ____ » _____ 2020 року

Виконавець
_____ О.С. Кириченко
« ____ » _____ 2020 року

Суми 2020

ЗМІСТ

ВСТУП	3
РОЗДІЛ 1. УМОВИ ФОРМУВАННЯ КЛІМАТУ ЛІСОСТЕПУ	6
1.1 Сонячна радіація, радіаційний баланс	6
1.2. Атмосферна циркуляція, пануючі повітряні маси	13
1.3. Підстильна поверхня, рельєф	16
РОЗДІЛ 2. КЛІМАТ ЛІСОСТЕПОВОЇ ЗОНИ В 60-90 РОКИ	24
2.1. Річний хід температури, опадів	24
2.2. Вплив океану на закономірності зміни кліматичних показників	28
2.3. Негативні кліматичні явища	33
РОЗДІЛ 3. СУЧАСНІ ОСОБЛИВОСТІ КЛІМАТУ ЛІСОСТЕПУ УКРАЇНИ	39
3.1. Кліматичні показники в 1990-2020 роки	39
3.2. Проблеми забруднювання зони лісостепу України	47
3.3. Прогноз кліматичних змін внаслідок антропогенної діяльності	58
ВИСНОВКИ	66
СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ	70

ВСТУП

Успішний розвиток сільського господарства, транспорту, енергетики та інших галузей господарства неможливий без урахування кліматичних особливостей окремих територій, всебічного вивчення та раціонального використання кліматичних ресурсів країни.

До теперішнього часу виконано велику кількість досліджень, присвячених елементам клімату України, кліматичній характеристиці окремих зон; видано низку кліматичних і агрокліматичних довідників. Природні зони беруть свою назву від рослинності, властивої їм, і інших географічних особливостей. Зони закономірно змінюються від екватора до полюсів і від океанів углиб континентів; мають близькі умови температур і зволоження, що визначають однорідні ґрунти, рослинність, тваринний світ та інші компоненти природного середовища. Природні зони – один із ступенів фізико-географічного районування. Незважаючи на вікову історію вчення природних зон до теперішнього часу немає повної єдності в питаннях про кількість самих зон і підзон в межах деяких з них, про межі зон.

Актуальність. Лісостепова зона простягається від Передкарпаття до західних відрогів Середньоруської височини майже на 1 100 км. Вона займає 34% території України. Північна межа (із Поліссям) проходить поблизу Львова, Шепетівки, Житомира, Києва, Ніжина, Глухова, південна межа її проходить на північ від с. Великої Михайлівки Вінницької області, Ширяєвого, через Первомайськ, поблизу Новоукраїнки, Кропивницького, Олександрії, вздовж р. Ворскла до Кобеляків, через Красноград, Балаклею, вздовж р. Оскіл до кордону з Росією. У лісостеповій зоні перемежуються лісові ландшафти на опідзолених ґрунтах з лучно-степовими на типових чорноземах.

Кліматичні дослідження планети мають суттєве значення у зв'язку з інтенсивними змінами, що відбуваються у її кліматичній системі. Наслідками цих змін є часті аномальні погодні явищами, що відбуваються у різних

частинах світу: наводнення, снігопади, сходження лавин, різке похолодання, спека. Різкі коливання температур повітря призводять до утворення екстремальних метеорологічних явищ: посух, злив, шквалів, повеней. Сьогодні кліматологічні дослідження набувають своєї актуальності у зв'язку із глобальними змінами клімату: зміною температури повітря, яка визначає характер та режим погоди. Вивчення тенденцій її змін, просторового розподілу, часових особливостей є найбільш важливою задачею при проведенні комплексних кліматологічних досліджень.

Об'єкт дослідження – лісостепова зона України.

Предмет дослідження – особливості клімату лісостепової зони України.

Метою написання роботи є вивчення сучасних особливостей кліматичних умов лісостепу України.

Для досягнення мети були поставлені такі **завдання**:

1. Виявити умови формування клімату лісостепу;
2. Розглянути такі явища, як сонячна радіація, радіаційний баланс, вплив атмосферної циркуляції, пануючих повітряних мас та підстильної поверхні на формування клімату;
3. Проаналізувати клімат лісостепової зони в 60-90 роках 20 ст, розглянути річний хід температури та опадів;
4. Виявити закономірності зміни кліматичних показників із збільшенням континентальності;
5. Проаналізувати негативні кліматичні явища;
6. Розглянути кліматичні показники в 1990-2020 роки;
7. Виявити проблеми забруднювання зони лісостепу України;
8. Зробити прогноз кліматичних змін внаслідок антропогенної діяльності.

При написанні роботи використовувалася література, статті в наукових журналах, карти, спеціалізовані Інтернет-сайти.

Методи дослідження. Для реалізації цілей і завдань використовувалися такі методи дослідження: аналіз науково-методичної літератури з теми дослідження, збір інформації, порівняння, узагальнення, систематизація, а також використання методів описової статистики.

РОЗДІЛ 1. УМОВИ ФОРМУВАННЯ КЛІМАТУ ЛІСОСТЕПУ

1.1 Сонячна радіація, радіаційний баланс

Кліматичні умови України відрізняються великою різноманітністю: якщо північно-західний район має надлишкове зволоження, то Причорноморський степ і Північний Крим характеризуються посушливістю. Абсолютно особливі кліматичні умови на Південному березі Криму, в Карпатах та Кримських горах.

Основні риси клімату України формуються під впливом ряду факторів. Головним з них є приплив тепла від Сонця, який в основному залежить від географічної широти місця і збільшується з півночі на південь.

Основними факторами, що зумовлюють розподіл ефективного випромінювання, є особливості режиму хмарності, температури і вологості в приземному шарі повітря в різних фізико-географічних районах досліджуваної території. Амплітуди ефективного випромінювання є результатом спільного впливу всіх зазначених факторів.

Річні величини ефективного випромінювання розподіляються по території України досить рівномірно, збільшуючись з півночі на південь на 12 ккал/см^2 (від 35 ккал/см^2 рік в районі Новоград-Волинського до 47 ккал/см^2 рік на західному узбережжі Кримського півострова). Найменші значення ефективного випромінювання ($32\text{-}33 \text{ ккал/см}^2$ рік) спостерігаються в Карпатах. Ізолінії річних сум ефективного випромінювання істотно відхиляються від широтного напрямку. Особливо значні ці відхилення (як і для інших складових радіаційного балансу) у західних та південних районах України, а також у Криму. У Передкарпатті і Закарпатті ізолінії ефективного випромінювання йдуть паралельно Карпатських гір. У цьому районі його зміни по довготі більш істотні, ніж зміни по широті. В районі Карпат зміни ефективного випромінювання по довготі становлять близько 5 ккал/см^2 рік, тоді як на решті території країни вони дорівнюють тільки 3 ккал/см^2 рік.

Ефективне випромінювання істотно зростає з заходу на схід – приблизно на 9 ккал/см^2 , що становить 23% середнього значення для широти 49° . У східних районах країни ефективне випромінювання помітно зменшується за рахунок впливу Донецького кряжу. Так, у Донецьку воно становить $39 \text{ ккал/см}^2 \text{ рік}$, а в 120-140 км на захід і схід від нього ефективне випромінювання збільшується до $41\text{-}42 \text{ ккал/см}^2 \text{ рік}$. Причиною такого істотного ослаблення ефективного випромінювання в Донбасі є не тільки характер хмарного режиму, але і значне забруднення повітря промисловими підприємствами.

Істотний вплив на річний і добовий хід робить хмарність. Однією з основних причин річних змін ефективного випромінювання при пасмурном небі є збільшення висоти нижньої межі хмар у літні місяці, а також зміна температурного режиму підстильної поверхні і нижній межі хмар. При ясному небі максимальні годинні суми ефективного випромінювання зростають від $6,6 \text{ ккал/см}^2 \text{ годину}$ в грудні до $16,1 \text{ ккал/см}^2 \text{ годину}$ в травні, а мінімальні зменшуються від $6 \text{ ккал/см}^2 \text{ год}$ у січні до $4 \text{ ккал/см}^2 \text{ годину}$ у червні.

Загальні риси добового ходу ефективного випромінювання протягом усього року залишаються однаковими. Мінімальні значення спостерігаються у другу половину ночі (як правило, перед сходом сонця), а максимальні – після полудня. Характеристикою добового ходу ефективного випромінювання може служити його амплітуда. При середніх умовах хмарності максимальні амплітуди добового ходу ефективного випромінювання спостерігаються в травні-червні ($6\text{—}7,2 \text{ ккал/см}^2 \text{ годину}$), мінімальні – в грудні-січні ($1,2 \text{ ккал/см}^2 \text{ годину}$). При пасмурному небі відзначається різке зменшення інтенсивності ефективного випромінювання, а також амплітуди його добового ходу. Особливо слабкий добовий хід має місце в зимові місяці, коли його амплітуда дорівнює $0,005 \text{ ккал/см}^2 \text{ годину}$. В теплі місяці підвищуються як мінімальні, так і максимальні значення ефективного випромінювання. Істотно збільшується (до $3,6 \text{ ккал/см}^2 \text{ годину}$) і амплітуда добового ходу ефективного випромінювання.

Найбільш чітко добовий хід ефективного випромінювання виражений при ясній погоді. В цьому випадку амплітуда добового ходу в порівнянні з амплітудою в похмуру погоду зростає в кілька разів.

Особливості річного ходу ефективного випромінювання і чітко виражена асиметрія його добового ходу при ясному небі є результатом залежності ефективного випромінювання від таких факторів, як температура і вологість повітря, а також температура і відбиваюча здатність підстильної поверхні.

Радіаційний баланс України в цілому за рік позитивний і змінюється від 38 ккал/см² на північному сході до 58 ккал/см² на західному узбережжі Криму (рис. 9). Розподіл радіаційного балансу дещо відрізняється від розподілу сумарної радіації. Так, область мінімальних величин радіаційного балансу знаходиться на півночі країни, в той час як мінімум сумарної радіації спостерігається в Карпатах. Відносне збільшення річних сум радіаційного балансу в Карпатах пояснюється тим, що ослаблення сумарної радіації хмарами у цьому районі компенсується збільшенням поглиненої радіації за рахунок малих значень альbedo та суттєвим зменшенням ефективного випромінювання. У східних районах України відзначається деяке зростання балансу.

Взимку радіаційний баланс на значній частині України позитивний. Негативні величини спостерігаються в районах зі стійким сніговим покривом в Карпатах і на північ від 49-ї паралелі, де радіаційний баланс змінюється від -1,7 ккал/см² до нуля. Максимальні суми балансу за зиму спостерігаються в Криму, де вони становлять 1,2-1,8 ккал/см². У Криму в зимові місяці баланс залишається позитивним (у грудні він практично дорівнює нулю).

Від'ємні значення місячних сум балансу з'являються на Україні в листопаді і охоплюють північ країни. У грудні ізолінія нульового балансу опускається на південь і йде уздовж берега Чорного моря. Таким чином, в цьому місяці вся територія України, за винятком Криму і вузької прибережної смуги, має негативний баланс. У січні місячні суми

радіаційного балансу в південних районах зростають від нуля до 0,2-0,3 ккал/см², а в північних районах або залишаються такими, як в грудні, або зменшуються від -0,5 до -0,9 ккал/см². У лютому практично вся територія України має позитивний баланс. Ізолінія нульового балансу піднімається ще північніше і проходить близько 52-ї паралелі.

Навесні радіаційний баланс різко зростає до 14-16 ккал/см² на півночі і до 18-19 ккал/см² на півдні. Це пояснюється зростанням сумарної радіації і зменшенням альbedo підстильної поверхні внаслідок сходження снігового покриву. Мінімум сезонних величин радіаційного балансу спостерігається не в Карпатах, як для сумарної радіації, а на півночі Чернігівської і Сумської областей. Зональність у розташуванні ізоліній різко порушується, у західних районах ізолінії спрямовані майже вздовж меридіанів. Розподіл балансу, близьке широтному, зберігається схід 31-го меридіана.

Весняні місяці за характером розподілу радіаційного балансу суттєво відрізняються один від одного. Так, у березні переважають особливості, притаманні зимовим місяцям. Ізолінії на більшій частині території паралельні між собою; в західних районах довше утримується сніговий покрив, і це призводить до того, що місячні величини балансу тут менше, ніж на сході. У квітні характер розподілу ізоліній інший. Цей місяць займає проміжне положення між зимовими і літніми місяцями. Зональність у квітні порушена, але картина більш однорідна, ніж в літні місяці. У травні закономірності розподілу радіаційного балансу такі ж, як і в літні місяці. Цікавою особливістю цього місяця, а також червня є утворення області відносного максимуму балансу у Волинській та Житомирській областях. Це викликано тим, що в цих частинах України альbedo має мінімальні значення (див. рис. б), в результаті чого суттєво зменшується видаткова частина радіаційного балансу

Влітку радіаційний баланс збільшується до 21 ккал/см² сезон на півночі і до 26-27 ккал/см² в Причорномор'ї і на західному березі Криму. Мінімальні значення радіаційного балансу у всі літні місяці спостерігаються в Карпатах:

зазначена вище компенсація ослаблення сумарної радіації за рахунок зменшення ефективного випромінювання в ці місяці виявляється недостатньою. Замкнуті області відносних максимумів і мінімумів радіаційного балансу спостерігаються у всі місяці сезону, але їх менше, ніж для сумарної радіації. Такі області для радіаційного балансу спостерігаються тільки в поліссі, і вони виражені слабше, ніж для сумарної радіації. Слабо виражені області максимумів і мінімумів радіаційного балансу на півдні в зоні дії бризів. Восени радіаційний баланс змінюється від 4,5 ккал/см² сезон в північних районах до 8-9 ккал/см² на узбережжі і в Криму. Розподіл величин радіаційного балансу близько до широтного. Істотно зменшується вплив навіть таких великих неоднорідностей поверхні, як Карпати. На півдні практично відсутній вплив бризів. Величини радіаційного балансу від місяця до місяця різко зменшуються, і вже в листопаді на частини території, як зазначалося вище, ефективного випромінювання перевищує поглинену радіацію і радіаційний баланс стає негативним.

Тривалість сонячного сьйва є однією з найважливіших характеристик радіаційного режиму. Крім того, цей елемент може служити також непрямую характеристикою режиму хмарності.

Мінімальні для всієї України величини тривалості сонячного сьйва спостерігається в грудні, що викликано як найменшою тривалістю дня цього місяця, так і найбільшою ймовірністю похмурого стану неба – В поліссі тривалість сонячного сьйва становить 22-30 годину. за місяць, в лісостепу та північному степу вона збільшується до 33-45 год. У південному степу відбувається подальше зростання тривалості сонячного сьйва до 45-60 годину. за місяць, максимальні її значення спостерігаються в гірському Криму (83 год. за місяць на Карабі-Яйлі). В північній і центральній частинах країни вона становить лише 12-18% можливої тривалості сонячного сьйва, а в Причорномор'ї і Криму 20%.

В січні тривалість дещо зростає, а в лютому вона вже приблизно в 2 рази більше, ніж у грудні, для полісся і лісостепу (55-70 год. за місяць) і майже на 30% – для південного степу і Криму (80-104 години. за місяць).

Починаючи з березня у зв'язку із збільшенням тривалості дня і зменшенням хмарності тривалість сонячного сьйва інтенсивно зростає. У березні вона досягає 100-120 години. в поліссі і лісостепу, 120-155 год. у степовій зоні та в Криму; максимальна тривалість сонячного сьйва в цьому місяці спостерігається в Закарпатті (158 год. у Берегово). Помітно зростає також ставлення спостерігався сонячного сьйва до можливого. Майже всюди воно перевищує 30%, поблизу моря і в Криму складає 40%, а місцями досягає майже 50% (Берегово). У квітні зростання кількості годин сонячного сьйва триває. У правобережному поліссі і лісостепу тривалість сьйва становить близько 160-170 год., а на південний схід і південь вона зростає, досягаючи в Причорномор'ї 200 год. Приблизно таке ж число годин сонячного сьйва спостерігається в Закарпатті. У Криму майже всюди тривалість сонячного сьйва становить близько 200 год.

У травні хмарність продовжує зменшуватися і тривалість сонячного сьйва зростає до 240-260 год. на рівнині правобережного полісся і Закарпаття, а також до 250-280 години на узбережжі і в Криму.

У червні, незважаючи на значну тривалість дня, число годин сонячного сьйва збільшується мало, а на деяких станціях Закарпаття (Ужгород) відзначається навіть невелике його зменшення. Причиною є збільшення хмарності в цьому місяці, порівняно з травнем. Тривалість сонячного сьйва в червні перевищує травневу в середньому усього на 10-30 год.

В липні тривалість сонячного сьйва досягає найбільших значень року і складає в поліссі і лісостепу 240-300 год., у північному степу 310-330, у південному степу до 350 год. У Криму вона дорівнює 330-350 години. В Закарпатті літо більш хмарне, ніж на рівнинній частині України, тому і тривалість сонячного сьйва менше: у липні вона становить близько 280 год. Становлення сонячного сьйва до можливого в цьому місяці всюди значно

зростає і досягає в поліссі 40-50%, в лісостепу 50-60%, у степу 60-70%, в Криму – 70-80%. Це пов'язано з повсюдним зменшенням хмарності в цьому місяці порівняно з червнем і збільшенням кількості ясних днів.

У серпні у зв'язку із зменшенням тривалості дня зменшується і тривалість сонячного сяйва (в середньому на 20-40 годину – порівняно з липнем). Однак внаслідок подальшого зменшення хмарності ставлення спостерігався сонячного сяйва до можливого продовжує збільшуватися і досягає в цьому місяці максимальних значень у році. В поліссі і лісостепу вона становить близько 60%, у степу перевищує 70%, місцями досягаючи 80%: (Херсон, Сімферополь) .

У вересні число годин сонячного сяйва повсюдно значно падає, складаючи 240-256 на узбережжі і в Криму і 170-180 на півночі країни. Всюди зменшується і відношення дійсного сонячного сяйва до можливого внаслідок збільшення хмарності.

З жовтня починається різке збільшення хмарності, сильно скорочується тривалість дня. Тому в жовтні зменшується число годин сонячного сяйва: в поліссі і лісостепу до 100-140, у степовій зоні до 145-180.

У листопаді тривалість сонячного сяйва знижується до 50 год. на півночі і до 80 год. на півдні України.

Середнє річне число годин сонячного сяйва найбільших значень досягає на узбережжі – в середньому 2300 год. Так само велике число годин сонячного сяйва в гірському Криму: на Ай-Петрі воно одно 2334, на Карабі-Яйлі 2453 год. за рік. В степу і на південному березі тривалість сонячного сяйва близько 2050-2290 год. за рік. Найменші річні величини спостерігаються у західних районах полісея і лісостепу, де в середньому за рік вони складають 1720-1800 год.

Багато природних і виробничих процесів (фотохімічні процеси, вплив на організм людини, вироблення енергії в геліоапаратах і т. д.) не стільки залежать від сумарної тривалості сонячного опромінення, скільки від його безперервності. У зв'язку з цим для вирішення багатьох наукових та

практичних питань необхідно мати також дані про забезпеченість тієї або іншої безперервної тривалості сонячного сьйва.

На території, не дуже залежної від впливу Карпат, амплітуда річного ходу сумарною і поглиненої радіації і радіаційного балансу істотно зростає з півночі на південь, в той же час амплітуда річного ходу ефективного випромінювання практично не залежить від широти.

1.2. Атмосферна циркуляція

Дуже важливий фактор – атмосферна циркуляція. На широтах України переважає західний перенос, що супроводжується припливом атлантичного повітря. Часом на територію України вторгається повітря з Азіатського континенту, з північних широт, з Середземного моря і т. п. Відмінності в циркуляційних умовах заходу і сходу країни, при розміщенні її в цьому напрямку більш ніж на 1300 км, виразно проявляються у збільшенні континентальності клімату із заходу на схід.

Головними чинниками, що формують клімат лісостепу, є вісь високого атмосферного тиску, вплив лісового і степового клімату сусідніх зон і майже повна відсутність морських впливів. Лісостеп характеризується:

1) помітним збуванням річних опадів від 600 мм у лісовій зоні до 400-450 мм в лісостепу;

2) різким підвищенням температури повітря порівняно з зоною лісів. Середня температура липня в лісостепу від 20°C на півночі до 21-22°C на півдні.

Прогрів повітря охолодження влітку і взимку, а також зменшення опадів тісно пов'язані з великою барометричною віссю, вздовж якої стійкі низхідні течії повітря обумовлюють відносну сухість клімату. Однак на північ від осі високого тиску клімат ще порівняно вологий, зі значними опадами, з переважанням вологих вітрів з південної складової; на південь від осі, в степах, клімат посушливий. «Грапляється, що метеорологічні умови

півночі – дощ і холод – охоплюють південь і, навпаки, на півночі наступають тривалі посухи, що нагадують осінні посухи південного району».

Л. С. Берг підкреслює, що лісовий клімат переходить у степовій дуже поступово. Континентальність лісостепу зростає з заходу на схід, і взагалі вона багато більше порівняно з лісовою зоною внаслідок віддаленості від океану. Атлантичні циклони проходять більшою частиною на північ від лісостепу, тут же вони загасають, і тільки південні циклони час від часу проходять через «баричний бар'єр», приносячи опади.

Характерними рисами клімату лісостепу є континентальність, сухість теплої півріччя, весняний і літній мінімуми відносної вологості, сухості, інверсії температур і заморозки в умовах мікрорельєфу. Континентальність клімату пом'якшується, а потім на схід знову зростає. Літні температури близько 21-22°C змінюються взимку морозами до від -5° до -21°C. Лісостепова місцевість, порізана ярами й долинами, характеризується частими заморозками, наступаючими внаслідок різких знижень температури вночі в негативних формах рельєфу. Середні добові температури влітку можуть опинитися в долинах на 2,5-4,5°C нижче, ніж на вододілах річок. У зниженнях частіше заморозки і коротше безморозний період, ніж на височинах.

Інверсія температури в умовах мікрорельєфу досить звичайна в лісостепу. Морози вкрай рідкісні тільки з червня по серпень.

Теплий період у лісостепу триває з травня по жовтень, тобто близько 200 днів. Температура навесні зростає з північного сходу на південний захід, восени падає з півдня на північ. Цікаво, що в теплий період відзначаються два мінімуми відносної вологості навесні (травень) і влітку (серпень— вересень). Це характерно для клімату лісостепу. Весняний мінімум вологості пояснюється недостатнім припливом водяної пари з океанів, ще не встигли нагрітися при швидко зростаючій температурі на материках. Що стосується річного мінімуму, то він позначається головним чином у місцевостях, віддалених від океанів, де влітку переважає вітер з пустель Середньої Азії.

Середня відносна вологість в 13 годин в лісостепу коливається в межах від 87 до 42%. Незважаючи на сухість повітря влітку, в лісостепу бувають сильні зливи.

Коливання опадів в лісостепу великі. В окремі роки відомі перевищення середніх річних кількостей на 25% і більше, а зменшення від норми до 27-30%. Лісостеп центральної області характеризується помірно холодною зимою і жарким літом, значними опадами, хуртовинами, сухими туманами і суховіями. Взимку тут тиск зменшується зі сходу на захід, влітку тиск падає з заходу на схід. Найменша швидкість вітрів припадає на липень. При антициклонах бувають суховії, захоплюючи лісостеп своєю околицею. Вони дмуть частіше з південного-сходу. Найбільше днів із суховіями в серпні, потім у травні. Літо поступово змінюється тривалою осінню. В кінці листопада настає зима, випадає сніг, висота якого досягає максимуму в грудні або січні. При загальній невеликій висоті снігу (30-40 см) важливу роль відіграє снігозатримання: зі збільшенням товщини снігу ґрунт утеплюється, що дає можливість насінню почати проростати дещо раніше. При меншій промерзлості ґрунту талі води вбираються інтенсивніше, забезпечуючи достатню зволоженість. Хуртовини, характерні для даного району, спостерігаються при південно-східних і південно-західних вітрах. Найбільше число хуртовин припадає на швидкості вітру в межах 4-9 м/с. При великих швидкостях, починаючи від 12 м/сек і більше число хуртовин зменшується, але при швидкостях до 20 м/сек знову помітно збільшення числа хуртовин.

Взимку відбувається скупчення холодного повітря в зниженнях лісостепу і його вихолоджування. Вегетаційний період тут триває від 130 днів до 160, з травня по вересень. Він зменшується на південний схід. Опади всюди менше 400 мм, з різким переважанням літніх (65%). Сніговий покрив має висоту 44-56 см, що майже вдвічі перевищує висоту снігу в лісостепу центральної області.

1.3. Підстильна поверхня

Третім важливим кліматовірним фактором є висота місцевості, експозиція схилів у районах Карпат і Кримських гір, що обумовлюють зміну кліматичних елементів: із збільшенням висоти атмосферний тиск і температура знижуються, кількість опадів збільшується, період зі сніговим покривом подовжується, швидкість вітру зростає і т.д. Менший вплив на кліматичні умови надає Волино-Подільське плато і Донецький кряж. Воно позначається головним чином в невеликому падінні температури, зміну тривалості залягання снігового покриву та інше.

Чорне і Азовське моря також помітно впливають на клімат України. У прибережних районах спостерігається збільшення вологості повітря і згладжування добового ходу температури повітря.

Впливає на клімат і Середземне море, але його вплив відчутно тільки у вузькій смузі Південного берега Криму, закритого з півночі горами, причому воно проявляється в основному у пом'якшенні зими і зміні річного ходу опадів.

В Україні виділяють кілька типів клімату. По займаній площі на першому місці стоїть клімат, помірний щодо термічного режиму та режиму зволоження. Цей тип клімату отримав назву лісового атлантико-континентального [10]. Він займає територію полісся і лісостепу.

Клімат полісся помірний, вологий, характеризується переважанням перенесення атлантичного повітря, в результаті чого з заходу на схід зростає його континентальність.

Захід полісся відрізняється підвищеною похмурістю в літній сезон, коротким прохолодним літом, м'якою зимою і надмірною кількістю опадів. Середня січнева температура тут складає $-4\dots-5^{\circ}$, а на сході вона досягає $-7\dots-8^{\circ}$. Зима найбільш сувора на сході полісся, де її тривалість приблизно на 20 днів більше. У поліссі переважають абсолютні мінімуми температури

близько $-33\dots-36^{\circ}$. Найбільш низькі температури спостерігаються в пониженнях рельєфу.

Сніговий покрив раніше всього з'являється на лівобережжі полісся, де його висота становить 30-40 см, зменшуючись на захід до 15-20 см. Руйнування і сходження снігового покриву починаються на заході полісся раніше, ніж на сході.

Перехідні сезони (весна і осінь) в західному поліссі затяжні, так як заток вологого морського повітря помірних широт супроводжується великою хмарністю і опадами, які перешкоджають нагріванню повітря навесні і охолодження його восени. Весняні заморозки у поліссі припиняються в середньому у третій декаді квітня. Самі пізні заморозки відзначені у другій – третій декаді травня.

Перші осінні приморозки припадають в середньому на початок жовтня. Середня тривалість безморозного періоду 150-165 днів.

У літній період найбільш низькі температури повітря відзначаються на заході полісся, де середня липнева температура становить $17-18^{\circ}\text{C}$; на схід вона підвищується до $19-20^{\circ}\text{C}$. Максимальні температури в поліссі досягають $37-39^{\circ}\text{C}$.

Річні суми опадів становлять 500-600 мм протягом року опади розподілені нерівномірно. У теплий період випадає близько 70% всіх опадів, 30% опадів припадає на холодний період.

Найменші місячні суми опадів відзначаються в період з січня по березень. В поліссі іноді бувають посухи та суховії.

Клімат лісостепу помірно континентальний. Середня річна температура становить $7-8^{\circ}\text{C}$.

Найнижчі середні січневі температури спостерігаються в східному лісостепу ($-7\dots-8^{\circ}\text{C}$); на заході вони підвищуються до $-4\dots-6^{\circ}$. Абсолютний мінімум на сході лісостепу досягає -41°C . Сніговий покрив в лісостепу з'являється в середньому близько 15-25 листопада. Повністю сходять сніговий покрив в середньому в кінці березня.

Загальна кількість днів з сніговим покривом змінюється від 110 на північному сході до 70 на південному заході. Середня висота снігового покриву на території лісостепу не перевищує 20-30 см.

Середня дата першого морозу на сході припадає на першу декаду жовтня, на заході – на другу декаду. Середні дати останнього морозу відзначаються в східній підзоні в кінці квітня – початку травня, у західній – в середині квітня. Середня тривалість безморозного періоду на більшій частині території 160-170 днів.

Літо в лісостепу тепле. Середня липнева температура на заході зони становить 18-19°C, на сході 19-21°C. Абсолютні максимуми в липні досягають 39°C.

Річні суми опадів зменшуються від 700-550 мм на заході до 575-500 мм на сході. Середнє число днів з опадами коливається від 180 на заході до 130 на сході лісостепу.

У лісостеповій зоні збільшується кількість днів з суховіями. У східних районах вона досягає 11, у західних 1-8.

Дещо меншу площу має область степового атлантико-континентального клімату, яка займає всю степову Зону України і степову частину Криму. Клімат степу відрізняється найбільшою континентальністю і посушливістю у порівнянні з іншими зонами України. Літо спекотне, зима холодна, в більшості випадків малосніжна.

Середні січневі температури коливаються від -7°C на північному сході до -2°C на південному заході зони. Для зими характерні сильні відлиги, після яких нерідко наступають різкі похолодання.

Літній період в степу характеризується високими температурами без значних змін по території. У липні середня місячна температура становить 21-30°C. Максимальні температури коливаються в межах 38-41°C.

Тривалість безморозного періоду на північному сході становить 150 днів, на південно-заході 200 днів, в Криму, 210-230 днів.

В степу перший мороз з'являється на північному сході зони на початку жовтня. Закінчуються морози в середньому в кінці квітня.

Річні суми опадів зменшуються з півночі на південь. У південних районах зони вони складають 250-300 мм. Число днів з опадами також зменшується з півночі на південь – від 125 до 70.

В межах України степ – район з найменшою відносною вологістю повітря, тому тут часто виникають посухи, суховії та пилові бурі.

На півдні зони виділяється чорноморська кліматична область, яка займає вузьку смугу шириною в середньому близько 40 км.

Гори України (Карпати і Кримські гори) відрізняються своєрідними кліматичними умовами, що залежать від висоти над рівнем моря і напрямку схилів.

У Карпатах значне підняття місцевості обумовлює різку вертикальну зональність у розподілі кліматичних елементів

В передгір'ях – до висоти 500-600 м – клімат помірно теплий, з середніми річними температурами близько 6°C. Середня температура січня - 3, -5°C.

З підвищенням місцевості температура повітря знижується. На висоті 1200 м середня річна температура близько + 3°C, а на верховинах, розташованих на висоті 1500 м і вище, вона знижується до 0°C. Мінімальні температури спостерігаються в січні.

Середня температура січня на висоті 1200-1500 м становить -10°C; на висоті 1500-2000 м вона знижується до -10, -12°C. У передгір'ях негативні середні місячні температури утримуються протягом грудня – лютого, а починаючи з висоти 800-1000 м – протягом листопада – березня.

Літо в Карпатах коротке і дощове. Середня температура липня в передгір'ях становить 19-20°C; в горах на висоті 1200 м вона знижується до 14-15°C, а на висоті 1500-2000 м – до 8-9°C. Максимальні температури змінюються від 37°C біля підніжжя до 30°C в горах. Вони відзначаються зазвичай в липні – серпні.

Розподіл опадів у Карпатах залежить від висоти місця і форми рельєфу. У передгір'ях суми опадів за рік становлять 600-700 мм, а на висотах понад 1000 м вони збільшуються до 1200-1600 мм, досягаючи максимальних значень для всієї України. Найбільше опадів отримують південно-західні схили, найменше – східні. Найбільша кількість опадів припадає на літній період – близько 70% річної норми. Тривалість періоду зі сніговим покривом в гірській частині Карпат в 2 рази більше, ніж у передгірних районах. На висоті 800 м товщина снігового покриву перевищує 30-50 см. З висоти 1000-1200 м збільшення потужності снігового покриву припиняється.

Захищені горами з півночі і сходу долини Закарпаття відрізняються теплим вологим кліматом. Середні температури січня тут $-3\dots-5^{\circ}\text{C}$, липня $19-20^{\circ}\text{C}$.

Менші за висотою Кримські гори, як і Карпати, також характеризуються вертикальною зональністю. Передгірні райони відрізняються посушливими степовими умовами. Середні річні температури коливаються від 10 до 12°C . Кількість опадів за рік складає 380-500 мм

Із збільшенням висоти знижується середня температура повітря і збільшується кількість опадів. На висоті 1000 м середня річна температура близько 6°C .

У січні середня місячна температура повітря на висоті 1000 м опускається до $-4\dots-5^{\circ}\text{C}$, мінімальна температура за рік дорівнює -26°C . У горах спостерігається паморозь і ожеледь, часті хуртовини.

Кількість опадів на висотах більш 1000 м досягає максимуму – 1000-1500 мм Сніговий покрив утворюється в листопаді і лежить до середини квітня. Число днів зі сніговим покривом близько 110.

Літо в Кримських горах більш посушливе, ніж у Карпатах. На висоті 1000 м середня липнева температура близько 15°C , максимальна за рік $26-28^{\circ}\text{C}$. Тривалість безморозного періоду в горах близько 150 днів. В Кримських горах часто виникають фени – вітри, що дмуть з гір і викликають різке підвищення температури повітря і зниження вологості.

Південний берег Криму характеризується середземноморським кліматом: тут волога зима і посушливе літо. Середня річна температура становить від 11 до 14°C. Річна кількість опадів 450-550 мм. Середня температура січня близько 4°C. Сніговий покрив утворюється в січні. Число днів зі сніговим покривом близько 10.

Літо на Південному березі Криму сонячне, тривале, середня температура липня 23-24 °С. Влітку на березі моря часто виникають бризи – вітри, що дмуть вдень з моря на сушу, а вночі з суші на море.

Географічне положення України забезпечує найбільш сприятливе поєднання кліматичних умов і дає можливість успішно розвивати різні галузі народного господарства, особливо сільського господарства. Кліматичні ресурси України можна використовувати і в інших галузях народного господарства. Перспективно технічне використання сонячної радіації, енергії вітру.

Фізичні властивості нижніх шарів атмосфери формуються під впливом підстильної поверхні. В результаті тепло – і вологообміну поверхні з атмосферою землі повітря нагрівається і охолоджується, вдоволена водяними парами і висушується.

Теплові ресурси підстильної поверхні виражають за допомогою рівняння теплового балансу

$$R = LE + P + Q_{п}, (1.1)$$

де R – радіаційний баланс; LE – витрата тепла на випаровування (L – прихована теплота випаровування, E – сумарне випаровування); P – турбулентний теплообмін підстильної поверхні з атмосферою; Q_п – теплообмін у ґрунті.

Для середніх багаторічних умов при розрахунках річних величин можна покласти Q_п = 0.

Всякий перерозподіл енергії між окремими складовими балансу відображається на фізичних властивостях приземного шару атмосфери.

Запаси вологи підстильної поверхні виражають рівнянням водного балансу:

$$H = E + s + \Delta W, (1.2)$$

де R – кількість опадів; s – сумарний стік; ΔW – зміна вологозапасів у ґрунті в шарі активного вологообміну. Для середніх умов при розрахунку річних величин можна покласти $\Delta W = 0$.

Структура балансів тепла і вологи є основним чинником, що визначає особливості фізико-географічного середовища. Клімат і ґрунти, рослинний і тваринний світ – усе це обумовлюється насамперед співвідношенням між складовими балансів тепла і вологи. Дослідження взаємозв'язку між ними дозволяє розкрити справжні причини формування певних природних умов, дозволяє науково обґрунтувати основні напрямки робіт по раціональному використанню природних ресурсів і перетворення природи.

В роботі М. І. Будико [46] вперше показано зв'язок складових теплового і водного балансів з деякими елементами гідрометеорологічного режиму. А. Р. Константиновим та ін. [55] були встановлені стійкі зв'язки всіх складових балансів тепла і вологи з температурою і вологістю повітря. Це дало можливість розрахувати місячні, сезонні і річні суми радіаційного балансу, витрати тепла на випаровування, турбулентного теплообміну і теплообміну в ґрунті, а також річні суми складових водного балансу по температурі і вологості повітря, виміряним на метеорологічних станціях. Подальші дослідження [15] дозволили встановити також наявність стійких зв'язків типів ґрунтів, ландшафтних зон з середніми річними значеннями температури і вологості повітря. Це дозволило прийняти температуру і вологість повітря в якості комплексних характеристик основних фізико-географічних умов.

Радіаційні фактори клімату і радіаційний баланс підстильної поверхні були розглянуті вище. В цьому розділі радіаційний баланс розглядається тільки у зв'язку з іншими складовими теплового балансу.

А. Р. Константиновим та ін. [50-52, 54] розроблена методика, яка дозволяє, використовуючи тільки стандартні спостереження за температурою і вологістю повітря, розраховувати всі складові теплового балансу. В цьому випадку в показання температури і вологості повітря вводяться спеціальні поправки, що враховують інерційність процесів тепло- і вологообмін в добовому і сезонному ході. За виправленим значенням температури і вологості повітря за допомогою спеціальних номограм або таблиць знаходять складові теплового балансу: радіаційний баланс, витрату тепла на випаровування, турбулентний теплообмін і теплообмін в ґрунті. За допомогою цього методу можуть бути отримані з задовільним ступенем точності багаторічні середні місячні, сезонні і річні значення розглянутих величин.

Використання спостережень густої мережі гідрометеорологічних станцій України дозволило виявити роль місцевих фізико географічних особливостей у формуванні теплового балансу підстильної поверхні.

РОЗДІЛ 2. КЛІМАТ ЛІСОСТЕПОВОЇ ЗОНИ ЗА БАГАТОРІЧНИЙ ПЕРІОД 1960-1990 РОКІВ

2.1. Річний хід температури, опадів

Зима в лісостепу м'яка, з частими відлигами на крайньому південному-заході зони і сувора, з стійкими морозами в центрі і на сході. Взимку по всій зоні утворюється стійкий сніговий покрив. Максимальна висота його до кінця зими дорівнює 20-30 см лісостепу. Абсолютний мінімум температури навіть на заході зони досягає $30-40^{\circ}\text{C}$, що у разі малої кількості снігу може спричинити за собою вимерзання озимих і плодкових садів. Так, зима 1968/69 р. в лісостепу була не тільки морозною, але і практично безсніжною. У лютому почалася вітрова ерозія ґрунтів з пиловими бурями і скупченнями дрібнозему у лісосмуг. Вимерзли озимі і частково дикі трави, не перенесли морозів багато комахи (джмелі), знизилася чисельність ящірок, змії, ставкових жаб і мишоподібних гризунів. Навпаки, в теплі і багатосніжні зими озимі на заході зони страждають від вимокання та випрівання.

У другій половині зими часті тривалі і сильні хуртовини, які ускладнюють роботу всіх видів транспорту. Поширений взимку ожеледь, який, як і хуртовини, частіше спостерігається на височинах, ніж на низовинах. Повторюваність ожеледі становить 25-30 днів.

Навесні перехід середньої добової температури через 0°C відбувається 1 березня – 11 квітня. Темп подальшого наростання температур сповільнюється на заході зони і прискорюється на сході. Швидке наростання температур повітря навесні на сході зони створює відому напругу в польових роботах, так як сівба тут повинен проводитися в більш стислі терміни, ніж на заході.

З періодом сніготанення збігаються дорожня бездоріжжя і розлив річок, який в лісостепу буває більш бурхливим і короткочасним.

Разом з підвищенням температури повітря швидко знижується його відносна вологість: у травні спостерігається перший у цьому році її мінімум. У травні ж починають часто повторюватися суховії (в середньому близько п'яти днів). Кількість опадів навесні хоча і зростає в порівнянні із зимовим сезоном, проте весняні посухи в середньоруському лісостепу повторюються частіше, ніж літні чи осінні.



Рис. 2.1 Середня температура січня 1961-1990 рр.

Після того як зійде сніговий покрив і ґрунти прогріються, починається бурхливий розвиток рослинності. Різнотравні лісостеги в другій половині весни нагадують яскравий килим, який неодноразово змінює своє забарвлення в залежності від масового цвітіння того чи іншого виду рослин. Так, у цей час відбувається наступна зміна аспектів:

- 1) на початку квітня лісостеп ліловий від великих квітів прострелу (*Pulsatilla patens*);
- 2) дещо пізніше стає золотисто-жовтим від горицвіту (*Adonis vernalis*);
- 3) на початку травня баранчик (*Primula officinalis*) і перстачу (*Potentilla*) надають степу жовтий колір, місцями білють плями гіацинта (*Hyacinthella leucorhaea*);

4) у другій половині травня степ набуває винятково гарний ніжно-блакитний відтінок, пов'язаний з масовим цвітінням незабудки запашної (*Myosotis suaveolens*).

Звичайне явище для лісостепу в кінці весни – повернення холодів з заморозками, викликані найчастіше вторгненнями арктичного повітря. Останні заморозки у повітрі на території української лісостепу спостерігаються в третій декаді квітня – в першій декаді травня. Заморозки на поверхні ґрунту закінчуються на півтори-два тижні пізніше. Від пізніх заморозків страждають сади і теплолюбні овочеві культури (огірки, помідори), баштанні.

Літо в лісостеповій зоні тепле, на півдні-спекотне. Перехід середньої добової температури через 15°C на Україні відбувається в середині травня. Середня температура липня досягає $20\text{-}22^{\circ}\text{C}$. Порівняно з тайгою і хвойно-широколистяними лісами літо в лісостеповій зоні не тільки більш тепле, але і менш похмуре, з великою кількістю годин сонячного сяйва. Ймовірність похмурого неба в липні в європейському лісостепу становить 45-35%.



Рис. 2.2 середня температура липня 1960-1990 рр.

Річний максимум атмосферних опадів в лісостепу припадає на липень, рідше, на півдні зони, на червень. У багатьох місцях, особливо в лісостепу, червень часто буває посушливим, що негативно позначається на зростанні ярових. Літні опади випадають переважно у формі короткочасних зливи, що викликають енергійний змив ґрунтів та пошкодження посівів. Інтенсивність злив досягає максимуму на заході зони (Правобережна Україна), де відомі випадки випадіння до 200 мм і більше протягом доби. Літніх опадів вистачає лише для того, щоб змочити верхній горизонт ґрунту, де волога поглинається розвиненою кореневою системою степового травостою або культурною рослинністю.

У літні місяці спостерігаються суховії. Повторюваність їх зростає у другій половині літа – у липні, серпні. До цієї ж другої половини літа приурочений другий мінімум відносної вологості повітря.

У першій половині літа різнотрав'я продовжує зберігати яскравий, барвистий вигляд. Починаючи з середини липня барвистість степу різко йде на спад. Більшість рослин у цей час знаходиться в стадії плодоношення і обсіменіння. Всю другу половину літа вигорілий степ має бурувато-жовтий відтінок.

Внаслідок сильного випаровування поверхневий стік у зоні влітку нікчемний, витрати води в річках сильно падають, а рівень їх різко знижується. З-за мілин і перекатів виникають труднощі для судноплавства навіть на великих річках зони.

Осінь спочатку нерідко буває теплою, сонячною і сухою, що сприяє збиранню врожаю. Перехід середньої добової температури через 15°C на півдні української лісостепу здійснюється на початку другої декади вересня.

Раннє настання заморозків на сході лісостепової зони ставить перед сільським господарством особливі завдання по підборі скоростиглих сортів зернових і технічних культур. У тих же районах слід враховувати при плануванні збиральних робіт можливість появи облогових дощів вже в жовтні і ранні снігопади.

Клімат лісостепової зони формується, з одного боку, під впливом азіатського баричного максимуму в зимове півріччя, а з іншого – під впливом Атлантики і південних морів, дають підвищений тиск у тепле півріччя. У зв'язку з першим впливом перебуває зростання континентальності клімату у східному напрямку; згідно з другим – найбільше зволоження лісостепів південної області.

2.2. Вплив океану на закономірності зміни кліматичних показників

Всі коливання клімату як довготривалі, так і короткочасні характеризуються одною географічній схемою змін, відрізняючись лише періодом і амплітудою. Херд С. Віллетт спробували сформулювати основні закономірності зміни клімату в четвертинному періоді на основі відомих матеріалів. Всі зміни відбувалися синхронно по всій поверхні Землі однозначно із змінами тепломісткості атлантичних вод, що надходили в Арктичний басейн. Вони характеризувалися коливаннями температурного контрасту екватора.

Північний полюс головним чином за рахунок зимових температур, літні змінювалися незначно. Хоча кліматичні зміни відбувалися по всій Землі одночасно, амплітуда температурних коливань у різних поясах постійно була різною. Найбільшими амплітудами відрізнялися полярні широти Північної півкулі, найменшими – екваторіальні. Проміжними були коливання температури в Південній півкулі. Всі кліматичні оптимуми підвищували температуру поверхневого шару Світового океану, а з теплом збільшувалася випаровування. Абсолютна вологість атмосфери зростала. Природно, що при цьому в льодовикові епохи континентальність клімату і загальна аридизація природи збільшуються; в теплі періоди континентальність падає, загальна зволоженості материків підвищується, пустелі стають менш сухими. Вплив кліматичних оптимумів на морську фауну Північного Льодовитого океану найбільше позначається в приатлантичному секторі, слабше в

притихоокеанічному, оскільки сюди атлантичні води проникали в меншому обсязі й із меншою теплоємністю. Що ж стосується рослинності, то по мірі того, як кліматичний оптимум набрав силу, вона поширювалася з заходу на схід в глиб Євразії, так як клімат на північному сході Євразії завжди був холодніший, ніж на північно-заході. При оптимумах клімат стає більш стійким, а відмінності між секторами в Північній півкулі дещо згладжуються. Навіть у нинішній час, при звичайній зміні теплих і холодних сезонів, взимку кожен сектор Північної півкулі відрізняється своїм температурним режимом і опадами, влітку ж відмінності між секторами кілька згладжуються. І остання закономірність – процеси кліматичних змін в антропогені чітко оборотні.

Чіткість прояву закономірностей і їх географічна розповсюдженість різна – вона зростає з ростом амплітуди і тривалості кліматичних змін. Деякі закономірності вже давно отримали ясну фізико-математичну основу.

Так, В. О. Шулейкін встановив закон падіння температурної аномалії при проникненні теплових потоків з поверхні океану в глиб Євразії, причому математичні залежності добре узгоджуються зі спостереженнями над природними процесами. Звідси впливає найважливіший принциповий висновок: підвищення температури поверхневих вод Світового океану і в першу чергу поверхневих вод Північної Атлантики і Північного Льодовитого океану є головною причиною планетарного поліпшення кліматичних умов.

Або, як було зазначено Л. Н. Ракиповою, з усіх можливих способів штучного зміни клімату найбільш ефективним слід вважати зменшення льодів Арктики. Але може бути арктичні льоди не можна знищити? Тут думки вчених розходяться. М. В. Будико розглядає морські льоди Арктики як релікт минулої льодовикової епохи, який існує завдяки своєму високому альбедо. Тому, якщо морські льоди одного разу знищити, то вони вже не зможуть знову виникнути.

Д. А. Дрогайцев вважає, що альбедо діє тільки в літній час, а взимку, коли в довгу полярну ніч взагалі нічого відображати, відкрита поверхня басейну приречена на замерзання, отже, відновлення крижаного покриву

неминуче, навіть якщо вдасться його знищити повністю. Тому дуже важливо визначити природу дрейфуючих льодів. Від цього залежить вибір способу, як їх знищити і попередити регенерацію (відновлення). Якщо льоди – релікт, то, може бути, дійсно, досить їх один раз знищити. Якщо ж вони виникають періодично і неминуче внаслідок сучасних процесів в атмосфері і гідросфері Землі, то тоді потрібні заходи, які не дозволили б їм відновлюватися. Наш попередній аналіз льодовитості Арктичного басейну протягом останніх 20 000 років показав, що льодовитість Північного Льодовитого океану перевищувала сучасну загалом протягом 9300 років. В голоцені двічі з загальною тривалістю 5000 років Арктичний басейн був взагалі вільний від крижаного покриву. Крім цього кілька разів з загальною тривалістю до 4000 років крижаний покрив басейну перебував у нестійкому стані: він зникав влітку і відновлювався взимку в меншому обсязі, ніж у наш час. Іншими словами, в голоцені протягом 9000 років з 12 000 льодові умови були незрівнянно більш сприятливими, ніж в наші дні.

Хронологічна схема динаміки морських льодів валдайського зледеніння та середньорічної температури за останні 20 000 років Неодноразові танення і відновлення крижаного покриву говорять про те, що морські льоди Арктики не є реліктом минулої епохи. Вони – продукт клімату. Тому при сучасній адвекції тепла, яка є недостатньою, замерзання поверхні Арктичного басейну і відновлення крижаного покриву стають неминучими. Чи говоримо ми про консервативність морських льодів або про те, наскільки надійно стійка відкрита поверхня – в обох випадках ми повинні проявляти певну обережність. І льоди, і без льодова поверхня – в рівній мірі освіти нестійкі. Досить нагадати, що на Землі в середньому дві третини морських льодів щорічно оновлюються, а в Антарктиці навіть чотири п'ятих.

Незважаючи на те, що полярні широти Південної півкулі незрівнянно більш суворі, ніж північні, антарктичні льоди молодше арктичних – це пояснюється тим, що у Антарктики кращий водообмін з теплими басейнами (Тихим, Атлантичним, Індійським океанами). У Південному Льодовитому

океані лише в окремих місцях можна зустріти лід двох – або трирічного віку. У Північному ж Льодовитому океані значна його частина живе три роки і більше. Так чи інакше, все це льоди далеко не реліктові, вони постійно оновлюються.

У 30-х роках 20-го століття, дрейфуючі льоди Арктичного басейну танули, як кажуть, «у нас на очах». Потепління набрало таких темпів, що деякі зарубіжні дослідники вважали: якби ці темпи – через 50 років величезні простори в літні сезони виявляться відкритими для судноплавства. Однак тоді цього не сталося.

Навпаки, з 1940 р. загальна навігаційна льодовитість почала погіршуватися, і це погіршення продовжується до останніх років. В загальній циркуляції атмосфери виділяють меридіональну і зональну. Якщо переважає меридіональна (з півдня на північ), то зростає нагання теплих вод в Арктичний басейн. Кількість дрейфуючих льодів зменшується іноді до повного знищення, як це було в голоцені. Якщо ж переважає зональна (широтна) циркуляція, то адвекція тепла в Арктичний басейн падає. Крижаний покрив відновлюється і розростається.

В 1953-1957 рр. в секторі моря Лаптевих кордон старих льодів перемістилася на південь майже на 1000 км із середньою швидкістю приблизно 250-300 км на рік. Але швидкість змін фазового стану води поверхневого шару (лід або вода) буде залежати і від наявності на поверхні басейну горизонту води. Чим менше щільність поверхневих вод і чим потужність цього шару більше, тим стійкість крижаного покриву зростає. Сучасні фізико-географічні умови Арктичного басейну сприяють безперервної генерації поверхневого прісного шару, а отже, підвищують стійкість його замерзання. Однак така генерація можлива при певній стаціонарності інших факторів, що не завжди має місце. Так, зростання надходження теплих атлантичних вод з Атлантики в Арктичний басейн реактивно викликає збільшення стоку холодних зпріснених вод і льоду з

Арктики в Атлантику. При певних співвідношеннях тепломісткості зустрічних водних мас холодні води здатні гасити потепління.

Автоколивання, розкриті С.С. Шулейкиним, ілюструють сказане. Інший приклад – підвищення температури поверхневого шару морських вод в Атлантиці і в Арктиці викликає збільшення опадів як на суші, так і над Арктичним басейном, а з ним опріснення поверхневого шару басейну. Опріснення гальмує теплообмін між глибинними водами і атмосферою, що, як ми бачили, сприяє розвитку крижаного покриву. Поряд з цим досить великі маси атлантичних вод можуть розчиняти поверхневий шар. Тоді виникнуть умови, сприятливі для безльодової Арктики. Сказане знаходиться в протиріччі з тезою про те, що тепло сонячної радіації в діяльному шарі за річний період акумулюється в обсязі, який забезпечує неможливість замерзання Арктичного басейну протягом зими.

Справа в тому, що життям крижаного покриву керують не тільки високе альbedo льоду і снігу на ньому, але і інші причини. Відзначимо головні, які не можуть бути усунені при будь-якому одноразовому знищення дрейфуючих льодів. Перша – безперервне відновлення поверхневого шару води в басейні за рахунок надходження $36\ 000\ \text{км}^3/\text{рік}$ тихоокеанських вод, менш солоних, ніж атлантичні (тому перші розпріснюють останні), і надходження річкового стоку в обсязі понад $4000\ \text{км}^3/\text{рік}$. Ці два фактори протягом 10-15 років здатні викликати настільки стійку стратифікацію водних мас Арктичного басейну, що вертикальна циркуляція, а з нею і теплообмін з нижчого теплими водами істотно сповільнюється.

Друга причина – протитечія в Європейському басейні і Північній Атлантиці теплих атлантичних вод, що йдуть з півдня на північ, і холодних арктичних вод з масою льоду, що йдуть з Арктичного басейну з півночі на південь, веде до самогальмування зростання теплового бюджету Арктичного басейну. Самогальмування відбувається по двох лініях: спочатку за рахунок морської адвекції, так як в Арктичний басейн починають надходити все більше охолоджені атлантичні води, а потім з зародженням крижаного

покриву і подальшого його розростання – за рахунок зменшення радіаційного балансу.

Вплив цих двох причин настільки великий, що вони здатні погасити приріст тепла, який визначається зменшенням альбедо, і відновити крижаний покрив. Тому після його знищення при сучасних атмо – і гідро процесах зберігається необхідність в додатковому штучної морській адвекції тепла. Про це свідчать і матеріали А. С. Моніна, згідно з яким арктичні льоди після їх знищення відновлюються з природних причин протягом семи років. Таким чином, дрейфуючі льоди Арктики не є реліктом порівняно далекого минулого. Вони – закономірний наслідок слабкого впливу меридіональних процесів в атмосферній і гідросферній оболонках Землі. Однак і сама меридіональність загальної циркуляції атмосфери нестійка. У масштабі століть, а в деяких виняткових випадках навіть в масштабі декількох десятиліть меридіональність може змінюватись, викликаючи то повну льодовитість, то повну безльодовитість Арктичного басейну. Тому проекти однократного знищення дрейфуючих льодів Арктики з метою сталого поліпшення клімату безперспективні.

Щоб досягти сталого акриогенного стану Арктичного басейну, потрібно не стільки знищити крижаний покрив, скільки погасити сили, що породжують його освіту. Для цього необхідна величезна кількість тепла. Його можна знайти у Світовому океані та його теплих течій.

2.3. Негативні кліматичні явища

Стихійні метеорологічні явища (СМЯ) є найнебезпечнішим проявом нестабільності клімату. Протягом останнього десятиліття в усьому світі (включаючи Україну) зросла їх кількість, у багатьох випадках вони характеризуються значною інтенсивністю, завдають істотної шкоди економіці та призводять до людських жертв. За висновком Четвертої доповіді по оцінці змін клімату [55], Україна не входить у число найбільш уразливих

до глобального потепління регіонів нашої планети, але як свідчать вищезазначені результати досліджень, прояв кліматичних змін в Україні вже спостерігається, і в найближчі десятиліття буде продовжуватися.

До стихійних метеорологічних явищ відносяться сильний дощ, дуже сильний дощ, крупний град, сильний вітер, шквал, смерч, сильна пилова буря, сильна хуртовина, сильний туман, сильна ожеледь, сильне налипання мокрого снігу та інші. В Україні поширене стихійне метеорологічне явище – дуже сильний дощ, що може стати причиною катастрофічних злив, селів, повеней, затоплень значних територій сільськогосподарських угідь, житлових і виробничих приміщень і навіть призвести до зміни ландшафту.

За період 1986-2016 рр. зафіксовано 1355 випадків такого дощу (це 44% від усієї кількості СМЯ, що спостерігалися в Україні у цей період). За даними [47], в середньому щорічно реєструється 53 випадки дуже сильного дощу.

Повторюваність дуже сильного дощу в різні роки може істотно коливатися в залежності від синоптичних процесів, але, незважаючи на це, за даними, їх кількість за період 1996-2010 рр. порівняно з періодом 1986-1995 рр. істотно зросла (рис. 2.3).

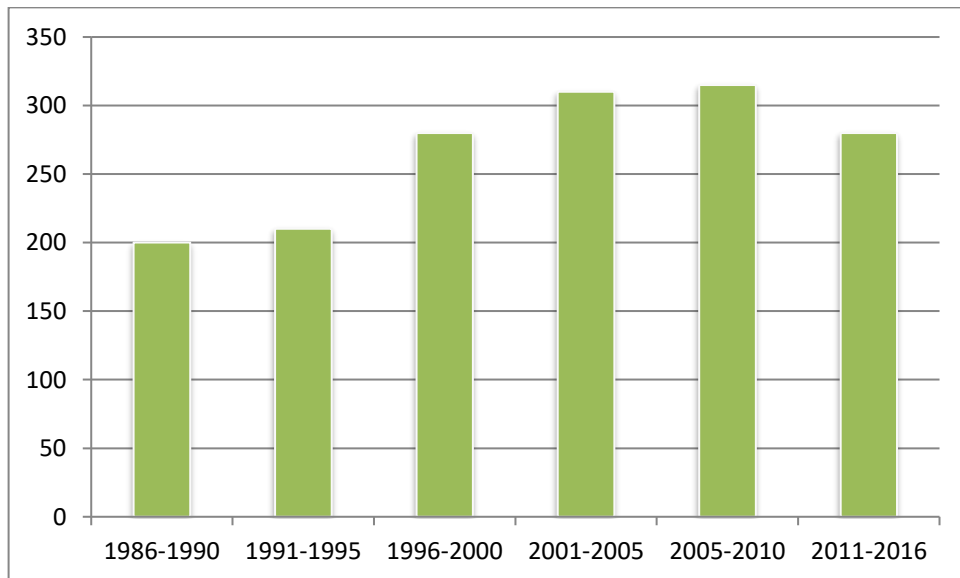


Рис.2.3. Динаміка випадків дуже сильного дощу 1986-2016 рр.

Крім того, розподіл випадків дуже сильного дощу нерівномірно по території України – за кількістю випадків виділяється Крим (в середньому 17

випадків за рік), Закарпатська (12 випадків), Івано-Франківська (7 випадків) і Чернівецька (6 випадків) області. В інших областях, як правило, спостерігається 1-2 випадки сильного дощу за рік.

Також зростає кількість дуже сильних дощів, які охоплюють значні території.

Найвища повторюваність дуже сильних дощів (30 мм і більше за 12 годин і менше) для всієї території України характерна для літнього сезону – 61% (рис. 2.4).

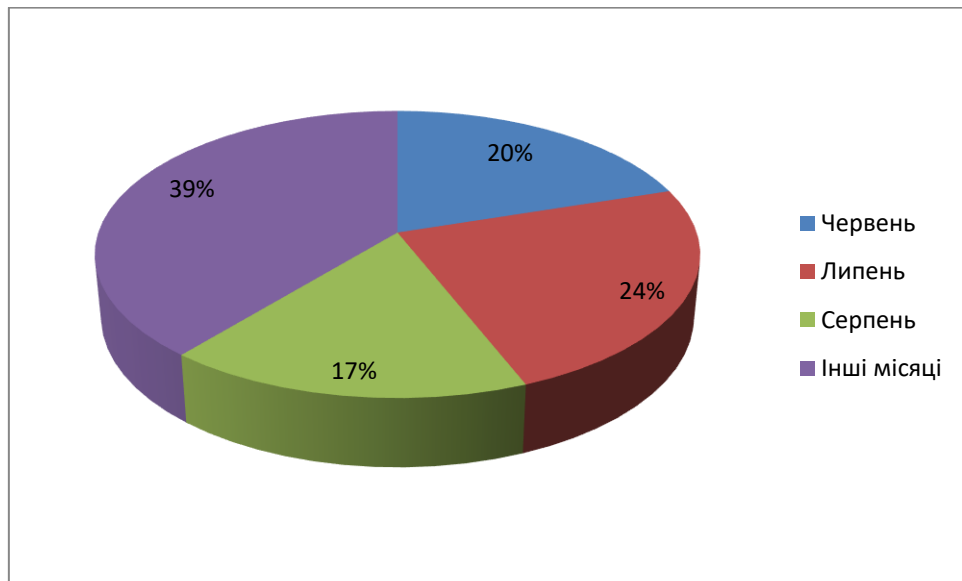


Рис. 2.4. Динаміка випадків дуже сильного дощу по місяцях

Друге місце серед СМЯ займає сильний вітер (19%) і явища, пов'язані з ним (шквал, смерч, пилова буря).

За період 1986-2010 рр. було зафіксовано 398 випадків сильного вітру. Якщо врахувати всю діяльність у вітровому комплексі (шквал, смерч, пилова буря, сильна хуртовина (в холодний період), то за цей період зафіксовано 830 випадків, пов'язаних з сильним вітром (27% від загальної кількості стихійних явищ) [47].

У зимовий період на території України досить часто спостерігаються сильні снігопади, які можуть призвести до порушення нормального функціонування комунального господарства, автомобільного та залізничного транспорту, обривів ліній електропередач і зв'язку, порушення режиму робіт

на будівельних об'єктах. Дуже сильним снігопадом вважається снігопад з кількістю опадів 20 мм і більше за 12 годин і менше.

В останні роки спостерігається тенденція зростання кількості випадків сильних туманів на території України: за п'ятиріччя 2010-2015 рр. спостерігався 51 випадок прояву цього стихійного метеорологічного явища, а за 2015-2020 рр. – вже 143. За цей же період зросла кількість випадків великого граду, шквалу, сильної ожеледі, сильної заметілі, сильних складних утворень [47] (рис. 2.3).

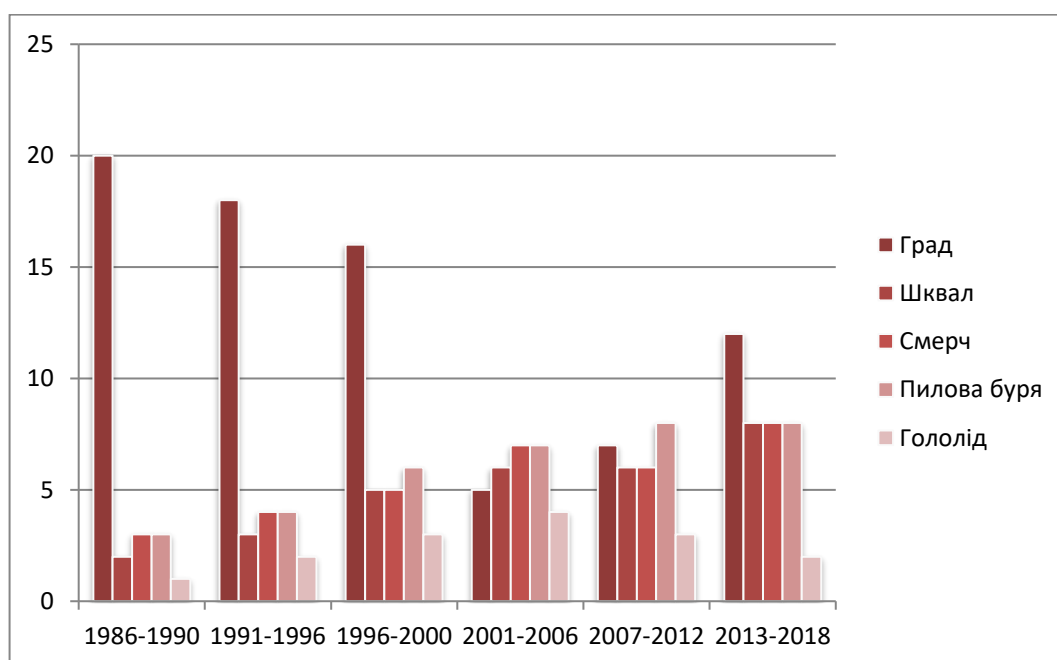


Рис. 2.3. Динаміка СМЯ за 1986-2018 рр.

До атмосферних явища, які можуть призвести до суттєвих негативних наслідків, також належать хвилі тепла. Хвиля тепла (ХТ) – це період аномально спекотної погоди, яка виявляється на певній території. Всесвітня метеорологічна організація рекомендує використовувати такі критерії для визначення цього явища: ХТ – це період, протягом якого максимальна добова температура повітря більш ніж 5 послідовних днів перевищує середню максимальну температуру повітря за ці дні для даної території за період 1961-1990 рр. на 5°C.

За столітній період на території України майже на всіх досліджуваних станціях найвища повторюваність кількості випадків цього явища спостерігалася протягом останньої декади (2009-2019 рр.) (рис. 2.4).

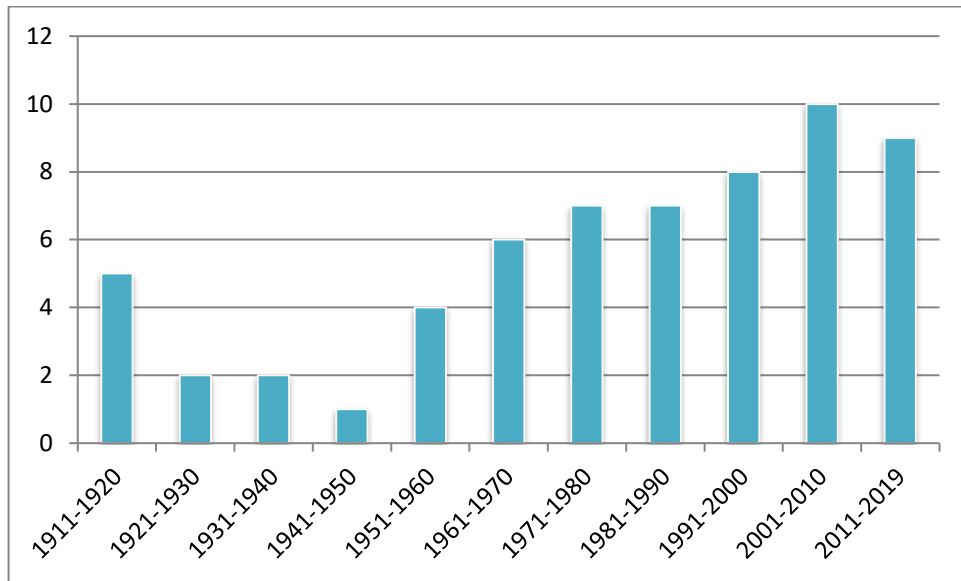


Рис. 2.4 Кількість випадків ТХ 1911-2018 рр.

Крім того, саме протягом останнього десятиліття на більшості станцій були зафіксовані самі потужні хвилі тепла (табл. 2.1).

Для характеристики інтенсивності ХТ, як правило, використовується кумулятивна шкала ТМАХ протягом окремої ХТ. Зазвичай, для окремої ХТ цю характеристику розраховують як суму різниць між максимальною добовою температурою повітря і деяким граничним значенням, яке залежить від використовується визначення хвилі тепла.

Таблиця 2.1

Найпотужніші хвилі тепла в Україні за період 1911-2019 рр.

Станція	Сама висока кумулятивна ТМАХ, °С	Дата	Тривалість (дні)
Київ	108,6	31.07-17.08.2010	18
Львів	35,8	28.06-03.07.1938	6
Харків	117,0	30.07-18.08.2010	8
Вінниця	75,5	10.08-24.08.1946	15
Чернівці	70,1	09.09-22.08.1946	14

Хвиля тепла 2010 р. була найпотужнішою і найбільш тривалою за літній сезон 1911-2019 рр. для східних та південних регіонів України. Аномальна спека була викликана так званими «блокуючим антициклоном», який сприяв збереженню стійкого характеру погоди. На території України ХТ кінця липня–серпня 2010 р. почалася 26 липня в Луганську, 30-31 липня охопила інші станції східної та південної частини території України (за винятком Одеси – тут вона почалася лише 5 серпня). Закінчилася ХТ 17-18 серпня, в Одесі – 16 серпня.

Значно менша тривалість ХТ в Одесі (12 днів, в той час як на інших станціях 18-23 дні), швидше за все, пов'язана з територіальною віддаленістю від епіцентру ХТ і пом'якшувальною впливом моря.

Хвиля тепла 2019 р., велика частина якої спостерігалася на території України в серпні, призвела до того, що різниця між середньою температурою повітря серпня 2019 р. і середньою температурою повітря серпня за 1961–1990 рр. була аномально високою. Для окремих станцій таке перевищення становило більше 5°C для Києва – 8,3°C, Харкова – 6,6°C, Лубен – 6,1°C.

РОЗДІЛ 3. СУЧАСНІ ОСОБЛИВОСТІ КЛІМАТУ ЛІСОСТЕПУ УКРАЇНИ

3.1. Показники температури за багаторічний період 1991-2020 років

Для території України характерний помірно-континентальний клімат. У західній і північно-західній частинах України – м'який клімат з надмірним зволоженням і помірним температурним режимом, в східній і південно-східній – дефіцит опадів і трохи підвищений температурний фон.

Континентальність клімату зростає з заходу на схід. Вузька прибережна смуга Південного берега Криму характеризується субтропічним кліматом середземноморського типу.

Для кліматичної характеристики певної території, як правило, використовуються значення температури повітря (середньорічний та середньої за різні сезони, або окремі місяці – найтепліший і найбільш холодний), кількості опадів, характеристик вітру і інших метеорологічних параметрів, усереднених за 30-річний період (Всесвітньою метеорологічною організацією рекомендовано усереднення за 1961-1990 рр.).

Дослідження клімату України [5-8] свідчать про те, що протягом останніх десятиліть температура і деякі інші метеорологічні параметри відрізняються від значень кліматичної норми (усередненого значення за період 1961-1990 рр.). За даними В. О. Балабух [6], середньорічна температура повітря за останні тридцять років (1991-2020 рр.) зросла на 0,8°C щодо кліматичної норми. У П'ятому національному повідомленні про зміну клімату [58] зазначено, що найбільш значне зростання температури повітря стався в січні (приблизно на 2°C). На крайньому північному сході території України відповідно до кліматичної норми (1961-1990 рр.) проходила ізотерма -6°C, у той час за період 1991-2020 рр. там проходить ізотерма -4°C [6].



Рис. 3.1. Середня температура січня 1991-2020 рр.

У південному напрямку значення кожної ізотерми стало вище на 1°C ; на заході розташована ізотерма -2°C замість -3°C , як було раніше; на сході – ізотерма -4°C – замість -5°C . В Криму – там, де проходила ізотерма 0°C , розташована ізотерма $+1^{\circ}\text{C}$. Таким чином, чітко спостерігається зростання температури повітря на території України за період 1991-2020 рр. по відношенню до 1961-1990 рр.

У липні температура повітря зросла по всій території України на $1,0$ – $1,5^{\circ}\text{C}$. На заході проходить ізотерма 19°C замість 18°C ; на півдні – ізотерма 22°C , якої взагалі не спостерігалось на карті температури за попередній кліматичний період.

більше, на південному заході – на 4-5 днів, на заході – на 3-4 дні, на берегах Чорного та Азовського морів – на 2-4 дня, на решті території – на 1-2 дні в порівнянні з кліматичною нормою, в горах Криму перехід через 0°C не зрушився у часі, а на Південному березі Криму температура повітря не знижувалася до 0°C і нижче.

Відбувся перерозподіл кількості опадів за регіонами України і сезонно (в зимовий сезон кількість опадів в цілому по країні зменшилося, восени – навпаки – трохи зросла, навесні і влітку – змінилося несуттєво), хоча в цілому за рік кількість опадів залишилося практично без змін (рис. 3.3).

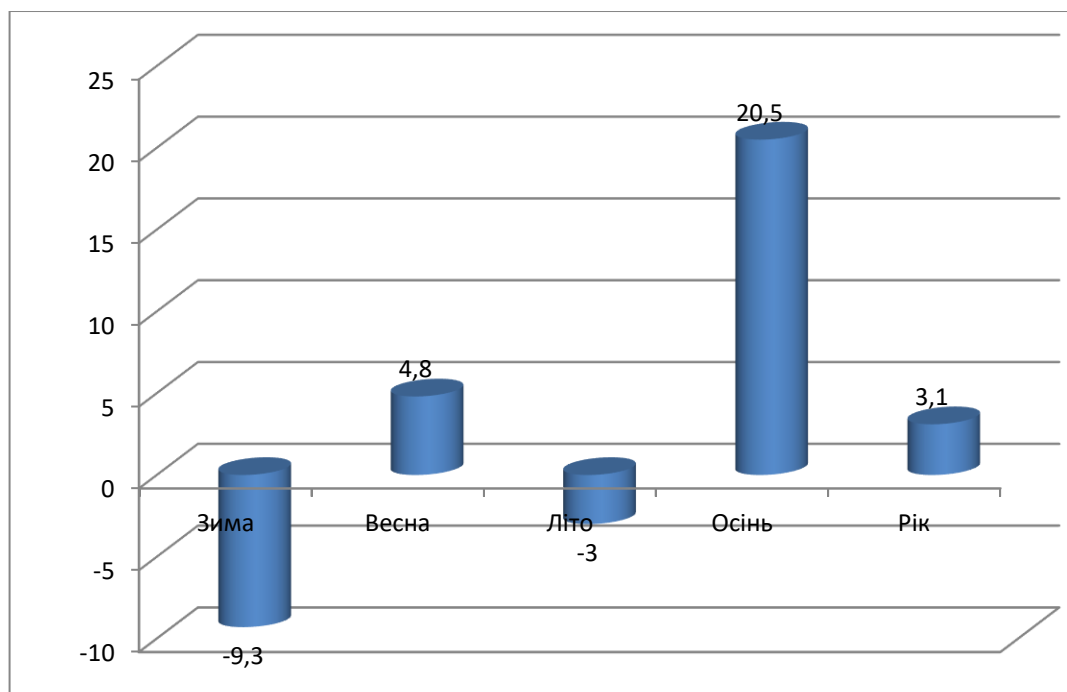


Рис. 3.3. Перерозподіл опадів по сезонах за 1991-2020 рр. порівняно із 1960-1990 рр. (мм)

В. Ф. Букша [10] зазначає, що кількість атмосферних опадів для території України змінилося несуттєво, але помітно змінився характер і інтенсивність їх випадання. В. О. Балабух [6] також вказує на те, що в останнім часом зросла кількість випадків, коли за кілька годин випадає половина або місячна норма опадів. Підвищення температури повітря і нерівномірний розподіл опадів, які носять зливовий, локальний характер у

теплий період року і не забезпечують ефективного накопичення вологи в ґрунті, може призвести до зростання повторюваності та інтенсивності посух.

Вчені досягли глобального консенсусу в тому, що протягом останніх 150 років клімат змінився переважно завдяки життєдіяльності людини.

Глобальна температура зростає, характер опадів стає все більш непередбачуваним, а рівень моря підвищується. Очікується, що ці тенденції будуть проявлятися протягом найближчих десятиліть. Для глобального потепління також характерно більш часте і інтенсивне прояв стихійних лих, пов'язаних з кліматом, а також екстремальних погодних умов. Наукові дослідження свідчать про те, що кількість пов'язаних з кліматом стихійних лих за останні сто років суттєво зросла і сьогодні їх вплив щороку відчувають на собі більш 250 мільйонів людей.

Гуманітарні та екологічні наслідки змін клімату і характеру екстремальних погодних умов, ймовірно, будуть значними. У світі все більше кількість людей висловлюють стурбованість через потенційних негативних наслідків зміни клімату для суспільства і економіки, які можуть нанести шкоду різним секторам – від сільського господарства до водних ресурсів. Найбільш істотні наслідки зміни клімату, ймовірно, непропорційно вплинуть на найбідніших і найбільш незахищених верствах населення, які вже сьогодні мають обмежену кількість ресурсів, щоб залишити своє місце проживання у разі катастрофи, та погано підготовлені, щоб впоратися з новими викликами, пов'язаними із зміною клімату.

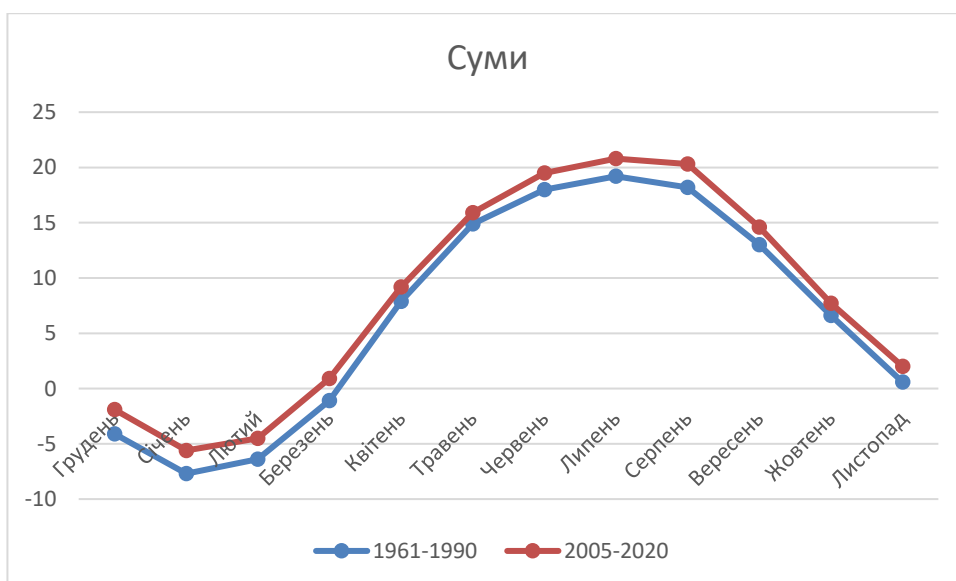
Через низьку ефективності поточних заходів, спрямованих на уповільнення темпів зміни клімату за рахунок скорочення викидів парникових газів, нездатність укласти обов'язкове до виконання міжнародна угода для істотного зниження глобальних викидів парникових газів буде означати, що глобальне потепління клімату планети буде тривати протягом найближчих десятиліть. Одного лише уповільнення недостатньо. Світова громадськість повинна реалізовувати заходи щодо адаптації до непрогнозованих наслідків зміни клімату і зміцнити свій потенціал

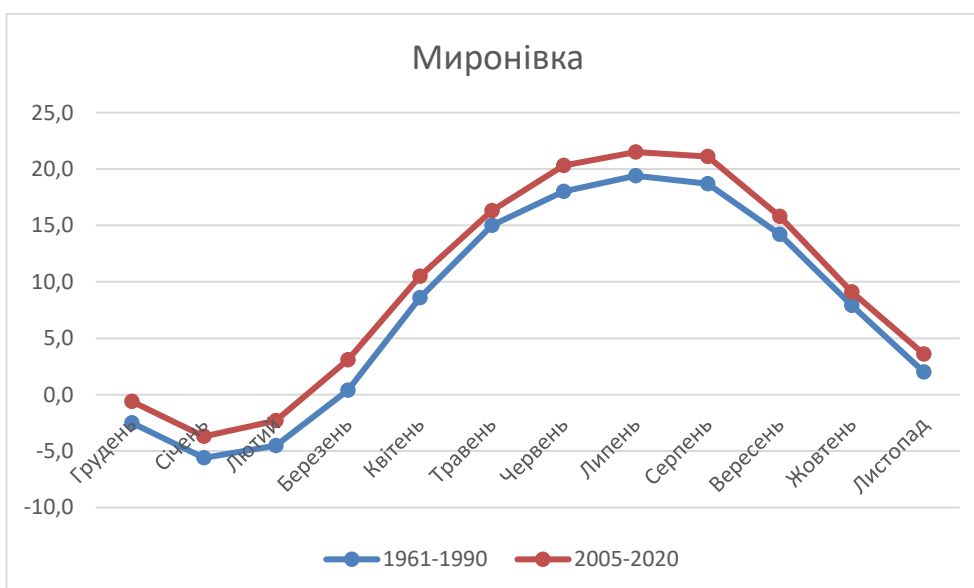
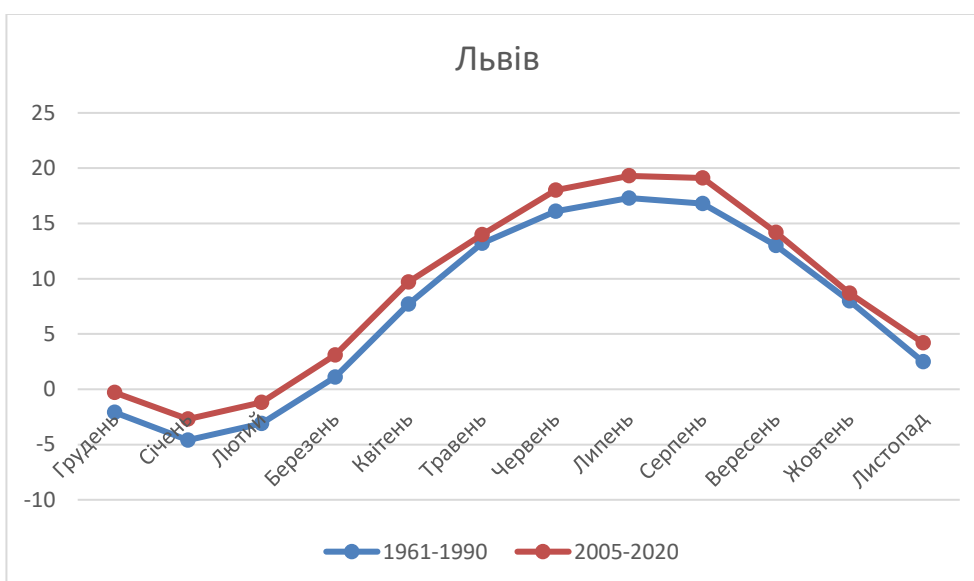
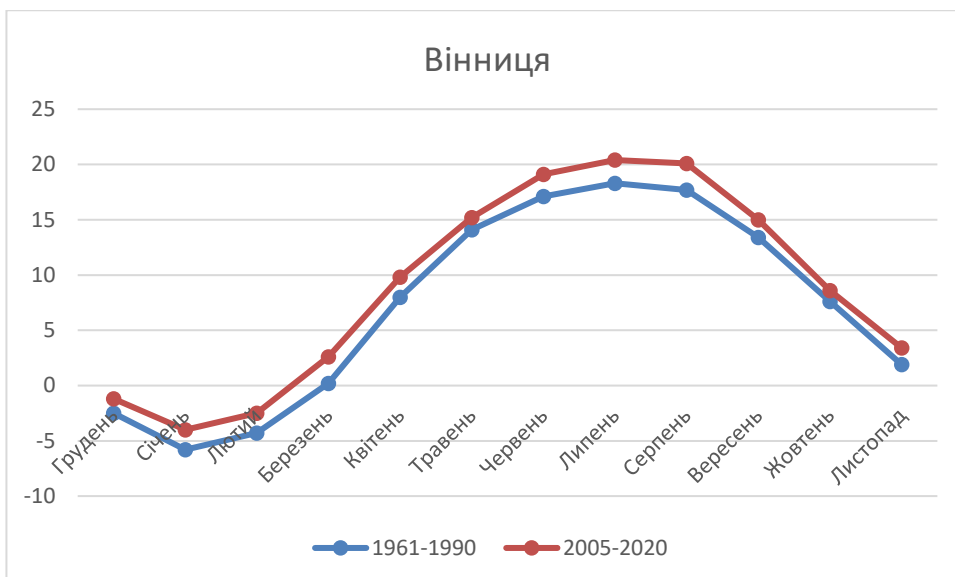
управління мінливими ризиками на всіх рівнях в умовах клімату, який стає все більш непередбачуваним.

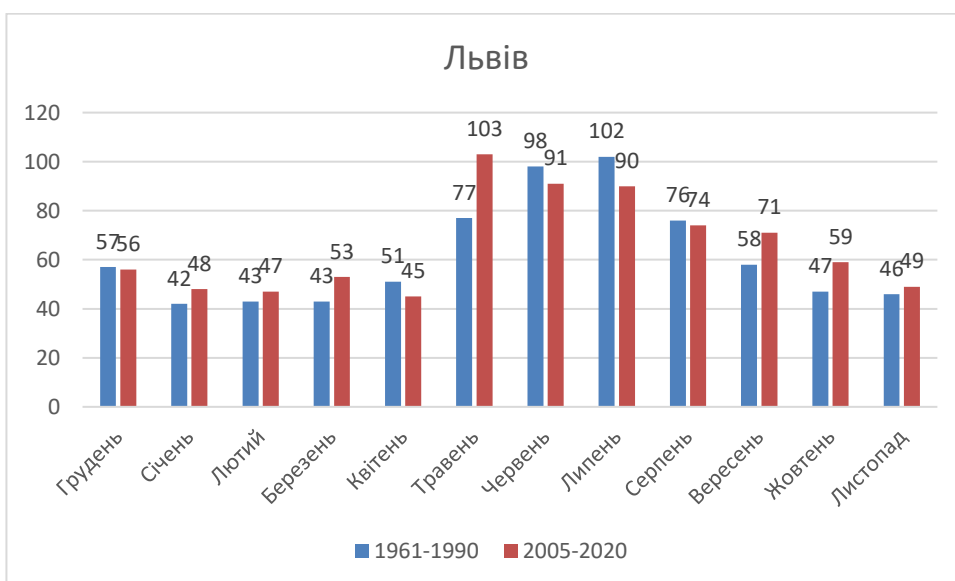
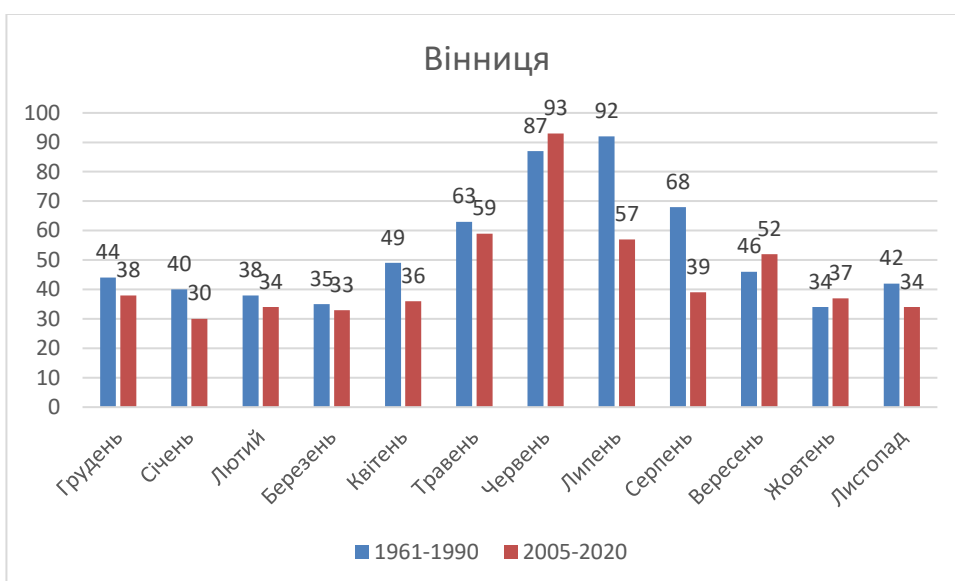
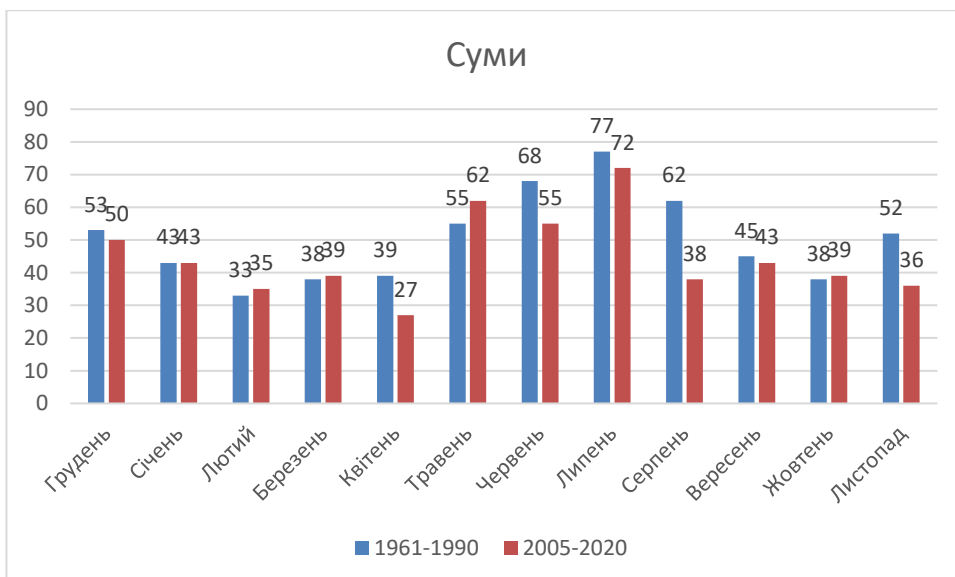
Громадянське суспільство і Міжнародний рух Червоного хреста і Червоного Півмісяця відіграють важливу роль в залученні уваги осіб, що приймають рішення, і громадськості до ризику зміни клімату, а також у стимулюванні людей діяти з урахуванням цих ризиків. «Кліматичний форум східного партнерства» (Climate Forum East) – проект, який реалізується в шести країнах Східного партнерства, спрямований на зміцнення потенціалу громадянського суспільства щодо їх взаємодії з особами, які приймають рішення щодо цих питань, і мобілізації молоді та місцевих громад для реагування на виклики, з якими стикаються їх країни в умовах зміни клімату.

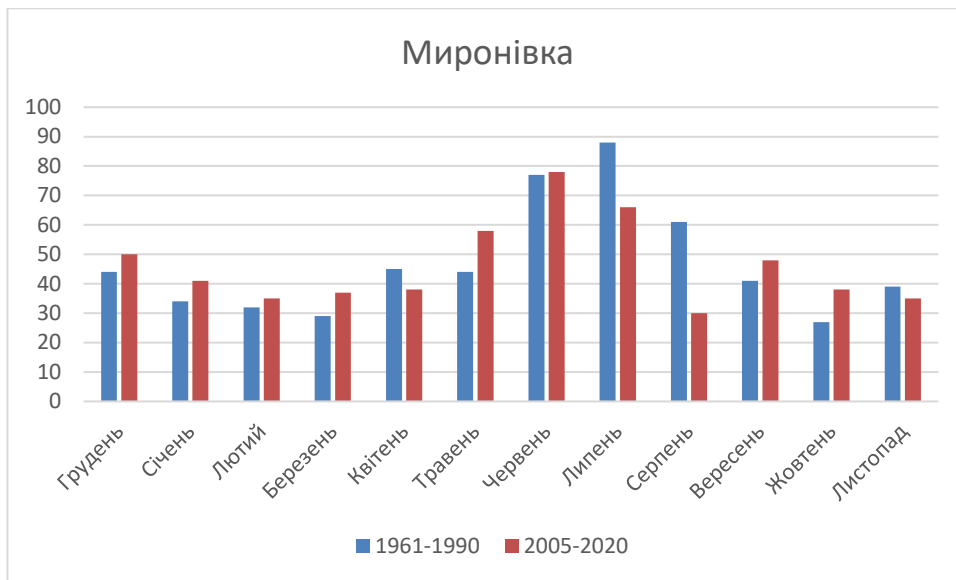
Відповідно, одним з ключових завдань проекту є оцінка національними громадськими організаціями основних кліматичних ризиків і вразливостей в кожній країні, а також розробка рекомендацій для громадських організацій і осіб, що приймають рішення про можливі підходи до адаптації до зміни клімату.

На основі даних сайту RP5.ua було побудовано графіки температури повітря та гістаграми кількості опадів по містах, на яких добре помітно різницю між показниками за 1961-1990 та 2005-2020 рр.









3.2. Проблеми забруднювання зони лісостепу України

У більшості розвинених країн, у містах проживає 75-80% населення, в Україні – 68%. Понад третина (33,7%) всіх міських жителів України зосереджена в чотирьох областях: Донецькій, Луганській, Дніпропетровській та Запорізькій. Жителі Києва в міському населенні України складають 7,8%

Відмінною рисою сучасної урбанізації є концентрація великої кількості населення у великих містах і, відповідно, їх подальший швидкий темп зростання. Таким чином, відбувається формування урбанізованого середовища, або урбогеосистеми, яка є якісно новим фізико-географічним станом середовища, що виникла в результаті тривалого розвитку міста. При її формуванні змінюються всі компоненти: атмосфера, клімат, рослинний покрив, тваринний світ, ґрунти, поверхнева гідросфера, геодинамічний стан території. Причому чим більше розміри міста, час його існування і ступінь розвитку індустрії в місті, тим істотніше зміни в його природному середовищі.

Велике місто, як правило, характеризується певними мікрокліматичними особливостями:

1. Спостерігаються відмінності термічного режиму (в місті формується так званий острів тепла – ОТ);
2. Наявність специфічної циркуляції – сільського бризу (який утворюється при безвітряній погоді як результат існування острова тепла);
3. Зміна вітрового режиму в місті;
4. Зниження вологості в місті (формування «сухого острова»);
5. Особливості у формуванні режиму хмарності над окремими частинами міста;
6. Зростання кількості опадів і випадків туманів;
7. Зменшення тривалості залягання стійкого снігового покриву.

Поєднання негативних наслідків урбанізації і кліматичних змін, які спостерігаються у великих містах, створюють пряму загрозу екологічної, економічної і соціальної стабільності у світі [14].

Посилення проявів зміни клімату та аналіз його негативних наслідків у містах свідчить, що зміна клімату призводить до виникнення у містах унікальних проблем, які характерні для інших типів людських селищ.

Кліматичні зміни можуть стати причиною прямих (фізичних) ризиків (підтоплення, аномальна спека, посилена міськими мікрокліматичними особливостями тощо) та опосередкованих: порушення нормального функціонування окремих систем міста і складнощі у наданні базових послуг населенню (водопостачання, міському транспорті, енергозабезпечення тощо).

І хоча пов'язані зі зміною клімату місцеві ризики, вразливість і здатність до адаптації варіюються в конкретних містах, існує цілий ряд ключових моментів, які актуальні для більшості великих міст:

- кліматичні зміни різною мірою впливають на жителів міста – залежно від їх статі, віку, рівня доходів;
- неможливість скорегувати вже сформувалося зонування території міста, а також невідповідність будівельних норм і стандартів очікуваним змінам можуть обмежити адаптаційний потенціал інфраструктури і поставити під загрозу життя людей і їх майно;

- наслідки зміни клімату можуть бути довгостроковими і мати глобальний масштаб;
- міські райони, що ростуть дуже швидко, є найменш пристосованими до протидії загрози кліматичних змін, адже для них, як правило, актуально наявність істотного дефіциту управління, інфраструктури і т. д. [14].

Зміна клімату впливає на матеріальну інфраструктуру міста – будівлі, дороги, каналізаційні та енергетичні системи, а це в свою чергу – на спосіб життя його мешканців та їх добробут. Істотне руйнування житлового та адміністративного фонду будівель очікується в разі зростання кількості стихійних лих і катастроф, пов'язаних із зміною клімату. З цієї точки зору найбільш руйнівними і дорогими вважаються підтоплення.

Високі температури можуть впливати не тільки на жителів міста, але і на інфраструктуру – сприяти руйнуванню дорожнього покриття, викликати часті ремонти доріг, таким чином порушуючи нормальну роботу міського транспорту. Крім того, в умовах зростання температури повітря, в умовах переважання в містах штучних поверхонь, акумулюючи тепло, населення великих міст (яке обчислюється мільйонами) використовує значну кількість електроенергії для кондиціонування приміщень, створюючи істотне навантаження на міську енергосистему.

Зростання частоти та інтенсивності прояву екстремальних кліматичних явищ і довгострокові зміни підвищують вразливість міських економічних активів, і, відповідно, вартість ведення бізнесу.

Зміна клімату вплине на широкий спектр видів економічної діяльності – торгівлю, виробництво окремих товарів, туризм, страхові послуги та ін. І таким чином, відобразиться на матеріальне становище широких мас населення міста. Добре відомо, що населення з низьким рівнем доходів більш вразливим до зміни клімату (не має житла належної якості, має менші можливості до адаптації, низький рівень медичного обслуговування та ін), крім того, ця категорія населення в великих містах, як правило, більш численна.

Таким чином,

- концентрація в містах великої кількості населення,
- особливості локального мікроклімату, які можуть посилювати деякі негативні наслідки зміни клімату (наприклад, наявність острова тепла може посилювати тепловий стрес у місті, викликаний глобальним зростанням температури повітря),
 - зміна переважаючих підстильних поверхонь у місті (заміна природних поверхонь, які добре вбирають воду штучними водонепроникними),
 - висотна забудова,
 - наявність мережі міського транспорту і добре розвинутої інфраструктури (яка може постраждати від негативного впливу прояви зміни клімату і викликати значний дискомфорт для населення міста) робить місто набагато більш уразливим до проявів кліматичних змін порівняно з іншими територіями.

Крім того, у разі настання негативних наслідків зміни клімату в місті для їх ліквідації необхідно більше матеріальних і людських ресурсів.

Багато ризиків в місті, пов'язані з погодою, по мірі посилення кліматичних змін будуть загострюватися, однак якщо проаналізувати зміни, що відбуваються, і ті, що очікуються в майбутньому, розробити план заходів з адаптації міста (з урахуванням його особливостей) і реалізувати його, то очікувані негативні наслідки можна пом'якшити і кілька мінімізувати.

Зростання кількості днів з максимальними температурами повітря вище визначених граничних значень в літній період (наприклад, вище 30°C і 35°C), яке вже відбулося, і прогнозоване підвищення температури (за результатами моделювання клімату) свідчить про високу ймовірність виникнення теплового стресу у населення міста і знижує комфортність міста для проживання. Для аналізу зміни кількості днів з максимальними температурами вище 30°C і 35°C, кількість таких днів за останні два

десятиліття потрібно порівняти з кількістю днів, які максимальна температура перевищувала даний показник за період 1961–1990рр.

Необхідну інформацію можна отримати з кліматичного кадастру, який доступний на електронному носії [33], з сайту European Climate Assessment & Dataset (там доступна інформація про температуру повітря на окремих метеорологічних станціях за столітній період), або – в Обласних центрах по гідрометеорології.

Міський острів тепла (Urban Heat Island (UHI) – англ.) – це температурна аномалія над центральною частиною міста, яка характеризується підвищеною порівняно з околицями температурою повітря (рис. 3.3.).



Рис. 3.3. Острів тепла великого міста (температура виражена в градусах Фаренгейта)

Оцінка інтенсивності острова тепла здійснюється шляхом розрахунку різниці між середньою температурою повітря на метеостанції, розташованій в місті, і середньою температурою повітря на метеостанції, яка розташована за містом або на невеликій відстані від нього.

Наприклад, для визначення інтенсивності острова тепла м. Києва, в якості заміської метеостанції зазвичай використовують Бориспіль. Для розрахунків може бути використана інформація Управління по

гідрометеорології ДСНС про температуру повітря в місті і на одній з метеорологічних станцій, розташованих поблизу в маленькому містечку чи селищі. Відповідно, чим вище інтенсивність острова тепла, тим сильніше ймовірність виникнення теплового стресу у жителів міста під час періодів з високими температурами.

Однією з причин формування в місті острова тепла є переважання штучних підстильних поверхонь, альbedo яких значно нижче, ніж природних, і які, відповідно, поглинають більше сонячної радіації, сильніше нагріваються і повільніше охолоджуються. Зелені зони знижують локальну температуру повітря і сприяють зниженню ризику настання теплового стресу у міського населення.

Згідно «Правил утримання зелених насаджень у населених пунктах України» [54], зелені насадження різних структурних елементів в межах міста повинні складати: міські парки – рівень озеленення 65-80%, сквери – 75-80%, житлові райони – не менше 25%. У містах, де площі зелених насаджень не відповідають нормативам та/або зменшуються, вразливість міського населення до теплового стресу зростає.

З метою аналізу переважаючих поверхонь у місті може бути використана інформація про те, скільки відсотків території міста зайнято парками, зеленими зонами, а скільки – щільної висотною забудовою, промисловими підприємствами, автомобільними дорогами. Це може бути зроблено з використанням супутникової інформації за різні часові періоди.

Чим вище відсоток штучних поверхонь у місті порівняно з природними, тим вище ймовірність додаткового підвищення температури в межах міста і, відповідно, виникнення у населення теплового стресу.

Вода характеризується низьким значенням альbedo (3-5%) і найбільшою питомою теплоємністю серед всіх існуючих в природі рідин, тому вона прогрівається дуже повільно і в один і той же час її температура буде нижче, ніж поверхня міста. В результаті – вода є самою холодною поверхнею в межах міста вдень. У разі, коли місто розташоване на березі

великої водойми (озера або моря), циркуляція повітря за типом бризової, яка виникає між водоймою і берегом, вдень сприяє припливу на берег прохолодного повітря, викликаючи деяке зниження температури.

Великі річки здійснюють потужний вплив на міський острів тепла: при досить великих лінійних розмірах річки в межах міста, денний острів тепла, який сформувався над містом, може розпадатися на декілька частин, в залежності від конфігурації водного потоку [37].

На жаль, єдиних граничних критеріїв розмірів водойми, які необхідні для руйнування острова тепла в містах не існує, адже інтенсивність острова тепла залежить від багатьох параметрів міста.

Наявність в місті великих промислових підприємств і значної кількості автомобілів, які результатом своєї діяльності викидають тепло в атмосферу міста, призводить до посилення острова тепла міста і підвищує ймовірність виникнення теплового стресу. За даними в. І. Голубєва [13], теплота згоряння 10 л бензину в автомобільному двигуні становить 100 кВт/год.

Хвиля тепла (за визначенням WMO) – це період, протягом якого максимальна добова температура повітря більше 5 днів поспіль перевищує середню максимальну температуру повітря за цей день за період 1961-1990 рр. на 5°C і більше. З метою оцінки зміни повторюваності ХТ для окремого населеного пункту може бути використана інформація про максимальній температурі повітря за даними найближчій метеорологічній станції, яку можна отримати в архіві Центральної Геофізичної обсерваторії або інформація про повторюваність хвиль тепла за останні сто років у різних регіонах України (наприкладі 13 метеорологічних станцій).

Для оцінки вразливості міста до теплового стресу важливою також є структура його населення: за фізіологічними показниками уразливими групами населення є люди похилого віку і діти, а також люди, страждаючі хронічними захворюваннями (насамперед, серцево-судинні), за соціально-економічним – малозабезпечені верстви населення.

Обмежений доступ населення до інформації про погоду і клімат, про правила поведінки під час спеки, роблять населення міста більш вразливим до проявів хвиль тепла і тривалого жаркого періоду. Аналізуючи доступ населення до джерел інформації про погоду, не слід забувати, що для старшого покоління основними джерелами інформації все ще залишається радіо і телебачення.

Важливу роль у підвищенні обізнаності грають масштабні державні інформаційні кампанії, присвячені проблемам хвиль тепла і правилам поведінки під час таких періодів, висвітлення цих питань в рамках шкільної програми.

Підтоплення міста може бути викликане випаданням за значної кількості опадів за короткий час, швидким сніготаненням великої кількості снігу, підняттям рівня води у водоймах міста, паводками на річках, для прибережних міст – сильним штормом з високими хвилями або підняттям рівня моря.

За даними МГЕЗК, 2007, танення льодовиків на планеті може призвести до підняття рівня Світового океану. Різні автори наводять різні оцінки рівня підняття і час, коли буде досягнута критична межа, після якої почнеться затоплення прибережних низько розташованих територій, однак, в будь-якому випадку, низинні території знаходяться в зоні високого ризику.

Зростання частоти випадання зливових опадів в поєднанні з неналежним функціонуванням міської інфраструктури (відсутність зливної каналізації або її неналежний стан) і фізико-географічними особливостями міста (висота над рівнем моря, гідрографія) підвищують ризик його підтоплення. Крім того, переважання в місті штучних водонепроникних поверхонь посилює ризик підтоплення окремих територій, адже волога з таких поверхонь швидко стікає і надходить у зливову каналізацію, а волога, що потрапила на поверхню ґрунту інфільтрується в її більш глибокі шари, таким чином знижуючи ризик підтоплення.

Значні площі території міста, потрапляють в зону потенційного підтоплення, наявне населення, проживає в цій зоні (зокрема, діти і літні люди, які потребують першочергової евакуації), підвищує уразливість міста до підтоплення, а розташування стратегічних об'єктів (лікарень, відділень зв'язку тощо) в місцях, ризик підтоплення яких є мінімальним, – навпаки, знижують уразливість міста до прояву цього негативного наслідки зміни клімату.

Аналіз випадків підтоплень, які спостерігалися у місті (руйнувань, які вони завдали, жертв, збитку, підтоплених територій; матеріальних, людських і фінансових ресурсів, задіяних для ліквідації їх наслідків) дозволить розробити план заходів, необхідних для їх уникнення (по можливості) або мінімізації їх негативних наслідків та детальний план надання допомоги населенню.

Високий рівень забруднення атмосферного повітря в великих містах: запиленість повітря, наявність у ньому двоокису сірки та оксидів азоту (які при взаємодії з атмосферною вологою перетворюються в кислоти і викликають формування кислотних опадів), озону і цілого ряду інших атмосферних забруднювачів завдає значної шкоди рослинам міста – стримує нормальний ріст і розвиток зелених насаджень, викликає хвороби [3].

До стихійних гідромеорологічних явищ відносяться явища, які за своєю інтенсивністю, поширеності (більш 1/3 території) і тривалості перевищують такі критерії:

- дуже сильний дощ, сильні опади – кількість опадів 50 мм і більше за 12 годин і менше;
- дуже сильний сніг – кількість опадів 20 мм і більше за 12 годин і менше;
- сильна злива – кількість опадів 30 мм і більше за 1 годину і менше;
- тривалий дощ – кількість опадів 100 мм і більше за 1-3 доби;
- великий град – діаметр градин 20 мм і більше;

- сильний вітер (в тому числі шквал, смерч) – максимальна швидкість вітру 25 м/с і більше;
- сильна хуртовина, сильні пилові бурі – при швидкості вітру 15 м/с і більше і тривалістю 12 годин і більше;
- сильні тумани – при погіршенні видимості менше 100 м тривалістю 12 годин і більше;
- сильне налипання мокрого снігу, складні відкладення ожеледі та паморозі – діаметром 35 мм і більше та ін .

Прояв СМЯ може стати причиною перебоїв у нормальній роботі інфраструктури міста, руйнувань та інших негативних наслідків. Сильні зливи або шквали можуть призвести до руйнувань або пошкоджень промислових об'єктів, що може призвести до аварійних викидів або скидів забруднюючих речовин в навколишнє середовище, людським жертвам, порушення функціонування міської інфраструктури. Чим ближче підприємства розташовані до густонаселених районів міста, тим більше потенційно небезпечними можуть бути наслідки їх руйнування або пошкодження стихійними метеорологічними явищами. Крім того, сильний вітер може стати причиною обривів ліній електропередач та перебоїв в електропостачанні, пошкодження дерев у місті (що в свою чергу також призводить до значних негативних наслідків).

Засуха – це складне явище, зумовлене тривалою і значною нестачею опадів, при підвищеній температурі повітря у теплий період року, в результаті чого вичерпуються запаси вологи за рахунок випаровування і транспірації. Відповідно, в умовах тривалих посух знижується стік річок з неповноцінним живленням. Крім того, під час посух зростають обсяги водоспоживання у місті.

Нестача власних джерел водопостачання в місті або неналежне якість води в них є причиною використання привізної води для потреб населення. За даними Нападовской Л. А. та ін [45] в Україні станом на 2019 р. 1228 міст і містечок використовують привізну питну воду. Обмеженість власних

джерел водопостачання і використання привізної води роблять місто більш вразливим до погіршення якості і зменшенню кількості питної води.

Негативна тенденція річкового стоку і прогноз його подальшого зниження для регіону істотно підвищує уразливість міста, особливо, якщо в ньому переважає поверхневе водопостачання.

Якщо в місті є потужні промислові об'єкти, які використовують значну кількість води, це призводить до зростання водоспоживання. Крім того, скиди стічних вод підприємствами міста підвищують ризик погіршення якості поверхневих вод: навіть за умови належної очищення води досить складно гарантувати відсутність негативного впливу на водойму (яке, наприклад, може статися внаслідок аварійного скиду). Цей фактор істотно підвищує уразливість міст, в яких переважає поверхневе водопостачання.

- Сильний вітер і деякі інші СМЯ (зростання частоти та інтенсивності яких прогнозується) можуть призвести до обривів ліній електропередач і порушення нормального енергопостачання споживачів.

Також СМЯ можуть призвести до підтоплення або руйнування розподільних підстанцій або інших об'єктів, що належать до енергосистемі міста, тому слід ретельно проаналізувати повторюваність небезпечних явищ, висоту розташування станцій, віддаленість її від великих водних об'єктів і ін. з метою визначення реальної загрози підтоплення або руйнування станції або її окремих частин;

- Зростання температури повітря, перерозподіл опадів, збільшення випаровування з поверхні водних об'єктів можуть призвести до зниження обсягів стоку річок і, відповідно, вплинути на виробництво електроенергії гідроелектростанціями;

Навантаження на енергосистему міста зростає не тільки внаслідок кліматичних факторів, але й соціальних: зростання населення міста, відбувається швидкими темпами, підвищується витрата електроенергії по місту в цілому.

В умовах зростаючого навантаження на енергетичну систему важливо, щоб її технічний стан був задовільним, тому повинні бути замінені всі зношені деталі, технічне обслуговування і перевірки повинні здійснюватися регулярно і ретельно.

Для зниження вразливості енергетичної системи міста необхідно наявність в місті кількох джерел електропостачання (або можливість використання альтернативних джерел), які можуть забезпечити безперебійне енергопостачання у разі зупинки одного зі станцій міста. Або, принаймні, наявність автономних джерел енергії для стратегічних об'єктів на випадок аварійних ситуацій.

3.3. Прогноз кліматичних змін внаслідок антропогенної діяльності

Майбутні прояви зміни клімату (насамперед значення зміни температури повітря) і його наслідки безпосередньо залежать від того, за яким сценарієм будуть відбуватися викиди парникових газів у світі найближчі десятиліття. Якщо викиди будуть відбуватися за сценарієм «без змін» («business as usual»), який відображає рівень викидів парникових газів без введення додаткових заходів для їх зниження, то це посилить антропогенне навантаження на кліматичну систему і негативні наслідки, які вже відбуваються. З викидами згідно цього сценарію до кінця століття температура може зрости до 4°C (з подальшим підвищенням до 6°C), що спричинить за собою незворотні катастрофічні наслідки для планети. Якщо ж будуть прийняті заходи по скороченню викидів, і вони будуть відбуватися в рамках одного з більш оптимістичних сценаріїв, то є шанси втримати потепління на рівні 1,5°C. При такому розвитку подій, хоча негативні наслідки і посиляться в порівнянні з тим, що ми можемо спостерігати зараз, але людству вдасться уникнути незворотних катастрофічних наслідків для планети і всього живого, що її населяє.

Різноманітні прогнози зміни клімату для Східної Європи показують, що основні тенденції зміни клімату в майбутньому пов'язані з ростом температури і зменшенням або несуттєвою зміною кількості опадів – і, відповідно, із зростанням посушливості клімату.

За даними А. Швиденко [55], які були отримані за допомогою моделі HADCM3, IPCC Scenario A2A1 до 2025 р. в Україні слід очікувати зростання середньорічної температури на 20% (з 7,5 до 9,0°C) та зменшення загальної кількості опадів як в середньому за рік, так і за вегетаційний період, самим істотним зниження буде в південних регіонах країни..

Згідно з прогнозами, отриманих з допомогою регіональної числової моделі атмосферної циркуляції, а також моделі зміни клімату [38], до 2050 р. середня регіональна приземна температура може зрости на 1,5-2,0°C (на 2,0°C – у січні на півдні країни, на 2,8°C – на півночі території країни і в середньому по країні – на 0,5-1,0°C – у липні).

Кількість опадів повинна трохи збільшитися в зимовий період після 2040 р., влітку їх кількість буде залишатися в межах норми.

Проекція зміни середньомісячних температур і сум опадів в 2021-2030 рр. щодо 1991-2010 рр. (за даними фахівців з УкрНДГМІ [35]) представлена в табл. 3.1.

Таблиця 3.1

Проекція зміни середньомісячних температур і сум опадів в 2021-2030 рр.
щодо 1991-2010 рр.

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Північ	0,17	0,01	-0,25	0,24	0,37	0,71	0,59	0,65	0,61	0,58	0,65	1,08	0,45
Захід	0,32	-0,03	-0,20	0,21	0,31	0,43	0,56	0,70	0,79	0,56	0,46	0,80	0,41
Центр	0,16	-0,01	-0,21	0,28	0,40	0,66	0,64	0,56	0,63	0,49	0,54	1,10	0,44
Схід	0,30	0,06	-0,30	0,36	0,45	0,84	0,69	0,52	0,50	0,49	0,79	1,28	0,50
Південь	0,07	-0,02	-0,09	0,36	0,43	0,63	0,65	0,51	0,73	0,39	0,48	1,01	0,43
Вся Україна	0,20	0,00	-0,20	0,28	0,39	0,64	0,62	0,59	0,67	0,50	0,57	1,04	0,44

Результати моделювання свідчать [35], що до 2030 р. зростання середньорічної температури в Україні не перевищить 0,44°C, але в східних регіонах він буде відбуватися швидше і, згідно з прогнозами, досягне 0,5°C, у

західних – повільніше і становитиме $0,41^{\circ}\text{C}$. протягом року зміни температури також не будуть однаковими: найбільше зростання температури в середньому по Україні прогнозують в грудні ($1,04^{\circ}\text{C}$), також значно зростуть температури в червні–вересні ($0,64\text{-}0,67^{\circ}\text{C}$), без змін повинна залишитися температура лютого і навіть трохи знизитися (на $-0,20^{\circ}\text{C}$) у березні.

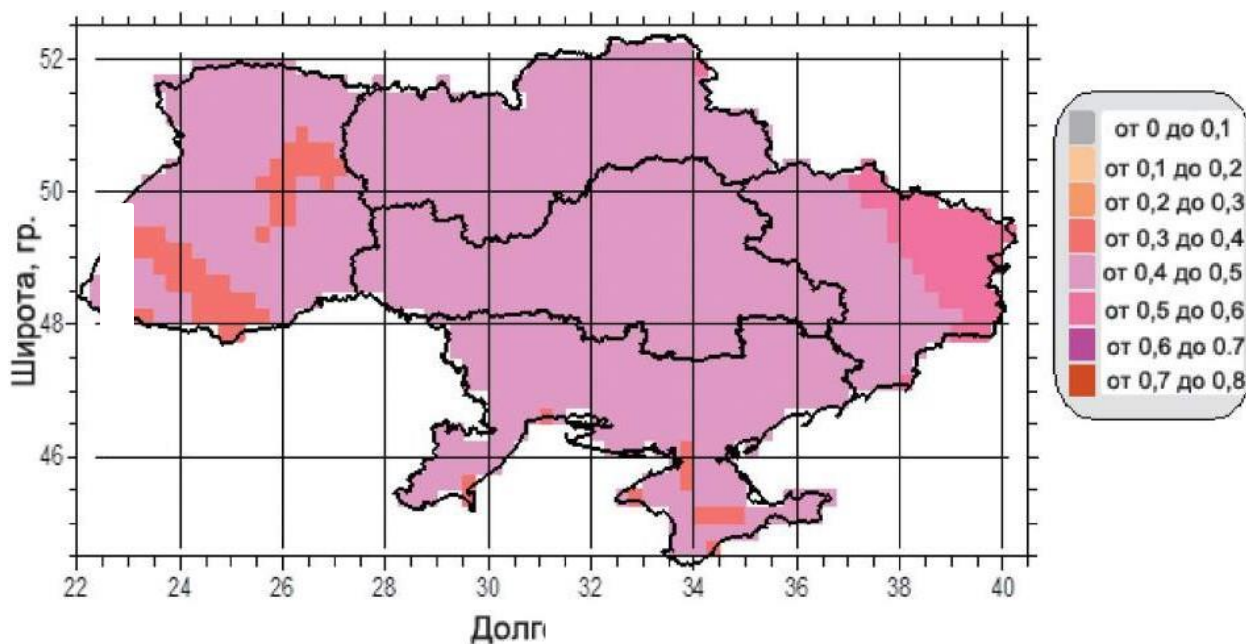


Рис. 3.4. Проекція зміни температури і сум опадів в 2021-2030 рр. щодо 1991-2010 рр.

Має трохи зрости в 2011-2030 рр. (порівняно з 1991-2010 рр.) та кількість опадів: в середньому по Україні за рік на 7% [33], найбільш істотне зростання очікується в квітні – на 21%, в січні і березні – на 17%. У серпні прогнозується істотне зменшення кількості опадів: на 12%, у жовтні та липні – на 7% і 1% відповідно.

Зростання температури і зміна режиму зволоження призведуть до зміни водного стоку річок України і, відповідно, водопостачання окремих регіонів.

На основі результатів прогнозування кліматичних показників для території України з використанням регіональної моделі REMO і водно-балансової моделі, запропонованої фахівцями Міжурядової групи зі зміни клімату (МГЕЗК) С. В. Сніжком та ін., виконані розрахунки прогнозних

характеристик водного стоку для території України в ХХІ столітті та встановлено, що протягом нинішнього століття для більшості адміністративних областей України спостерігатиметься зменшення поверхневого водного стоку, що пов'язано з потеплінням (збільшення приземних температур повітря, збільшення випаровуваності) і зменшенням кількості атмосферних опадів.

Таблиця 3.2

Проекція зміни середньомісячних температур і сум опадів в 2021-2030 рр.
щодо 1991-2010 рр.

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Північ	18	6	19	16	6	0	-4	-6	-3	-5	14	19	7
Захід	26	12	18	9	12	11	7	-4	1	-5	13	15	9
Центр	16	0	21	26	3	1	-3	-15	0	-11	4	12	5
Схід	22	9	17	21	-1	16	8	-13	42	1	8	12	12
Південь	5	-2	9	32	1	4	-8	-20	5	-13	4	9	2
Вся Україна	17	5	17	21	4	6	-1	-12	7	-7	9	13	7

Зміна водних ресурсів місцевого стоку буде відбуватися протягом прогнозного періоду наступним чином:

- до 2020 р. не очікується істотних змін водного стоку, які могли б порушити існуючі схеми водогосподарського менеджменту, можливе припинення поверхневого водного стоку лише в Одеській області, і то тільки в посушливі (маловодні) роки;
- до 2021-2040 рр. – стік практично припиняється в маловодні роки – Херсонська, Одеська, Миколаївська, Дніпропетровська і Запорізька області, середні і багатоводні роки – Херсонська і Одеська області (рис. 3.5).

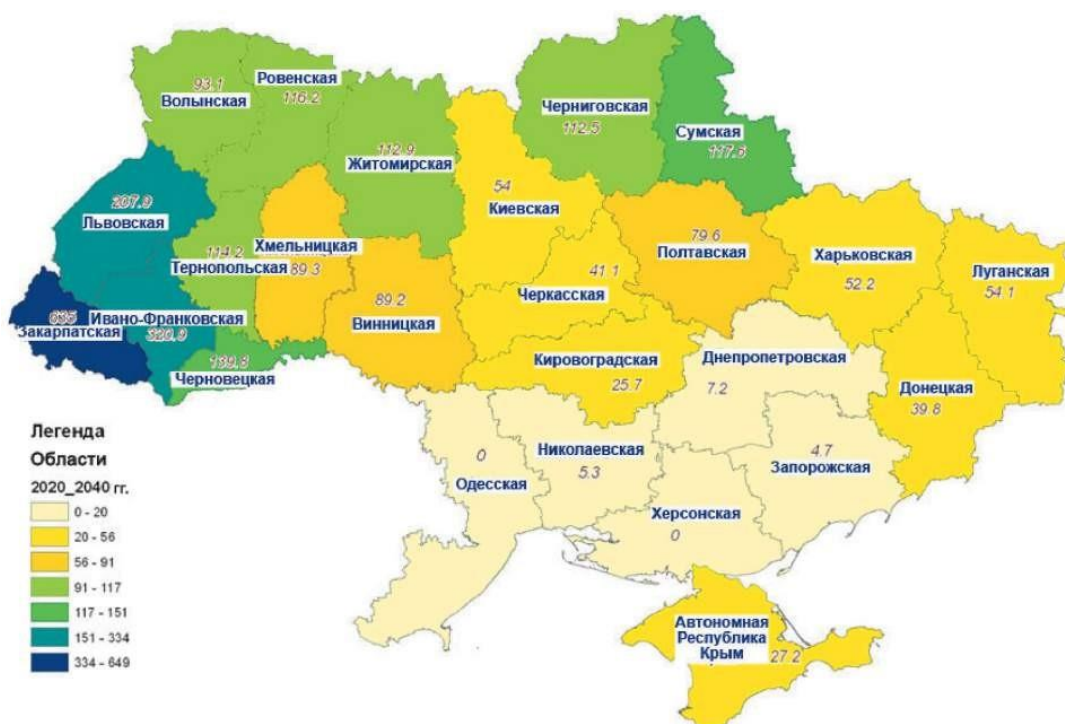


Рис. 3.3 Розподіл прогнозних водних ресурсів в 2021-2040 рр. по адміністративним областям України (середній шар стоку за багаторічний період, мм). [45].

Таким чином, за всіма прогнозами кліматичних змін слід очікувати:

- зростання температури повітря (значення змін дещо відрізняється за різними моделями),
- зміщення кліматичних сезонів,
- зміни тривалості вегетаційного періоду,
- зростання повторюваності і інтенсивності хвиль тепла,
- зміни співвідношення між випадають твердими і рідкими опадами,
- зменшення тривалості залягання стійкого снігового покриву,
- зміни відносної вологості повітря,
- зростання інтенсивності і повторюваності стихійних гідрометеорологічних явищ,
- зміни водних ресурсів місцевого стоку.

За останні 50 років в результаті людської діяльності, особливо спалювання викопних видів палива, в нижніх шарах атмосфери утворився

вуглекислий газ і інші парникові гази в кількостях, достатніх для утримання зайвого тепла і впливу на глобальний клімат.

За останні 130 років температура у світі зросло приблизно на $0,85^{\circ}\text{C}$. За останні 25 років темпи глобального потепління прискорилися, перевищивши $0,18^{\circ}\text{C}$ за десятиліття[1].

Підвищуються рівні моря, тануть льодовики і змінюється характер атмосферних опадів. Екстремальні метеорологічні явища стають більш інтенсивними і частими.

Незважаючи на те, що глобальне потепління може приносити деякі місцеві переваги, такі як зменшення числа випадків смерті в місцях з помірним кліматом і зростання виробництва харчових продуктів в певних районах, загальні наслідки зміни клімату для здоров'я, по всій видимості, будуть в переважній більшості випадків негативними. Зміна клімату впливає на соціальні та пов'язані з навколишнім середовищем фактори здоров'я – чисте повітря, безпечну питну воду, харчові продукти в достатній кількості і надійний дах.

Вкрай висока температура повітря призводить до смерті від серцево-судинних і респіраторних захворювань, особливо серед літніх людей. Так, наприклад, під час періоду сильної спеки влітку 2003 року в Європі було зареєстровано додатково більш ніж 70 000 випадків смерті[2].

До того ж, з-за високої температури в повітрі підвищуються рівні озону і інших забруднювачів, що посилює серцево-судинні і респіраторні захворювання.

Крім того, під час сильної спеки підвищуються рівні пилку рослин та інших аероалергенів. Вони можуть провокувати астму, від якої страждає близько 300 мільйонів чоловік. Очікується, що подальше підвищення температури посилить цей тягар.

У всьому світі кількість зареєстрованих стихійних лих, пов'язаних з погодою, за період з 1960-х років більш ніж потроїлася. Щорічно ці лиха

призводять до більш ніж 60 000 випадків смерті, головним чином, у країнах, що розвиваються.

Підвищення рівня моря та все більш екстремальні метеорологічні явища будуть руйнувати будинки, медичні установи та інші основні служби. Більше половини населення світу живе в радіусі 60 км від моря. Може статися так, що люди будуть змушені покидати свої місця, що, у свою чергу, підвищить ризик різноманітних наслідків для здоров'я – від психічних розладів до інфекційних хвороб.

Все більш мінливий характер розподілу атмосферних опадів, по всій видимості, матиме вплив на запаси прісної води. Нестача безпечної води може поставити під загрозу гігієну і підвищити ризик діарейних захворювань, від яких щороку гине майже 760 000 дітей у віці до 5 років. В екстремальних випадках убогість води призводить до посухи і голоду. До кінця 21-го століття зміна клімату може призвести до збільшення кількості та інтенсивності періодів посухи на регіональному та глобальному рівні.[1].

Частота та інтенсивність повеней також зростає, і частота та інтенсивність екстремальних опадів буде також збільшуватися протягом цього століття. [11] Із-за повеней відбувається забруднення запасів прісної води, зростає ризик хвороб, що передаються через воду, і утворюються місця, сприятливі для розмноження комах, які є переносниками хвороб, таких як комарі. Повені також призводять до випадків утоплення та фізичним травмам, руйнування будинків і дезорганізації в галузі надання медико-санітарних послуг.

Підвищення температури змінюється характер випадання опадів, мабуть, призведуть до зниження виробництва основних продуктів харчування у багатьох найбільш бідніших регіонах – до 50% до 2020 року в деяких африканських країнах [1]. Це підвищить поширеність неправильного харчування та недостатності харчування, від яких в даний час щорічно помирає 3,1 мільйона чоловік.

Кліматичні умови роблять сильний вплив на хвороби, що передаються через воду, хвороби, що передаються комахами, молюсками та іншими холоднокровними тваринами.

Зміна клімату, мабуть, призведе до подовження сезонів передачі трансмісивних хвороб і зміни їх географічних зон. Так, наприклад, за прогнозами, через зміни клімату в Китаї значно розшириться область, де відбуваються випадки захворювання шистосомозом – хвороби, що передається молюсками[3].

Клімат надає сильний вплив на малярію. Від малярії, що передається комарами *Anopheles*, щороку помирає майже 600 000 чоловік в рік, в основному, це африканські діти у віці до 5 років. Комарі *Aedes*, які є переносниками захворювання, також високо чутливі до кліматичних умов. Дослідження дозволяють припустити, що через зміни клімату ризик зараження денге теж буде збільшуватися.

Оцінка наслідків зміни клімату для здоров'я може бути тільки вельми приблизною. Тим не менш, за оцінкою ВООЗ, враховує тільки ряд можливих наслідків для здоров'я, і виходячи з припущення про продовження економічного зростання й прогресу в галузі охорони здоров'я, був зроблений висновок про те, що зміна клімату, як очікується, викличе близько 250 000 смертей додатково в рік у період з 2030 по 2050 рік, 38 000 людей помруть з-за впливу спеки на людей похилого віку, 48 000 – із-за діареї, 60 000 – із-за малярії і 95 000 – із-за дитячого недоїдання.[4].

Зміна клімату вплине на всі групи населення, але деякі групи більш вразливі, ніж інші. Особливо вразливі люди, що живуть в невеликих острівних державах, що розвиваються і інших прибережних районах, містах, а також гірських і полярних районах.

ВИСНОВКИ

Лісостепова зона простягається від Передкарпаття до західних відрогів Середньоросійської височини майже на 1 100 км. Вона займає 34% території України. Південна межа її проходить на північ від Великої Михайлівки Вінницької області, Ширяєвого, через Первомайськ, поблизу Новоукраїнки, Кропивницького, Олександрії, вздовж р. Ворскла до Кобеляк, через Красноград, Балаклею, вздовж р. Оскіл до кордону з Росією. У лісостеповій зоні перемежуються лісові ландшафти на опідзолених ґрунтах з лучно-степовими на типових чорноземах.

Основні риси клімату України формуються під впливом ряду факторів. Головним з них є приплив тепла від Сонця, який в основному залежить від географічної широти місця і збільшується з півночі на південь.

Основними факторами, що зумовлюють розподіл ефективного випромінювання, є особливості режиму хмарності, температури і вологості в приземному шарі повітря в різних фізико-географічних районах досліджуваної території. Амплітуди ефективного випромінювання є результатом спільного впливу всіх зазначених факторів.

Річні величини ефективного випромінювання розподіляються по території України досить рівномірно, збільшуючись з півночі на південь на 12 ккал/см² (від 35 ккал/см² рік в районі Новоград-Волинського до 47 ккал/см² рік на західному узбережжі Кримського півострова). Найменші значення ефективного випромінювання (32-33 ккал/см² рік) спостерігаються в Карпатах. Ізолінії річних сум ефективного випромінювання істотно відхиляються від широтного напрямку. Особливо значні ці відхилення (як і для інших складових радіаційного балансу) у західних та південних районах України, а також у Криму. У Передкарпатті і Закарпатті ізолінії ефективного випромінювання йдуть паралельно Карпатських гір. У цьому районі його зміни по довготі більш істотні, ніж зміни по широті. В районі Карпат зміни ефективного випромінювання по довготі становлять близько 5 ккал/см² рік,

тоді як на решті території України вони дорівнюють тільки 3 ккал/см² рік. Ефективне випромінювання істотно зростає з заходу на схід – приблизно на 9 ккал/см², що становить 23% середнього значення для широти 49°С. У східних районах України ефективне випромінювання помітно зменшується за рахунок впливу Донецького кряжу. Так, у Донецьку воно одно 39 ккал/см² рік, а в 120-140 км на захід і схід від нього ефективне випромінювання збільшується до 41-42 ккал/см² рік. Причиною такого істотного ослаблення ефективного випромінювання в Донбасі є не тільки характер хмарного режиму, але і значне забруднення повітря промисловими підприємствами.

Дуже важливий фактор – атмосферна циркуляція. На широтах України переважає західний перенос, що супроводжується припливом атлантичного повітря. Часом на територію України вторгається повітря з Азіатського континенту, з північних широт, з Середземного моря і т. п. Відмінності в циркуляційних умовах заходу і сходу України, при простяганні її в цьому напрямку більш ніж на 1300 км, виразно проявляються у збільшення континентальності клімату із заходу на схід.

Головними чинниками, що формують клімат лісостепу, є вісь високого атмосферного тиску, вплив лісового і степового клімату сусідніх зон і майже повна відсутність морських впливів. Лісостеп характеризується:

- 1) помітним убуванням річних опадів від 600 мм у лісовій зоні до 400-450 мм в лісостепу;
- 2) різким підвищенням температури повітря порівняно з зоною лісів. Середня температура липня в лісостепу від 20°С на півночі до 21-22°С на півдні.

Третім важливим кліматовірним фактором є висота місцевості, експозиція схилів у районах Карпат і Кримських гір, що обумовлюють зміну кліматичних елементів: із збільшенням висоти атмосферний тиск і температура знижуються, кількість опадів збільшується, період зі сніговим покривом подовжується, швидкість вітру зростає і т. д. Менший вплив на кліматичні умови надає Волино-Подільське плато і Донецький кряж. Воно

позначається головним чином в невеликому падінні температури, зміну тривалості залягання снігового покриву та інше.

Всі коливання клімату як довготривалі, так і короткочасні характеризуються одною географічною схемою змін, відрізняючись лише періодом і амплітудою. Стихійні метеорологічні явища (СМЯ) є найнебезпечнішим проявом нестабільності клімату. Протягом останнього десятиліття в усьому світі (включаючи Україну) зросла їх кількість, у багатьох випадках вони характеризуються значною інтенсивністю, завдають істотної шкоди економіці та призводять до людських жертв. За висновком Четвертого доповіді по оцінки змін клімату [55], Україна не входить у число найбільш уразливих до глобального потепління регіонів нашої планети, але як свідчать вищезазначені результати досліджень, прояв кліматичних змін в Україні вже спостерігається, і в найближчі десятиліття буде продовжуватися.

До стихійних метеорологічних явищ відносяться сильний дощ, дуже сильний дощ, крупний град, сильний вітер, шквал, смерч, сильна пилова буря, сильна хуртовина, сильний туман, сильна ожеледь, сильне налипання мокрого снігу та інші. В Україні поширене стихійне метеорологічне явище – дуже сильний дощ, що може стати причиною катастрофічних злив, селів, повеней, затоплень значних територій сільськогосподарських угідь, житлових і виробничих приміщень і навіть призвести до зміни ландшафту.

Для території України характерний помірно-континентальний клімат. У західній і північно-західній частинах України – м'який клімат з надмірним зволоженням і помірним температурним режимом, в східній і південно-східній – дефіцит опадів і трохи підвищений температурний фон.

Континентальність клімату зростає з заходу на схід. Вузька прибережна смуга Південного берега Криму характеризується субтропічним кліматом середземноморського типу.

Дослідження клімату України свідчать, що протягом останніх десятиліть температура і деякі інші метеорологічні параметри відрізняють – ся від значень кліматичної норми (1960-1990 рр.). Середньорічна

температура повітря за останні двадцять років (1991-2020 рр..) порівняно з цим показником зросла на $0,8^{\circ}\text{C}$, відбувся перерозподіл кількості опадів по регіонах України і сезонно (хоча в цілому за рік кількість опадів залишилося практично без змін), зростання кількості прояви окремих СМЯ (дуже сильного дощу, сильного вітру, сильного снігопаду, сильного туману та ін.), а також протягом по – останнього десятиліття почастишали прояви хвиль тепла.

Моделювання клімату для території України свідчить про те, що зростання температури повітря буде продовжуватися. Подальша зміна кількості опадів протягом року призведе до зміщення кліматичних сезонів, зміні тривалості вегета-традиційного періоду, зменшення тривалості залягання стійкого снігового покриву, зміни водних ресурсів місцевого стоку і т. д.

Наслідки зміни клімату, проявляючись у міському середовищі, призводять до негативного впливу на неї. Концентрація в містах значної кількості населення, особливості локального мікроклімату, які можуть посилювати деякі негативні наслідки кліматичних змін, зміна переважаючих підстильних поверхонь міста, висотна забудова, наявність мережі міського транспорту і добре розвинутої інфраструктури (що може постраждати від негативного впливу прояви кліматичного зміни і викликати значний дискомфорт для населення міста) роблять місто значно вразливіше до проявів зміни клімату, порівняно з іншими територіями.

До основних потенційних негативних наслідків зміни клімату, які можуть проявлятися у містах, належать: тепловий стрес; підтоплення; зменшення площ і порушення видового складу міських зелених зон; стихійні гідрометеорологічні явища; зменшення кількості і погіршення якості питної води; зростання кількості інфекційних захворювань і алергічних проявів; порушення нормального функціонування енергетичних систем міста.

СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ

1. Абхас К. Дж., Блок Р., Ламонд Д. Міста і затоплення. Керівництво по комплексному управлінню ризиками, пов'язаними з повеннями в міському середовищі, для ХХІ століття. Резюме для директивних органів. – 2012., Міжнародний банк реконструкції та розвитку. [Електронний ресурс].–Режим доступу: https://www.gfdrr.org/sites/gfdrr.org/files/urbanfloods/pdf/Cities%20and%20Flooding_Summaru%20in%20Russian.pdf – Назва з екрану.
2. Агроекологічний атлас Полтавщини. Екологічна бібліотека Полтавщини. Випуск 7. – Полтава, 2009. – 70 с.
3. Аксьонов О. О. Екологічні особливості факторів екології Києва // Вісник НАУ. – 2008. – № 4. – С. 93-95.
4. Аналіз актуальних чинників погіршення якості питного водопостачання у контексті національної безпеки України. Аналітична записка [Електронний ресурс]. – Режим доступу: <http://www.niss.gov.ua/articles/1037/>. – Назва з екрану.
5. Бабіченко В. Н., Адаменко Т. В., Бондаренко З. С., Ніколаєва Н. С., Рудишина С. Ф., Гущина Л. М. Екстремальна температура повітря на території України в умовах сучасного клімату. [Електронний ресурс]. – Режим доступу: http://uhmi.org.ua/conf/climate_changes/presentation_pdf/oral_1/Babichenko_et_al.pdf. – Назва з екрану.
6. Балабух В. О. Зміна інтенсивності конвекції в Україні: при – чини та наслідки. [Електронний ресурс]. – Режим доступу: <http://meteo.gov.ua/files/content/docs/Vinnitsa/UkrGMI.pdf>. – Назва з екрану.
7. Балабух В. Регіональні прояви глобальної зміни клімату в тернопільській області та можливі їх зміни до середини ХХІ ст. // Наукові записки тернопільського національного університету імені Володимира Гнатюка. Серія: Географія. 2013.

8. Балабух В. О. тенденції зміни частоти та інтенсивності екстремальних гідрометеорологічних явищ на території Донецької області. [Електронний ресурс]. – Режим доступу: <http://eco.com.ua/content/tendenciyi-zmini-chastoti-ta-intensivnosti-ekstremalnih-gidrometeorologichnih-yavishch-na>. – Назва з екрану.

9. Бойченка О. Б. Особливості старіння населення (на прикладі Донецької області) [Електронний ресурс]. – Режим доступу: http://pk.napks.edu.ua/library/compilations_vak/eiu/2010/6/p_63_68.pdf. – Назва з екрану.

10. Букша В. Ф. Зміна клімату і лісове господарство України// Наукові праці Лісівничої академії наук України: зб. наук. праць. – Львів: РВВ НЛГУ України. – 2009. – Вип. 7. – С. 11-17.

11. Голубєв В. І. Автомобіль як фактор глобального потепління [Електронний ресурс]. – Режим доступу: <http://www.ecolife.ru/Golubev-Avtomas-factor.pdf>. – Назва з екрану.

12. Міста і зміна клімату: напрями стратегії. Глобальна доповідь про населених пунктах 2011 року // Програма ООН по населених пунктах [Електронний ресурс]. – Режим доступу: www.unhabitat.org/pmss/getElectronicVersion.aspx?nr=3101&alt=1. – Назва з екрану.

13. Дані спостережень Полтавського обласного центру з гідрометеорології Державної гідрометеорологічної служби, оприлюднені на Регіональному семінарі «Підтримка регіональних зусиль з розробки регіональних планів заходів з адаптації до зміни клімату». – Полтава, 24-25 жовтня 2013.

14. Дані статистичної звітності Департаменту охорони здоров'я Полтавської ОДА, 2012.

15. Дослідження впливу зміни клімату на здоров'я людини та розробка відповідних рекомендацій для галузі охорони здоров'я // НДР Українського науково-дослідного інституту медицини транспорту: [Електронний ресурс]. – Режим до – ступу: <http://medtrans.com.ua/files/siteclimat.pdf>. – Назва з екрану.

16. Загальна характеристика статеві-вікового складу населення України [Електронний ресурс]. – Режим доступу: http://database.ukrcensus.gov.ua/PXWEB2007/ukr/publ_new1/2013/dop_age_01012013.pdf. – Назва з екрану

17. Кириченко О.С., Сучасні особливості клімату України // Теоретичні та прикладні аспекти досліджень з біології, географії та хімії : матеріали III Всеукраїнської наукової конференції студентів та молодих учених, м. Суми, 30 квітня 2020 р. – Суми: ФОП Цьома С. П., 113-116.

18. Кириченко О. С., Радіна В. Д., Наслідки зміни клімату в лісостепу України // П'яті Сумські наукові географічні читання: збірник матеріалів Всеукраїнської наукової конференції (Суми, 9-11 жовтня 2020 р.) [Електронний ресурс] / СумДПУ імені А. С. Макаренка, Сумський відділ Українського географічного товариства; [упорядник Корнус А. О.]. Елект. текст. дані. Суми. 2020. С. 35-40.

19. Кліматичний кадастр України [Електронний ресурс] / [упорядн.: О. О. Косоцький, М. М. Кульбіда, Л. А. Гейко та ін.]. – 80 min/700 MB. – К.: Державна Гідрометеорологічна служба, УкрНДГМІ, цГО, 2006. – 1 електрон. опт. диск (CD-ROM); 12 см. – Систем. вимоги: Pentium-266 ; 32Mb RAM ; CD-ROM Windows 98/2000/NT/XP. – Назва з контейнера.

20. Краковська С. В. Можливі сценарії майбутніх кліматичних умов для Полтавської області // Матеріали державного семінару «Підтримка регіональних зусиль з розробки регіональних планів заходів з адаптації до зміни клімату», 24-25 жовтня 2013 р.

21. Курницька М. П. Екологічні аспекти зростання деревних рослин в урбанізованому середовищі // Науковий вісник НЛТУ України. – Вип. 21.07. – Л., 2011. – С. 55-59.

22. Ландсберг Р. Е. Клімат міста / Р. Е. Ландсберг; пер. з англ. [А. Я. Фредмана]; під. ред. А. С. Дубова. – Ленинград: Гидрометеоздат, 1983. – 248 с.

23. Ліпінський В. М. Глобальна зміна клімату та її відгук в динаміці клімату України / В. М. Ліпінський // Інвестиції та зміна клімату: можливості для України: Міжнар. конф. – К., 10-11 липня 2002 р.

24. Массей Е. Е. Досвід Європейського Союзу в адаптації до зміни клімату та застосування його в Україні. – Бюро Координатора з економічної та довкільної діяльності ОБСЄ. – 2012.

25. Методичні рекомендації для центральних та місцевих органів влади щодо визначення заходів з адаптації до зміни клімату (проект) // Державне агентство екологічних інвестицій [Електронний ресурс]. – Режим доступу: <http://www.seia.gov.ua/seia/control/main/uk/doccatalog/list?currDir=629553>.

26. Методи оцінки чутливості здоров'я людини та адаптації громадського здоров'я до зміни клімату [Електронний ресурс]. – Режим доступу: http://www.euro.who.int/__data/assets/pdf_file/0010/91099/E81923R.pdf. – Назва з екрану.

27. МОЗ України пропонує скоротити норматив забезпечення стаціонарною медичною допомогою // Український медичний часопис [Електронний ресурс]. – Режим доступу: <http://www.umj.com.ua/article/63835/moz-ukraini-proponuye-skorotiti-normativ-zabezpechennya-stacionarnoju-medichnoju-dopomogou>. – Назва з екрану.

28. Наконечний С. Феномен міста: методологія визначення статусу [Електронний ресурс]. – Режим доступу: <http://www.kbuara.kharkov.ua/e-book/putp/2012-3/doc/5/06.pdf> – Назва з екрану.

29. Нападовська Л. А., Пашков А. П., Любич І. Ю. Вода та ліси – це основа стійкого розвитку України // Науковий вісник НЛТУ. – 2009. – Вип. 19.

30. Про наслідки крижаних дощів і похолодання в Словенії. Зима 2014. Фоторепортаж. [Електронний ресурс]. – Режим доступу: http://portalsafety.at.ua/news/o_posledstvijakh_ledjanykh_dozhdej_i_pokholodaniya_v_slovenii_zima_2014_fotoreportazh/2014-02-07-3867. – Назва з екрану.

31. Осадчий В. І., Бабіченко В. М. Динаміка стихійних метеорологічних явищ в Україні [Електронний ресурс]. – Режим доступу: http://ukrgeojournal.org.ua/sites/default/files/UGJ_2012-4-08.pdf. – Назва з екрану.

32. Пономаренко І. Ст. Дослідження впливу старіння населення на чисельність та структуру економічно активного населення в Україні та країнах Європи [Електронний ресурс]. – Режим доступу: <http://www.economy.nauka.com.ua/?op=1&z=1769>. – Назва з екрану.

33. Правила поведінки у спечу [Електронний ресурс]. – Режим доступу: http://alexandria.kr.ua/health/info_med/Правила_поведінки-у-спечу. – Назва з екрану.

34. Правила утримання зелених насаджень у населених пунктах України [Електронний ресурс]. – Режим доступу: <http://zakon4.rada.gov.ua/laws/show/z0880-06/page3>. – Назва з екрану.

35. П'ятдесят п'яте національне повідомлення України з питань зміни клімату, 2009.

36. Росія і суміжні країни: природоохоронні, економічні та соціальні наслідки зміни клімату. М., WWF Росії, OXFAM, 2008. – 64 с.

37. Сніжко С. І. Звіт про НДР: Розробка наукових засад адаптації водного господарства України до можливих змін клімату із врахуванням гідрологічних показників основних річкових басейнів. К., 2011. – 115 с.

38. Сніжко С., Купріков В., Шевченко О. Оцінка зміни водного стоку річок України на основі водно-балансових моделей // Фізична географія та геоморфологія. – 2012. – Вип. 2(66). С. 157-161.

39. Стихійні метеорологічні явища на території України за останнє двадцятиріччя (1985-2005 рр.) / за ред. Ліпінського В. М., Осадчого В. І., Бабіченко В. М. – К.: Ніка-центр, 2006. – 312 с.

40. Тенденції змін планетарного клімату та їх можливий вплив на основні сектори української економіки / за ред. Хвесика М. А. – К.: Логос, 2012. – 268 с.

41. Туряниця С. М., Андрашко ю. В., Петров В. О., Сакаль М. М. динаміка ситуації относительно хвороби Лайма на Закарпатті [Електронний ресурс]. – Режим доступу: <http://kia.com.ua/article/719.html>. – Назва з екрану.
42. Шевченко О. Г. Характеристика Хвилі тепла літнього сезону 2010 р. на території України // Наук. праці УкрНДГМІ, 2012 Вип. 262. – 51-63 з
43. Шевченко О. Г., Сніжко С. І., Кульбіда М. І. Клімат великого міста: формування та особливості проявити // Матеріали Міжнародної науково-практичної конференції з питань запобігання зміни клімату «Клімат і місто (на прикладі м. Києва)», 5-6 червня 2013, Київ. – С. 47-55.
44. Щербань І. М. Основи агрометеорології. – К .: Видавничо-поліграфічний центр «Київський університет», 2011. – 223 с.
45. щорічник стану забруднення атмосферного Повітря на території України за даним державної системи СПОСТЕРЕЖЕНЬ гідрометслужби за 2010 рік. – К .: 2011. – 291 с.
46. Еко-комплект. Сонцезахисні системи [Електронний ресурс]. – Режим доступу: http://eco-complect.ru/sites/default/files/u1/okonnyye_markizy_dlya_zashchity_ot_solnca.jpg. – Назва з екрану.
47. Climate change and urban energy systems [Електроннийресурс]. – Режим доступу: <http://uccrn.org/wp-content/uploads/2011/06/ARC3-Chapter-4.pdf>. – Назва з екрану
48. Kovats R. S., Kristie L. E. Heatwaves and public health in Europe [Електроннийресурс]. – Режим доступу: <http://eurpub.oxfordjournals.org/content/16/6/592.full>. – Назва з екрану.
49. Low Emission Zones in Europe [Електронний ресурс]. – Режим доступу: <http://www.lowemissionzones.eu/>. – Назва з екрану.
50. Mansanet-Bataller M., Herve-Mignucci M., and Leseur A., (2008). Energy Infrastructures in France: Climate Change Vulnerabilitiesand Adaptation Possibilities, Mission Climat Working Paper, Paris, Caissedes Depots.
51. Morris S. C. and Garrell M. H. (1996). Report of the Scenario Planning Group for Accelerated Climate Change: "Apple Crisp". In D. Hill (Ed.), The

Baked Apple? Metropolitan New York in the Greenhouse, *Annals of the New York Academy of Sciences*, Vol. 790. – June 1996. – P. 193-199.

52. Salford City Council, 2008, *Planning Guidance: Flood Risk and Development* [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://www.salford.gov.uk/floodrisk-planguidance.htm>. – Назва з екрану.

53. Shevchenko O., Lee H., Snizhko S., Mayer H. Long-term analysis of heat waves in Ukraine // *International Journal of Climatology*. – 2013. – Vol. 33, Issue 15. – P. 104-115.

54. Shvidenko A. Non-boreal Forests of Eastern Europe in a Changing World: the Role in the Earth Systems // *Regional Aspects of Interactions in Non-boreal Eastern Europe*. – Springer Science + Business Media B. – V., 2009. – P. 123-133.

55. The Urban Heat-Island Effect [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <https://www.arborday.org/globalwarming/heatIsland.cfm/>. – Назва з екрану.

56. Urban adaptation to climate change in Europe // *Challenges and opportunities for cities together with supportive national and European policies* // *EEA Report No 2/2012* [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://www.eea.europa.eu/publications/urban-adaptation-to-climate-change>. – Назва з екрана.