ОЦІНКА ВПЛИВУ КЛІМАТИЧНИХ ЗМІН НА ГАЛУЗІ ЕКОНОМІКИ УКРАЇНИ

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ, МОЛОДІ ТА СПОРТУ УКРАЇНИ

ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

ОЦІНКА ВПЛИВУ КЛІМАТИЧНИХ ЗМІН НА ГАЛУЗІ ЕКОНОМІКИ УКРАЇНИ

За редакцією доктора фізико-математичних наук, професора С. М. Степаненка, доктора географічних наук, професора А. М. Польового

Одеса
„Екологія”
2011

ББК 26.234.7:65
0-93
УДК 551.58:33

К о л е к т и в а в т о р і в:
С. М. Степаненко, д. ф.-м. н., проф.; **А. М. Польовий,** д. геогр. н., проф.; **Є. П. Школьний,** д. техн. н., проф.; **Е. М. Серга**, к. геогр. н.; **В. М.Хохлов**, д. геогр. н., проф.; **В.М. Бондаренко** к. геогр. н.; **Г. О. Боровська**, к. геогр. н.; **Л. Г. Латиш**, асп.; **Ж. В. Волошина,** к. геогр. н.; **О. В. Волошина,** к. геогр. н.; **І. А. Хоменко,** ст.преп.; **О. О. Врублевська**, к. геогр. н.; **О. Л. Казаков**, к. ф.-м. н.; **М. В. Трегубова,** к.геогр. н.; **М. Д. Головатюк,** асп.; **Г. П. Катеруша,** к. геогр. н.; **Л. Ю. Божко,** к. геогр. н.; **Л. І. Польова**, ст. наук. сп., **С. М. Мажура**, ст. наук. сп.; **О. О. Дронова,** к. геогр. н.; **М. І. Кульбіда,** к. геогр. н.; **Т.І. Адаменко,** к. геогр. н.; **І. В. Трофімова,** к. ф.-м. н.; **В. С. Антоненко**, д. геогр. н.; **О. Л. Барсукова,** к. геогр. н.; **О. Л. Жигайло,** к.геогр. н.; **С. М. Свідерська,** к.геогр.н.; **О. В. Вольвач**, к.геогр.н.; **Н. С. Лобода,** д.геогр.н., проф.

Р е ц е н з е н т и:
С. І. Сніжко, доктор географічних наук, професор;
О. О. Світличний, доктор географічних наук, професор;
В. Я. Щербаков, доктор сільськогосподарських наук, професор

Друкується за рішенням вченої ради Одеського державного екологічного університету. (Протокол № 9 від 27.10.2011 р.)

У монографії розглянуто сучасні сценарії змін клімату та вплив очікуваних змін клімату на ефективність галузей економіки України. Вивчено особливості погодо- і кліматоутворювальних процесів, що розвиваються в результаті енерго- і масообміну між атмосферою й океаном у Північній Атлантиці, а також відгуки клімату України й частини території Західної Європи на зазначені кліматоутворювальні фактори. Розглянуто зміни глобального клімату та їх вплив на майбутній режим опадів і температури повітря в Україні. Досліджено зміни кліматичних характеристик опалювального періоду в різних регіонах України наприкінці XX століття та зроблено прогноз майбутніх змін тривалості опалювального періоду. Виконано оцінку та надано прогноз впливу змін кліматичних чинників на біокліматичні ресурси. Проведено оцінку зміни агрокліматичних умов вирощування сільськогосподарських культур, їх фотосинтетичної продуктивності та формування урожаю. Надано рекомендації щодо зміни структури посівних площ у зв'язку з кліматичними змінами на період 2030–2040 рр. Виконано оцінку та надано прогноз водних ресурсів України в умовах змін глобального клімату. Розроблено рекомендації щодо використання водних ресурсів з метою попередження наслідків глобального потепління.

Одеський державний
екологічний університет, 2011

ISBN 978–966–8740–83–1

ПЕРЕДМОВА

Наприкінці другої половини XX сторіччя дослідження клімату Землі набули особливої актуальності. У першу чергу це пов'язано з передбачуваним посиленням парникового ефекту й відповідно з підвищенням глобальної температури повітря. Свідченням особливого інтересу до глобального потепління і його наслідків стало прийняття в червні 1992 року Рамкової Конвенції по зміні клімату (Ріо-де-Жанейро), яка була ратифікована Україною, що взяла на себе певні зобов'язання, у тому числі: підвищувати ефективність і інтенсивність наукових досліджень із питань глобальних і регіональних змін клімату, а також питань оцінки екологічних і соціально-економічних наслідків глобального потепління.

За останніми даними, отриманими Міжурядовою Групою Експертів зі зміни клімату, за умов ігнорування антропогенного підсилення парникового ефекту до 2100 року очікується підвищення концентрації CO_2 на 90–250 % у порівнянні з до-індустріальними рівнями, значне підвищення концентрацій метану та N_2O, підвищення середньої температури повітря на 1,4–5,8 °С. За висновками провідних науковців це призведе до збільшення кількості посух в континентальних районах середніх широт та подій, пов'язаних з екстремальними опадами, до підвищення рівня світового океану на 10–88 см, зменшення льодовиків, танення вічної мерзлоти. Більш тепла погода та довготривалі періоди спеки можуть змінити середовище проживання та цикл життєдіяльності паразитів і інших носіїв хвороб, а також зменшити кількість водних ресурсів для потреб гідроенергетики і зрошування.

За попередніми оцінками національних експертів потепління клімату, наявність якого вже не викликає сумнівів, може мати серйозні наслідки для галузей економіки України. Наслідки надто швидкого процесу зміни клімату являють собою широкий спектр різнонаправлених та різномасштабних явищ.

Успішна соціально-економічна політика країни залежить від багатьох чинників. Серед них важливе місце посідають проблеми забезпечення населення тепловою енергією, перехід на шлях економії природних і енергетичних ресурсів і зменшення їх споживання.

Поряд зі збереженням і зменшенням споживання природних ресурсів (нафти, газу та ін.) необхідно звернути увагу на альтернативні види енергії, зокрема на кліматичні ресурси країни (вітрову та сонячну енергію), які відіграють значну роль у вирішенні паливно-енергетичної програми і мають враховуватися під час складання нової концептуальної основи стратегії енерго– і теплозабезпечення.

Однією зі складових кліматичних ресурсів є опалювальний період. Нині, коли опрацьовується національна програма енергозбереження, визначення характеристик опалювального періоду набуває особливої актуальності. Опалювальний період необхідно враховувати під час удосконалення стратегії теплозабезпечення країни. Для цього необхідно проводити розрахунки теплозабезпечення з урахуванням характеристик опалювального періоду, що дасть змогу належним чином розподілити кошти і кількість палива для окремих регіонів.

В останні десятиліття зміни клімату в континентальних районах супроводжуються, як правило, істотним підвищенням температури в зимовий період. У зв'язку з цим можна чекати зниження енерговитрат на опалювання, які визначають споживання енергії в Україні взимку.

Все це робить актуальною проблему оцінки змін дат початку, кінця та тривалості опалювального періоду для всіх регіонів України за допомогою сценаріїв змін клімату, отриманих за різними моделями загальної циркуляції атмосфери, які розроблені провідними світовими метеорологічними центрами, а також оцінку економічних параметрів, а саме: градусо-дні, дефіцит тепловмісту, енерговитрати на опалювання впродовж всього опалювального періоду та зменшення енерговитрат в зв’язку зі змінами клімату, врахування яких може допомогти грамотному плануванню економіки країни.

При зміні природних умов змінюється й робота організму людини. Якщо зміни природних умов є сталими (добові, сезонні), то людина до них вже пристосувалась. Якщо ж організм людини ослаблений хворобою або його опір знижений з інших причин, то пристосування до нових умов відбувається важко: людина відчуває дискомфорт або біль у різних органах і системах, може відбуватись серйозне загострення серцево-судинних захворювань, хронічних захворювань запального характеру, психічних розладів тощо.

В зв'язку з цим дуже важливим є дослідження особливостей змін деяких кліматичних чинників та їх вплив на біокліматичні ресурси на теренах України, а також прогноз біокліматичних показників (на основі певного кліматичного сценарію).

Водні ресурси визначають стан навколишнього середовища, вони пов’язані із соціальним становищем суспільства і здоров’ям людини. Використання водних ресурсів в Україні є найбільш високим у світі й складає до 100 % техногенного перетворення поверхневих вод і до 10–20 % підземних. Зміни глобального клімату, які спостерігаються впродовж останніх десятиріч, зумовлюють й певні зміни водних ресурсів, особливо це стосується малих річок. На середніх та великих річках України гідрологічний стан задовільний, але подальше зростання температур повітря може спричинити зменшення кількості та погіршення якості вод в найближчому майбутньому.

Зміна кліматичних умов викликає зміну у потребах води різних споживачів, а, отже, визначає стратегію подальшого розвитку водного господарства України. Існуючі зміни клімату суттєво впливають на водний та льодовий режим річок. Необхідність передбачення стану водних ресурсів України у наступні роки знайшла своє відображення у Постанові Кабінету Міністрів України (№ 468 від 10 квітня 2006 р.), де відзначається необхідність проведення заходів з метою пом'якшення наслідків зміни клімату та забезпечення виконання досліджень, пов'язаних із змінами клімату. Розв'язання проблем у сфері використання та охорони водних ресурсів належить до пріоритетних напрямів державної політики у проведенні соціально-економічних реформ.

Враховуючи інерційний характер такої системи як сільське господарство та залежність її від погодних умов, уже зараз буде актуальна необхідність своєчасних та адекватних рішень виникаючих складних проблем, зумовлених змінами клімату. Сільське господарство являє собою "цех під відкритим небом", його відрізняє від інших галузей народного господарства особлива вразливість до коливань та змін клімату.

В зв'язку з очікуваним підвищенням температури повітря Північної півкулі продовольча безпека. України в значній мірі буде залежати від того, наскільки ефективно адаптується сільське господарство до очікуваних змін клімату, майбутніх агрокліматичних умов вирощування сільськогосподарських культур.

Сучасне потепління спричиняє значну зміну агрокліматичних умов росту, розвитку та формування продуктивності сільськогосподарських культур.

Воно супроводжується істотним підвищенням температури повітря у зимові місяці, збільшенням кількості тривалих відлиг, часового зрушення розвитку природних процесів, змінами тривалості сезонів року, подовженням безморозного періоду та тривалості вегетаційного періоду сільськогосподарських культур, збільшенням теплозабезпеченості вегетаційного періоду. Більше 30 % території України з кращими землями, де зосереджено виробництво близько 65 % товарного зерна, знаходиться у зоні недостатнього зволоження. Основною особливістю періоду потепління стала нерівномірність випадіння опадів усередині року і за окремі роки, що призвело до збільшення кількості засушливих явищ. Тому проблема оцінки впливу очікуваних змін клімату на агрокліматичні умови вирощування, урожайність та валові збори зерна сільськогосподарських культур є надзвичайно актуальною.

Необхідність своєчасних та адекватних рішень проблем, пов'язаних зі змінами клімату ініціювали інтенсивний розвиток фундаментальних та прикладних досліджень. Постановою Президії Національної академії наук України від 27 січня 2010 року № 13 «Регіональні зміни клімату в Україні на фоні глобальних кліматичних процесів» відзначається, що ця проблема

виходить далеко за межі чисто наукового питання і є комплексною міжгалузевою проблемою, що охоплює всі ключові аспекти сталого розвитку – екологічні, економічні та соціальні. Цією Постановою поряд з іншими напрямами передбачається вважати одними з основних напрямів наукових досліджень з проблеми вивчення механізмів формування мінливості кліматичної системи України з метою кількісної оцінки природної та антропогенної складових змін клімату, розвиток методологічних підходів та оцінку можливих соціально-економічних і екологічних наслідків кліматичних змін та розроблення практичних рекомендацій щодо стратегії реагування на вплив зміни клімату на економіку, стан навколишнього середовища, соціальні умови і стан здоров'я населення.

Цілком очевидно, що одним із ключових довгострокових факторів стійкого соціально – економічного розвитку країни є необхідність врахування змін клімату, яке можливе на основі кількісних оцінок наслідків впливу очікуваних змін клімату на галузі економіки.

Представлена монографія присвячена дослідженню питань впливу очікуваних змін клімату на вразливість паливно-енергетичного та аграрно-промислового комплексів, водні ресурси, можливість використання альтернативних видів енергії в Україні.

У створенні монографії брав участь великий колектив викладачів та наукових співробітників Одеського державного екологічного університету і співробітників Українського гідрометеорологічного центру.

Автори розділів і окремих параграфів: передмова – С.М. Степаненко, А.М. Польовий; розділ 1 – Є.П. Школьний, Е.М. Серьга; розділ 2: п. 2.1 – С.М. Степаненко; 2.2–2.4 В.М. Хохлов, В.М. Бондаренко, Г.О. Боровська, Л.Г. Латиш; розділ 3: п. 3.1 – С.М. Степаненко Ж.В. Волошина, О.В. Волошина, І.А. Хоменко; п. 3.2 –О.О. Врублевська; п. 3.3 – О.Л. Казаков, М.В. Трегубова, М.Д. Головатюк; розділ 4 – Г.П. Катеруша; розділ 5 – А.М. Польовий; п. 5.1 – Л.Ю. Божко, Л.І.Польова, С.М. Мажура; п. 5.2. – О.О. Дронова, Л.Ю. Божко; 5.3.1–5.3.3 – М.І. Кульбіда, Т.І. Адаменко, І.В. Трофімова; 5.3.4–5.3.5 – В.С.Антоненко, О.Л. Барсукова, О.Л. Жигайло, Л.І. Польова, С.М. Свидерська; 5.3.6 – Т.І. Адаменко; 5.3.7 – О.В.Вольвач; 5.3.8 – М.І. Кульбіда, Т.І. Адаменко, Л.Ю. Божко, О.О. Дронова, Л.І. Польова; розділ 6 – Л.Ю. Божко; розділ 7 – Н.С. Лобода; висновки – С.М. Степаненко, А.М. Польовий. Підготовка рукопису до друку – С.М. Мажура, Л.І. Польова.

Наукове керівництво: С.М. Степаненко, А.М. Польовий.

Автори висловлюють свою подяку колективам кафедр: фізики атмосфери та кліматології,теоретичної метеорології та метеорологічних прогнозів.агрометеорології та агрометеопрогнозів, гідроекології та водних досліджень науково-дослідної частини за підтримку та допомогу при підготовці рукопису, а також О.Д. Соколенко за редагування рукопису.

1. ДОСЛІДЖЕННЯ ЧУТЛИВОСТІ КЛІМАТИЧНИХ ХАРАКТЕРИСТИК У РІЗНИХ РЕГІОНАХ В АТЛАНТИКО-ЄВРОПЕЙСЬКОМУ СЕКТОРІ ПІВНІЧНОЇ ПІВКУЛІ ДО МОЖЛИВИХ ЗМІН КЛІМАТОУТВОРЮВАЛЬНИХ ФАКТОРІВ

У цьому розділі зроблена спроба дослідити особливості погодо- і кліматоутворювальних процесів, що розвиваються в результаті енерго-масообміну між атмосферою й океаном у Північній Атлантиці, а також відгуки клімату України й частини території Західної Європи на зазначені кліматоутворювальні фактори. Основою для цих досліджень послужила статистична модель у вигляді системи нелінійних регресійних рівнянь третього ступеня з оберненими зв'язками. Отримана система утворювальних функцій, які дозволили знайти оцінки коефіцієнтів регресії. У створеній моделі для стиску вихідної інформації про кліматоутворювальні фактори, у районі розташування кораблів погоди було застосовано факторний аналіз, що дозволив виявити тенденції в зміні характеристик, які беруть участь в енерго-масообміні. Реакція клімату в різних регіонах України на процеси в Північній Атлантиці визначалася шляхом використання кластерного аналізу, алгоритм якого розроблений авторами. Проведено ряд експериментів з різними ситуаціями в районі Північної Атлантики, можливими внаслідок глобального потепління клімату. Досліджена реакція кліматоутворювальних факторів на території України при подібних процесах. На основі реальної ситуації в лютому 2006 року перевірена адекватність створеної моделі. Відзначається, що модель задовільно описує відгуки кліматичних характеристик у регіонах України на зміну факторів у Північній Атлантиці.

Наприкінці другої половини XX сторіччя дослідження клімату Землі набули особливої гостроти. Пов’язане це, у першу чергу, з передбачуваним посиленням парникового ефекту й відповідно підвищенням глобальної температури повітря. Свідченням особливого інтересу до глобального потепління і його наслідків стало прийняття в червні 1992 року Рамкової Конвенції по зміні клімату (Ріо-де-Жанейро), яка була ратифікована Україною, що взяла на себе певні зобов’язання, у тому числі: підвищувати ефективність і інтенсивність наукових досліджень із питань глобальних і регіональних змін клімату, а також питань оцінки екологічних і соціально-економічних наслідків глобального потепління.

Підтвердженням актуальності й підвищеного інтересу до проблем зміни клімату є дослідження останніх десятиліть у рамках міжнародних наукових проектів, таких як «Розрізи», «TOGA», «CLIVAR» та інші, які

були спрямовані на вивчення низькочастотних взаємодій найважливіших з погляду формування глобального й регіонального кліматів компонент кліматичної системи океан-атмосфера. Значний внесок у розв'язок цієї проблеми внесли вчені Морського гідрофізичного інституту АН України [3-6, 19].

Процеси, що відбуваються в кліматичній системі, визначають як її природну мінливість, так і реагування на збурювання типу підвищення концентрацій атмосферних парникових газів. При цьому зміни, що відбуваються в кліматичній системі, у свою чергу також будуть зумовлювати глобальний розподіл парникових газів. Наприклад, Північноатлантичне Коливання здійснює перенос антропогенних газів в Арктику [39]. Процеси оберненого зв’язку підсилюють або послабляють зміни в реагуванні на первісне збурювання й відповідно мають велике значення для точного моделювання еволюції клімату [32].

Основним фактором оберненого зв’язку в системі клімату Землі, що пояснює значне потепління, прогнозоване кліматичними моделями у відповідь на підвищення концентрації двоокису вуглецю, є підвищення вмісту водяної пари в атмосфері. Підвищення температури збільшує здатність атмосфери втримувати воду.

Найбільша невизначеність у майбутніх перспективних оцінках клімату пов’язана із хмарами та їх взаємодією з радіацією. Хмари можуть відбивати сонячну радіацію, поглинати й випускати випромінювання в діапазоні довгих хвиль. Співвідношення між цими двома процесами залежить від висоти, товщини й радіаційних властивостей хмарності. При цьому, вплив на клімат чинять і хмари верхнього ярусу [36]. Радіаційні властивості й еволюція хмар залежать від розподілу атмосферної водяної пари, водяних крапель, частинок льоду, атмосферних аерозолів. Проте знак оберненого зв’язку хмар у чистому вигляді дотепер не визначений.

Зміни характеристик підстильної поверхні викликають також важливі обернені зв'язки, оскільки зміна клімату антропогенного походження впливає на стан земної поверхні (наприклад, зволоженість ґрунту, альбедо, нерівність поверхні й рослинності). При цьому, такі зміни можуть впливати на глобальний клімат декількома шляхами, наприклад, через великомасштабне зникнення лісів у вологих тропіках [9, 34], яке призводить до зменшення випаровування й підвищення приземної температури.

Таким чином, одним з основних висновків, які можна зробити, аналізуючи наведені вище факти, є відмінність у відгуку регіональних кліматів на зміни глобального клімату й кліматів у різних географічних районах. Останнє можна пояснити не тільки регіональними особливостями, але й різним впливом обернених зв'язків, що існують у кліматичній системі.

1.1. РЕГІОНАЛІЗАЦІЯ ТЕМПЕРАТУРНО-ВОЛОГІСНОГО РЕЖИМУ В АТЛАНТИКО-ЄВРОПЕЙСЬКОМУ СЕКТОРІ

1.1.1. Характеристика вихідного матеріалу

Для підтримки десятирічних коливань у системі океан – атмосфера особливо важливі обернені зв'язки. Одним з видів додатного оберненого зв'язку в північноатлантичній системі океан – атмосфера, що прямо впливає на мінливість клімату Європи, є циркуляція атмосфери. Посилення вітру з циклонічною завихреністю в атмосфері (від'ємна аномалія приводного тиску) приводить до зниження ТПО через збільшення швидкості залучення і додаткову віддачу тепла океаном в атмосферу. В області ж підвищеної антициклонічної активності в атмосфері (додатна аномалія приводного тиску) ТПО, навпаки, зростає через зменшення швидкості залучення і додатковий приплив тепла до поверхні океану. Якщо при цьому циклонічна активність зростає у високих широтах, а антициклонічна – у субтропіках (що узгоджується з відомим зі спостережень фактом про квазісинхронну інтенсифікацію Азорського максимуму й Ісландського мінімуму на низьких частотах, відповідає умові збереження абсолютної завихреності в атмосфері і підтверджується цими даними), це приводить до зростання меридіонального градієнта температури і, отже, підсилює зональну циркуляцію в атмосфері. Інтенсифікація зональної циркуляції супроводжується додатковою нестійкістю і зростанням синоптичної активності в атмосфері [19].

Таким чином, можна зробити висновок, що в Північній Атлантиці реалізуються всі обговорювані механізми підтримки коливань десятирічного масштабу. Однак їхня відносна роль змінюється від одного регіону до іншого. Так, наприклад, інтенсифікація конвекції в Субполярному кругообігу води супроводжується практично синфазним посиленням пасатів через збільшення різниці температур між полюсом і екватором. Це приводить до відносно швидкої (у порівнянні з десятирічним масштабом) реакції верхнього перемішаного шару в низьких широтах унаслідок відносно великої швидкості екмановських переносів, планетарних хвиль у низьких широтах і конвекції. Разом з тим інтенсифікація Субтропічного кругообігу запізнюється на кілька років щодо Тропічного кругообігу через його більш повільне бароклінне пристосування [23].

Як вказувалось вище, основна задача даного дослідження полягає у виявленні характеру відгуків основних кліматичних характеристик України на кліматоутворювальні процеси, що розвиваються в акваторії Північної Атлантики. На першому етапі в якості відгуків розглядались основні показники клімату - значення середньомісячної температури і

місячних кількостей опадів на території Північноатлантичного регіону та Європейської частини Євразійського континенту, до складу останньої була включена й територія України.

Для цього були використані дані реаналізу Європейського центру середньострокових прогнозів погоди (ERA) значень приземної температури повітря і місячних кількостей опадів за 1957–2002 рр. із середньомісячним розділенням на регулярній сітці 2,5°×2,5°. Розглядався регіон, обмежений координатами 10°зах. д. і 50° сх. д.; 40° і 70° півн. ш. у грудні, січні і лютому. Таким чином, кожен вузол являв собою вектор значень середньомісячної температури та місячних кількостей опадів, що містив 45 координат.

Оскільки зазначена територія охоплює величезний простір Північної Атлантики і Європейського континенту й її окремі регіони характеризуються розвитком різних процесів, що формуються під впливом енергетичних взаємодій між різними ланками кліматичної системи (атмосфера – океан – суша), природно, що в різних регіонах розглянутої території формуються відмінні один від одного регіональні клімати. Тому для того, щоб дослідити чутливість регіональних кліматів до формування кліматоутворювальних факторів, необхідно, насамперед, виділити регіони з однорідними кліматичними умовами. З цією метою застосовувався кластерний аналіз.

Кластерним називають аналіз некласифікованих об'єктів, проведений з метою виділення з множини даних структур, класів, подібних об'єктів. Він знаходить застосування в різних областях знань, у тому числі й у метеорології. Відмінною рисою кластерного аналізу є те, що в ньому не існує однозначного кількісного критерію, подібного до середнього ризику ухвалення рішення в дискримінантному аналізі. Такий критерій не можна сформувати, тому що в різних прикладних задачах різною може бути мета аналізу.

У літературі описано цілий ряд методів кластеризації [24, 28, 30]. Більшість з них можна віднести до трьох різновидів. Перший з них поєднує методи, засновані на відшуканні моди розподілу. Ідея цих методів полягає в тому, що кластери відповідають максимумам щільності розподілу джерела, що породжує дані. Тому необхідно оцінювати щільності розподілу і відшукувати всі моди. Застосування цих методів пов’язано з великими труднощами, якщо в якості даних,що підлягають кластеризації, виступають багатовимірні вектори.

Іншим різновидом кластерного аналізу є методи, у яких в якості критерію кластеризації використовується відношення внутрішньокластерної дисперсії до міжкластерної дисперсії. Цей критерій може доповняти й іншими критеріями. Прикладом методу, що відноситься до цієї групи, служить ітеративний метод аналізу даних, який самоорганізується (ІСОМАД), він часто використовується при вирішенні

задач класифікації [28, 30]. В його основу покладена ідея про те, що об'єкти належать кластерам, які характеризуються найбільш близьким середнім значенням, називаним центром кластера. Основний недолік алгоритму ІСОМАД – необхідність задавати гіпотетичні центри кластерів, а отже, і їхнє число. Як правило, апріорна інформація про кластери відсутня і їх доводиться вибирати із сукупності даних навмання. Як показує досвід застосування цього алгоритму, результат кластеризації залежить від вибору гіпотетичних центрів кластерів і при невдалому їхньому завданні часто не може знайти переконливого фізичного пояснення.

До третьої групи відносяться ієрархічні алгоритми кластеризації. При їхньому використанні припускають, що деяким чином визначений спосіб виміру відстані між кластерами. Прикладом може служити алгоритм максимінної відстані [28, 30]. Цей алгоритм відрізняється простотою, але пропонований у цьому методі довільний вибір першого центра кластера і пропоновані критерії кластеризації призводять до одержання, як правило, невеликої кількості кластерів зі значною внутрішньокластерною дисперсією. Результат настільки грубої кластеризації звичайно не піддається фізичному тлумаченню при вирішенні метеорологічних задач.

Метод кластерного аналізу, що використовувався: „Універсальний адаптивний ітераційний метод кластерного аналізу (УАІМКА)". Цей метод заснований як на метричних, так і неметричних мірах подібності і критеріях кластерізації. У ньому здійснюється покрокова ітераційна процедура, в якій як метричний критерій кластерізації використовується евклідова відстань, а в якості не метричних мір подібності – коефіцієнти кореляції між центрами кластерів [26].

1.1.2. Алгоритм універсального адаптивного ітераційного методу кластерного аналізу (УАІМКА)

У цьому методі в якості вихідної інформації виступає матриця $X = (x_{ij})_{m \times n}$, яка містить m векторів-рядків мірності n та характеризує статистичні ряди обсягом n у m пунктах, які і повинні бути кластеризовані. Як апріорна інформація, на відміну від інших методів, задається тільки мінімальна кількість векторів τ, які можуть скласти кластер.

Ітераційний процес у методі УАІМКА складається з ряду кроків:

1-й крок: Розраховується квадратна матриця порядку m евклідових відстаней між усіма векторами матриці X

$$D = (D_{ij})_{m\times m}, \quad D_{ij} = \sqrt{\sum_{s=1}^{n}(x_{js} - x_{is})^2}\ . \qquad (1.1)$$

Матриця D є симетричною. На головній діагоналі цієї матриці розташовуються нулі.

2-й крок: У кожному рядку матриці D здійснюється ранжирування її елементів, тобто її елементи розташовуються в зростаючому порядку. В результаті одержимо матрицю D^1 вигляду

$$D^1 = \begin{pmatrix} 0 & d_{12}^{(p)} & d_{13}^{(p)} & d_{14}^{(p)} & \dots & d_{1m}^{(p)} \\ 0 & d_{22}^{(p)} & d_{23}^{(p)} & d_{24}^{(p)} & \dots & d_{2m}^{(p)} \\ 0 & d_{32}^{(p)} & d_{33}^{(p)} & d_{34}^{(p)} & \dots & d_{3m}^{(p)} \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ 0 & d_{m2}^{(p)} & d_{m3}^{(p)} & d_{m4}^{(p)} & \dots & d_{mm}^{(p)} \end{pmatrix}. \qquad (1.2)$$

У ній здійснюється зміна нумерації елементів кожного рядка (p-й номер стовпця, у якому розміщується елемент кожного рядка матриці (1.2) у матриці D ($p = \overline{1,m}$)).

Нехай, припустимо, ми умовилися, що мінімальна кількість векторів, які можуть скласти кластер, дорівнює τ. Тоді аналізу піддається блок матриці (1.2), що складається з перших $\tau = \vartheta$ стовпців (на першому етапі, наприклад, $\vartheta = 3$).

3-й крок: Здійснюється порівняння евклідових відстаней D_{lj} ($l, j = \overline{1,m}$) з евклідовими відстанями $d_{l3}^{(p)}$. Якщо $D_{lj} \le d_{l3}^{(p)}$ $(l = \overline{1,m})$, то j-й вектор може розглядатися як центр кластера для l-го вектора (з урахуванням значення індексу p).

4-й крок: Для кожного такого j-го вектора визначається кількість l-х векторів (число входжень S_j), для яких він може бути центром кластера.

5-й крок: Із загального числа j-х векторів виділяються ті, для яких $S_j \ge \tau$ (у нашому прикладі $S_j \ge 3$). Інші потенційні центри кластерів, для яких ця умова не виконується, ліквідуються.

6-й крок: Визначається число j-х векторів, що залишилися, як центрів кластерів. Нехай їхнє число дорівнює r $(j = r)$.

7-й крок: Із загального числа m-х векторів установлюються ті, які потрапили в s-й (V_s) і q-й (V_q) кластери одночасно $(s, q = \overline{1,r};\ l \ne s, q)$ і

здійснюється їхнє розведення по кластерах за вирішальним правилом: $X_l \in V_s$, якщо $D_{ls} < D_{lq}$, при цьому $S_q = S_q - 1$.

8-й крок: Знаходяться евклідові відстані $\tilde{D}_{sq}$ між центрами s-го (V_s) і q-го (V_q) кластерів.

9-й крок: Знаходиться максимальне з відстаней між векторами, що входять у s-й кластер D_{ts} і q-й кластер D_{fq} $(t = \overline{1, S_s};\ f = \overline{1, s_q})$. Нехай це буде D_{fq}.

10-й крок: Евклідова відстань D_{fq} порівнюється з відстанями між центрами кластерів $\tilde{D}_{sq}$. Якщо $\tilde{D}_{sq} < D_{fq}$, то при $S_s \geq S_q$ ліквідується q-й кластер. Якщо $S_q > S_s$, то ліквідується s-й кластер.

11-й крок: Здійснюється формування ряду попередніх центрів кластерів z_j ($j \leq \overline{1, m/3}$) ($m/3$ – округляється до меншого цілого числа).

12-й крок: Здійснюється розподіл по кластерах векторів вихідної вибірки відповідно до вирішального правила $X \in V_j$, якщо $D_{xz_j} < D_{xz_k}$.

13-й крок: Визначається кількість векторів S_j, що ввійшли в кожен j - й кластер V_j.

14-й крок: Розраховуються коефіцієнти кореляцій $r_{z_j z_p}$ між центрами всіх кластерів.

15-й крок: Розраховується осереднене значення коефіцієнта кореляції $\bar{r}_z$ по всіх виділених кластерах.

16-й крок: Здійснюється порівняння коефіцієнтів кореляції між центрами кластерів $r_{z_j z_p}$ з осередненим коефіцієнтом кореляції.

17-й крок: Якщо $r_{z_j z_p} > \bar{r}_z$, то центри z_j і z_p знаходяться в тісному кореляційному зв'язку і є підстава для об'єднання кластерів V_j і V_p. Після їхнього об'єднання ліквідується той центр кластера, якому належить менша кількість векторів (ліквідується центр z_j, якщо $S_j < S_p$) і підраховується кількість кластерів N_ϑ, що залишилися .

18-й крок: Повертаємося до кроку 2 за умови $\vartheta = \vartheta + 1$, і ітераційна процедура продовжується знову аж до 17-го кроку включно.

19-й крок: Здійснюється порівняння числа кластерів, отриманих на етапі ϑ й етапі $\vartheta - 1$. Якщо на етапі ϑ $N_{\vartheta-1} \geq 2$ і $N_\vartheta < 2$, і, якщо $N_{\vartheta-1} \geq 2$ і $N_\vartheta \geq 2$, і $N_{\vartheta-1} > N_\vartheta$, то процедура завершується і здійснюється розподіл векторів вихідної вибірки по кластерах відповідно до вирішального правила, зазначеного у кроці 12.

У випадку, коли $N_{\vartheta-1} \geq 2$, $N_\vartheta \geq 2$ і $N_{\vartheta-1} \leq N_\vartheta$, переходимо до кроку 2 за умови $\vartheta = \vartheta + 1$.

20-й крок: Здійснюється уточнення центрів кластерів. Як уточнений центр кластера розглядається осереднений вектор по всіх векторах, що входять у даний кластер.

Розроблений метод був застосований для кластеризації векторів (полів) середньомісячної температури і місячних кількостей опадів у січні на території України.

Отримані територіальні кластери по середньомісячній температурі і місячних кількостях опадів для території України мають цілком переконливе фізичне обґрунтування з погляду переваги великомасштабних кліматоутворювальних атмосферних процесів і особливостей підстильної поверхні досліджуваної території [26].

1.1.3. Опис кластерів кліматичних характеристик в Атлантико-Європейському секторі у зимовий період

1.1.3.1. Кластери середньомісячної температури повітря

На основі алгоритму УАІМКА була вирішена задача виділення кластерів середньомісячної температури повітря в зимовий сезон у просторі зазначених даних по території Північноатлантичного регіону та Європейської частини Євразійського континенту.

Результати кластеризації представлені таким чином: у грудні в полі температури виділилося 4 кластери середньомісячної температури повітря. (рис.1.1)

І–ий кластер охоплює в основному прилеглі до континенту акваторії морів Північної Атлантики, а саме: північну і південну частини Норвезького моря, а також Великобританські острови.

ІІ–ий кластер займає, власне кажучи, всю Західну і частину Східної Європи, охоплюючи північну частину Норвезького моря, Балтійський регіон і північне Причорномор'я, у тому числі Придністров’я, південну частину України і прилеглу частину Каспійського регіону.

ІІІ–ій є одним з найбільш масштабних. Він охоплює практично всю Східну Європу і Скандинавію.

ІV–ий поширюється в основному на території Середземномор’я і Південну частину Причорномор’я. Крім того, в нього входить акваторія Біскайської затоки. Виділені кластери досить добре узгоджуються з розвитком атмосферних процесів, зумовлених відомими кліматоутворювальними осциляціями дії атмосфери, які розвиваються під впливом відомих центрів дії атмосфери. Звертає на себе увагу положення І-го, ІV-го і частина ІІ-го кластерів, вони добре збігаються з трасами (траєкторіями) циклонів, що виходять на Європейський континент із

Норвезького і Північного морів при додатній фазі Північно-Атлантичного коливання (ПАК) і через Біскайську затоку при від'ємній фазі ПАК.

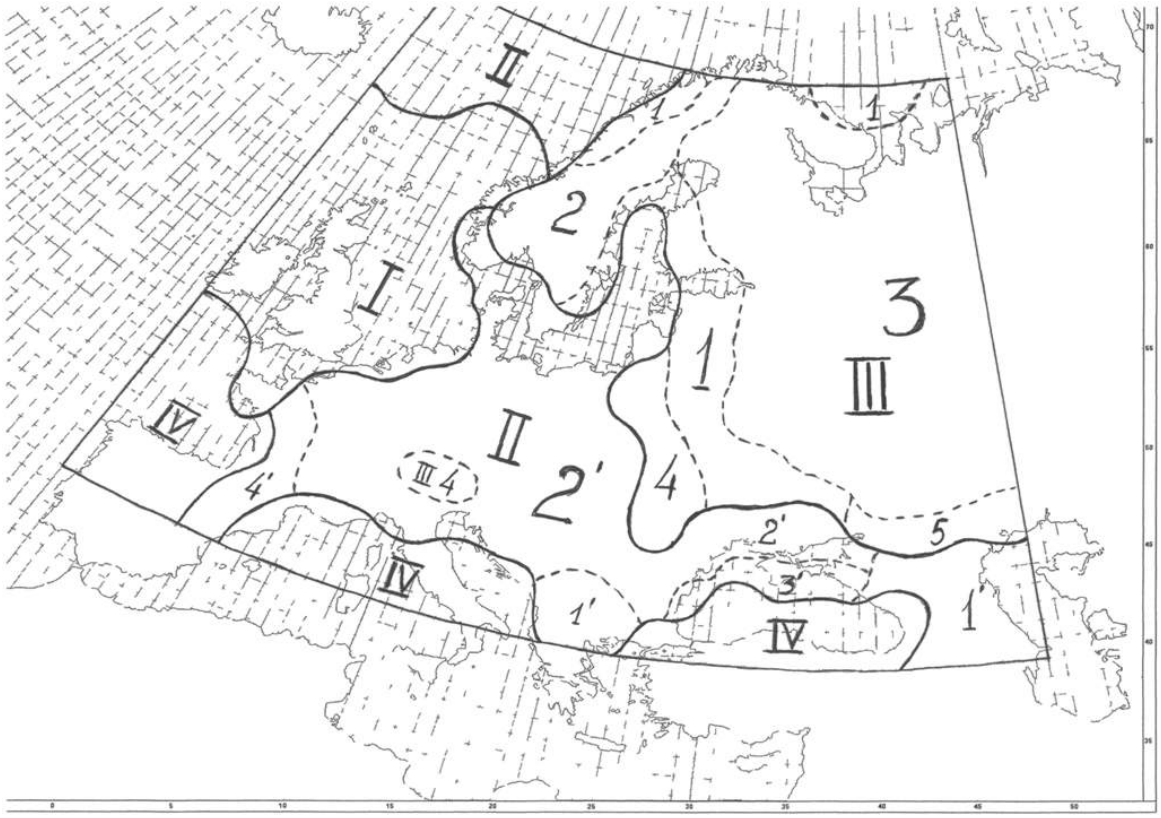


Рис. 1.1. Карта меж кластерів середньомісячного значення температури повітря в грудні

У січні (рис. 1.2), власне кажучи, утворюються 3 кластери. Другий і третій кластери практично збігаються з IV-м і I-м кластерами грудня, зменшуючись за розмірами, зберігається Середземноморсько–Чорноморська зона і виділяється масштабний кластер, що охоплює практично велику частину Європейського континенту, а також Північного і Норвезького морів.

Останнє утворюється, на нашу думку, за рахунок посилення антициклонічного режиму при розвитку відрога Сибірського максимуму і частого вторгнення з півночі холодних арктичних антициклонів у тилу циклонічних серій, що зміщаються на Європейський континент у напрямку II-го і III-го кластерів.

У лютому (рис. 1.3) спостерігаються також 3 кластери. Конфігурація лютневих кластерів подібна до конфігурації кластерів у грудні, однак межа II-го більшою мірою східного кластера поширюється значно на захід. Характеризується тим самим перехід атмосферних процесів від переважного антициклонального режиму в грудні до підсиленого циклонічного режиму в лютому. Крім цього, виділяються два кластери: I-й

кластер, що охоплює Північне і Норвезьке моря, як і в грудні, та III-й кластер, що проходить через Біскайську затоку і Чорне море. Як і в грудні положення цих морських кластерів визначається, як нам здається, перевагою відповідних фаз ПАК: I-й кластер характеризує розвиток циклонічних процесів при переважанні додатньої фази ПАК, а III-й - кластер при переважанні від'ємної фази.

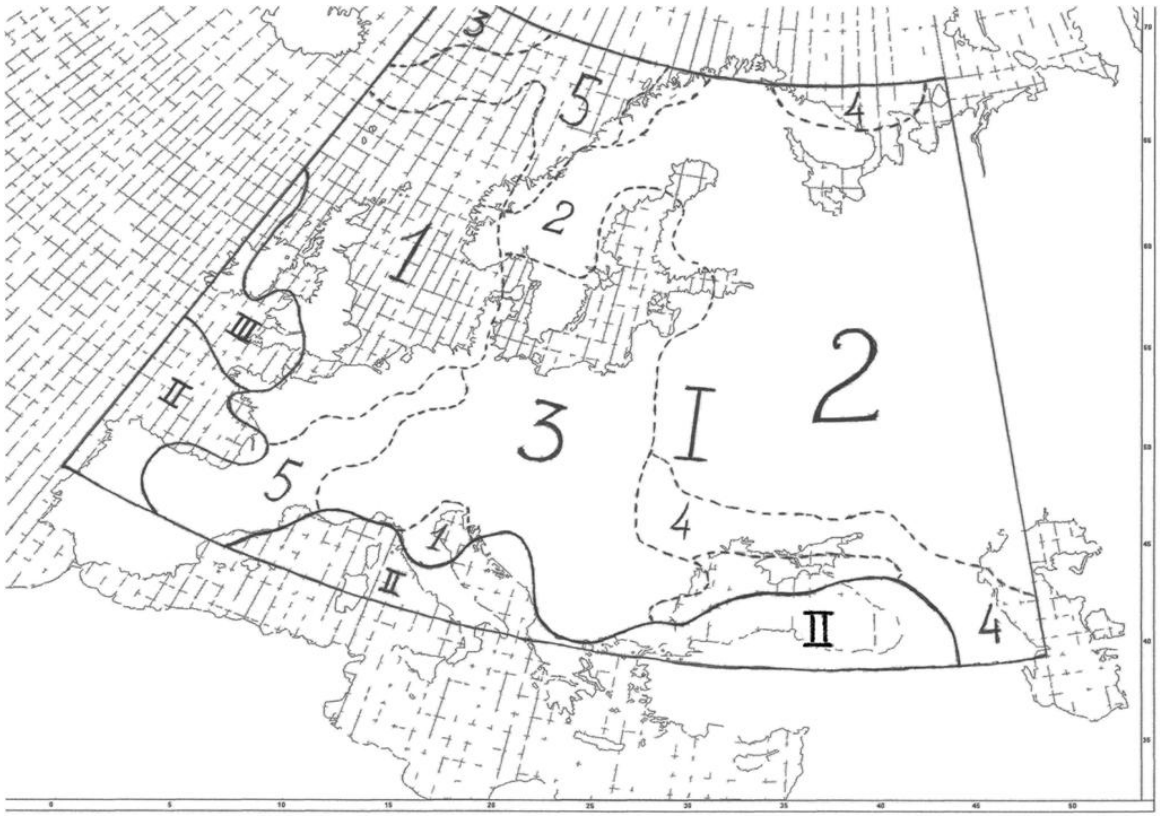


Рис. 1.2. Карта меж кластерів середньомісячного значення температури повітря в січні

Для більш детального розподілу території була проведена вторинна кластеризація в межах найбільшого за займаним простором кластера II у лютому.

Як видно, II-й кластер розбивається на 4 вторинних кластери, один із яких охоплює Центральну Європу (підкластер № 3). Другий вторинний кластер займає Прибалтійський регіон. Він характеризує температурні умови Прибалтійських держав, Білорусі і більшої частини України. Один з них охоплює північно-східну частину території Європи. Очевидно, положення цих вторинних кластерів досить добре узгоджується з циркуляційними процесами, що переважають у лютому і формують визначений температурний режим на зазначених територіях.

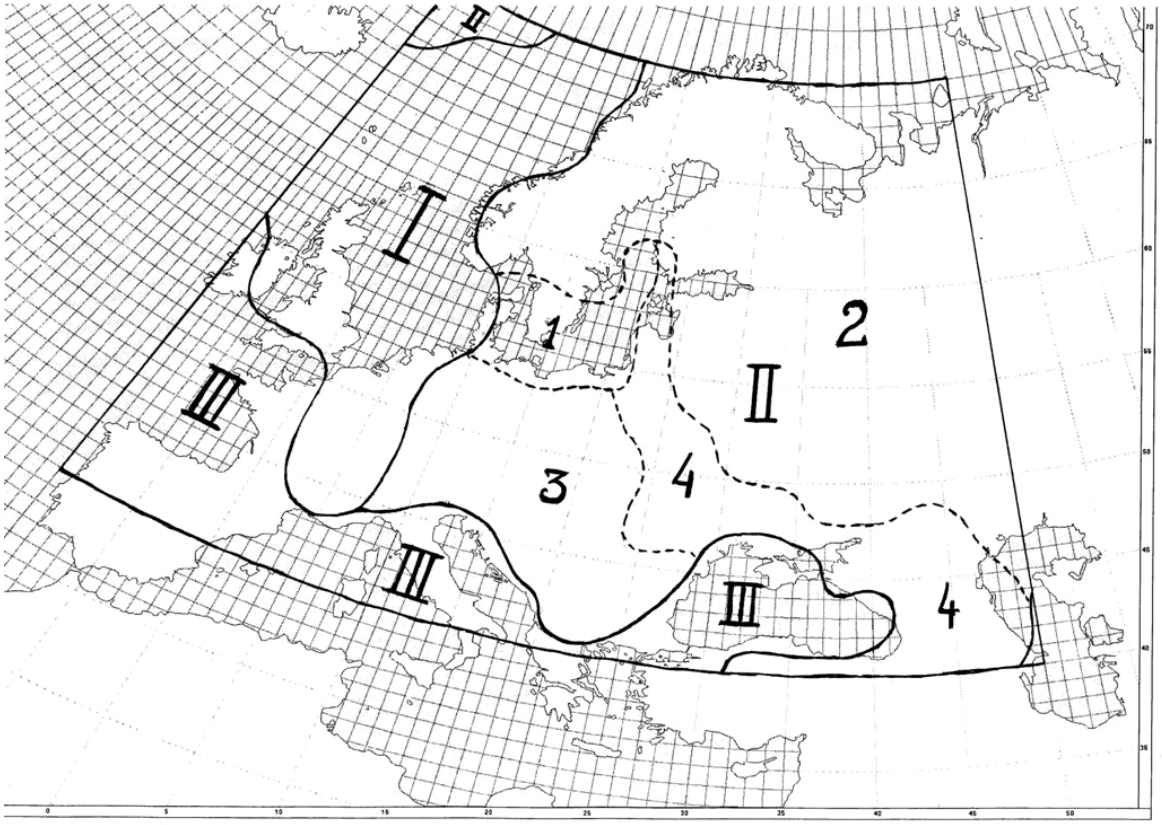


Рис. 1.3. Карта меж кластерів середньомісячного значення температури повітря в лютому

1.1.3.2. Кластери місячної кількості опадів

Як і для середньомісячних температур, для опадів проводилася подвійна кластеризація. Вона полягає в тім, що спочатку здійснюється виділення основних кластерів, а потім у кожному з основних кластерів здійснюється вторинна кластеризація з метою виділення регіонів з більш детальною мірою подібності. Результати такої кластеризації за зимовий сезон наводяться на рис. 1.4-1.6.

У грудні виділено 4 основних кластери. Перший з них поширюється на прибережні стосовно морів Північно-Атлантичного океану регіони Західної Європи. Вихід на сушу Євроазіатського континенту вихрів синоптичного масштабу приводить до зменшення інтенсивності надходження водяної пари із суші, що позначається на зміні структури хмарності й опадів. Ці умови відбиває основний кластер, що займає центральну і північну частини Західної Європи, куди, в основному, виходять циклонічні утворення з північної частини Атлантичного океану, коли Північно-Атлантичне коливання знаходиться переважно в від'ємній фазі. Причиною цього є те, що бароклінність в області фронтальної зони ще не є настільки значною, і циклонічна діяльність не досягає більшого розвитку. При цьому підживлення Азорського антициклону ядрами

високого тиску, що завершують циклонічні серії, не приводить ще до його посилення. Ще один основний кластер – кластер II охоплює велику частину Східної Європи (Прибалтійські країни, Білорусь, практично всю Україну, центральну, північну частини Європейської території Росії). Нарешті, четвертий основний кластер поширюється на південну частину Європейського континенту. Положення цього кластера зумовлено опадами середземноморських циклонів.

У кластері III виділяється два вторинних кластери. Перший з них охоплює моря Західної Європи (північ Біскайської затоки, Ла-Манш, Північне море) і прилеглі до них частини Європейського континенту. Другий вторинний кластер розташовується над Центральною Європою. По особливостях структури поля середньомісячних опадів території Західно-Європейського кластера III й регіонів східного Причорномор'я подібні.

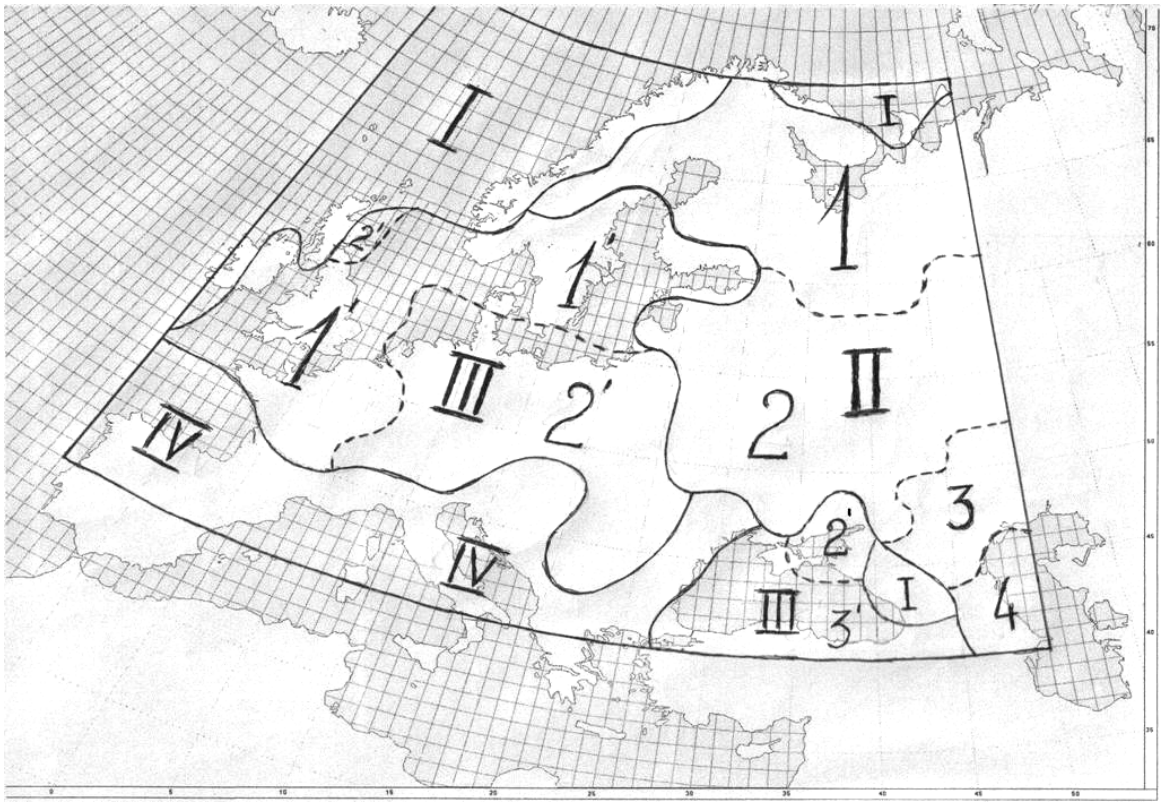


Рис. 1.4. Карта меж кластерів середньомісячної кількості опадів у грудні

Основний кластер II також розділяється на ряд вторинних кластерів. Перший з них охоплює Карелію і велику частину Скандинавії, другий – центральну частину європейської Росії, інші два кластери – південні області з недостатнім зволоженням.

Кластери місячних сум опадів на розглянутій території в січні в значній мірі відрізняються від грудневих кластерів. Як і в грудні, виділяється кластер, що займає Норвезьке море і прилеглі регіони суші (кластер II). Як випливає з рис.1.5, такий же кластер виділяється й у лютому.

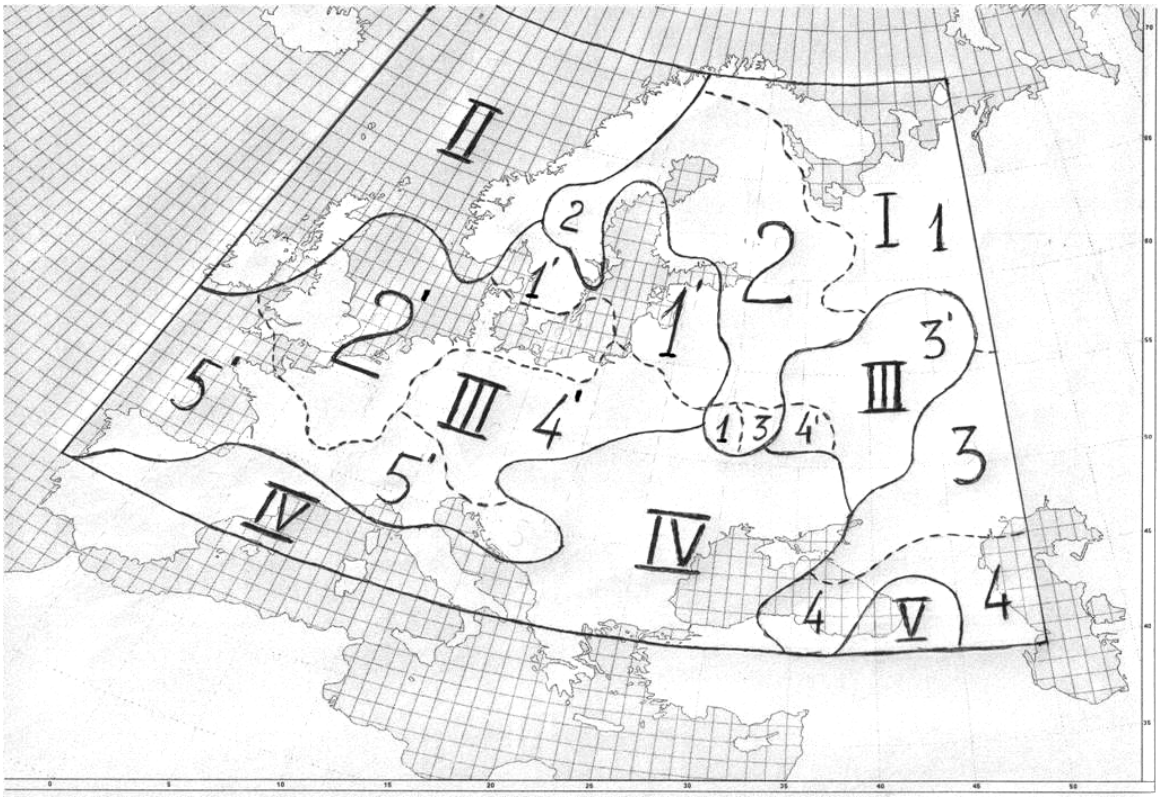


Рис. 1.5. Карта меж кластерів середньомісячної кількості опадів у січні

Другий січневий кластер дуже добре узгоджується з переважними траєкторіями циклонічних вихрів, що проходять через Західну, Центральну, Східну Європу до Уралу. Добре відбивають особливості розвитку атмосферних процесів і наступні два основні кластери – кластери I і IV. Кластер I охоплює Карелію і Скандинавію, куди виходять центри атлантичних циклонів, що заповнюються, (цей процесс добре відбиває вторинний кластер № 2) і куди найбільш часто здійснюється ультраполярне вторгнення холодного повітря з Карського моря (вторинний кластер № 1). Південна половина цього кластера зумовлена, треба думати, впливом Сибірського максимуму.

Звертає увагу структура кластера IV. У ньому крім зони, зумовленої розвитком циклонічної діяльності над Середземним морем, добре виділяється частина цього кластера, опади якої визначаються виходом з

південного-заходу на південно-східні регіони Європи південно-західних циклонів.

Основний кластер III, який охоплює велику частину розглянутого регіону, також підрозділяється на ряд вторинних кластерів, що відбивають особливості розвитку синоптичних процесів, з одного боку, і підстильної поверхні, з іншого.

У лютому місяці в полі місячних кількостей опадів у розглядуваному регіоні також виділяються чотири основних кластери. Найбільший простір займає кластер II (рис. 1.6), сформований, треба думати, зменшенням повторюваності циклонів, що виходять на територію Європейського континенту, з одного боку, і зменшенням активності Сибірського максимуму, з іншого. Цими процесами можна пояснити і зміну структури інших кластерів: західноєвропейського і середземноморського.

У кластері II виділяється 4 вторинних кластери, розташування яких піддається переконливій фізичній інтерпретації шляхом аналізу, як особливостей атмосферних процесів, так і особливості підстильної поверхні.

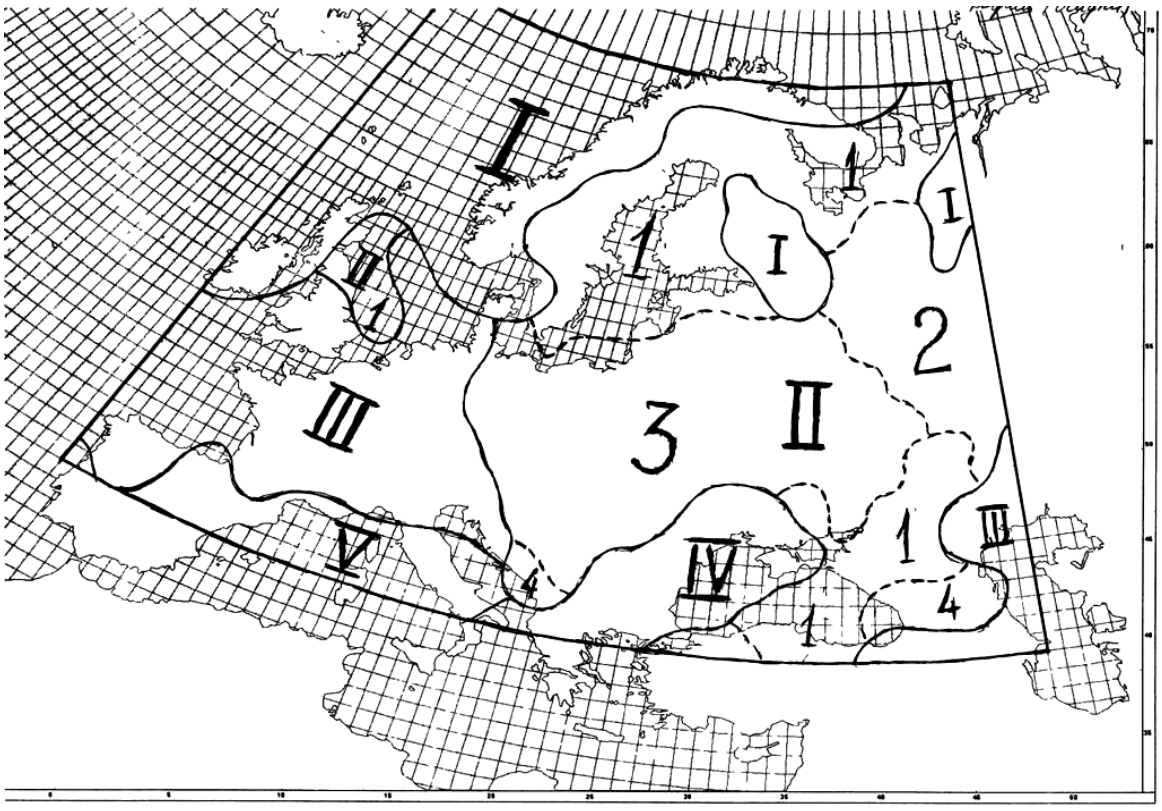


Рис. 1.6. Карта меж кластерів середньомісячної кількості опадів у лютому

Слід зазначити досить добре узгодження з погляду особливостей розвитку атмосферних процесів положень основних кластерів місячних кількостей опадів і середньомісячної температури у грудні і у лютому, коли атмосферні процеси над розглянутим регіоном відрізняються більшою стійкістю в межах великого часового масштабу, чим у січні.

Методика дослідження, саме кластерний аналіз, що застосовувався для проведення чисельних експериментів кластеризації полів середньомісячної температури і місячних сум опадів, дав досить умотивовані і наочні результати.

1.2. ПОБУДОВА МАТЕМАТИЧНОЇ МОДЕЛІ ВЗАЄМОЗВ'ЯЗКУ МІЖ КЛІМАТИЧНИМИ ХАРАКТЕРИСТИКАМИ ТА ФАКТОРАМИ, ЩО ВПЛИВАЮТЬ НА НИХ

1.2.1. Обґрунтування факторів, що впливають на формування регіонального клімату України

Стан регіонального клімату характеризується, насамперед, особливостями атмосферних процесів, які переважають у розглянутому регіоні. Таке твердження випливає з визначення клімату за М.І. Будиком: «Климат данной местности можно определить как характерный для неё многолетний режим погоды, обусловленный солнечной радиацией, её преобразованиями в деятельном слое земной поверхности и связанной с ними циркуляцией атмосферы и океанов» [12]. Останні механізми формування клімату тісно пов'язані між собою шляхом обміну кількістю руху, теплом і вологою.

Добре відомо, що турбулентні потоки імпульсу Q_u, прихованого тепла Q_n і явного тепла Q_T визначаються співвідношеннями:

$$Q_u = \rho \overline{w' u'}; \tag{1.3}$$

$$Q_n = L\rho \overline{w' s'}; \tag{1.4}$$

$$Q_T = c_p \rho \overline{w' T'}, \tag{1.5}$$

де ρ – густина повітря; w', u' – пульсації вертикальної й горизонтальної компонент швидкості вітру; s' – пульсація масової частки водяної пари; T' – пульсація температури повітря; L – питоме тепло випаровування; c_p – питома теплоємність повітря при постійному тиску.

Оскільки пульсації зазначених метеорологічних величин не вимірюються, співвідношення (1.3) – (1.5) не дозволяють одержати достатні значення зазначених потоків.

З цією метою використовуються відповідні напівемпіричні співвідношення [15]:

$$\mathrm{Q_u} = c_u \rho u^2; \tag{1.6}$$

$$Q_n = c_n L \rho \frac{0.622}{p}[E_0 - e_z]u; \tag{1.7}$$

$$Q_T = c_T c_p \rho (T_в - T)\mathrm{u}, \tag{1.8}$$

у яких $T_в$ – температура поверхневого шару води; E_0 – парціальний насичувальний тиск пари при $T_в$ температурі ; e_z – парціальний тиск пари; u – швидкість вітру біля поверхні води; p – атмосферний тиск; c_u , $\mathrm{c_n}$, $\mathrm{c_т}$ – коефіцієнти обміну імпульсом, вологою й теплом.

При практичній реалізації цих формул ухвалюється гіпотеза про рівність коефіцієнтів обміну, хоча, як показали дослідження [15], вони різняться, однак, ці відмінності несуттєві.

Характеристики обміну, розраховані за формулами (1.6)–(1.8.), осереднюють за часом. Часовий масштаб осереднення залежить від цілей дослідження. Якщо необхідно одержати достовірні режимні характеристики тепло- і вологообміну, описати на кількісному рівні їх річний хід і міжрічні відмінності, то слід розглядати зазначені параметри атмосфери й океану з місячним осередненням. При дослідженнях просторових відмінностей великомасштабних потоків тепла краще аналізувати дані, що визначають сезонний хід і міжрічну мінливість. Це дає можливість виділити ту частину потоків, які зумовлені великомасштабними процесами. Співвідношення сезонної й кліматичної компонент потоків тепла різне в різних широтах. У високих і низьких широтах кліматична складова в 2-5 раз перевищує сезонну. В середніх широтах вони мають однакове значення. Оскільки в цих широтах тепловіддача найбільша, урахування теплообміну, пов'язаного із сезонним ходом, має велике значення [14, 15].

Енергетична взаємодія між океаном і атмосферою на масштабах, порівнянних із сезонним ходом, має важливу особливість. Вона полягає в тому, що мають місце амплітудно-фазові відмінності характеристик тепла атмосфери й океану. Дослідження показали, що спостерігається випередження в річному ході термічних і вологісних характеристик океану термічними й вологісними характеристиками атмосфери. Запізнювання за

фазою температури води щодо температури повітря становить у середньому по Світовому океану 25–30 діб [14, 15].

Випередження за фазою термічними й вологісними характеристиками атмосфери аналогічних параметрів поверхні океанів повинне приводить до сезонних потоків, що мають напрямок від атмосфери до океану. Однак, оскільки $T_в > T$ й $E_0 > e_z$, цей потік, як вказується в роботі [15], є, по суті, "потоком холоду" з атмосфери до океану. Йому відповідає потік тепла у зворотному напрямку. Термін "потік холоду" характеризує фізику процесу сезонного теплообміну, де активну роль відіграє атмосфера.

Обмін теплом й імпульсом між атмосферою і океаном великою мірою визначає ступінь пристосування циркуляції повітряних мас до характеристик океанічної поверхні. В роботі [15], у якості міри пристосування розглядається взаємне розташування вектора вітру над водною поверхнею, який відбиває напрямок переносу й генезис повітряних мас, і вектора швидкості великомасштабних океанічних течій, які визначають градієнти температури вод поверхні океану та положення основних гідрологічних фронтів. Воно характеризується векторним добутком

$$G = [\vec{V}_а \times \vec{V}_в], \tag{1.9}$$

де $\vec{V}_а$ і $\vec{V}_в$ – вектори швидкості вітру й течії.

Коли вектор приводного вітру колініарний з напрямком течії, характеристики повітря швидко пристосовуються до властивостей поверхні води, і навіть при значних швидкостях вітру не створюється умов для появи аномально високих значень потоків тепла.

Навпаки, якщо повітряна маса переміщається перпендикулярно до фронту, у безпосередній близькості від нього утворюються великі вертикальні градієнти метеорологічних величин у приводному шарі. Вони спричиняють виникнення екстремальних значень енергообміну. Дослідження показують [14, 15], що максимальні значення потоків тепла й вологи спостерігаються в районах розташування Гольфстріму й Північноатлантичної течії. Таким чином, при описі кліматичних потоків на межі між океаном і атмосферою найбільш важливою характеристикою є великомасштабні температурно-вологісні контрасти в приводному шарі, які утворюються в процесі взаємодії зональної атмосферної циркуляції з полями великомасштабних градієнтів фізичних величин поблизу поверхні океану.

Переважні циркуляційні процеси, що визначають умови формування регіонального клімату України в цілому й окремих її територій, формуються над Північною Атлантикою і прилеглими до неї територіями і, отже, залежать від характеру процесів взаємодії атмосфери з поверхнею

океану й прибережних морських акваторій. Розглянуті вище особливості процесів взаємодії в системі океан – атмосфера дають підстави для вибору у якості кліматоутворювальних факторів, такі характеристики цих складових системи, як $T_в$ – температура поверхні вод у різних районах Північної Атлантики, T – температура приводного повітря, різниця температур вода-повітря ΔT, швидкість вітру u.

У теперішній час велика увага в роботах, пов'язаних з дослідженнями змін і коливань клімату, приділяється коливальним механізмам термобаричних взаємодій у системі океан-атмосфера, які називаються Північноатлантичним коливанням (ПАК) [11, 29, 33, 38, 41, 42]. Воно являє собою періодично мінливі за величиною аномалії тиску в атмосфері Північної Атлантики й характеризується різницею тиску в Азорському максимумі та в Ісландській депресії. З аномаліями різниці тиску, що приводять до зміни меридіонального горизонтального градієнта тиску, пов'язані зонально-орієнтовані контрасти зимових температур між Гренландією і Європейським континентом, виникнення додатних аномалій тепла над Європою з інтенсивними опадами. Як показують дослідження, ПАК має двох-, шести- і квазідесятирічну періодичність [53]. З останньою пов'язують десятирічну періодичність у коливаннях клімату на Європейському континенті [40, 51]. Розглядаються дві фази ПАК - "додатна" і "від'ємна". При "додатній" фазі більшими є меридіональні градієнти тиску взимку над Північною Атлантикою, тому що Ісландська депресія значно заглиблюється, а Азорський антициклон підсилюється. При "від'ємній" фазі вони послабляються, а центр Азорського антициклону переміщається на схід до берегів Північної Африки. Ці процеси визначають характер бароклінності, положення й інтенсивність західно-східного переносу в середній тропосфері, а отже, й траєкторії циклонічних вихрів та їх інтенсивність.

Приклад яскраво вираженої "додатної" фази ПАК наводиться в роботі [15]. У січні 1984 р. тиск у центрі Азорського максимуму був вище на 12-15 гПа, а в центрі Ісландського мінімуму – нижче на 6-10 гПа в порівнянні із середнім багаторічним. Різниця тиску в центрах склала 45-47 гПа, що на 20 гПа вище середньої багаторічної. Крім того, центр Азорського антициклону змістився на північ, що характерно для "додатної" фази, на 5-7° широти. У зв'язку із цим, меридіональний градієнт тиску в січні – лютому 1984 р. досяг 1,6-1,9 гПа/°широти при кліматичнім значенні 0,8-0,9 гПа/°широти. Це привело до значного посилення зонального переносу, збільшення повторюваності циклонічних ситуацій до 68 %. (Повторюваність антициклональних ситуацій склала 32%). Аналогічна ситуація мала місце й у грудні 1983 р.

Умови теплообміну між атмосферою й океаном при розглянутих процесах представлено в табл. 1.1 [15].

Таблиця 1.1. Статистичні характеристики параметрів взаємодії океану й атмосфери при спостережуваному типі циркуляції зимою 1983–84 рр. [51]

Параметр	Атмосферна ситуація			
	циклонічна		антициклонічна	
	$\bar{X}$	σ_x	$\bar{X}$	σ_x
$(T_в - T)$, °С	0,6	1,1	9,1	2,7
$(E_0 - e_z)$, гПа	2,3	2,1	11,8	1,9
u, м/с	13,4	5,7	6,3	2,1
Q_T, Вт/м^2	21	29	134	36
Q_n, Вт/м^2	64	42	258	61

З табл. 1.1 випливає, що вертикальний температурний $(T_в - T)$ і вологісний $(E_0 - e_z)$ градієнти в приводному шарі при антициклональному режимі в 5–10 раз більші, ніж при циклонічному, а швидкість вітру в 2 рази менша. В результаті цього, потоки явного й прихованого тепла збільшуються при антициклонічній циркуляції в 4–7 раз. Якщо врахувати повторюваність цих типів циркуляції, то антициклонічні умови привели до передачі в атмосферу 70 % явного й 55 % прихованого тепла й до 60 % сумарної тепловіддачі [15]. Отже можна дійти висновку, що в період розвитку "додатної" фази ПАК повітря в циклонічних вихрах перебуває в стані максимального насичення водяною парою. Це приводить до того, що зима на Європейській території країн СНД стає м'якою з великою кількістю опадів.

Процеси меридіонального переносу й обміну повітрям між океаном і континентами пов'язані з безперервним перетворенням енергії в атмосфері. Характер цих перетворень в Атлантико-Європейському секторі різний при різних фазах ПАК. У роботі [29] розглядаються інтегральні запаси кінетичної й доступної лабільної енергії для поза тропічних широт Північної півкулі, а також середньоширотні їх величини для 2° широтних кіл північніше 30° півн. ш. Ці дані порівнювались з характеристиками ПАК при його різних фазах [38, 41, 42, 54]. Основний максимум кінетичної енергії відзначається взимку близько 30° півн. ш., у той час як найбільші значення доступної лабільної енергії – близько 50° півн. ш. У деякі зими має місце вторинний максимум цієї енергії поблизу 60°півн.ш. Наявність або відсутність його залежить від фази ПАК. Спільний аналіз інтегральних вихрових енергій та індексів ПАК показує, що вплив на перетворення енергії в атмосфері не є завжди повною мірою визначним.

Розглянуті особливості фаз ПАК і їх вплив на процеси формування кліматичного режиму над Європейським континентом дають підставу включити характеристики ПАК до числа кліматоутворювальних факторів,

які використовуються в моделі. Такими характеристиками є: довгота й широта центру Ісландського мінімуму, відповідно λ_L й φ_L, Азорського максимуму, відповідно λ_H і φ_H, різниця тиску в їхніх центрах ΔP, а також загальноприйнятий індекс ПАК – δp_A. Останній представляє собою аномалії різниці тиску, нормовані на середньоквадратичне відхилення в пунктах Понта Делгада й Рейк'явік.

Циркуляційні процеси в атмосфері різних регіонів Північної півкулі пов'язані між собою. Визначальні їхні умови тепло- й вологообміну в Північній Атлантиці є важливим чинником формування кліматичного режиму Європи. Однак вплив Атлантики поширюється, як відомо, й на більшу частину Євроазіатського континенту. З іншого боку, на розвиток циркуляційних процесів над Північною Атлантикою, особливо в холодний період, впливають погода й кліматоутворювальні умови, що утворюються на Північноамериканському континенті. Вони, у свою чергу, як показано в роботі [29], залежать від фаз Північно-Тихоокеанського коливання (ПТК). У зв'язку із цим, зазначений вище склад факторів, що впливають на кліматичні характеристики, доповнюється індексом ПТК – δp_T.

Слід відзначити, що ПАК і ПТК не є єдиними коливальними механізмами термобаричних взаємодій у системі океан-атмосфера. В роботі [52] наводиться характеристика Арктичної осциляції, яка являє собою періодичне посилення й ослаблення Арктичного максимуму атмосферного тиску. Ослаблення його сполучене з посиленням циклонічної діяльності над Арктичним басейном, підвищенням температури повітря, збільшенням опадів. У теплий період відбувається розширення зони відкритої води, а отже, збільшується акумуляція тепла. Це, у свою чергу, спричиняє зменшення об'ємів льоду, який утворюється взимку. Зростає водообмін і льодообмін через протоку Фрама, що призводить до посилення опріснення в Північно-Європейському басейні та надходження атлантичних вод в Арктичний басейн.

У роботі [48] наводяться характеристики ще одного коливального механізму термобаричних взаємодій. Мова йде про так звану Північноморську – Каспійську телеконекцію (North Sea-Caspian Pattern), яка впливає на розвиток атмосферних процесів у Центральній і Східній Європі, а також на Близькому й Середньому Сході.

Особою коливальною структурою в системі океан-атмосфера є валкерівська циркуляція, яка безпосередньо пов'язана з Ель-Ніньо – Південне коливання (ЕНПК). Валкерівська комірка являє собою зональну циркуляцію в екваторіальній області під впливом температурного градієнта океану. Повітряні маси північно-східного пасату над Тихим океаном переміщаються з більш холодних східних акваторій океану в західному напрямку, де вони прогріваються, збагачуються вологою, піднімаються вверх в області екваторіальної балки й переносяться в

протилежному напрямку. Циркуляція Валкера безпосередньо пов'язана з так званим Південним коливанням (ПК). Інтегральною кількісною характеристикою ПК (індексом ПК) є перепад тиску між Таїті та п. Дарвін. У роботі [43] ПК розглядається як атмосферні флуктуації, пов'язані зі зміною додатних і від'ємних аномалій температури поверхневих вод в екваторіальній частині Тихого океану. Додатні аномалії проявляються нерегулярно, утримуються впродовж 12–18 місяців і досягають значних величин. Наприклад, в 1982 р. в океані під впливом атмосферних дій в екваторіальній зоні сформувалася тепла температурна аномалія, яка переносилася до східної периферії Тихого океану на рівні термокліну й досягла поверхневих шарів у листопаді-грудні 1982 р. Біля берегів Чилі аномалія температури становила 4 °С [13, 48].

Додатні аномалії температури в східній приекваторіальній частині Тихого океану, названі Ель-Ніньо (ЕН), пов'язані з певними атмосферними явищами [14, 15]. По-перше, формується аномальний атмосферний тиск над Австралійсько-Індонезійським регіоном, поєднаний з ослабленням субтропічного максимуму в південно-східній зоні Тихого океану. Така структура поля тиску відноситься до від'ємної фази ПК.

По-друге, відбувається ослаблення або зміна напрямку східних вітрів в екваторіальній частині Тихого океану, яке спричиняє збій у середньокліматичній зональній чарунці циркуляції. По-третє, відбувається різке збільшення опадів в екваторіальних районах на схід від 160° сх.д. По-четверте, проявляються глобальні наслідки у позатропічних широтах, які характеризуються поглибленням і зсувом на південь Алеутського мінімуму в зимовий сезон у Північній півкулі. Слід підкреслити, що в цей сезон алеутська депресія відіграє велику роль у розвитку ПТК.

Як показує Вирткі [56] і ряд інших дослідників [46, 49, 50], Ель-Ніньо тісно пов'язане з Південним коливанням.

Великий інтерес представляють часові інтервали Ель-Ніньо – Південного коливання. Як випливає з [35], відзначається висока когерентність між уздовж екваторіальним градієнтом тиску й різницею тиску на лінії Таїті-Дарвін з періодом 40-60 місяців при зсуві фаз між о. Пасхи й Дарвіном у 8 місяців. Інші дослідники наводять дані про різні періодичності ЕНПК. Однак усі вони укладаються в інтервал від 2 до 8 років.

У роботах [46, 49, 50] наводяться дані про глобальні відгуки на ЕНПК, а саме про його вплив на атмосферні процеси в Індійському океані й Атлантиці. Процеси, пов'язані із взаємодією в системі ЕНПК, і вплив цих процесів на глобальну атмосферну циркуляцію покладені в основу ідейної частини проекту короткоперіодичних коливань клімату "Tropical Ocean and Global Atmosphere (TOGA)" [15]. Таким чином, природною є спроба включити в число кліматоутворювальних факторів у розглянутій математичній моделі індекс ЕНПК – $\Delta p_{\text{åí}}$.

Індекси ПАК, ПТК, ЕНПК являють собою статистичні ряди цих характеристик з визначеною дискретністю. Аналогічний вигляд мають ряди довготи λ й широти φ Азорського та Ісландського центрів дії атмосфери. Значно складніше питання щодо значення параметрів, які визначають тепло- і вологообмін між поверхнею океану й атмосферою в акваторії Північної Атлантики: температура води $T_в$, температура приводного повітря T, різниця температур повітря-вода $\Delta T = T - T_в$ й швидкість вітру u, оскільки ці характеристики змінюються не тільки за часом, але й у просторі. Розглянуті вище процеси тепло- і вологообміну свідчать про те, що необхідно мати відомості про режим цих характеристик у різних регіонах Північної Атлантики, які включають у тому числі Ньюфаундлендську й Північноатлантичну енергоактивні зони океанів [1, 7, 8, 17, 18, 25, 33, 55], зони розташування осей Північноатлантичної теплої течії, Східно-Гренландської та Лабрадорської холодних течій і, отже, океанських фронтів.

Як відомо, у найбільш яскравій формі кліматичні зміни й коливання проявляються в зимові місяці. Тому модель будувалася стосовно до зимових місяців. Не тривіальним є питання про те, з яким випередженням за часом для характеристик клімату України потрібно брати фактори, що впливають на них, для розрахунків параметрів моделі (1.10). Як випливає з роботи [10], відгуки процесів, що розвиваються над акваторією Північної Атлантики, на кліматоутворювальні фактори над Євроазіатським континентом проявляються в середньому для території Росії через 4 місяці. О.Р. Андріановою [2] були проведені дослідження зв'язку теплових аномалій у Північній Атлантиці та їх прояв безпосередньо на території України. Розглядалися теплові аномалії на поверхні вод в енергоактивних зонах Гольфстріму й Ньюфаундленду. З метою визначення ступеня узгодження їх з температурним режимом в Україні був проведений взаємний спектральний аналіз у зимовий період рядів температури поверхневих вод у зазначених акваторіях океану й температури повітря по трьох пунктах України: Одесі, Києву й Харкову. Установлено, що поява аномалій у районах Гольфстріму й Ньюфаундленду відбивається в районах України через 1-3 місяці. Було показано, що найбільш значні аномалії температури води мають місце в холодну пору року – грудень-січень. Ці результати досліджень стали основою для формування сукупностей кліматоутворювальних факторів у математичній моделі саме за грудень, а масиви відгуків кліматичних характеристик на території України – за лютий. Для порівняння були розглянуті й взаємодії з місячним попередженням, тобто процеси в акваторії Атлантики в грудні та їх відгуки в Україні в січні.

Як зазначено в роботах [30, 31], на фактори, що впливають на кліматичні характеристики, і відгуки при побудові моделі накладається ряд

умов. Тому перед проведенням розрахунків параметрів рівнянь моделі за наведеним вище алгоритмом, необхідно провести деякі процедури перетворення вихідних кліматоутворювальних факторів, щоб вони задовольняли поставлені вимоги.

1.2.2. Багатовимірна нелінійна регресійна модель і характеристика вихідних даних

В основу подальшого дослідження зв'язку між кліматоутворювальними факторами Північноатлантичного регіону й відгуками кліматичних характеристик на території України була покладена статистична модель [31]. Вона являє собою систему регресійних рівнянь третього степеня з оберненими зв'язками. У нашому дослідженні така система включала 4 рівняння для таких відгуків $\hat{y}_l$: середньомісячної кількості загальної хмарності, місячної кількості опадів, середньомісячної температури повітря та середньомісячної масової частки водяної пари. Перш ніж вести мову про фізичні особливості структурування моделі, видається необхідним коротко акцентувати увагу на математичних аспектах.

Система рівнянь регресії представлена рівнянням (1.10)

$$\hat{y}_l = a_0^{(l)} + \sum_{i=1}^{m} a_i^{(l)} x_i + \sum_{\substack{i,j=1 \\ (i\le j)}}^{m} a_{ij}^{(l)} x_i x_j + \sum_{\substack{i,j,s=1 \\ (i\le j\le s)}}^{m} a_{ijs}^{(l)} x_i x_j x_s + \sum_{\substack{v=1 \\ (v\ne l)}}^{k} \alpha_v^{(l)} y_v, \quad (1.10)$$

$$\left(l = \overline{1,k}\right).$$

У системі рівнянь на фактори, що впливають на кліматичні характеристики – x_i, накладається умова центрування та некорельованості. Крім того, постулюється, що ці фактори підкоряються багатовимірному нормальному розподілу.

В основу оцінки коефіцієнтів моделі було покладено метод імовірнісної апроксимації. Він полягає в тому, що параметри моделі розраховуються за умови нульового математичного очікування помилки апроксимації й мінімуму її дисперсії [31].

Задоволення зазначених умов, а також умов, накладених на кліматоутворювальні фактори, приводить до системи твірних функцій (1.11) – (1.15), які доставляють вирази для коефіцієнтів регресійної моделі (1.16) – (1.23):

$$z_0^{(l)} = a_0^{(l)} + \sum_{\substack{i,j=1 \\ (i \le j)}}^{m} a_{ij}^{(l)} M[x_i x_j] = 0, \tag{1.11}$$

$$z_p^{(l)} = \sum_{i=1}^{m} a_i^{(l)} M[x_i x_p] + \sum_{\substack{i,j,t=1 \\ (i \le j \le t)}}^{m} a_{ijt}^{(l)} M[x_i x_j x_t x_p] + \sum_{\substack{v=1 \\ (v \ne l)}}^{k} \alpha_v^{(l)} M[y_v x_p], \tag{1.12}$$

$$\left(p = \overline{1,m}\right),$$

$$z_{ps}^{(l)} = a_0^{(l)} M[x_p x_s] + \sum_{\substack{i,j=1 \\ (i \le j)}}^{m} a_{ij}^{(l)} M[x_p x_s x_i x_j] + \sum_{\substack{v=1 \\ (v \ne l)}}^{k} \alpha_v^{(l)} M[y_v x_p x_s], \tag{1.13}$$

$$\left(p \le s = \overline{1,m}\right),$$

$$\begin{aligned} z_{psr}^{(l)} &= \sum_{i=1}^{m} a_i^{(l)} M[x_i x_p x_s x_r] + \sum_{\substack{i,j,t=1 \\ (i \le j \le t)}}^{m} a_{ijt}^{(l)} M[x_i x_j x_t x_p x_s x_r] + \\ &+ \sum_{\substack{v=1 \\ (v \ne l)}}^{k} \alpha_v^{(l)} M[y_v x_p x_s x_r], \ \left(p \le s \le r = \overline{1,m}\right), \end{aligned} \tag{1.14}$$

$$\begin{aligned} r_{l\mu} &= \sum_{i=1}^{m} a_i^{(l)} M[y_\mu x_i] + \sum_{\substack{i,j=1 \\ (i \le j)}}^{m} a_{ij}^{(l)} M[y_\mu x_i x_j] + \sum_{\substack{i,j,t=1 \\ (i \le j \le t)}}^{m} a_{ijt}^{(l)} M[y_\mu x_i x_j x_t] + \\ &+ \sum_{\substack{v=1 \\ (v \ne l)}}^{k} \alpha_v^{(l)} M[y_v y_\mu], \quad \left(\mu = \overline{1,k}; \mu \ne l\right). \end{aligned} \tag{1.15}$$

У рівності (1.11) – (1.15) M означає операцію математичного очікування.

Система твірних функцій приводить до системи рівнянь для знаходження коефіцієнтів системи (1.10):

$$a_0^{(l)} = -\sum_{p=1}^{m} a_{pp}^{(l)}, \ \left(l = \overline{1,k}\right), \tag{1.16}$$

$$a_{pp}^{(l)} = \frac{z_{pp}^{(l)}}{2} - \sum_{\substack{v=1 \\ (v \neq l)}}^{k} a_v^{(l)} \frac{z_{pp}^{(v)}}{2}\ , \quad \left(p = \overline{1,m}\right)\ , \tag{1.17}$$

$$a_{ps}^{(l)} = z_{ps}^{(l)} - \sum_{\substack{v=1 \\ (v \neq l)}}^{k} \alpha_v^{(l)} z_{ps}^{(v)}, \quad \left(p < s = \overline{1,m}\right), \tag{1.18}$$

$$a_{p}^{(l)} = z_{p}^{(l)} - 3a_{ppp}^{(l)} - \sum_{j=1}^{p-1} a_{jjp}^{(l)} - \sum_{j=p+1}^{m} a_{pjj}^{(l)} - \sum_{\substack{v=1 \\ (v \neq l)}}^{k} \alpha_v^{(l)} z_{p}^{(v)}, \quad \left(p = \overline{1,m}\right), \tag{1.19}$$

$$a_{ppp}^{(l)} = \frac{1}{6}[z_{ppp}^{(l)} - 3z_{p}^{(l)} - \sum_{\substack{v=1 \\ (v \neq l)}}^{k} \alpha_v^{(l)} (z_{ppp}^{(v)} - 3z_{p}^{(v)})], \quad \left(p = \overline{1,m}\right), \tag{1.20}$$

$$a_{pss}^{(l)} = \frac{1}{2}[z_{pss}^{(l)} - z_{p}^{(l)} - \sum_{\substack{v=1 \\ (v \neq l)}}^{k} \alpha_v^{(l)} (z_{pss}^{(v)} - z_{p}^{(v)})], \quad \left(p < s = \overline{1,m}\right), \tag{1.21}$$

$$a_{pps}^{(l)} = \frac{1}{2}[z_{pps}^{(l)} - z_{s}^{(l)} - \sum_{\substack{v=1 \\ (v \neq l)}}^{k} \alpha_v^{(l)} (z_{pps}^{(v)} - z_{s}^{(v)})], \quad \left(p < s = \overline{1,m}\right), \tag{1.22}$$

$$a_{psr}^{(l)} = z_{psr}^{(l)} - \sum_{\substack{v=1 \\ (v \neq l)}}^{k} \alpha_v^{(l)} z_{psr}^{(v)}\ , \quad \left(p < s < r = \overline{1,m}\right). \tag{1.23}$$

Виходячи з розглянутих вище процесів взаємодії атмосфери й океану, у якості факторів, що впливають, відбиралися спостереження на мережі 9-ти кораблів погоди, які функціонували в Північній Атлантиці з 1953 по 1974 роки (табл.1.2).

Таблиця 1.2 – Координати розташування кораблів погоди

Координата	Номер корабля погоди								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
λ, ° з. Д.	33	51	35	41	48	19	20	16	2° с.д.
φ, ° півн. ш.	62	56	53	44	35	59	52	45	66

З даних спостережень вибиралися середньомісячні значення температури поверхні океану T_w, температури повітря T, швидкості вітру u й різниці температури повітря ΔT [27]. Ряди цих величин були подовжені шляхом залучення відповідних даних ре-аналізу по 2002 р. [44, 45] для вузлів сітки, у яких розташовувалися кораблі. Обґрунтованість подовження цих рядів доведена шляхом перевірки статистичної гіпотези про їхню однорідність за допомогою критерію Вилкоксона.

Значення температури повітря та поверхневих вод, швидкості вітру в різних частинах акваторії Північної Атлантики формуються під впливом циркуляційних процесів в атмосфері й океані. Коливання швидкості цих течій, температура поверхневих вод великою мірою залежать від інтенсивності та місця розташування основних центрів дії – Азорського максимуму і Ісландського мінімуму. Як вказувалося вище, ці центри дії постійно мігрують, змінюється й їх інтенсивність. Це приводить до зміни бароклінності, а отже, інтенсивності циклонічної діяльності і траєкторії переміщення циклонів. Певною мірою ці процеси відбиває ПАК (Північноатлантичне Коливання), якому в останні роки присвячується ряд досліджень [20, 37, 53].

У ряді робіт [5, 13, 20, 21, 22] встановлено, що процеси, які розвиваються в Північній Атлантиці, пов’язані з явищем ЕНПК (Ель-Ніньо – Південне коливання). Відомі правдоподібні гіпотези про ці взаємовпливи [22]. Тому ми включили в число факторів, що впливають на кліматичні характеристики, відомий чисельний показник ЕНПК, так само як і чисельний показник ПАК. Останній, як відомо, характеризує різницю тиску між Рейк’явіком і Понта Дельгада. Однак у зв’язку з міграцією центрів дії в Північній Атлантиці цей показник не завжди відбиває ступінь бароклінності в атмосфері. Тому ми обрали ще в якості кліматоутворювальних факторів географічні координати центрів дії (ЦД) і різницю тиску між ними. Характеристики міграції ЦД значні. Наприклад, центр Азорського максимуму в розглянутий період переміщався в грудні по довготі від 75° зах. д. до 4° зах. д., а по широті від 12° до 44° півн. ш., а центр Ісландського мінімуму - від 52° зах. д. до 0° по довготі й від 47° до 68° півн. ш. по широті. Різниця тиску між центрами змінювалася в межах від 15 до 75 гПа. Цілком зрозуміло, що атмосферні процеси в Північній Атлантиці пов’язані з атмосферними процесами над Північною частиною Тихого океану, а також середніми й високими широтами Північноамериканського континенту. Інтенсивність цих процесів певною мірою характеризує ПТК (Північно-Тихоокеанське Коливання). Індекс цього коливання також був включений у число кліматоутворювальних факторів.

У роботах [2, 10] показано, що відгук процесів у Північній Атлантиці на погодо- і кліматоформуючі процеси в Східній Європі проявляється

через 1–3 місяці. Тому статистичні ряди факторів формувалися за грудень, а характеристики клімату України за лютий.

Для стиску інформації про кліматоутворювальні фактори у районі розташування кожного корабля погоди множина розглянутих вище характеристик була піддана факторному аналізу [16]. В результаті виявилося, що крім корабля № 4, вимірювані параметри ΔT, T ,T_w і u зводяться до двох факторів f_1 і f_2. У районі корабля № 4 сукупність зазначених характеристик узагальнюється за допомогою тільки одного фактора f_1. У табл. 1.3 наводяться ваги факторів у змінних.

Видно, що великі факторні навантаження на ΔT і T припадають на f_1, а T_w – на f_2. Навантаження на u факторів f_1 і f_2 залежать від географічного положення точок у Північній Атлантиці. Масиви значень усіх факторів формувалися за грудень.

Великий інтерес представляють часові ряди факторів, що впливають на кліматичні характеристики. Наприклад, на рис. 1.7–1.8 представлені часові ряди першого й другого факторів у точці розташування корабля погоди № 6 (на стрижні Північноатлантичної течії між Ісландією й Ірландією). Фактор f_1 у точці № 6 має велике додатне навантаження на температуру повітря (T) і різницю температур (ΔT), а фактор f_2 – на температуру води (T_w). Як видно на рис. 1.7, починаючи з 70-х років XX століття, спостерігається тенденція зростання T і ΔT та зменшення температури поверхні океану.

Таблиця 1.3. Ваги загальних факторів у фізичних змінних. Грудень

Фізична змінна	Фактор	Номер корабля погоди								
		1	2	3	4	5	6	7	8	9
T	f_1	0,9	1,0	0,9	0,8	0,2	0,8	1,0	-0,1	1
	f_2	-0,3	-0,0	-0,2	–	-0,9	-0,5	-0,0	-1,0	-0,1
ΔT	f_1	0,9	0,9	0,8	1	0,9	1	0,8	0,6	1
	f_2	0,4	0,5	0,5	–	-0,4	0,0	0,6	-0,8	0,1
T_w	f_1	0,2	0,1	0,1	0,7	0,9	0,0	0,1	0,9	0,5
	f_2	0,9	1,0	1,0	–	0,2	0,9	0,9	-0,2	0,6
u	f_1	0,2	-0,8	-0,7	-0,8	0,1	0,2	-0,1	-0,7	-0,2
	f_2	-0,7	-0,0	-0,3	–	0,7	-0,5	-0,7	-0,0	0,9

На рис. 1.9 показано часовий ряд довготи центру Азорського максимуму. Видно, що в останні десятиріччя минулого століття він має тенденцію зміщатися до сходу.

Розглядаючи часовий хід різниці тиску між основними центрами дії (рис. 1.10), неважко бачити, що має місце тенденція посилення бароклінності в акваторії Північної Атлантики.

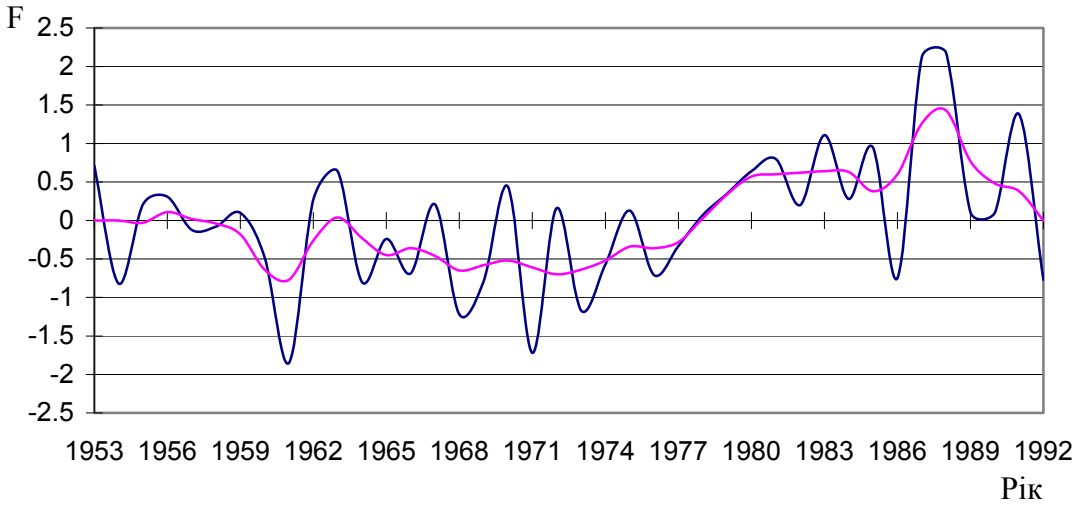


Рис. 1.7. Часовий і згладжений ряди фактора $f_1 k6$

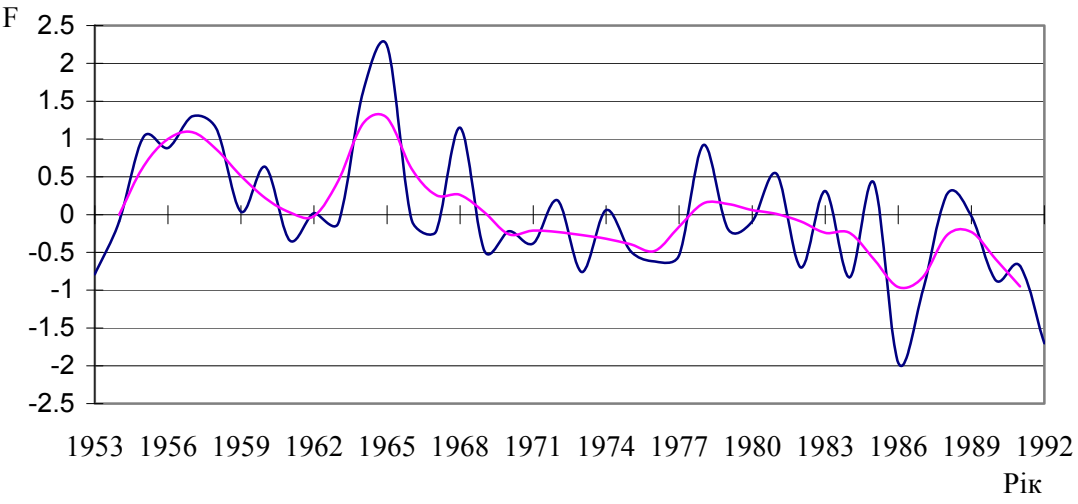


Рис.1.8. Часовий і згладжений ряди загального фактора $f_2 k6$

В якості відгуків у системі рівнянь (1.10) розглядалися поля кліматичних характеристик за лютий того ж періоду, представлені по 33 метеорологічних станціях, що рівномірно покривають територію України. До них відносяться середньомісячний бал загальної хмарності, середньомісячне значення температури, масової частки водяної пари та

місячна кількість опадів. Зсув за часом у два місяці, як зазначено вище, пояснюється тим, що відгуки на процеси в Північній Атлантиці й кліматичні характеристики на Україні спостерігаються саме з таким часовим зсувом.

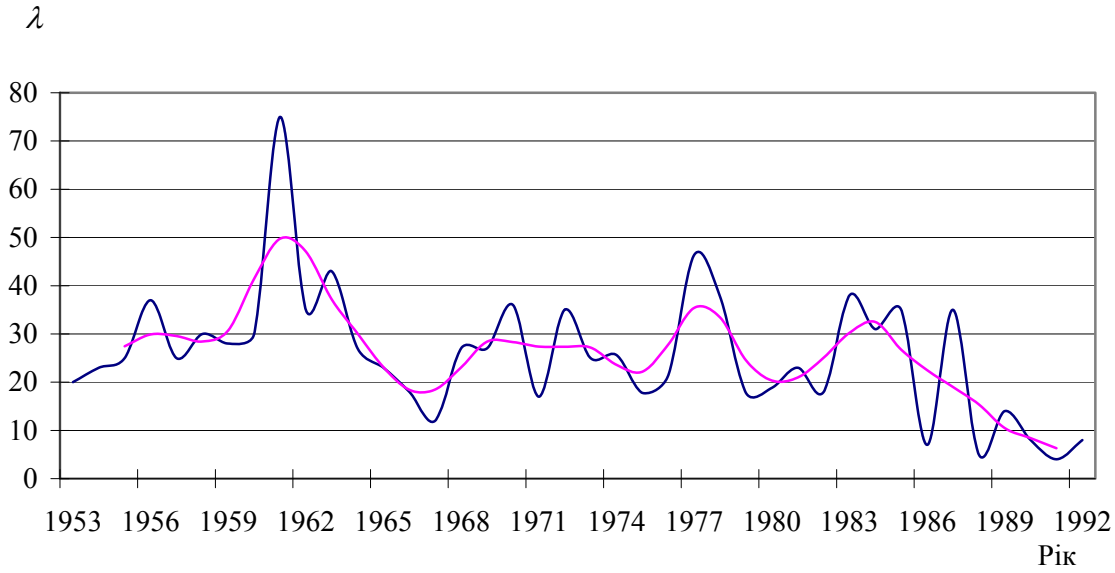


Рис. 1.9. Часовий і згладжений ряди довготи Азорського максимуму, град. зах. д.

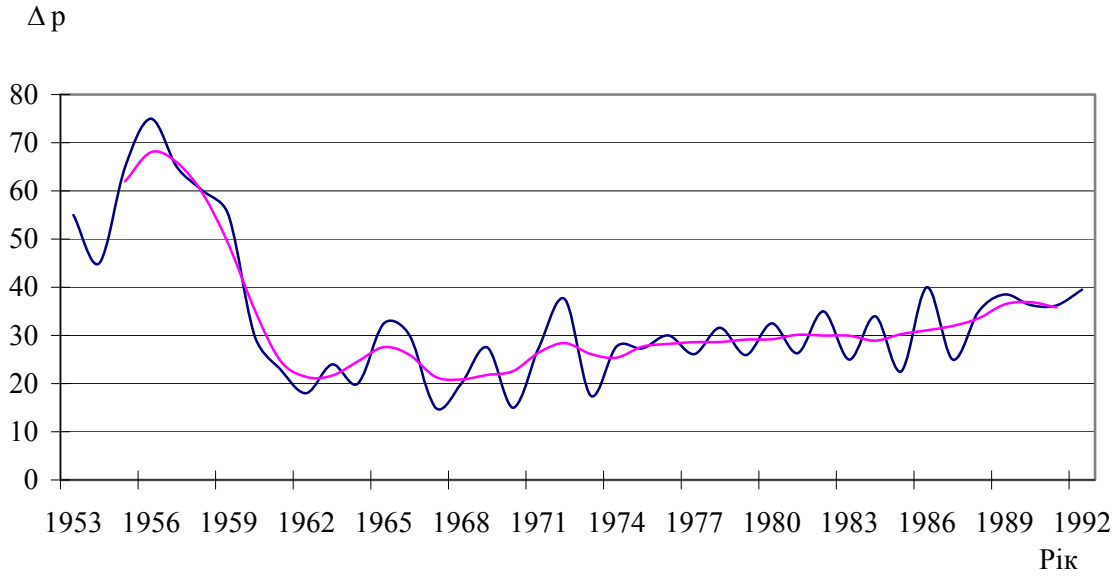


Рис. 1.10. Часовий і згладжений ряди різниці тиску (Δp), гПа

За допомогою УАІМКА [26] на основі зазначених даних було проведено виділення районів з подібними характеристиками клімату. Таких регіонів виявилося три. Вони представлені на рис. 1.11. Для кожного з них були встановлені центри кластерів (або еталони). Еталонні ряди

відгуків середніх значень загальної хмарності, масової частки водяної пари, температури повітря та місячної кількості опадів використовувалися при оцінці коефіцієнтів рівнянь регресії. Слід підкреслити, що виділені кластери також входять в IV кластер, виділений при кластерному аналізі в Атлантико-Європейському секторі.



Рис. 1.11. Узагальнені кластери території України. Лютий

Як було зазначено, однією з основних умов методу ймовірнісної апроксимації, на основі якого, як уже відзначалося вище, отримані рівняння для параметрів моделі, є умова ортогональності діючих факторів. Щоб задовольнити цю умову, перед обчисленням параметрів моделі була здійснена ортогоналізація факторів за допомогою відомого алгоритму Грама-Шмідта. Використання ортогональних кліматоутворювальних факторів привело до того, що сумарна дисперсія кожного l-го відгуку дорівнює сумі дисперсій, зумовлених впливом кожного окремого фактора, тобто

$$Д_x[\hat{y}_l] = \sum_{p=1}^{m} \chi_p^2(\hat{y}_l), \qquad (1.24)$$

де $\chi_p^2(\hat{y}_l)$ – внесок у сумарну дисперсію p-го компонента.

Це дає можливість, проаналізувавши ці внески шляхом дисперсного аналізу, "просіяти" ті фактори, які не дають значущого внеску (імовірність

при перевірці відповідної гіпотези p =0,8). Таким же методом перевірялися гіпотези про значущість у рівняннях членів, які мають другі й треті степені.

Після цього була здійснена перевірка адекватності моделі шляхом розрахунків коефіцієнта кореляції між фактичними й модельними значеннями відгуків. Вони містяться в табл. 1.4. Видно, що коефіцієнти кореляції великі та статично значущі.

Як випливає з табл. 1.4, адекватність моделі є цілком задовільною. Це дало можливість провести ряд числових експериментів для найбільш важливих характеристик клімату: аномалій опадів, температури та масової частки водяної пари.

Таблиця 1.4. Коефіцієнти множинної кореляції між модельними та фактичними значеннями характеристик клімату. Лютий

Характеристика клімату	Кластер		
	1	2	3
y_1	0,74	0,82	0,55
y_2	0,74	0,67	0,66
y_3	0,60	0,70	0,52
y_4	0,76	0,74	0,80

1.2.3. Результати чисельних експериментів

Експеримент 1. Насамперед, розглядалися ситуації із заданим просторовим розподілом ΔT. Ця характеристика, як відомо, великою мірою впливає на обмін прихованим і явним теплом між атмосферою й океаном. Були розглянуто дві ситуації:

А) у ситуації задавалися максимальні за модулем значення ΔT в точках розташування кораблів 3, 6, 7, 8, 9, тобто в зоні Північноатлантичної течії й мінімальні за модулем значення ΔT в точках 1, 2, 4, 5 – у зоні холодних протитечій (максимальні й мінімальні значення вибиралися з вибірки).

В) у ситуації задавалися мінімальні за модулем значення ΔT в точках 3, 6, 7, 8, 9 і максимальні за модулем в точках 1, 2, 4, 5. Слід зазначити, що в ситуаціях А і В температура поверхні океану різнилася незначно, на 0,2 – 0,8 °С. Великі різниці значень ΔT, які задавалися в експериментах, зумовлювалися змінами температури повітря в цих регіонах, що визначаються характером атмосферних процесів.

Ці ситуації розглядалися при різних станах ПАК (табл. 1.5). При цьому індекси ЕНПК і ПТК набували середних значень. Відгуки кліматичних характеристик на різні ситуації наведені в табл. 1.6.

Таблиця 1.5. Варіанти стану ПАК

Номер стану ПАК	Характеристика стану ПАК				
	Δp, гПа	Az	Zn	Az	Zn
1	15	4	0	26	68
2	75	4	0	43	68
3	15	75	0	26	68
4	75	4	0	26	47

Таблиця 1.6. Відгуки кліматичних характеристик

№ стану ПАК	Ситуація А			Ситуація В		
	ΔR, мм	ΔT, °С	ΔS, %	ΔR, мм	ΔT, °С	ΔS, %
Північно-східна Україна (кластер 1)						
1	-3,37	-0,10	-0,06	2,28	-0,18	-0,02
2	-3,07	0,26	0,04	2,56	0,17	0,07
3	-3,02	-0,42	-0,14	2,47	-0,62	-0,14
4	-2,75	0,34	0,06	2,81	0,24	0,09
Західна Україна (кластер 2)						
1	-5,92	-1,99	-0,54	9,49	1,46	0,42
2	-6,16	-1,93	-0,52	9,27	1,52	0,43
3	-6,27	-1,90	-0,52	9,25	1,52	0,43
4	-6,44	-1,86	-0,50	9,05	1,57	0,45
Південна Україна (кластер 3)						
1	0,10	-0,16	-0,05	1,79	0,38	0,13
2	0,03	-0,03	-0,01	1,73	0,49	0,17
3	0,03	-0,03	-0,01	1,72	0,50	0,18
4	-0,05	0,11	0,03	1,66	0,60	0,21

З табл. 1.6 випливає, що, по-перше, відгуки кліматичних характеристик у різних регіонах України мають різну структуру. По-друге, вона у великій мірі залежить від ситуацій, які визначають розподіл у Північній Атлантиці розглянутих температурних характеристик. По-третє, аномалії масової частки водяної пари в чисельних експериментах мало чутливі до змін факторів, тому надалі будемо звертати увагу на основні кліматичні характеристики: середньомісячну температуру повітря та

місячну кількість опадів.

Ситуація А характеризується частими вторгненнями на поверхню океану, де розташовується Північноатлантична течія, холодного повітря, а в область розташування холодної Східно-Гренландської й Лабрадорської течій – відносно теплого повітря. Такий процес відбувається при активній циклонічній діяльності в північних районах Атлантики з переважними траєкторіями циклонів, спрямованими на північ Європи.

Вторгнення холодного повітря в тилу цих циклонів зумовлює від'ємні аномалії місячної кількості опадів і середньомісячної температури повітря в західній частині України (кластер 2) і від'ємні аномалії опадів у північно-східній Україні. Південна частина України (кластер 3) практично не реагує на ці процеси, це можна пояснити тим, що кліматичні характеристики в цьому регіоні в лютому визначаються головним чином середземноморськими процесами.

Зовсім іншими є кліматичні відгуки на процеси в Північній Атлантиці, які мають місце при ситуації В. На центральну й східну частини акваторії, тобто на райони розташування Північноатлантичної течії, виноситься тепле повітря. Така ситуація може мати місце, коли над східною частиною Північної Атлантики й Західною Європою розташовується гребінь високого тиску. Тоді над центральною Європою розвивається глибока улоговина, яка зумовлює затоки холодного повітря в райони Середземного моря. Такі умови сприятливі для утворення циклонів, які переміщаються на північний схід, тобто на райони України. Це призводить до значних додатних аномалій опадів у південній її частині (кластер 3). Що стосується північно-східної частини (кластер 1), то незначні додатні аномалії температури і трохи більші аномалії опадів спостерігаються, коли центр Азорського максимуму розташовується в східній частині Північної Атлантики.

Для перевірки адекватності створеної моделі була розглянута ситуація у лютому 2006 року. Для цього в якості перевірної вибірки кліматоутворюівльних факторів, були взяті значення параметрів циркуляційних процесів, наведені у табл. 1.7, коефіцієнти системи (1.10) залишалися без змін.

Таблиця 1.7. Параметри циркуляційних процесів (грудень 2005 рік)

Параметри	Δp, гПа	λ_H	λ_L	φ_H	φ_L	ЕНПК	ПАК	ПТАК	Δp_{IH3}, гПа
Середні Значення	33,8	25,7	26,6	34,7	59,0	-0,23	-0,03	-0,08	-5,9
Фактичні Значення	20,7	20,0	30,0	42,5	62,5	-0,30	-0,44	1,38	-12,4

В результаті визначені такі аномалії місячних сум опадів і середньомісячної температури (табл.1.8):

Таблиця 1.8. Відгуки характеристик клімату (лютий 2006 рік)

Аномалії	Регіони України		
	Південний	Західний	Північно-Східний
ΔR, мм	3,3	5,7	1,9
ΔT, ^{0} C	-0,4	-0,6	-0,9

Видно, що модель дає додатні аномалії опадів і від'ємні аномалії температури, що й було насправді.

Експеримент 2. Цей експеримент полягав у наступному. Як відомо, в результаті глобального потепління відбувається танення шельфових льодів і винос холодними протитечіями все більших мас опрісненої води. Можна вважати, що це приведе до того, що в пунктах 1, 2, 6, 9 температура поверхневої води буде становити 0 °С, на 3 °С знизиться температура води в пунктах 4, 3, 7, 8 у порівнянні із середньою місячною. При цьому ΔT передбачалося максимальним, Ісландська депресія - у вкрай західнім положенні (координати центру $\lambda = 51°$ зах.д. і $\varphi = 59°$ сх.ш.), а Азорський антициклон – у східній частині Атлантики (центр $\lambda = 4°$ зах.д., $\varphi = 35°$ сх.ш.). Максимальні значення бароклінності $\Delta\rho = 75$ гПа, при середніх значеннях індексів ПТАК і ЕНПК.

Результати розрахунків наведені у табл. 1.9. Видно, що при такій ситуації Україну чекає похолодання й зменшення кількості опадів. Найбільш значний вплив проявляється в західній частині України.

У висновку слід відзначити, що прогін усіх масивів факторів через модель показав, що фактично аномалії відгуків у більшості випадків відрізняються від модельних за абсолютною величиною, але, як правило, збігаються за знаками.

Таблиця 1.9. Відгуки в аномаліях характеристик клімату на розглянуті процеси в Північній Атлантиці (гіпотеза похолодання глобального клімату)

Аномалії	Регіони України		
	Південний	Західний	Північно-східний
ΔR, мм	-4,1	-12,3	-2,2
ΔT, ° C	-2,1	-2,4	-0,4

Таким чином, модельні значення слід розглядати як тенденції, а не як прогностичні величини.

Висновки

Результати чисельних експериментів по кластеризації полів опадів і температури повітря коротко представлені нижче:

1. Кластеризація температури повітря полягає у наступному: в грудні в полі температури виділилося 4 кластери середньомісячної температури повітря. Виділені кластери досить добре узгоджуються з розвитком атмосферних процесів, зумовлених зазначеними кліматоутворювальними осциляціями, які розвиваються під впливом відомих центрів дії атмосфери. Звертає на себе увагу положення I-го, IV-го і частини II-го кластерів, вони добре збігаються з трасами (траєкторіями) циклонів, які виходять на Європейський континент із Норвезького і Північного морів при додатній фазі Північноатлантичного коливання і через Біскайську затоку при від'ємній фазі ПАК (Північноатлантичне коливання).

2. У січні утворюються 3 кластери. Другий і третій кластери практично збігаються з I-м і II-м кластерами грудня, зменшуючись в розмірах, зберігається Середземноморсько-Чорноморська зона і виділяється масштабний кластер, який охоплює практично велику частину Європейського континенту, а також Північного і Норвезького морів.

3. У лютому спостерігається також 3 кластери. Конфігурація лютневих кластерів подібна до конфігурації кластерів у грудні, однак межа II-го більшою мірою східного кластера зміщується, значно на захід. Зумовлено це переходом атмосферних процесів від переважного антициклонічного режиму в грудні до підсиленого циклонічного режиму в лютому. Крім цього, виділяються два кластери: I-й кластер, що охоплює Північне і Норвезьке моря, як і в грудні, та III-й кластер, що проходить через Біскайську затоку і Чорне море. Як і в грудні, положення цих морських кластерів визначається, як на нашу думку перевагою відповідних фаз ПАК. I-й кластер характеризує розвиток циклонічних процесів при переваженні додатної фази ПАК, а III-й кластер при переваженні від'ємної фази. Існує перехід атмосферних процесів від переважного антициклонічного режиму в грудні до підсиленого циклонічного режиму в лютому.

4. Результати кластеризації місячних кількостей опадів полягають у наступному: в грудні виділено 4 основних кластерів. Перший з них поширюється на прибережні стосовно морів Північноатлантичного океану регіони Західної Європи. Вихід на сушу Євроазіатського континенту вихрів синоптичного масштабу призводить до зменшення інтенсивності надходження водяної пари із суші, що позначається на зміні структури хмарності й опадів. Ці умови відбиває основний кластер, який займає

центральну і північну частини Західної Європи, куди, в основному, виходять циклонічні утворення з північної частини Атлантичного океану, коли Північноатлантичне коливання знаходиться переважно у від'ємній фазі. Причиною цього є те, що бароклінність в області фронтальної зони ще не є настільки значною, і циклонічна діяльність не досягає більшого розвитку. При цьому підживлення Азорського антициклону ядрами високого тиску, які завершують циклонічні серії, не призводить ще до його посилення. Ще один основний кластер – кластер II охоплює велику частину Східної Європи (Прибалтійські країни, Білорусь, практично всю Україну, центральну і північну частини Європейської території Росії). Нарешті, четвертий основний кластер поширюється на південну частину Європейського континенту. Положення цього кластера зумовлено опадами середземноморських циклонів.

5. Кластери місячних сум опадів на розглянутій території в січні в значній мірі відрізняються від грудневих кластерів. Як і в грудні, виділяється кластер, що займає Норвезьке море і прилеглі регіони суші (кластер II).

У лютому в полі місячних кількостей опадів розглядуваного регіону виділяється також чотири основних кластери. Найбільший простір займає кластер II, сформований, треба думати, під дією зменшення повторюваності циклонів, що виходять на територію Європейського континенту, з одного боку, і зменшенням активності Сибірського максимуму, з іншого. Цими процесами можна пояснити і зміну структури й інших кластерів: західноєвропейського і середземноморського. У кластері II виділяється 4 вторинних кластери, розташування яких піддається переконливій фізичній інтерпретації шляхом аналізу як особливостей атмосферних процесів, так і особливості підстильної поверхні.

6. Слід зазначити досить добре узгодження з погляду особливостей розвитку атмосферних процесів положень основних кластерів місячних кількостей опадів і середньомісячної температури в грудні й лютому, коли атмосферні процеси над розглянутим регіоном відрізняються великою стійкістю в межах більшого часового масштабу, чим у січні.

Положення вторинних кластерів досить добре узгоджується з циркуляційними процесами, які переважають у зимовий період і формують визначений температурний режим і режим опадів на зазначених територіях.

7. Запропонована статистична модель взаємозв'язку процесів енерго- і масообміну між океаном і атмосферою в акваторії Північної Атлантики адекватно відбиває вплив цих процесів на формування особливостей клімату регіонів України.

8. Чисельні експерименти з моделлю при різних температурних характеристиках поверхні океану й повітря та при різних положеннях

центрів Азорського максимуму й Ісландської депресії дають відгуки кліматичних характеристик на території України, які знаходять переконливі фізичні обґрунтування.

9. Експеримент, який визначає умови значного танення арктичних шельфових льодів і виносу більших мас опріснених талих вод в акваторію Північної Атлантики, показує, що на території України регіональний клімат буде характеризуватися від'ємними аномаліями температури та опадів, тобто значним похолоданням.

10. Існуючі дані досліджень у Північній Атлантиці показують, що інтенсивність Північноатлантичної течії в цей час слабшає, що можна пояснити зазначеними вище ефектами. Отже є підстави припустити, що реакція кліматичної системи, а отже, й регіонального клімату України буде відповідати результатам, отриманим в експерименті 2 цього розділу.

2. ЗМІНИ ГЛОБАЛЬНОГО КЛІМАТУ ТА ЇХ ВПЛИВ НА МАЙБУТНІЙ РЕЖИМ ОПАДІВ ТА ТЕМПЕРАТУРИ В УКРАЇНІ

2.1. ОСНОВНІ ПІДХОДИ ДО ОЦІНКИ ЧУТЛИВОСТІ КЛІМАТИЧНОЇ СИСТЕМИ ДО ЗБУРЕНЬ

2.1.1. Визначення радіаційного форсингу

На кліматичну систему впливають різні види збурень: зміни у кількості сонячного випромінювання, яке надходить на поверхнюЗемлі, в хімічному складі атмосфери, в топографії підстильної поверхні і т.п. Для порівняння величин тих збурень і оцінки їх впливу на клімат часто зручно проаналізувати їх вплив на радіаційний баланс Землі. Точніше, радіаційний форсинг звичайно визначається як сумарна зміна у радіаційному балансі Землі на рівні тропопаузи, спричинена конкретним збуренням. Згідно цьому визначенню, при розрахунках змін направлених вгору і донизу радіаційних потоків потрібно, щоб температура повітря у стратосфері дозволила досягти нової радіаційної рівноваги, тоді як приземна і тропосферна температури залишаються незмінними [10] (рис. 2.1). Причиною вибору змін температурного профілю саме в стратосфері є швидкість пристосування до збурень, яка в стратосфері становить близько місяця, а в тропосфері – одне або більше десятиріччя. Таким чином, форсинг на рівні тропопаузи представляє вплив збурення на періодах довших за рік.

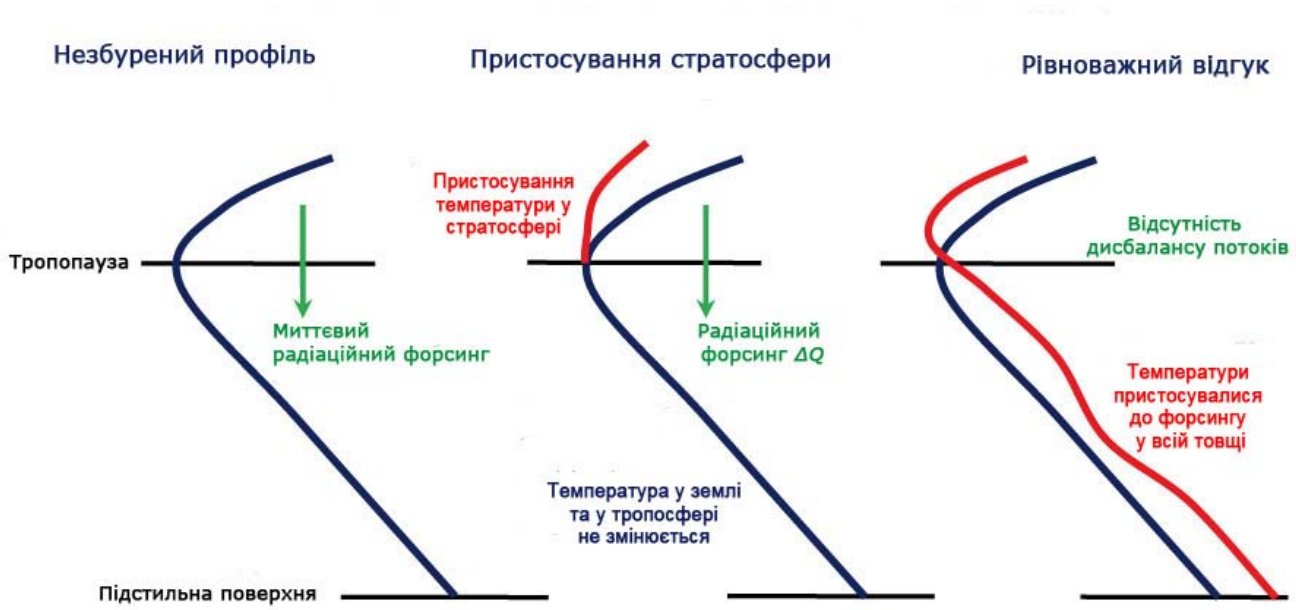


Рис.2.1. Схематичне представлення визначення радіаційного форсингу [10]

Загалом, радіаційний форсинг (ΔQ), пов'язаний зі збуренням, представляється у вигляді середньорічних та глобальних осереднених величин. Інтерес саме до цих значень залежить від природи збурення: для проведення аналізу загалом корисніше, коли збурення відносно постійне в просторі і не залежить від сезонів, ніж коли потрібно враховувати мінливість збурень, які суттєво змінюються у просторі та по сезонах.

Радіаційні форсинги поділяються на природні та антропогенні. Якщо перші діють упродовж всієї історії глобальної кліматичної системи, вплив на глобальному рівні форсингів другої групи починається з промисловою революцією, тобто з 50-х років. XVIII ст.

До головних радіаційних форсингів відносять:

– форсинг, зумовлений змінами кількості сонячного випромінювання (сонячної сталої), що надходить до планети;

– форсинг, зумовлений змінами концентрації парникових газів в атмосфері;

– форсинг, зумовлений змінами концентрації аерозолів в атмосфері, включаючи вулканічну діяльність;

– форсинг, зумовлений змінами характеру підстильної поверхні, включаючи зміни у кріосфері та у землекористуванні.

2.1.2. Рівноважний відгук кліматичної системи – визначення зворотного зв'язку

У відповідь на радіаційний форсинг ΔQ відбуваються зміни різних параметрів, які характеризують стан кліматичної системи, що в свою чергу призводить до змін радіаційних потоків на рівні тропопаузи. Ці зміни відбуваються через дуже складні механізми. Однак, припускаючи, що зміни радіаційних потоків на рівні тропопаузи можна оцінити як функцію змін глобальної середньої приземної температури, ΔT_s, можна одержати приблизні оцінки поведінки кліматичної системи. Якщо позначити через ΔR незбалансованість цього радіаційного балансу, можна записати

$$\Delta R = \Delta Q + \lambda_f \Delta T_s, \qquad (2.1)$$

де λ_f називається параметром *зворотного зв'язку* (Вт·м$^{-2}$·К$^{-1}$).

У рівнянні (2.1) передбачається, що низхідні течії є позитивними.

Якщо збурення продовжується достатньо тривалий час, кліматична система через деякий час досягне нової рівноваги, при якій $\Delta R = 0$. Це міркування можна використати для розрахунку рівноважної зміни глобальної середньої температури у відповідь на ΔQ

$$\Delta T_s = -\frac{1}{\lambda_f}\Delta Q\,, \qquad (2.2)$$

де $(-1/\lambda_f)$ – називається мірою *рівноважної чутливості клімату*, тобто зміною глобальної середньої температури, яка врівноважує деякий радіаційний форсинг.

Рівноважна чутливість клімату часто визначається за допомогою модельних розрахунків клімату. Тому в практичних задачах вона звичайно визначається як зміна глобальної середньої приземної температури, після якої кліматична система досягла нової рівноваги у відповідь на подвоєння концентрації CO_2 в атмосфері. Вона вимірюється у °C і згідно з недавніми оцінками IPCC [12] її значення, ймовірно, знаходиться в діапазоні 2–4,5 °C.

Зміни приземної температури T_s пов'язані зі змінами багатьох інших параметрів, які також впливають на глобальний тепловий баланс. Якщо ми розглянемо ансамбль з n-параметрів, які впливають на R і позначаються через x_i, та знехтуємо членами другого порядку, тоді загальний параметр зворотного зв'язку (λ_f) можна виразити як функцію цих параметрів

$$\lambda_f = \frac{\partial R}{\partial T_s} = \sum_{i=1,n} \frac{\partial R}{\partial x_i}\frac{\partial x_i}{\partial T_s}\,. \qquad (2.3)$$

Таким чином λ_f можна представити сумою параметрів зворотного зв'язку, пов'язаних з кожним параметром x_i. Найбільш часто аналіз зосереджується на параметрах, які безпосередньо впливають через фізичні механізми на радіаційний баланс на рівні тропопаузи. Для простоти, будемо називати ці механізми прямими фізичними зворотними зв'язками. До них відносяться зворотні зв'язки, пов'язані з температурою (λ_T), з водяною парою (λ_W), хмарністю (λ_c) та приземним альбедо (λ_a). Температурний зворотний зв'язок в свою чергу поділяється як $\lambda_T = \lambda_0 + \lambda_L$. При розрахунках λ_0 ми припускаємо, що зміни температури однакові по всій товщині тропосфери, а неоднорідність змін температури по вертикалі оцінюється завдяки величині λ_L, яка називається *градієнтним зворотним зв'язком*. Таким чином, можна записати

$$\lambda_f = \sum_i \lambda_i = \lambda_0 + \lambda_L + \lambda_w + \lambda_c + \lambda_a\,. \qquad (2.4)$$

Хоча непрямі ефекти (такі, як наприклад, зміни динаміки океанів чи атмосфери або біогеохімічні зворотні зв'язки) можуть суттєво впливати на зміни клімату, вони виключені з формули (2.4). Що стосується непрямих зворотних зв'язків, в яких домінуючі процеси не можуть бути безпосередньо пов'язані з тепловим балансом тепла на рівні тропопаузи, то для їх детального аналізу відсилаємо читачів до спеціальної літератури.

Параметр зворотного зв'язку λ_0 можна оцінити відносно легко, тому що він являє просту залежність довгохвильового випромінювання, яке надходить у космічний простір, від температури через закон Стефана-Больцмана. Використовуючи сумарний баланс на верхній межі атмосфери

$$R = (1-\alpha)\frac{S_0}{4} - \sigma T_e^4 \tag{2.4}$$

і припускаючи, що зміни температури є однаковими у тропосфері

$$\Delta T_s = \Delta T_e = \Delta T\,, \tag{2.5}$$

ми одержуємо

$$\lambda_0 = \frac{\partial R}{\partial T}\frac{\partial T}{\partial T} = -4\sigma T_e^3 \tag{2.6}$$

.

Ця формула дає значення $\lambda_0 \sim -3{,}8$ Вт·м$^{-2}$·K^{-1}. Більш точні оцінки, отримані в кліматичних моделях, дають значення $\lambda_0 \sim -3{,}2$ Вт·м$^{-2}$·K^{-1}.

Далі, можна розрахувати рівноважну зміну температури у відповідь на збурення, якщо б цей зворотний зв'язок був єдиним

$$\Delta T_{s,0} = -\frac{\Delta Q}{\lambda_0}\,. \tag{2.7}$$

Якщо радіаційний форсинг за рахунок подвоєння концентрації CO_2 в атмосфері становить близько 3,8 Вт м$^{-2}$, рівняння (2.7) дає значення рівноважної чутливості клімату трішечки більше ніж 1 °C.

Якщо зараз ми беремо до уваги всі зворотні зв'язки, можемо записати:

$$\Delta T_s = -\frac{\Delta Q}{\sum_i \lambda_i} = -\frac{\Delta Q}{\lambda_0 + \lambda_L + \lambda_w + \lambda_c + \lambda_a}\,. \tag{2.8}$$

Всі ці зворотні зв'язки часто порівнюються з відгуком λ_0 системи, яка представлена абсолютно чорним тілом

$$\Delta T_s = -\frac{1}{\left(1 + \lambda_L/\lambda_0 + \lambda_w/\lambda_0 + \lambda_c/\lambda_0 + \lambda_a/\lambda_0\right)}\left(\frac{\Delta Q}{\lambda_0}\right) =$$

$$= \frac{1}{\left(1 + \lambda_L/\lambda_0 + \lambda_w/\lambda_0 + \lambda_c/\lambda_0 + \lambda_a/\lambda_0\right)}\Delta T_{s,0} = f_f\,\Delta T_{s,0}\,. \tag{2.9}$$

Тут f_f – параметр зворотного зв'язку. Якщо f_f більший, ніж одиниця, це означає, що рівноважний температурний відгук кліматичної системи більший, ніж відгук абсолютно чорного тіла. Крім того, з рівняння (2.9)

випливає, якщо λ_0 має від'ємне значення, при позитивному значенні параметра зворотного зв'язку відповідний зворотний зв'язок посилює зміни температури (позитивний зворотний зв'язок), а при від'ємному значенні параметра зворотного зв'язку температурні зміни (негативний зворотний зв'язок).

Поняття радіаційного форсингу, кліматичного зворотного зв'язку і чутливості клімату є дуже корисними при загальному описі поведінки кліматичної системи. Однак при їх використанні ми повинні пам'ятати, що загальна схема, описана вище, є найпростішою та найгрубішою версією складної тривимірної кліматичної системи. По-перше, вона не надає пряму інформацію щодо поведінки багатьох важливих змінних клімату, таких, як наприклад, просторовий розподіл змін або вірогідність екстремальних подій, наприклад, ураганів. По-друге, значення кліматичних зворотних зв'язків і чутливість клімату залежать від природи форсингу. Чутливість клімату звичайно визначається через відгук системи на зростання концентрації CO_2, однак, деякі види форсингу є більш «ефективними», ніж інші при одному значенні радіаційного форсингу, тобто вони генерують більші відгуки. По-третє, зворотні зв'язки залежать від середнього стану кліматичної системи. Наприклад, досить очевидно, що зворотні зв'язки, пов'язані з *кріосферою,* відіграють більшу роль у відносно холодних періодах, коли на земній поверхні присутні великі маси льоду, ніж у більш теплі періоди. По-четверте, нелінійність кліматичної системи приводить до значних змін, коли вони перевищують деяке порогове значення у відповідь на збурення. В таких випадках кліматичні зміні відбуваються переважно за рахунок внутрішньої динаміки системи і мало пов'язані з величиною форсингу. В цьому випадку припущення, які привели до рівняння (2.1), більше не виконуються.

2.1.3. Швидкоплинний відгук кліматичної системи

Через теплову інерцію Землі рівноважний відгук досягається тільки тоді, коли всі компоненти кліматичної системи пристосувалися до нового значення форсингу. Для встановлення нової рівноваги для атмосфери можуть знадобитися роки або десятиліття та століття або тисячоліття – для океанів і льодових щитів.

За підходом, наведеним у 2.1.1 і 2.1.2, припустимо, що теплову інерцію можна представити в першому наближенні пластиною з однорідною температурою T_s і теплоємністю C_s. Використовуючи ті ж самі позначення що й в рівнянні (2.1), енергетичний баланс такої системи можна записати як

$$C_s \frac{d\Delta T_s}{dt} = \Delta Q + \lambda_f \Delta T_s . \qquad (2.10)$$

Якщо ми припускаємо, що радіаційний форсинг ΔQ дорівнював нулю для часу $t < 0$ і є постійним за значенням для $t \geq 0$, це рівняння можна легко розв'язати відносно ΔT_s

$$\Delta T_s = -\frac{\Delta Q}{\lambda_f}\left(1 - e^{-t/\tau}\right), \tag{2.11}$$

де

$$\tau = -C_s / \lambda_f . \tag{2.12}$$

Коли t має великі значення, ми одержуємо, як очікуємо, рівноважний розв'язок, описаний рівнянням (2.2). Величина τ представляє масштаб часу, коли $t = \tau$, зміна температури досягла 63 % його рівноважного значення. Значення τ залежить від теплоємності системи C_s і сили зворотних зв'язків. Це означає, що при більших значеннях зв'язків ($-1/\lambda_f$) (тобто при більшій чутливості клімату) проміжок часу, необхідний для досягнення рівноваги, буде довшим. Це важлива властивість кліматичної системи, яка використовується й при набагато складніших описах кліматичної системи ніж та, що була задіяна в рівнянні (2.10).

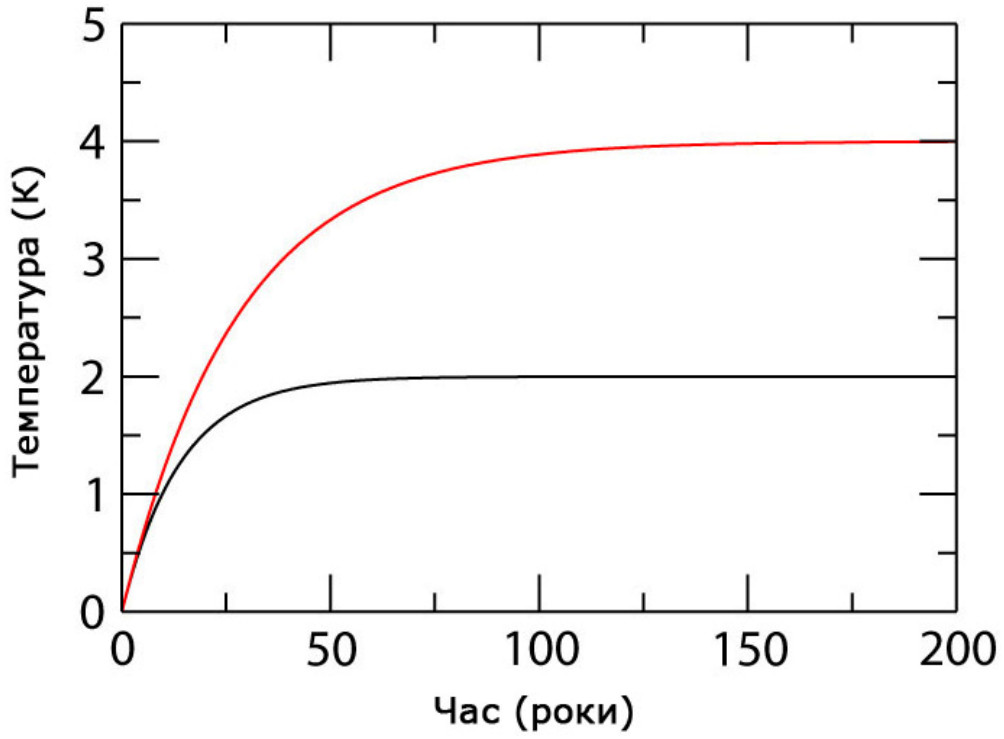


Рис. 2.2. Зміни температури, одержані як розв'язок рівняння (2.10), при використанні значення радіаційного форсингу $\Delta Q = 3{,}8$ Вт·м$^{-2}$, $C_s = 8.36 \cdot 10^8$ Дж·К$^{-1}$·м$^{-2}$ при значеннях $\lambda_f = -1{,}9$ (нижня крива) і -0.95 Вт·м$^{-2}$·К$^{-1}$ (верхня крива) [11]

Цю поведінку можна чітко проілюструвати прикладом, наведеним на рис. 2.2. Виберемо значення чутливості клімату 2 і 4°C (що еквівалентно значенням λ_f = –1,9 та –0,95 Вт·м$^{-2}$·K^{-1} відповідно), значення теплоємності, що відповідає товщині 200 метрів води, яке рівномірно розповсюджено над всією Земною кулею ($C_s = 4180 \cdot 10^3 \cdot 200 = 8{,}36 \cdot 10^8$ Дж K^{-1} м$^{-2}$) і значення радіаційного форсингу (ΔQ = 3,8 Вт·м$^{-2}$), що відповідає подвоєнню концентрації CO_2 в атмосфері. Як й очікувалося, два різні значення чутливості клімату призводять до рівноважних відгуків, які відрізняються у два рази. Проте протягом перших 15 років дві криві фактично ідентичні. Можна легко продемонструвати, що нахил кривої в момент часу t = 0 незалежний від чутливості клімату. Таким чином, знання змін температури повітря, які відбуваються зразу після появи збурення, не обов'язково надає повну інформацію щодо довгострокової еволюції кліматичної системи. Це одна з причин, чому при наявності декількох десятиліть спостережень за глобальним потеплінням величина майбутніх змін клімату все ще точно не визначена.

Довге у часі пристосування кліматичної систем до форсингу стало причиною визначення з боку IPCC *швидкоплинного відгуку клімату* (TCR) як глобально осередненої величини щорічної середньої зміни температури між 60 та 80 роками модельного часу в експерименті, в якому концентрація CO_2 збільшується на 1 % за рік до 70-го року (який є часом подвоєння початкового значення концентрації CO_2). Значення TCR, отримані в модельних експериментах, становлять звичайно від 1,4 до 2,5°C [12]. Таким чином, невизначеність у значеннях TCR менша, ніж у значеннях рівноважної *чутливості* клімату, тому що значення TCR більше залежать від недавніх змін температури.

На кінець, важливо підкреслити, що деякі зміни можна класифікувати або у відповідності з форсингом, або з відгуком в залежності від конкретного інтересу дослідника. Наприклад, при вивченні льодових - міжльодових змін клімату в якості відгуку кліматичної системи на орбітальний форсинг звичайно розглядається формування льодових щитів, оскільки вони пов’язані з потужними *зворотними зв'язками*. З іншого боку, якщо дослідник вивчає переважно циркуляцію в атмосфері та в океані протягом льодових періодів, льодові щити можуть розглядатися як граничні умови, які впливають на радіаційний баланс Землі (зокрема, через альбедо щитів), як і радіаційний форсинг. Ця різниця між форсингом і відгуком в деяких випадках може бути навіть ще меншою. Тому в кліматології, як і в багатьох інших науках, важливо точно визначити, що для системи, яка вивчається, є граничними умовами, а що є зовнішнім форсингом.

2.2. СЦЕНАРІЇ ВИКИДІВ ПАРНИКОВИХ ГАЗІВ ТА МОДЕЛЮВАННЯ МАЙБУТНЬОГО КЛІМАТУ

Коли розглядаються зміни клімату, як критерії таких змін найчастіше використовуються тренди глобальних температури та опадів. Наприклад, перша за останні 100 років збільшилася на 0,74±0,18 °С, причому найімовірніше більша частина цього потепління пов'язана з антропогенним впливом [8]. Це потепління, в свою чергу, пов'язане з підвищенням рівня моря та зменшенням площі снігового покриву у Північній півкулі. З іншого боку, навіть протягом останніх 30 років, коли темпи підвищення були особливо великими, в деяких регіонах земної кулі (наприклад, Південна Атлантика, Аляска тощо) спостерігалося похолодання. Більше того, підвищення температури не в усіх регіонах добре корелюється зі змінами режиму опадів. Тобто зміни цих двох показників клімату не пов'язані між собою на регіональному рівні і мають розглядатися окремо один від іншого. Аналізуючи поточні зміни клімату, це можна достатньо легко зробити за допомогою довгих рядів спостереження. Але якщо задача полягає в аналізі майбутніх змін, треба використовувати результати моделювання.

Отже, зміни у глобальній кліматичній системі можуть розглядатися на сьогодні як незаперечний факт, що доводиться метеорологічними даними за останні 150 років за глобальною середньою температурою повітря та океану, підвищенням глобального середнього рівня моря і таненням снігу та льоду. Є дуже ймовірним, що підвищення глобальних середніх температур, яке спостерігається з середини 20 століття, здебільшого викликано підвищенням концентрацій антропогенних парникових газів [8]. Щоб визначити причини змін клімату, які мають місце, а також оцінити майбутні зміни, було реалізовано безпрецедентний за своїми масштабами та кількістю учасників модельний проект – дослідниками з 11 країн було виконано чисельні інтегрування з 23 складними фізико-математичними моделями загальної циркуляції атмосфери і океану [8]. Під час експерименту розраховувався клімат XX століття при заданих, відповідних до спостережень, концентраціях парникових газів, а також клімат для різних сценаріїв, які наведені у Спеціальній доповіді зі сценаріїв викидів (СДСВ) [13]. Все це дозволило просунутися в уточненні та підвищенні достовірності оцінок майбутніх змін клімату, а також оцінити ймовірнісні розподіли характеристик клімату для кожного зі сценаріїв.

Сучасні моделі загальної циркуляції атмосфери і океану дозволяють розглянути не тільки зміни глобального клімату, а й, певною мірою, оцінити його регіональні аспекти. Наприклад, розділення моделі Лабораторії геофізичної гідродинаміки (GFDL) Національної адміністрації по океану та атмосфері (NOAA) США версії 2.1 становить

2°широти×2,5°довготи [9], тобто дозволяє достатньо докладно вивчити регіональні особливості майбутніх змін різноманітних кліматичних характеристик над територією, яку можна зіставити з Україною.

Майбутні викиди газів з парниковим ефектом (ПГ: вуглекислий газ CO_2, метан CH_4, закис азоту N_2O, гідрофторвуглеці HFCs, перфторвуглеці PFCs, сірчаний гексафторид SF_4, хлористі фторвуглеводні HCFCs, хлористі фторвуглеці CFCs, двооксид сірки SO_2, оксид вуглецю CO, оксиди азоту NO_x та неметанові леткі органічні сполуки NMVOC) є продуктом дуже складних динамічних систем, що складаються з таких визначальних факторів, як демографічний розвиток, соціально-економічний розвиток та технологічні зміни. Їх розвиток у майбутньому є дуже невизначеним. Сценарії являють собою альтернативні прогнози можливого розвитку продій у майбутньому, вони також є слушним засобом для аналізу того, яким чином визначальні фактори можуть впливати на показники майбутніх викидів, а також для оцінки пов'язаних з ними невизначеностей. Вони сприяють аналізу змін клімату, включаючи моделювання клімату та оцінку наслідків, адаптацію та пом'якшення наслідків. Дуже малоймовірною є можливість того, що траєкторія якогось єдиного викиду збіжиться з описаною у сценаріях.

Робочою групою Міжнародної групи експертів зі змін клімату були розроблені чотири основних описових сюжетних лінії (рис. 2.3) для послідовного викладення зв'язків між визначальними факторами викидів та їх розвитком, а також додатковий контекст для кількісного визначення сценарію. Кожна сюжетна лінія зображує різні демографічні, соціальні, економічні, технологічні та екологічні події, які одними особами можуть розглядатися позитивно, а іншими – негативно.

Сценарії містять широкий перелік основних демографічних, економічних та технологічних визначальних факторів ПГ та викидів сірки. Кожен сценарій являє собою конкретне кількісне тлумачення однієї з чотирьох сюжетних ліній. Усі сценарії, що ґрунтуються на одній сюжетній лінії, являють собою сценарну «родину». Треба відзначити, що сценарії не містять додаткові ініціативи у галузі клімату, тобто немає сценарію, який би припускав здійснення Рамкової конвенції ООН про зміни клімату або Кіотського протоколу. В той же час, на викиди ПГ безпосередньо впливає політика у галузі некліматичних змін, спрямована на досягнення інших цілей. До того ж, урядова політика може у різній мірі впливати на фактори викиду ПГ, а саме на демографічні зміни, соціально-економічний розвиток, технологічні зміни, використання ресурсів та регулювання забрудненням. Саме цей вплив відображується у сюжетних лініях та підсумкових сценаріях.

Для кожної сюжетної лінії було розроблено декілька різних сценаріїв з використанням різних концепцій моделювання з метою розглядання низки результатів, пов'язаних з моделями, що використовують аналогічні припущення стосовно визначальних факторів.

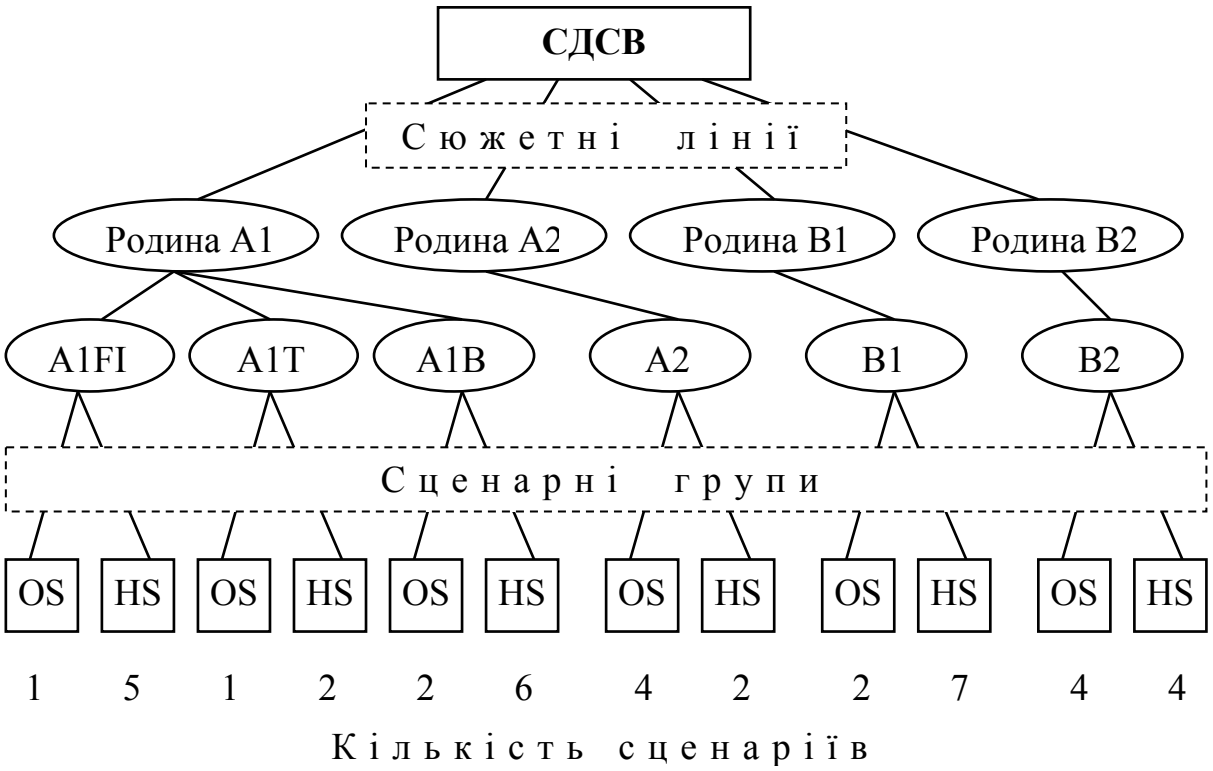


Рис. 2.3. Схематична ілюстрація сценаріїв СДСВ [13]
У межах кожної групи і родини «HS» позначає сценарії з узгодженими припущеннями щодо розвитку загального населення та сукупного національного продукту, а «OS» – сценарії, в яких розглядаються невизначеності стосовно визначальних факторів

Однією з переваг багатомодельного підходу є те, що підсумкові 40 сценаріїв СДСВ у своїй сукупності охоплюють існуючий діапазон невизначеностей стосовно майбутніх викидів ПГ, які виникають внаслідок різних характеристик цих моделей, окрім існуючих невизначеностей, що мають місце через визначальні фактори сценарію, зокрема демографічні, соціально-економічні та технологічні події, які визначають ці моделі, про що йде мова у сюжетних лініях. Тринадцять з цих сорока сценаріїв розглядають зміни, пов’язані з припущеннями стосовно енергетичних технологій.

У межах кожної сценарної родини були розроблені два основних види сценаріїв – сценарії з узгодженими припущеннями стосовно глобального населення, економічного росту і кінцевого використання енергії та сценарії з альтернативним кількісним визначенням сюжетної лінії. У своїй сукупності 26 сценаріїв були узгоджені через прийняття припущень стосовно розвитку загального населення та сукупного національного продукту. Таким чином, узгоджені сценарії у кожній родині не є незалежними один від іншого. Решта 14 сценаріїв прийняли альтернативні

тлумачення чотирьох сюжетних ліній для вивчення додаткових сценарних невизначеностей. Вони також пов'язані між собою у межах кожної родини, навіть не зважаючи на те, що не містять загальних припущень стосовно деяких визначальних факторів.

Отже, є шість сценарних груп, які слід вважати у рівній мірі обґрунтованими і які охоплюють широке коло невизначеностей. Вони містять чотири комбінації демографічних змін, соціально-економічного розвитку та технологічних подій, які відповідають чотирьом родинам (A1, A2, B1, B2), кожна з яких має ілюстративний сценарій (рис. 2.3).

У цілому, кожна сюжетна лінія передбачає зовсім інший напрямок майбутніх подій, у результаті чого чотири сюжетні лінії відрізняються все більш незворотним чином. Разом вони надають опис різноманітних варіантів майбутнього, які охоплюють значну частку основних невизначеностей у чотирьох визначальних факторах. Вони також охоплюють широкий діапазон ключових «майбутніх» характеристик, зокрема, демографічні зміни, економічний розвиток і технологічні зміни. З огляду на це їх правдоподібність або здійсненність не слід розглядати, виключно ґрунтуючись на екстраполяції поточних економічних, технологічних та соціальних тенденцій.

У табл. 2.1 і 2.2 наведені визначальні фактори для кожної сценарної групи, а у табл. 2.3–2.5 – викиди ПГ протягом XXI століття.

Сюжетна лінія та сценарна родина A1 містить опис майбутнього світу, що характеризується швидким економічним зростанням, глобальним населенням, показники якого сягають пікових значень у сторіччя з подальшим зменшенням, а також швидким упровадженням нових та ефективніших технологій. Першорядними питаннями будуть поступове зближення різних регіонів, створення потенціалу та активізація культурних і соціальних взаємозв'язків за значного зменшення регіональних відмінностей у доході на душу населення. Сценарна родина A1 розбивається на три групи, які надають опис альтернативних варіантів технологічних змін в енергетичній системі, а саме відрізняються своїм центральним технологічним елементом: істотна частина викопних видів палива (A1FI), невикопні види палива (A1T) і рівновага між усіма джерелами (A1B), яка визначається як не дуже велика залежність від одного конкретного джерела енергії. Через те, що інші визначальні фактори будуть сталими, швидке зростання спричинить високі показники обороту капіталу, внаслідок чого невеликі відмінності на початковому етапі між сценаріями призведуть до великого розходження до 2100 р.

У сюжетній лінії A2 надається опис дуже неоднорідного світу. Першорядною темою буде самозабезпечення та збереження місцевої самобутності. Показники народжуваності у різних регіонах дуже повільно зближатимуться, внаслідок чого спостерігатиметься стале зростання загальної кількості населення.

Таблиця 2.1. Кількісні величини для ілюстративного сценарію основних визначальних факторів та їх діапазон (у дужках) по всіх 40 сценаріях СДСВ

Роки	1990	Сценарна г р у п п а					
		A1FI	A1B	A1T	A2	B1	B2
5,3		Населення (млрд. чоловік)					
2020		7,6 (7,4-7,6)	7,5 (7,2-7,6)	7,6 (7,4-7,6)	8,2 (7,5-8,2)	7,6 (7,4-7,6)	7,6 (7,6-7,8)
2050		8,7	8,7 (8,3-8,7)	8,7	11,3 (9,7-11,3)	8,7 (8,6-8,7)	9,3 (9,3-9,8)
2100		7,1 (7,0-7,1)	7,1 (7,0-7,7)	7,0	15,1 (12,0-15,1)	7,0 (6,9-7,1)	10,4 (10,3-10,4)
21		Сукупний національний продукт (трлн. доларів США на рік за цінами 1990 року)					
2020		53 (53-57)	56 (48-61)	57 (52-57)	41 (38-45)	53 (46-57)	51 (41-51)
2050		164 (163-187)	181 (120-181)	187 (177-187)	82 (59-111)	136 (110-166)	110 (76-111)
2100		525 (522-550)	529 (340-536)	550 (519-550)	243 (197-249)	328 (328-350)	235 (199-255)
16,1		Показник доходу на душу населення					
2020		7,5 (6,2-7,5)	6,4 (5,2-9,2)	6,2 (5,7-6,4)	9,4 (9,0-12,3)	8,4 (5,3-10,7)	7,7 (7,5-12,1)
2050		2,8	2,8 (2,4-4,0)	2,8 (2,4-2,8)	6,6 (5,2-8,2)	3,6 (2,7-4,9)	4,0 (3,7-7,5)
2100		1,5 (1,5-1,6)	1,6 (1,5-1,7)	1,6 (1,6-1,7)	4,2 (2,7-6,3)	1,8 (1,4-1,9)	3,0 (2,0-3,6)

Таблиця 2.2. Кількісні величини для ілюстративного сценарію основних визначальних факторів та їх діапазон (у дужках) по всіх 40 сценаріях СДСВ

Роки	1990	Сценарна група					
		A1FI	A1B	A1T	A2	B1	B2
16,7		Остаточна кількість енергії (10^6 Дж/дол. США)					
2020		9,4 (8,5-9,4)	9,4 (8,1-12,0)	8,7 (7,6-8,7)	12,1 (9,3-12,4)	8,8 (6,7-11,6)	8,5 (8,5-11,8)
2050		6,3 (5,4-6,3)	5,5 (4,4-7,2)	4,8 (4,2-4,8)	9,5 (7,0-9,5)	4,5 (3,5-6,0)	6,0 (6,0-8,1)
2100		3,0 (2,6-3,2)	3,3 (1,6-3,3)	2,3 (1,8-2,3)	5,9 (4,4-7,3)	1,4 (1,4-2,7)	4,0 (3,7-4,6)
351		Первинна енергія (10^{18} Дж/рік)					
2020		669 (653-752)	711 (573-875)	649 (515-649)	595 (485-677)	606 (438-774)	566 (506-633)
2050		1431 (1377-1601)	1347 (968-1611)	1213 (913-1213)	971 (679-1059)	813 (642-1090)	869 (679-966)
2100		2073 (1988-2737)	2226 (1002-2683)	2021 (1255-2021)	1717 (1304-2040)	514 (514-1157)	1357 (846-1625)
24		Частка вугілля у первинній енергії (%)					
2020		29 (24-42)	23 (8-28)	23 (8-23)	22 (18-34)	22 (8-27)	17 (14-31)
2050		33 (13-56)	14 (3-42)	10 (2-13)	30 (24-47)	21 (2-37)	10 (10-49)
2100		29 (3-48)	4 (4-41)	1 (1-3)	53 (17-53)	8 (0-22)	22 (12-53)
18		Частка нульового вуглецю у первинній енергії (%)					
2020		15 (10-20)	16 (9-26)	21 (15-22)	8 (8-16)	21 (7-22)	18 (7-18)
2050		19 (16-31)	36 (21-40)	43 (39-43)	18 (14-29)	30 (18-40)	30 (15-30)
2100		31 (30-47)	65 (27-75)	85 (64-85)	28 (26-37)	52 (33-70)	49 (22-49)

Таблиця 2.3. Викиди різних ПГ для ілюстративного сценарію та їх діапазон (у дужках) по всіх 40 сценаріях СДСВ

Роки	1990	Сценарна група					
		A1FI	A1B	A1T	A2	B1	B2
6,0		Вуглекислий газ, викопні види палива (ГтВ/рік)					
2020		11,2 (10,7-14,3)	12,1 (8,7-14,7)	10,0 (8,4-10,0)	11,0 (7,9-11,3)	10,0 (7,8-13,2)	9,0 (8,5-11,5)
2050		23,1 (20,6-26,8)	16,0 (12,7-25,7)	12,3 (10,8-12,3)	16,5 (10,5-18,2)	11,7 (8,5-17,5)	11,2 (11,2-16,4)
2100		30,3 (27,7-36,8)	13,1 (12,9-18,4)	4,3 (4,3-9,1)	28,9 (17,6-33,4)	5,2 (3,3-13,2)	13,8 (9,3-23,1)
1,1		Вуглекислий газ, землекористування (ГтВ/рік)					
2020		1,5 (0,3-1,8)	0,5 (0,3-1,6)	0,3 (0,3-1,7)	1,2 (0,1-3,0)	0,6 (0,0-1,3)	0,0 (0,0-1,9)
2050		0,8 (0,0-0,9)	0,4 (0,0-1,0)	0,0 (–0,2-0,5)	0,9 (0,6-0,9)	–0,4 (–0,7-0,8)	–0,2 (–0,2-1,2)
2100		–2,1 (–2,1-0,0)	0,4 (–2,4-2,2)	0,0 (0,0-0,1)	0,2 (–0,1-2,0)	–1,0 (–2,8-0,1)	–0,5 (–1,7-1,5)
		Кумулятивний обсяг вуглекислого газу, викопні види палива (ГтВ)					
1990-2100		2128 (2079-2478)	1437 (1220-1989)	1038 (989-1051)	1773 (1303-1860)	989 (794-1306)	1160 (1033-1627)
		Кумулятивний обсяг вуглекислого газу, землекористування (ГтВ)					
1990-2100		61 (31-69)	62 (31-84)	31 (31-62)	89 (49-181)	–6 (-22-84)	4 (4-153)
		Кумулятивний обсяг вуглекислого газу, всього (ГтВ)					
1990-2100		2189 (2127-2538)	1499 (1301-2073)	1068 (1049-1113)	1862 (1352-1938)	983 (772-1390)	1164 (1164-1686)
70,9		Двоокис сірки (МтС/рік)					
2020		87 (60-134)	100 (62-117)	60 (60-101)	100 (66-105)	75 (52-112)	61 (48-101)
2050		81 (64-139)	64 (47-120)	40 (40-64)	105 (78-141)	69 (29-69)	56 (42-107)
2100		40 (27-83)	28 (26-71)	20 (20-27)	60 (60-93)	25 (11-25)	48 (33-48)

Таблиця 2.4. Викиди різних ПГ для ілюстративного сценарію та їх діапазон (у дужках) по всіх 40 сценаріях СДСВ

Роки	1990	Сценарна група					
		A1FI	A1B	A1T	A2	B1	B2
310		Метан (МтМ/рік)					
2020		416 (415-479)	421 (400-444)	415 (415-466)	424 (354-493)	377 (377-430)	384 (384-469)
2050		630 (511-636)	452 (452-636)	500 (492-500)	598 (402-671)	359 (359-546)	505 (482-536)
2100		735 (289-735)	289 (289-640)	274 (274-291)	889 (549-1069)	236 (236-579)	597 (465-613)
6,7		Закис азоту (МтА/рік)					
2020		9,3 (6,1-9,3)	7,2 (6,1-9,6)	6,1 (6,1-7,8)	9,6 (6,3-12,2)	8,1 (5,8-9,5)	6,1 (6,1-11,5)
2050		14,5 (6,3-14,5)	7,4 (6,3-14,3)	6,1 (6,1-6,7)	12,0 (6,8-13,9)	8,3 (5,6-14,8)	6,3 (6,3-13,2)
2100		16,6 (5,9-16,6)	7,0 (5,8-17,2)	5,4 (4,8-5,4)	16,5 (8,1-19,3)	5,7 (5,3-20,2)	6,9 (6,9-18,1)
1672		CFC/HFC/HCFC (еквівалент МтВ/рік)					
2020		337	337	337	292	291	299
2050		566	566	566	312	338	346
2100		614	614	614	753	299	649
32,0		PFC (еквівалент МтВ/рік)					
2020		42,7	42,7	42,7	50,9	31,7	54,8
2050		88,7	88,7	88,7	92,2	42,2	106,6
2100		115,3	115,3	115,3	178,4	44,9	121,3

Таблиця 2.5. Викиди різних ПГ для ілюстративного сценарію та їх діапазон (у дужках) по всіх 40 сценаріях СДСВ

Роки		Сценарна група					
	1990	A1FI	A1B	A1T	A2	B1	B2
37,7		SF_6 (еквівалент МтВ/рік)					
2020		47,8	47,8	47,8	63,5	37,4	54,7
2050		119,2	119,2	119,2	104,0	67,9	79,2
2100		94,6	94,6	94,6	164,6	42,6	69,0
879		CO (МтВ/рік)					
2020		1204 (1123-1552)	1032 (978-1248)	1147 (1147-1160)	1075 (748-1100)	751 (751-1162)	1022 (632-1077)
2050		2159 (1619-2307)	1214 (949-1925)	1770 (1244-1770)	1428 (642-1585)	471 (471-1470)	1319 (580-1319)
2100		2570 (2298-3766)	1663 (1080-2532)	2077 (1520-2077)	2326 (776-2646)	363 (363-1871)	2002 (661-2002)
139		NMVOC (Мт/рік)					
2020		192 (17-230)	222 (157-222)	190 (188-190)	179 (166-205)	140 (140-193)	180 (152-180)
2050		322 (256-322)	279 (158--301)	241 (206-241)	225 (161-242)	116 (116-237)	217 (147-217)
2100		420 (167-484)	194 (133-552)	128 (114-128)	342(169-342)	87 (58-349)	170 (130-304)
30,9		NO_x (МтА/рік)					
2020		50 (46-51)	46 (46-66)	46 (46-49)	50 (42-50)	40 (38-59)	43 (38-52)
2050		95 (49-95)	48 (48-100)	61 (49-61)	71 (50-82)	39 (39-72)	55 (42-66)
2100		110 (40-151)	40 (40-77)	28 (28-40)	109 (71-110)	19 (16-35)	61 (34-77)

Економічний розвиток буде мати головним чином регіональну спрямованість, а економічне зростання у розрахунку на душу населення і технологічні зміни будуть більш фрагментарними та повільними у порівняннями з іншими сюжетними лініями.

Сюжетна лінія і сценарна родина B1 містить опис світу, який рухається в одному напрямку з тим же глобальним населенням, яке сягає максимальної чисельності у середині століття, а потім зменшується, як й у сюжетній лінії A1, але за швидких змін в економічних структурах в напрямку сервісної та інформаційної економіки зі зменшенням матеріальної інтенсивності та впровадженням чистих і ресурсоощадних технологій. Головна увага приділятиметься глобальним рішенням економічної, соціальної та екологічної сталості, включаючи більшу справедливість, але без додаткових ініціатив, пов'язаних з кліматом.

Сюжетна лінія і сценарна родина B2 містить опис світу, в якому головна увага приділятиметься локальним вирішенням проблеми економічної, соціальної та екологічної сталості. Це буде світ з глобальним населенням, яке стало збільшується з темпами , нижчими ніж для A2, проміжними рівнями економічного розвитку і менш швидкими, але різноманітнішими змінами у порівнянні з лініями B1 і A1. Хоч цей сценарій також орієнтований на охорону навколишнього середовища та соціальну справедливість, головна увага у ньому приділятиметься місцевим і регіональним рівням.

Таким чином, при моделюванні клімату XXI століття моделювання ансамблем моделей, до якого належить і модель GFDL, виконувалося з урахуванням впливу одного з найважливіших зовнішніх чинників – викидів парникових газів до атмосфери, які, в свою чергу, бралися за сценаріями СДСВ [13]. Отже, результатами інтегрування моделі є численні тривимірні масиви гідрометеорологічних даних.

Серед цих масивів було вибрано два – середньомісячна температура повітря поблизу підстильної поверхні та місячна кількість опадів – для періодів 1986-2000 рр. і 2011-2025 рр. та для трьох сценаріїв – «жорсткого» A2, «помірного» A1B і «м'якого» B1 – у вузлах регулярної сітки, обмеженої широтами 43,5° та 53,5° півн. ш. і довготами 21,25° та 41,25° сх. д.

2.3. Зміни режиму температури та опадів

Одним з найпростіших способів відображення можливих змін у кліматичному режимі метеорологічної величини є порівняння з минулими даними. Наприклад, Всесвітня метеорологічна організація пропонує використовувати для порівняння як базовий період 1961-1990 рр., а кліматичні підрозділи NOAA вже зараз використовують базовий період 1971-2000 рр. Але у нашому випадку це зробити неможливо, тому що

довжина часового ряду, який ми розглядаємо (2011-2025 рр.), становить тільки 15 років, і саме тому як базовий період береться 1986-2000 рр.

На рис. 2.4 наведені зміни середньої температури повітря у 2011-2025 рр. відносно 1986-2000 рр. для трьох зазначених вище сценаріїв. Як можна бачити, зміни температурного режиму за сюжетними лініями A1B і A2 (рис. 2.4а і 2.4б) є схожими і відрізняються одна від іншої тільки величинами змін: потепління (для сценарію А2 – навіть похолодання) є найменшим на південному заході України і збільшується у напрямку східної та західної України. За сценарієм В1 (рис. 2.4в) найменше потепління матиме місце над півднем та заходом України, а найбільше – над східною Україною.

Таким чином, на фоні глобального потепління до 2025 р. в Україні відбуватимуться достатньо нерівномірні зміни температурного режиму, приблизно на 0,5 °С [8], причому найменш істотними вони будуть за «жорстким» сценарієм А2, коли майже для всієї України температура у середньому збільшиться не більше ніж на 0,5 °С. Найістотніші ж зміни температури спостерігатимуться за «м’яким» сценарієм В1, коли майже уся північна, центральна та східна Україна характеризуватиметься потеплінням, більшим за 0,5 °С.

На рис. 2.5 наведені зміни річних сум опадів у 2011-2025 рр. відносно 1986-2000 рр. для трьох зазначених вище сценаріїв. Як можна бачити, зміни режиму опадів за сюжетними лініями A1B і A2 (рис. 2.5а і 2.5б) є схожими – майже над усією Україною опади будуть збільшуватися, особливо над південним заходом, а відрізняються одна від іншої тільки тим, що за сценарієм А2 над сходом України буде мати місце невелике зменшення річних сум опадів. Що ж стосується сценарію В1 (рис. 2.5в), то зміни у режимі опадів можна вважати неістотними (максимум 40 мм на рік, коли у теперішній час їх величина перевищує у середньому 600 мм на рік).

Таким чином, в Україні відбуватимуться достатньо нерівномірні зміни режиму опадів, причому найменш істотними вони будуть за «м'яким» сценарієм В1, коли майже для всієї України річна сума опадів зміниться у середньому не більше ніж на 7 відсотків від сьогоденної. За іншими двома сценаріями найістотніших змін зазнає режим опадів на південному заході України, де річна сума може збільшитися на 10–15 відсотків від тієї, що спостерігається у теперішній час.

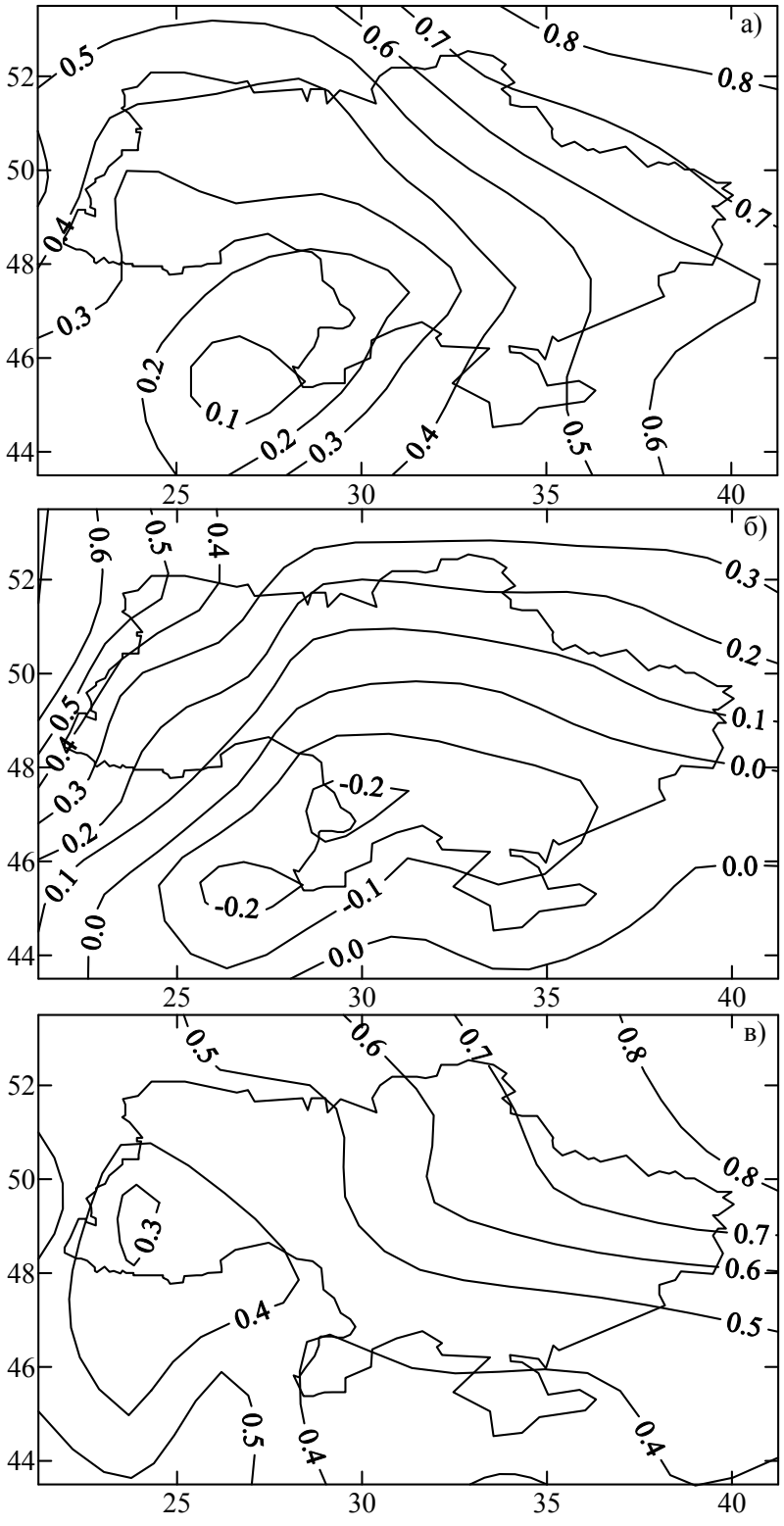


Рис. 2.4. Зміни середньої для 2011-2025 рр. температури повітря в Україні відносно базового періоду 1986-2000 рр. для сценаріїв А1В (а), А2 (б) і В1 (в)

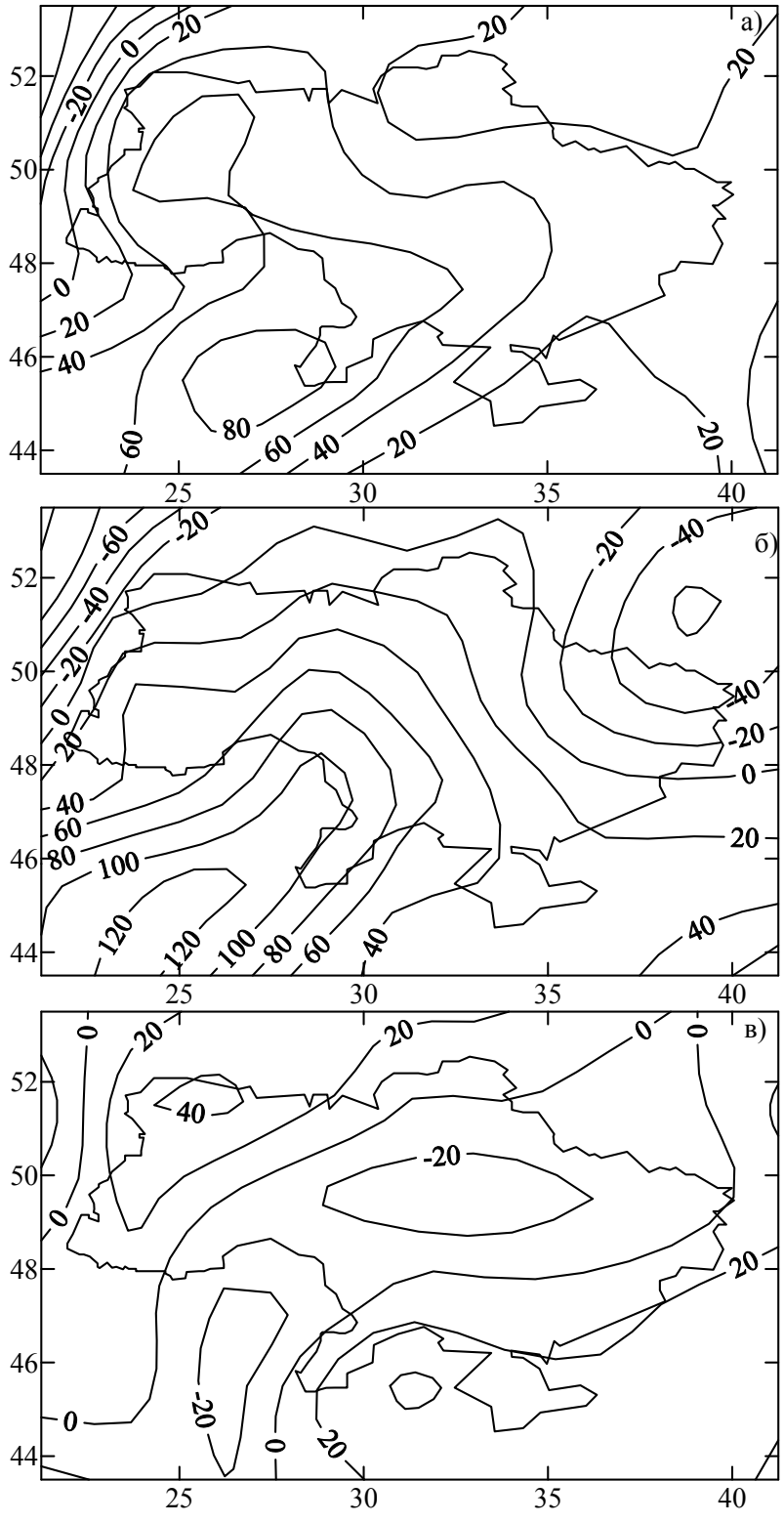


Рис. 2.5. Зміни середньої для 2011-2025 рр. річної суми опадів в Україні відносно базового періоду 1986-2000 рр. для сценаріїв А1В (а), А2 (б) і В1 (в)

2.4. Зміни екстремальних проявів у режимах температури і опадів

Тільки коливання середніх величин не визначають «зміни клімату», тому що треба розглядати також і мінливість метеорологічних величин. За визначенням, зміна клімату є статистично значущою варіацією або середнього його стану, або його мінливості, яка зберігається протягом тривалого проміжку часу (зазвичай десятиріччя або більше) і яка може бути спричинена природними внутрішніми процесами чи зовнішніми впливами, або сталими антропогенними змінами у складі атмосфери або землекористування. Сам клімат у вузькому сенсі визначається, як статистичний опис з точки зору середніх значень та мінливості відповідних кількісних показників (у більшості випадків, приземної температури, опадів тощо) за період часу від декількох місяців до тисяч чи мільйонів років, а у більш широкому сенсі – як стан кліматичної системи, що складається з п’яти основних компонентів: атмосфери, гідросфери, кріосфери, земної поверхні та біосфери [8]. Тому, якщо розглядати клімат саме у широкому сенсі, для опису його змін має бути врахована (окремо або разом) велика кількість параметрів, деякі з яких можуть виявитися з точки зору мінливості більш показовими, а інші – менш.

У роботі [7] було запропоновано використовувати як комплексний показник індекс зміни клімату, в який входили два показники, що стосувалися температури та опадів. У попередніх роботах [3, 5] на прикладі Європи було показано, що індекс змін клімату можна з успіхом застосувати для оцінки регіональних особливостей. У цій роботи для визначення у комплексі мінливості температури та опадів над Україною (див., також [1, 4, 6]) використаємо запропоновану в [7] концепцію, яку стисло можна описати таким чином.

2.4.1. Індекс змін клімату

Отже Бейтіґ та ін. [7] представили сукупний індекс змін клімату, в якому кліматична інформація підсумовується в одну величину – ймовірну міру змін клімату. Через те, що в індекс змін клімату (*CCI*) входять принаймні два показники, то його можна представити у вигляді півсуми двох індексів: перший стосується мінливості температури, а другий – опадів

$$CCI = \frac{TI + PI}{2}. \qquad (2.13)$$

Далі, індекси *TI* і *PI* ураховують окремо події, які можуть мати місце протягом розглянутого періоду після одержання середньорічних та середньосезонних температур (*TI*1 і *TI*2 відповідно), а також річних та

сезонних сум опадів (*PI*1 і *PI*2 відповідно)

$$TI = \frac{TI1 + TI2}{2}, \quad PI = \frac{PI1 + PI2}{2}. \tag{2.14}$$

Нарешті, кожен з індексів *TI*1, *TI*2, *PI*1 і *PI*2 подається у вигляді:

$$\begin{aligned} TI1 &= \frac{ICY + IHY}{2}, \quad TI2 = \frac{IHW + ICW + IHS + ICS}{4}, \\ PI1 &= \frac{IWY + IDY}{2}, \quad PI2 = \frac{IWW + IDW + IWS + IDS}{4}. \end{aligned} \tag{2.15}$$

Застосовані у формулах (2.15) позначення будуть пояснені трохи нижче.

Як можна бачити з виразів (2.13) – (2.15), вага кожного з індикаторів в окремий індекс і групи індексів у *CCI* дорівнює одиниці. Строго кажучи, такий підхід не є оптимальним і задається a priori. Але визначити, який внесок в зміну клімату робить кожен з індикаторів, на сьогодні навряд чи є можливим.

Таким чином, розрахунок індексу змін клімату зводиться до обчислення 12 індикаторів, залучених до формули (2.15). Авжеж, найпростішим було б залучення як таких індикаторів, що визначають зміни клімату, звичайних трендів, розрахованих для усього періоду. Але доцільніше використати деякі аномальні прояви, тому що екстремальні зміни режиму опадів та температури можуть впливати на природні та соціальні системи [8]. Тому авторами методу [7] були відібрані чотири групи індикаторів, здатних разом описати важливі характеристики змін клімату: зміни середньорічної температури, зміни суми річних опадів, зміни у явищах екстремальних температур і зміни в явищах екстремальних опадів, включаючи засухи. Через те, що припускається аномальність подій, потрібно розраховувати індикатори, ґрунтуючись на порівнянні з характеристиками базового періоду. Для цього, як вже відзначалося у п. 2.2, дані розбиваються на дві «епохи» – 1986-2000 рр. та 2011-2025 рр. – по 15 років у кожній і перша з них використовується як базовий період для порівняння змін клімату у другій.

Для кількісного опису окремих індикаторів пропонується використовувати принцип «1 раз на 10 років» [1, 4, 6], який полягає у такому. Спочатку для усього періоду, використаного тут, розраховувались середні для кожного року, зим та літ значення температури, а також річні, зимові та літні суми опадів. Потім, ґрунтуючись на даних базового періоду, для кожної точки сітки за допомогою накопичених повторюваностей визначалися 90-та та 10-та процентилі. При цьому припускалося, що дані про температуру розподілені нормально, а для даних про опади є

характерним гама-розподіл. Для кожного з указаних у цьому пункті параметрів для базового періоду визначалася кількість випадків, коли їх величина перевищувала 90-ту процентиль, і кількість випадків, коли їх величина була менша за 10-ту процентиль. Далі, аналогічна кількість випадків розраховувалась для періоду 2011-2025 рр. та обчислювалась величина перевищення кількості випадків у другому періоді над кількістю випадків у першому. Інакше кажучи, якщо у першому випадку спостерігався 1 випадок середньорічної температури вище за 90-ту процентиль, а у другому – 5 випадків, то як деякий індикатор змін клімату береться різниця цих величин, тобто 4. Ясно, що такий підхід ґрунтується не на трендах, а на аномальних та екстремальних проявах змін клімату. У подальшому такі випадки будемо називати аномальними.

Нарешті, опис використаних у формулі (2.15) окремих індикаторів змін клімату наведено у табл. 2.6.

Таблиця 2.6. Індикатори, що підсумовуються в індекс змін клімату

Індикатор	Опис
ICY	Кількість аномально холодних років стосовно базового періоду
IHY	Кількість аномально жарких років стосовно базового періоду
ICW	Кількість аномально холодних зим стосовно базового періоду
IHW	Кількість аномально жарких зим стосовно базового періоду
ICS	Кількість аномально холодних літ стосовно базового періоду
HIS	Кількість аномально жарких літ стосовно базового періоду
IDY	Кількість аномально сухих років стосовно базового періоду
IWY	Кількість аномально вологих років стосовно базового періоду
IDW	Кількість аномально сухих зим стосовно базового періоду
WW	Кількість аномально вологих зим стосовно базового періоду
IDS	Кількість аномально сухих літ стосовно базового періоду
IWS	Кількість аномально вологих літ стосовно базового періоду

Нагадаємо, що індикатори змін клімату розраховуються для періоду 2011–2025 рр. стосовно базового періоду 1986–2000 рр. як різниця між кількістю аномальних подій у ці періоди.

Таким чином, складені індикатори *TI* і *PI*, що описуються формулою (2.14), є «внеском» у індекс змін клімату аномальних подій температури та опадів, складаються з річних (*TI*1 і *PI*1 відповідно) та сезонних (*TI*2 і *PI*2 відповідно) аномалій.

2.4.2. Індикатори змін температурного режиму

На рис. 2.6–2.8 наведені зазначені у табл. 2.2 індикатори для трьох сценаріїв СДСВ. Спочатку відзначимо, що кількість аномально холодних літ збільшиться переважно тільки на півдні України, особливо в Одеській обл., причому за сценарієм A1B вона зросте на 4 аномально холодних літа в українському Придунав'ї (рис. 2.6 зверху зліва). Як і слід було сподіватися, за глобального потепління істотно збільшується кількість аномально теплих літ майже на всій території України, причому для сценарію B1 у Вінницькій та Донецькій областях цей індикатор зростає до 7 літ, тобто майже кожне друге літо буде аномально теплим. Цікаво також, що для сценарію A2 (рис. 2.6 усередині) майже над усім півднем України літа будуть переважно аномально холодними, а не аномально теплими.

Що стосується аномально холодних зим (рис. 2.7), то їх кількість буде незначною майже для всієї України. Тільки у деяких районах сходу України за сценарієм A2 кожна четверта або п'ята зима буде аномально холодною. Також незначною буде кількість аномально теплих зим за сценаріями B1 і A2, але для сценарію A1B майже для всієї України буде аномально теплою кожна четверта зима, а що стосується більшої частини півночі України – то й кожна третя.

Майже аналогічний розподіл мають поля індикаторів *ICY* і *IHY* (рис. 2.8) – кількість аномально холодних років є неістотною, а кількість аномально теплих – великою для деяких сценаріїв та регіонів України. Наприклад, за сценарієм B1 кожен четвертий рік буде аномально теплим над усією Україною, а за сценарієм A1B – тільки над північчю та частиною заходу України. Цікаво також, що за сценарієм A2 у західній Україні збільшиться кількість тільки аномально теплих років, тим часом як кількість аномально холодних років залишиться тією ж, що й наприкінці XX століття. Зворотна картина спостерігається для решти території України (див. рис. 2.8 усередині).

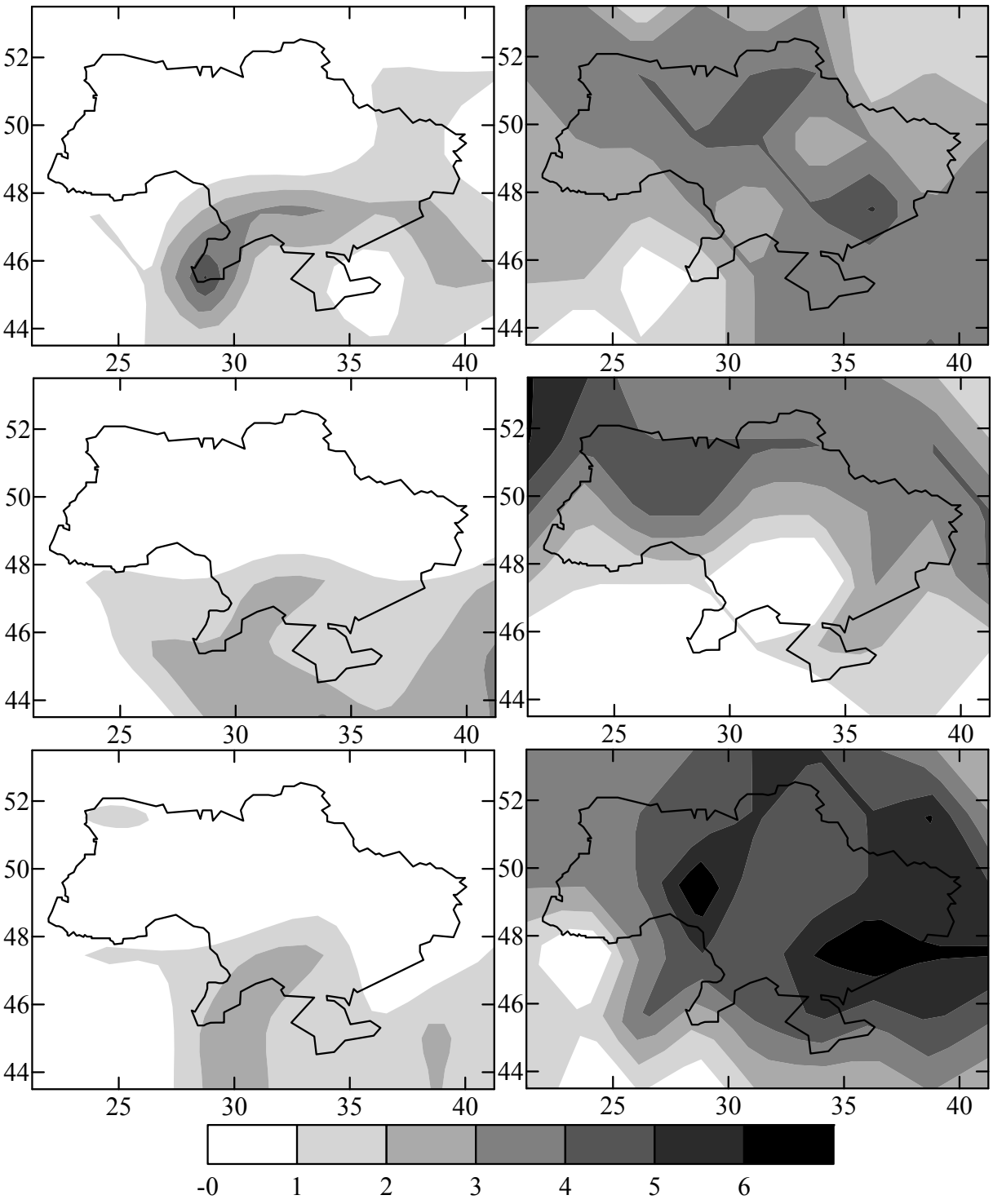


Рис. 2.6. Поле індикаторів *ICS* (зліва) і *IHS* (справа) для сценаріїв A1B (зверху), A2 (усередині) та B1 (знизу)

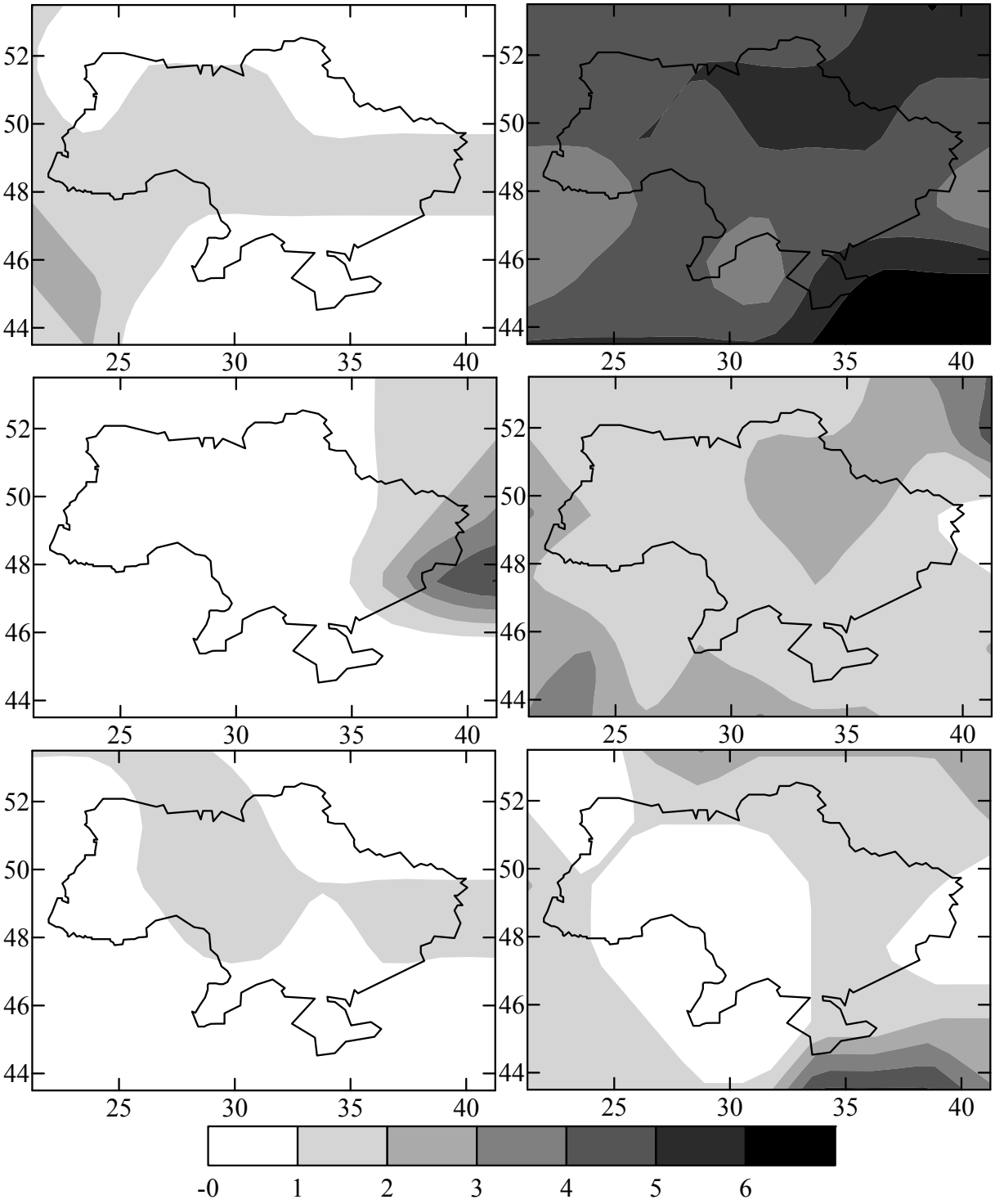


Рис. 2.7. Поле індикаторів *ICW* (зліва) і *IHW* (справа) для сценаріїв A1B (зверху), A2 (усередині) та B1 (знизу)

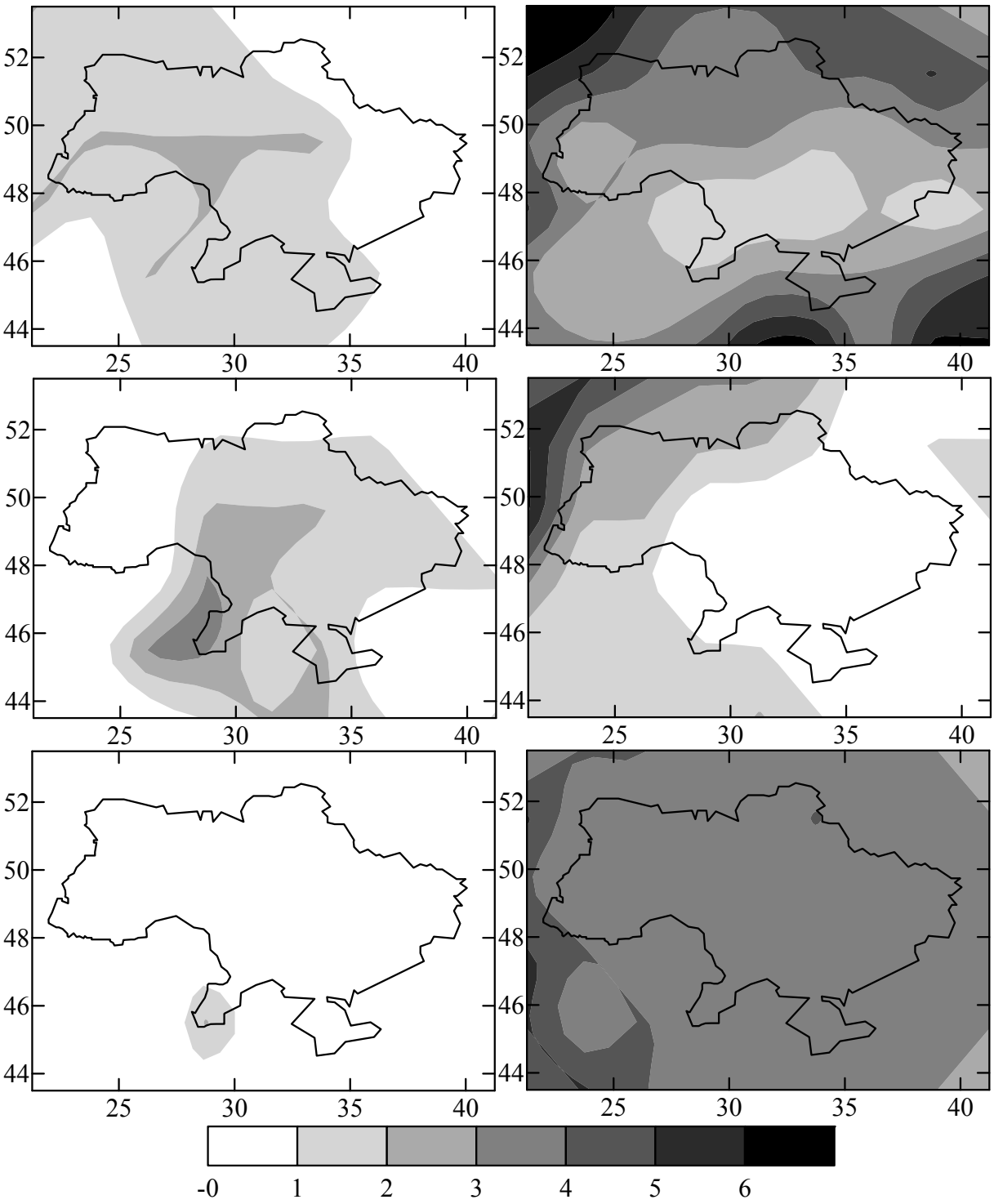


Рис. 2.8. Поле індикаторів *ICY* (зліва) і *IHY* (справа) для сценаріїв A1B (зверху), A2 (усередині) та B1 (знизу)

Нарешті, на рис. 2.9 наведені величини індексу змін температури, розраховані за формулою (2.14). По-перше, можна відзначити, що найменших змін в Україні режим температури зазнає за «жорсткого» сценарію А2, коли кількість аномалій здебільшого перевищує кількість аномалій температури сьогодення лише на 1–2 події (рис. 2.9 усередині). По-друге, найбільші зміни спостерігаються для «помірного» сценарію А1В, коли кількість аномалій становить двадцять відсотків майже над усією Україною; до того ж для цього сценарію має місце найбільша неоднорідність поля індексу змін температури (рис. 2.9 зверху). По-третє, найбільш однорідним є поле індексу *TI* для сценарію В1, де, за винятком західної України, кількість аномалій збільшується на 1–2 події. З порівняння рис. 2.4 з рис. 2.9 випливає, що узгодженість між полями змін температури та полями змін аномалій температури є дуже слабкою і можна виявити тільки окремі (скоріше за все, випадкові) схожі риси, як то найменше зменшення температури та мінімум аномалій над півднем України для сценарію А1В.

Виявлений факт, що певні зміни температури не супроводжуються тотожними змінами аномалій температурного режиму, а останні є дуже важливими при оцінці впливу змін клімату на природні та соціальні системи, свідчить про правильність обраного нами методу.

2.4.3. Індикатори змін режиму опадів

На рис. 2.10–2.12 наведені зазначені у табл. 2.6 індикатори для трьох сценаріїв СДСВ. Спочатку відзначимо, що кількість аномально сухих літ залишиться майже незмінною, за винятком сценарію В1 для південного заходу України, де вона неістотно збільшиться (рис. 2.10 зліва); також для цього сценарію буде мати місце й незначне зростання літ з аномально великою кількістю опадів. Більше вологіших літ буде на правобережній Україні за сценарієм А2 (на 2-4 випадки), але найбільше зростання аномально вологих літ буде мати місце за сценарієм А1В, коли у деяких областях їх кількість збільшиться на 5 випадків (рис. 2.10 справа).

Що стосується аномально сухих зим (рис. 2.11 зліва), то їх кількість не зміниться майже для усієї території України для сценарію В1, а для решти сценаріїв збільшення кількості зим з аномально малою кількістю опадів матиме місце переважно над лівобережною Україною, причому на крайньому сході України аномально сухою може бути кожна третя зима за сценарієм А1В (див. рис. 2.11 зліва уверху). Найбільших змін режим опадів узимку зазнає за сценарієм А2 для правобережної України (рис. 2.11 справа усередині), коли майже кожна 3-4 зима буде аномально вологою, тоді як для сценаріїв А1В і В1 (рис. 2.11 справа) кількість аномально вологих зим зміниться неістотно над більшістю областей України.

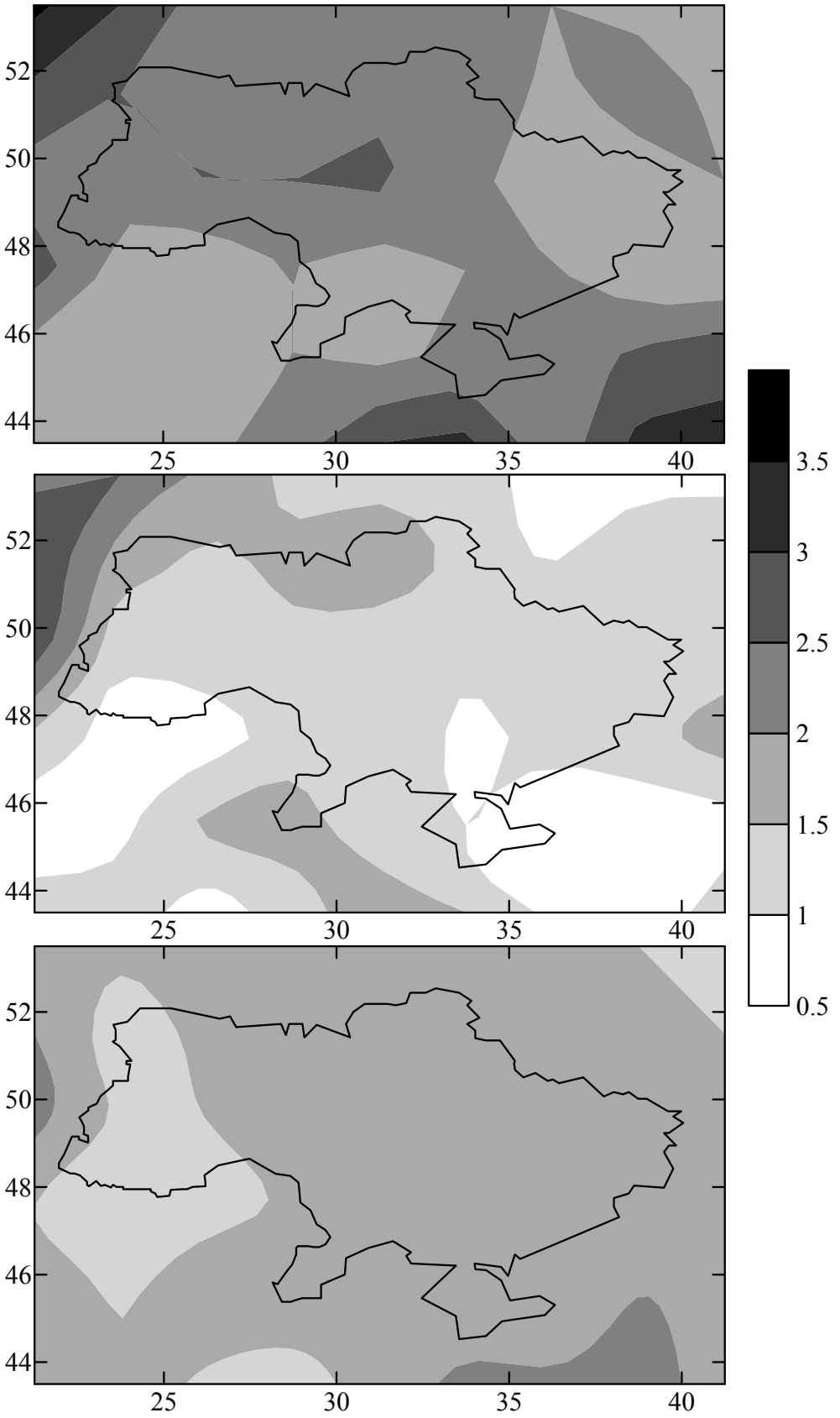


Рис. 2.9. Поле індексу змін температури *TI* для сценаріїв A1B (зверху), A2 (усередині) та B1 (знизу)

Зміни режиму річних сум опадів будуть такими (рис. 2.12). Незначною мірою збільшиться кількість аномально сухих років; тільки в окремих областях, як, наприклад, в Одеській для сценарію В1 (рис. 2.12 зліва унизу) буде мати місце зростання їх кількості до більш-менш істотної величини. Також неістотно збільшиться кількість років з аномально великою кількістю опадів за сценарієм В1 та сценарієм А2 за винятком південної частини України. З іншого боку, для сценарію А1В буде характерною велика «плямистість» у змінах кількості аномально вологих років (рис. 2.12 справа уверху), причому їх кількість може досягати у деяких областях України значних величин, наприклад, майже кожен другий рік буде аномально вологим на півдні Одеської області, кожен третій – у Волинській області.

Нарешті, на рис. 2.13 наведені величини індексу змін опадів, розраховані за формулою (2.14). По-перше, можна відзначити, що найменших змін в Україні режим опадів зазнає за «м'якого» сценарію В1: у середньому тільки два роки з п'ятнадцяти будуть характеризуватися аномальними подіями, причому тільки на півдні України. Як випливає з аналізу попередніх рисунків, це можуть бути не тільки аномально вологі, а й аномально сухі події. Також варто уваги те, що за цим сценарієм,а також сценарієм А2, найменшого впливу змін клімату зазнає західна частина України, а найбільшого –південна. Що ж стосується «помірного» сценарію А1В, то для нього зміни режиму опадів над Україною у 2011-2025 рр. будуть найістотнішими. Насамперед це стосується східних областей України, де кожного четвертого року буде мати місце аномальна подія, як правило пов'язана зі збільшенням кількості опадів; також зросте кількість аномальних подій і на Західній Україні, і тільки у невеликій кількості районів України режим опадів майже не зміниться.

Отже, за сценарієм А1В у кількісному вигляді опади зростуть на південному заході України, але збільшена кількість аномальних проявів у режимі опадів буде спостерігатися над сходом України. Також треба відзначити, що у порівнянні з кінцем XX століття кількість аномальних проявів режиму опадів у 2011-2025 рр. збільшиться. Цікавим є те, що сценарій А2, який вважається «жорстким», у 2011-2025 рр. не спричинить будь-яких істотних змін режиму опадів України, причому це стосується, насамперед, аномальних проявів. З іншого боку, з точки зору розробки стратегії щодо пом'якшення наслідків глобального потепління найсприятливішим є «м'який» сценарій В1, за якого розподіл змін опадів та їх аномалій над Україною буде найбільш гомогенним та незначним.

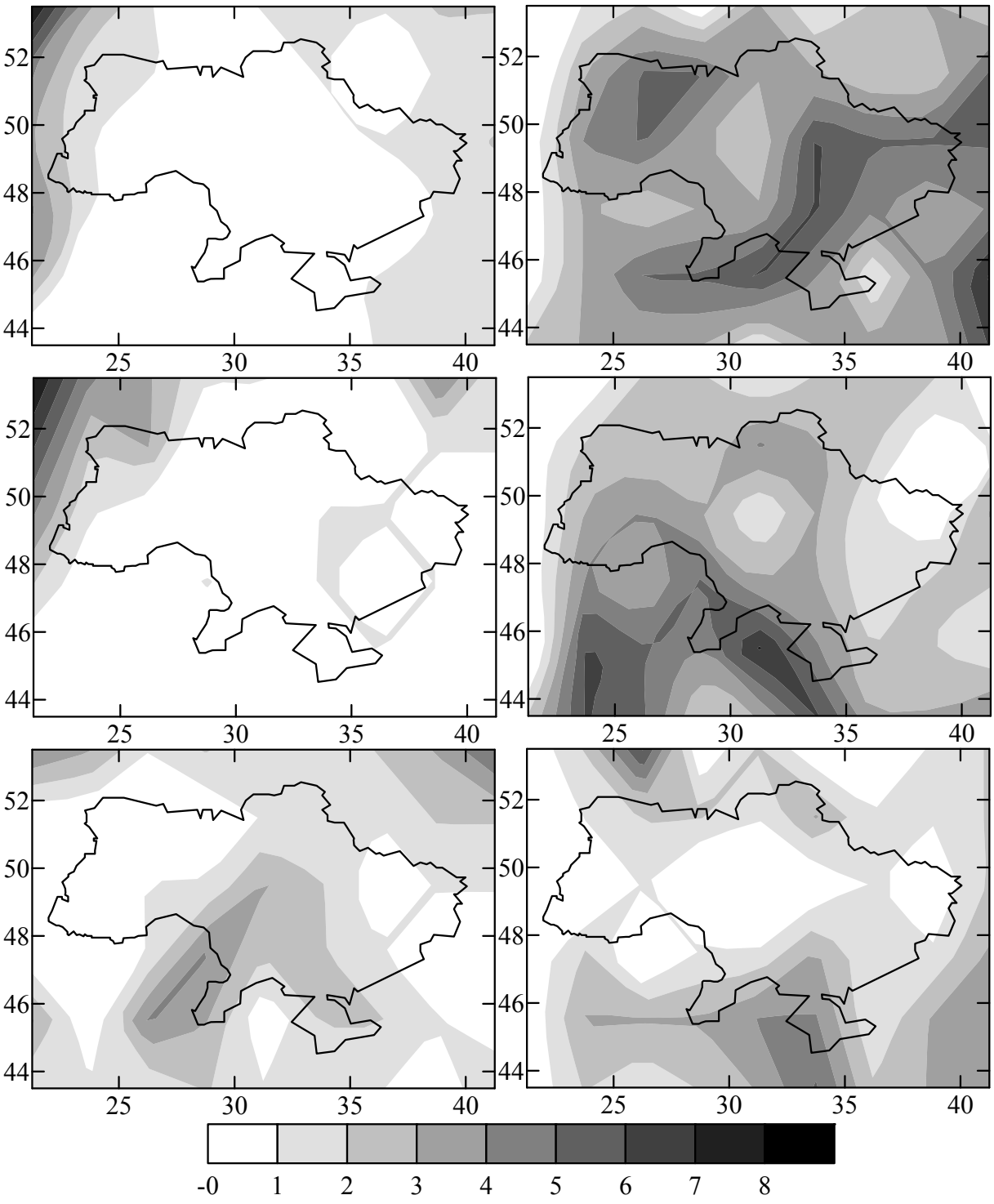


Рис. 2.10. Поле індикаторів *IDS* (зліва) і *IWS* (справа) для сценаріїв A1B (зверху), A2 (усередині) та B1 (знизу)

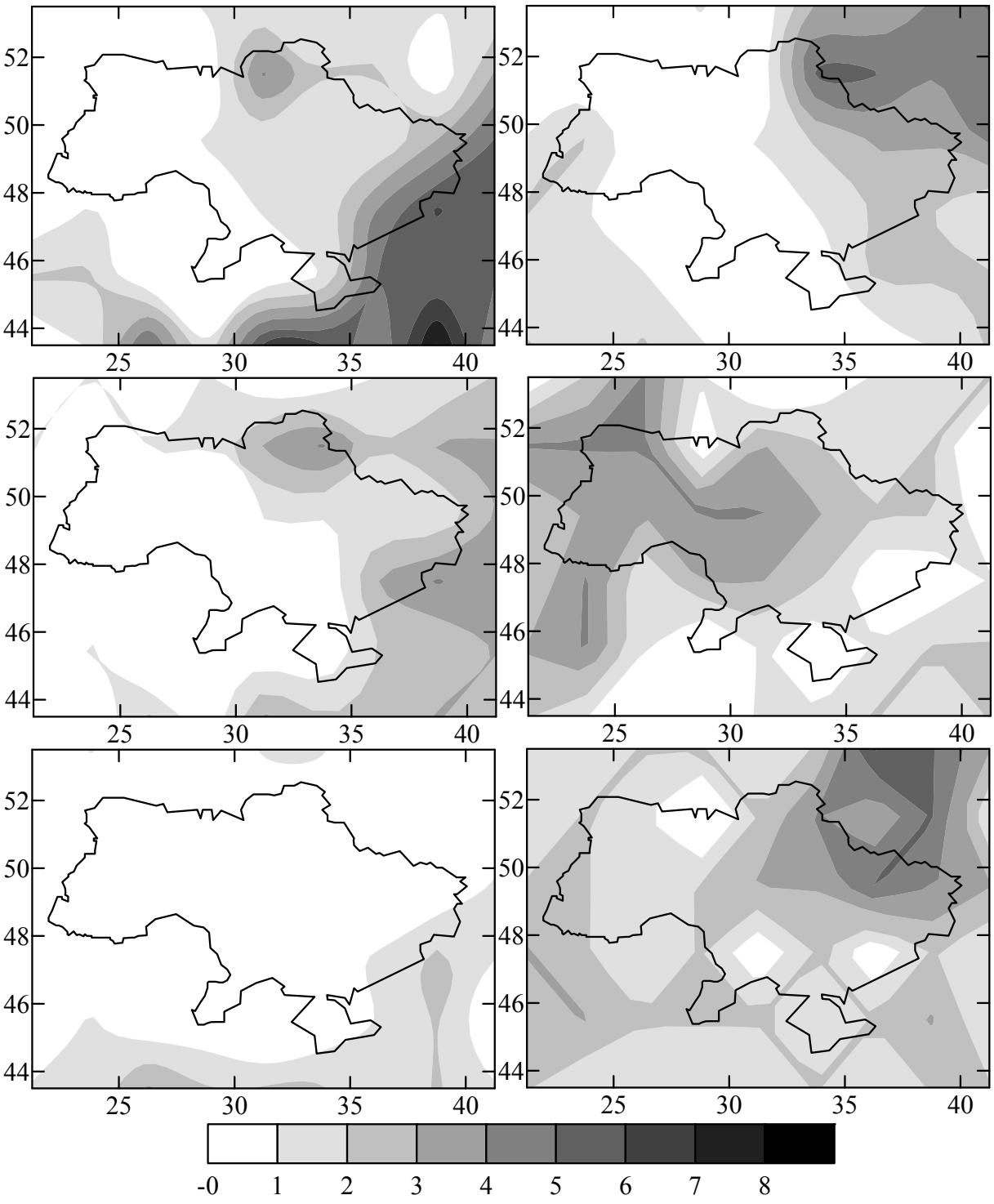


Рис. 2.11. Поле індикаторів *IDW* (зліва) і *IWW* (справа) для сценаріїв A1B (зверху), A2 (усередині) та B1 (знизу)

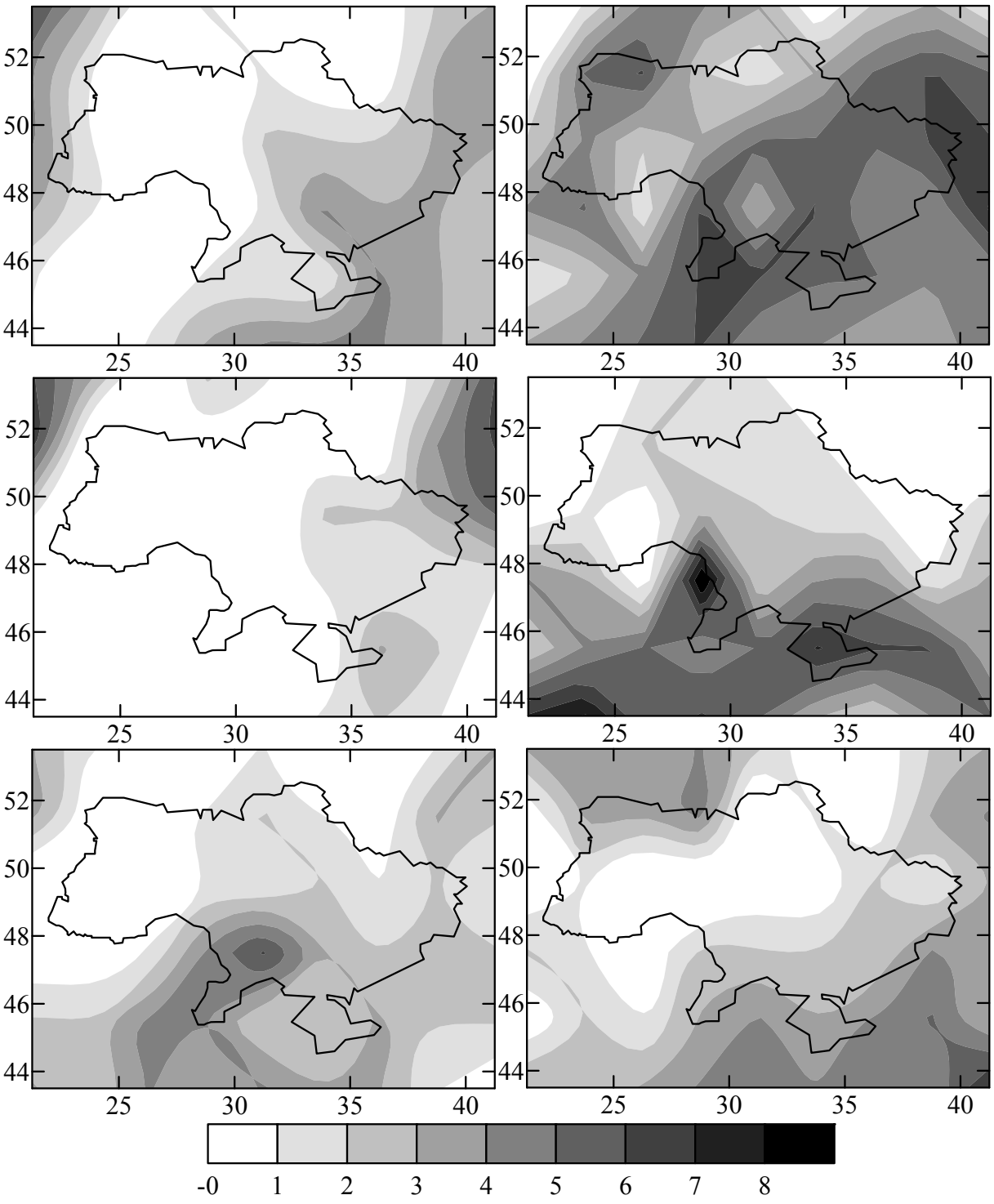


Рис. 2.12. Поле індикаторів *IDY* (зліва) і *IWY* (справа) для сценаріїв A1B (зверху), A2 (усередині) та B1 (знизу)

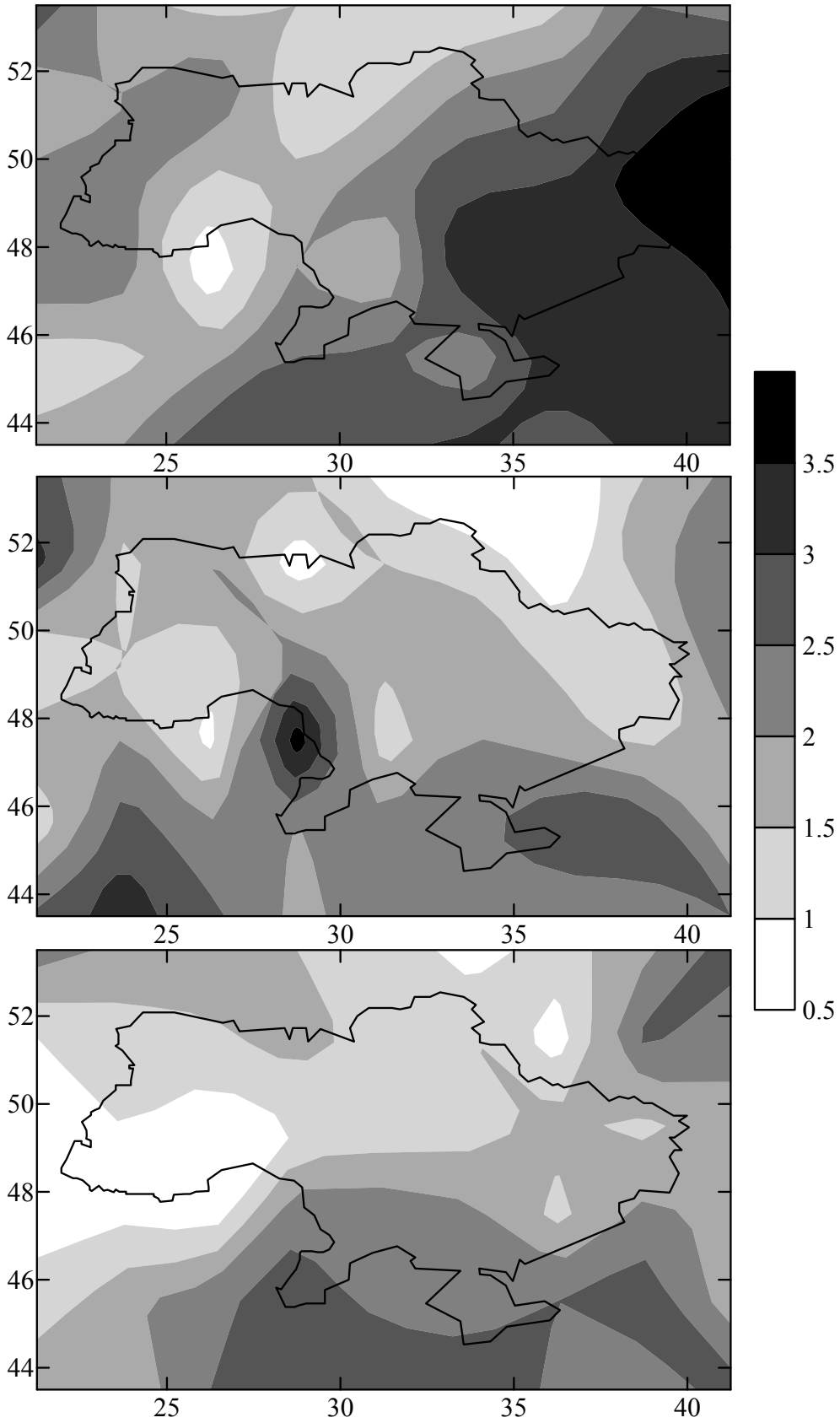


Рис. 2.13. Поле індексу змін опадів *PI* для сценаріїв A1B (зверху), A2 (усередині) та B1 (знизу)

2.4.4. Індикатори змін режиму вологовмісту ґрунту

Застосуємо також описаний підхід для аналізу змін режиму загального вологовмісту ґрунту (ЗВҐ). На рис. 2.14–2.16 наведені індикатори для трьох сценаріїв СДСВ. Насамперед треба звернути увагу на те, що кількість літ з аномально низькими ЗВҐ за сценаріями A1B і A2 не зміниться майже для всієї України, а за «м'якого» сценарію B1 літа будуть більш посушливими у центральній та південній Україні. Навпаки, істотно збільшиться кількість аномально зволожених літ за усіма сценаріями для західної України, де кожне друге (а подекуди й частіше) літо буде характеризуватися збільшеною величиною ЗВҐ. Відмінністю проміж різних сценаріїв є те, що для «помірного» сценарію A1B в деяких районах східної України аномально великі значення ЗВҐ будуть спостерігатися також достатньо часто – кожного четвертого року (рис. 2.14).

Трохи відрізняється від вищевикладеної зміна режиму ЗВҐ для зими. Як і у попередньому випадку, на західній Україні спостерігатиметься велика кількість аномально зволожених зим за усіма сценаріями, але решта України буде потерпати від збільшеної кількості посушливих зим також за усіма сценаріями (рис. 2.15). Цікавим тут є те, що «м'який» та «помірний» сценарії B1 і A1B виявилися найбільш посушливими для України і майже кожна четверта - п'ята зима буде відзначатися зменшеною величиною ЗВГ. Додамо, що схід та південь України для сценарію A1B буде потерпати як від аномально сухих, так і від вологих зим (рис. 2.13 уверху).

Природно, що такі зміни режиму в окремі сезони спричиняють відповідні зміни у річних величинах ЗВҐ (рис. 2.16). Дійсно, найяскравішою особливістю тут також є дуже велика кількість років з аномально великими значеннями ЗВҐ на західній Україні і тільки невелике їх збільшення на решті території держави. Майже дзеркальним відбитком виглядає західна Україна з точки зору незмінності кількості років з аномально малими величинами ЗВҐ (порівняйте ліву та праву частини рис. 2.16). Також для річних змін матиме місце збільшена кількість років з аномально низьким ЗВҐ майже для усієї України за сценарієм B1, а для інших двох сценаріїв така зміна режиму буде характерною тільки для південно-східної та північно-західної частин України

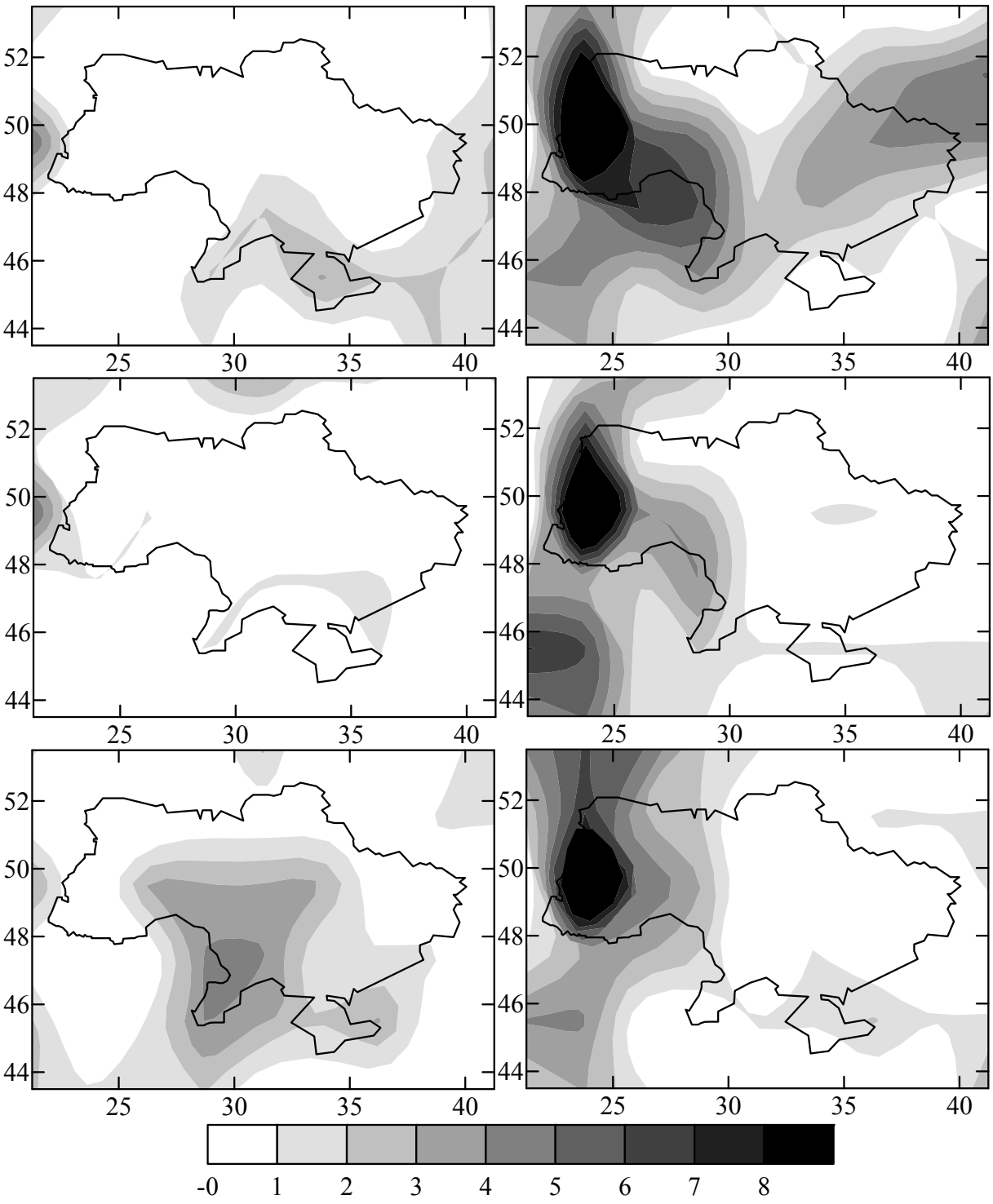


Рис. 2.14. Поле індикаторів *IDS* (зліва) і *IWS* (справа) для сценаріїв A1B (зверху), A2 (усередині) та B1 (знизу)

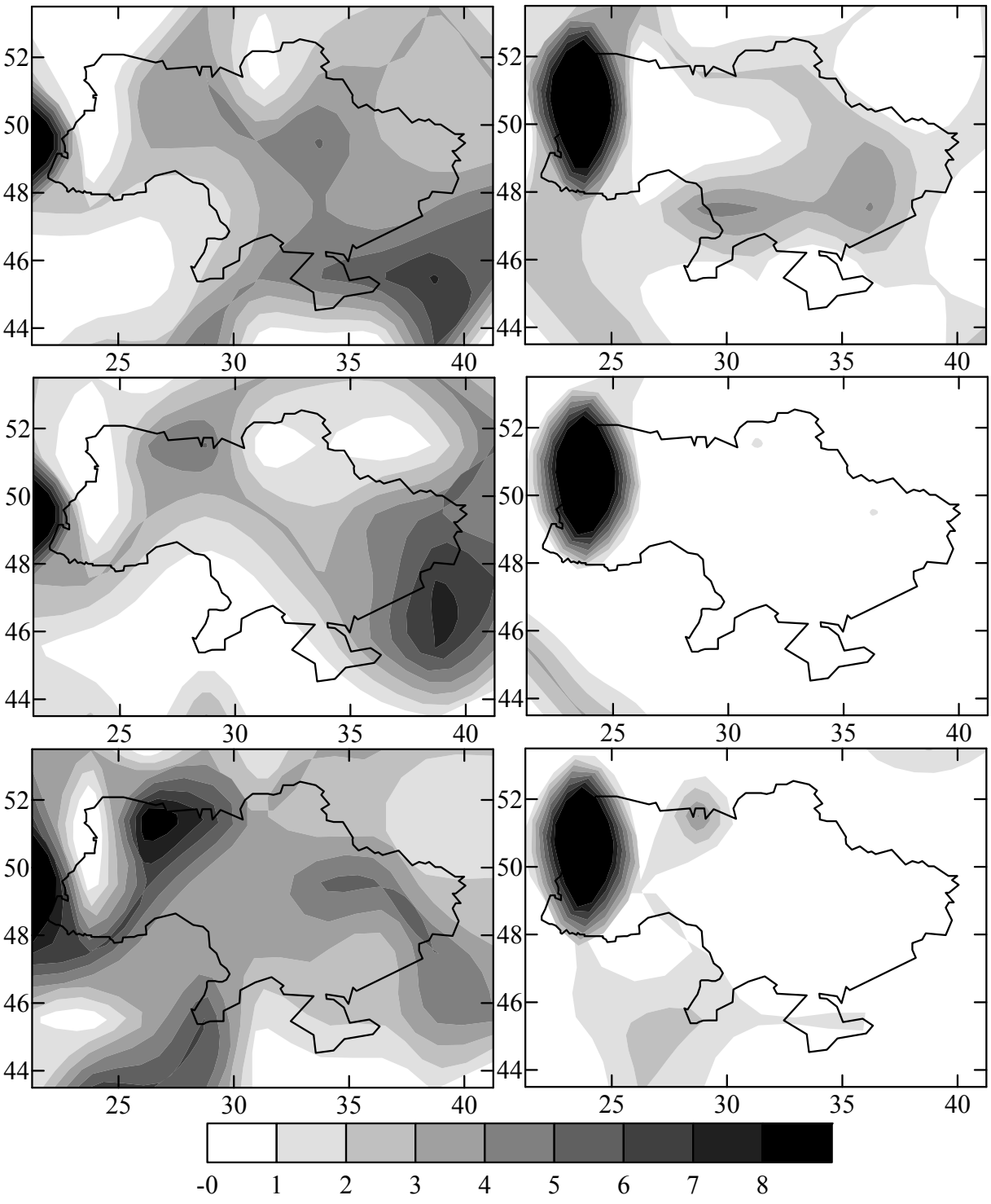


Рис. 2.15. Поле індикаторів *IDW* (зліва) і *IWW* (справа) для сценаріїв A1B (зверху), A2 (усередині) та B1 (знизу)

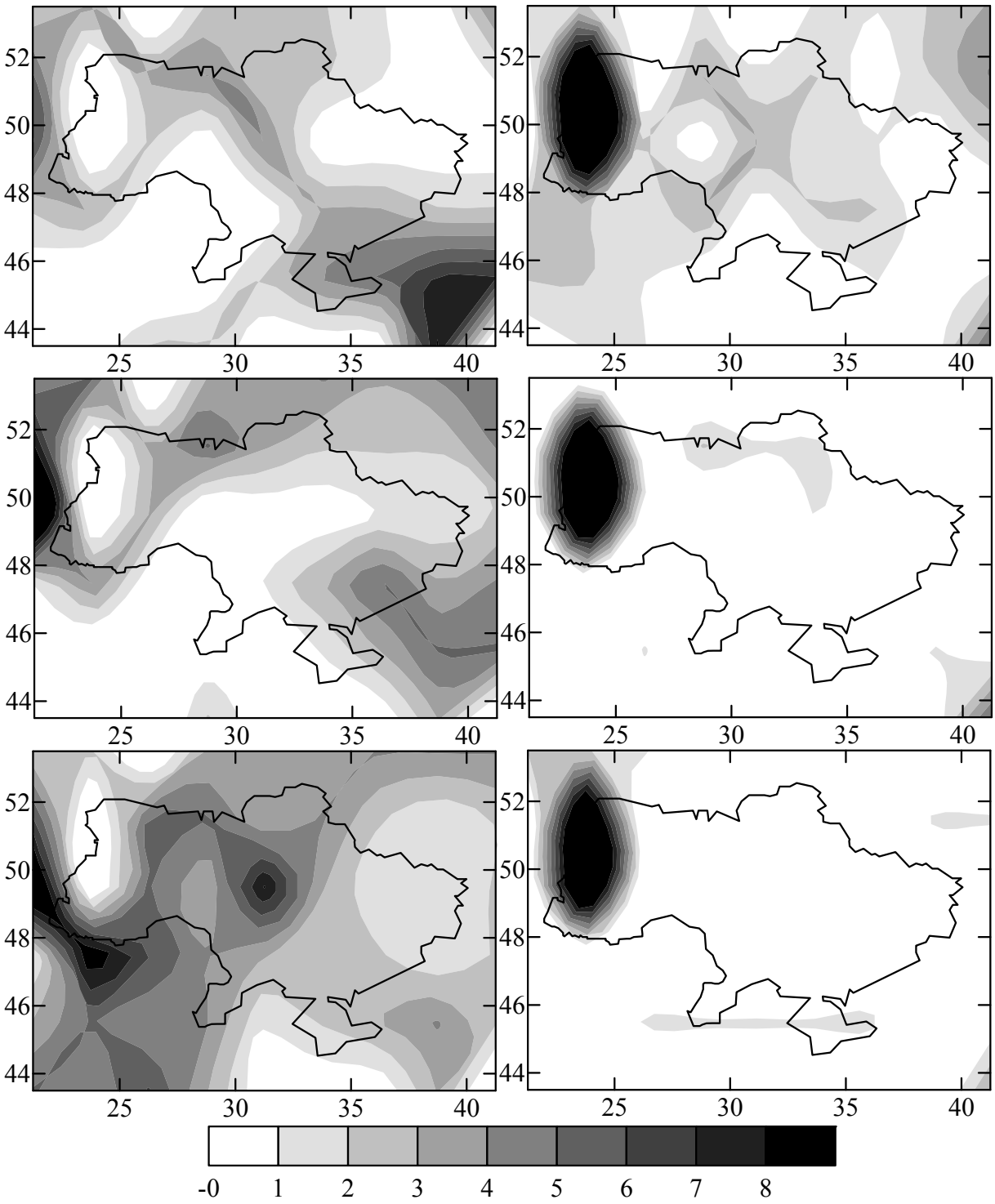


Рис. 2.16. Поле індикаторів *IDY* (зліва) і *IWY* (справа) для сценаріїв A1B (зверху), A2 (усередині) та B1 (знизу)

3. ЕНЕРГЕТИЧНІ РЕСУРСИ КЛІМАТУ УКРАЇНИ

3.1. КЛІМАТИЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА ОПАЛЮВАЛЬНОГО ПЕРІОДУ

Успішна соціально-економічна політика країни залежить від багатьох чинників. Серед них важливе місце посідають проблеми забезпечення населення тепловою енергією, перехід на шлях економії природних і енергетичних ресурсів і зменшення їх споживання.

Поряд зі збереженням і зменшенням споживання природних ресурсів (нафти, газу та ін.) необхідно звернути увагу на альтернативні види енергії, зокрема, на кліматичні ресурси країни (вітрову та сонячну енергію), які відіграють значну роль у вирішенні паливно-енергетичної програми і мають враховуватися під час складання нової концептуальної основи стратегії енерго- і теплозабезпечення.

Однією зі складових кліматичних ресурсів є опалювальний період. Нині, коли опрацьовується національна програма енергозбереження, визначення характеристик опалювального періоду набуває особливої актуальності. Опалювальний період необхідно враховувати під час удосконалення стратегії теплозабезпечення країни. Для цього необхідно проводити розрахунки теплозабезпечення з урахуванням характеристик опалювального періоду, що дасть змогу належним чином розподілити кошти і кількість палива для окремих регіонів.

В останні десятиліття зміни клімату в континентальних районах супроводжуються, як правило, істотним підвищенням температури в зимовий період. У зв'язку з цим можна чекати зниження енерговитрат на опалювання, які визначають споживання енергії в Україні взимку.

За опалювальний період (ОП) взята частина року, обмежена осіннім і весняним стійким переходом середньодобової температури повітря через 8 °С. Температурний режим зумовлює початок опалювального сезону, його тривалість, отже, і необхідну кількість палива, яким повинні бути забезпечені всі галузі господарства.

Мета цього дослідження визначити, як зміна клімату впливає на тривалість опалювального періоду (ТОП) в Україні, що дасть змогу оцінити відносну зміну енергоспоживання при заданій зміні середньомісячних температур.

В даній роботі на основі середніх температур, отриманих за період з 1961 по 1990 рр. для двадцяти п’яти станцій України, які є обласними центрами, було розраховано дати переходу середньої місячної температури через 8 ºС та тривалість опалювального періоду. Станції було вибрано так,

щоб освітити кліматичні особливості різних регіонів країни. Для того, щоб виявити вплив змін клімату на характеристики опалювального періоду наприкінці XX сторіччя, на прикладі двадцяти трьох станцій України за періоди 1971–2000 рр., 1981–2000 рр. та 1991–2000 рр. було визначено тенденції в змінах кліматичних показників ОП. Такий вибір періодів дозволив зробити висновок про те, яке десятиріччя зробило найбільш вагомий внесок у зміни кліматичних характеристик [28]. У цій частині роботи по чотирьох станціях України було досліджено віковий хід тривалості опалювального періоду, що дозволило охарактеризувати загальну тенденцію в змінах тривалості для різних регіонів України. Друга частина роботи полягала в оцінці змін дат початку, кінця та тривалості опалювального періоду для всіх регіонів України за допомогою сценаріїв змін клімату, отриманих за різними моделями загальної циркуляції атмосфери, що розроблені провідними світовими метеорологічними центрами. Третю частину роботи було присвячено оцінці економічних параметрів, а саме: градусо-дні, дефіцит тепловмісту, енерговитрати на опалювання впродовж всього опалювального періоду та зменшення енерговитрат в зв'язку зі змінами клімату, врахування яких може допомогти грамотному плануванню економіки країни.

Особливості фізико-географічних умов, значна протяжність території України, неоднорідність підстильної поверхні та різноманітні синоптичні процеси спричиняють складну картину просторово часового розподілу тривалості опалювального періоду в Україні.

3.1.1. Методика дослідження змін кліматичних характеристик опалювального періоду

Для розрахунку тривалості опалювального періоду (ТОП, в кількості днів) період ТОП розділяється на дві частини відносно умовно обраної дати 1 січня аналізованого опалювального періоду (ОП). В цьому випадку перша частина ОП (початок опалювального періоду – ПОП) визначається як тривалість періоду від дати стійкого переходу у бік зниження середньодобової температури повітря через 8 ºС до 1 січня наступного календарного року, а друга половина (кінець опалювального періоду – КОП) від 1 січня до дати переходу середньодобової температури через 8 ºС у бік підвищення. При розрахунках дат переходу динамічного ряду температури через 8 ºС середньомісячна температура відносилася до 15 числа кожного місяця і далі, методом лінійної інтерполяції, між двома аналізованими місяцями визначалася передбачувана дата початку або кінця опалювального періоду.

Часовий проміжок між середніми датами початку і закінчення опалювального періоду складає тривалість опалювального сезону.
Розрахунки виконувалися за формулами [27]:

$$D_{\text{ПОП}} = N_{\text{ПОП}} - \frac{\left(\overline{T}_i - 8\right)}{\overline{T}_i - \overline{T}_{i+1}} \cdot n; \qquad (3.1)$$

$$D_{\text{КОП}} = N_{\text{КОП}} + \frac{\left(\overline{T}_j - 8\right)}{\overline{T}_j - \overline{T}_{j+1}} \cdot n; \qquad (3.2)$$

$$D_{ТОП} = D_{ПОП} + D_{КОП}, \qquad (3.3)$$

де $D_{ПОП}$, $D_{КОП}$, $D_{ТОП}$ – тривалість (кількість днів) першої половини, другої половини і всього опалювального періоду відповідно; $\overline{T}_i$ – середньомісячна температура повітря i-го місяця, в якому починається опалювальний період, значення якої становить $\overline{T}_B > 8$ ºС; $\overline{T}_{i+1}$ – середньомісячна температура повітря, значення якої становить $\overline{T}_B < 8$ ºС; $\overline{T}_j$ – середньомісячна температура повітря j-го місяця, у якому закінчується опалювальний період, значення якої становить $\overline{T}_B <$ 8 ºС; $\overline{T}_{j+1}$ – середньомісячна температура повітря, значення якої становить $\overline{T}_B > 8$ ºС; $N_{ПОП}$ – кількість днів від 15-го числа i-го місяця, в якому $\overline{T}_B > 8$ ºС до 1-го січня; $N_{КОП}$ – кількість днів від 1-го січня до 15-го числа j-го місяця, в якому $\overline{T}_B <$ 8 ºС; n – кількість днів аналізованого місяця.

У більшості міст України початок опалювального періоду припадає на жовтень або листопад, якщо перехід здійснювався раніше або пізніше, то відповідно розглядалися вересень-жовтень або листопад-грудень.

Ця інформація використовується при розрахунку кількості енергії, необхідної для опалювання протягом опалювального періоду.

Оптимальною температурою в приміщенні вважається 18 ºС [2, 29]. Оскільки в даний час наші приміщення заповнені різними побутовими приладами – джерелами тепла, то за рахунок їх нагрівання температура повітря в квартирі підвищується приблизно на 3 ºС, тому для розрахунків дефіциту тепла, який необхідно компенсувати, або тепловитрат на опалювання приміщень нами використовувалося два значення оптимальної температури: 18 та 15 ºС. Розрахунки дефіциту тепла (ДТ) у градусо-днях здійснювалися для двох значень за формулами:

$$ДТ_{18} = (18 - T_{сер}) \times ТОП;$$

$$ДТ_{15} = (15 - T_{сер}) \times ТОП, \qquad (3.4)$$

де $T_{сер}$ – середня температура опалювального періоду, ºС;
ТОП – тривалість опалювального періоду, д.

3.1.2. Результати досліджень

Для визначення впливу кліматичних змін на величину тривалості опалювального періоду (ТОП) розраховано середню тривалість опалювального періоду за період 1961–1990 рр., що являє собою кліматичну норму, 30 років (1971–2000 рр.), 20 років (1981–2000 рр.) і 10 років (1991–2000 рр.).

Отримані результати представлено в таблицях: середня температура опалювального сезону, її середньоквадратичне відхилення, тривалість опалювального періоду, а також комплексна величина – дефіцит тепла (ДТ) або енергоспоживання, необхідне для підтримки у приміщенні необхідної температури, яка обчислюється у градусо-днях. Тепловитрати або енергоспоживання залежать від тривалості опалювального періоду і від середньомісячної температури повітря, тобто чим вища середньомісячна температура і менша тривалість опалювального періоду, тим менше енергоспоживання.

У різних регіонах України терміни початку та кінця опалювального сезону розрізняються, але на більшій частині території це період з жовтня по квітень включно.

В табл. 3.1 представлено кліматичні характеристики опалювального періоду 1961–1990 рр.

На рівнинній частині України опалювальний період найраніше (8 жовтня) починається у крайніх північно-східних районах (м. Суми), а найпізніше (3 листопада) на півострові Крим (м. Сімферополь) (рис. 3.1). Ізохрони початку опалювального періоду мають широтну орієнтацію, яка в деяких регіонах порушується, а саме, в приморських районах (Одеська, Миколаївська, Херсонська області та півострів Крим), де завдяки впливу моря клімат має більш помірний характер, також в Івано-Франківській та Ужгородській областях, де яскраво виражений ефект Карпатських гір.

Всі розрахунки підтверджуються результатами, отриманими в [26], хоча в даній роботі на відміну від попередньої ефект Карпатських та Кримських гір не було враховано повністю, оскільки не враховувався градієнт дат уздовж схилів гірських масивів, тому отримані оцінки є зсунутими у бік пізнішого настання опалювального періоду (через Ужгородську та Івано-Франківську області проходять изохрони 6-26 жовтня), проте близькими до дійсності (за результатами [26] розпочинати опалювання необхідно з 15 жовтня).

Взагалі за багаторічними даними визначено, що різниця в настанні опалювального періоду становить для найпівнічніших та найпівденніших регіонів України приблизно 20–25 діб, а із заходу на схід – він настає майже одночасно.

Закінчення опалювального періоду характеризується зворотною закономірністю, порівняно з його початком.

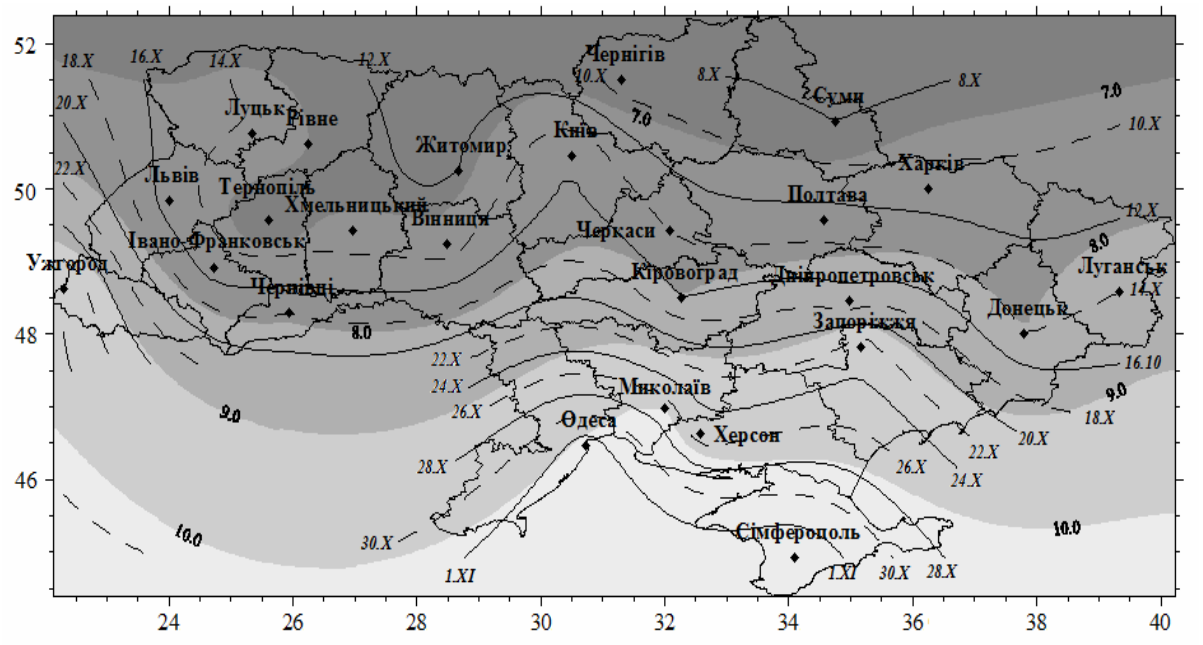
Тут також виявляється широтний характер розподілу дат переходу температури через 8 ºС у бік її збільшення, який порушується в південних та західних областях України, що можна пояснити також впливом рельєфу місцевості (рис. 3.2).

Таблиця 3.1. Кліматичні характеристики опалювального періоду, отримані на основі періоду спостережень 1961–1990 рр.

№№	Станція	$T_{СЕР}$	ТОП	$ДТ_{18}$	$ДТ_{15}$
1	Одеса	1,8	174	3111	2657
2	Кіровоград	-0,4	178	3260	2796
3	Луганськ	-0,5	176	3242	2786
4	Дніпропетровськ	-0,3	175	3189	2734
5	Донецьк	-0,6	179	3310	2849
6	Запоріжжя	0,3	167	2954	2484
7	Миколаїв	0,9	161	2733	2311
8	Херсон	1,0	164	2752	2329
9	Сімферополь	2,0	153	2351	1936
10	Суми	-1,3	190	3693	3190
11	Луцьк	0,3	183	3246	2752
12	Рівне	0,0	185	3379	2849
13	Київ	-0,3	179	3246	2780
14	Львів	0,4	183	3218	2734
15	Хмельницький	-0,1	185	3362	2864
16	Тернопіль	-0,2	188	3444	2937
17	Полтава	-0,9	181	3423	2941
18	Харків	-1,1	183	3490	3004
19	Черкаси	-0,4	180	3317	2836
20	Вінниця	-0,3	184	3370	2876
21	Чернівці	0,3	176	3104	2630
22	Чернігів	-0,8	189	3589	3084
23	Житомир	-0,3	187	3432	2933
24	Івано-Франківськ	0,3	182	3138	2727
25	Ужгород	1,4	156	2639	2150

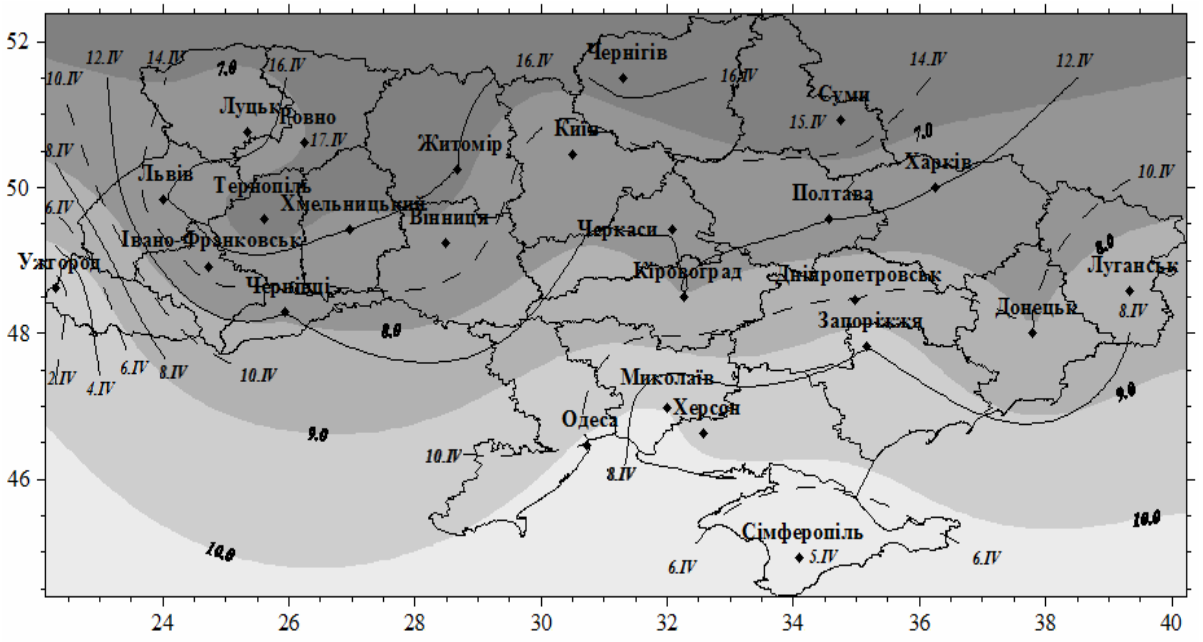
Закінчення опалювального періоду на всій території України здійснюється у досить стислі строки (перехід триває менше 10 діб) на відміну від початку опалювального періоду (тривалість переходу є більшою в два рази).

Отже закінчення опалювального періоду відбувається дещо швидше, тобто настання тепла на всій території країни відбувається більш інтенсивно, ніж похолодання.



Смуги різних кольорів представляють поле температури;
зміна кольору відповідає зміні температури на 1 ºС, суцільні лінії та пунктирні лінії – ізохрони початку опалювального періоду, проведені через 4 та 2 доби відповідно

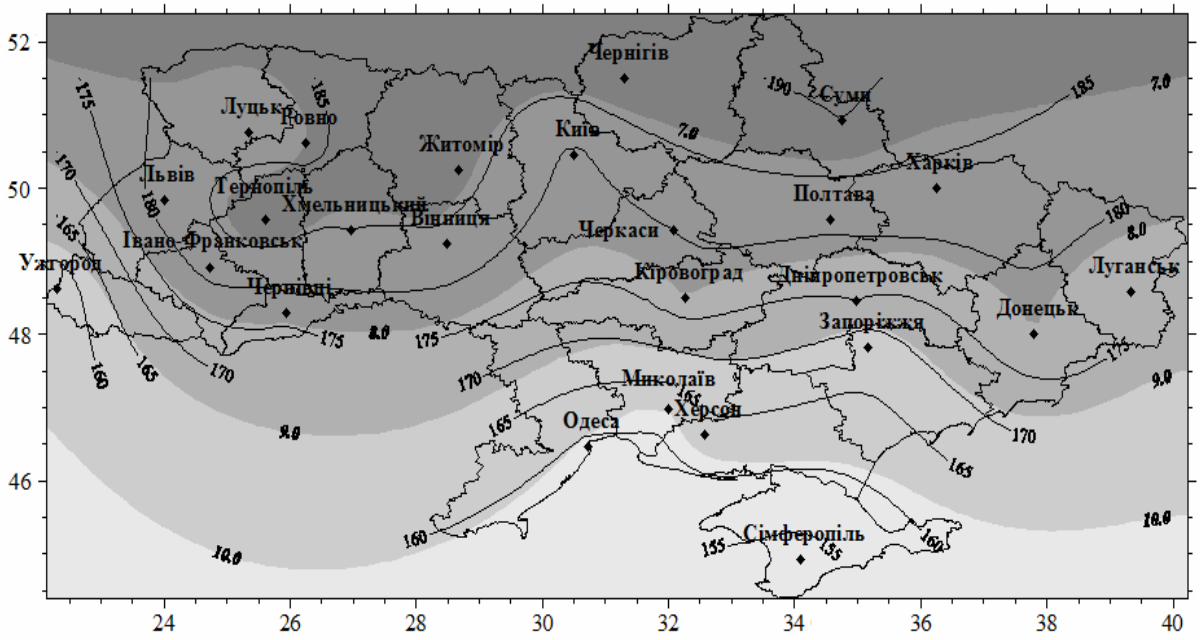
Рис. 3.1. Середня багаторічна температура, ºС, та середня багаторічна дата початку опалювального періоду в Україні за 1961-1990 рр.



Смуги різних кольорів представляють поле температури;
зміна кольору відповідає зміні температури на 1 ºС, суцільні лінії та пунктирні лінії – ізохрони початку опалювального періоду, проведені через 4 та 2 доби відповідно

Рис. 3.2. Середня багаторічна температура, ºС, та середня багаторічна дата кінца опалювального періоду в Україні за 1961-1990 рр.

Важливою кліматичною характеристикою є тривалість опалювального періоду, що дає уявлення про температурний фон цього періоду, який дозволяє провести розрахунки нормативних витрат паливних ресурсів. З рис. 3.3 можна бачити, що тривалість опалювального періоду коливається у межах від 153 (м. Сімферополь) до 190 діб (м. Суми). Ці результати добре збігаються з результатами, отриманими в роботі [26], за винятком гірських районів, для яких в [26] було враховано градієнти дат, що виходило за рамки даної роботи. Автори [26] показали, що тривалість опалювального періоду збільшується до 250 діб, тобто температура повітря утримується в межах 8 °С і нижче майже упродовж 8,5 місяців. Взагалі на основі аналізу сторічних даних [28] було виявлено, що на території України найкоротша середня тривалість опалювального періоду спостерігалась в Ялті і становила 82 доби, а щонайдовша в Сумах –210 діб.



Смуги різних кольорів представляють поле температури; зміна кольору відповідає зміні температури на 1^0С, суцільні лінії та пунктирні лінії – ізохрони початку опалювального періоду, проведені через 4 та 2 доби відповідно.

Рис. 3.3. Середня багаторічна температура, ºС, та середня багаторічна тривалість опалювального періоду,д в Україні за 1961-1990 рр.

Як видно з рис. 3.1–3.3, всі три поля кліматичних характеристик опалювального періоду добре узгоджуються з полем середньої температури за період 1961–1990 рр. В полі середньорічної температури над територією України спостерігаються три яскраво виражених гребені: один – над західними, два інших – над південними районами. Схожий просторовий розподіл температури було отримано у роботі [26] за період 1961-2005 рр. Така конфігурація поля температури добре узгоджується з типами синоптичних процесів, характерними для території України. Термічний гребінь над північно-західними районами України є наслідком

циклонічної діяльності у цьому регіоні, оскільки саме ця частина України знаходиться під впливом південнобалтійських західних та балканських південних циклонів [49], які спричиняють часте та інтенсивне надходження теплого вологого повітря з Атлантики або Середземномор'я.

Два гребені тепла, що розповсюджуються від берегів Чорного моря на північний захід та північний схід, зумовлені виходом чорноморських південних циклонів, які мають два переважні напрямки пересування над територією України – північно-західний та північно-східний [49], і також є причиною виносу теплого та вологого повітря. Тобто з вище викладеного можна зробити висновок, що формування полів кліматичних характеристик опалювального періоду у великій мірі залежить від особливостей циркуляційних процесів.

В табл. 3.2 представлено кліматичні характеристики опалювального періоду 1971-2000 рр., де $T_{сер}$– середня температура опалювального періоду, S – середньоквадратичне відхилення температури, ТОП – тривалість опалювального періоду у добах, ДТ – дефіцит тепла у градусо-добах.

Таблиця 3.2. Характеристики опалювального періоду 1971-2000 рр.

№ п/п	Станція	$T_{СР}$,°С	S,°С	ТОП	$ДТ_{18}$	$ДТ_{15}$
1	Рава–Руська	1,0	1,30	186	3162	2591
2	Львів	0,7	1,27	185	3200	2647
3	Шепетівка	0,0	1,40	188	3381	2823
4	Чернівці	2,6	1,43	156	2402	1936
5	Київ	0,0	1,45	181	3258	2702
6	Лубни	-0,6	1,26	179	3329	2795
7	Суми	-1,4	1,27	190	3680	3116
8	Вінниця	-0,1	1,44	184	3300	2777
9	Умань	0,0	1,30	183	3294	2733
10	Кіровоград	-0,3	1,28	180	3294	2752
11	Полтава	-0,8	1,30	181	3403	2866
12	Лозова	-0,8	1,19	181	3403	2864
13	Луганськ	-0,5	1,24	176	3256	2713
14	Запоріжжя	0,4	1,13	169	2974	2471
15	Маріуполь	0,3	0,96	171	3026	2514
16	Євпаторія	3,0	1,08	147	2205	1762
17	Керч	2,4	1,05	153	2387	1934
18	Сімферополь	2,3	1,09	157	2465	1996
19	Ялта	4,8	0,79	129	1703	1310
20	Ізмаїл	2,1	0,93	150	2385	1936
21	Одеса	1,9	1,16	161	2592	2110
22	Миколаїв	1,0	1,26	163	2771	2282
23	Херсон	1,0	1,12	166	2522	2323

У західній частині України середня температура опалювального періоду коливається від 0,0 до 2,6 ºС, її середньоквадратичне відхилення 1,3 - 1,4 ºС, в середньому тривалість опалювального періоду складає 185 діб. На півночі середня температура становить –1,4...0,0 ºС, середньоквадратичне відхилення 1,3-1,4 ºС, тривалість опалювального періоду коливається від 180 до 190 діб. У центральній Україні середня температура змінюється від -0,3 до 0,0 ºС. В порівнянні з північними районами температура вища, і тому тривалість опалювального періоду складає 180-184 доби. У східній частині України середня температура змінюється від -0,8 до 0,3 ºС, середньоквадратичне відхилення від 1,0 до 1,2 ºС. Тривалість опалювального періоду менша, ніж в північніших районах, і складає в середньому 175 діб. У південній частині України середня температура найвища і досягає 2,0 ºС, а в Криму 5,0 ºС. Тому тривалість опалювального періоду в південній Україні, а особливо в Криму, найкоротша і змінюється від 130 діб у Ялті до 166 у Херсоні. В таблиці 3.3 наведено дані за період з 1981 по 2000 рр.

Таблиця 3.3. Характеристики опалювального періоду 1981-2000 рр.

№ п/п	Станція	$T_{СЕР}$, ^{0}C	S^{0}C	ТОП	$ДТ_{18}$	$ДТ_{15}$
1	Рава-Руська	1,0	1,48	182	3094	2548
2	Львів	0,6	1,35	181	3149	2617
3	Шепетівка	-0,1	1,5	186	3329	2801
4	Чернівці	2,4	1,59	159	2480	2002
5	Київ	0,1	1,56	178	3186	2654
6	Лубни	-0,7	1,47	180	3366	2825
7	Суми	-1,3	1,37	189	3647	3083
8	Вінниця	0,0	1,33	182	3294	2727
9	Умань	-0,1	1,44	181	3276	2723
10	Кіровоград	-0,4	1,5	178	3275	2732
11	Полтава	-0,9	1,45	180	3403	2850
12	Лозова	-0,7	1,37	179	3403	2816
13	Луганськ	-1,6	1,98	174	3256	2879
14	Запоріжжя	0,5	1,26	167	2974	2421
15	Маріуполь	0,3	1,05	170	3026	2502
16	Євпаторія	3,1	1,16	148	2205	1763
17	Керч	2,5	1,09	154	2387	1928
18	Сімферополь	2,1	1,13	157	2465	2014
19	Ялта	4,8	0,84	133	1763	1356
20	Ізмаїл	2,2	0,93	151	2385	1944
21	Одеса	1,9	1,25	158	2544	2081
22	Миколаїв	0,8	1,26	163	2803	2318
23	Херсон	1,1	1,21	164	2772	2289,9

З даних табл. 3.3 видно, що в порівнянні з попереднім періодом значних відмінностей не спостерігається.

У західній Україні середня температура коливається від -0,1 до 2,4 ºС, середньоквадратичне відхилення 1,4-1,5 ºС. Тривалість опалювального періоду в середньому складає 182 доби.

На півночі середня температура змінюється від -1,3 до 0,0 ºС, середньоквадратичне відхилення становить 1,4-1,5 ºС, тривалість опалювального періоду коливається від 178 до 189 діб.

У центральній Україні середня температура -0,4...0,0 ºС середньоквадратичне відхилення 1,3-1,5 ºС. В порівнянні з північнішими районами тут тепліше і тому максимальна тривалість опалювального періоду 182 доби, мінімальна - 178 діб.

У східній частині України середня температура опалювального періоду коливається від -1,5 до 0,4 ºС, середньоквадратичне відхилення 1,1-2,0 ºС, тривалість опалювального періоду зменшується і складає 167-179 діб.

На півдні та ж картина, як і в попередній період. Найменша тривалість опалювального періоду спостерігається в Криму (Ялта – 133 доби), а в південній частині України вона змінюється від 151 до 164 діб.

У табл. 3.4 наведено характеристики опалювального періоду в містах України для періоду 1991-2000 рр., коли кліматичні зміни у бік потепління стали помітними.

У цей період у західній Україні спостерігалися середні температури від 0,8 до 1,8 ºС, середньоквадратичне відхилення 1,1-1,5 ºС.

На півночі України середня температура змінюється від -1,3 до 0,1 ºС, середньоквадратичне відхилення 0,8-1,4 ºС. Тривалість опалювального періоду коливається від 179 до 189 діб.

У центральній Україні середня температура становить –0,4...0,2 ºС, середньоквадратичне відхилення 1,0 - 1,2 ºС. Тривалість опалювального періоду змінюється від 178 до 184 діб.

У східній Україні спостерігаються середні температури від –0,8 до 0,4 ºС, середньоквадратичне відхилення 0,6–0,7 °С, тривалість опалювального періоду змінюється від 165 до 180 діб.

У південній частині України середня температура становить 0,7-2,2 ºС і тривалість опалювального періоду змінюється від 150 до 161 доби. У Криму середня температура 2,0-5,0 ºС і тривалість опалювального періоду 133-153 доби.

Порівнюючи значення тривалості ОП за три періоди, описані вище, можна зробити висновок, що найменша тривалість опалювального періоду спостерігається в останнє десятиліття. Така тенденція спостерігається у всіх регіонах України, а найпомітнішою вона є у південних районах. Це свідчить про те, що найбільший вплив на зміну тривалості опалювального періоду вчинено останнім десятиліттям.

Таблиця 3.4. Характеристики опалювального періоду 1991-2000 рр.

№ п/п	Станція	$T_{СЕР}$, ^{0}C	S^0C	ТОП	$ДТ_{18}$	$ДТ_{15}$
1	Рава–Руська	1,2	1,26	183	3072	2523
2	Львів	0,8	1,13	182	3127	2581
3	Шепетівка	0,2	1,19	185	3306	2749
4	Чернівці	1,8	1,48	162	2629	2142
5	Київ	0,1	1,21	179	3206	2669
6	Лубни	-1,1	1,40	181	3465	2922
7	Суми	-1,3	0,88	189	3638	3072
8	Вінниця	-0,4	1,15	184	3382	2829
9	Умань	0,2	1,07	179	3186	2647
10	Кіровоград	-0,2	1,00	178	3229	2696
11	Полтава	0,8	0,87	180	3097	2558
12	Лозова	-0,8	0,97	180	3367	2828
13	Луганськ	-0,4	0,76	172	3174	2657
14	Запоріжжя	0,3	0,69	165	2928	2431
15	Маріуполь	0,4	0,62	168	2950	2447
16	Євпаторія	3,1	0,71	145	2161	1725
17	Керч	2,4	0,59	153	2390	1931
18	Сімферополь	2,0	0,84	153	2448	1989
19	Ялта	4,8	0,49	133	1752	1352
20	Ізмаїл	2,2	0,65	150	2364	1914
21	Одеса	1,7	0,90	157	2545	2075
22	Миколаїв	0,7	0,86	161	2780	2297
23	Херсон	1,0	0,72	160	2709	2230

В табл. 3.5 наведено тривалості та середні температури опалювального періоду за різні періоди наприкінці XX сторіччя в різних природно-кліматичних зонах України.

З табл. 3.5 можна бачити, що середня тривалість опалювального періоду на 50 % станцій України (виділено жирним шрифтом), більшість яких розташована у степовій зоні, зменшується від одного до шести днів в останньому десятиріччі двадцятого століття, причому для середньої температури впродовж опалювального періоду вираженої тенденції не відзначається: може відбуватись як її підвищення, так і її зменшення. Слід зазначити, що практично всі станції, на яких спостерігається зменшення тривалості опалювального періоду знаходяться в області порушення широтної спрямованості ізотерм та ізогон. На решті станцій тривалість опалювального періоду або лишалась незмінною, або навіть збільшувалась на один-два дні (ці станції виділено курсивом). Подовження опалювального періоду на один-два дні спостерігається в більшості міст

Кримського півострова. Виходячи з цього, можна стверджувати, що тривалість опалювального періоду має невелику тенденцію вирівнюватись для всієї території України, особливо для її південної частини. Слід зазначити, що одержані результати підтверджуються результатами, отриманими в роботі [4].

Таблиця 3.5. Середня температура (Т1, Т2, Т3) та тривалість опалювального періоду (ОП-1, ОП-2, ОП-3) в різних природних зонах України за три періоди: 1 – (1971-2000 рр.); 2 − (1981-2000 рр.); 3 − (1991-2000 рр.)

Станція	T_1	T_2	T_3	ОП-1	ОП-2	ОП-3
Сімферополь	2,3	2,1	2,0	**157**	**157**	**153**
Ялта	4,8	4,8	4,8	*129*	*133*	*133*
Євпаторія	3,0	3,0	3,1	**147**	**148**	**145**
Керч	2,4	2,5	2,4	*153*	*154*	*155*
Маріуполь	0,3	0,3	0,4	**171**	**170**	**168**
Запоріжжя	0,4	0,5	0,3	**169**	**167**	**165**
Кіровоград	-0,3	-0,4	-0,2	**180**	**178**	**178**
Луганськ	-0,5	-1,6	-0,4	**176**	**174**	**172**
Миколаїв	1,0	0,8	0,7	**163**	**163**	**161**
Одеса	1,9	1,9	1,7	**161**	**158**	**157**
Ізмаїл	2,1	2,2	2,2	150	151	150
Херсон	1,0	1,1	1,0	**166**	**164**	**160**
Вінниця	-0,1	0,0	-0,4	184	182	184
Умань	0,0	-0,1	0,2	**183**	**181**	**179**
Київ	0,0	0,1	0,1	**181**	**178**	**179**
Полтава	-0,8	-0,9	0,8	181	180	180
Суми	-1,4	-1,3	-1,3	**190**	**189**	**189**
Лубни	-0,6	-0,7	-1,1	*179*	*180*	*181*
Шепетівка	0,0	-0,1	0,2	**188**	**181**	**185**
Лозова	-0,8	-0,7	-0,8	181	178	180
Рава-Руська	1,0	1,0	1,2	**186**	**182**	**183**
Львів	0,7	0,6	0,8	185	181	182
Чернівці	2,6	2,4	1,8	*156*	*159*	*162*

Якщо проглянути значення енергоспоживання (табл. 3.6), то найменші значення відносяться до Кримського півострова та південної частини України. А це означає, що в цих районах енерговитрати є меншими за всі інші. З табл. 3.6 можна бачити також, що у всі три розглянуті періоди для більшості міст витрати тепла поступово зменшуються у порівнянні з кліматичною нормою. Найбільш суттєво вони зменшуються для Чернівців,Запоріжжя, Одеси, хоча тривалість опалювального періоду

(табл. 3.5) для цих міст зменшується менш значними темпами, що свідчить не тільки про зменшення тривалості ОП, але і про підвищення середньої температури ОП.

Таблиця 3.6. Витрати тепла (градусо-діб) за різні періоди по вибраних містах України, необхідні для забезпечення у приміщеннях температури +18 ºС. У дужках вказано відсоток тепловитрат від кліматичної норми.

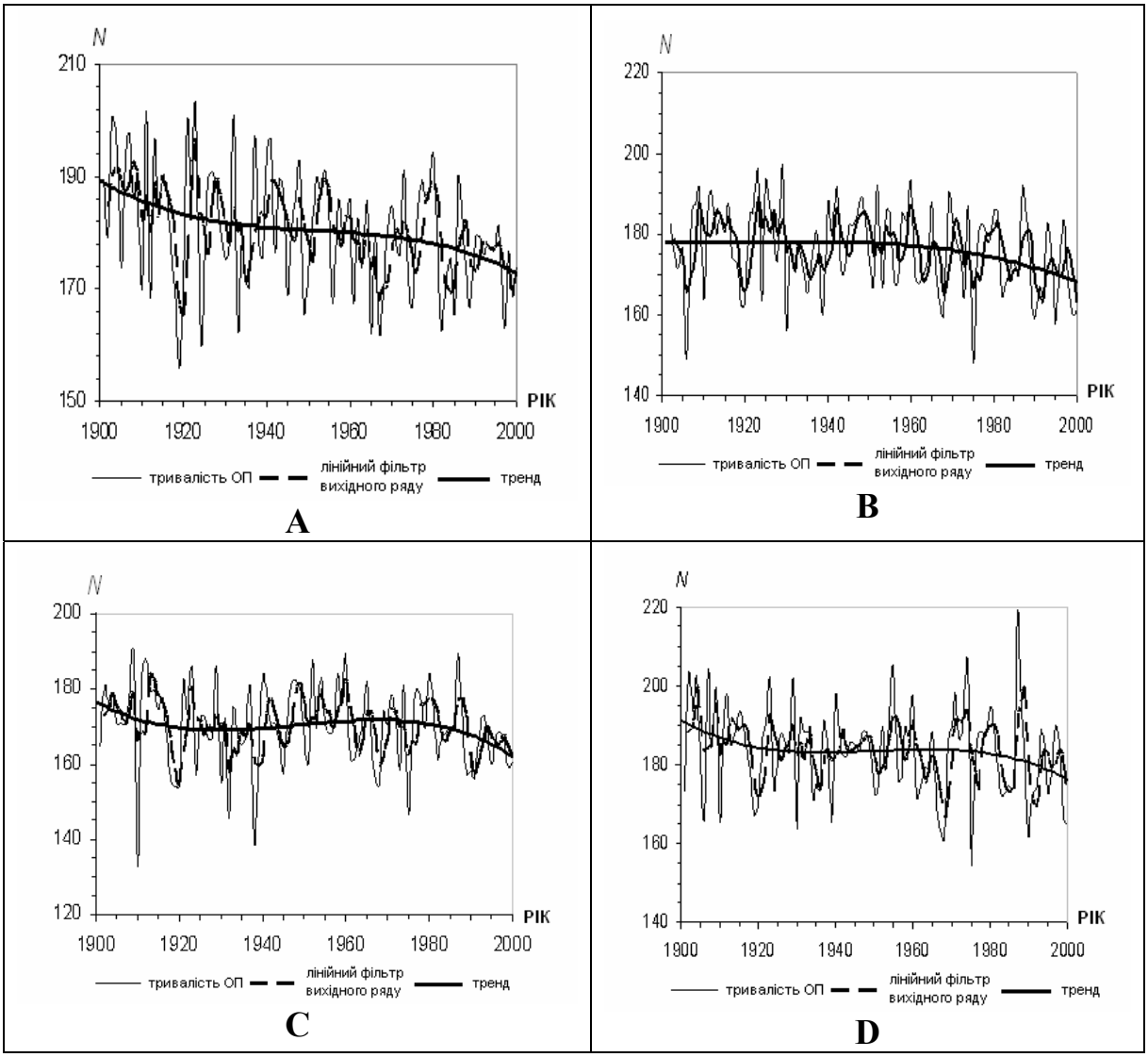
Місто| роки	1961–1990	1971–2000	1981–2000	1991–2000
Львів	3218	3200 (99)	3149 (98)	3127 (97)
Чернівці	3104	2402 (77)	2480 (80)	2629 (85)
Київ	3246	3258 (100)	3186 (98)	3206 (99)
Суми	3693	3686 (100)	3647 (99)	3638 (99)
Вінниця	3370	3330 (99)	3294 (98)	3382 (100)
Кіровоград	3260	3294 (101)	3275 (100)	3229 (99)
Полтава	3423	3403 (99)	3402 (99)	3097 (90)
Луганськ	3242	3256 (100)	3410 (105)	3174 (98)
Запоріжжя	3310	2974 (90)	2922 (88)	2928 (88)
Сімферополь	2351	2465 (105)	2339 (99)	2448 (104)
Одеса	3111	2592 (83)	2544 (82)	2545 (82)
Миколаїв	2733	2771 (101)	2804 (103)	2780 (102)
Херсон	2752	2522 (92)	2778 (101)	2709 (98)

Для Сімферополя та Миколаєва є характерною зворотна тенденція у порівнянні з іншими станціями – підвищення енерговитрат, що пов’язано зі зменшенням середньої температури опалювального періоду.

3.1.3. Динаміка тривалості опалювального періоду за сторіччя (1901-2000 рр.)

Стисло зупинимося на особливостях опалювального періоду в різних регіонах України [37]. Дослідження ТОП для Києва показало, що найчастіше в Києві опалювальний період складає 180-190 діб – всього 65 % випадків. Крива вікового ходу ТОП (рис. 3.4 А) вказує, що впродовж XX століття в Києві мінімальна тривалість ТОП складала 156 діб в 1919 р., а максимальна – 203 доби в 1923 р., цикли теплих і холодних періодів були відносно короткими. На графіку вікового ходу тривалості опалювального періоду в Києві за 100 років (1901-2000 рр.) суцільною лінією позначено тренд у бік зменшення тривалості опалювального періоду. У Маріуполі тривалість опалювального періоду змінюється від 147 діб в 1975 р. до 190 діб в 1987 р., близько 60 % випадків припадає на ТОП 170-180 діб. На графіку вікового ходу тривалості опалювального періоду (рис. 3.4 В) бачимо, що переважають коливання з періодом близько 4-5 років, виразно

по згладженій кривій виявляється тренд, що свідчить про поступове зменшення ТОП в останні 30-40 років XX століття.



A – Київ; B – Маріуполь; C –Луганськ; D – Полтава.

Рис. 3.4. Віковий хід тривалості (*N* кількість діб) опалювального періоду за 100 років (1901-2000 рр.)

Луганськ розташовується на сході України, він значно віддалений від Чорного моря і характеризується холодними і сухими зимами (рис. 3.4C). Максимальна тривалість опалювального періоду 196 діб відмічена в 1923 р., мінімальна – 132 доби в 1910 р. У XX столітті тривалість опалювального періоду в 83 % випадків складала 170-190 днів. Розподіл тривалості має дві моди: 160-170 діб – 24 % і 180-190 діб – 33 %. Протягом XX століття тривалість опалювального періоду поволі зменшувалася до 1970 р., потім швидкість зменшення ТОП збільшилася.

У Полтаві максимальна тривалість опалювального періоду 219 днів спостерігалася в 1987 р., а мінімальна – 155 в 1975 рр. У 80 % випадків опалювальний період складає 175-195 діб. На графіку розподілу простежуються 2 хвилі тепла; 165-166 діб в 1906-1910 рр. і 155-164 доби в 1967-1975 рр. На графіку вікового ходу (рис. 3.4.D) з 1970 року також простежується тенденція зменшення тривалості опалювального періоду.

Додатково охарактеризуємо віковий хід тривалості опалювального періоду для м. Суми, оскільки всі кліматичні характеристики опалювального періоду для цього пункту суттєво відрізняються від інших станцій. У Сумах опалювальний період характеризується великою тривалістю, в 83 % випадків складає 175–205 діб. Максимально довгим – 210 діб в 1974 р., а найкоротшим – 160 діб був в 1975 р. Віковий хід характеризується стійкістю величини ТОП, невеликими її амплітудами. У віковому ході також виявляється слабкий тренд, що свідчить про повільне зменшення тривалості опалювального періоду.

3.1.4. Прогноз змін тривалості опалювального періоду за допомогою сценаріїв

Вплив зміни клімату визначається як різниця між двома станами: екологічними і соціально-економічними умовами, які, ймовірно, будуть існувати на певний період часу при незмінному кліматі, та відповідними умовами, що матимуть місце на той же період часу при наявності зміни клімату. Кожен з цих станів можна описати за допомогою сценаріїв, тобто найбільш вірогідних характеристик соціально-економічних і кліматичних умов [48].

Розробка соціально-економічних сценаріїв (зокрема динаміки зміни валового внутрішнього продукту, зростання чисельності населення, технологічного вдосконалення та реструктуризації виробництва) і сценаріїв зміни клімату є одним з найважливіших етапів оцінки вразливості природних ресурсів та соціально-економічних секторів.

Дослідження впливу зміни клімату базуються в основному на змінах, спрчинених подвоєнням вмісту CO_2 в атмосфері. Слід зазначити, що загальне підсилення парникового ефекту є результатом впливу різних парникових газів. З метою спрощення побудови кліматичних сценаріїв, згаданий сумарний вплив визначається як концентрація двоокису вуглецю, що може викликати цей вплив, і має назву еквівалентної концентрації двоокису вуглецю. Далі під терміном концентрація двоокису вуглецю мається на увазі саме еквівалентна концентрація.

Кліматичні сценарії можна побудувати за допомогою:

– фізико-математичного моделювання реакції кліматичної системи на зміну вмісту парникових газів в атмосфері;

– оцінки реакції середньої глобальної температури повітря на зміни

концентрацій парникових газів в атмосфері, з урахуванням палеологічних даних як аналогів клімату майбутнього;

– зіставлення величин середньорічної температури повітря із даними по еквівалентних концентраціях CO_2 за період інструментальних спостережень (приблизно 100 останніх років).

На жаль, всі зазначені підходи поки ще не дозволяють розробити надійні прогнози майбутніх змін клімату. Але станом на сьогоднішній день можна вважати чисельні моделі загальної циркуляції (МЗЦ) атмосфери та океану найбільш досконалим інструментом для побудови сценаріїв зміни клімату. Ці моделі дозволяють отримати оцінки кліматичних параметрів для упорядкованої сітки точок по всій земній кулі. Слід зазначити, що МЗЦ не спроможні реалістично відтворювати процес зміни клімату на регіональному рівні. Тому доцільно для оцінки вразливості природних ресурсів і соціально-економічних секторів використовувати декілька сценаріїв зміни клімату. Найбільш уживані серед них є:

GISS – модель Інституту Годдарда з космічних досліджень, чутливість до подвоєння CO_2 – 4,2 °С, рік розрахунків – 1982;

GFDL – модель Лабораторії геофізичної гідродинаміки США, чутливість до подвоєння CO_2 – 4,0 °С, рік розрахунків – 1989;

CCCM – модель Канадського кліматичного центру, чутливість до подвоєння CO_2 – 3,5 °С, рік розрахунків – 1989;

UKMO – модель Метеорологічного бюро Об'єднаного Королівства, чутливість до подвоєння CO_2 – 3,5 °С, рік розрахунків – 1989.

Дані розрахунків відносяться до так званого стану рівноваги, тобто є оцінками зміни клімату, яка внаслідок «раптового» подвоєння концентрації $C0_2$ в атмосфері буде мати місце після завершення періоду термічної релаксації земної кліматичної системи. Більш реалістичним можна вважати моделювання у перехідному стані (а саме в умовах, коли концентрація $C0_2$ підвищується поступово, зокрема на 1 % на рік). У цьому випадку можна простежити інерцію кліматичної системи, тобто природне відставання її реакції від зміни концентрацій парникових газів в атмосфері. Зважаючи на це, було зроблено спробу використати дані розрахунків по МЗЦ для перехідного (нестаціонарного) стану:

GFDL – модель Лабораторії геофізичної гідродинаміки США, рік розрахунків – 1991;

MPI – модель Інституту Макса Планка, Німеччина, рік розрахунків - 1992.

Слід зазначити, що протягом 90-х років виконано багато варіантів розрахунків з використанням удосконалених моделей як для стану рівноваги, так і для перехідного стану. Але повної інформації по цих розрахунках в Україні поки що немає. Усі наявні модельні розрахунки були надані Національним центром атмосферних досліджень США (NCAR) [48].

В даній роботі для прогнозу змін кліматичних характеристик опалювального періоду на території України було обрано сценарії змін клімату за такими моделями загальної циркуляції атмосфери, як GFDL, UKMO, CCCM та GISS.

На підставі сценаріїв стаціонарних моделей GFDL, UKMO, CCCM та GISS було розраховано кліматичні характеристики опалювального періоду для випадку подвоєння концентрації $C0_2$. За сценаріями моделей CCCM та GISS було отримано однакові зміни температури і відповідно однакові кліматичні характеристики опалювального періоду, тому у подальшому вони розглядаються разом.

Для оцінки тенденцій у змінах кліматичних показників опалювального періоду у перехідному стані, тобто в умовах поступового підвищення CO_2 було використано сценарії нестаціонарної моделі GFDL. На основі прогнозу змін температури за цими сценаріями на 2000–2010 рр., 2030-2040 рр. та 2070-2080 рр. було визначено зміни характеристик опалювального періоду не тільки в середньому для України, а також окремо для природних зон (полісся, степова та лісостепова зони) впродовж XXI сторіччя.

На рис. 3.5 представлено зміщення дати початку опалювального періоду внаслідок змін температури, які були розраховані за стаціонарними моделями GFDL, UKMO та CCCM/GISS. З рис. 3.5 можна бачити, що за розрахунками по всіх моделях дати початку опалювального періоду значно зміщуються до кінця року. Зміщення дат початку відносно кліматичної норми складає від 15 до 44 діб (Додаток А, табл. А.1, А.7). Збільшення темпу у зміщенні дати початку опалювального періоду до кінця року від північних до південних районів України є загальною тенденцією в усіх моделях. Розкид дат початку опалювального періоду у порівнянні з кліматичною нормою суттєво збільшується від 25 діб до 36, 41 та 42 діб за моделями CCCM/GISS, GFDL та UKMO відповідно (рис. 3.5). Отже, хоча розкид середньорічних температур не зазнає значних змін: як за даними за період 1961-1990 рр., так і за сценаріями моделей він не перевищує 4 ºС; проте, поле дат початку опалювального періоду стає більш неоднорідним, і різниця між північними та південними областями стає більш суттєвою. Слід зазначити, що, чим більших змін зазнає температура, тим більша неоднорідність простежується у полі дат початку опалювального періоду.

На рис. 3.6-3.9 представлено просторовий розподіл середньорічної температури та дат початку опалювального періоду для території України, одержаний на основі сценаріїв моделей UKMO, CCCM/GISS та GFDL.З рисунків можна бачити, що поле дат початку опалювального періоду узгоджується з полем середньорічної температури та практично не змінює своєї конфігурації у порівнянні з полем, отриманим за період 1961-1990 рр.

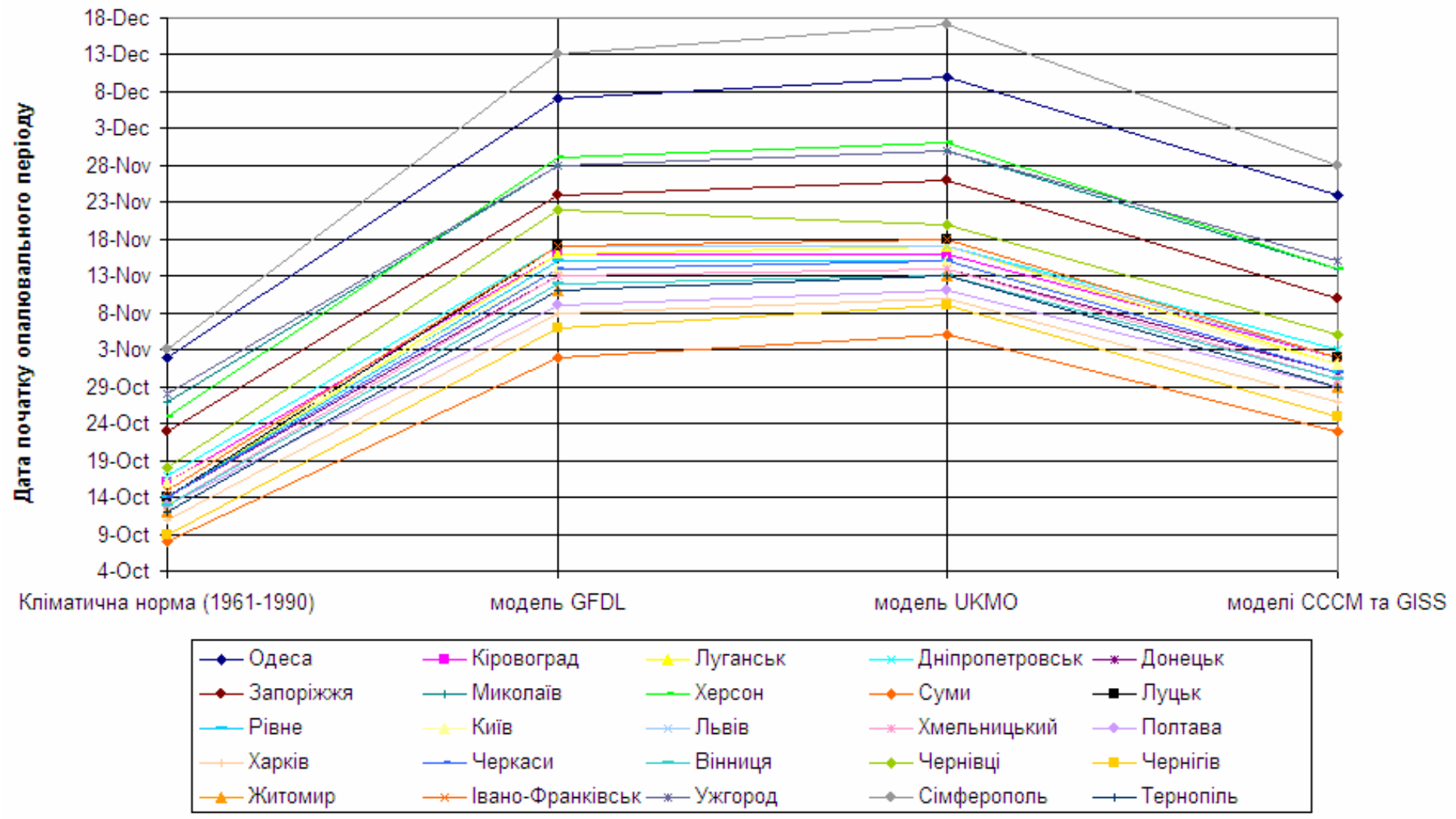
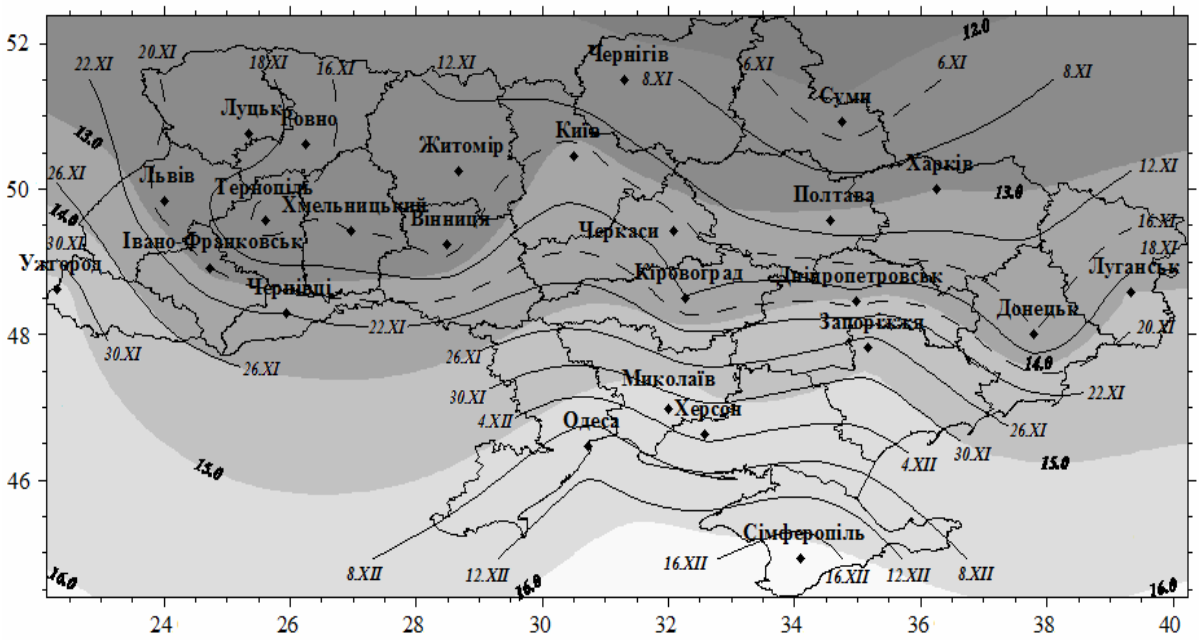


Рис. 3.5. Дати початку опалювального періоду за середніми багаторічними даними та за сценаріями моделей GFDL, UKMO, CCCM і GISS при подвоєнні вмісту CO_2

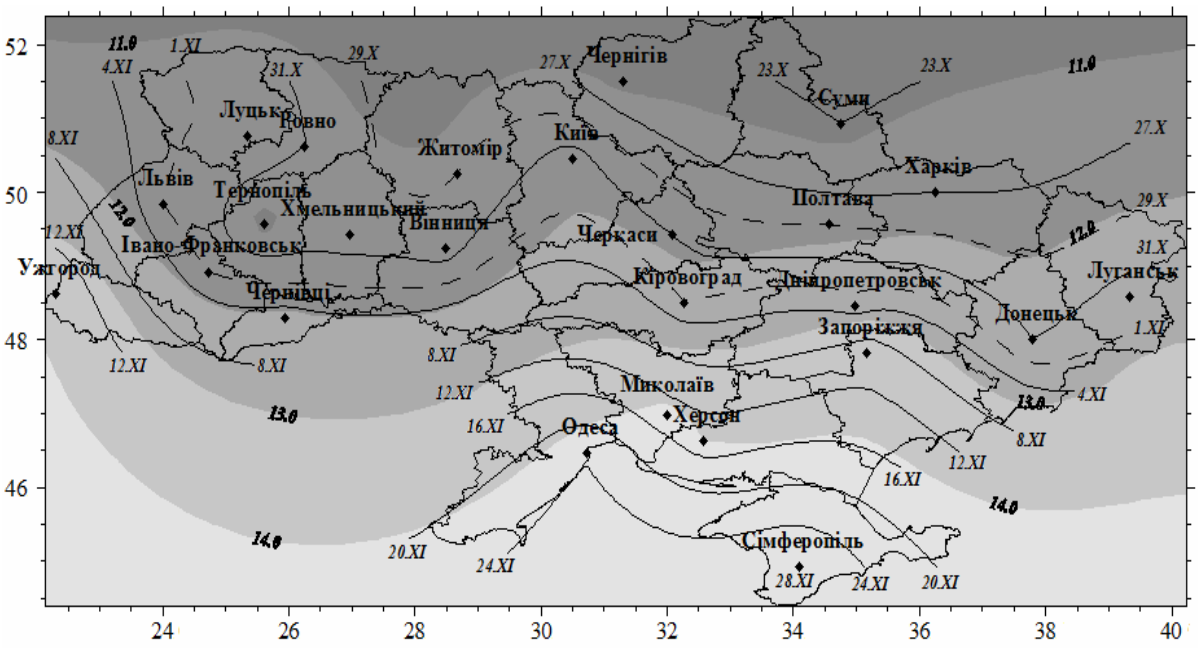
Максимальне та мінімальне зміщення у датах початку були визначені по всіх моделях для двох міст – Сімферополь та Суми (рис. 3.6-3.9). Найбільші тенденції у зміщенні дати початку у порівнянні з кліматичною нормою виявлені за сценарієм моделі UKMO: опалювальний період розпочинається найраніше у м. Суми 5 листопада (на 28 діб пізніше у порівнянні з періодом 1961-1990 рр.), а найпізніше у м. Сімферополь 17 грудня (на 44 доби пізніше у порівнянні з періодом 1961-1990 рр.).



Смуги різних кольорів представляють поле температури, зміна кольору відповідає зміні температури на 1 ºС, суцільні лінії та пунктирні лінії – ізохрони початку опалювального періоду, проведені через 4 доби та 2 доби відповідно

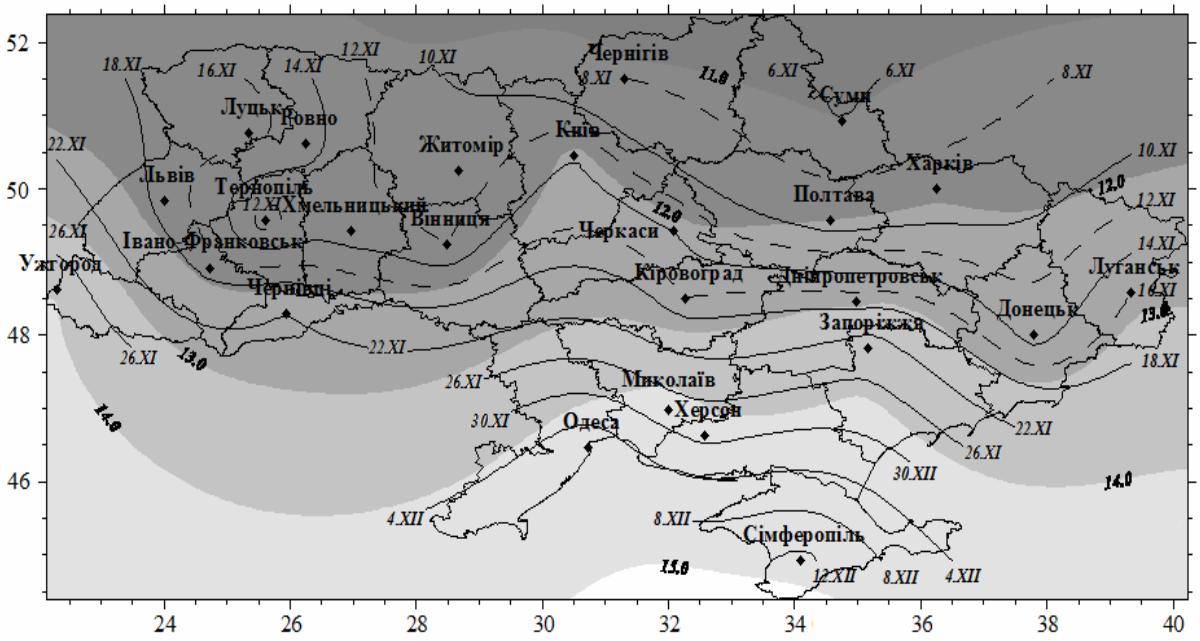
Рис. 3.6. Середньорічна температура повітря в Україні, ºС, та дати початку опалювального періоду за сценарієм, побудованим на основі моделі UKMO для умов подвоєння вмісту CO_2 в атмосфері

Найменші тенденції у зміщенні дати початку (від 15 до 25 діб) у порівнянні з кліматичною нормою одержано за моделями CCCM та GISS (рис. 3.7): найраніша та найпізніша дати настання опалювального періоду становлять 23 жовтня та 28 листопада. Результати, отримані за сценарієм моделі GFDL (рис. 3.8), є середнім між результатами, отриманими за іншими моделями, але ближчими до результатів моделі UKMO.



Смуги різних кольорів представляють поле температури; зміна кольору відповідає зміні температури на 1 ºС, суцільні лінії та пунктирні лінії – ізохрони початку опалювального періоду, проведені через 4 доби та 2 доби відповідно

Рис. 3.7. Середньорічна температура повітря в Україні, ºС, та дати початку опалювального періоду за сценарієм, побудованим на основі моделі СССМ та GISS для умов подвоєння вмісту CO_2 в атмосфері



Смуги різних кольорів представляють поле температури; зміна кольору відповідає зміні температури на 1 ºС,суцільні лінії та пунктирні лінії – ізохрони початку опалювального періоду, проведені через 4 доби та 2 доби відповідно

Рис. 3.8. Середньорічна температура повітря в Україні та дати початку опалювального періоду за сценарієм, побудованим на основі моделі GFDL для умов подвоєння вмісту CO_2 в атмосфері

На рис. 3.9 представлено зміщення дати кінця опалювального періоду внаслідок змін температури, які були розраховані за стаціонарними моделями GFDL, UKMO та CCCM/GISS. Темпи змін у датах кінця опалювального періоду характеризується схожістю з темпами змін у датах початку опалювального періоду.

З рис. 3.9 можна бачити, що за сценаріями всіх моделей дати кінця опалювального періоду наближаються до початку року зі зміщенням у 17–54 доби (Додаток А, табл. А.2, А.8). Можна відзначити, що збільшення темпу у зміщенні дати початку на території України з півночі на південь є загальною тенденцією в усіх моделях.

На рис. 3.10–3.12 представлено просторовий розподіл середньорічної температури та дат кінця опалювального періоду, одержаний на основі сценаріїв моделей UKMO, CCCM/GISS та GFDL для території України. З рис. 3.10 – 3.12 видно, що поле дат закінчення опалювального періоду дуже добре узгоджується з полем середньорічної температури. За всіма моделями чітко простежуються два гребені, як у полі температур, так і у полі дат кінця опалювального періоду, вісь одного з яких орієнтована у напрямку Одесса–Київ, вісь іншого – з Кримського півострова на Запоріжжя. На всій території України найраніше закінчується опалювальний період за розрахунками моделі UKMO у порівнянні з рештою моделей, у м. Сімферополь дата закінчення припадає на 10 лютого, а у м. Суми – 19 березня. За сценарієм моделі GFDL відмічаються найпізніші дати закінчення опалювального періоду, у м. Сімферополь – 10 березня, а у м. Суми – 28 березня.

За моделями CCCM/GISS отримано середній результат: найпізніша дата кінця опалювального періоду припадає на 26 березня (м. Суми), а найраніша – на 27 лютого (м. Сімферополь). Як і для початку, так і для кінця опалювального періоду екстремальні дати початку та кінця відповідають м. Сімферополь та м. Суми. Для м. Сімферополь ця тенденція не є несподіваною, оскільки він є найпівденнішим пунктом з усіх, що розглядаються, і також знаходиться під сильним впливом виносу теплого повітря з моря. У найпівнічнішому пункті з усіх, що розглядаються, (м. Чернігів) спостерігається пізніше настання та раніше закінчення опалювального періоду у порівнянні з м. Суми. Таку неузгодженість у полі дат закінчення ОП з географічним розташуванням можна пояснити тим, що м. Чернігів знаходиться під впливом гребеня, що розповсюджується з Чорного моря, а м. Суми, навпаки. перебуває на осі улоговини у полі температури. Тобто такі особливості у полі температури і у полях дат настання та закінчення ОП зумовлені особливостями синоптичних процесів, що відбуваються над територією України.

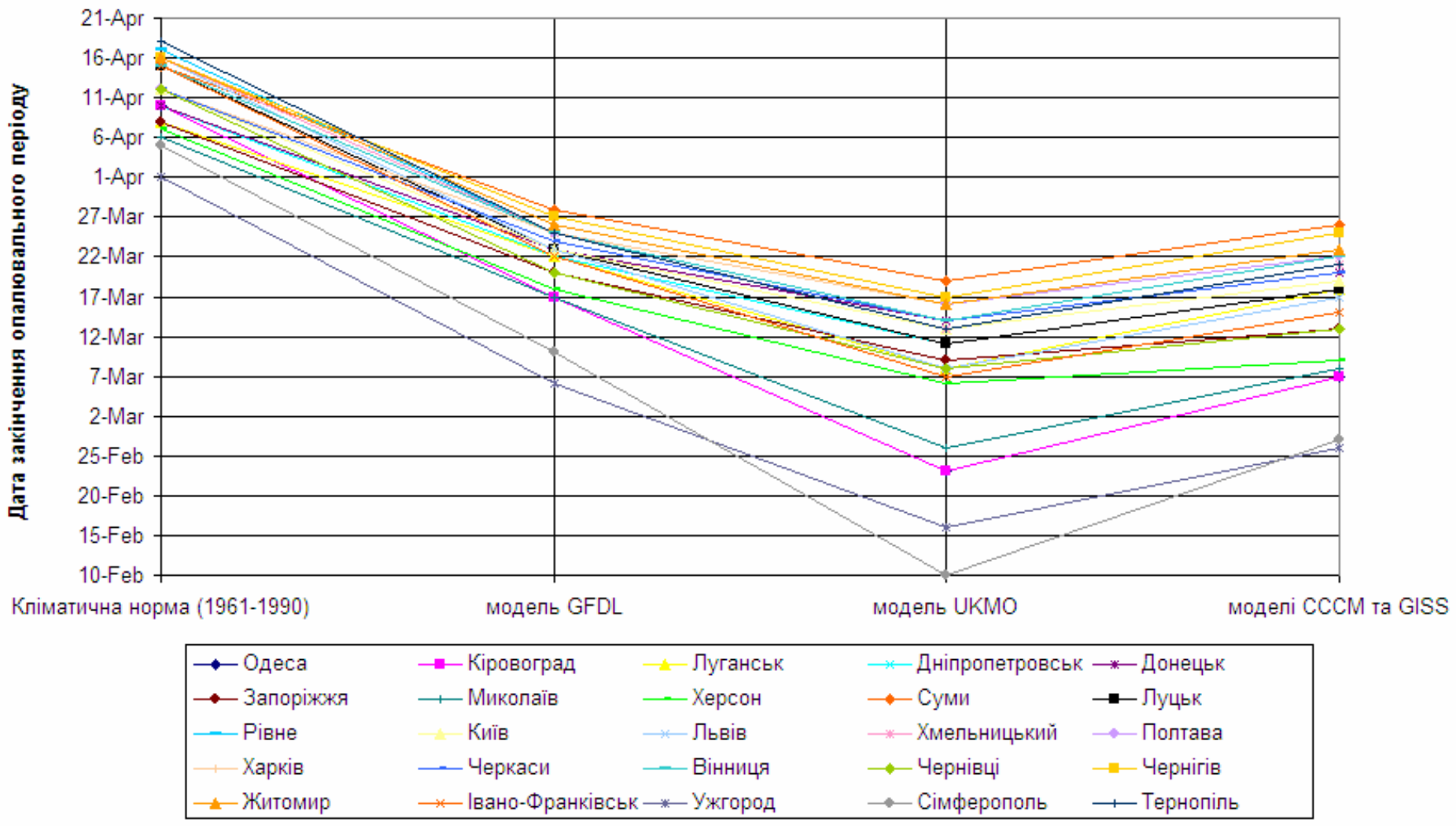
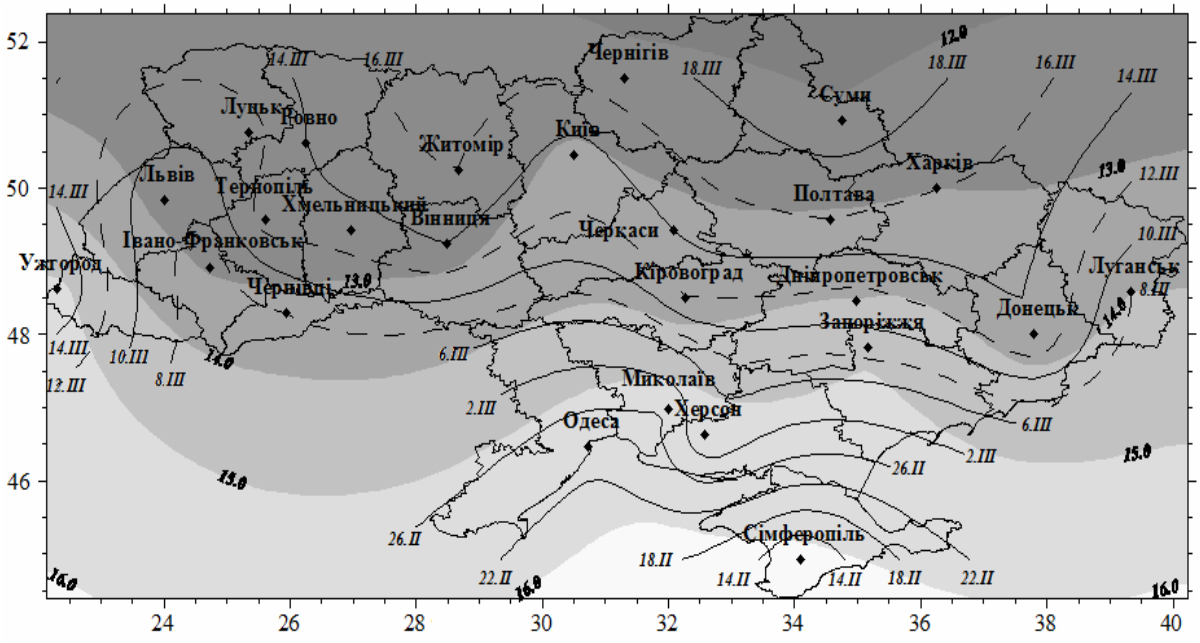
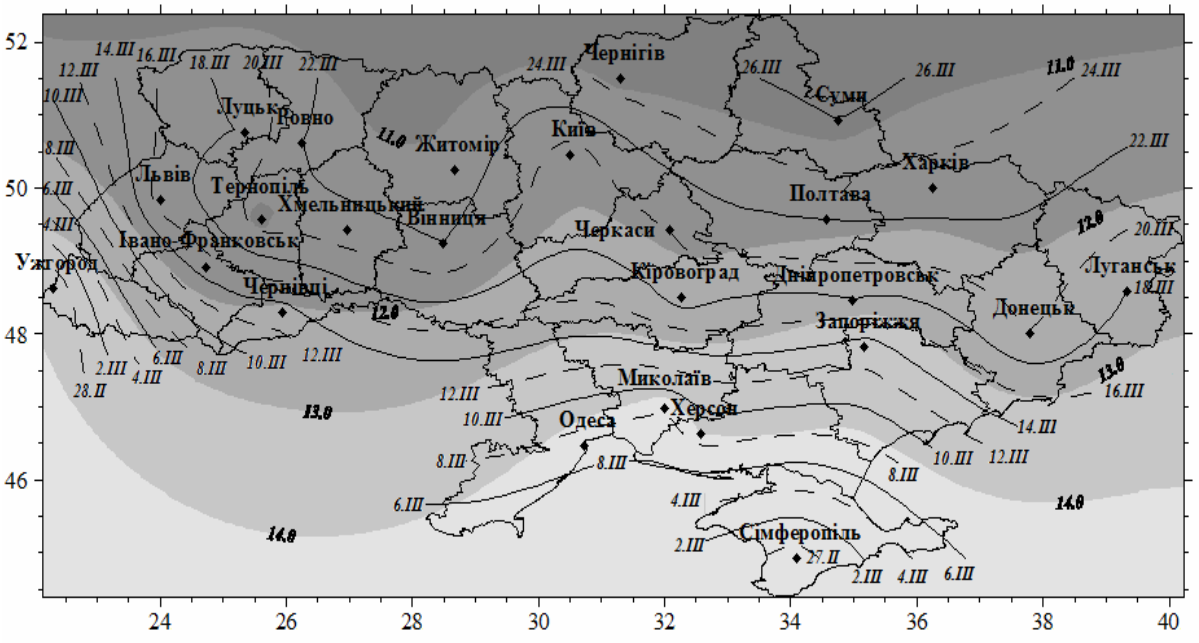


Рис. 3.9. Дати закінчення опалювального періоду за середніми багаторічними даними та за сценаріями моделей GFDL, UKMO, CCCM та GISS при подвоєнні вмісту CO_2



Смуги різних кольорів представляють поле температури;
зміна кольору відповідає зміні температури на 1 ºС, суцільні лінії та пунктирні лінії – ізохрони початку опалювального періоду, проведені через 4 доби та 2 доби відповідно

Рис. 3.10. Середньорічна температура повітря в Україні та дати кінця опалювального періоду за сценарієм, побудованим на основі моделі UKMO для умов подвоєння вмісту CO_2 в атмосфері

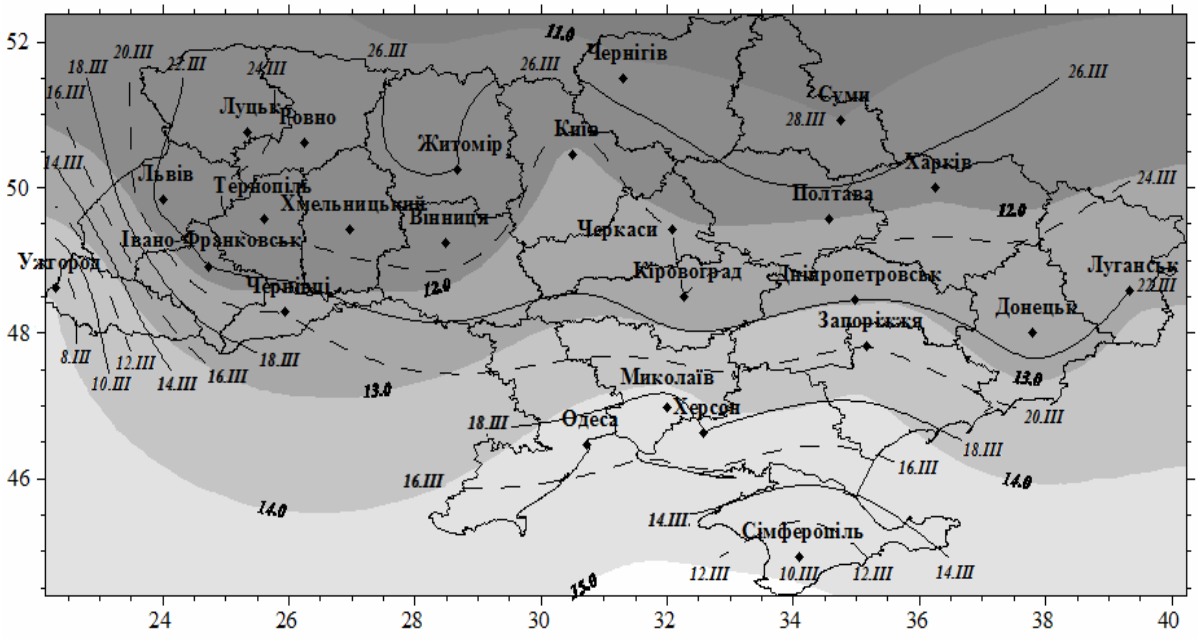


Смуги різних кольорів представляють поле температури,,
зміна кольору відповідає зміні температури на 1 ºС, суцільні лінії та пунктирні лінії – ізохрони початку опалювального періоду, проведені через 4 доби та 2 доби відповідно

Рис. 3.11. Середньорічна температура повітря та дати кінця опалювального періоду за сценарієм в Україні, побудованим на основі моделі СССМ та GISS для умов подвоєння вмісту CO_2 в атмосфері

Взагалі, як показують результати чисельних експериментів, всі особливості у полях кліматичних характеристик, що спостерігаються над територією України, лишаються незмінними при подвоєнні еквівалентних концентрацій CO_2.

Таким чином, видно, що конфігурація осередненого за рік поля температури не змінюється у порівнянні з кліматичною нормою. З цього можна зробити висновок, що за сценаріями усіх моделей температура підвищуватиметься в середньому за рік практично на однакову величину для всієї території України і буде мати таку ж неоднорідність, як і в період 1961-1990 рр. Проте, незважаючи на добре узгодження полів температури з полями дат закінчення опалювального періоду, в останньому полі, як і в полі дат початку опалювального періоду, виявляється значно більша неоднорідність у порівнянні з періодом 1961-1990 рр. Темпи закінчення опалювального періоду збільшуються щонайбільше у декілька разів за сценарієм моделі UKMO (37 діб) і щонайменше в два рази за сценарієм моделі GFDL (18 днів). Отже, за моделлю UKMO потепління та похолодання на всій території України відбуватимуться з однаковою інтенсивністю, а за моделлю GFDL співвідношення між періодами потепління та похолодання лишається практично таким же, як і в період 1961-1990 рр.

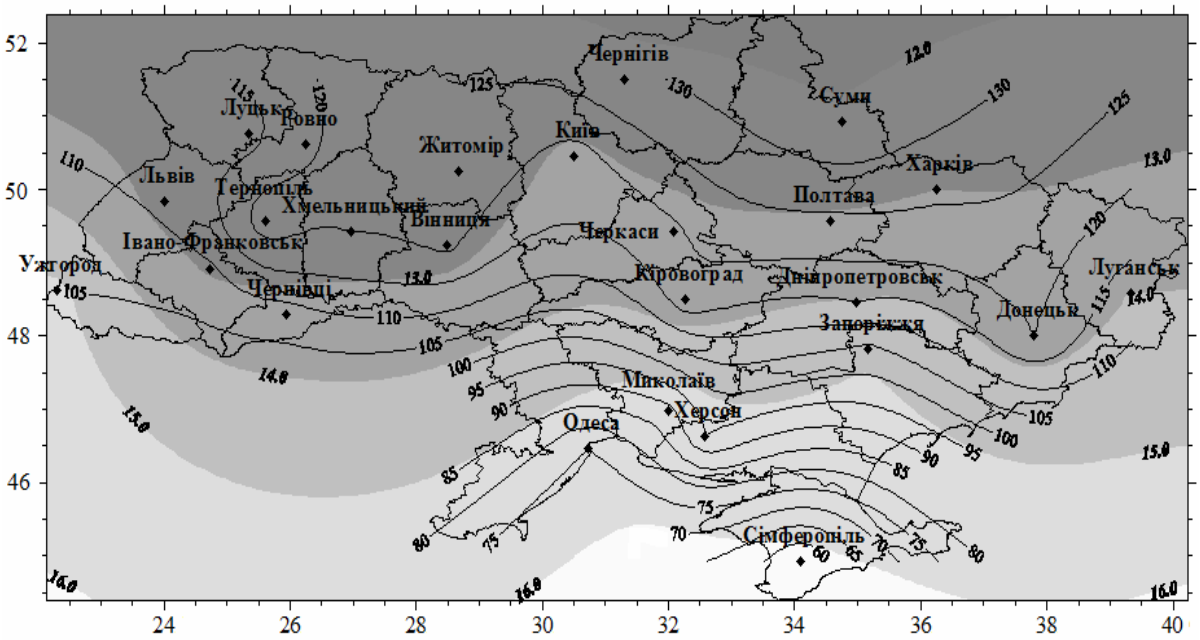


Смуги різних кольорів представляють поле температури, зміна кольору відповідає зміні температури на 1 ºС, суцільні лінії та пунктирні лінії – ізохрони початку опалювального періоду, проведені через 4 доби та 2 доби відповідно

Рис. 3.12. Середньорічна температура повітря в Україні та дати кінця опалювального періоду за сценарієм, побудованим на основі моделі GFDL для умов подвоєння вмісту CO_2 в атмосфері

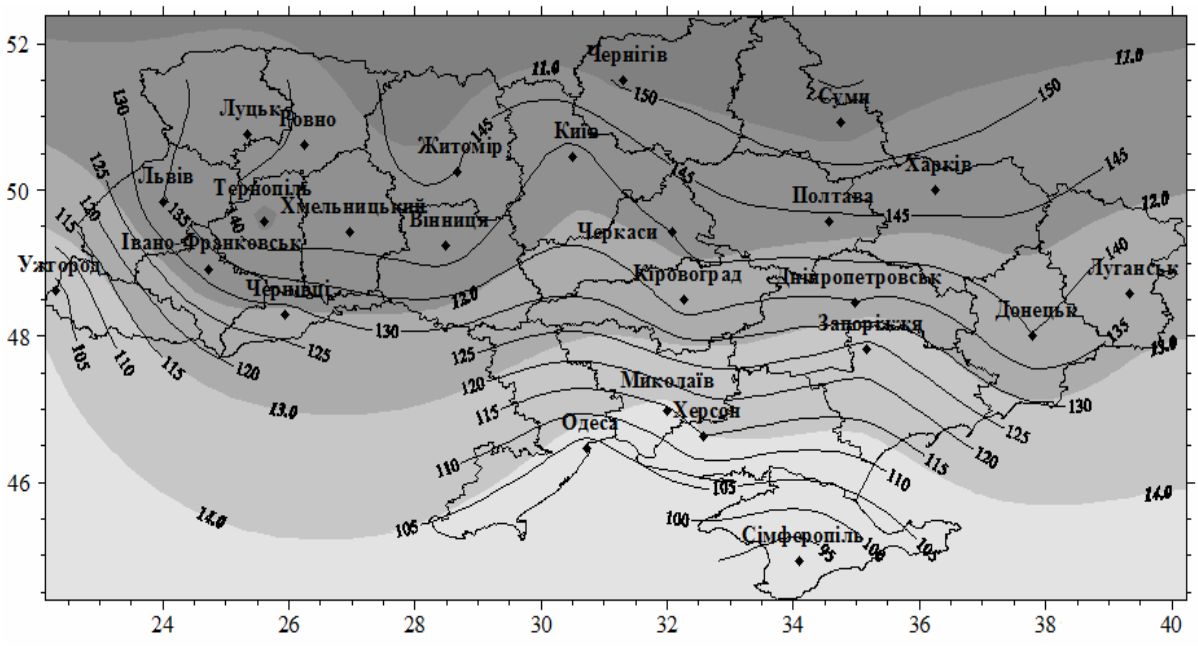
На рис. 3.13 – 3.15 представлено поля середньорічної температури повітря та тривалості опалювального періоду, отримані на основі сценаріїв за моделями UKMO, CCCM/GISS та GFDL. Напрям ізоліній тривалості опалювального періоду повторює певною мірою напрям середньорічних ізотерм.

Екстремальні значення тривалості опалювального періоду припадають на м. Сімферополь та м. Суми. Найбільшу тривалість опалювального періоду було визначено за сценаріями моделей CCCM/GISS, відповідно до яких значення ТОП змінюються в межах від 91 до 154 діб (Додаток А, табл. А.3). Незважаючи на те, що ці моделі дають найменші зміни відносно кліматичної норми, протее, і ці зміни є досить суттєвими, оскільки найбільше значення ТОП (154 доби) практично співпадає з найменшим значенням ТОП (153 доби) за період 1961-1990 рр. Найбільші зміни відносно кліматичної норми надає модель UKMO, для якої максимальна та мінімальна тривалості ОП набувають значень 55 та 134 доби відповідно. Тривалість ОП за сценарієм моделі GFDL становить середній результат між результатами за сценаріями інших моделей, проте, ближчий до результатів моделі CCCM/GISS: від 87 до 144 діб. За усіма моделями прогнозується суттєве збільшення різниці (практично в два рази у порівнянні з кліматичною нормою) між тривалістю опалювального періоду у північних та південних регіонах.



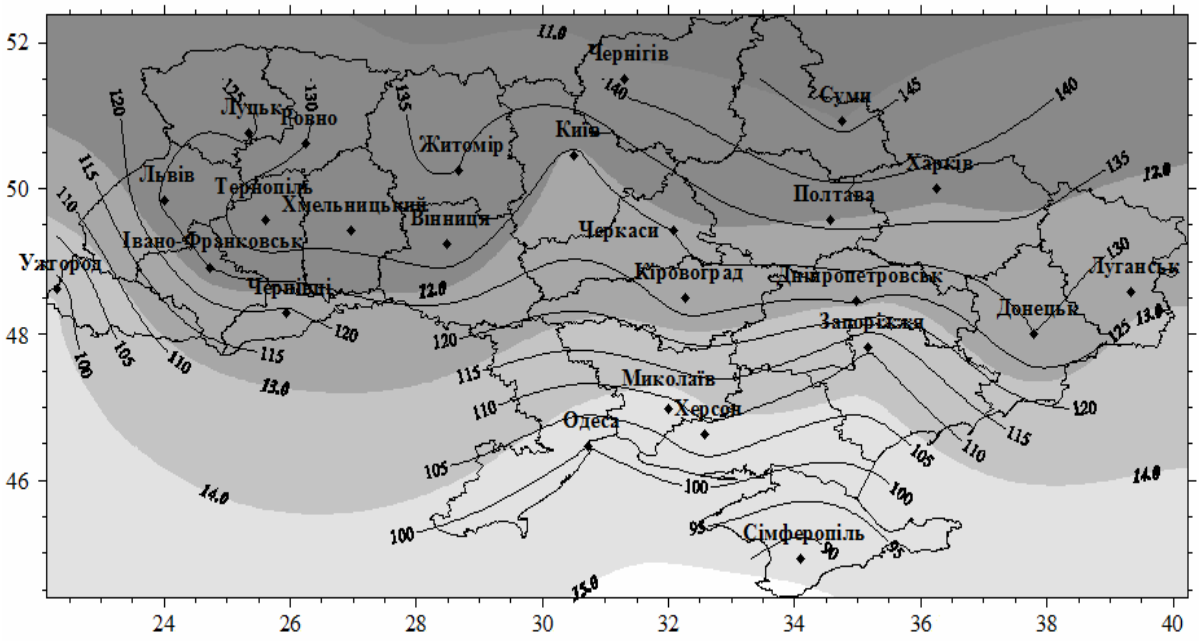
Смуги різних кольорів представляють поле температури, зміна кольору відповідає зміні температури на 1 ºС, суцільні лінії – ізолінії тривалості опалювального періоду, проведені через 5 діб

Рис. 3.13. Середньорічна температура повітря в Україні та тривалість опалювального періоду за сценарієм, побудованим на основі моделі UKMO для умов подвоєння вмісту CO_2 в атмосфері



Смуги різних кольорів представляють поле температури, зміна кольору відповідає зміні температури на 1 ºС, суцільні лінії – ізолінії тривалості опалювального періоду, проведені через 5 діб

Рис. 3.14. Середньорічна температура повітря в Україні та тривалість опалювального періоду за сценарієм, побудованим на основі моделі СССМ та GISS для умов подвоєння вмісту CO_2 в атмосфері



Смуги різних кольорів представляють поле температури, зміна кольору відповідає зміні температури на 1 ºС, суцільні лінії – ізолінії тривалості опалювального періоду, проведені через 5 діб.

Рис. 3.15. Середньорічна температура повітря в Україні та тривалість опалювального періоду за сценарієм, побудованим на основі моделі GFDL для умов подвоєння вмісту CO_2 в атмосфері.

Для поля тривалості, так само, як і для полів дат початку і кінця опалювального сезону, неоднорідність збільшується при підвищенні температури.

На рис. 3.16 представлено розраховані за сценаріями моделей GFDL, UKMO та CCCM/GISS градусо-дні, які відповідають енерговитратам за весь опалювальний період за умови підтримки у приміщеннях температури +18 ºС для вибраних міст України. Детальна інформація по всіх 25 пунктах України міститься в Додатку А, табл. А.4.

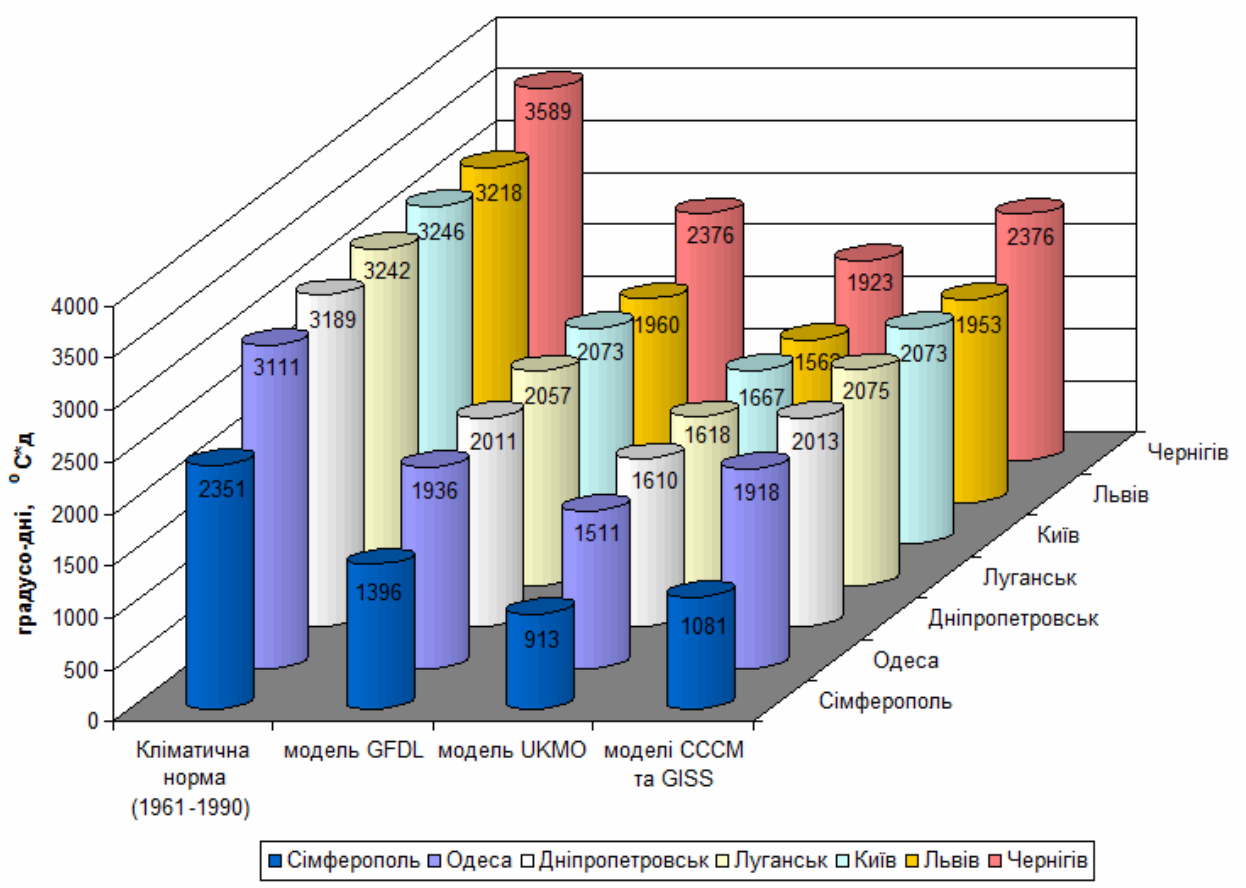


Рис. 3.16. Динаміка градусо-днів для різних міст України за розрахунками моделей GFDL, UKMO, CCCM та GISS при подвоєнні вмісту CO_2

З рис. 3.16 видно, що найбільші зміни по всіх містах надано сценарієм моделі UKMO (енерговитрати зменшуються у порівнянні з кліматичною нормою у два рази), а найменші – CCCM/GISS. Градусо-дні, отримані за моделями GFDL та CCCM/GISS, практично однакові, що є досить очікуваним результатом, оскільки середня температура у всі місяці за сценарієм моделі GFDL перевищує температуру за моделями CCCM/GISS на 0,1-0,2 ºС (Додаток А, табл. А.9), а тривалість опалювального сезону, навпаки, менша за розрахунками моделі GFDL.

Як вже було зазначено вище, по сценаріях стаціонарних моделей неможливо дослідити інерцію кліматичної системи та її відгук на зміни, що відбуваються. Тому для того, щоб показати динаміку змін кліматичних характеристик опалювального періоду, було використано сценарії нестаціонарної моделі GFDL, в якій, починаючи з 2000 р., еквівалентна концентрація CO_2 підвищувалась на 1 % порівняно з попереднім роком.

На рис. 3.17–3.19 представлено зміщення дати початку опалювального сезону відносно кліматичної норми у періоди 2000-2010, 2030-2040 та 2070 -2080 рр. для різних природнокліматичних зон України.

Як можна бачити з наведених рисунків, дата початку опалювального періоду суттєво наближається до кінця року, а в період 2070-2080 рр. навіть переходить початок року і зміщується на січень (зони полісся і лісостепу) та січень-лютий (степова зона). Прогнозується, що дата початку опалювального періоду у 2070-2080 рр. зміститься відносно кліматичної норми більше ніж на 3 місяці для всіх регіонів України (Додаток А, табл. А.7). Найбільші темпи змін дати початку опалювального сезону припадають між періодами 2030-2040 та 2070-2080 рр. (відносно попереднього періоду 2000-2010 рр. дата початку ОП змістилась в середньому на 75 діб). Між періодами 1961-1990 та 2030-2040 рр. дата початку ОП змістилась в середньому на інтервал в два рази менший – на 42 доби. Такі темпи змін можна пояснити інерцією кліматичної системи.

Найбільше зміщення дати початку опалювального періоду прогнозується у степовій зоні. Вже у 2030-2040 рр. опалювальний сезон у більшості міст степової зони розпочинатиметься наприкінці листопада, а в Одесі і Сімферополі навіть в грудні – 5 та 12 грудня (Додаток А, табл. А.1). Окрім того, вже у 2030-2040 рр. опалювальний період для Сімферополя розбивається на два (один з початком 12 грудня, інший – 1 лютого), а у 2070-2080 рр. – взагалі відсутній, а в Одесі складає 5 діб. Тобто клімат Сімферополя та Одеси стає схожим на клімат середземноморських країн, де температура рідко опускається нижче 8,0 ºС.

На рис. 3.20-3.22 представлено зміщення дат кінця опалювального сезону відносно кліматичної норми у періоди 2000-2010, 2030-2040 та 2070-2080 рр. для різних природно-кліматичних зон України. Як можна бачити з наведених рисунків, дата кінця опалювального періоду суттєво наближається до початку року. Прогнозується, що дата кінця опалювального періоду у 2070-2080 рр. зміститься відносно кліматичної норми в середньому на 33 доби для території України (Додаток А, табл. А.8). Темпи зміщення дат кінця опалювального періоду мають зворотний характер порівняно з темпами зміщення початку. Найбільш суттєве зміщення дати закінчення опалювального періоду відбувається в період 2000-2010 рр.: порівняно з кліматичною нормою опалювальний період повинен закінчуватись щонайменше на 27 діб, а щонайбільше на 45 діб раніше.

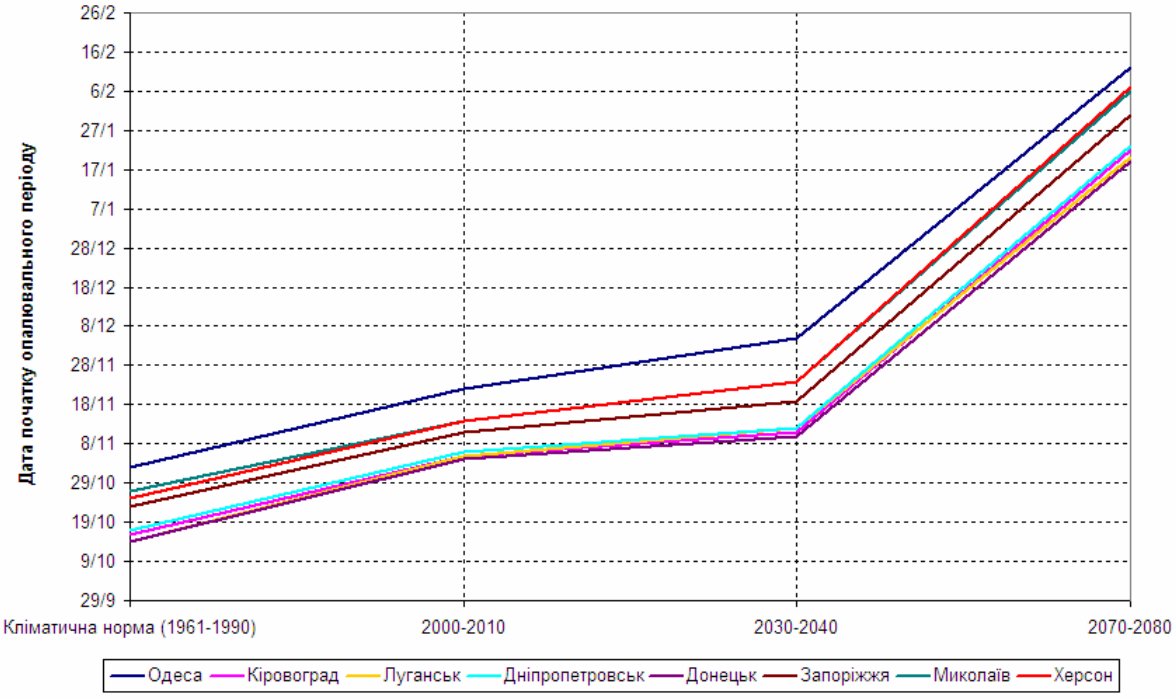


Рис. 3.17. Зміщення дати початку опалювального періоду в перехідному стані за розрахунками моделі GFDL для степової зони

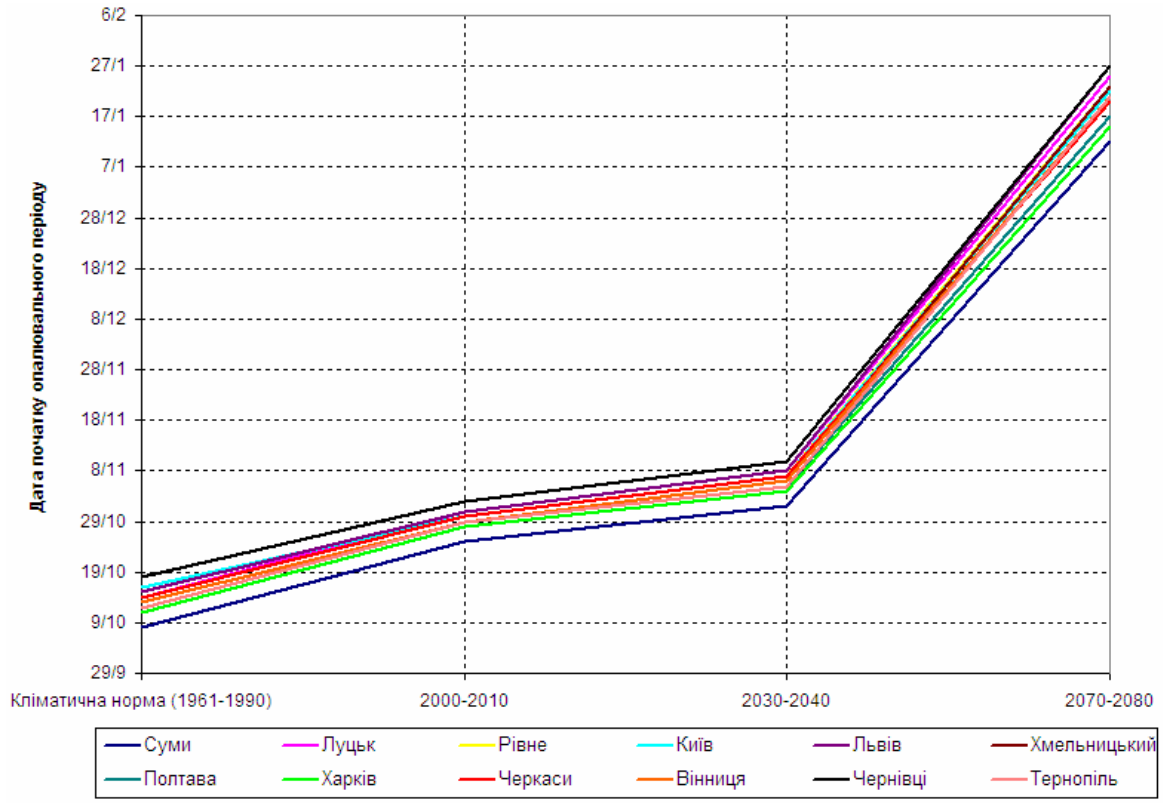


Рис. 3.18. Зміщення дати початку опалювального періоду в перехідному стані за розрахунками моделі GFDL для лісостепової зони

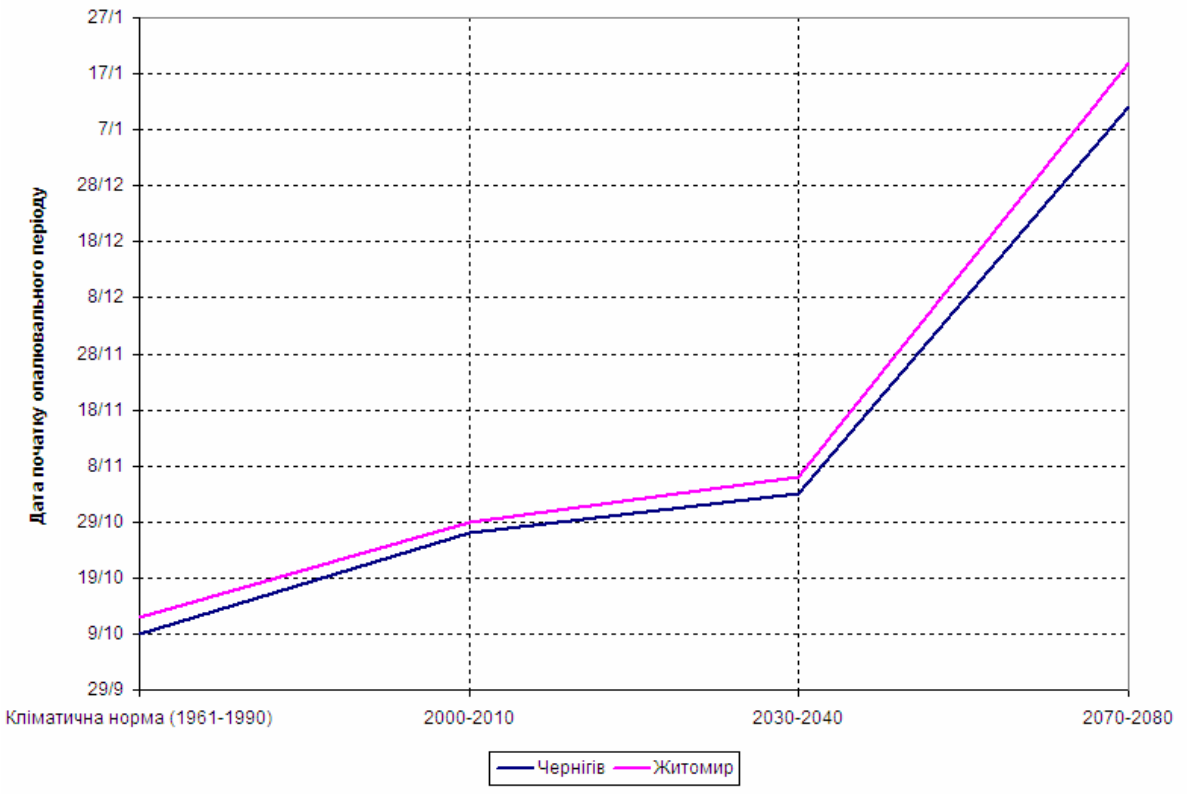


Рис. 3.19. Зміщення дати початку опалювального періоду в перехідному стані за розрахунками моделі GFDL для зони полісся

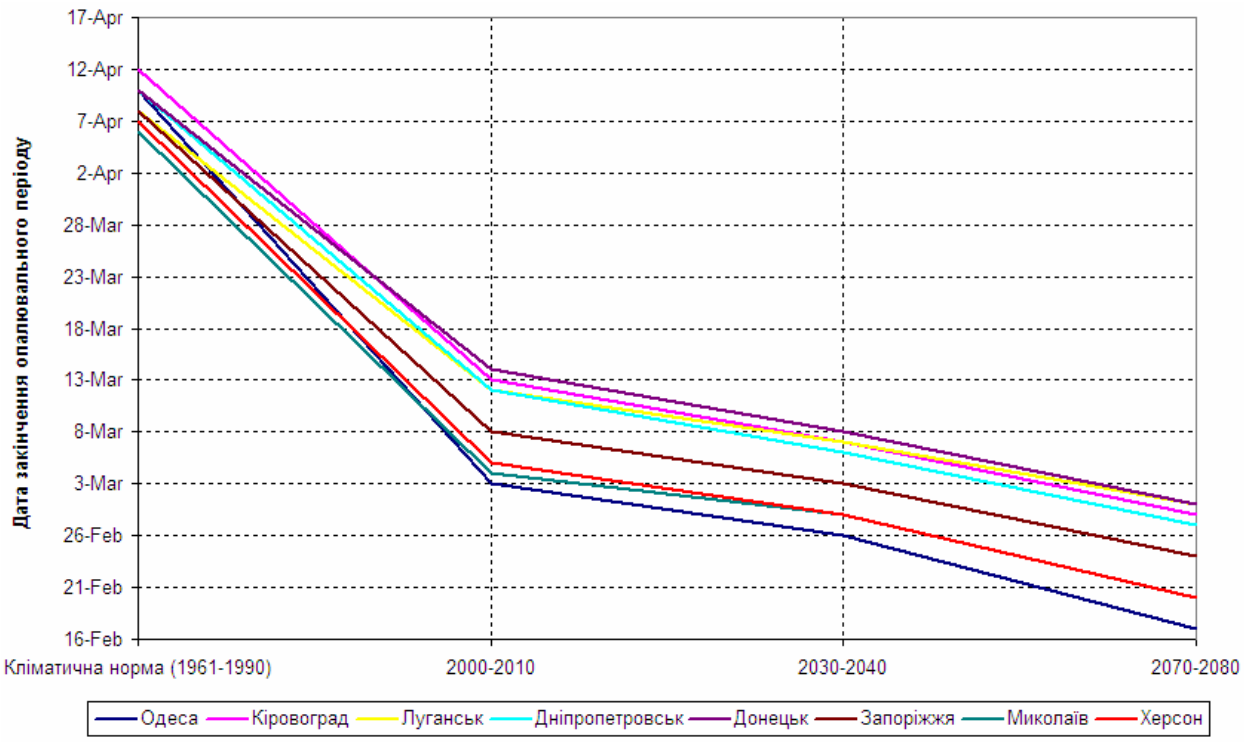


Рис. 3.20. Зміщення дати закінчення опалювального періоду в перехідному стані за розрахунками моделі GFDL для степової зони

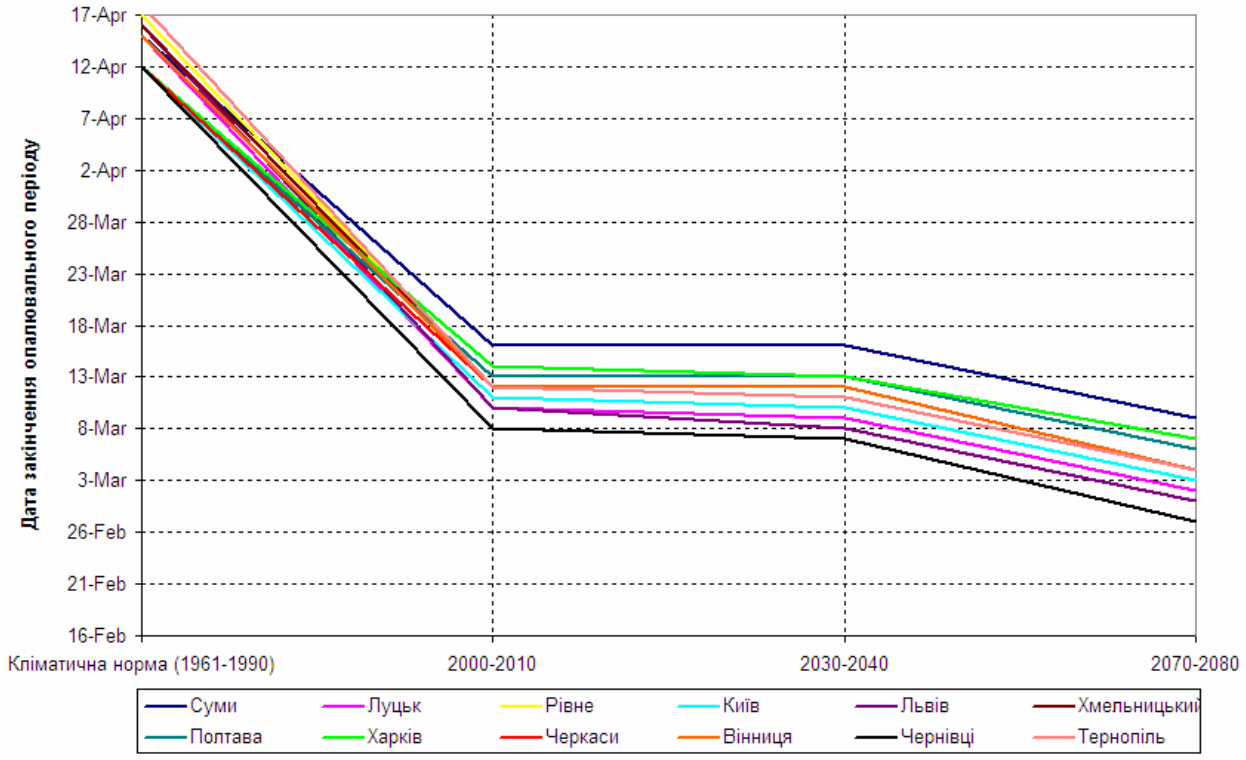


Рис. 3.21. Зміщення дати закінчення опалювального періоду в перехідному стані за розрахунками моделі GFDL для лісостепової зони

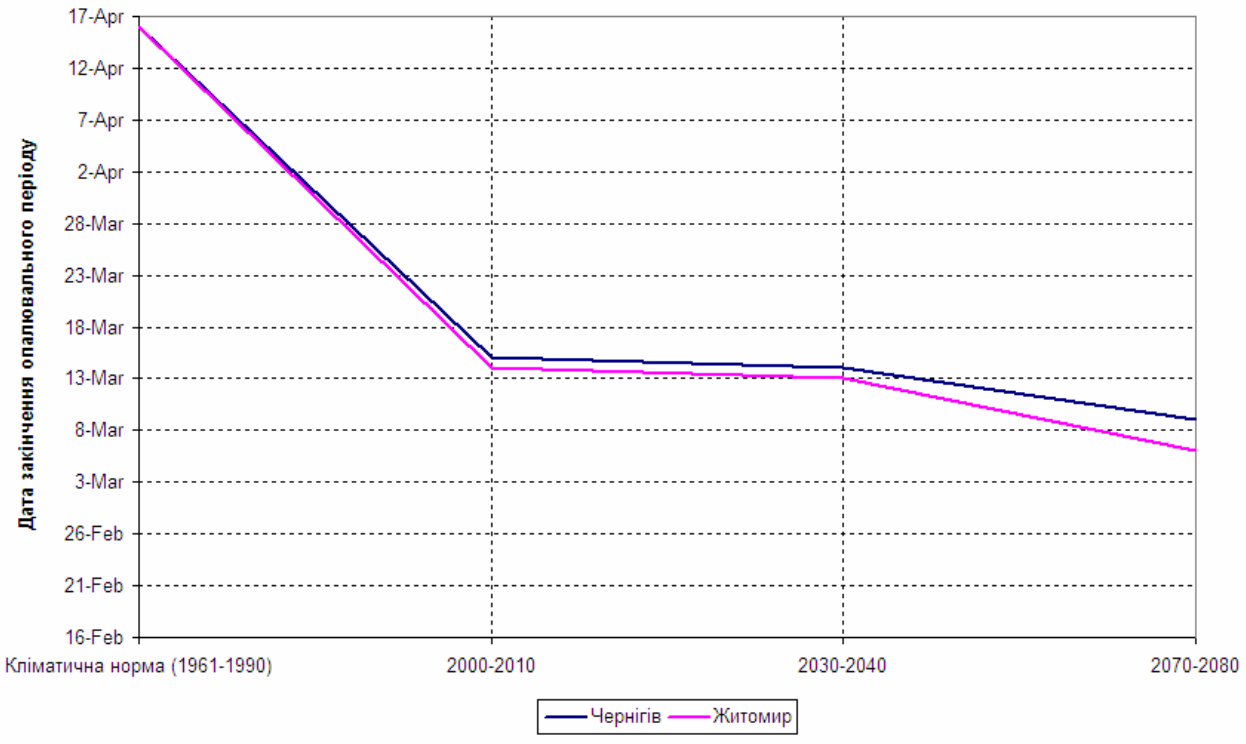


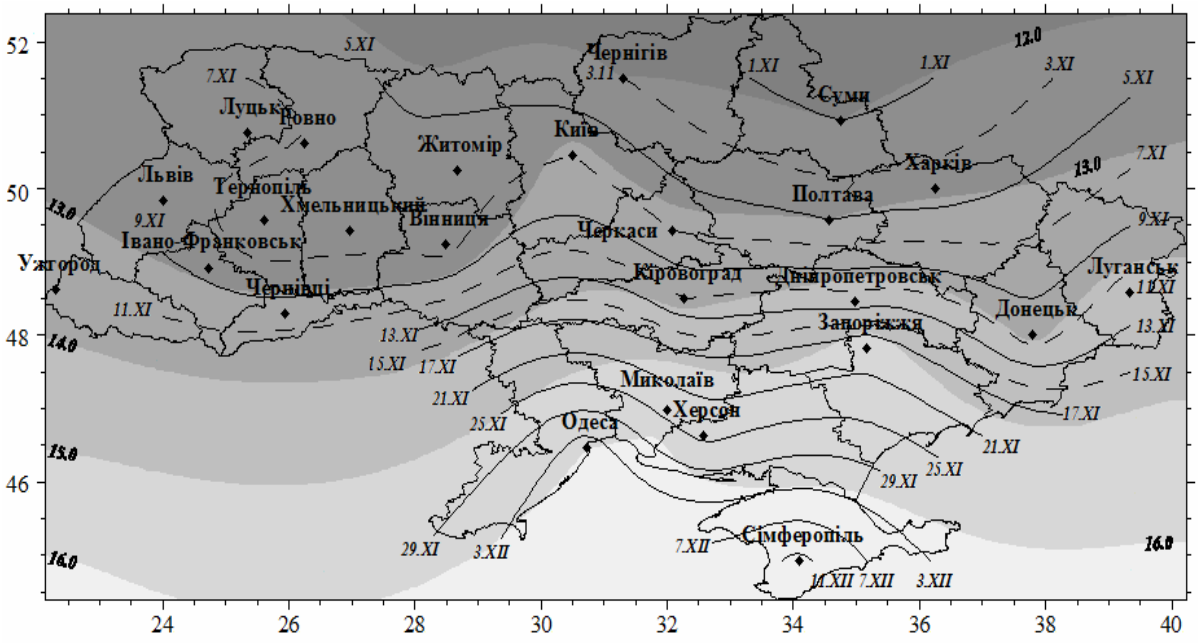
Рис. 3.22. Зміщення дати закінчення опалювального періоду в перехідному стані за розрахунками моделі GFDL для зони полісся

В наступні періоди темпи змін зміщення дати закінчення ОП стають дещо повільнішими: в період 2030-2040 рр. дата закінчення зміщується усього на кілька днів у порівнянні з попереднім, а в період 2070-2080 рр. – приблизно на тиждень. Слід зазначити, що темпи змін відрізняються не тільки у часі, а також і у просторі. Для степової зони вони трохи зменшуються порівняно з періодом 2000-2010 рр., протее, лишаються суттєвими – в середньому тиждень кожні наступні 30 років. А для зон лісостепу та полісся в наступні 30 років від періоду 2000-2010 рр. дати закінчення ОП лишаються практично незмінними, а вже у подальші 30 років знов зміщуються до початку року в середньому на тиждень.

На рис. 3.23 – 3.25 представлено поля середньорічної температури та дат початку, дат кінця і тривалості опалювального періоду в період 2030-2040 рр. Помітно, що поле температури за прогнозом нестаціонарної моделі GFDL трохи змінило конфігурацію: ізотерми набули ще більш широтної спрямованості, гребінь тепла над Західною Україною зник, проте, збереглись обидва гребені, які розповсюджуються з Чорного моря. Всі поля кліматичних характеристик опалювального періоду узгоджуються з полем середньорічної температури, окрім західних районів, в цих районах в полях кліматичних показників ОП зберігся гребінь.

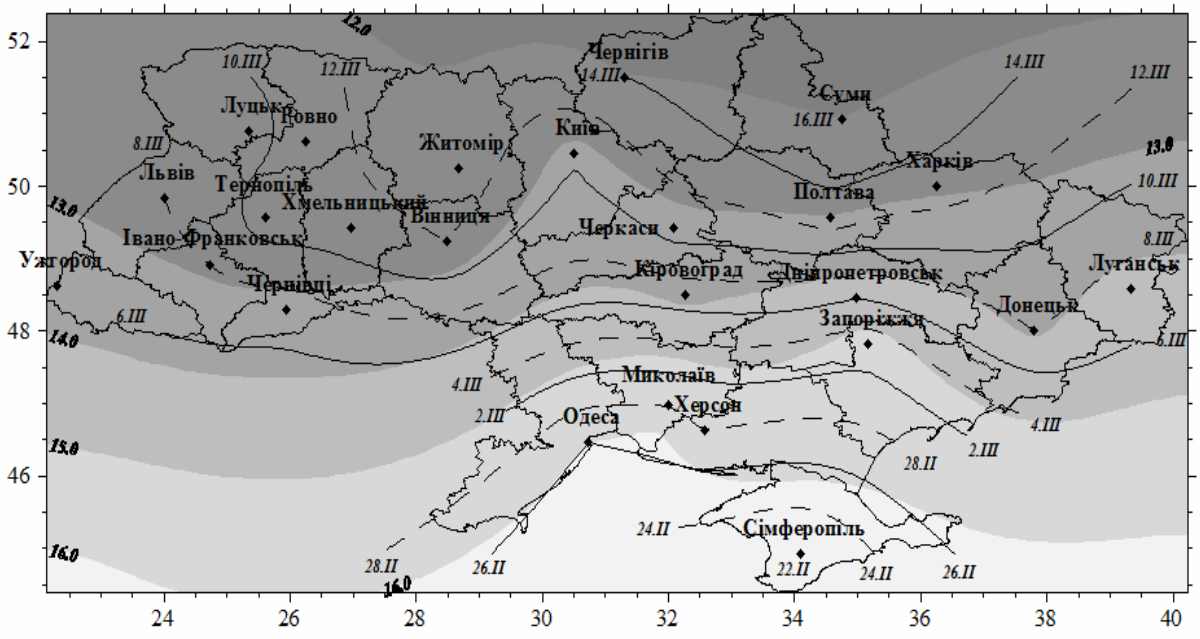
Слід зазначити, що на території України за прогнозом моделі GFDL перехід до температури 8 ºС у бік зниження відбуватиметься в 1,5–2 рази повільніше, ніж у період 1961-1990 рр. Якщо в період, що являє собою кліматичну норму, перехід відбувався в середньому за 20 діб, то за прогнозом у 2000-2010 рр. – за 32, у 2030-2040 рр. – за 41 добу і у 2070-2080 рр. – за 31 добу (проте необхідно врахувати, що на крайньому півдні України взагалі опалювальний сезон відсутній, тобто в цьому випадку звужена вже територія переходу температури через 8 ºС). До речі, якщо порівнювати результати, отримані за нестаціонарною моделлю GFDL з результатами стаціонарних моделей, то видно, що тенденцію у збільшенні неоднорідності в полі дат переходу зумовлює не підвищення температури (випадок стаціонарних моделей), а одномоментне збільшення величин зміни температури у попередній період. За прогнозом моделі GFDL найбільші зміни у температурі вересня–грудня у порівнянні з попереднім періодом 2030-2040 рр. припадають на період 2070-2080 рр.

Відповідно до прогнозу моделі GFDL розкид дат кінця опалювального періоду у порівнянні з кліматичною нормою збільшується в два рази, проте, немає тенденції збільшуватись у подальшому: в усі періоди він в середньому становить 20 діб, незважаючи на те, що середньорічна температура продовжує суттєво підвищуватись. Проте, якщо розглянути зміни температури за попередні періоди навесні, то можна побачити, що максимальні зміни температури у цей сезон прогнозувались саме на період 2000-2010 рр., що і має відображення у зміщенні дат закінчення опалювального періоду.



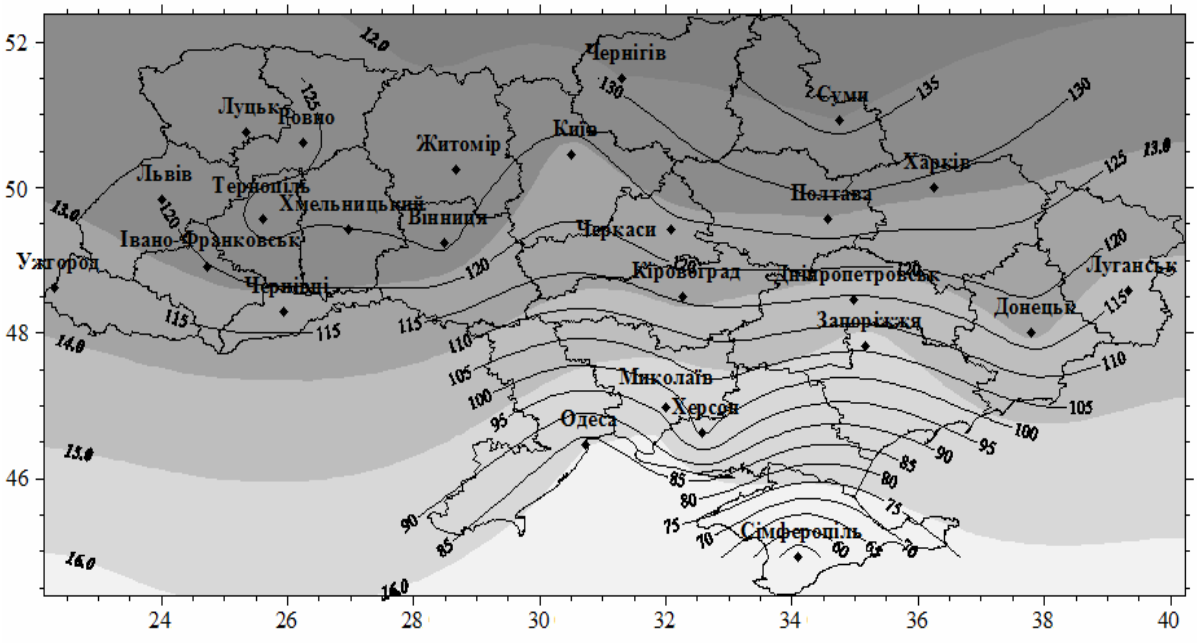
Смуги різних кольорів представляють поле температури; зміна кольору відповідає зміні температури на 1ºС, суцільні лінії та пунктирні лінії – ізохрони початку опалювального періоду, проведені через 4 доби та 2 доби відповідно

Рис. 3.23. Середньорічна температура повітря в Україні, ºС, та дати початку опалювального періоду для природних зон на 2030-2040 рр. за сценарієм, побудованим на основі нестаціонарної моделі GFDL



Смуги різних кольорів представляють поле температури,,зміна кольору відповідає зміні температури на 1ºС, суцільні лінії та пунктирні лінії – ізохрони початку опалювального періоду, проведені через 4 доби та 2 доби відповідно

Рис. 3.24 – Середньорічна температура повітря, ºС, в Україні та дати кінця опалювального періоду для природних зон на 2030-2040 рр. за сценарієм, побудованим на основі нестаціонарної моделі GFDL



Смуги різних кольорів представляють поле температури, зміна кольору відповідає зміні температури на 1ºС, суцільні лінії – ізолінії тривалості опалювального періоду, проведені через 5 діб

Рис. 3.25. Середньорічна температура повітря в Україні, ºС, та тривалість опалювального періоду для природних зон на 2030-2040 рр. за сценарієм, побудованим на основі нестаціонарної моделі GFDL

Слід зауважити, що тенденція у просторовому розподілі кліматичних характеристик опалювального періоду лишається незмінною, так само найраніше настання та найпізніше закінчення ОП мають бути у м. Суми, а найпізніше настання та найраніше закінчення – у м. Сімферополь. За прогнозом GFDL на 2030-2040 рр. тривалість опалювального періоду коливається в межах від 55 до 136 діб (рис. 3.25, Додаток А, табл. А.3), у 2070-2080 рр. її максимум складатиме взагалі 56 діб.

Взагалі, якщо врахувати, що підвищення еквівалентної концентрації CO_2 за сценарієм моделі GFDL на 2030-2040 рр. становить 30 %, а на 2070-2080 рр. – 70 %, то результати, отримані за цією моделлю, є найбільш несхожими з результатами будь-якої іншої стаціонарної моделі з тих, що розглядалися в даній роботі.

На рис. 3.26 представлено динаміку градусо-днів, розрахованих за нестаціонарними сценаріями моделі GFDL на періоди 2000-2010, 2030-2040 та 2070-2080 рр., які відповідають енерговитратам за весь опалювальний період за умови підтримки у приміщеннях температури +18 ºС, для вибраних міст України. Детальну інформацію по всіх 23 пунктах України представлено в табл. А.4 Додатку А.

Як можна бачити з рис. 3.26 та табл. А.6 Додатка А, енерговитрати на 2070-2080 рр. для степової зони зменшуються на 67-81 %, для лісостепу – на 65-83 % і для зони полісся – на 76-81 %, тобто для всієї території України – майже на однакову величину відносно кліматичної норми.

Особливо великі зміни у енерговитратах відбуваються саме у цей період, оскільки саме на нього припадає найбільша зміна середньорічної температури повітря та тривалості опалювального сезону.

В попередні періоди відносно кліматичної норми для всієї території України енерговитрати не змінювались так рівномірно, досить яскраво виражений вплив природнокліматичних зон: для південних районів зміни були більшими (59-67 % на 2030-2040 рр.), ніж для північних (42-44 % на 2030-2040 рр.).

Можливо, це пов'язано з тим, що на фоні підвищеного температурного фону згладжуються особливості природнокліматичних зон, а отже, і зміни енерговитрат стають однаковими. Внаслідок значного зростання температури для України можливо відбудеться зміна природно-кліматичних зон.

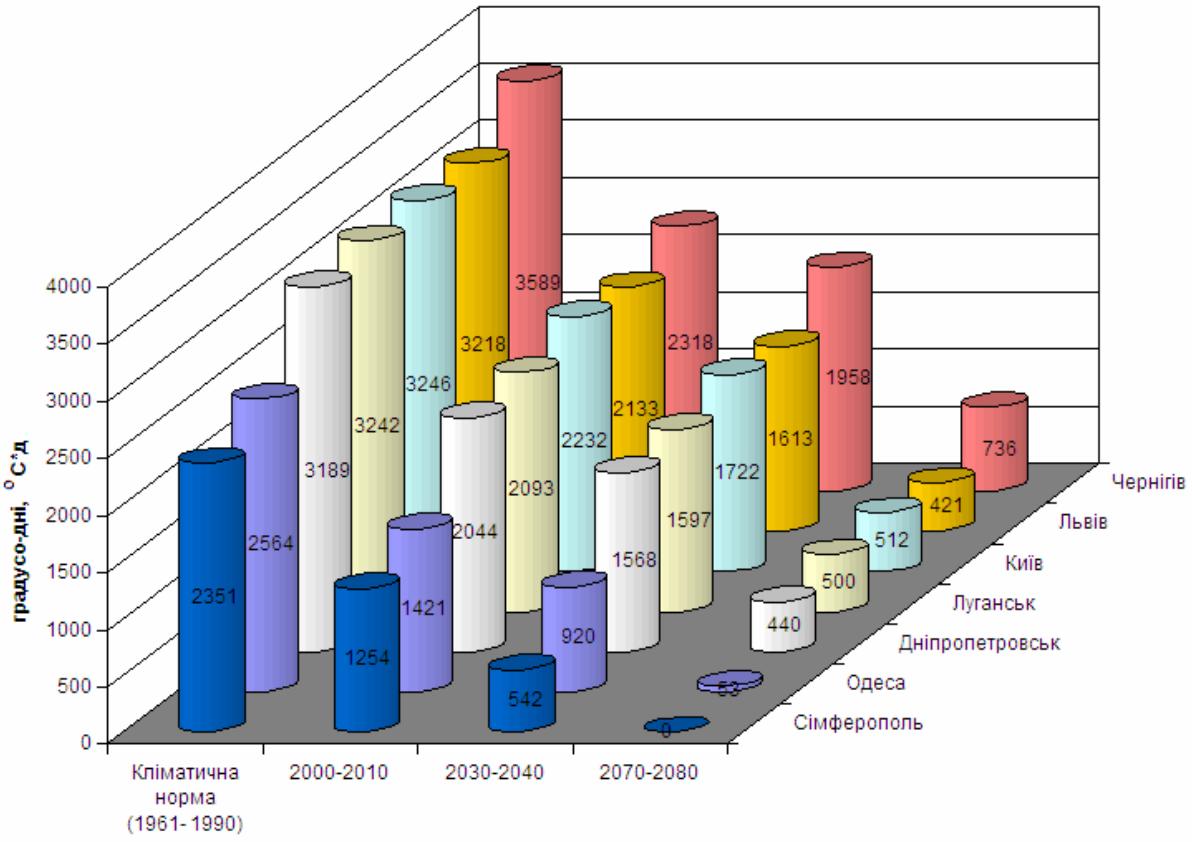
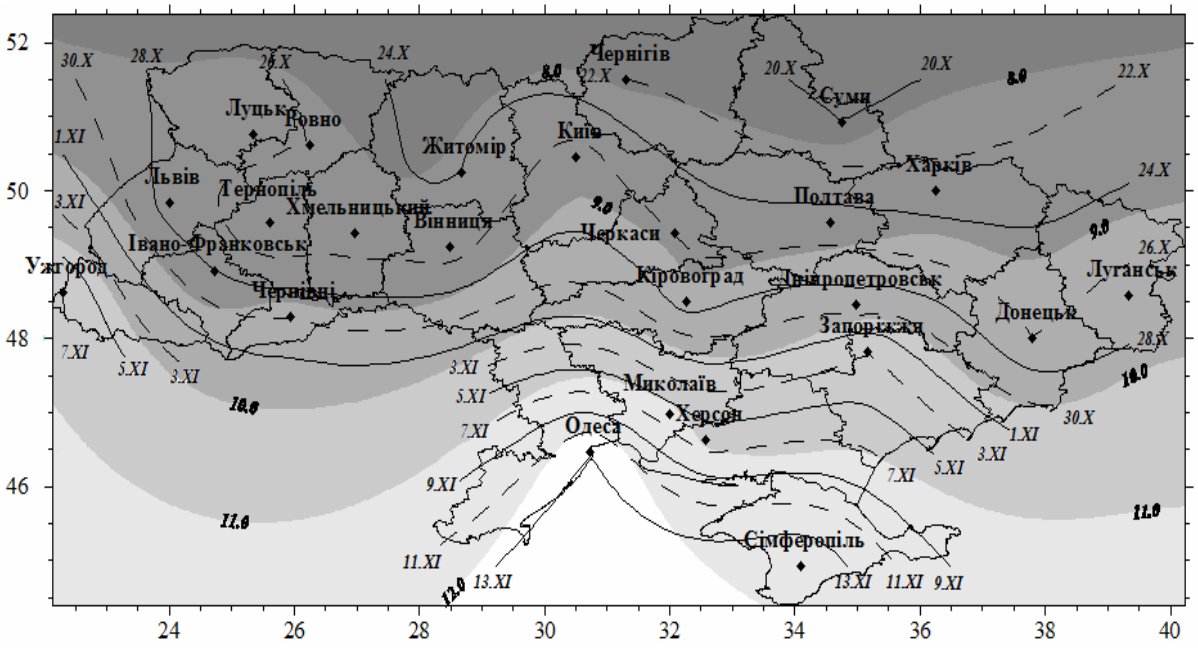


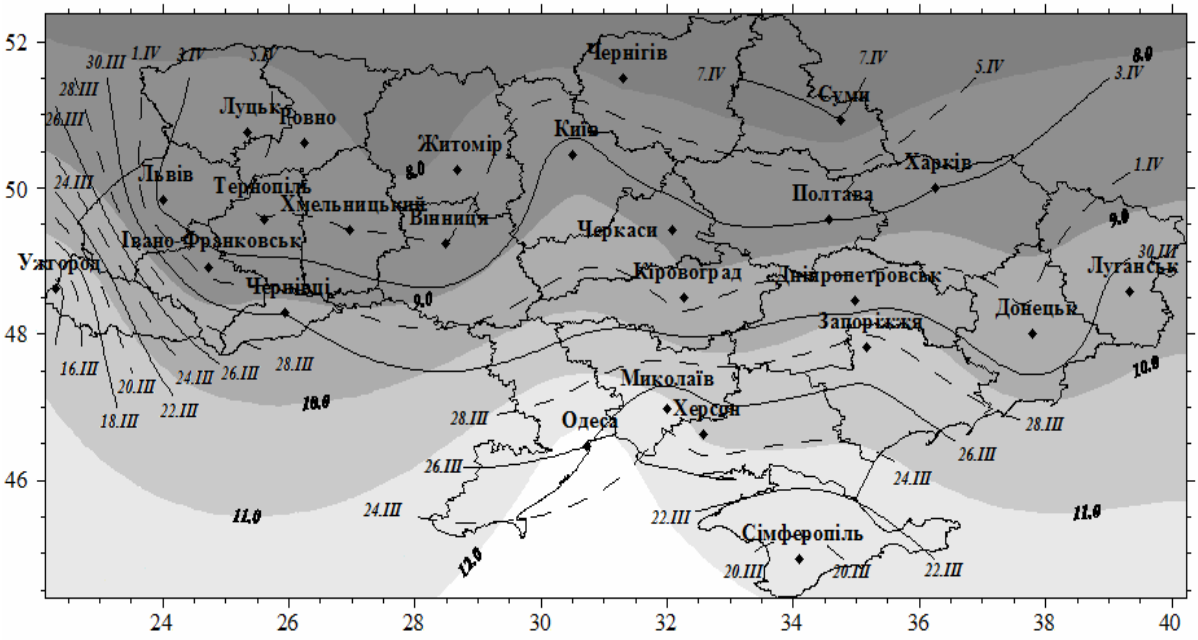
Рис. 3.26. Динаміка градусо-днів для різних міст України в перехідному стані за розрахунками моделі GFDL по природно-кліматичних зонах

На рис. 3.27–3.29 представлено поля середньорічної температури та кліматичних характеристик, осереднені для України в цілому, опалювального періоду в період 2030-2040 рр. на основі нестаціонарної моделі GFDL. В Додатку А, табл. А.1-А.8 можна отримати більш детальну інформацію для всіх сценаріїв.



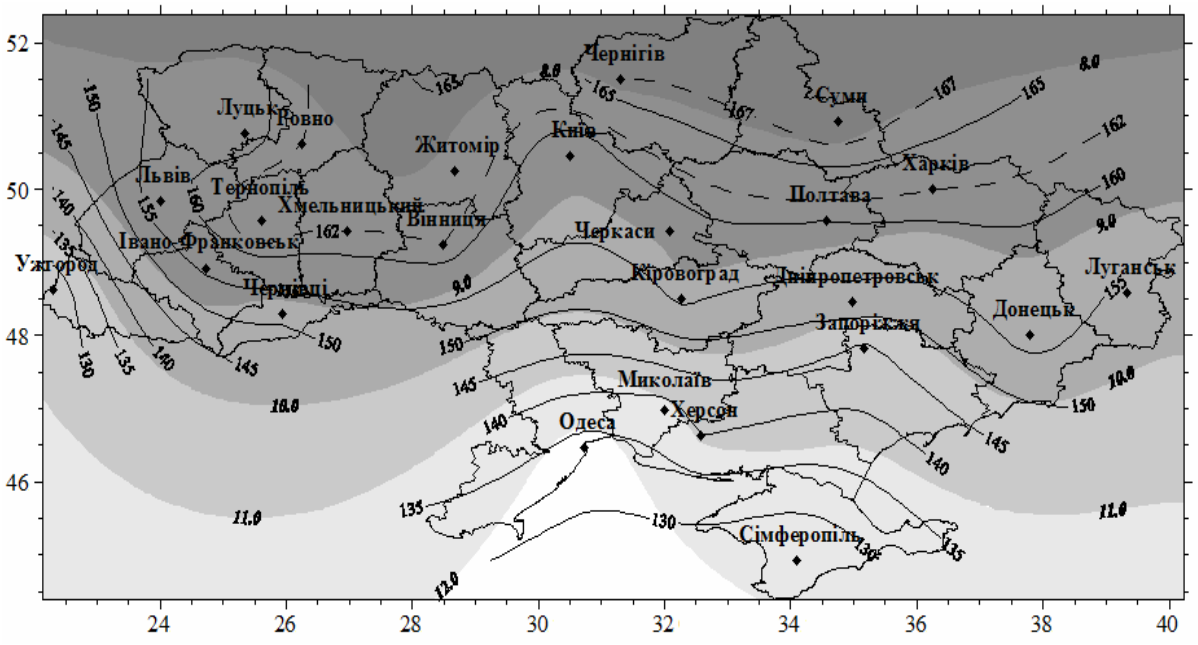
Смуги різних кольорів представляють поле температури,зміна кольору відповідає зміні температури на 1ºС, суцільні лінії та пунктирні лінії – ізохрони початку опалювального періоду, проведені через 4 доби та 2 доби відповідно

Рис. 3.27. Середньорічна температура повітря в Україні, ºС, та дати початку опалювального періоду, осереднені по Україні на 2030-2040 рр. за сценарієм, побудованим на основі нестаціонарної моделі GFDL



Смуги різних кольорів представляють поле температури, зміна кольору відповідає зміні температури на 1ºС, суцільні лінії та пунктирні лінії –ізохрони початку опалювального періоду, проведені через 4 доби та 2 доби відповідно

Рис. 3.28. Середньорічна температура повітря в Україні, ºС, та дати кінця опалювального періоду, осереднені по Україні на 2030-2040 рр. за сценаріям, побудованим на основі нестаціонарної моделі GFDL



Смуги різних кольорів представляють поле температури, зміна кольору відповідає зміні температури на 1ºС, суцільні лінії – ізолінії тривалості опалювального періоду, проведені через 5 діб

Рис. 3.29. Середньорічна температура повітря в Україні, ºС, та тривалість опалювального, осереднені по Україні на 2030-2040 рр. за сценарієм, побудованим на основі нестаціонарної моделі GFDL

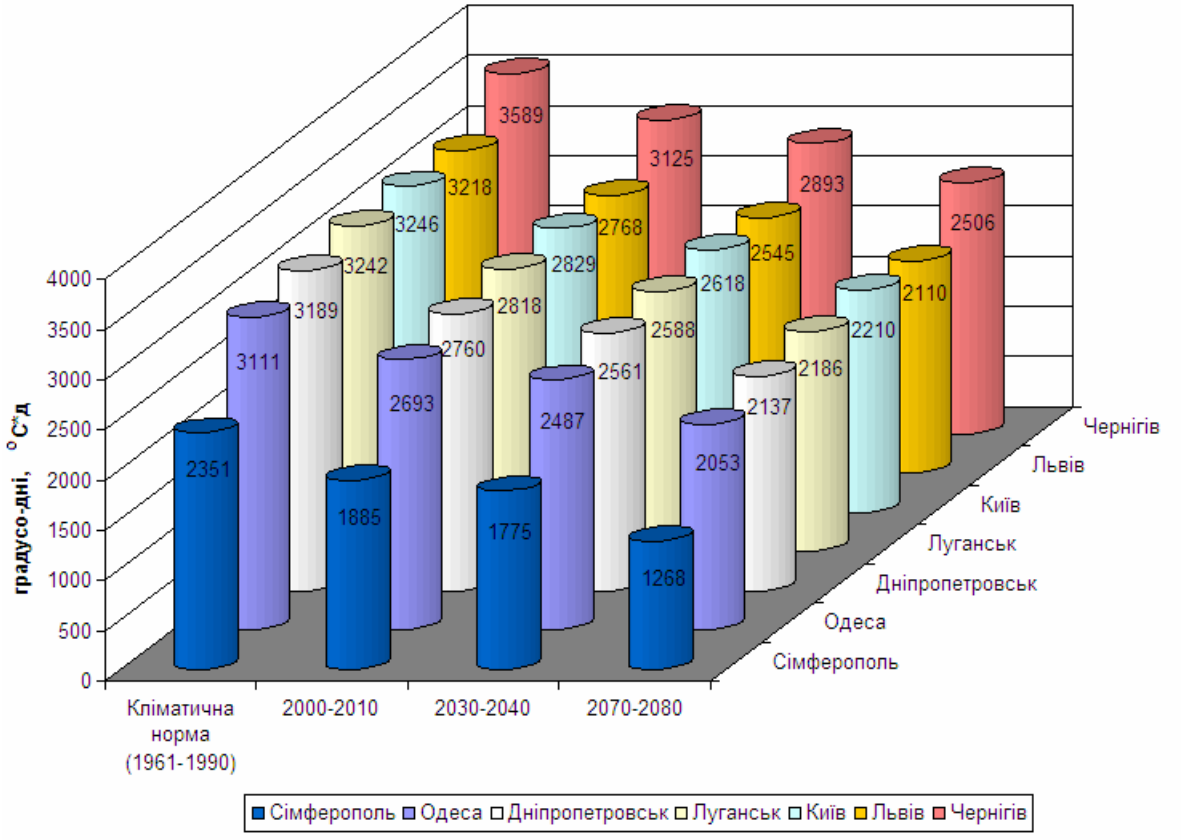


Рис. 3.30. Динаміка градусо-днів для різних міст України в перехідному стані за розрахунками моделі GFDL, усередненими для всієї території

За сценаріями цієї моделі було отримано такий же характер тенденцій, що і за іншими моделями, тобто збільшення середньорічної температури повітря, зближення дат початку та кінця опалювального періоду і його скорочення, проте, величини тенденцій набагато менші у порівнянні з величинами тенденцій за іншими моделями.

Як видно з рис. 3.27–3.29, за прогнозом на 2030-2040 рр. поле температури стає більш однорідним, всі улоговини та гребені в ньому менше виражені, ізотерми набувають більшої широтної спрямованості.

Зміщення дат початку та кінця опалювального періоду одна до одної відбувається практично з однаковими темпами відносно кліматичної норми (Додаток А, табл. А.7, А.8): для 2000-2010 рр. – в середньому на 7-10 днів відносно попередніх дат, для 2030-2040 рр. – 10-15 діб і для 2070-2080 рр. –20 діб.

За прогнозом нестаціонарної моделі GFDL перехід до температури +8,0 ºС у бік зменшення та у бік збільшення для всієї території України відбувається у більш стислі строки, ніж за сценаріями інших моделей. Для періоду 2030-2040 рр. настання та закінчення опалювального періоду відбувається у 24 та 17 днів відповідно (рис. 3.27 і 3.28).

Тривалість опалювального періоду (рис. 3.29, Додаток А, табл. А.3), хоча і зменшується порівняно з кліматичною нормою, проте, все одно є найбільшою порівняно з іншими моделями.

На рис. 3.30 представлено динаміку градусо-днів для різних міст України в перехідному стані за розрахунками моделі GFDL, усередненими для всієї території. Як видно з рисунку, енерговитрати для всіх міст України зменшуються досить поступово. Таблиця А.6 Додатка А показує, що енерговитрати за сценаріями цієї моделі зменшуються на 10 % на кожні 30 років і на 2070-2080 рр. їх зменшення є найменшим у порівнянні зі зменшеннями енерговитрат, отриманими за іншими моделями.

Висновки

В ході роботи було отримано такі висновки:

1. Середня тривалість опалювального періоду на 50 % станцій України, більшість яких розташована у степовій зоні, зменшується від одного до шести днів в останньому десятиріччі двадцятого століття. Слід зазначити, що практично всі станції, на яких спостерігається зменшення тривалості опалювального періоду, знаходяться в області порушення широтної спрямованості ізотерм та ізогон. На решті станцій тривалість опалювального періоду або лишалась незмінною, або навіть збільшувалась на один - два дні, тобто тривалість опалювального періоду має невелику тенденцію вирівнюватись для всієї території України, особливо для її південної частини.

2. Наприкінці XX століття для більшості міст України витрати тепла поступово зменшуються у порівнянні з кліматичною нормою. Найбільш суттєво вони зменшуються для окремих областей степової та лісостепової зон, що знаходяться під впливом виносу тепла з Чорного та Середземного морів.

3. Віковий хід тривалості опалювального періоду характеризується зміною циклів теплих, з короткою тривалістю і холодних, з довгою тривалістю опалювальних періодів. Причому чітко виявився основний 30-32 -річний цикл, який у свою чергу складався з більш коротких 6-8 – та 4-5–річних циклів, що включали 2-3-річні цикли. Тренд вікового ходу вказує на зменшення тривалості опалювального періоду, найбільш значним зменшення виявилось у центральних районах України.

4. За сценаріями стаціонарних моделей GFDL, UKMO та CCCM/GISS при миттєвому подвоєнні еквівалентної концентрації CO_2 було визначено значне скорочення тривалості опалювального періоду за рахунок зміщення дат початку та кінця ОП. Навіть за моделями CCCM/GISS, які дають найменші зміни відносно кліматичної норми, найбільше значення ТОП (154 доби) практично співпадає з найменшим значенням ТОП (153 доби) за період 1961-1990 рр. Найбільші зміни відносно кліматичної норми надає модель UKMO, для якої максимальна та мінімальна тривалості ОП набувають значень 55 та 134 доби відповідно.

5. При поступовому збільшенні еквівалентної концентрації CO_2 кожного року на 1 % за нестаціонарною моделлю GFDL для природнокліматичних зон було визначено, що у 2030-2040 рр. тривалість опалювального періоду коливатиметься в межах від 55 до 136 діб, а у 2070-2080 рр. її максимум становитиме взагалі 56 діб (м. Суми), причому в південних районах опалювальний період буде відсутнім. Для даних, усереднених по всій Україні, нестаціонарна модель GFDL на 2070-2080 рр. дає таку ж зміну кліматичних характеристик ОП, як і стаціонарні моделі.

6. За всіма стаціонарними моделями найбільші зміни енерговитрат по всіх містах надано сценарієм моделі UKMO (енерговитрати зменшуються у порівнянні з кліматичною нормою у два рази), а найменші – CCCM/GISS (енерговитрати зменшуються у порівнянні з кліматичною нормою в середньому на 30 %).

За нестаціонарною моделлю GFDL для природнокліматичних зон енерговитрати на 2070-2080 рр. для степової зони зменшуються на 67-81 %, для лісостепу – на 65-83 % і для зони полісся – на 76-81 %, тобто для всієї території України – майже на однакову величину відносно кліматичної норми.

3.2. ОЦІНКА ЗМІН ГЕЛІОРЕСУРСІВ В УКРАЇНІ В УМОВАХ ПОТЕПЛІННЯ КЛІМАТУ

3.2.1. Загальні положення

Головним джерелом енергії майже для всіх природних процесів, що відбуваються на Земній кулі, є сонячна радіація. Сонце випромінює в космічний простір $3{,}75 \cdot 10^{23}$ кВт енергії, з них на частку Землі припадає $1{,}7 \cdot 10^{14}$ кВт. Частина цієї енергії поглинається атмосферою і до земної поверхні згідно з розрахунками вчених досягає $8 \cdot 10^{13}$ кВт. Ця енергія в 59 разів перевищує всю ту енергію, яку можна здобути із запасів копального палива, і приблизно в 35000 разів теперішне щорічне споживання енергії у світі [15, 32].

Цієї енергії достатньо, щоб привести в рух досить складну термогідродинаміку Землі (циркуляцію повітряних мас, утворення хмар, опадів і морських течій, процеси теплообміну в атмосфері, літосфері, гідросфері та ін.). Разом з цим виключно важливе значення має практичне використання сонячної радіації у виробничій діяльності людини: в сільськогосподарському виробництві, будівництві, для охорони здоров'я, геліотехніки тощо. Не менш важливою є можливість безпосереднього використання променистої енергії Сонця.

Ще на початку минулого сторіччя Ф. Жоліо – Кюрі відзначив: «якщо за допомогою відповідного обладнання ми змогли б використовувати 10 % сонячної енергії, яка потрапляє на поверхню Єгипту, то одержана таким чином кількість енергії дорівнювала б усій енергії, що виробляється зараз в усіх країнах». Але ці потенційні можливості сонячної енергії не находили широкого використання в практичній діяльності людини, перш за все тому, що сонячна радіація дуже мінлива в часі (її добовий і річний хід, зумовлений зміною висоти Сонця і режимом хмарності) і щільність її на одиницю площі мала. По – друге, довгий час були відсутні достатньо надійні та економні конструкції геліотехнічних установок. Крім того, вивчення енергетичного потенціалу окремих регіонів Земної кулі гальмується обмеженою кількістю (або відсутністю) пунктів актинометричних спостережень, тобто недостатністю інформації про радіаційний режим в них [15].

Загальновідомо, що енергетика є фундаментом економіки будь - якої країни. Бурхливий розвиток усіх напрямків виробничої діяльності людини, зростання народонаселення планети призводить до збільшення світового енергоспоживання. Тепер подвоєння споживання енергії відбувається не за 50 років, як на початку минулого століття, а кожні 15-20 років. За прогнозованими оцінками на 2050 рік, які представлені в роботах Г.В. Груза (1979) і Ревель (1994, 1995), воно зросте приблизно в 2,5 раза в порівнянні з теперішнім. При цьому майже 90 % необхідної енергії зараз

отримують за рахунок органічного палива, запаси якого неухильно зменшуються, а в ряді країн світу вони знаходяться на межі виснаження. Іноземні спеціалісти вважають, що запасів нафти мешканцям Землі вистачить на 35 років, газу – на 50-60 років, а вугілля – приблизно на 200-300 років. Наші ж сподівання щодо «дешевої і практично чистої» атомної енергії на тлі подій, що відбувались в Японії 11 березня 2011 р і поспіль, зазнають сумніву. Слід взяти до уваги також «теплове забруднення планети», незворотні наслідки якого наближаються з кожним роком. Тому інтерес до практично невичерпного й екологічно чистого джерела енергії – енергії Сонця, зростає з кожним днем. Актуальність такого напрямку досліджень загально визначена: одне з рішень, прийнятих на симпозіумі з проблем глобального потепління клімату і охорони навколишнього середовища, проведеного в березні 2007 року в Брюсселі, закликає країни світу до того, щоб до 2012 року в їх енергоспоживанні 20% припадало на нетрадиційні види енергії. А енергетична стратегія уряду Німеччини сьогодні зводиться до того, щоб до 2050 року енергопостачання в країні на 80 % відбувалось за рахунок саме нетрадиційних джерел.

В теперішній час завдяки розробці конструкцій геліоустановок, експлуатація яких в окремих фізико-географічних районах економічно доцільна, перспективи використання променистої енергії Сонця стали більш конкретними. Але це в свою чергу потребує від дослідників детального вивчення енергетичних ресурсів окремих регіонів Земної кулі для встановлення їх енергетичного потенціалу.

Нижче наводяться деякі результати аналізу ресурсів сонячної радіації та їх змін в цілому на території України і в південному її регіоні.

3.2.2. Показники сонячного кадастру для оцінки геліоресурсів

Для визначення потенційних геліоенергетичних ресурсів тої чи іншої території, обґрунтування техніко-конструкторських показників різних геліосистем, оцінки економічної ефективності їх експлуатації у різні сезони року і різний час доби в певному місці, необхідно мати набір показників, що формують так званий сонячний кадастр.

У якості показників такого кадастру для оцінки запасів сонячної енергії використовуються:

величини можливих сум надходження прямої, розсіяної, сумарної сонячної радіації;

число годин сонячного сяйва (тривалість сонячного сяйва);

середні показники хмарності;

число ясних і хмарних днів;

тривалість дня;

функція пропускання короткохвильової радіації, коефіцієнт прозорості атмосфери.

Пряма сонячна радіація − це потік короткохвильової сонячної радіації, що надходить до земної поверхні безпосередньо від диска Сонця. На метеорологічних станціях вона вимірюється на нормальну до сонячних променів поверхню і розраховується на горизонтальну поверхню у кВт/м^2.

Розсіяна сонячна радіація − це потік короткохвильової сонячної радіації, що надходить до земної поверхні від усього небесного склепіння.

Сумарна сонячна радіація – це сума потоків прямої сонячної радіації, що надходить на горизонтальну поверхню, та розсіяної сонячної радіації. Цей короткохвильовий потік сонячної радіації має найменшу (в порівнянні з іншими потоками) мінливість, майже у декілька разів [8, 39]. Це дозволяє використовувати для дослідження відносно короткі ряди спостережень (близко десяти років), не ризикуючи при цьому зменшити точність результатів. Параметр «сумарна сонячна радіація» знайшов широке розповсюдження у геліопрактиці. Розроблено ряд моделей, що дозволяють отримувати інформацію для геліоприймачів про пряму сонячну радіацію шляхом перерахунку відомих потоків сумарної радіації.

Середньомісячну величину сумарної радіації можна визначити (в разі відсутності даних спостережень) непрямим розрахунковим шляхом за інформацією про середньомісячну величину загальної хмарності, тривалість сонячного сяйва, відношення спостереженої тривалості сонячного сяйва до можливої. Усі вони представлені досить значним числом станцій. Це дозволяє збільшити просторову інформацію по будь-якій території такого важливого показника радіаційного режиму, як сумарна радіація.

Розрахункові теоретичні Q_T і фактично спостережені $Q_Ф$ середні величини потоку сумарної радіації не співпадають і пов'язані між собою формулою

$$Q_{\hat{O}} = \tilde{N} \cdot Q_T . \qquad (3.5)$$

Величину коефіцієнта C можна визначити, маючи в своєму розпорядженні величини $Q_Ф$ і Q_0 (потік радіації при безхмарному небі).

Сонячне сяйво (число годин) або середня тривалість сонячного сяйва. Це непрямий показник, який дозволяє розраховувати приплив сумарної радіації з досить високою точністю: він корелює з нею практично лінійно. На метеорологічних станціях спостереження за цією величиною ведуться регулярно за допомогою геліографа. У кліматичних довідниках надана середня місячна загальна тривалість сонячного сяйва T_C (в годинах) і повторюваність різної неперервної його тривалості.

Коефіцієнт прозорості атмосфери. Для оцінки прозорості (або мутності) атмосфери широко використовується коефіцієнт прозорості (p), чинник мутності Лінке (T), які розраховуються для безхмарної атмосфери [50] за інформацією про величину потоку прямої сонячної радіації.

Функція пропускання короткохвильової сонячної радіації реальної атмосфери P показує, яку частку від потоку короткохвильової сонячної радіації Q^0 на верхній межі атмосфери (позаземної радіації) пропускає реальна атмосфера до земної поверхні.

Цей показник, на відміну від коефіцієнта прозорості і чинника мутності Лінке, має ту перевагу, що не залежить від числа оптичних мас атмосфери і не потребує для розрахунків даних спостережень за прямою сонячною радіацією:

$$P = Q_{\hat{O}} / Q^0, \tag{3.6}$$

де Q_{Φ} – середня добова величина фактичного потоку сумарної сонячної радіації біля поверхні землі за середніх умов мутності атмосфери і середньої хмарності n для кожного місяця; Q^0 – позаземна сонячна радіація на горизонтальну поверхню – енергетична освітленість за добу. Цю величину можна визначити шляхом чисельного рішення відомої формули [50]

$$Q^0 = 2I_0 / R^2 (t_0 \sin\varphi \cdot \sin\delta + \Pi / 2\pi \cdot \cos\varphi \cdot \cos\delta \cdot 2\pi / \Pi t_0), \tag{3.7}$$

де I_0 – сонячна стала; R – відстань від Землі до Сонця в частках середньої відстані, φ – географічна широта; δ – схилення Сонця; $2\pi/\Pi\ t_0$ – годинний кут Сонця, який визначається з рівняння

$$\cos 2\pi / \Pi t_0 = -tg\delta \cdot tg\varphi, \tag{3.8}$$

де ± t_0 – моменти сходу і заходу Сонця; П – період добового обертання Землі навколо осі (тривалість доби); δ – схилення Сонця, яке змінюється від -23,5º в день зимового сонцестояння (22 грудня) до 23,5º в день літнього сонцестояння (22 червня), можна визначити за допомогою астрономічних таблиць або розрахувати за такою формулою

$$\delta = 23{,}5 \sin(0{,}986M - 80) \cdot 0{,}01745, \tag{3.9}$$

де M – номер дня року.

Величина позаземної сонячної радіації входить у ряд теоретичних моделей розрахунку сумарної сонячною радіації, зокрема, в класичну модель Ангстрема.

Функцію пропускання короткохвильової радіації P з урахуванням хмарності можна розрахувати за формулою [50]

$$P = 0{,}8 - 0{,}6n^2, \tag{3.10}$$

де n – півсума відміток загальної і нижньої хмарності.

В наступних розділах головна увага приділена аналізу просторово-часового розподілу такого важливого показника сонячного режиму, як сумарна радіація, а також характеристикам хмарності, що її визначають.

3.2.3. Просторово-часовий розподіл середнього бала загальної хмарності

Зміни клімату на нашій планеті в цей час можна вважати встановленим фактом і є всі підстави припустити, що вони можуть мати певні прояви в економіці і соціальній сфері, швидше за все негативні і до того ж часто не передбачувані. Повторюваність і інтенсивність кліматичних і погодних аномалій останнім часом в світі зростає, відповідно зростають і втрати в економіці. Тому зміни клімату повинні враховуватись при стратегічному плануванні стійкого розвитку кожного регіону на основі кліматичних прогнозів. І для формування державної програми адаптації до змін клімату необхідно мати чітке уявлення про зміни в режимі багатьох метеорологічних величин, які взагалі-то і визначають клімат. Важливе місце серед них належить питанню про зміни в режимі сонячної радіації та факторів, що її визначають.

Відомо, що ресурси сонячної енергії окремих регіонів Земної кулі зумовлені, головним чином, їх широтним положенням. В цьому сенсі крайнє південне положення території України на Європейському континенті зумовлює сприятливий радіаційний режим тут [50].

Однак навіть в одній широтній зоні радіаційні умови можуть помітно різнитися, що обумовлено розбіжностями в режимі хмарності. В свою чергу характер режиму хмарності визначається взаємодією основних кліматоутворювальних факторів: циркуляцією атмосфери, радіаційними умовами і властивостями підстильної поверхні. Головним з них є циркуляція атмосфери, особливо в холодну пору року. В період з травня по серпень, коли спостерігається найбільше надходження сумарної радіації, суттєвий вплив на формування режиму хмарності чинить термічна строкатість підстильної поверхні, зумовлена орографічними особливостями територій. І для визначення потенціалу сонячної енергії необхідно, перш за все, оцінити режим хмарності.

В кліматології найбільш уживаними кількісними характеристиками хмарності є її середній бал, ймовірність ясного і хмарного стану неба, а також середнє число днів з різним станом неба (ясного, напівясного і хмарного), за загальною і нижньою хмарністю. Тому на першому етапі оцінки радіаційних умов та їх змін на території України розглядався режим саме цих показників хмарності. В основу аналізу покладені багаторічні дані, наведені в кліматологічних довідниках різних років видання, які зараз знаходяться в розпорядженні дослідників і практиків. Це «Справочник по климату СССР» 1963-1969 років видання [46] та «Научно-прикладной

справочник по климату СССР» [39] видання 1989 року, а також дані фактичних спостережень щомісячників та літературні джерела.

Зазначимо, що вплив хмарності на надходження сумарної радіації визначається не стільки кількістю і формою хмар, скільки станом сонячного диска,який зумовлює тривалість сонячного сяйва, сонячного опромінювання. Тому в режимі хмарності в цьому випадку особливий інтерес представляє інформація про ясний і напівясний стани неба, річна кількість днів яких розглядається як деякий критерій доцільності роботи геліосистем: сприятливими вважаються райони, де річна сума таких днів перевищує 200. В подальшому викладені результати дослідження просторового розподілу і часових змін саме цього показника хмарності.

Аналізу просторово-часового розподілу числа ясних і напівясних днів передувала оцінка часових змін середнього бала загальної хмарності, проведена з використанням даних деяких станцій, розташованих в східних, західних, північних і центральних районах України. Для цього розглядались багаторічні дані, отримані за різні періоди осереднення минулого століття: з 1936 по 1965 рр., і наведені в Довіднику [46], а також з 1966 по 1990 роки, розраховані за фактичними даними окремих років.

Встановлено, що в західних районах (Львів) має місце збільшення середньої річної хмарності на 0,1 бала від попереднього періоду до наступного (табл. 3.7). Це відбулось за рахунок місяців перехідних і літнього сезонів, коли спостерігалось збільшення хмарності на 0,3 – 0,5 бала. В зимовий сезон таких змін майже не відбувалось.

При незмінності від одного періоду до другого середнього річного бала хмарності на сході України (Донецьк) в більшості місяців холодного періоду тут спостерігалось її зменшення. Влітку, навпаки, середній бал хмарності трохи збільшився. На півночі (Київ) ці зміни одного і протилежного знаку протягом року коливались від 0,0 до 0,2 бала. Для центральних районів (Кіровоград) зміни середнього бала загальної хмарності проявляються більш чітко: в теплий період спостерігаємо збільшення хмарності на 0,3–0,5 бала, для місяців холодного періоду більш характерно її зменшення (табл. 3.7).

Кількісна оцінка статистичної значущості цих змін, виконана за допомогою критерію Вілкоксона, вказує на те, що ряди середнього бала хмарності за різні розглянуті відрізки часу однорідні, а різниця між ними статистично не значуща. Але знак цієї різниці вказує на тенденцію, що намітилась в змінах загальної хмарності: в цілому за рік спостерігалось її збільшення за рахунок теплого періоду року; в холодний період переважала тенденція її зменшення [20].

Нижче дано більш детальний аналіз часових змін середнього бала загальної хмарності для південного регіону України. На протилежність від наведеного вище, для півдня в цілому за рік характерна тенденція зменшення хмарності з переважанням різниці між двома відрізками часу в

-0,2 – -0,4 бала. І тільки в крайніх узбережних районах і в степовому Криму проглядається тенденція збільшення хмарності. Райони найбільшого зменшення хмарності припадають на західні і південні райони Одеської області (до -0,5 – 0,9 бала). Окремим осередком виділяється район Запоріжжя, де зниження середнього бала хмарності досягає -0,6 – 0,8 бала за рік (рис. 3.31).

Таблиця 3.7. Середня багаторічна кількість загальної хмарності (бал) за різні періоди осереднення

Період осереднення (роки)	М і с я ц ь												Рік
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Львів													
1936-1965	7,4	7,6	6,9	5,9	6,1	5,7	5,5	5,4	5,4	6,0	7,9	7,8	6,5
1966-1985	7,4	7,6	7,0	6,4	6,3	5,9	5,8	5,5	5,7	6,3	7,9	7,9	6,6
Різниця, бал	0,0	0,0	0,1	0,5	0,2	0,2	0,3	0,1	0,3	0,3	0,0	0,1	0,1
Київ													
1936-1965	8,0	7,8	7,2	6,4	6,0	5,5	5,3	5,0	5,5	6,6	8,2	8,5	6,7
1966-1985	7,8	7,7	7,2	6,5	5,9	5,4	5,4	5,1	5,3	6,6	8,2	8,5	6,6
Різниця, бал	-0,2	-0,1	0,0	0,1	0,1	-0,1	0,1	0,1	-0,2	0,0	0,0	0,0	-0,1
Кіровоград													
1936-1965	7,8	8,0	7,1	6,3	5,9	5,4	4,5	4,4	4,7	6,3	7,8	8,3	6,4
1966-1985	7,5	7,8	7,3	6,0	6,2	5,7	5,0	4,7	5,0	6,0	8,0	8,2	6,5
Різниця,бал	-0,3	-0,2	0,2	-0,3	0,3	0,3	0,5	0,3	0,3	-0,3	0,2	-0,1	0,1
Донецьк													
1936-1965	7,9	8,0	7,4	6,3	5,6	5,0	4,1	3,8	4,3	6,2	7,7	8,4	6,2
1966-1985	7,6	7,7	7,2	6,2	5,4	5,7	4,1	4,0	4,4	6,0	7,9	8,1	6,2
Різниця,бал	-0,3	-0,3	-0,2	-0,1	-0,2	0,1	0,0	0,2	0,1	-0,2	0,2	-0,3	0,0

Для з'ясування характеру цих змін в тепле і холодне півріччя аналогічний аналіз проведено і для них. Встановлено, що виявлена тенденція зниження середнього річного бала хмарності зумовлена, насамперед, характером її змін в холодну пору року: хмарність майже повсюди тут зменшилась на -0,3 – -0,5 бала. В тепле півріччя чітко вираженої спрямованості зміни бала хмарності не спостерігалось. Лінія нульових значень різниць проходить майже широтно із заходу на схід, поділяючи територію дослідження на дві частини.

На північ від неї має місце зниження середнього бала хмарності з максимальними різницями в районі Дніпропетровськ – Запоріжжя (на -0,4 –0,6 бала), де від'ємна тенденція змін зберігається як в теплий, так і в холодний періоди. На південь від нульової ізолінії, тобто до узбережжя Чорного і Азовського морів, середній бал хмарності збільшується, досягаючи в степовому Криму 0.6 – 0,8 бала (рис. 3.32).

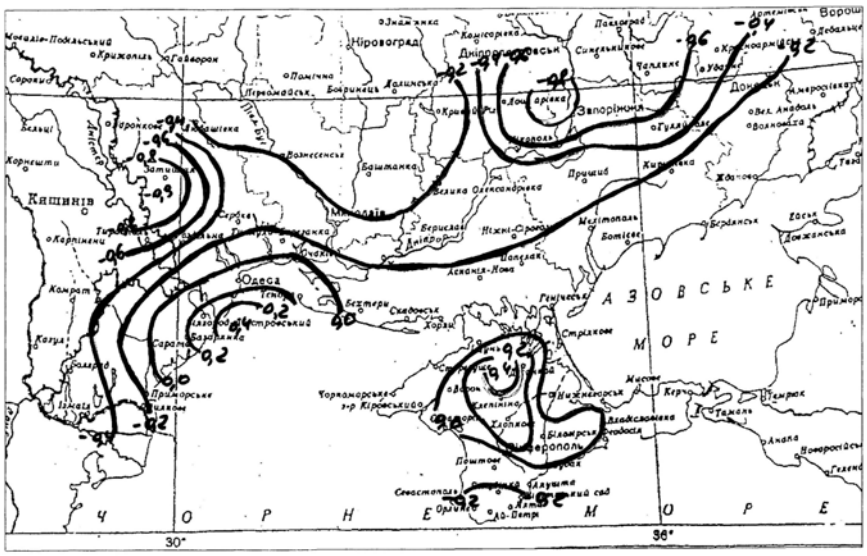


Рис. 3.31. Різниця в середньому балі хмарності за різні роки осереднення в південному регіоні України. Рік

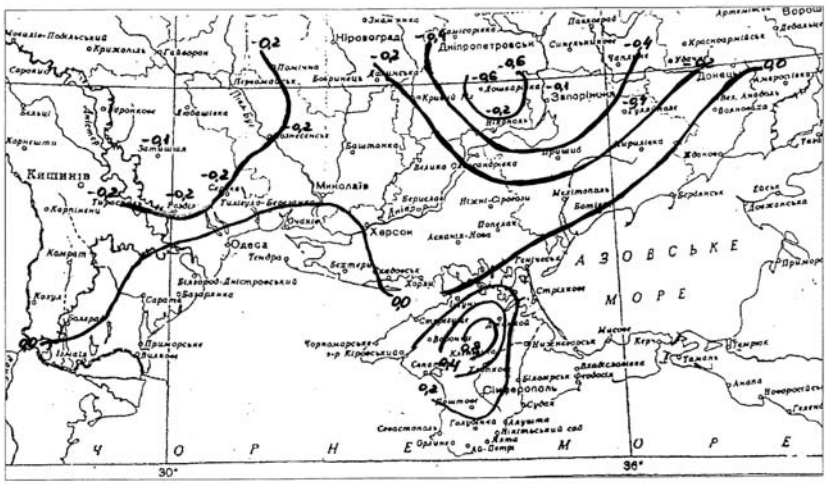


Рис.3.32. Різниця в середньому балі хмарності за різні роки осереднення в південному регіоні України. Теплий період

Таким чином, протягом другої половини двадцятого століття на території України намітились деякі зміни в режимі загальної хмарності.

Вони не однозначні за порами року і для окремих регіонів. Збільшення хмарності в цілому за рік зумовлено, головним чином, її збільшенням в тепле півріччя. Для холодного періоду, навпаки, характерним є зменшення хмарності. Для східних і західних регіонів притаманна тенденція збільшення, а для північних і значної частини південних регіонів, за винятком морських узбереж – зменшення загальної хмарності.

3.2.4. Просторовий розподіл числа ясних і напівясних днів

Прийнято вважати небо ясним, якщо кількість хмар не перевищує двох балів, і хмарним, коли кількість хмар дорівнює восьми балам і більше. Дні з хмарністю від трьох до семи балів відносять до напівясних. Як згадувалось раніше, сумарне за рік число днів з ясним і напівясним станом неба може слугувати деяким критерієм радіаційних умов території дослідження. Так, просторовий розподіл по території України саме цього показника дозволяє стверджувати, що за ним вся територія країни може вважатись регіоном, де використання геліосистем доцільно: повсюди число таких днів за рік перевищує 200. Однак мають місце деякі розбіжності в їх режимі в окремих регіонах: якщо в північних районах ця цифра не перевищує 215 днів, в крайніх східних і західних районах досягає 230–240 днів (з деяким зменшенням в районі Івана-Франківська), то для південних районів це число перевищує 240 днів (рис. 3.33).

Річна кількість днів з ясним і напівясним станом неба визначається їх режимами в теплий цих днів холодний періоди, дослідження яких дозволяє встановити вклад і роль кожного з них. Для холодного періоду (рис. 3.34) характерним є досить рівномірний просторовий розподіл числа таких днів, що зумовлено переважанням ролі циркуляційного фактора в формуванні режиму хмарності. Коливання цих днів від найбільших до найменших значень складає 10-15 днів, змінюючись від 55 на північному сході до 70 на південному заході. І тільки на півдні Криму ця цифра сягає 80 днів.

В теплий період року просторовий розподіл числа ясних і напівясних днів аналогічний річному. Тут чітко проявляється широтність ізоліній однакового числа днів від 155 на півночі до 185 на півдні. Своєрідним режимом ясних і напівясних днів відрізняються тільки західні райони, де в умовах складних орографічних і циркуляційних умов спостерігається зменшення їх числа до 138–168 днів (рис.3.35).

Визначене більш ніж у два рази зменшення числа ясних і напівясних днів від теплого періоду до холодного свідчить про нерівномірний вклад кожного з півріч в загальну річну кількість цих днів. Однак значний енергетичний потенціал теплого періоду потребує розробки таких геліосистем, здатних акумулювати енергію сонця теплого півріччя.

В південних районах, де навіть в холодний період число ясних і напівясних днів складає майже половину від мінімального значення вказаного критерію доцільності, безперебійну роботу геліоустановок можна передбачити протягом усього року.

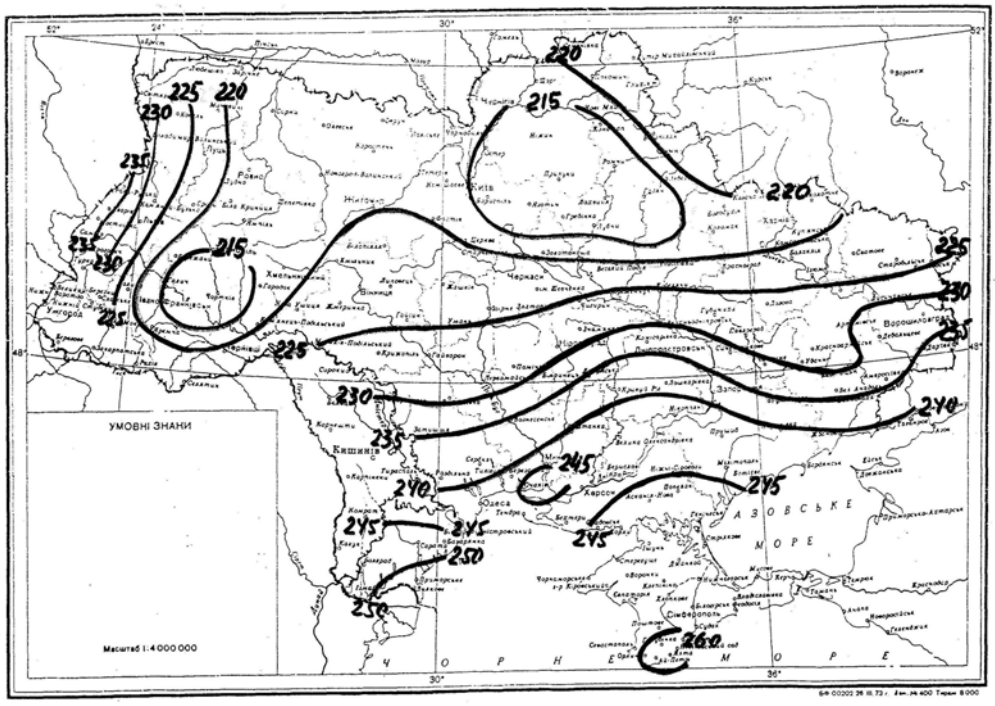


Рис. 3.33. Число днів з ясним і напівясним станом неба. Рік

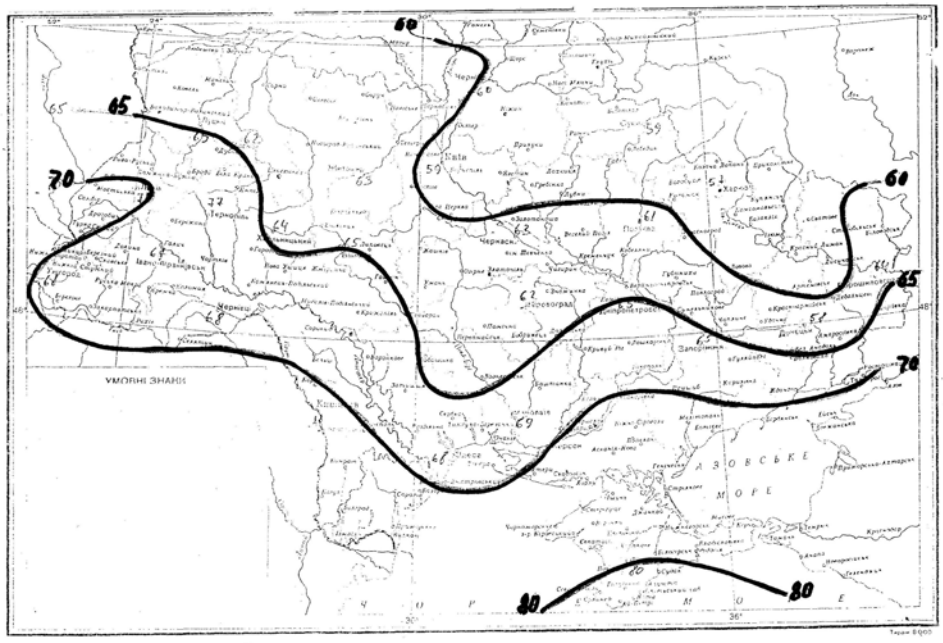


Рис. 3.34. Число днів з ясним і напівясним станом неба.
Холодний період

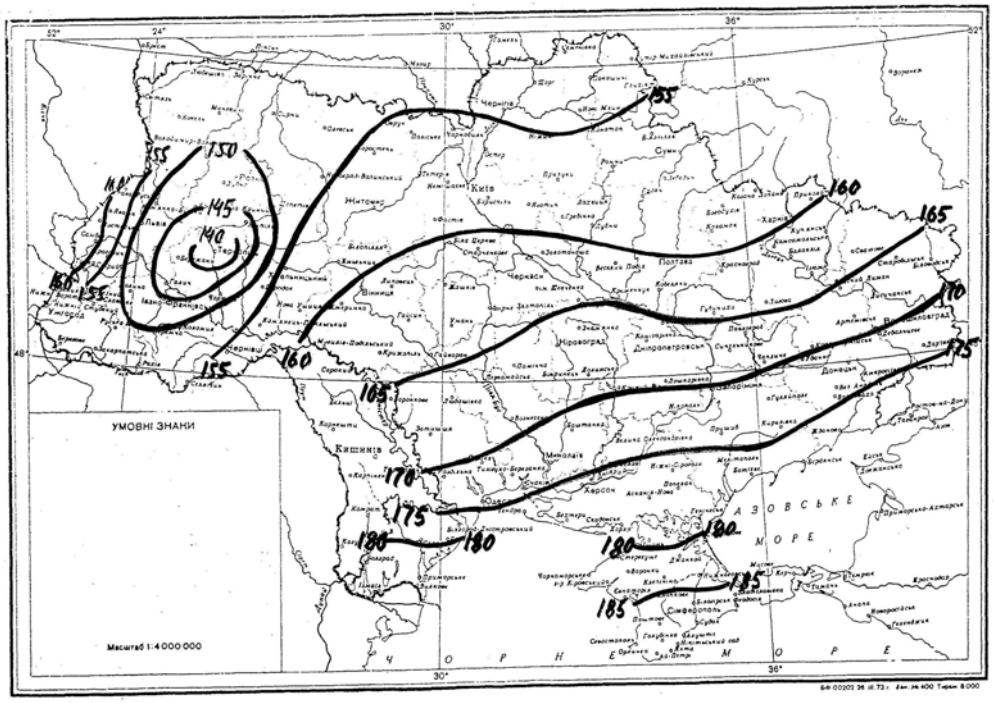


Рис. 3.35. Число днів з ясним і напівясним станом неба.
Теплий період

Використання методу кластерного аналізу (алгоритм ICOMAД) дозволило визначити найбільш загальні закономірності просторового розподілу числа ясних і напівясних днів. Кластерний аналіз проведено за багаторічними даними за рік, теплий і холодний періоди 40 станцій України. При цьому поділ року на теплий і холодний періоди виконано двома способами: по місяцям сезонів, тобто з березня по серпень, і з вересня по лютий, а також у відповідності до прийнятого в кліматології принципу поділу року на періоди по місяцях, з переважанням в них рідких або твердих опадів, тобто теплий період – з квітня по жовтень і холодний – з листопада по березень.

Встановлено, що на території України усю можливу кількість числа днів розглянутих станів неба з урахуванням різного часового розрішення (річного і періодного) можна представити трьома кластерами, тобто районами з більш-менш однорідними режимами числа ясних і напівясних днів. На карті просторового розподілу річного числа днів найбільшу площу займає перший кластер (рис. 3.36). Це усі північні райони, центр і схід України. Тут значення їх річних сум коливається від 213 до 230 днів, що підтверджує раніше наведене: вся територія України відповідає вимогам ефективного використання геліоустановок. Другий кластер, з річним числом днів від 231 до 248, характерний для всього Причорноморського степу і району Карпат. Третій кластер, зі значеннями річних сум від 249 до 266 днів, займає невеликі площі на півдні і заході Одеської області, в степовому та південному Криму.

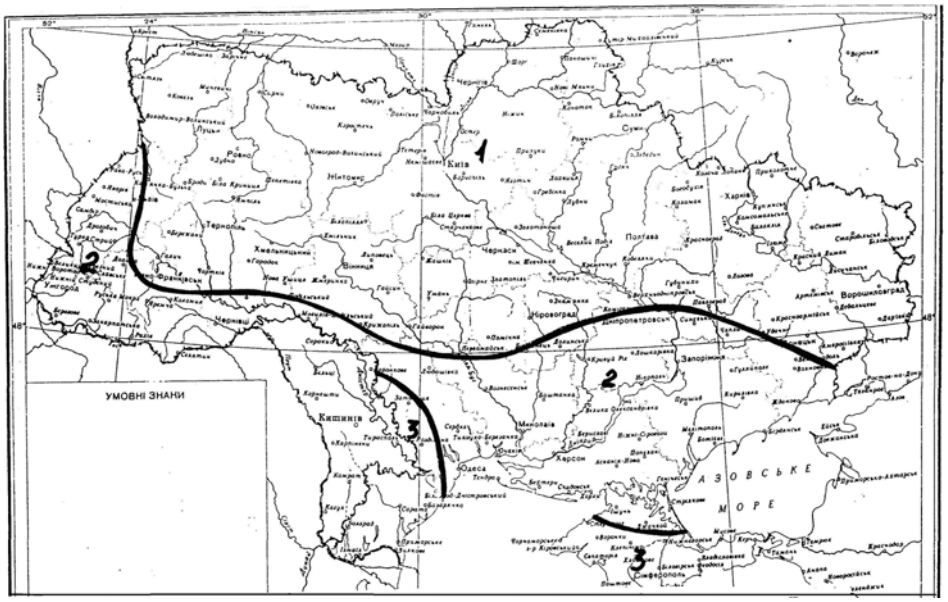


Рис. 3.36. Розподіл кластерів числа ясних і напівясних днів. Рік

Розподіл кластерів числа днів з ясним і напівясним станом неба за осінньо – зимовий період повністю відповідає розподілу річної їх суми (рис.3.37). Це дає підставу вважати, що циркуляційний фактор, який зумовлює режим хмарності в окремих районах України в холодний період, визначає особливості розподілу і річного числа днів. До першого кластера віднесені райони з числом днів від 84 до 93, до другого – від 94 до 103, до третього – від 104 до 113.

В весняно-літній період, з березня по серпень, коли режим хмарності визначається, головним чином, термічними умовами, характер просторового розподілу числа днів відрізняється від такого ж в холодний період (рис. 3.38). Природно, що має місце суттєве збільшення числа ясних і напівясних днів в кожному з кластерів. При цьому помітно зменшилась територія, що віднесена до першого кластера (120-129 днів), значно збільшилась територія, яка охоплюється другим кластером (130-139 днів). Райони, віднесені до третього кластеру з числом ясних і напівясних днів від 140 до 150, розташовані вздовж узбережжя Чорного і Азовського морів, на території північного Причорномор'я.

Аналіз просторового розподілу числа ясних і напівясних днів по періодах, сформованих традиційним в кліматології прийомом, показав, що в холодний період картина розподілу кластерів майже співпадає з наведеною вище (рис. 3.39).

Дещо інша, в порівнянні з наведеною на рис. 3.38, картина розподілу числа днів в теплий період, з квітня по жовтень (рис. 3.40).

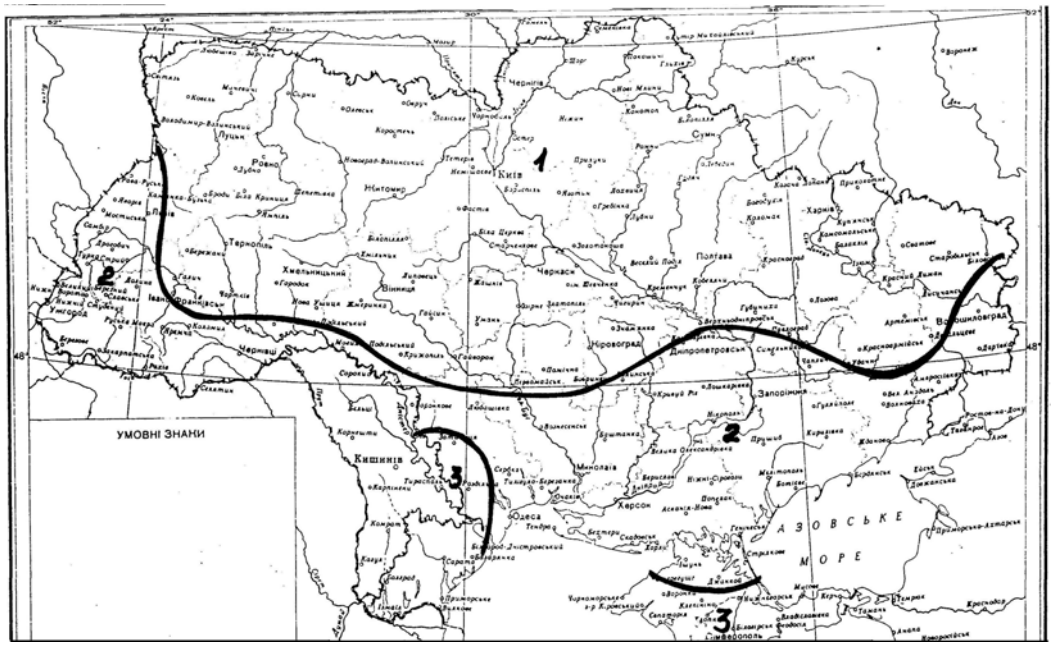


Рис. 3.37. Розподіл кластерів числа ясних і напівясних днів. Осінньо-зимовий період

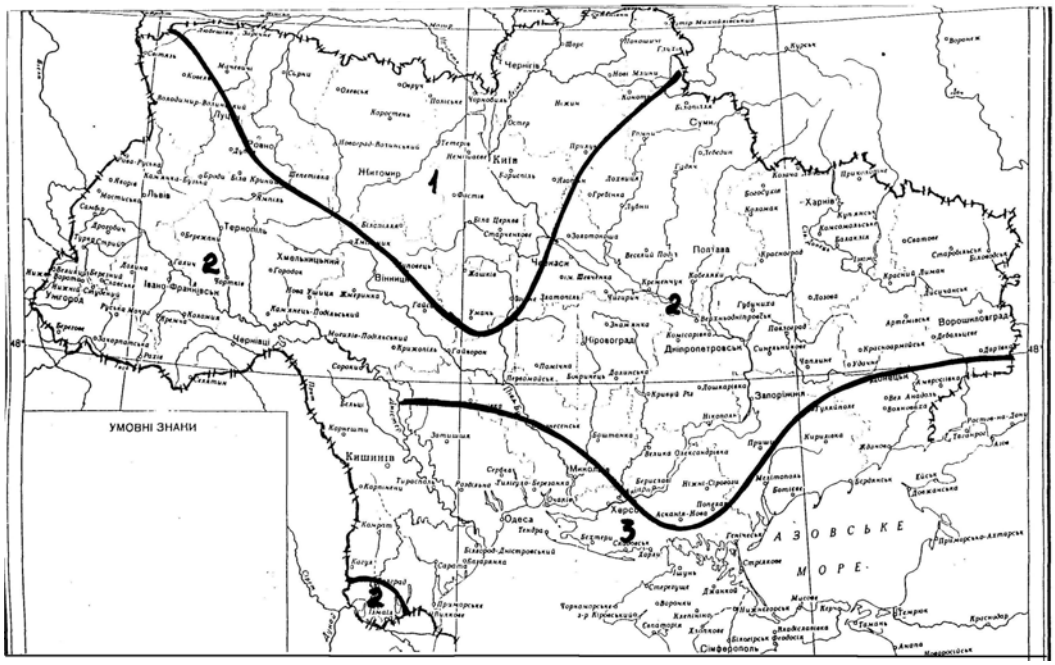


Рис. 3.38. Розподіл кластерів числа ясних і напівясних днів. Весняно-літній період

Додання до теплого періоду двох осінніх місяців, в яких ще достатньо великий вплив Азорського антициклону, помітно підвищив число ясних і

напівясних днів в усіх кластерах. Однак в цей період більш помітний прояв впливу місцевого циклогенезу в районі Передкарпаття, що визначає менш сприятливі умови формування ясних і напівясних днів тут в порівнянні з центральними і східними районами на цих же широтах. Тому вся територія західної України – Передкарпаття представлено першим кластером з найменшим числом днів в порівнянні з іншими кластерами (146-160 днів). Помітно зменшилась площа, яку займає третій кластер з числом ясних і напівясних днів від 176 до 190: це райони Азовського узбережжя, західні і південні райони Одеської області, Крим.

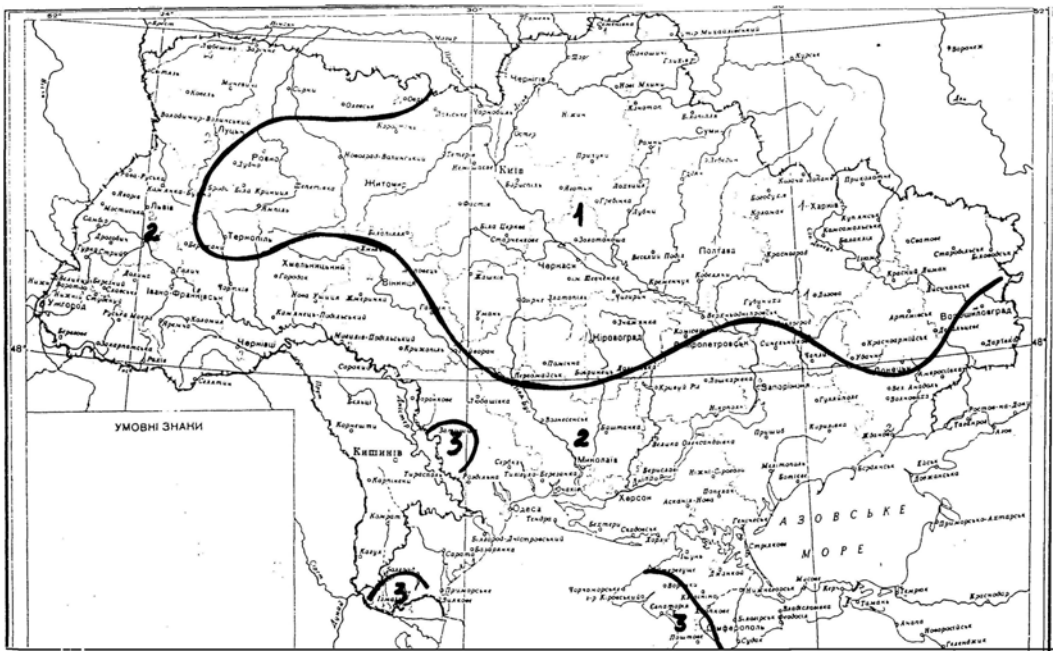


Рис. 3.39. Розподіл кластерів числа ясних і напівясних днів. Холодний період

Таким чином, на Україні можна виділити в окремих періодах три кластери з однорідними режимами формування ясних і напівясних днів, які добре узгоджуються з інтенсивністю циркуляційних процесів на територіях відповідних кластерів.

Більш детальний аналіз просторового розподілу числа ясних і напівясних днів в південному регіоні України (на південь від 48 паралелі) свідчить про майже широтний розподіл їх річної кількості. Його порушення в окремих районах зумовлено особливостями рельєфу.

Коливання річної суми цих днів в межах території дослідження від 230 (вздовж 48 паралелі) до 250 на південь до узбережжя морів досягають на Кримському узбережжі 260–270 днів. Слід відзначити, що південні райони Одеської області відрізняються таким же великим числом ясних і напівясних днів за рік, як і південні райони Криму (рис. 3.41).

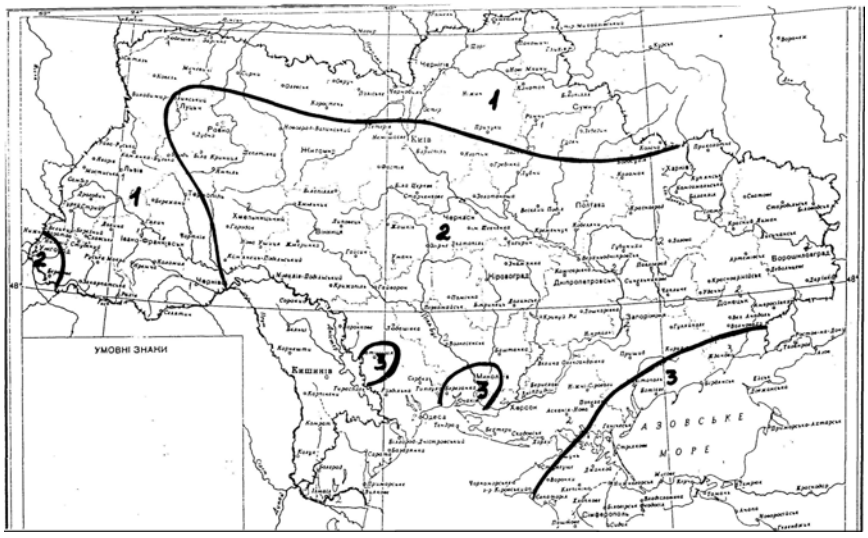


Рис. 3.40. Розподіл кластерів числа ясних і напівясних днів. Теплий період

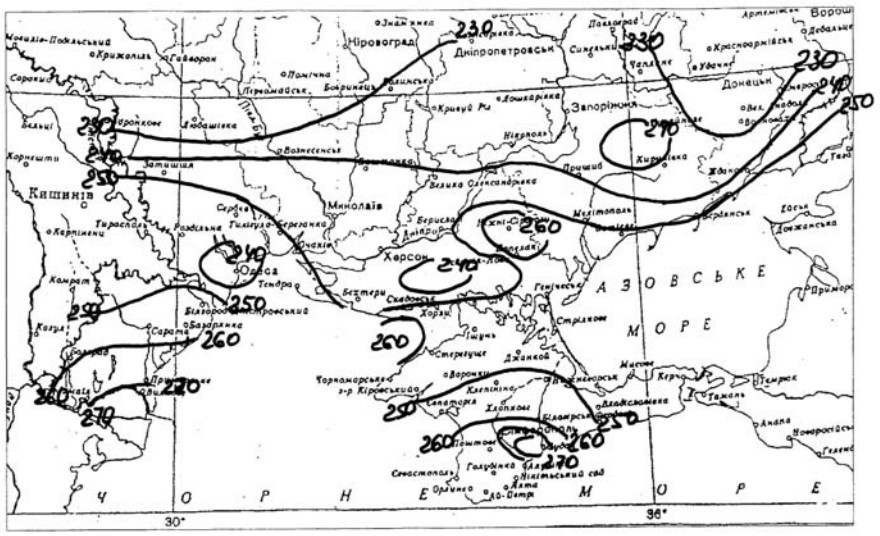


Рис. 3.41. Число днів з ясним і напівясним станом неба на півдні України. Рік

В теплий період коливання числа ясних і напівясних днів відбувається від 160 в межах 48 паралелі до 180 вздовж морських узбереж. На значній частині території дослідження це число дорівнює 170-180 днів (рис. 3.42).

В холодний період воно складає тільки третину від теплого. Однак і тут в цілому за період ясний і напівясний стан неба можливий більш ніж в 70 днях. На території Одеської області (вздовж Чорноморського узбережжя) і в Криму цей стан можливий в 80 днях (рис. 3.43).

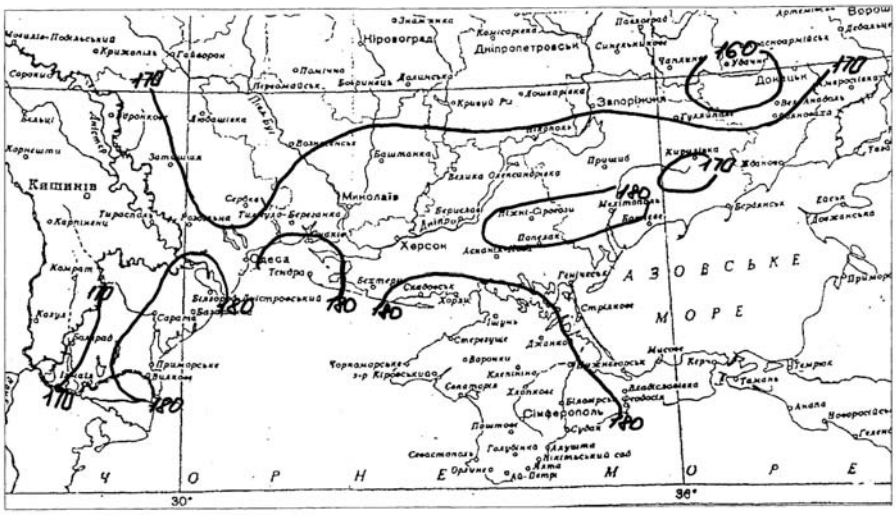


Рис. 3.42. Число днів з ясним і напівясним станом неба на півдні України. Теплий період

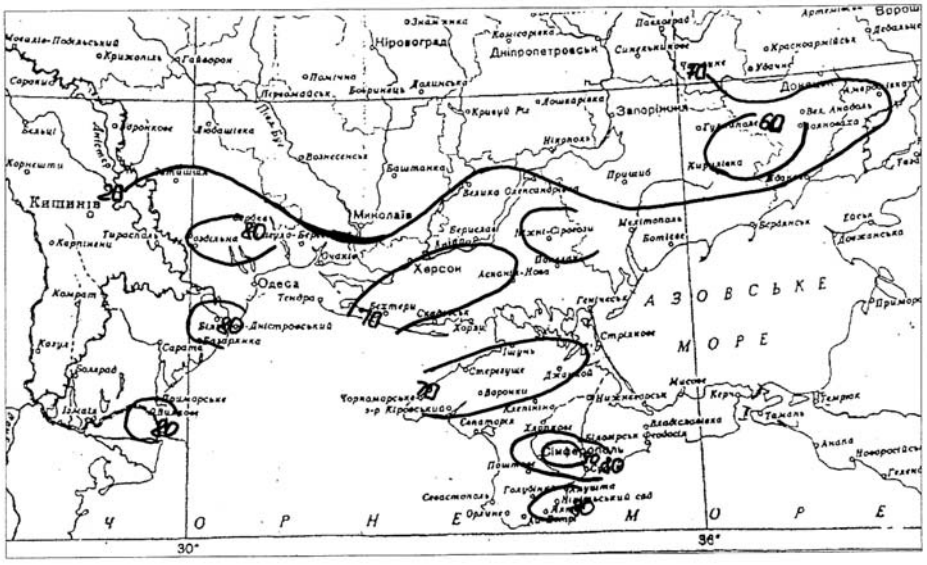


Рис. 3.43. Число днів з ясним і напівясним станом неба на півдні України. Холодний період

В центральні місяці сезонів мають місце помітні розбіжності в просторовому розподілі числа розглянутих днів по території південного регіону. В січні ізолінії однакових їх значень мають майже меридіональну спрямованість: число днів поступово зменшується з 16 на території Одеської області до 12 на сході. Деяке зменшення їх над центром і сходом пов'язано з особливостями циркуляційних процесів на південному сході

України взимку: блокуючі антициклони з південного сходу можуть затримувати тут чорноморські циклони. Для південного берега Криму переважними є ясні дні, які бувають тут майже в половині днів місяця.

До квітня ізолінії рівних значень числа днів в широтах. близьких до 48 паралелі, набувають майже широтної спрямованості. І тільки на півдні вони окреслюють берегову лінію. Межі змін від 19 до 22 днів.

Для липня і жовтня визначальним є зональне розташування ліній однакового числа ясних і напівясних днів. Зазначимо, що від квітня до липня спостерігається значне збільшення таких днів, а від липня до жовтня їх зменшення відбувається повільніше.

3.2.5. Часова мінливість числа ясних і напівясних днів

Часові зміни, які мають місце в середньому балі загальної хмарності, свідчать про наявність часових змін і в числі ясних і напівясних днів. Для з'ясування цього питання були оцінені розбіжності між багаторічним числом днів, розрахованим за різні періоди осереднення (до і після 1960 р). Вони дозволили встановити, що у відповідності до визначеного збільшення середнього бала хмарності в західних районах України відбувається помітне зменшення числа ясних і напівясних днів за рік: в районі Львова воно сягає 27 днів. Така тенденція характерна і для південних узбережних районів: зменшення тут складає 18 днів (рис. 3.44).

В протилежність цьому інша тенденція змін річної кількості ясних і напівясних днів спостерігається в північних і південно-східних регіонах: в районі Чернігова їх середнє багаторічне число в останні десятиріччя двадцятого сторіччя збільшилось на 20 днів, а в районі Донецька – на 15 днів. Однак на крайньому сході все ж зберігається тенденція їх зменшення з найбільшою величною різниці між двома періодами в -7 днів в районі Луганська.

На значній частині центральних районів України ці розбіжності складають ± 5 днів, при цьому тенденція збільшення більш притаманна східній її половині, а зменшення – західній. Трохи менша в порівнянні з іншими регіонами величина різниць між середнім річним числом днів з ясним і напівясним станом неба тут можливо пов’язана з різноспрямованістю процесу їх змін в тепле і холодне півріччя [20].

Розподіл по території України вказаних різниць в *теплий період* майже повністю повторює їх річний розподіл, тобто осередки збільшення і зменшення числа днів зберігають своє положення: зменшення багаторічного числа днів до кінця сторіччя має місце в західних районах, а збільшення характерно для північних і південно-східних районів.

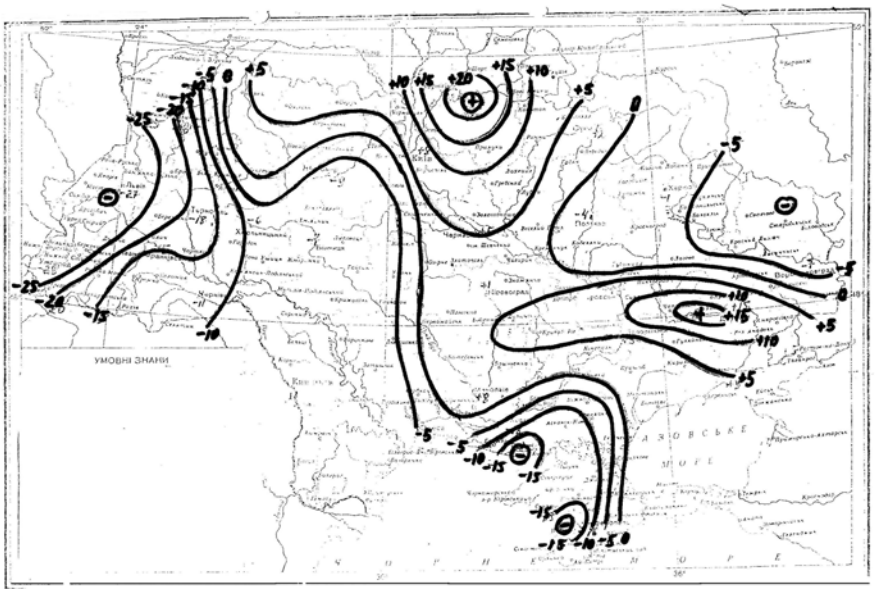


Рис. 3.44. Різниці в багаторічному числі ясних і напівясних днів за різні періоди осереднення. Рік

Найбільше зменшення (до -23 днів) припадає на район Львова, максимальне збільшення (до +11 днів) – на район Чернігова. І тільки в крайніх східних районах знову ж таки зберігається тенденція зниження багаторічного числа днів в тепле півріччя (рис. 3.45).

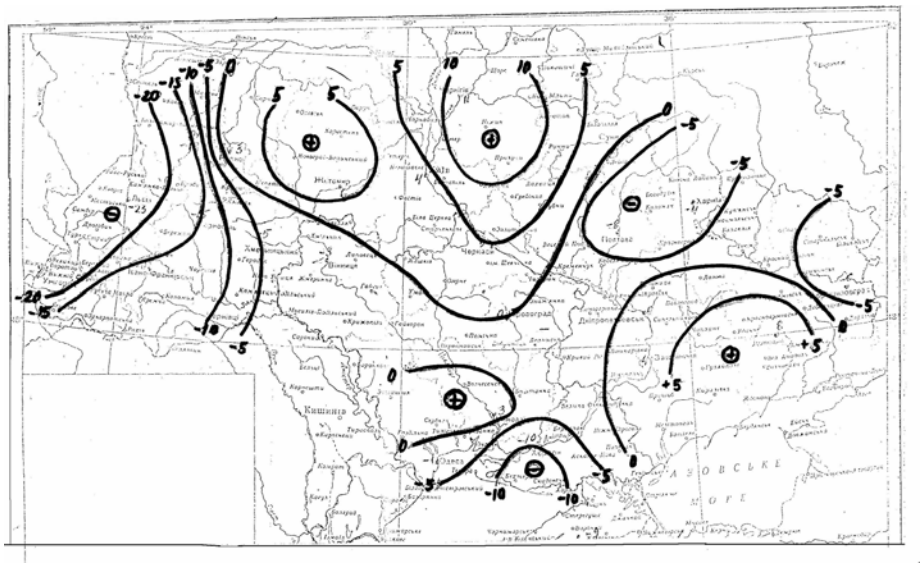


Рис. 3.45. Різниці в багаторічному числі ясних і напівясних днів за різні періоди осереднення. Теплий період

В *холодне півріччя* значних розбіжностей в числі днів між двома розглянутими періодами осереднення не спостерігається: на більшій

частині території України, в її центральних і східних районах переважають різниці близькі до нуля. І тільки в районі Чернігова і Донецька вона перевищила + 5 днів. Зберігається тенденція зменшення числа днів від попереднього періоду до наступного в західних районах, досягаючи у Львові і Ужгороді -5 днів (рис. 3.46). Для центральних же районів характерно в холодний період збільшення, а в теплий – зменшення числа ясних і напівясних днів, що призводить до нівелювання величини річної різниці.

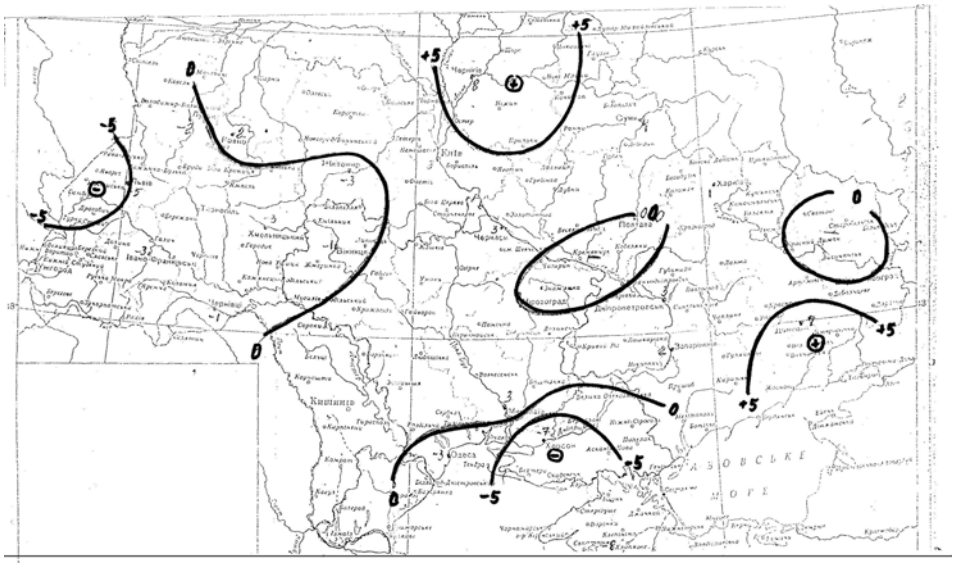


Рис. 3.46. Різниці в багаторічному числі ясних і напівясних днів за різні періоди осереднення. Холодний період

Одним з недоліків багатьох характеристик радіаційних умов є їх значна мінливість в часі. За даними фактичних спостережень деяких станцій України за період 1961 – 1990 рр. проведена оцінка часової мінливості числа ясних і напівясних днів в різних регіонах країни.

Статистичні характеристики рядів числа днів з ясним і напівясним станом неба для центральних місяців сезонів дійсно свідчать про суттєву їх мінливість від року до року (табл. 3.8). Наведена багаторічна середня є результат складання усіх величин вихідного ряду, найбільша розбіжність між якими від мінімального до максимального значення на розглянутих станціях становить 19 днів (Львів). Показником цієї мінливості є середній квадратичний відхил, аналіз якого свідчить про різну сталість вихідних рядів в різних регіонах і в різні пори року. Це підтверджує і коефіцієнт мінливості C_V (відносна характеристика мінливості). Найбільших значень на розглянутих станціях він досягає в січні (0,28 – 0,38), досить помітні його значення і в квітні (0,22 – 0,24). Більш сталі ряди числа ясних і напівясних днів в липні (0,03 – 0,09) за винятком Львова, мінливість членів вихідних рядів в якому досить помітна в усі сезони.

Таблиця 3.8. Статистичні характеристики числа днів з ясним і напівясним станом неба по станціях України

Місяць	X_{min}	X_{max}	$X_{сер}$	Σ_x	C_V	A_S
Львів						
I	6	23	15,5	4,62	0,30	0,24
IV	9	25	17,4	4,20	0,24	-0,18
VП	10	27	21,2	4,21	0,20	-0,61
X	9	28	19,9	4,72	0,24	-0,55
Запоріжжя						
I	2	27	14,8	5,57	0,38	-0,26
IV	12	27	18,7	4,08	0,22	0,26
VП	21	30	25,9	2,32	0,09	-0,16
X	12	28	21,1	3,36	0,16	-0,18
Донецьк						
I	5	22	15,3	4,10	0,27	0,10
IV	11	26	18,6	4,22	0,23	0,20
VП	22	30	26,8	2,31	0,09	-0,31
X	16	30	23,9	3,00	0,12	-0,32
Одеса						
I	1	27	14,7	5,37	0,36	-0,14
IV	10	29	20,0	3,59	0,24	-0,01
VП	17	30	27,5	2,24	0,08	-0,39
X	16	30	23,5	4,01	0,17	0,30
Ялта						
I	5	22	15,5	4,39	0,28	-0,35
IV	13	29	20,8	3,77	0,18	0,02
VП	27	31	29,8	1,11	0,03	-0,10
X	18	30	25,1	3,37	0,13	-0,65

Мають місце розбіжності і в статистичному розподілі аналізованих рядів. Так, в липні коефіцієнт асиметрії на всіх станціях від'ємний, але за величиною він суттєво різниться: його значення (за винятком Ялти, де крива розподілу майже симетрична) свідчить про помірну або значну асиметрію кривої розподілу на більшості станцій. Від'ємна асиметрія статистичного розподілу притаманна більшості аналізованих рядів і в осіннє - зимовий періоди (жовтень, січень). Це свідчить про наявність ситуацій, коли в окремі роки в цих місяцях можливо переважання хмарного стану неба. Останнє потребує оцінки ймовірності появи таких ситуацій, тобто оцінки ймовірності найбільшого і найменшого числа днів з ясним і напівясним станом.

Дійсно, для повноцінного задоволення практиків необхідно знати не тільки середні і крайні значення досліджуваної величини, що досліджується, але й відомості про її відхилення від середнього рівня, які мають різну періодичність. Відповідь на такі питання може дати

дослідження статистичного розподілу цієї величини, тобто встановлення того теоретичного закону, за яким даний розподіл можна олисати. На практиці така задача вирішується за допомогою кривої інтегрального розподілу, побудованої методами, що використовуються при кліматологічних дослідженнях (гістограмний, розрахунковий) [18].

Значення метеорологічних величин заданої ймовірності або забезпеченості називають імовірнісними характеристиками клімату. Наведені в табл. 3.9 значення числа днів з ясним і напівясним станом неба різної забезпеченості для центральних місяців підтверджують наявність значних часових коливань в їх рядах. Так, майже у всіх регіонах України навіть взимку кожні 10–20 років можливий ясний і напівясний стан неба більше ніж в 20 днях місяця (10 – 5 % забезпеченість). Але з аналогічною періодичністю можливі ситуації, коли число таких днів може бути меншим за 10. Влітку майже на всіх станціях (за винятком Львова) один раз на 10–20 років протягом усього місяця може бути повна відсутність хмарних днів (в таблиці 5 – 10 % забезпеченості). Ймовірність такого стану неба менше ніж в 25 днях мала і складає 5 – 10 % (в таблиці 90 – 95 % забезпеченості). У Львові навіть влітку протягом липня кожні 10 років хмарний стан неба можливий більше ніж в половині днів місяця (90 %).

Таблиця 3.9. Значення числа ясних і напівясних днів різної забезпеченості

Станція	Місяць	З а б е з п е ч е н і с т ь (%)										
		5	10	20	30	40	50	60	70	80	90	95
Львів	I	22,5	21,8	19,8	18,0	16,5	15,0	13,5	11,8	10,2	7,5	5,0
	IV	26,0	24,4	22,2	20,4	19,2	18,0	17,0	15,5	14,0	11,5	9,0
	VП	27,4	26,5	25,5	24,5	23,5	23,0	22,0	20,8	19,0	15,0	9,0
	X	27,5	26,0	24,2	23,0	21,0	19,2	17,5	15,5	13,0	10,0	7,8
Запоріжжя	I	24,0	22,0	20,0	18,0	17,0	15,0	14,0	12,8	11,0	7,8	5,0
	IV	26,8	25,0	22,8	21,6	21,0	20,3	19,8	19,0	18,0	16,0	13,0
	VП	30,0	29,5	29,0	28,5	28,0	28,5	28,0	27,0	27,0	26,5	26,0
	X	29,6	28,5	26,5	25,5	24,4	23,4	22,5	22,0	21,5	18,6	17,0
Донецьк	I	27,0	23,7	20,3	17,7	15,7	13,7	11,7	10,0	7,7	5,0	3,0
	IV	30,0	27,3	24,3	22,3	20,3	18,7	17,3	16,3	14,3	11,7	9,0
	VП	31,0	30,5	29,8	29,3	28,9	28,4	27,9	27,7	26,7	26,1	24,0
	X	29,2	27,4	25,2	23,6	22,4	21,4	20,5	19,6	18,8	17,6	16,5
Одеса	I	23,0	21,0	19,0	17,8	16,2	15,0	13,8	12,6	11,0	9,0	7,0
	IV	26,5	24,0	22,5	21,0	19,8	18,5	17,5	16,9	13,2	14,0	13,0
	VП	30,8	30,2	29,8	28,9	28,5	27,5	27,2	26,8	25,5	24,5	24,0
	X	29,3	28,0	26,7	25,5	24,8	23,9	23,0	22,2	21,2	19,8	18,7
Ялта	I	21,5	20,8	19,5	18,2	17,0	16,0	14,8	13,4	11,3	9,0	6,8
	IV	27,8	27,0	24,2	23,0	22,0	21,0	19,4	18,6	16,9	15,5	13,8
	VП	31,0	30,8	30,5	30,2	30,1	30,0	29,8	29,4	29,0	28,0	27,5
	X	30,0	29,2	28,0	27,2	26,5	25,7	24,8	23,5	22,5	20,2	18,5

3.2.6. Загальна характеристика тривалості сонячного сяйва

Тривалість сонячного сяйва (ТСС) – одна з важливих характеристик клімату в цілому і радіаційного режиму зокрема. За рік тривалість сонячного сяйву по території України змінюється від величин менших за 1600 годин на північному заході до більших за 2300 на півдні Кримського півострова (рис. 3.47).

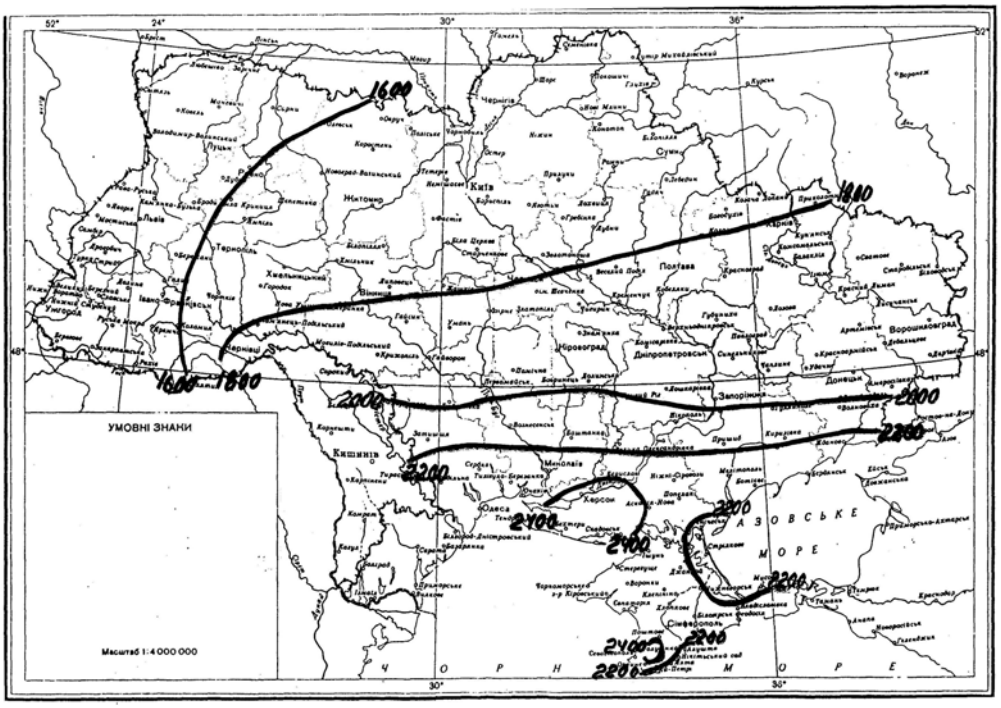


Рис. 3.47. Число годин сонячного сяйва. Рік

Мінімальні для всієї України значення цієї характеристики спостерігаються в грудні, що визначено найменшою тривалістю світлої частини доби (дня) і значною імовірністю хмарного стану неба в цьому місяці. В зоні Полісся тривалість сонячного сяйва становить 22-30 годин за місяць, в Лісостепу і північній частині Степу вона збільшується до 33-45 годин, а в південній частині Степу – до 45-60 годин. Максимальних величин тривалість досягає в Криму – більше 80 годин (Карабі-Яйла). В цьому місяці фактична тривалість від можливої складає усього 12-20 %.

В січні в порівнянні з груднем ТСС трохи зростає, приблизно від 40 годин на північному заході до 100 годин в Карабі-Яйлі. В подальшому до лютого в порівнянні з груднем вона зростає вдвічі.

Починаючи з березня, у зв’язку зі збільшенням тривалості дня (приблизно з 8 годин у грудні до 12 годин в березні) і помітним зменшенням хмарності ТСС зростає досить різко: в Поліссі і Лісостепу до

100 – 120 годин, в степовій зоні і Криму до 120-155 годин, що складає 30–40 % по відношенню до можливої.

Максимальних значень місячна тривалість сонячного сяйва досягає в липні і становить в Поліссі і Лісостепу 240-300 годин (40-60 % від можливої), в Степу – 310 - 330 годин (до 70 % від можливої), а в Криму до 350 годин. Це визначено найбільшою тривалістю дня і найбільшим числом ясних і напівясних днів в порівнянні з іншими місяцями (рис. 3.48).

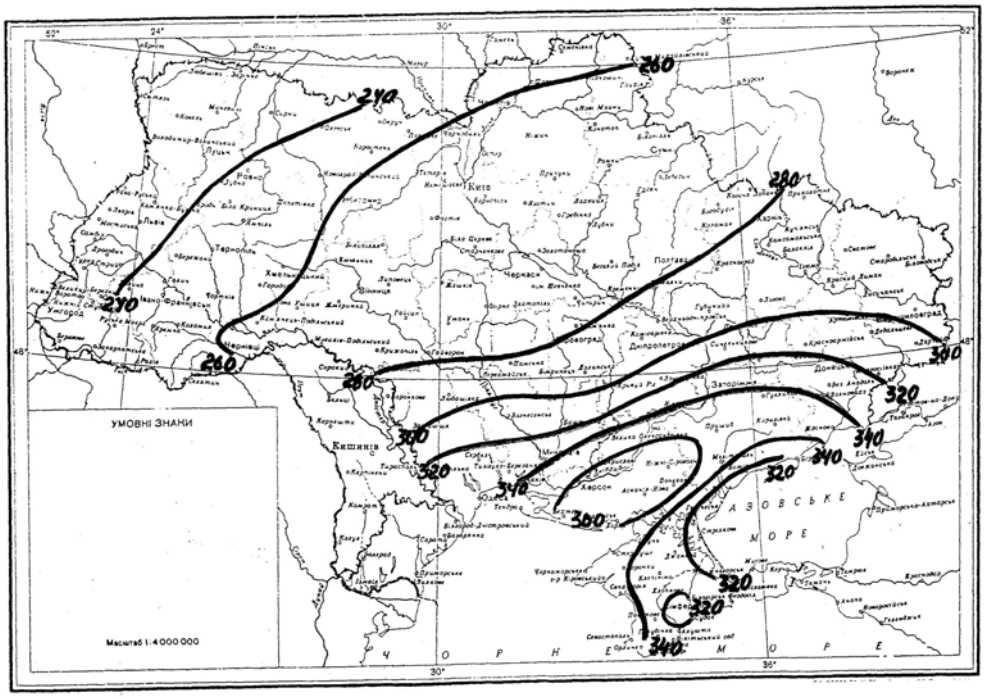


Рис.3.48. Число годин сонячного сяйва. Липень

До серпня-вересня відбувається поступове зменшення ТСС і його відношення до можливого. Останнє визначається збільшенням хмарності. Найбільш помітно зменшення тривалості спостерігається від вересня до жовтня, коли має місце різке збільшення хмарності і скорочення світлої частини доби. В Поліссі число годин сонячного сяйва зменшилось до 100–140, в степовій зоні до 145 – 180.

В листопаді відбувається подальше зменшення ТСС до 50 годин на півночі і до 80 годин на півдні України.

Уявлення про швидкість зростання і зменшення цієї характеристики сонячного режиму від холодного періоду до теплого і навпаки надають дані, наведені в табл. 3.10, які представляють собою різницю в ТСС сусідніх місяців. Встановлено, що найбільші зміни ТСС відбуваються між місяцями перехідних сезонів, коли спостерігається найшвидша зміна тривалості дня. Більш помірні ці зміни між зимовими місяцями.

Таблиця 3.10. Швидкість змін тривалості сонячного сяйва протягом року (год)

№ п/п	Станція	Різниця в значеннях ТСС сусідніх місяців (год)											
		I-XII	II-I	III-II	IV-III	V-IV	VI-V	V-VI	VIII-VII	IX-VIII	X-XI	XI-X	XII-XI
1	Одесса	-10	10	63	65	69	28	44	-27	-72	-75	-106	-9
2	Болград	-9	6	73	31	60	47	43	-20	-64	-68	-107	-10
3	Вилкове	-6	10	65	51	71	41	41	-24	-33	-83	-97	-14
4	Пришиб	-18	21	54	46	67	41	31	-15	-68	-79	-92	-24
5	Бердянськ	-7	19	64	76	67	34	34	-23	-70	-89	-95	-24
6	Ботієво	-9	29	63	61	80	32	30	-22	-76	-87	-94	-25
7	Миколаїв	-8	13	54	75	69	26	38	-19	-69	-82	-97	-16
8	Херсон	-4	22	59	55	80	32	39	-25	-79	-75	-95	-17
9	Асканія-Нова	-7	29	56	61	75	28	41	-25	-77	-74	-99	-22
10	Генічеськ	-18	6	68	71	61	29	40	-14	-65	-85	-108	-21
11	Скадовськ	-7	29	62	58	89	28	41	-32	-71	-94	-70	-47
12	Стерегущий	-6	12	64	78	65	35	42	-23	-70	-82	-102	-25
13	Клепініно	-5	13	61	68	76	26	46	-23	-84	-71	-89	-28
14	Чистопілля	3	18	66	63	77	38	42	-27	-86	-71	-80	-37
15	Керч	1	22	54	51	79	38	42	-17	-79	-72	-78	-39
16	Євпаторія	-8	5	64	73	62	40	48	-26	-67	-75	-98	-34
17	Саки	-11	-1	47	62	79	38	43	-27	-62	-77	-77	-58
18	Сімферополь	-5	7	64	60	68	33	42	-23	-79	-65	-73	-39
19	Феодосія	-7	14	60	63	80	30	39	-20	-75	-76	-86	-36
20	Сал гірка	-10	6	60	47	60	21	44	-22	-65	-58	-66	-37
21	Кучук-Тотайкой	-13	11	49	43	59	32	34	-13	-66	-59	-66	-37
22	Карабі-Яйла	-13	8	47	63	55	35	35	-17	-70	-62	-72	-35
23	Алушта	-4	2	67	38	69	46	41	-17	-62	-81	-74	-33
24	Севастополь	2	13	70	57	65	49	40	-30	-72	-77	-79	-34
25	Голубінка	0	16	59	50	58	22	44	-12	-72	-67	-65	-33
26	Никіт. Сад	-3	2	57	51	46	47	44	-14	-68	-60	-79	-29
27	Магарач	-4	4	53	44	61	46	38	-21	-65	-65	-75	-24
28	Ялта	-3	7	57	47	55	46	40	-18	-69	-62	-76	-30
29	Ай-Петрі	-2	3	60	59	66	21	44	-20	-77	-67	- 62	-29

Багато природних і виробничих процесів залежить не тільки від сумарної тривалості сонячного сяйва, але й її неперервної тривалості, що особливо необхідно враховувати при оцінці доцільності роботи деяких геліосистем. В усі місяці року для всієї території України найбільш ймовірна неперервна тривалість від 2 до 6 годин: в зимові місяці вона складає 70 – 80 % від усіх випадків неперервної тривалості, а влітку – 40–50 % за рахунок збільшення повторюваності більшої неперервної тривалості. Починаючи з травня і протягом усього літнього періоду в 15–20 % випадках неперервна тривалість становить 12–14 годин майже на всій

території України. На півдні країни така тривалість в липні складає 35 %, а в червні і серпні 20 і 25 % відповідно (табл. 3.11).

Таблиця 3.11. Повторюваність неперервної ТСС за градаціями (в % від загального числа випадків з неперервним сонячним сяйвом) на станціях півдня України

Тривалість, Год	М і с я ц ь											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Одеса												
<2			2	1	1	0.2	0.2		1	1	1	1
2-4	32	38	30	21	22	19	16	13	15	20	31	36
4-6	26	25	18	17	11	14	11	10	15	20	26	33
6-8	38	27	19	11	13	12	11	11	12	17	33	30
8-10	4	10	22	18	15	12	11	10	23	36	12	
10-12			9	24	14	15	13	27	33	6		
12-14				8	24	23	35	29	1			
14-16						5	3					
Болград												
<2		1	1	1	1	1	0.2		1	0.3	2	5
2-4	24	37	26	29	26	19	21	16	14	21	34	33
4-6	34	23	22	17	21	18	14	13	17	21	27	22
6-8	32	22	17	17	13	11	13	14	16	20	28	39
8-10	10	16	18	12	14	15	7	12	5	32	9	1
10-12		1	18	18	10	11	14	23	36	6		
12-14				6	15	21	29	22	1			
14-16						4	2					
Євпаторія												
<2	9	18	9	10	9	8	5	6	8	9	11	11
2-4	33	31	30	22	24	23	16	14	15	21	30	42
4-6	28	22	17	13	16	12	14	12	14	18	22	22
6-8	26	20	13	10	12	12	9	10	10	13	22	24
8-10	4	9	16	12	7	7	7	9	14	31	15	1
10-12		0.4	15	24	12	8	11	21	39	8		
12-14				9	20	26	35	28				
14-16					0.2	4	3					

Просторовий розподіл ТСС на території України виконано на базі кластерному аналізу, для реалізації якого було використано дані 69 станцій, які представляють практично всі фізико-географічні зони України. Встановлено, що в січні і липні тут можна виділити 4 кластери з однорідними режимами ТСС.

В січні більшу частину території країни займає 1-й кластер. Він включає в себе Полісся і східну частину північної степової зони; 2-й кластер має майже широтну протяжність і займає Прикарпаття, Закарпаття

і степову зону; 3-й кластер включає південно-західну частину території України і прибережну частину Чорного моря (західне узбережжя Криму); невелика частина степового і передгірного Криму відносяться до 4-го кластеру (рис. 3.49).

Відстань між сусідніми кластерами приблизно однакова: 14 годин. Найбільший середній квадратичний відхил і середня відстань характерні для 2-го кластера. Це визначено, насамперед, тим, що в цей кластер входять станції, розташовані в різних фізико-географічних умовах – від передгір'я Карпат до приазовських степів і узбережжя Азовського моря. Середній квадратичний відхил в інших кластерах різниться незначно, що свідчить про більш однорідні значення загальної тривалості сонячного сяйва в них, незважаючи на значну протяжність цих кластерів зі сходу на захід.

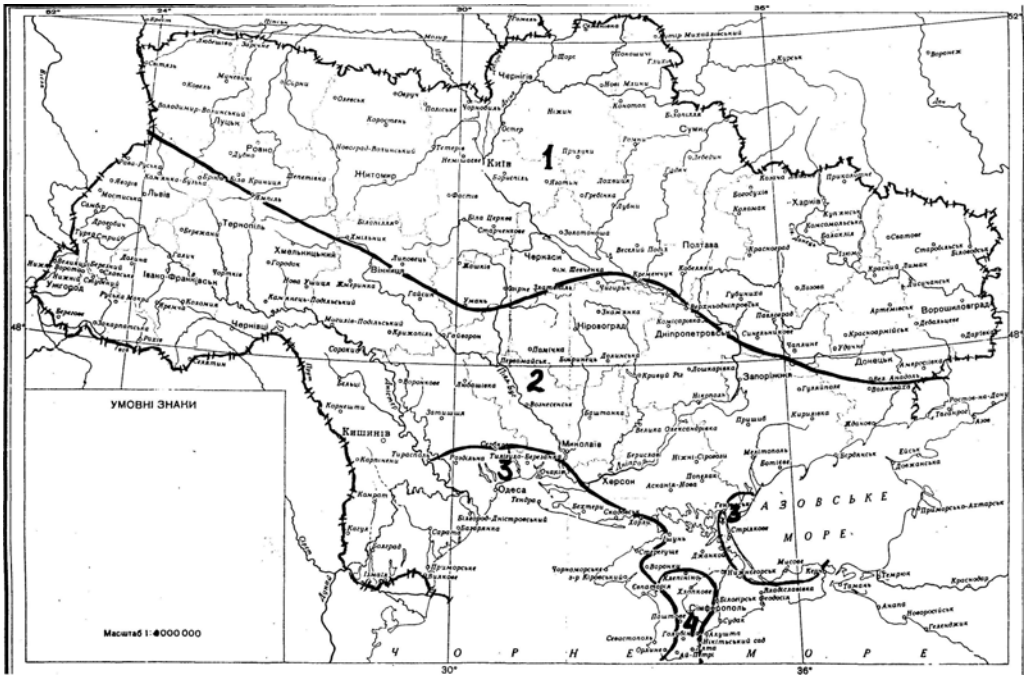
В липні розподіл кластерів має дещо інший характер в порівнянні з січнем: 1-й кластер розташовується в західній частині Українського Полісся; 2-й кластер займає північну частину Полісся і степної зони; 3-й кластер охоплює степову зону; 4-й займає прибережні райони Чорного і Азовського морів і майже всю територію Криму, за винятком його передгірної частини (рис. 3.49).

Відстані між сусідніми кластерами різняться не набагато: 27 годин між першим і другим, 30 годин між третім і четвертим, 34 години між другим і третім. Найбільшим середнім квадратичним відхилом відрізняється 1-й кластер. Це пояснюється значною різноманітністю в ньому фізико-географічних умов, не дивлячись на порівняно невелику площину, яку він займає: північна частина Полісся, передгір'я Карпат. Саме ці умови визначають різний режим хмарності. Велике значення середнього квадратичного відхилу і в 3-му кластері, куди входять різні за характером райони, прибережні і степові.

Доведено, що використання сонячної енергії доцільно для територій, розташованих на південь від 50° півн. ш. і на північ від 50° півд. ш. Приблизно три чверті території України розташовані на південь від цієї широти. Нижче наводяться результати більш детального аналізу режиму сонячного сяйва саме для цієї території.

Для просторового розподілу річних значень ТСС в південних регіонах України характерне майже широтне розташування (рис. 3.50). І тільки на Кримському півострові картина розподілу більш складна, що зумовлено різноманітними орографічними умовами. Коливання значень тривалості сонячного сяйва різняться від 2100 годин на півночі території дослідження до 2300 годин на півдні. Ізолінія рівних значень ТСС в 2300 годин помітно змінює свою конфігурацію від широтної, повторюючи контури узбережжя Чорного і Азовського морів.

Січень



Липень

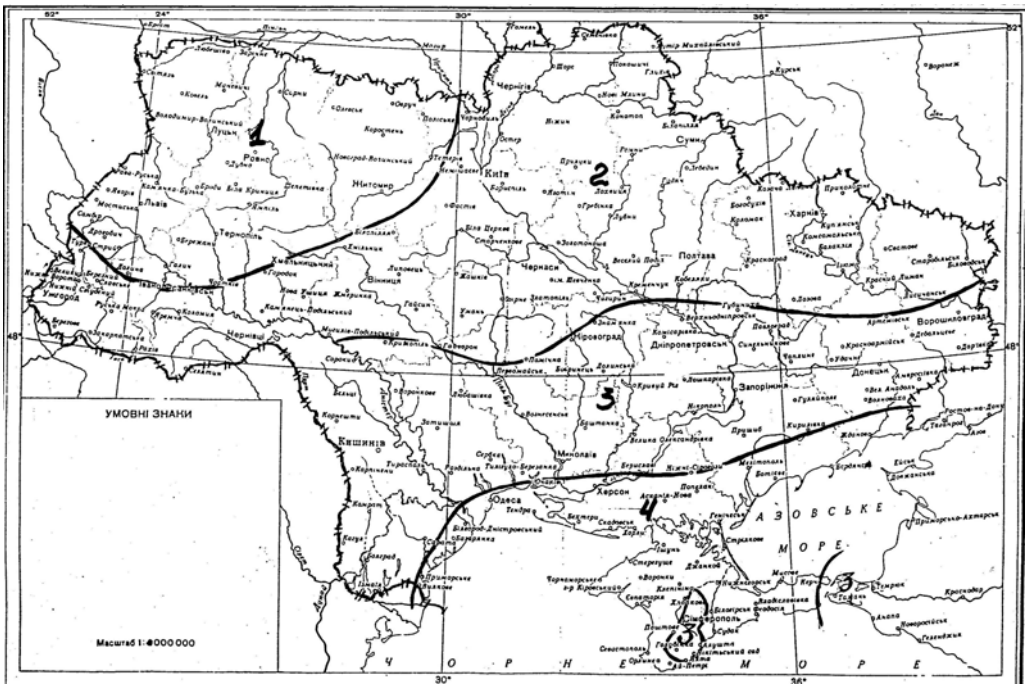


Рис. 3.49. Розподіл кластерів тривалості сонячного сяйва.
Січень, липень

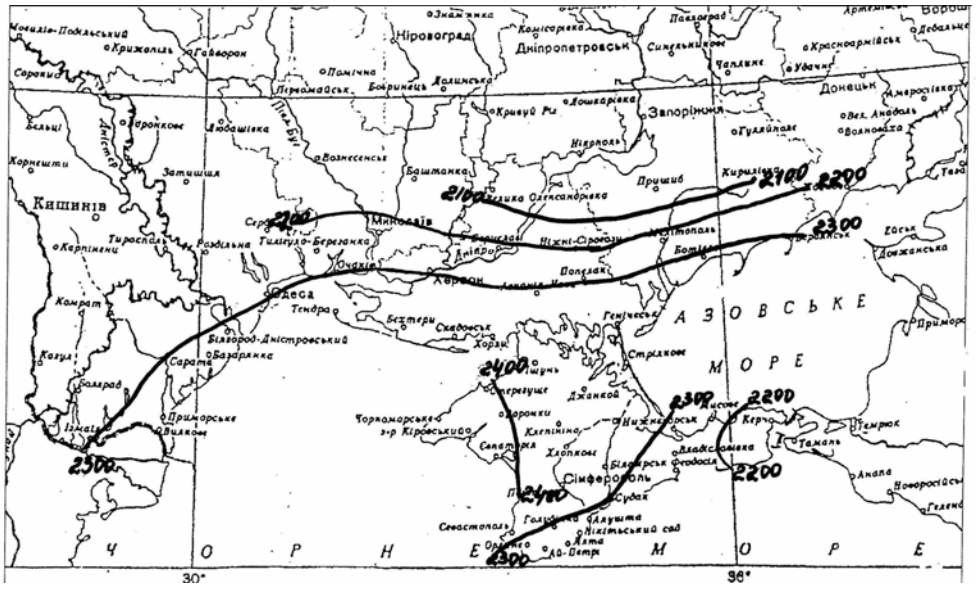


Рис. 3.50. Тривалість сонячного сяйва (год). Рік

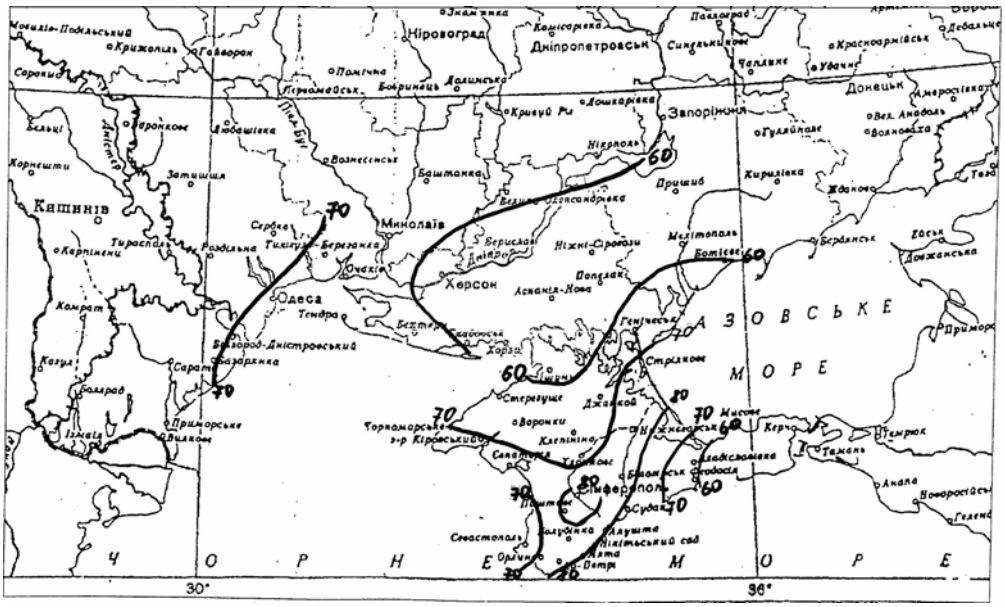
Для січня і липня картини суттєво різняться: липневий розподіл майже співпадає з розподілом річних значень тривалості сонячного сяйва, а в січні лінії рівних значень близькі до меридіональної спрямованості (рис. 3.51).Для центральних місяців перехідних сезонів характерно те, що на жовтень припадає майже на третину більше годин сонячного сяйва, ніж в березні, що зумовлено переважанням в жовтні циркуляційних процесів, близьких до літнього типу з перевищенням повторюваності антициклональних погод.

Але це, в свою чергу, створює і більшу різноманітність в умовах формування конвективної хмарності, що значно ускладнює більш складний характер просторового розподілу сонячного сяйва в цьому місяці. В березні перепад в значеннях ТСС складає 20 годин: від 130 на півночі території до 150 годин на півдні Одеської області і Кримському півострові (рис. 3.52). В жовтні ця різниця більш помітна і становить 30 годин, відповідно від 160 до 190 годин в даному регіоні (рис. 3.53).

В річному розподілі сонячного сяйва найменші його значення припадають на грудень, що зумовлено найменшою тривалістю світлої частини доби (момент зимового сонцестояння). Але навіть на такій незначній за площею території розбіжності на окремих станціях в тривалості помітні: від 73 годин в Євпаторії до 59 годин на більш північній станції Асканія-Нова.

Найбільша тривалість сонячного сяйва спостерігається в липні, а не в місяць літнього сонцестояння. Тут менша тривалість дня компенсується меншою повторюваністю хмарного стану неба.

Січень



Липень

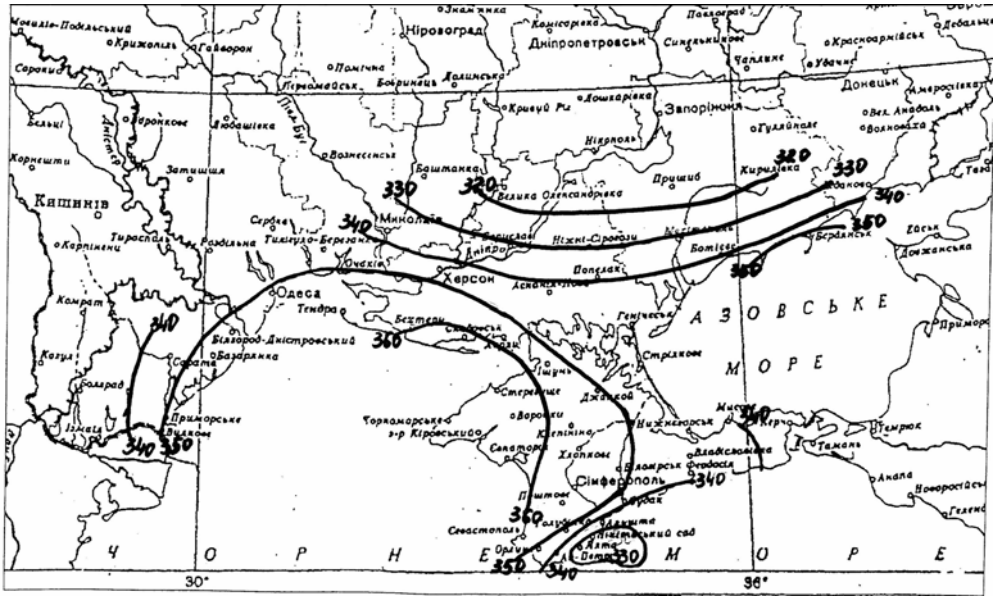


Рис. 3.51. Тривалість сонячного сяйва. Січень, липень

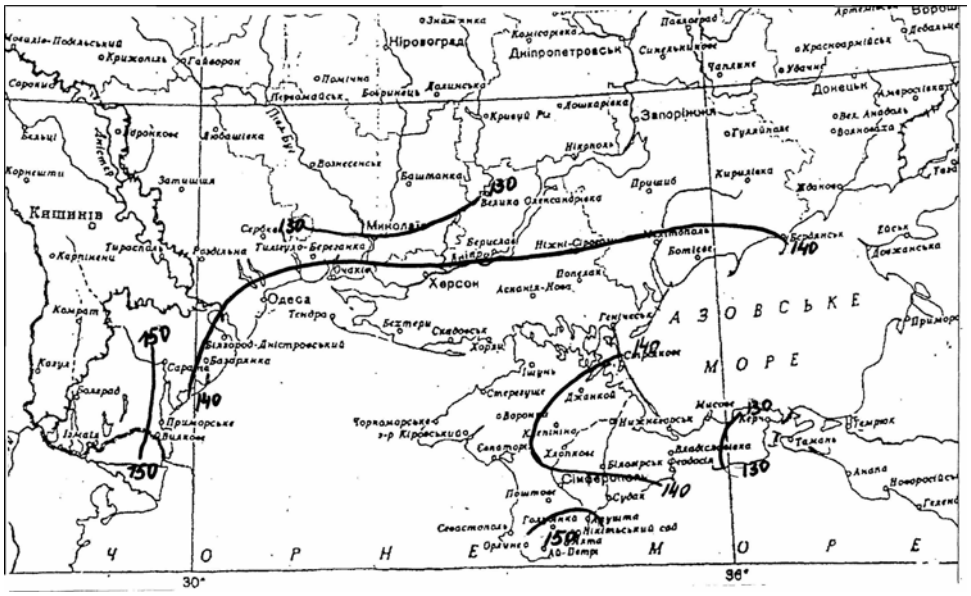


Рис. 3.52. Тривалість сонячного сяйва. Березень

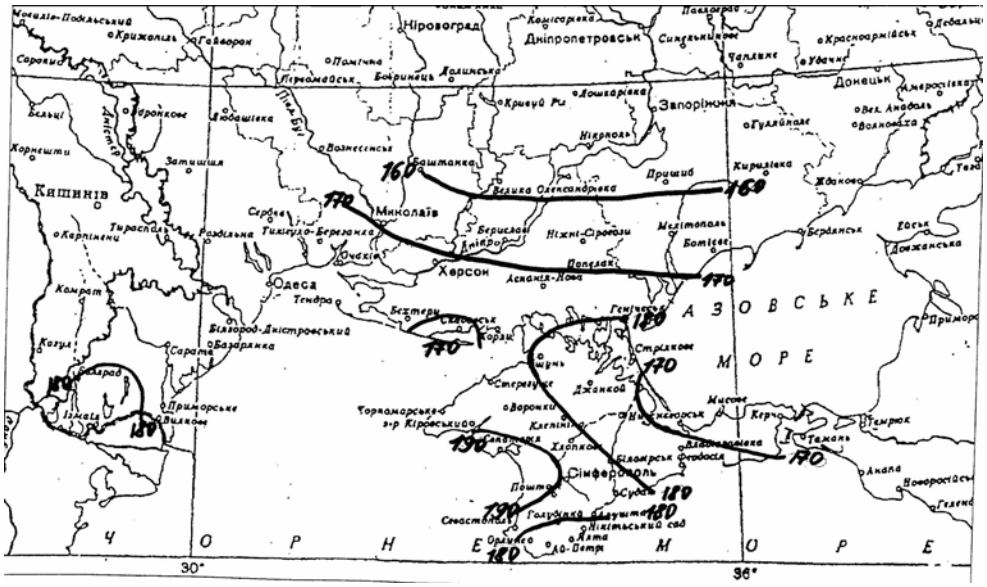


Рис. 3.53. Тривалість сонячного сяйва. Жовтень

3.2.7. Просторово-часовий розподіл сумарної радіації

Для проведення всеосяжного кліматологічного дослідження радіаційного режиму передбачається наявність інформації про просторово – часовий розподіл таких важливих характеристик радіаційного режиму, як пряма і сумарна сонячна радіація. Однак в деяких випадках отримання такої інформації ускладнено, бо кількість станцій, на яких проводять актинометричні спостереження, набагато менша за число метеорологічних

станцій. Так, на території України є тільки 20 актинометричних станцій. Хоча ці станції і представляють усі природні зони України, розташовані вони вкрай нерівномірно: недостатньо висвітлена західна частина країни, центр представлений тільки однією станцією (Знаменка), на сході порівняно близько знаходяться дві станції – Деркуль і Велико-Анадоль, але в районі Києва розташовано 4 станції (Київ, Бориспіль, Баришівка, Тетерів). На території південного регіону (на південь від 48° півн. ш.,приблизно у межах Причорноморської низини), яка складає 1/3 всієї площі України, розташовано всього 9 станцій, по яких є багаторічні актинометричні дані, і 35 станцій з характеристиками тривалості сонячного сяйва (половина з них розташована на Кримському півострові). На території Одеської області таких станцій дві: Одеса і Болград.

Все це свідчить про недостатність інформації щодо такої важливої кліматичної характеристики, як сонячна радіація. Тому постала задача збільшення цієї інформації за рахунок наявних і розробки нових непрямих методів її визначення. Найбільш відомий метод, розроблений в Головній геофізичній обсерваторії (ГГО) [11, 12], в основу якого покладено дані метеорологічних спостережень. Згідно цього методу для розрахунку величини сумарної сонячної радіації використовується відома формула Т.Г. Берлянд [8], яка відбиває нелінійну залежність потоку сумарної радіації від хмарності

$$Q_n = Q_0[1-(n+bn^2)], \qquad (3.11)$$

де Q_0 – сумарна радіація при безхмарному небі ($n = 0$) на даній широті;
n – загальна хмарність в десятих частках одиниці; a і b – числові коефіцієнти, залежні від широти місця.

Для дослідження режиму сумарної радіації на території України, яка розташована в межах від 44°20' (Ай-Петрі) до 52° півн.ш. (Чернігів), було використано саме цей метод. Коефіцієнт a, який залежить від географічної широти, в нашому випадку змінюється мало: від 0,38 до 0,40. Тому в подальшому в розрахунках без шкоди для їх точності можна вважати його рівним 0,39; коефіцієнт b мало залежить від широти і він дорівнює 0,38 практично для всіх широт.

Сумарна радіація за відсутності хмарності Q_0 залежить в основному від широти; її значення в межах України наведені в таблиці 3.12.

При визначені Q_0 для кожної станції, по якій проводились розрахунки, виконувалась інтерполяція в припущенні, що в інтервалі широт в 5° ця величина змінюється лінійно. Встановлені таким чином значення Q_0 і середній за місяць бал середньої хмарності склали основу розрахунків Q_n.

Слід зазначити, що розрахунки цим методом проводяться для багаторічних умов і для місячного періоду. Тому отримані дані характеризують місячний багаторічний режим сумарної сонячної радіації.

Таблиця 3.12. Значення сумарної радіації Q_0 *(МДж/м²)*

φ°	Січень	Лютий	Березень	Квітень	Травень	Червень
55	126	235	489	695	901	951
50	197	314	566	746	926	964
45	276	394	645	796	947	976
φ°	Липень	Серпень	Вересень	Жовтень	Листопад	Грудень
55	926	742	515	323	172	235
50	943	788	595	402	314	243
45	959	842	671	486	394	323

Метод, розроблений в ГГО, широко використовується в практиці досліджень кліматоутворювальних процесів, їх просторового і часового розподілу. На основі розрахунків складових радіаційного і теплового балансу вченими ГГО були побудовані карти розподілу радіаційних потоків для всієї Земної кулі [12], на яких поля радіаційних потоків для України представлені тільки в найзагальнішому вигляді.

Порівняння фактичних і визначених непрямим методом даних проведено для станцій, на яких існують актинометричні спостереження. В табл.А.1 вони наведені для центральних місяців сезонів.

В якості кількісної оцінки розбіжностей між фактичними і розрахунковими значеннями сумарної радіації взята відносна різниця Δ (%), яка визначалась за формулою

$$\Delta = \frac{\left|Q_{факт} - Q_{розрах}\right|}{Q_{факт}} 100\% . \qquad (3.12)$$

В табл. 3.13 наведени усереднені її значення по всіх станціях, які вказують на те, що відносна різниця не перевищує 10 %, тобто знаходиться в межах точності вимірювання, що дає право використовувати даний метод для розрахунку сумарної радіації по станціях, на яких немає актинометричних даних, але є дані з хмарності.

Таблиця 3.13. Середнє значення відносної різниці (Δ%)

Місяць	I	II	III	IV	V	VI
Δ,%	7,1	6,7	5,9	4,5	5,0	4,0
Місяць	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Δ,%	4,4	5,5	9,7	8,5	5,7	8,3

Результати розрахунку багаторічних місячних величин сумарної радіації по станціях України наведено в Додатку А (табл. А.11), а їх значення в межах території України для кожного місяця – в табл. 3.14**.** Вони дають уявлення про просторовий їх розподіл по території дослідження, а середні значення коефіцієнта варіації – про їх часову мінливість в окремі пори року.

Таблиця 3.14. Характеристики просторового розподілу сумарної радіації, розраховані за методом ГГО

Місяць	Межі сумарної радіації, МДж/м^2	Різниця, МДж/м^2	Коефіцієнт Варіації
Січень	75 – 138	63	0,14
Лютий	131 – 191	60	0,09
Березень	277 – 347	70	0,05
Квітень	409 – 514	105	0,07
Травень	486 – 658	171	0,04
Червень	531 – 772	241	0,06
Липень	579 – 833	254	0,08
Серпень	489 – 738	251	0,10
Вересень	373 – 564	191	0,14
Жовтень	198 – 348	150	0,18
Листопад	88 – 189	101	0,26
Грудень	54 – 124	70	0,25

За розрахунковими значеннями сумарної радіації побудована карта її просторового розподілу по території України в липні (рис. 3.54), на якій також нанесені фактичні величини сумарної радіації. Їх співставлення вказує на деяку неузгодженість фактичних величин із закономірностями просторового розподілу, встановленого за розрахунковими даними. Це спричиняє необхідність залучення інших методів непрямого розрахунку даної характеристики радіаційного режиму.

Додаткове дослідження часової мінливості сумарної радіації за фактичними даними тридцятирічного періоду 1961-1990 рр. проведено з використанням деяких статистичних показників, а саме: середнього квадратичного відхилу і коефіцієнта мінливості (варіації, в %). Для центральних місяців сезонів вони надані в табл. 3.15.

Порівнюючи коефіцієнт мінливості (%) для сумарної радіації по 14-ти станціях, які висвітлюють всі райони України, відзначимо, що в *січні* його значення на північному сході складають 22–25 % від норми, на заході – 19–20 %, а на півдні зменшуються до 16–18 %. Тобто в середньому відхил

сумарної радіації кожного року від багаторічного її значення складає майже чверть норми. Основна причина цього – суттєва мінливість циркуляційних процесів, які формують умови хмарності.

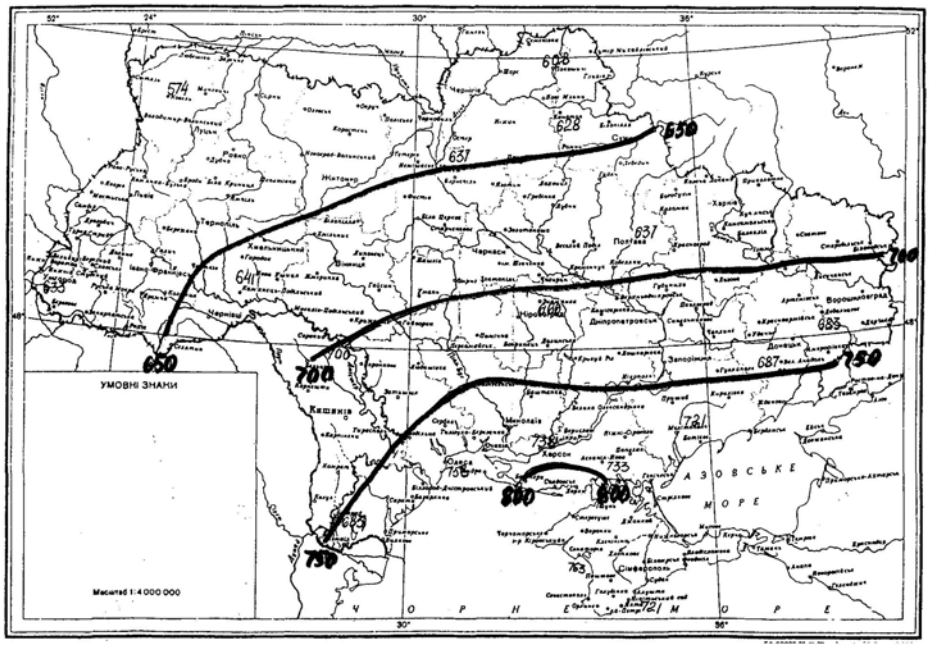


Рис. 3.54. Розподіл сумарної радіації (МДж/м^2), розрахованої за методикою ГГО. Липень

В *липні* режим сумарної радіації більш сталий, що визначено більшою стабільністю циркуляційних умов, а це, в свою чергу, зумовлює меншу мінливість хмарності. Але на заході і північному сході мінливість сумарної радіації майже вдвічі більша, ніж на півдні України, де циркуляційні процеси в цей час значно послаблені (табл. 3.15).

В центральні місяці перехідних сезонів величина коефіцієнта мінливості відбивав проміжні значення між зимовими та літніми.

Для вирішення деяких практичних задач необхідно передбачити, які і як часто виникають екстремальні радіаційні умови. З цією метою зазвичай розраховують імовірнісні величини сумарної радіації, тобто її значення різної забезпеченості. Результати таких розрахунків (вони надані через періодичність повтору екстремальних ситуацій), які виконувались для станцій північного Причорномор'я, наведені в таблицях 3.16 і 3.17.

Так, в *січні* в південному регіоні досить малі значення сумарної радіації, які можливі кожні 5 років, можуть бути нижче за 85 – 96 МДж/м^2 , а один раз на 10 років – нижче за 75 – 90 МДж/м^2 (при багаторічному середньому значенні в межах 94 – 114 МДж/м^2 по окремих станціях). Але в окремі роки сумарна радіація може значно перевищувати багаторічні значення: кожні 5 років вона може складати величини більше за 115-136 МДж/м^2 , а один раз на 10 років – перевищувати 118-151 МДж/м^2.

В *липні* при багаторічних середніх значеннях сумарної радіації по станціях Причорномор`я в межах 659-688 МДж/м^2, кожні 5 років її величини тут можуть зменшуватися до 610-650 МДж/м^2 і нижче, а кожні 10 років бути нижчими за 600–625 МДж/м^2.

Таблиця 3.15. Статистичні характеристики сумарної радіації по станціях України, (МДж/м^2)

Станція	Січень			Квітень			Липень			Жовтень		
	$X_{сер}$	S_x	%	$X_{сер}$	Sx	%	$Xe_{сер}$	Sx	%	$X_{сер}$	Sx	%
Покошичі	76	17,1	22	374	49.1	13	569	59,2	10	173	30,0	17
Конотоп	75	18,4	24	282	42,6	15	590	65,5	11	180	25,4	14
Ковель	74	14,4	19	357	56,0	16	493	70,4	14	161	31,0	19
Київ	91	17,0	19	402	37,3	9	596	48,9	8	199	20,5	10
Нов.Ушиця	96	19,4	20	388	64,3	17	542	71,3	13	202	34,8	17
Полтава	92	23,1	25	397	48,9	12	601	64,8	11	207	30,4	15
Міжгір`я	88	18,0	20	336	51,4	15	417	66,3	16	183	33,2	18
Великий Анадоль	96	23,2	24	390	60,8	16	631	55,9	9	231	34,6	15
Берегове	94	19,5	21	402	74,6	19	594	72,8	12	268	48,5	18
Одеса	98	16,0	16	447	51,6	12	688	52,7	8	267	35,5	13
Болград	114	20,0	18	443	51,5	12	665	40,6	6	291	38,4	13
Херсон	109	24,0	22	429	43,6	11	663	51,2	8	271	23,5	9
Асканія-Нова	108	24,9	23	441	59,7	14	659	47,5	7	276	37,8	14
Нікітський Сад	114	21,1	18	448	72,9	16	681	57,3	8	299	37,0	12

Найбільші ж значення, які можливі тут 1 раз на 5-10 років, складають відповідно величини, більші за 700-720 МДж/м^2 і 710-753 МДж/м^2.

Різниця між найбільшими і найменшими значеннями сумарної радіації тієї чи іншої періодичності може бути додатковим показником її часової мінливості. Визначена різниця між максимальними і мінімальними значеннями сумарної радіації, яка можлива 1 раз на 20 років (табл. 3.16), дозволила встановити, що в липні цей перепад в співставленні з багаторічною середньою величиною сумарної радіації складає майже 25 %; в квітні і жовтні ця різниця досягає по окремих станціях 50 %, а в січні – 50-75 %.

Мають місце і просторові розбіжності в часовій мінливості сумарної радіації на території Причорномор'я. Так, в січні найбільш помітні ці різниці в Асканії-Нова, а найбільш сталими в часі є величини сумарної радіації в районі Одеси. Ця закономірність майже зберігається і в квітні,

хоча більша часова мінливість сумарної радіації характерна в цьому місяці для Нікітського Саду.

Таблиця 3.16. Найбільші і найменші значення сумарної радіаціїрізної періодичності по станціях Причорномор`я, (МДж/м^2)

Станція	Місяць	Найбільші			Найменші		
		значення сумарної радіації, можливі 1 раз на					
		5 років	10 років	20 років	5 років	10 років	20 років
Асканія-Нова	I	131	151	155	85	75	70
	IV	510	560	575	390	360	340
	VII	700	720	730	610	600	580
	X	315	327	335	242	238	204
Болград	I	134	141	146	96	90	70
	IV	482	520	560	402	390	370
	VII	702	710	745	646	616	580
	X	314	330	340	262	250	200
Одесса	I	115	118	123	87	78	74
	IV	490	522	561	395	370	362
	VII	720	753	780	650	625	612
	X	283	300	320	242	228	220
Нікітський Сад	I	136	147	150	92	85	84
	IV	520	570	587	385	355	335
	VII	702	710	745	646	616	580
	X	314	330	340	262	250	200
Херсон	I	127	130	144	92	74	66
	IV	465	505	540	385	366	365
	VII	708	728	740	613	605	590
	X	293	305	310	255	235	222

Таблиця 3.17. Різниця між найбільшими і найменшими значеннями сумарної радіації, можливими 1 раз на 20 років, (МДж/м^2)

Станція	М і с я ц ь			
	січень	квітень	липень	жовтень
Асканія-Нова	85	235	150	131
Болград	76	190	165	140
Одесса	49	199	168	100
Нікітський Сад	66	252	165	140
Херсон	78	175	150	88

В липні при високих середніх значеннях сумарної радіації, помітних різниць по окремих станціях між максимальними і мінімальними її значеннями, можливими 1 раз на 20 років, не спостерігається.

3.2.8. Особливості радіаційного режиму території Одеської області

Дослідження радіаційних умов території Одеської області проводилось з метою визначення геліоенергетичного потенціалу найпівденнішого регіону України [40]. Вирішення цього питання передбачає детальне вивчення характеру просторово-часового розподілу сумарної та прямої радіації на території області, оцінку їх мінливості з часом, визначення імовірнісних їх значень. Для розв'язання цих питань використано дані актинометричних спостережень (годинні, добові і місячні суми радіації) за період з 1961 до 1986 року станцій Одеса-обсерваторія і Болград, а також відбудовані методом кореляційного аналізу ряди місячних значень прямої і сумарної радіації за 40-річний період (1951-1990 рр.) та їхні багаторічні значення, отримані з кліматичних довідників. Для з'ясування характеру просторового розподілу сумарної радіації по території області також були розраховані її багаторічні значення для 10-ти метеорологічних станцій області з використанням методу, розробленого в ГГО, в якому враховується широта місцевості і хмарність.

Одеська область – найбільш своєрідний у фізико-географічному відношенні регіон України. Протяжність її території вздовж меридіану становить майже 3°: на півночі вона сягає 48,3° півн.ш, на півдні – 45,5° півн.ш., що відповідає розташуванню центральних степових районів Криму. Це зумовлює розбіжності в надходженні сонячної енергії до окремих районів області. Однак відомо, що суттєву роль в формуванні радіаційних умов відіграє хмарність, режим якої залежить від орографічних і циркуляційних особливостей території дослідження. Так, безумовно, має місце вплив на хмарність Чорного моря, яке омиває південно-східні райони області. На північному заході області, на межі з Молдовою на її територію входять пасма Волино-Подільської височини, а на рівнинному півдні розташована Причорноморська низина. Крім того, циркуляційні умови на півдні значно послаблені в порівнянні з північними районами. Сукупність своєрідних циркуляційних і фізико-географічних умов Одеської області зумовлює різноманітні умови хмарності, а звідси – і радіаційні умови. Тому для дослідження просторово-часової структури основних характеристик радіаційного режиму необхідна детальна картина структури поля хмарності.

Багаторічний режим хмарності. У річному розподілі середнього бала хмарності для всіх станцій області, як в цілому і для країни, характерно його збільшення взимку (завдяки посиленню циклонічної діяльності) і зменшення влітку (табл. 3.18). Своєрідність циркуляційних процесів на півдні України, а саме послаблення циклонічної діяльності від холодного періоду до теплого, сприяє тому, що навесні хмарність трохи більша, ніж восени, коли ще переважають циркуляційні процеси літнього типу.

Найбільша часова мінливість хмарності притаманна вихідним рядам місяців перехідних сезонів. Досить помітна вона і в літній сезон, особливо в південних районах (табл. 3.19).

Існують розбіжності і в характері статистичного розподілу рядів середнього балу хмарності. Коефіцієнт асиметрії кривих розподілу на розглянутих станціях в січні і квітні від'ємний, тобто існує ймовірність, що протягом усього місяця в них може переважати ясний стан неба; в липні і жовтні, навпаки, коефіцієнт асиметрії додатний, тобто з деякою ймовірністю на цих станціях протягом місяця може переважати хмарний стан неба. Криві розподілу в більшості випадків більш пологі. Характер статистичного розподілу бала хмарності ілюструють гістограми розподілу, які представлені на рис. 3.55.

Таблиця 3.18. Середній місячний бал хмарності

Станція	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Любашівка	7,3	7,5	7,2	6,6	5,8	5,4	4,8	4,3	4,6	5,5	7,6	7,9
Затишшя	6,9	7,1	6,7	6,1	5,3	4,9	4,4	3,8	4,1	5,0	7,1	7,5
Сербка	6,7	6,9	6,6	5,8	5,0	4,5	3,9	3,5	3,7	4,7	7,0	7,2
Роздільна	6,6	7,0	6,5	5,8	5,0	4,5	4,1	3,5	3,8	4,8	7,0	7,3
Одеса	7,6	7,6	7,3	6,5	5,8	5,2	4,5	4,0	4,4	5,6	7,6	7,9
Білгород-Дністровський	7,2	7,5	7,4	6,5	5,5	5,1	4,5	3,7	4,1	5,6	7,3	7,5
Сарата	7,1	7,3	7,1	6,4	5,7	5,1	4,4	3,8	4,2	5,2	7,2	7,5
Болград	6,7	6,9	6,6	6,1	5,5	5,0	4,3	3,8	4,0	4,7	6,7	7,1
Вилкове	6,7	7,0	6,5	5,7	4,8	4,2	3,4	3,0	3,5	4,7	6,6	7,1
Ізмаїл	7,1	7,5	7,1	6,6	6,1	5,5	4,6	4,2	4,6	5,3	7,2	7,5

Просторовий розподіл багаторічного середнього бала хмарності в центральні місяці сезонів наведено на рис. 3.56. Суцільні лінії тут – це багаторічні середні дані за 30-ти річний період до 1960 року, а перервні – багаторічний середній бал хмарності за 1961-1990 рр. Деякі закономірності просторового розподілу хмарності помітні лише в січні і липні, коли

циркуляційні процеси більш стабільні. Так, в січні при загальній зміні середнього бала від 6,7 на півдні області до 7,3 на півночі найбільші його значення (7,6) спостерігаються в районі Одеси. В липні при загальному зменшенні хмарності в 1,5 – 2 рази в порівнянні з січнем має місце і протилежний характер її просторового розподілу: вона зменшується від північних континентальних районів до узбережних східних і південно-східних районів на 1,2 бала, що зумовлено впливом Чорного моря, яке посилює стійку стратифікацію атмосфери.

Таблиця 3.19. Статистичні характеристики середнього бала хмарності по станціях Одеської області (1961-1990 рр.)

Місяці	$\overline{X}$	σ_x	C_v	A_s	E
Любашівка					
I	7,3	0,91	0,12	-0,33	-0,62
IV	6,5	0,79	0,12	-0,68	0,22
VII	4,7	0,60	0,13	-0,31	-0,86
X	5,5	0,87	0,16	0,21	-0,80
Роздільна					
I	6,7	0,93	0,14	-0,14	-0,80
IV	5,7	0,87	0,15	-0,14	0,67
VII	4,0	0,64	0,16	0,36	-0,81
X	4,8	0,95	0,20	0,45	0,00
Одеса					
I	7,5	0,70	0,09	-0,41	-0,43
IV	6,5	0,90	0,14	-0,92	0,02
VII	4,5	0,84	0,19	0,22	-0,98
X	5,5	0,85	0,15	0,14	-0,73
Ізмаїл					
I	7,1	0,80	0,11	-0,65	-0,92
IV	6,4	1,36	0,21	-1,69	-0,02
VII	4,5	0,67	0,15	0,67	0,42
X	5,3	0,92	0,17	0,54	0,24

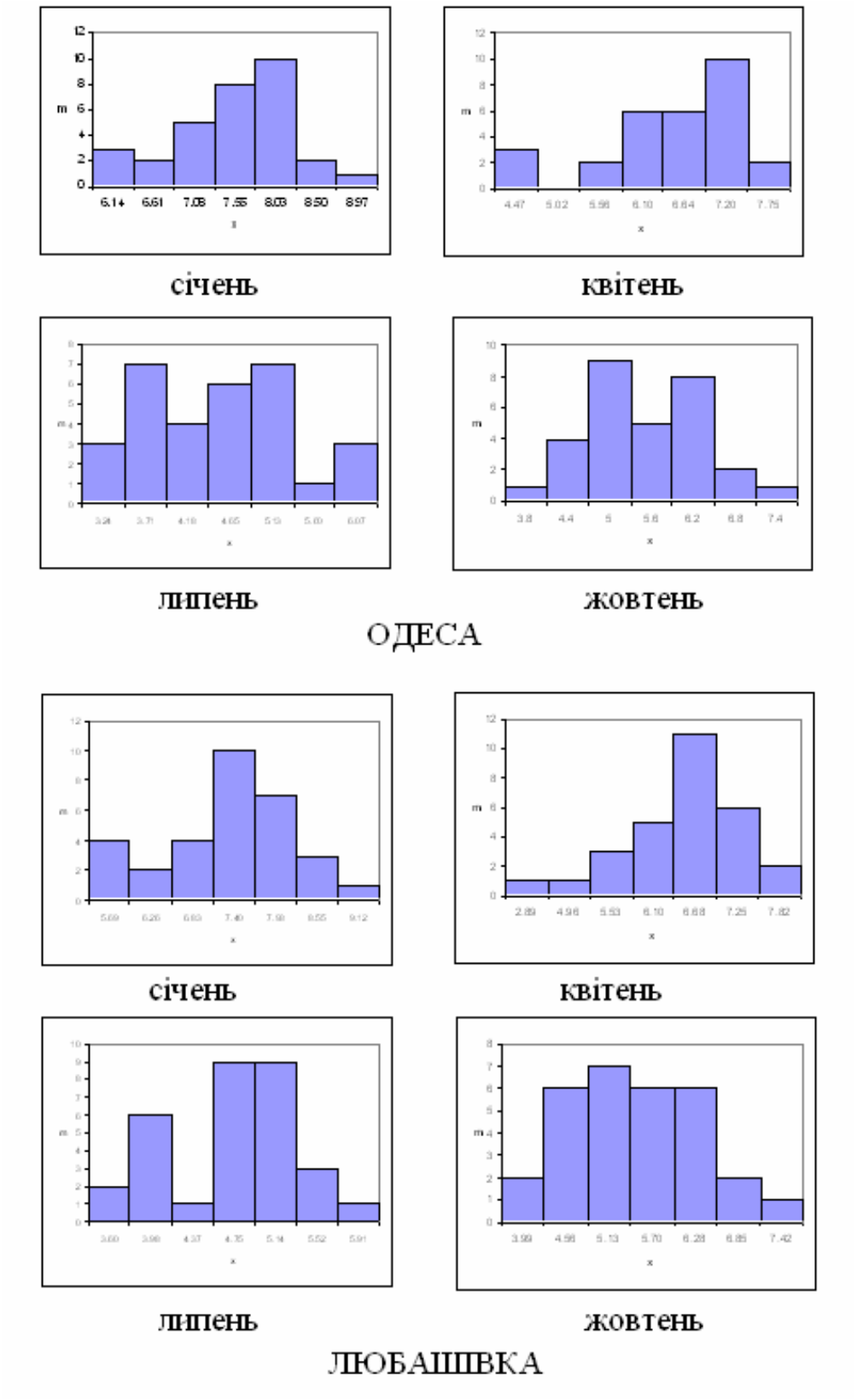


Рис. 3.55. Гістограми розподілу середнього балу хмарності

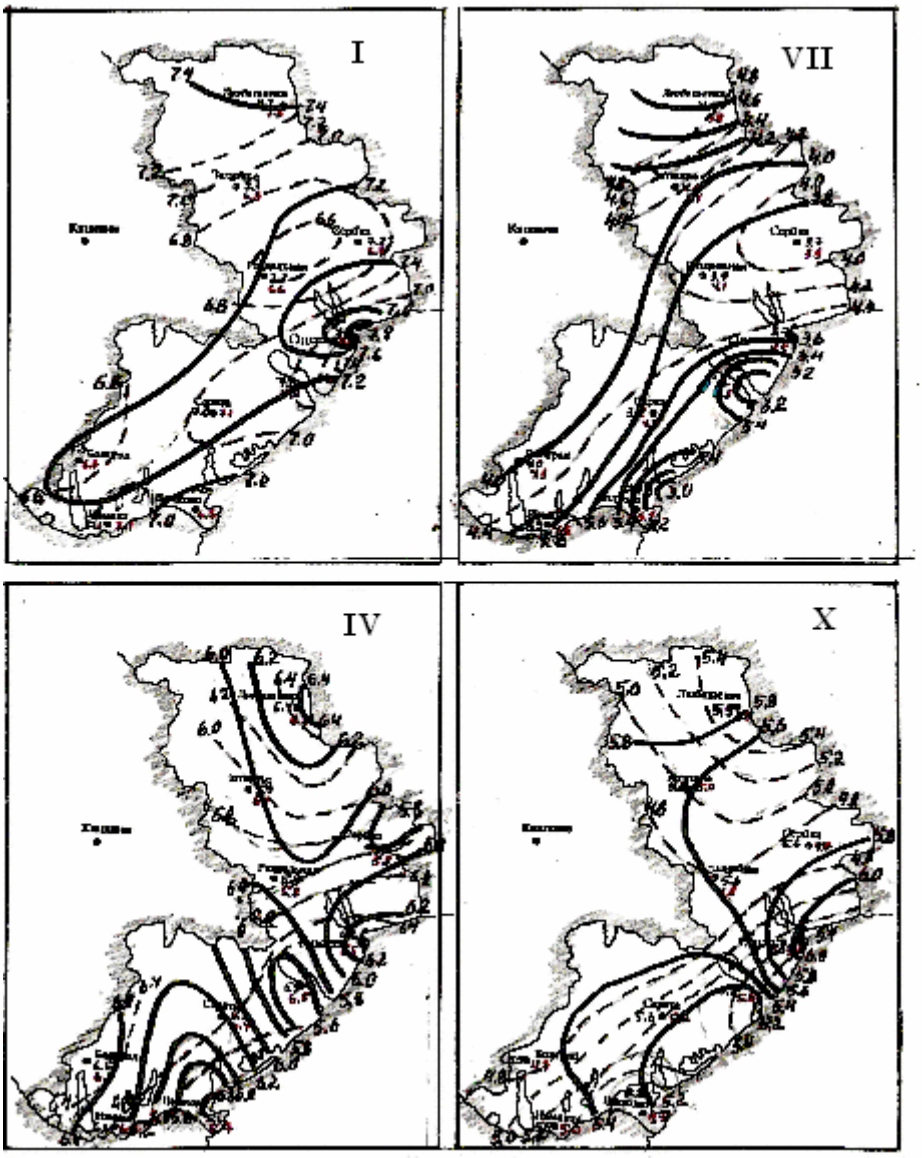


Рис. 3.56. Просторовий розподіл середнього бала хмарності за різні періоди осереднення (січень, квітень, липень, жовтень)

В місяцях перехідних сезонів такої чіткої закономірності просторового розподілу хмарності встановити не вдається. Це пов'язано зі значною мінливістю атмосферних процесів в перехідні пори року. За кількістю балів хмарність в квітні на 0,5 – 1,0 бал перевищує хмарність в жовтні, в якому ще переважають процеси теплого періоду.

Співставлення багаторічного режиму хмарності в періоди до і після 1960 року дозволило виявити деякі відмінності в характері її часових змін в окремих районах області. Для кількісної оцінки цих відмінностей розрахована різниця між багаторічними значеннями середнього бала хмарності за вказані періоди осереднення (табл. 3.20).

Встановлено, що в холодний період переважним для всіх станцій є зменшення хмарності від попереднього періоду до наступного. Різниці в

середньому балі між ними складають, як правило, 0,1 – 0,4 бала, але восени вони ще більші і досягають 0,6 – 0,8 бала.

Більш складний характер часових змін хмарності за останнє тридцятиріччя відзначається в тепле півріччя. Але наприкінці літа і початку осені (липень, серпень, вересень) для більшості розглянутих станцій характерним є збільшення середнього бала хмарності до кінця століття. Можливо це пов'язано з підвищенням температури повітря і збільшенням конвективної хмарності. При цьому в південних районах області це збільшення відбувається на 0,5 – 0,7 бала, а в Білгороді-Дністровському – навіть більше ніж на 1,0 бал. Для Білгорода-Дністровського зростання хмарності спостерігається майже в усі сезони.

Таблиця 3.20. Різниця в багаторічних значеннях середнього бала загальної хмарності, розрахованого за різні періоди осереднення

Станція	М і с я ц ь											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Любашівка	-0,1	-0,3	-0,2	**0,2**	-0,4	-0,2	**0,2**	**0,4**	**0,1**	-0,4	-0,3	-0,1
Затишшя	-0,4	-0,4	-0,3	**0,2**	-0,3	-0,1	**0,4**	-0,2	**0,1**	-0,6	-0,5	-0,2
Сербка	-0,5	-0,5	-0,2	**0,0**	-0,3	-0,2	**0,2**	-0,2	-0,1	-0,9	-0,4	-0,5
Роздільна	-0,6	-0,3	-0,2	-0,1	-0,4	-0,3	**0,4**	-0,3	-0,1	-0,8	-0,4	-0,4
Одеса	-0,2	-0,2	**0,1**	**0,3**	**0,0**	**0,3**	**0,8**	**0,2**	**0,3**	-0,4	-0,3	-0,3
Білгород-Дністровськ	-0,1	**0,1**	**0,7**	**1,0**	**0,3**	**0,6**	**1,3**	**0,7**	**0,6**	**0,4**	-0,2	**0,1**
Сарата	-0,2	**0,1**	**0,1**	**0,2**	-0,1	**0,1**	**0,6**	**0,3**	**0,3**	-0,1	-0,2	-0,2
Болград	-0,6	-0,5	-0,7	-0,4	-0,8	-0,5	**0,3**	**0,0**	**0,1**	-0,8	-0,8	-0,7
Вилкове	-0,3	-0,1	-0,2	**0,1**	-0,5	-0,2	**0,5**	**0,1**	**0,0**	-0,5	-0,6	-0,2
Ізмаїл	**0,0**	**0,1**	-0,1	**0,3**	-0,1	**0,3**	**0,7**	**0,6**	**0,4**	**0,2**	-0,4	**0,0**

Багаторічний режим ясного і напівясного неба. Характеристика загального режиму хмарності в Одеській області доповнена інформацією про режим ясного і напівясного стану неба та його мінливість протягом другої половини двадцятого століття. Проведений аналіз розподілу по території області цього показника дозволяє стверджувати, що вся територія області перспективна в плані використання енергії Сонця: річна кількість днів з ясним і напівясним станом неба тут коливається від 230 до 270 (рис. 3.57).

Але на незначній за площею території області все ж помітні деякі особливості в просторовому розподілі річного числа цих днів, характер якого залежить від розподілу загальної хмарності. Найбільше багаторічне число ясних і напівясних днів спостерігається в центральній частині області, по лінії Роздільна – Сербка, де протягом року середній бал хмарності менший в порівнянні з іншими районами області. На північ і південь має місце зменшення числа таких днів. Деяке їхнє збільшення

відмічається вздовж узбережжя Чорного моря. І тільки в районі Вилкового багаторічне число днів сягає 270 днів, а в окремі, найбільш сприятливі в циркуляційному сенсі роки, це число може перевищувати 329 днів (1983 р.). В більш континентальній частині на цій же широті (у Болграді і Ізмаїлі) багаторічне число ясних і напівясних днів не перевищує 240.

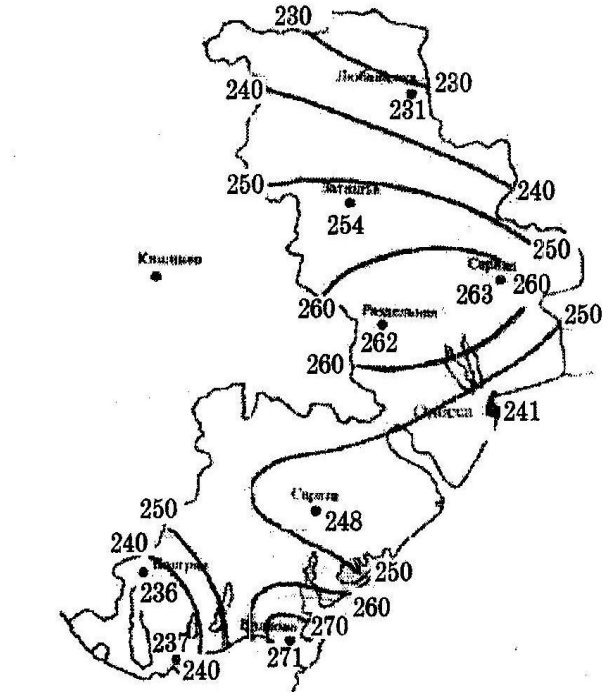


Рис. 3.57. Середнє число днів з ясним і напівясним станом неба. Рік

Число ясних і напіясних днів в тепле і холодне півріччя помітно різняться. Тому бажано провести додатково цей аналіз по періодах.

Максимальні і мінімальні за рік числа днів по станціях дозволили з'ясувати, що протягом 30-ти річного відрізку часу (1961-1990 рр.), що аналізується, перепад між ними складає 55 – 87 днів (табл. 3.21).

Таблиця 3.21. Середнє, максимальне і мінімальне число ясних і напівясних днів за рік, Δ = макс − мін

Станція	Люба-Шівка	Зати-шшя	Серб-ка	Розді-льна	Одеса	Сарата	Болг-рад	Ізмаїл	Вил-кове
Середнє	230,9	254,1	262,5	262,4	241,1	247,9	236,5	237,1	271,2
Макси-мум	265	297	315	304	277	294	277	298	323
Міні-мум	205	230	228	229	222	225	211	211	251
Δ, дні	60	67	87	75	55	69	66	87	72

Для ілюстрації того, як з року в рік можуть відбуватися ці коливання, наведено графік часового розподілу кількості днів за даними станції Одеса, обсерваторія, який підтверджує значну мінливість цього показника на рис. 3.58.

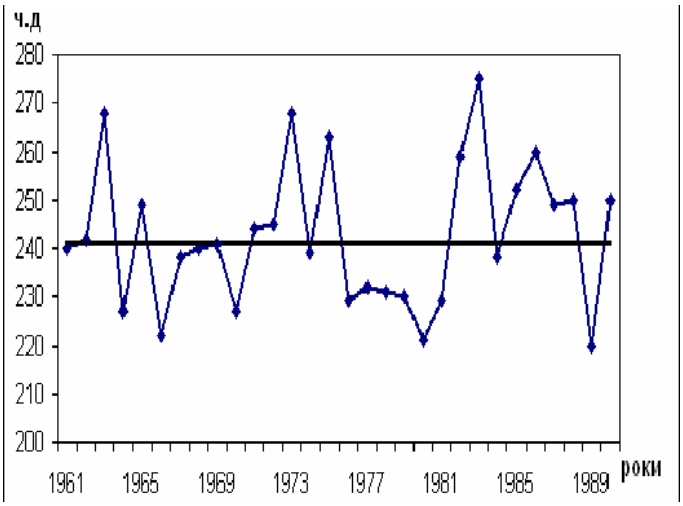


Рис. 3.58. Часовий хід річного числа ясних і напівясних днів. Одеса, обсерваторія. (1961 – 1990 рр.)

Так, з 1964 по 1970, а також з 1976 по 1981 роки їх було менше норми, в з 1971 по 1975 і в 1983 роках вони значно перевищували норму. Для повноцінного задоволення попиту практики необхідно знати не тільки середні і граничні значення досліджуваної величини, що досліджується, а й відомості про можливі її відхилення від середнього рівня і ймовірність подібних відхилень, тобто необхідно визначити періодичність або забезпеченість критичних станів даної величини

Для з'ясування характеру річного розподілу ймовірнісних значень числа ясних і напівясних днів і встановлення часової мінливості цього показника було побудовано графіки їх річного ходу за даними станції Одеса, обсерваторія (рис. 3.59), які дозволили встановити таке: впродовж літнього сезону кожного року (з ймовірністю до 70 %) можуть спостерігатися 22 і більше ясних і напівясних днів; кожні 2 роки таких днів може бути більше, ніж 25, а кожні 5 років – більше ніж 27 – 28. Мають місце і роки, коли протягом кожного літнього місяця не буде жодного хмарного дня. Вони можливі 1 раз на 10 – 20 років. Дійсно, похмурий стан неба влітку малоймовірний, але 1 раз на 10–20 років він може спостерігатись у 8–10 днях за місяць. В холодне півріччя, коли роль циркуляційних процесів в формуванні хмарності велика, кількість похмурих днів збільшується, і рідко, 1 раз на 20 років (5 % ймовірність) в кожному місяці цього періоду кількість ясних і напівясних днів помітно зменшується до 6-10 днів. Але навіть взимку не виключена присутність ясних і напівясних станів неба майже в третині днів місяця (30-40 %).

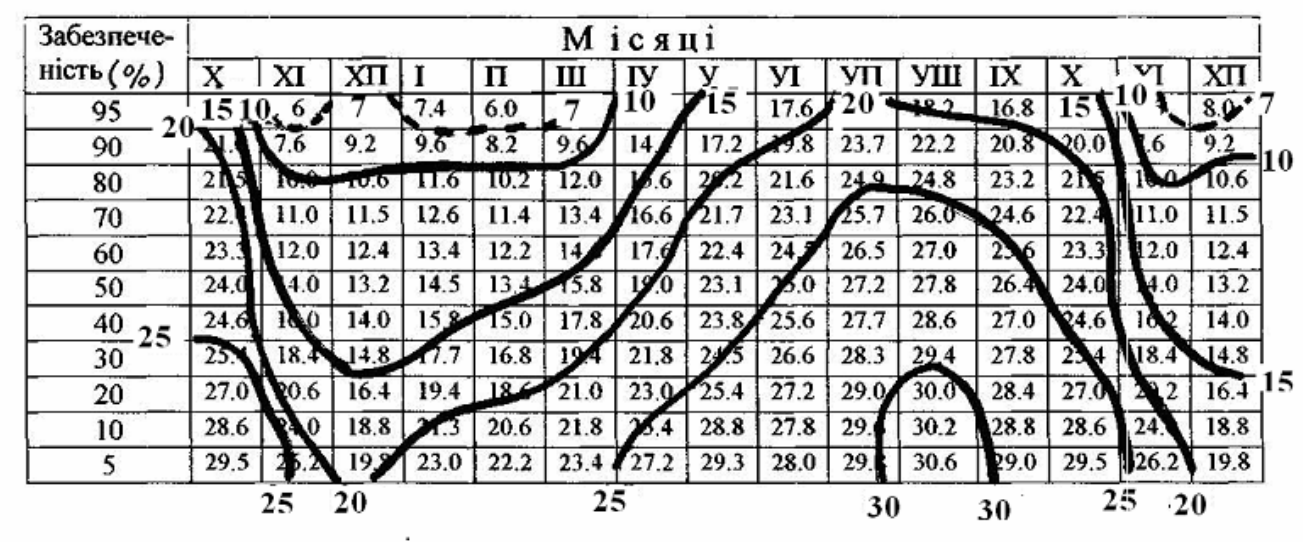


Рис. 3.59. Ізоплети річного ходу числа ясних і напівясних днів різної забезпеченості. Одеса, обсерваторія

Просторовий розподіл сумарної сонячної радіації. На території Одеської області існують тільки дві станції, які проводять актинометричні спостереження за потоками сонячної радіації: Одеса, обсерваторія і Болград [37]. Тому нижче наводяться результати дослідження просторового розподілу сумарної радіації, визначенірозрахунковим методом ГГО для 10 станцій області (табл. 3.22*)*. Її просторовий розподіл для центральних місяців сезонів надано на рис. 3.60. Тут же надано просторовий розподіл середнього бала хмарності.

В умовах середньої хмарності в усі місяці року спостерігається збільшення кількості радіації з півночі на південь. Але виділяються незалежно від широти райони із підвищеними значеннями сумарної радіації. До них належать станції Затишшя, Сербка, Роздільна, Болград та Вилкове.

Співставлення даних таблиць 3.18 і 3.22 і рис. 3.60 (заштриховані зони) дозволяють встановити, що райони з підвищеними значеннями сумарної радіації відповідають районам зі зниженими значеннями середнього бала хмарності. Так, у січні максимальна кількість радіації спостерігається на станції Роздільна (161 МДж/м^2) при середньому балі хмарності 6,6; мінімальна її величина характерна для району Одеси, де середній бал хмарності вже складає 7,6. У липні максимальним значенням сумарної радіації виділяється район станції Вилкове (807 Дж/м^2), що також пояснюється найменшим балом хмарності. Мінімальна кількість радіації (700 МДж/м^2) на станції Любашівка співпадає з найбільшим балом хмарності тут (4,8 бала).

Таблиця 3.22. Розрахункові значення сумарної радіації по станціях Одеської області за умов середньої хмарності (МДж/м^2)

Станція	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Любашівка	144	197	341	465	617	668	700	645	500	329	149	111
Затишшя	154	212	371	499	655	705	741	674	524	347	161	120
Сербка	159	219	376	519	677	734	775	691	542	358	170	127
Роздільна	161	216	382	519	677	734	762	691	537	355	167	124
Одеса	136	194	335	472	617	683	734	663	509	325	149	111
Білгород-Дністровський	146	197	329	472	640	690	734	680	524	325	161	120
Сарата	149	205	347	479	625	690	741	674	519	340	161	120
Болград	159	219	376	499	640	698	748	674	528	358	173	129
Вилкове	159	216	382	525	691	755	807	717	551	358	173	129
Ізмаїл	149	197	347	465	594	660	727	651	500	336	161	120

В перехідні сезони характер розподілу сумарної радіації та хмарності майже одноковий – в квітні та жовтні максимальні потоки радіації спостерігаються в районі станцій Сербка, Роздільна, Вилкове та Болград, для яких характерний мінімальний бал хмарності.

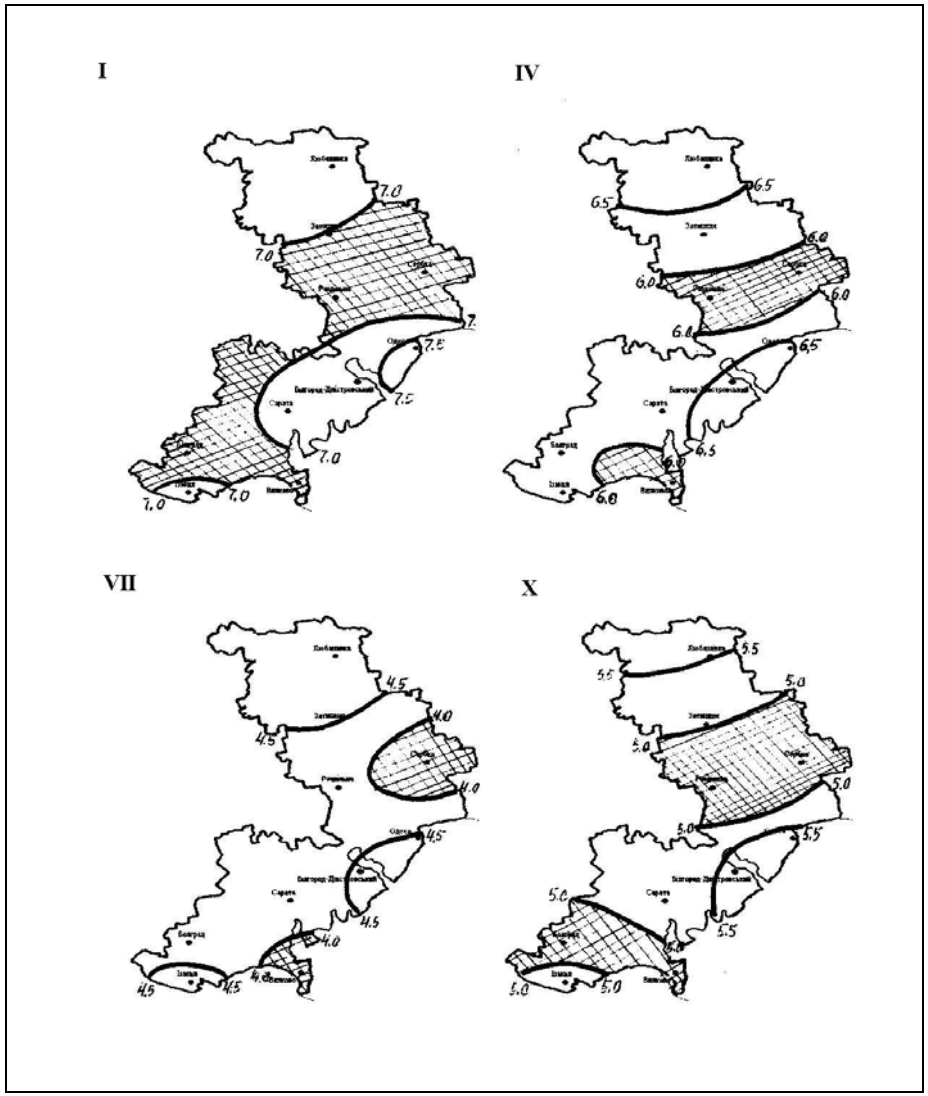
Таким чином, на території Одеської області фактор впливу широтного положення на розподіл сумарної радіації перекривається впливом хмарності.

Часова мінливість характеристик радіаційного режиму. Однією з обставин, що ускладнює використання сонячної радіації як джерела енергії для практичних цілей, є її мінливість у часі: вона помітно змінюється протягом дня і року.

Для з'ясування часових змін в режимі сонячної радіації, які відбувались в південних районах України у другій половині двадцятого століття, і характеру мінливості окремих його показників використані дані актинометричних спостережень за період з 1961 до 1986 року станції Одеса, обсерваторія, а також відбудовані методом кореляційного аналізу ряди за 40-річний період (1951 – 1990 рр.) [20].

Дослідження часової мінливості деяких характеристик радіаційного режиму передбачає оцінку основних параметрів їх розподілу, які є важливими кліматичними показниками. Для прямої сонячної радіації S на перпендикулярну поверхню та сумарної радіації Q вони надані в табл. 3.23.

а



б

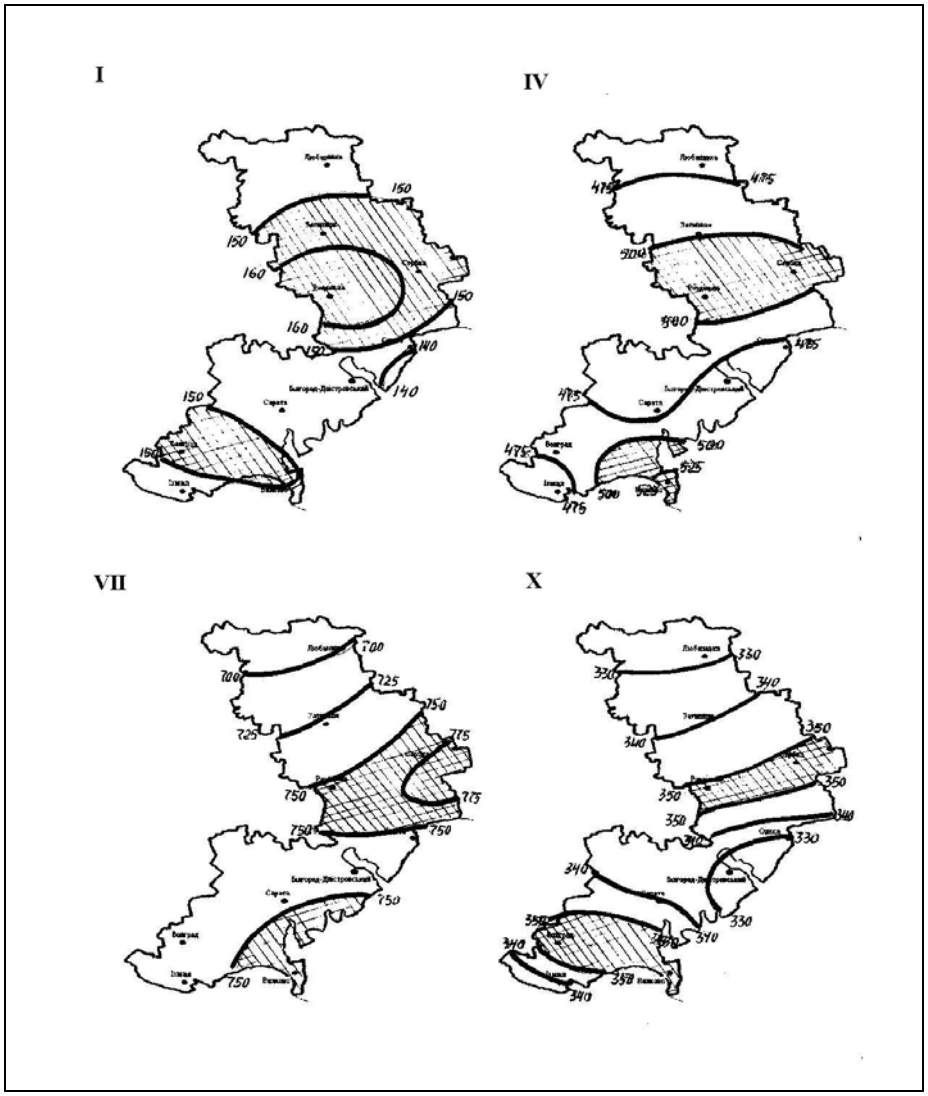


Рис. 3.60. Розподіл по території Одеської області сумарної радіації (а) і середнього бала хмарності (б)

Це, перш за все, середнє арифметичне значення величин ряду, аналіз якого дозволяє помітити значні зміни в усіх показниках радіаційного режиму протягом року. Так, пряма радіація на перпендикулярну поверхню в січні становить тільки 124 МДж/м^2, а в липні вона перевищує 580 МДж/м^2. Зіставлення максимальних і мінімальних її значень протягом року також підкреслює наявність значних змін в режимі прямої сонячної радіації за рік. Для сумарної радіації Q ці перепади в її величинах упродовж року ще більш помітні.

Показником часової мінливості S і Q протягом усього періоду дослідження є середній квадратичний відхил σ_x і коефіцієнт мінливості C_v, аналіз яких дозволяє стверджувати, що як пряма сонячна радіація, так і сумарна більш мінливі в часі в холодний період: коефіцієнт мінливості C_v для сумарної радіації взимку складає 0,14 – 0,18, а для прямої радіації він коливається від 0,32 до 0,40. Влітку ці показники радіаційного режиму більш стабільні. Так, коефіцієнт мінливості C_v для сумарної радіації не перевищує 0,10, для прямої – 0,15. Більша стабільність сумарної радіації з року в рік пояснюється тим, що мінливість прямої і розсіяної радіації має різні знаки: як правило, всяке збільшення сум S супроводжується зменшенням розсіяної радіації і навпаки.

Важливими оцінками статистичного розподілу випадкових величин є основні третій і четвертий моменти, які дозволяють визначити коефіцієнти асиметрії As і ексцесу E і встановити ступінь відмінності даного розподілу від нормального.

Для статистичного розподілу як сумарної радіації Q, так і прямої сонячної радіації на перпендикулярну поверхню S характерно від'ємне значення коефіцієнта ексцесу E, що ще раз підкреслює їх значну мінливість. В значеннях коефіцієнта асиметрії рядів Q і S є помітні розбіжності. Якщо для прямої радіації на перпендикулярну поверхню характерно додатне його значення в усі місяці року, з коливанням від 0,26 в січні до 1,55 – в жовтні, що свідчить про помітне відхилення їх статистичного розподілу від нормального, то в рядах Q такої закономірності не спостерігаємо: значення коефіцієнта асиметрії As коливаються від додатних до від'ємних в значних межах за абсолютною величиною. І тільки в липні розподіл наближається до симетричного.

На фоні загальних змін, які відбуваються в температурному режимі нашої планети, досліджуються зміни усіх кліматичних параметрів і на регіональному рівні. Безумовно, що в цьому плані для оцінки теперішніх і майбутніх можливостей використання геліоресурсів в нашому регіоні інтерес являє також дослідження змін показників радіаційного режиму протягом останнього часу.

На жаль, аналіз їх часового розподілу утруднено, бо з різних причин відсутні довгі ряди даних актинометричних спостережень, що майже виключає можливість вивчення динаміки цих змін.

Таблиця 3.23. Основні статистичні характеристики місячних сум сумарної і прямої сонячної радіації на перпендикулярну поверхню

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Сумарна радіація *Q,(МДж/м²)*												
$X_{сер}$	109,0	154,0	271	439,7	580,4	693,0	663,4	606,8	414,3	254,5	122	80,4
X_{min}	74,8	110,1	170,8	341,5	507,2	574,7	580,8	498,9	367,0	215,9	62,1	60,1
X_{max}	142,9	224,2	365,8	547,9	723,2	725,6	743,9	668,0	510,4	352,5	169,7	113,5
σ_x	17,0	28,3	45,0	60,7	59,8	54,8	44,13	55,2	39,8	31,6	28,0	11,2
C_v,%	0,16	0,18	0,17	0,14	0,1	0,08	0,07	0,09	0,1	0,12	0,23	0,14
As	-0,26	0,52	0,24	-0,27	1,29	-1,43	-0,02	-1,26	1,0	1,51	-0,52	0,73
E	-1,22	-0,74	-0,56	-1,26	-0,44	-0,44	-1,07	-0,77	-1,37	0,96	-1,0	0,1
Пряма сонячна радіація на перпендикулярну поверхню *S,(МДж/м²)*												
$X_{сер}$	123,9	123,6	215,6	334,8	502,0	576,3	582,6	576,2	474,8	298,4	133,0	91,8
X_{min}	52,2	41,4	79,1	179,9	323,0	407,5	427,8	419,8	331,8	200,6	29,7	35,1
X_{max}	195,5	303,2	398,6	556,3	752,6	716,9	733,1	779,7	667,8	588,0	261,1	191,5
σ_x	40,0	39,2	68,5	87,5	111,5	87,8	81,8	85,7	85,5	63,8	53,2	34,4
C_v %	0,32	0,32	0,32	0,26	0,22	0,15	0,14	0,15	0,18	0,21	0,4	0,37
As	0,26	0,45	0,29	1,17	0,53	0,35	0,17	0,28	0,4	1,55	0,53	0,72
E	-1,21	-0,73	-1,05	0,40	-0,86	-1,20	-1,05	-0,82	-0,83	1,24	-0,57	0,05

Тому попередньо до рішення цього питання зроблена спроба доступними методами відбудувати відсутні дані і збільшити таким чином вихідні ряди. Найбільш поширений метод, який використовується в такому випадку, це - кореляційний метод, в основу якого покладено досить тісні зв'язки між різними показниками радіаційного режиму.

Ясна річ, що пряма залежність існує між режимом прямої і сумарної радіації, з одного боку, і тривалістю сонячного сяйва (ТСС) з другого, що було підтверджено відповідними кореляційними графіками. Це дало можливість для з'ясування тісноти зв'язку між ними використовувати коефіцієнт кореляції r_{xy}.

Маючи в своєму розпорядженні дані прямої і сумарної радіації по станції Одеса, обсерваторія за період з 1961–1986 рр., а також дані з ТСС центральних місяців сезонів за період з 1951–1990 рр., в роботі зроблена спроба на основі кореляційної залежності між ними відбудувати для цих місяців часові ряди характеристик радіаційного режиму обсягом в 40 років.

Для всіх місяців, що досліджувалися, коефіцієнт кореляції r_{xy} визнано статистично значущим, навіть для жовтня, коли його величина становила

0,58 і 0,35 відповідно для *Q* і *S.* В цьому випадку $t_{кр}$= 2,02 було перевищено ($t_ф$= 3,1 – 2,9), що дало змогу відхилити основну гіпотезу про його статистичну незначущість. Рівняння регресії і значення коефіцієнта кореляції r_{xy} наведені в табл. 3.24.

Таблиця 3.24. Рівняння лінійної регресії

Місяць	Q	r_{xy}	S	r_{xy}
Січень	Y=0,54x+60,1	0,83	Y=1,4x+14,4	0,84
Квітень	Y=1,31x+192,	0,94	Y=2,0x-22,7	0,89
Липень	Y=1,2x+306,2	0,84	Y=2,32x-135,6	0,79
Жовтень	Y=0,57x+169,4	0,58	Y=0,84x+161,7	0,35

Побудовані (з урахуванням відбудованих рядів прямої сонячної радіації на перпендикулярну поверхню S і сумарної радіації Q) графіки їх часового розподілу дозволили з'ясувати характер часових змін цих характеристик за 40 – річний період (рис. 3.61).

Так, в *січні* відзначаємо значну часову зміну як в рядах ТСС, так *S* і *Q*: помітне збільшення *S,* порівняно з нормою, спостерігається в періоди 1961 – 1966, 1970 – 1974, 1976 – 1979, 1981 – 1983 рр., тривалість яких, в середньому, становить 3 роки. Майже такою ж тривалістю характеризувались періоди зі зниженими значеннями S, які припадали на роки 1966 – 1969, 1973 – 1976, 1979 – 1981 рр. Після 1983 року спостерігається помітне зниження *S*, і лише в кінці 80-х років знову намітилась тенденція її збільшення. Більш стійким характером розподілу відрізнявся період з 1951 по 1960 роки, при загальному зниженому фоні в надходженні прямої сонячної радіації порівняно з нормою.

Аналогічний характер розподілу в часових рядах сумарної радіації *Q*. У *липні* всі характеристики радіаційного режиму відрізняються значно більшою стабільністю при загальному зменшенні їх місячних сум після 1970 року.

Побудовані за ковзними 10-ти річними середніми значеннями графіки часового розподілу *S* і *Q* (рис. 3.61) дають можливість підтвердити наявність періодів з підвищеними і зниженими їх величинами і намітити тенденцію їх зміни в часі.

Так, в січні, до 1975 року має місце тенденція їх зростання, після чого до кінця періоду спостереження вони зменшуються. Така ж тенденція спостерігається і в квітні, однак, зменшення місячних сум починається вже після 1965 року.

В липні і жовтні характер змін більш складний. Так, в липні спостерігається безперервне їх зменшення до 1975 року, після чого намітилась тенденція їх збільшення, але на фоні значень. нижчих від норми.

В жовтні спостерігаються деякі коливання місячних величин *S* і *Q* з їх підвищенням до 1965 року, зменшення до 1975 року, з подальшим їх підвищенням до 90-х років.

Загальну тенденцію цих змін ілюструє табл. 3.25, в якій наведені різниці між багаторічними середніми місячними сумами *S* і *Q*, визначеними до і після 1960 року. Вони вказують на те, що в цілому за рік зменшення прямої на перпендикулярну поверхню і сумарної радіації становить відповідно 261 і 196 МДж/м^2. При цьому, більш помітні ці зменшення в тепле півріччя.

Можливо, це зумовлено збільшенням хмарності в тепле півріччя, що ілюструють наведені в таблиці 3 різниці між середнім балом хмарності за подальші і попередні періоди (Δn) відносно 1960 року.

Спроба виявити тренд в характері зміни за допомогою кількісних показників, а саме, за допомогою рівняння лінійної регресії між вихідними величинами з одного боку і значеннями років з іншої, не завершилась успіхом, тому що коефіцієнт кореляції виявився статистично незначущим, що не дозволило побудувати рівняння регресії і виявити трендову складову процесу. Однак від'ємні значення коефіцієнта кореляції підтверджують встановлені закономірності в часовому розподілі характеристик сонячної радіації – відзначається тенденція їх зниження.

Таблиця 3.25. Різниця між багаторічними середніми місячними значеннями S, Q і хмарності, отриманими за різні періоди осереднення (МДж/м^2)

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Річна
Q_1	117	168	339	507	675	725	758	641	649	285	126	101	4911
Q_2	114	160	306	465	631	698	712	623	452	282	118	89	4650
ΔQ	**-3**	**-8**	**-33**	**-42**	**-44**	**-27**	**-46**	**-18**	**-17**	**-3**	**-8**	**-12**	**-261**
S_1	117	151	302	444	616	687	775	696	557	335	138	105	4923
S_2	95	153	281	428	591	663	725	656	572	323	137	103	4727
ΔS	**-22**	**2**	**-21**	**-16**	**-25**	**-24**	**-50**	**-40**	**15**	**-12**	**-1**	**-2**	**-196**
Δn	**0,2**	**0,2**	**0,1**	**0,3**	**0,0**	**0,3**	**0,8**	**0,2**	**0,3**	**0,4**	**0,3**	**0,3**	

Тут S_1 і Q_1 – дані [45], S_2 і Q_2 – дані [38], Δn – різниця між багаторічним середнім балом хмарності. Наведені результати слід приймати до уваги при плануванні заходів щодо використання енергії Сонця з прикладною метою.

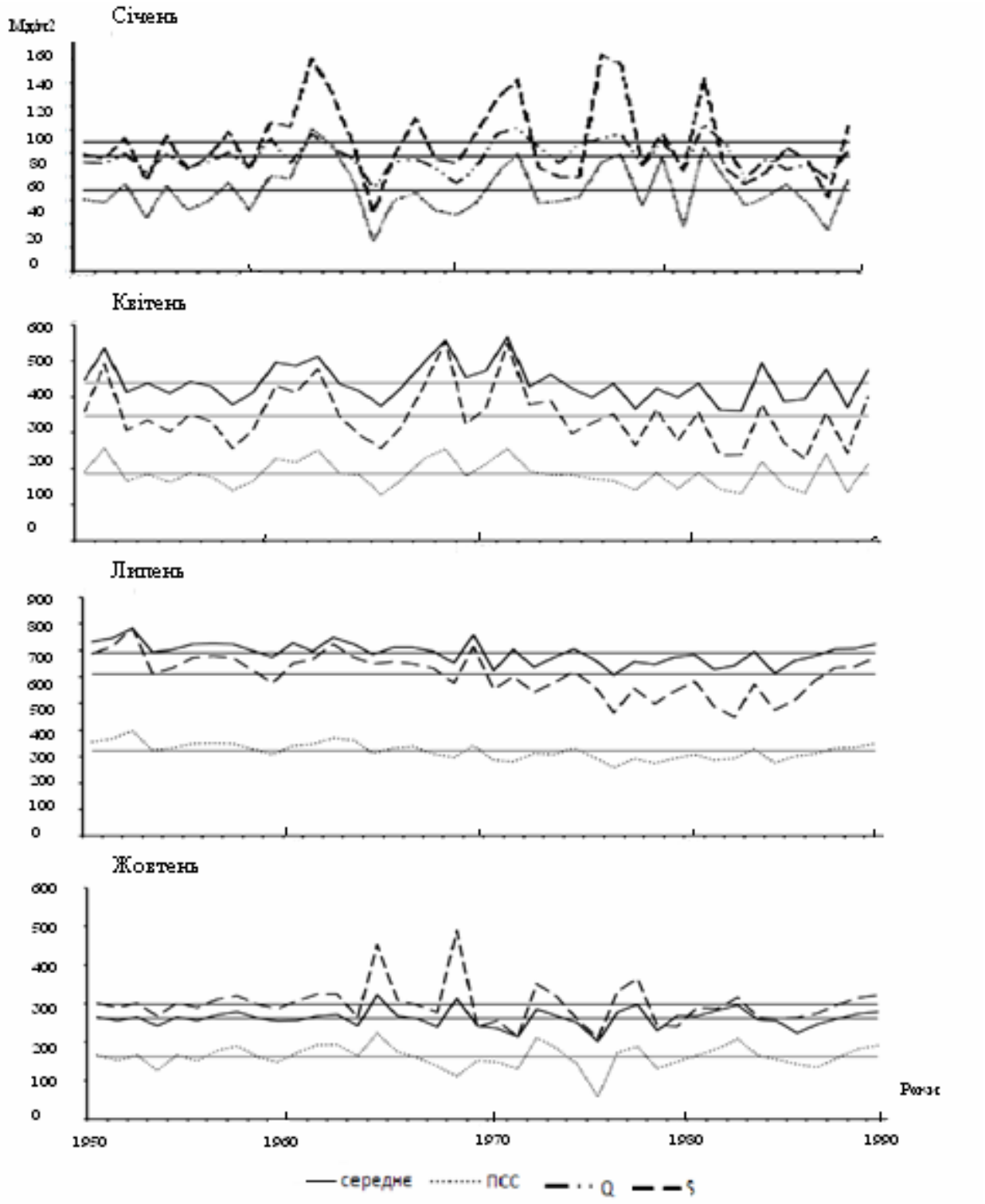


Рис.3.61. Часовий хід характеристик радіаційного режиму

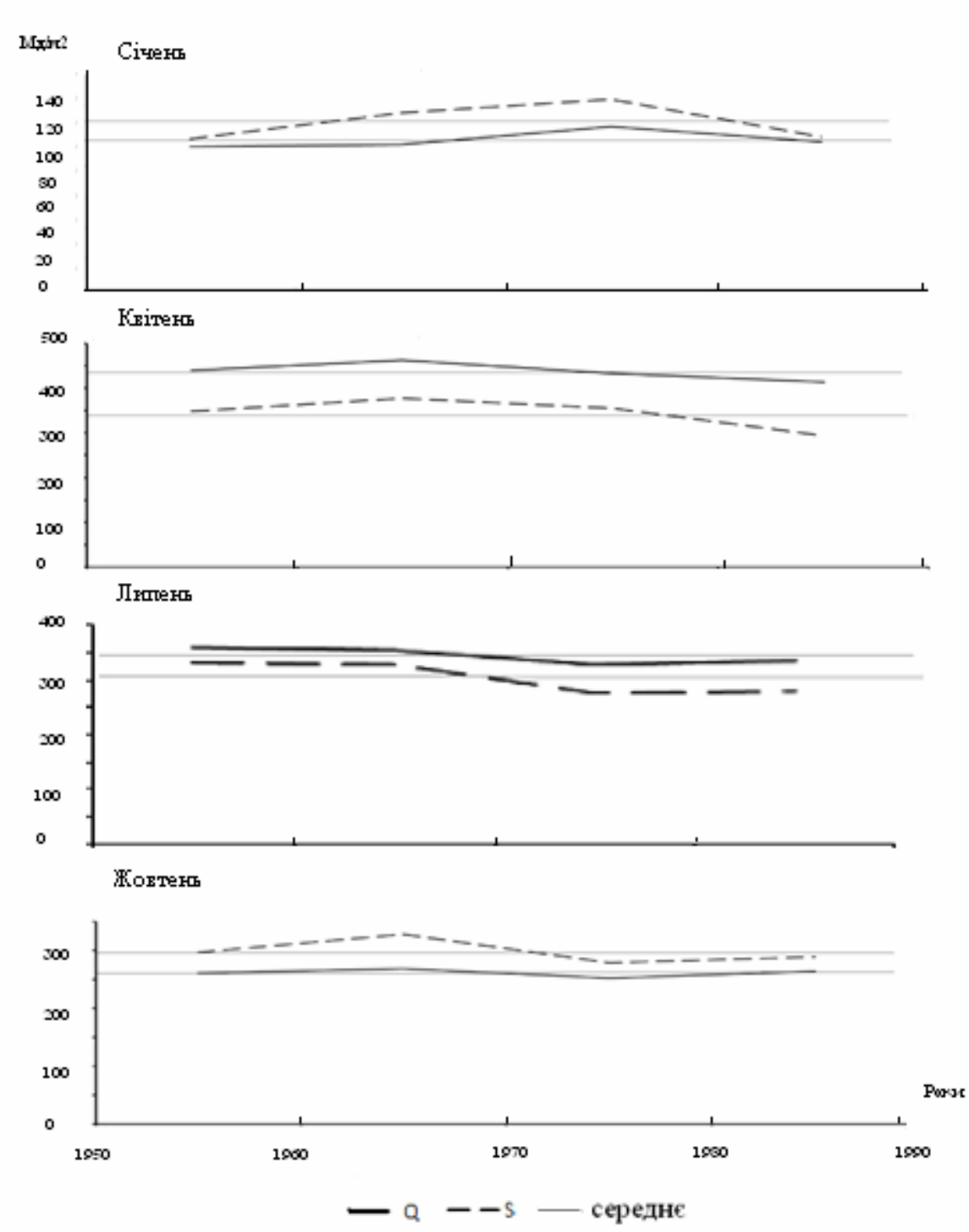


Рис. 3.62. Згладжений за десятирічними ковзними середніми часовий хід характеристик радіаційного режиму

3.2.9. Добові і годинні суми прямої сонячної радіації на перпендикулярну поверхню

Усі регіони України, розташовані на південь від 50° північної широти, практично придатні для широкомасштабного використання сонячної енергії за допомогою різних геліосистем. Для визначення економічної доцільності використання таких систем і вибору найбільш ефективних з них в місті Одеса і на території Одеської області буде потрібно детальне дослідження, перш за все, режиму добових і годинних сум прямої сонячної радіації.

Як встановлено рядом дослідників, деякі геліоустановки (наприклад, параболоїдна установка ГУ - 10) для одержання кип'ятку та водяної пари працюють рентабельно, якщо Сонце світить безперервно 4-5 годин. За цей час надходить, в середньому, близько 13–14 МДж/м^2 прямої сонячної енергії на 1 м^2 дзеркала геліоустановки. Таким чином, ця установка може ефективно працювати при добових сумах прямої радіації на перпендикулярну поверхню S понад 16 МДж/м^2 [15, 21].

Наведені в таблиці 3.26 повторюваності добових величин прямої сонячної радіації на перпендикулярну поверхню різної величини за даними 26-річного періоду (1961-1986 рр). дають уявлення про можливі сприятливі і несприятливі ситуації для роботи геліоустановок. На її основі побудована табл. 3.27, дані якої дозволяють оцінити забезпеченість добових сум радіації вище вказаної межі.

Встановлено, що навіть в зимові місяці мають місце дні, коли добові суми S перевищують 16 МДж/м^2, але ймовірність їх незначна. Так, в січні – лютому вона складає 5,4 – 9,5 %, тобто приблизно 2 –3 рази в ці місяці спостерігаються дні зі значним надходженням прямої радіації на перпендикулярну поверхню. Можливі випадки з добовими сумами *S* вище 18 і 20 МДж/м^2.

В період, коли в середньому за місяць багаторічна добова сума S сягає і перевищує 16 МДж/м^2 , а саме, з травня по вересень (табл. 3.26), в кожному з цих місяців повторюваність днів з добовими сумами вище даної межі складає 50 % і більше; в черні, липні і вересні в половині днів кожного місяця добова сума перевищує навіть 20 МДж/м^2, а майже в третині днів червня і липня вона може бути вищою за 26 МДж/м^2 (табл. 3.27).

Співставлення даних, отриманих в нашій роботі, з тими, що наведені в [15] для м. Одеса на основі періоду з 1938 по 1964 роки, ще раз підтверджують висновок про те, що спостерігається зменшення в режимі надходження сонячної енергії: повторюваність малих добових сум радіації помітно збільшилась, а великих – зменшилась.

Таблиця 3.26. Повторюваність (%) добових величин прямої сонячної радіації на перпендикулярну поверхню

	Добові величини радіації (МДж/м^2)																				Багаторічна середня добова Σ
Місяць	0-2	2-4	4-6	6-8	8-10	10-12	12-14	14-16	16-18	18-20	20-22	22-24	24-26	26-28	28-30	30-32	32-34	34-36	36-38	38-40	40-42	
I	57,3	7,2	6,7	5,4	5,0	4,7	4,3	3,8	2,8	1,5	0,4	0,4	0,3									4,37
II	56,9	7,2	5,5	4,5	4,2	4,0	4,5	3,2	3,4	2,1	1,3	1,3	0,6	0,8	0,2							5,03
III	44,8	7,1	4,3	6,2	4,4	4,2	4,8	2,7	4,3	4,7	4,7	3,5	3,2	1,6	1,6	1,1	0,8	0,1				7,85
IV	26,5	7,2	5,4	5,4	4,0	5,4	5,3	4,6	4,6	5,1	5,8	4,3	4,7	3,6	3,3	1,5	1,5	0,4	0,3	0,1		12,68
V	11,2	3,4	5,4	6,2	5,4	5,8	5,0	4,8	4,3	5,4	5,3	4,9	5,7	6,3	6,6	4,9	2,7	1,4	0,9			16,28
VI	6,1	2,5	3,9	5,2	4,1	4,2	5,0	5,0	7,4	6,7	5,2	5,8	8,5	8,9	7,7	4,7	4,4	2,5	1,5	0,5	0,1	20,0
VII	5,8	3,4	3,0	3,0	3,8	4,8	7,5	6,0	5,4	6,3	9,7	7,9	8,6	8,2	6,6	4,6	3,1	1,6	1,1	0,1		19,84
VIII	6,2	2,3	3,0	2,3	3,6	3,9	6,2	5,1	9,7	11,3	8,3	9,7	7,4	8,6	5,8	3,0	2,6	0,5	0,1	0,3		18,82
IX	10,6	3,9	3,9	4,6	3,9	5,1	7,2	5,1	8,6	8,3	9,1	7,8	4,9	7,5	3,3	1,4	1,0	0,4	0,3			15,8
X	23,4	8,6	7,2	5,9	5,3	5,8	5,6	6,3	5,5	7,9	6,2	5,2	0,3	1,3	0,3							10,76
XI	55,6	8,9	5,8	4,6	4,6	5,7	5,1	4,0	2,5	1,7	0,3	0,7			0,1							4,13
XII	57,8	8,3	6,7	3,9	4,1	3,4	3,4	3,1	10,3	0,6												2,93

Таблиця 3.27. Забезпеченість (%) добових сум прямої сонячної радіації на перпендикулярну поверхню більше заданої величини

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
>16	5,4	9,7	25,6	35,2	48,4	63,1	63,1	68,5	55,1	31,3	5,6	10,9
>20	1,1	4,2	16,6	25,5	38,7	49,0	51,4	47,5	38,2	17,9	1,4	
>26		1,0	5,2	10,7	22,8	30,3	25,3	20,9	13,9	1,6		
>30		2,0	3,8	9,9	13,7	10,5	6,5	3,1				

Відповідно до критерію Б.П. Вейнберга [32], сонячна радіація може вважатися «технічно прийнятною» з того моменту, коли її інтенсивність (*S*) досягає 0,42 кВт/м^2, тобто годинна сума прямої сонячної радіації на перпендикулярну поверхню повинна перевищувати 1,5 МДж/м^2. Така інтенсивність при середній умові прозорості атмосфери в помірних широтах спостерігається при висоті Сонця не нижче 10º, тобто, через 1 – 1,5 години після сходу і до заходу Сонця.

Наведені в таблиці 3.28 багаторічні годинні суми прямої сонячної радіації на перпендикулярну поверхню при середній хмарності дозволяють стверджувати, що такі умови в місті Одеса майже відсутні в період з жовтня по березень, і тільки в квітні, в години, близькі до полудня, така можливість з'являється.

В період з травня по вересень радіаційні умови в нашому регіоні сприятливі для ефективної роботи геліосистем: добові суми перевищують 16 МДж/м^2, а годинні суми значну частину доби перевищують 1,5 МДж/м^2.

Якщо розглядати пряму сонячну радіацію при безхмарному небі, тобто максимально можливу (табл.3.29), то напрошується висновок, що умови для ефективної роботи геліосистем не виключені і в місяці холодного періоду: в цьому випадку період з годинними значеннями S > 1,5 МДж/м^2 поширюється на весь рік. Навіть в січні протягом 6 годин, тобто майже впродовж всієї світлої частини доби, можливі сприятливі умови роботи геліосистем. З урахуванням наведених даних зроблена спроба оцінити в середньому місячну тривалість роботи геліоустановок при безхмарному небі й в реальних умовах хмарності (табл. 3.30).

Таблиця 3.30. Тривалість роботи геліоустановок (год)

Стан неба	Місяць											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Безхмарний	186	224	310	300	372	360	372	372	300	248	180	186
Середньо хмарний				60	248	300	310	279	240			

Таблиця 3.28. Годинні суми прямої сонячної радіації (МДж/м^2) на нормальну до променів поверхню при середніх умовах хмарності, Одеса

Місяць	За годинний інтервал (істинний сонячний час)																	
	3-4	4-5	5-6	6-7	7-8	8-9	9-10	10-11	11-12	12-13	13-14	14-15	15-16	16-17	17-18	18-19	19-20	20-21
I					0,01	0,21	0,43	0,55	0,64	0,64	0,64	0,51	0,30	0,04				
II				0,01	0,13	0,38	0,60	0,73	0,77	0,77	0,73	0,64	0,47	0,21	0,02			
III				0,13	0,47	0,73	0,94	1,07	1,07	1,11	1,07	0,94	0,81	0,55	0,17			
IV			0,13	0,60	0,98	1,24	1,41	**1,49**	**1,54**	**1,49**	1,41	1,32	1,51	0,90	0,51	0,09		
V		0,04	0,47	0,98	1,36	**1,58**	**1,75**	**1,83**	**1,83**	**1,83**	**1,75**	**1,66**	**1,49**	1,24	0,90	0,34	0,02	
VI		0,17	0,73	1,24	**1,58**	**1,83**	**1,96**	**2,05**	**2,05**	**2,00**	**1,88**	**1,79**	**1,62**	**1,41**	1,07	0,55	0,13	
VII		0,09	0,73	1,28	**1,71**	**1,96**	**2,18**	**2,22**	**2,22**	**2,13**	**2,05**	**1,88**	**1,71**	**1,45**	1,15	0,55	0,09	
VIII		0,00	0,34	1,02	**1,54**	**1,82**	**2,05**	**2,18**	**2,18**	**2,09**	**2,00**	**1,83**	**1,62**	1,32	0,90	0,26	0,00	
IX			0,04	0,60	1,24	**1,62**	**1,88**	**1,96**	**2,05**	**2,00**	**1,88**	**1,75**	**1,45**	1,11	0,47	0,02		
X				0,09	0,55	0,90	1,15	1,24	1,32	1,32	1,28	1,15	0,90	0,47	0,04			
XI					0,10	0,38	0,51	0,64	0,68	0,68	0,64	0,55	0,34	0,06				
XII					0,00	0,17	0,38	0,47	0,55	0,55	0,55	0,43	0,21	0,00				

Таблиця 3.29. Годинні суми прямої сонячної радіації (МДж/м^2) на нормальну до променів поверхню при безхмарному небі, Одеса

Місяць	За годинний інтервал (істинний сонячний час)																
	3-4	4-5	5-6	6-7	7-8	8-9	9-10	10-11	11-12	12-13	13-14	14-15	15-16	16-17	17-18	18-19	19-20	20-21
I					0,21	1,30	**2,12**	**2,40**	**2,50**	**2,50**	**2,40**	**2,12**	1,30	0,21				
II				0,03	1,05	**2,00**	**2,50**	**2,71**	**2,81**	**2,81**	**2,71**	**2,50**	**2,00**	1,05	0,03			
III				0,64	**1,72**	**2,30**	**2,58**	**2,79**	**2,91**	**2,91**	**2,79**	**2,63**	**2,35**	**1,72**	0,64			
IV			0,40	1,38	**2,04**	**2,45**	**2,68**	**2,86**	**2,94**	**2,94**	**2,89**	**2,73**	**2,53**	**2,04**	1,38	0,40		
V		0,12	0,92	**1,71**	2,25	**2,56**	**2,76**	**2,86**	**2,91**	**2,91**	**2,89**	**2,79**	**2,58**	**2,20**	**1,69**	0,90	0,12	
VI		0,36	1,20	**1,87**	**2,28**	**2,56**	**2,71**	**2,81**	**2,86**	**2,86**	**2,81**	**2,71**	**2,56**	**2,28**	**1,87**	1,20	0,36	
VII		0,21	1,00	**1,82**	**2,24**	**2,45**	**2,61**	**2,73**	**2,76**	**2,76**	**2,73**	**2,61**	**2,45**	**2,24**	**1,82**	1,00	0,21	
VIII		0,02	0,69	**1,51**	**2,02**	**2,35**	**2,58**	**273**	**2,79**	**2,79**	**2,73**	**2,58**	**2,35**	**2,02**	**1,51**	0,69	0,02	
IX			0,06	1,00	**1,76**	**2,25**	**2,53**	**2,68**	**2,76**	**2,76**	**2,68**	**2,56**	**2,28**	**1,76**	1,00	0,06		
X				0,28	1,36	**2,15**	**2,53**	**2,68**	**2,73**	**2,73**	**2,68**	**2,53**	**2,15**	1,36	0,28			
XI					0,35	1,41	**2,15**	**2,48**	**2,61**	**2,61**	**2,48**	**2,15**	1,41	0,35				
XII					0,06	0,95	**1,84**	**2,28**	**2,43**	**2,43**	**2,28**	**1,84**	0,95	0,06				

Відомості про можливу (при безхмарному небі) місячну тривалість роботи геліосистем свідчать про те, що на широті Одеси вони можуть експлуатуватись протягом року. Так, навіть взимку ця тривалість досягає 186 годин, підвищуючись до 372 годин в липні – серпні. Але в реальних умовах хмарності в багаторічному розрізі сприятливим для експлуатації геліосистем є період з квітня по вересень, а тривалість їх роботи в ці місяці коливається в значних межах: від 60 годин в квітні до 300-310 в червні – липні

3.2.10. Прикладні аспекти використання сонячної радіації

Існують різні прикладні аспекти використання сонячної енергії. Проблему використання її у будівельній практиці розглядають стосовно двох основних напрямків: оцінка теплового режиму будівель і режиму освітленості, що вона створює [22, 41, 42, 43]. Виходячи з цих оцінок і вимог, яким повинні відповідати будинки для комфортних умов праці і відпочинку людини в них, приймаються різні архітектурно-планувальні рішення (передбачається спорудження світлозахисних пристроїв, визначається орієнтація житлових кімнат, спалень, кухонь, розраховується потужність систем опалення і вентиляції та ін.). Це дозволяє знизити енергоспоживання будинків і зробити внесок в економію паливно-енергетичних ресурсів.

В даному розділі наведено результати розрахунку кількісних характеристик радіаційного режиму в місті Одеса, які використовуються для потреб будівельної галузі. Насамперед, це визначення часу опромінювання стін будівель різної орієнтації прямою сонячною радіацією, встановлення кількості радіації, яку вони отримують, і оцінка теплового ефекту, який створює пряма і сумарна радіація в тепловому режимі будівель.

Відомо, що безпосередньо вимір характеристик радіаційного режиму на вертикальні поверхні, тобто на стіни будівель, в наш час не проводиться. В ГГО під керівництвом З.І. Пивоварової [41-43] була розроблена методика визначення прямої і сумарної радіації, що надходить на вертикальні і нахилені поверхні різної орієнтації. Нижче розглядаються багаторічні радіаційні умови тільки стін будівель, тобто вертикальних поверхонь.

Згідно даного методу, сумарна радіація Q_B, що надходить на незатінену вертикальну поверхню (стіну) в одиницю часу, складається з прямої радіації S_B на вертикальну поверхню, а також розсіяної D і відбитої R, яку враховують як половину від тієї, що виміряна на станції (в припущенні ізотропності розподілу цих видів радіації),

$$Q_B = S_B + D/2 + R/2\,. \qquad (3.13)$$

Для розрахунку прямої сонячної радіації S_B на вертикальну поверхню З.І. Пивоварова [42] запропонувала кілька методів: прямий, непрямий і спрощений. Перший з них потребує годинні дані про пряму сонячну радіацію на перпендикулярну поверхню, які не завжди бувають в розпорядженні дослідника. Тому частіше використовується непрямий метод її розрахунку, в основу якого покладено встановлене З.І. Півоваровою співвідношення між місячними значеннями прямої сонячної радіації на вертикальну і горизонтальну поверхні. Це співвідношення визначається коефіцієнтом K_S

$$K_S = S_B / S', \tag{3.14}$$

$$S_B = K_S \times S'. \tag{3.15}$$

У цьому способі суттєво те, що використана для розрахунку відносна величина радіації значно менше залежить від хмарності і прозорості атмосфери, ніж абсолютна. З факторів, що впливають на коефіцієнт K_S, залишається в основному широта місця φ [41, 42].

Для з'ясування періоду часу, протягом якого стіни, а звідсіль і приміщення, орієнтовані на різні частини горизонту, отримують ультрафіолетову радіацію, було встановлено початок, кінець і тривалість періоду опромінювання різних стін будівель прямою сонячною радіацією з врахуванням азимута Сонця [5] і азимута нормалі до стіни для широти Одеси. Встановлено, що найбільш тривало в усі пори року опромінюється південна стіна; північна стіна опромінюється тільки в період від дня весняного до дня осіннього рівнодення (табл.3.31).

Таблиця 3.31. Початок, кінець і тривалість періоду опромінення (год, хв) стін різної орієнтації

Місяць		Орієнтація стін							
		Північ	Півн. сх	Схід	Півд. сх.	Південь	Півд. зах.	Захід	Півн. Зах
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
І	Початок	-	7.40	7.40	7.40	7.40	8.50	11.54	15.25
	Кінець	-	8.50	11.54	15.25	16.38	16.38	16.38	16.38
	Тривалість	-	1.10	4.14	8.05	8.58	7.48	4.44	1.13
ІІ	Початок	-	7.04	7.04	7.04	7.04	9.14	11.50	15.14
	Кінець	-	9.14	11.50	15.14	17.24	17.24	17.24	17.24
	Тривалість	-	2.10	4.46	8.10	10.20	8.10	5.34	2.10
ІІІ	Початок	-	6.15	6.15	6.15	6.15	9.32	11.52	14.45
	Кінець	-	9.32	11.52	14.45	18.03	18.03	18.03	18.03
	Тривалість	-	3.17	5.37	8.30	11.48	8.31	6.11	3.18
1У	Початок	5.15; 17.35	5.15	5.15	5.15	6.28	9.47	12.00	14.15
	Кінець	6.28; 18.45	9.47	12.00	14.15	17.35	18.45	18.45	18.45
	Тривалість	2.23	4.32	6.45	9.00	11.07	8.58	6.45	4.30

Продовження таблиці 3.31

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
V	Початок	4.27; 16.55	4.27	4.27	4.27	7.00	10.06	12.04	13.49
	Кінець	7.00; 19.25	10.06	12.04	13.49	16.55	19.25	19.25	19.25
	Тривалість	5.03	5.39	7.37	9.22	9.55	9.19	7.21	5.36
VI	Початок	4.07; 16.40	4.07	4.07	4.07	7.22	10.18	12.02	13.44
	Кінець	7.22; 19.53	10.18	12.02	13.44	16.40	19.53	19.53	19.53
	Тривалість	6.28	6.11	7.55	9.37	9.18	9.35	7.51	6.09
VII	Початок	4.22; 16.45	4.22	4.22	4.22	7.22	10.19	11.58	13.47
	Кінець	7.22; 19.50	10.19	11.58	13.47	16.45	19.50	19.50	19.50
	Тривалість	6.05	5.57	7.36	9.25	9.23	9.31	7.52	6.03
VIII	Початок	4.57; 17.22	4.57	4.57	4.57	6.45	10.00	11.58	14.10
	Кінець	6.45; 19.13	10.00	11.58	14.10	17.22	19.13	19.13	19.13
	Триваліст	3.39	5.03	7.01	9.13	10.37	9.13	7.15	5.03
IX	Початок	5.36; 17.50	5.36	5.36	5.36	6.00	9.43	12.05	14.22
	Кінець	6.00; 18.14	9.43	12.05	14.22	17.50	18.14	18.14	18.14
	Тривалість	0.48	4.07	6.29	8.46	11.50	8.31	6.09	3.52
X	Початок	-	6.16	6.16	6.16	6.16	8.55	12.08	14.39
	Кінець	-	8.55	12.08	14.39	17.16	17.16	17.16	17.16
	Тривалість	-	2.39	5.52	8.23	11.00	8.21	5.08	2.35
XI	Початок	-	7.01	7.01	7.01	7.01	8.40	12.09	14.55
	Кінець	-	8.40	12.09	14.55	16.27	16.27	16.27	16.27
	Тривалість	-	1.39	5.08	7.54	9.26	7.47	4.18	1.32
XII	Початок	-	7.36	7.36	7.36	7.36	8.32	12.04	15.20
	Кінець	-	8.32	12.04	15.20	16.14	16.14	16.14	16.14
	Тривалість	-	0.56	4.28	7.44	8.38	7.42	4.10	0.54

Для розрахунку S_B непрямим методом були визначені коефіцієнти K_S для широти Одеси [41, 42]. Вони наведені в таблиці 3.32. Їх аналіз дозволяє встановити, що в усі місяці року розглянуті вертикальні поверхні отримують тільки 2 – 50 % прямої сонячної радіації від тієї, що надходить на горизонтальну поверхню. І тільки на південну стіну в перехідні сезони і особливо в зимові місяці її надходить в 1,5 – 3,2 раза більше ніж на горизонтальну. Всі ці співвідношення визначені автором методики для середніх умов хмарності.

Таблиця 3.32. Значення коефіцієнта K_S для вертикальних поверхонь різної орієнтації на широті Одеси

Стіна	М і с я ц ь											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Північ				0,02	0,05	0,08	0,07	0,03				
Півн. схід	0,02	0,07	0,12	0,20	0,23	0,25	0,25	0,22	0,16	0,09	0,04	0,01
Схід	0,54	0,49	0,45	0,49	0,42	0,42	0,42	0,42	0,51	0,54		
Південь	2,85	1,85	1,12	0,64	0,37	0,27	0,32	0,51	0,87	1,53	2,40	3,20
Захід	0,70	0,58	0,55	0,42	0,35	0,37	0,37	0,42	0,46	0,53		
Півн. захід	0,01	0,07	0,12	0,18	0,21	0,23	0,23	0,19	0,15	0,08	0,04	0,01

Але, як показали дослідження М.А. Гольцберг у Білорусії і В. Беєр у Німеччині, вони зберігаються і в умовах безхмарного неба, що дозволяє оцінити гранично можливі суми потоку сонячної радіації на стіни будинків. Зазначимо, що цей метод розрахунку S_B ґрунтується на місячних сумах прямої сонячної радіації на горизонтальну поверхню, що дозволяє одержати місячну суму радіації, яка надходить на стіни будівель (табл.3.33).

Дані табл. 3.33 свідчать про те, що в найбільш сприятливих умовах в усі пори року знаходиться південна стіна: в холодний період вона отримує найбільшу, а в теплий - найменшу в порівнянні з іншими стінами кількість сонячної радіації, що сприяє додатковому надходженню тепла до приміщень і виключає умови їх перегріву у відповідні пори року.

Найбільш несприятливі умови опромінювання північної стіни: в теплу пору року вона найменше освітлюється, а в холодну не освітлюється зовсім.

Таблиця 3.33. Пряма сонячна радіація на стіни будівель (МДж/м^2) різної орієнтації

Стіна	М і с я ц ь											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Північ	0	0	0	4,4	17,6	32,0	28,6	11,2	0	0	0	0
Пн. сх.	0,7	3,8	15,0	43,8	81,0	100,0	102,3	82,1	43,2	12,5	1,7	0,2
Схід	20,0	26,5	56,3	107,3	147,8	168,0	171,8	156,7	137,7	75,2	0	0
Південь	105,5	99,9	140,0	140,2	130,2	108,0	130,9	190,2	234,9	212,7	100,8	70,4
Захід	25,9	31,3	68,8	92,0	123,2	148,0	151,3	156,7	124,2	73,7	0	0
Пн.зах	0,4	3,8	15,0	39,4	73,9	92,0	94,1	70,9	40,5	11,1	1,7	0,2

Наведений на рисунку 3.63 характер розподілу прямої сонячної радіації для деяких стін протягом року вказує на своєрідність цього розподілу для південної стіни. Так, для більшості стін він співпадає з

річним розподілом радіації на горизонтальну поверхню, тобто максимум припадає на літні місяці, а мінімум на зимові. Для південної стіни завдяки сприятливому поєднанню режиму хмарності, ще близькому до літнього типу, і астрономічному фактору (висота Сонця і тривалість дня) південна стіна максимальну кількість прямої сонячної радіації отримує в вересні – жовтні. Другий, значно менший максимум припадає на весняний період. Мінімум в літній період пов'язаний з астрономічним фактором: при значній висоті Сонця його промені майже ковзнуть вздовж стіни.

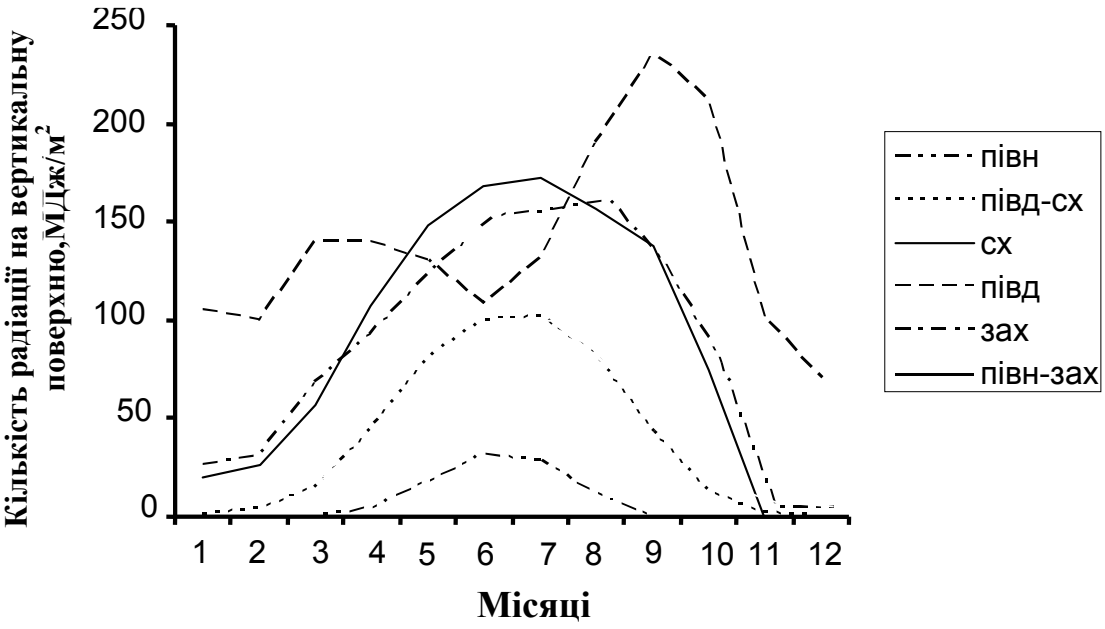


Рис. 3.63. Річний розподіл прямої сонячної радіації, що надходить на вертикальні поверхні

Врахування сонячної радіації, що надходить на стіни будинків, дозволяє більш повно оцінити тепловий режим будівель і мікроклімат приміщень. Дійсно, під дією сонячної радіації стіни будівель нагріваються і навіть в холодний період року можуть мати додатну температуру. В ясні зимові дні при невеликій висоті Сонця на вертикальну поверхню надходить прямої сонячної радіації в декілька разів більше, ніж на горизонтальну.

Л.С. Гандіним і Л.Є. Анапольською [2] розроблена теорія стаціонарного теплового режиму будинків з урахуванням ряду метеорологічних факторів, у тому числі і променистого теплообміну. Формули теорії дозволяють визначити температури зовнішньої і внутрішньої поверхонь стіни, необхідні, наприклад, для теплотехнічних і інших потреб.

З.І. Пивоваровою [40, 41] зроблена спроба знайти зв'язок між сонячною радіацією, що надходить на стіни будинків, і температурою

зовнішньої поверхні стіни. Дійсно, поглинена пряма або сумарна сонячна радіація сприяє підвищенню температури зовнішньої стіни будівлі, що в свою чергу приводить до формування своєрідного температурного режиму в тонкому шарі повітря біля стіни. А це визначає ступінь тепловтрат будівлями.

Спостереження, які були проведені дослідниками цього питання в передвесняний період в північних і східних регіонах колишнього Радянського Союзу, дозволили з'ясувати, що температури поверхні стін, орієнтованих на південний схід, південь і південний захід, можуть бути на 15–20 °С вище температури повітря. В деяких районах, наприклад, у Сибіру і на Далекому Сході, взимку і навесні значна кількість ясних днів спричиняє щоденні відлиги поверхонь об'єктів. Співставлення спостережених і розрахункових температур показало, що вони співпадають з точністю до 2 – 3 °С.

В якості кількісної характеристики теплового впливу сонячної радіації пропонується еквівалентна температура t_e, розрахунок якої можна виконати за такою формулою

$$t_e = \frac{p Q_â}{a_n}, \qquad (3.16)$$

де $Q_в$ – сумарна (або пряма S_B) сонячна радіація на вертикальну поверхню; p – коефіцієнт поглинення сонячної радіації вертикальною поверхнею, який дорівнює (1-α); a_n – коефіцієнт теплообміну між зовнішньою поверхнею стіни і зовнішнім повітрям.

Згідно СНіП a_n = 0,084 МДж/(м^2·год °С).

Для врахування перегріву за рахунок сонячного опромінювання А.М. Шкловер ввів поняття сумарної (або умовної) температури повітря t_c:

$$t_c = t_ç + t_e, \qquad (3.17)$$

де $t_з$ – температура зовнішнього повітря; t_e – еквівалентна температура сонячного опромінення.

Дані таблиці 3.34, розраховані на основі місячних величин прямої сонячної радіації, яка надходить на різні стіни, вказують на те, що в шарі повітря біля південної стіни температура підвищується протягом доби в середньому на 3 °С (при α = 0,30), що взимку вдвічі більше, а влітку майже вдвічі менше ніж біля інших стін.

В більш несприятливих умовах влітку знаходяться східна і західна стіни, які за рахунок поглинання прямої сонячної радіації зазнають перегріву кожна години в середньому майже на 5-6 °С, а максимально можливого – на 10-15 °С. Але завдяки добовому ходу температури повітря цей дискомфорт більше відчуває західна стіна, температура повітря в тонкому шарі біля якої може значно перевищувати 30 °С.

Таблиця 3.34. Середня добова еквівалентна температура (°С) для стін різної орієнтації для відбивальної здатності *a*

Місяць	Північ	Північний схід	Схід	Південь	Захід	Північний захід
a = 0,30						
I			1,3	3,3	1,6	0,1
II		0,1	1,8	2,9	1,8	0,5
III		0,5	2,8	3,3	3,0	1,3
IV	0,6	1,4	4,6	3,5	4,0	2,6
V	0,9	2,4	5,4	3,7	4,6	3,7
VI	1,4	3,0	6,2	3,3	5,5	4,2
VII	1,3	3,0	6,3	3,8	5,4	4,2
VIII	0,9	2,4	6,0	4,9	5,9	3,8
IX	0,1	1,4	6,1	5,7	5,7	3,2
X		0,4	3,7	5,2	3,9	1,3
XI		0,06		3,0	-	0,4
XII				2,3	-	0,1
a = 0,70						
I		0,0	0,6	1,4	0,7	0,1
II		0,1	0,8	1,3	0,8	0,2
III		0,2	1,2	1,4	1,3	0,5
IV	0,2	0,6	2,0	1,5	1,7	1,1
V	0,4	1,0	2,3	1,6	2,0	1,6
VI	0,6	1,3	2,7	1,4	2,4	1,8
VII	0,6	1,3	2,7	1,6	2,3	1,8
VIII	0,4	1,0	2,6	2,1	2,5	1,6
IX		0,6	2,6	2,4	2,4	1,4
X		0,2	1,6	2,2	1,7	0,6
XI		0,1		1,3	-	0,2
XII		0,0		1,0	-	0,1

Регулюючи відбивальну здатність стін, можна суттєво корегувати вплив сонячної радіації.

Для більш детального аналізу впливу променистого опромінювання на тепловий режим будівель, а саме, визначення цього впливу в добовому розрізі, бажано погодинне дослідження надходження сонячної радіації на різні стіни будівель протягом усього періоду опромінювання.

Проведене дослідження показує, що:

– в найбільш сприятливих радіаційних умовах в місті Одеса знаходиться південна стіна: взимку вона отримує суттєву теплову добавку

до температури повітря в тонкому шарі біля стіни, що зменшує тепловитрати приміщень; влітку ж вона не зазнає значного, в порівнянні з іншими стінами, перегріву за рахунок сонячної радіації;

– стіни східної і західної орієнтації влітку знаходяться в більш несприятливих умовах, що потребує розробки додаткових заходів для охолодження приміщень.

3.2.11. Природна освітленість і ефективність її використання

Сонячна радіація – це не тільки джерело теплової енергії для всіх процесів на Земній кулі, але й невичерпне джерело природної освітленості [5]. Проблему її раціонального використання для освітлення можна розглядати як в екологічному, так і в економічному аспектах, тому що для його створення в темну частину доби треба використати значну кількість традиційних видів енергії, що інколи призводить до їх невиправданих витрат, з одного боку, і до подальшого забруднення атмосфери, з іншого.

Нижче наводяться результати оцінки ефективності використання природної освітленості, тобто світлої частини доби, в Україні із врахуванням різних систем відліку часу [19].

В існуючих системах вимірювання часу мають місце поняття*: місцевий час,* тобто середній сонячний час даного меридіана, і *поясний час,* тобто середній сонячний час центрального або серединного меридіана даного поясу. Міжнародна система поясного часу була введена в країнах Західної Європи в кінці дев'ятнадцятого століття, а в Росії – тільки з липня 1919 року.

З метою зменшення енергоспоживання та більш ефективного використання природної освітленості в подальшому було запропоновано *літній час*, який випереджує поясний на 1 годину. Вперше його введено в Англії в 1908 році. На території СРСР за декретом уряду на нього перейшли з липня 1930 року, але залишили на весь рік і назвали *декретним.* Цей час в другому годинному поясі був ближче до місцевого часу меридіана Москви і можливо тому він дістав назву *московського.*

З 1-го квітня 1981 року в СРСР почали вводити ще й літній час, тобто переводити стрілки годинників в літній період ще на одну годину вперед (*літній московський* час). Тому люди тут почали жити не за своїм поясним часом: взимку він випереджується на одну, а влітку – на дві години. Зрозуміло, що й мешканці України жили в цій системі вимірювання часу. Але у 1991 році в Україні відмовились від декретного часу і перейшли в систему поясного і літнього часу.

Якщо здійсняться плани російського уряду і, починаючи з 2011 року, не буде повернення до зимового часу, то мешканці Росії і влітку, і взимку будуть жити в часі, який відрізняється від поясного на 2 години.

Вся територія України (довгота її від 22° до 40° сх. д.) відповідно з поясною системою відліку часу розташована в другому годинному поясі. Серединним для нього є тридцятиградусний меридіан, практично меридіан Києва і Одеси. Тому можна сказати, що поясним для всієї території України фактично є місцевий час меридіана Києва і тому його прийнято називати *київським.* Саме ці терміни і будуть використовуватись в подальшому.

Для з'ясування того, як відхід від декретного часу позначився на ефективності використання природної освітленості, проведені деякі розрахунки. Для їх виконання запропоновано таке поняття, як *період активної діяльності людини* (ПАДЛ), тобто час від підйому до відбою. Розглянуто два його варіанти:

перший – період з 6 до 22 години, виходячи з того, що більшість підприємств, навчальних закладів і дитячих установ починають роботу з 8 годин ранку, а час на сон повинен становити теоретично 8 годин;

другий – цей період обмежується 7 і 23 годинами.

Для кількісної оцінки ефективності використання денної частини доби в умовах київського (тобто поясного), літнього київського і літнього московського часу прийнято деякий показник – *коефіцієнт ефективності* ($K=\tau_1/\tau$), який представляє собою відношення тривалості світлої частини періоду активної діяльності людини τ_1 до загальної тривалості дня τ (в %).

Графік розподілу протягом року часу сходу і заходу Сонця на широті Одеси (рис. 3.64) дозволяє судити про те, що зміни системи відліку часу, а саме, введення літнього київського (Л.к.) і літнього московського (Л.м.) часу, дають можливість продовжити світлу частину ПАДЛ за рахунок ранкових годин; до того ж це приводить до скорочення темної частини цього періоду [46]. З таблиці 3,35, де наведено значення коефіцієнта К для різних варіантів ПАДЛ, видно, що для 1-го варіанта ПАДЛ в усіх системах відліку часу має місце повне використання світлої частини доби тільки в холодну пору року, з жовтня по березень: в указані місяці світла частина ПАДЛ повністю поглинає світлу частину доби і K=100 %. В режимі ж літнього київського часу, що відповідає минулому декретному часу, цей період збільшується на 3 місяці (серпень – квітень). Але і тут не виключаються втрати природної освітленості, які в травні, червні і липні складають 5–6 %. І тільки в умовах літнього московського часу можна досягти 100 % використання світлої частини доби протягом усього року. Тобто відмова від декретного часу помітно знизила можливість використання природної освітленості навіть в холодне півріччя, а в літній сезон щомісячно перевитрати електроенергії на освітлення складають майже 2 доби.

Таблиця 3.35. Значення коефіцієнта *К* на широті Одеси (φ = 46,5°)

Система відліку часу	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
1-й варіант *ПАДЛ*												
Поясний	100	100	100	94	89	87	88	92	96	100	100	100
Л. к.	100	100	100	100	95	94	95	100	100	100	100	100
Л. м.	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
2-й варіант *ПАДЛ*												
Поясний	100	100	92	86	82	82	83	86	88	92	100	100
Л. к.	100	100	100	92	88	87	89	93	96	100	100	100
Л. м.	100	100	100	100	95	94	96	100	100	100	100	100

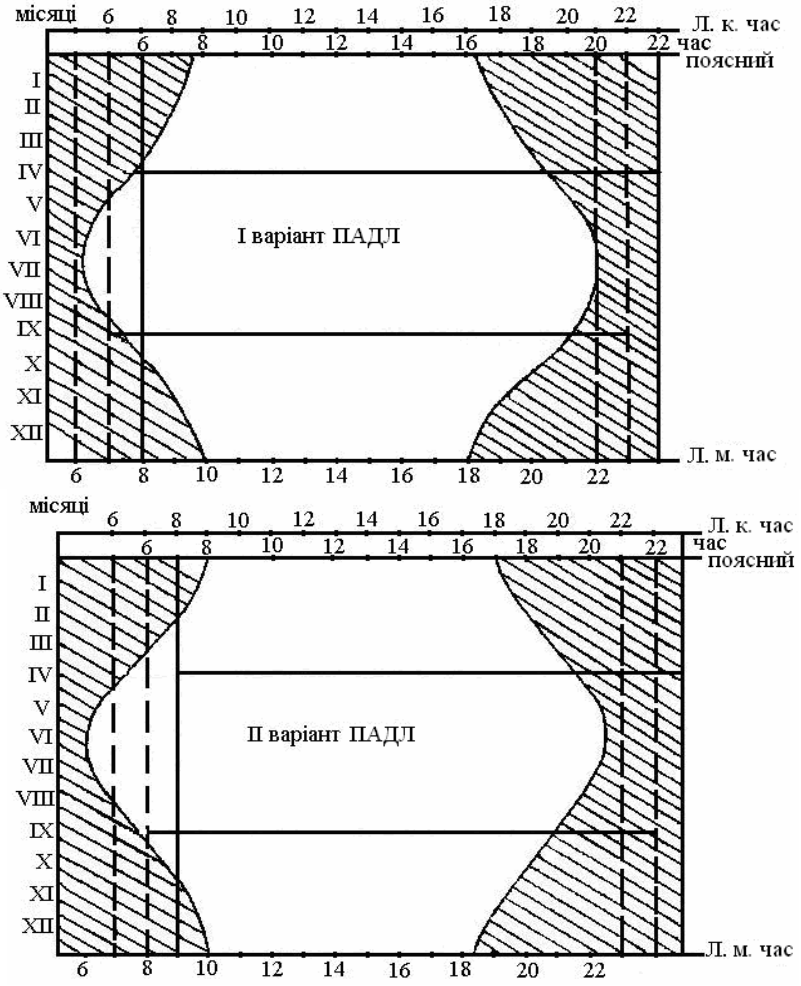


Рис. 3.64. Графік розподілу часу сходу і заходу Сонця на широті Одеси

У 2-ому варіанті ПАДЛ, який на сьогодні найчастіше за все використовується в нашому житті, втрати світлої частини доби збільшуються щоденно ще на годину, що призводить до зменшення ефективності використання природної освітленості в усіх системах відліку

часу як в холодний, так і. особливо, в теплий період. Навіть в системі літнього київського часу в порівнянні з попереднім варіантом ПАДЛ вдвічі збільшується період неефективного використання освітленості, а самі втрати вже збільшуються до 7-13 %. І тільки в умовах літнього московського часу ці втрати можна зменшити до 4-6 %.

Таблиця 3.36. Характеристики поясного (П), літнього київського (Л.к.) і літнього московського (Л.м.) часу на широті Одеси (φ= 46,5°)

Місяць	Трива-лість дня,год	Тривалість (год) світлої частини ПАДЛ в різних системах відліку часу						
		Поясне	Л.к.	Л.м.	Δ_1=Л.к- п.	Δ_2=Л.м- п	$\sum\Delta_1$	$\sum\Delta_2$
		І варіант ПАДЛ						
I	9,0	9,0	9,0	9,0	-	-	-	-
II	10,3	10,3	10,3	10,3	-	-	-	-
III	11,8	11,8	11,8	11,8	-	-	-	-
IV	**13,5**	**12,7**	**13,5**	**13,5**	**0,8**	**0,8**	**24**	**24**
V	**15,0**	**13,5**	**14,5**	**15,0**	**1,0**	**1,5**	**31**	**46**
VI	**15,8**	**13,9**	**14,9**	**15,8**	**1,0**	**1,9**	**30**	**57**
VII	**15,5**	**13,8**	**14,8**	**15,5**	**1,0**	**1,7**	**31**	**53**
VIII	**14,3**	**13,2**	**14,2**	**14,3**	**1,0**	**1,1**	**31**	**34**
IX	**12,6**	**12,2**	**12,6**	**12,6**	**0,4**	**0,4**	**12**	**12**
X	11,0	11,0	11,0	11,0	-	-	-	-
XI	9,4	9,4	9,4	9,4	-	-	-	-
XII	8,6	8,6	8,6	8,6	-	-	-	-
∑ т.п.							160	226
					$\Delta = \sum\Delta_2 - \sum\Delta_1$ = 66 годин			
ІІ варіант ПАДЛ								
I	9,0	9,0	9,0	9,0				
II	10,3	10,3	10,3	10,3				
III	11,8	11,8	11,8	11,8	0,8	0,8	25	25
IV	**13,5**	**11,7**	**12,7**	**13,5**	**1,0**	**180**	**30**	**54**
V	**15,0**	**12,5**	**13,5**	**14,5**	**1,0**	**2,0**	**31**	**62**
VI	**15,8**	**12,9**	**13,9**	**14,9**	**1,0**	**2,0**	**30**	**60**
VII	**15,5**	**12,9**	**13,9**	**14,9**	**1,0**	**2,0**	**31**	**62**
VIII	**14,3**	**12,3**	**13,3**	**14,3**	**1,0**	**2,0**	**31**	**62**
IX	**12,6**	**11,2**	**12,2**	**12,6**	**1,0**	**1,4**	**30**	**42**
X	11,0	11,0	11,0	11,0	0,7	0,7	22	22
XI	9,4	9,4	9,4	9,4				
XII	8,6	8,6	8,6	8,6				
∑ т.п.							183	342
					$\Delta = \sum\Delta_2 - \sum\Delta_1$ = 159 годин			

Відомо, що в тепле півріччя тривалість дня збільшується зі збільшенням широти місця. І для оцінки коефіцієнта ефективності для більш північних районів його значення були отримані для широти Києва (φ = 50,5°). Встановлено, що для обох варіантів ПАДЛ цей коефіцієнт *К* в

порівнянні з Одесою зменшується, тобто втрати збільшуються на 1–3 %. В табл. 3.36 наведені результати оцінки цих втрат в годинах.

Встановлено, що в період дії літнього київського часу (при I варіанті ПАДЛ) вдається збільшити раціональне використання природної освітленості на 160 годин; в режимі ж літнього московського часу ця цифра могла б сягати 226 годин.

Таблиця 3.37. Характеристики поясного (П), літнього київського (Л.к.) і літнього московського (Л.м.) часу на широті Київ (φ=50,5°)

Місяць	Трива-лість дня,год	Тривалість (год) світлої частини ПАДЛ в різних системах відліку часу						
		Поясний	Л.к.	Л.м.	Δ_1=Л.к- п.	Δ_2=Л.м- п	$\sum\Delta_1$	$\sum\Delta_2$
		I варіант ПАДЛ						
I	8,5	8,5	8,5	8,5	-	-	-	-
II	10,0	10,0	10,0	10,0	-	-	-	-
III	11,6	11,6	11,6	11,6	-	-	-	-
IV	**13,5**	**12,8**	**13,7**	**13,7**	**0,9**	**0,9**	**27**	**27**
V	**15,4**	**13,6**	**14,6**	**15,4**	**1,0**	**1,8**	**31**	**54**
VI	**16,4**	**14,2**	**15,2**	**16,2**	**1,0**	**2,0**	**30**	**60**
VП	**16,0**	**14,1**	**15,1**	**16,0**	**1,0**	**1,9**	**31**	**59**
VШ	**14,9**	**13,4**	**14,4**	**14,9**	**1,0**	**1,5**	**31**	**46**
IX	**12,7**	**12,2**	**12,7**	**12,7**	**0,5**	**0,5**	**15**	**15**
X	10,8	10,8	10,8	10,8	-	-	-	-
XI	9,0	9,0	9,0	9,0	-	-	-	-
XII	8,1	8,1	8,1	8,1	-	-	-	-
∑ т.п.							165	261
					$\Delta = \sum \Delta_2 - \sum\Delta_1$ = 96 годин			
II варіант ПАДЛ								
I	8,5	8,5	8,5	8,5				
II	10,0	10,0	10,0	10,0				
III	11,6	10,8	11,6	11,6	0,8	0,8	25	25
IV	**13,5**	**11,8**	**12,8**	**13,7**	**1,0**	**1,9**	**30**	**57**
V	**15,4**	**12,6**	**13,6**	**14,6**	**1,0**	**2,0**	**31**	**62**
VI	**16,4**	**13,2**	**14,2**	**15,2**	**1,0**	**2,0**	**30**	**60**
VII	**16,0**	**13,7**	**14,1**	**15,1**	**1,0**	**2,0**	**31**	**62**
VIII	**14,9**	**12,4**	**13,4**	**14,4**	**1,0**	**2,0**	**31**	**62**
IX	**12,7**	**11,2**	**12,2**	**12,7**	**1,0**	**1,5**	**30**	**45**
X	10,8	10,1	10,8	10,8	0,7	0,7	22	25
XI	9,0	9,0	9,0	9,0				
XII	8,1	8,1	8,1	8,1				
∑ т.п.							183	346
					$\Delta = \sum \Delta_2 - \sum\Delta_1$ = 163 годин			

Тобто, в нинішній системі вимірювання часу в порівнянні з минулою втрати світлої пори доби становлять 66 годин. У другому варіанті ПАДЛ ці розбіжності ще більш помітні і становлять за теплий період вже 159 годин.

Аналогічні обчислення виконані і для широти Києва. Вони вказують на те, що тут ці втрати збільшуються і становлять відповідно до варіантів 96 і 163 год. (табл. 3.37).

Всі наведені розрахунки виконані для тридцятого меридіана, місцевий час якого прийнято за поясний. Але територія України має значну довготну протяжність (від 22 до 40 ° сх. д.), і режим природної освітленості на кожному меридіані буде визначатись часом сходу і заходу Сонця за місцевим часом. Тому для крайніх східних і крайніх західних районів подібні розрахунки будуть відрізнятися від наведених вище.

Так, в східних районах місцевий час *випереджує*, а в західних *відстає* від поясного часу на 0,5 години. Ця ситуація для всіх систем вимірювання часу для першого і другого варіантів ПАДЛ представлена табл. 3.38.

Таблиця 3.38. Місцевий (середній сонячний) час на момент початку ПАДЛ в різних системах відліку часу (год)

Система відліку часу	Д о в г о т а (λ°)					
	22,5	30,0	37,5	22,5	30,0	37,5
	І варіант ПАДЛ			*ІІ варіант ПАДЛ*		
Поясний	5,5	6,0	6,5	6,5	7,0	7,5
Л. к	4,5	5,0	5,5	5,5	6,0	6,5
Л. м.	3,5	4,0	4,5	4,5	5,0	5,5

Як бачимо, в системі поясного часу на довготі Києва (30°) початок першого ПАДЛ співпадає з місцевим часом (6 год). На східних і західних межах країни це вже буде відповідати 5,5 і 6,5 годинам місцевого часу. Переходячи в систему літнього київського часу, ми зміщуємо початок ПАДЛ ще на 1 годину, на 4,5 і 5,5 години ранку, а в системі московського літнього часу на 2 години, тобто на 3,5 і 4,5 години ранку місцевого часу відповідно в західних і східних регіонах. Звичайно, що для другого варіанту ПАДЛ його початок в усіх розглянутих випадках зсувається ще на одну годину на більш пізні ранкові години (табл. 3.38).

Співставлення часу сходу Сонця (табл. 3.39) на широті Києва з наведеними в таблиці 3.38 даними показало, що вже в режимі літнього київського часу в західних районах України початок ПАДЛ (1 варіант) припадає майже на момент сходу Сонця і тут створюються умови для повного використання природної освітленості. В режимі ж літнього московського часу початок ПАДЛ випереджав би схід Сонця, що біологічно, певно, менш комфортно. Але в цьому випадку тут можна віддати перевагу другому варіанту ПАДЛ.

Таблиця 3.39. Місцевий час сходу Сонця на широті Києва (год, хв)

Місцевий час сходу Сонця (год, хв)					
IV	V	VI	VII	VIII	IX
5^{08}	4^{13}	3^{48}	4^{05}	4^{47}	5^{34}

В східних же районах України, які займають положення майже до 40-го меридіана, життя і робота навіть в режимі літнього московського часу не виключила б втрати природної освітленості. Для першого варіанта ПАДЛ вони щоденно складали б 1 годину, а для другого (в червні і липні) – навіть 2 години. Ясна річ, що в режимі часу, в якому ми живемо зараз влітку, ці втрати для кожного варіанта збільшуються ще на 1 годину і складають вже 2 і 3 години щоденно.

Таким чином, зміна системи відліку часу, а саме, відхід від декретного часу виключає можливість більш ефективного використання денної частини доби на території України в тепле півріччя, особливо, в її східних регіонах, що призводить до збільшення енергоспоживання і невиправданих втрат електроенергії на освітлення. Вихід з такого становища слід шукати, на наш погляд, у виборі оптимального для кожного регіону періоду активної діяльності людини (ПАДЛ), що передбачає зміну графіка роботи різних установ і підприємств протягом року, тобто зміщувати початок їх діяльності на 1 годину в більш ранній час в теплу пору року.

Висновки

1. Протягом другої половини двадцятого століття на території України намітились деякі зміни в режимі хмарності. Вони не однозначні за порами року і для окремих регіонів. Для більшої частини території характерним є збільшення в цілому за рік загальної хмарності, головним чином, за рахунок її збільшенням в тепле півріччя. Для холодного періоду, навпаки, переважною є тенденція її зменшення.

Помітні розбіжності і по регіонах для східних і західних районів притаманна тенденція збільшення, а для північного і значної частини південного регіону за винятком морських узбереж – зменшення загальної хмарності, знову ж таки за рахунок холодного сезону.

2. Річна кількість днів з ясним і напіясним станом неба на території України повсюдно перевищує 200 днів, що свідчить про значний енергетичний потенціал країни і можливість вважати її перспективною щодо використання енергії Сонця.

Зменшення більш ніж удвічі числа ясних і напівясних днів від теплого півріччя до холодного свідчить про нерівномірний вклад кожного з них в загальну річну кількість цих днів. Однак значний енергетичний потенціал теплого періоду потребує розробки таких геліосистем, які б могли

акумулювати енергію сонця в тепле півріччя. В південних районах, де навіть в холодний період число ясних і напівясних днів складає майже половину від мінімального значення критерію доцільності, безперебійну роботу геліоустановок можна передбачити протягом усього року.

3. Часові зміни числа ясних і напівясних днів в другій половини минулого сторіччя відбувались у відповідності до часових змін загальної хмарності. В цілому за рік їх зменшення спостерігалось на заході на 7 днів, на крайньому сході – на 25 днів і в прибережних районах країни – на 18 днів. В північних, південно-східних і південних регіонах, навпаки, річна кількості ясних і напівясних днів збільшилась: в районі Чернігова, наприклад, на 20, а в районі Донецька – на 15 днів. На решті території, тобто на значній частині центральних районів України різниця в їх багаторічних значеннях, визначених за різні періоди осереднення, складає ± 5 днів, при цьому тенденція збільшення ясного і напіясного стану неба більш притаманна східній її половині, а зменшення – західній. Знижена величина різниць за рік тут в порівнянні з іншими регіонами пов'язана з різною спрямованістю процесу змін хмарності в тепле і холодне півріччя.

4. Часові зміни річного числа ясних і напівясних днів зумовлені, головним чином, відповідними змінами в тепле півріччя. В холодне півріччя помітних розбіжностей в числі днів між двома періодами осереднення не спостерігається. Для центральних же районів характерним є в холодне півріччя збільшення, а в тепле – зменшення числа ясних і напівясних днів, що приводить до нівелювання змін в річній їх кількості.

5. Використання методу ГГО для розрахунку сумарної радіації при аналізі її просторового розподілу можна вважати доцільним: похибка розрахунку близька до похибки при проведенні актинометричних спостережень. Це дає право використовувати непрямий метод для визначення сумарної радіації в разі відсутності на станції актинометричних даних, але при наявності даних з хмарності.

6. На території Одеської області, одному з південних регіонів країни, фактор впливу широтного положення на розподіл сумарної радіації перекривається впливом хмарності.

7. Для крайнього півдня України (за даними ст. Одеса, обсерваторія) протягом другої половини минулого століття притаманна загальна тенденція зменшення річних сум прямої на перпендикулярну поверхню та сумарної сонячної радіації (відповідно на 261 і 196 МДж/м^2). При цьому більш помітно це зменшення відбувається в теплий період, що зумовлено збільшенням хмарності в це півріччя.

8. В найбільш сприятливих радіаційних умовах в Одесі в усі пори року знаходиться південна стіна: в холодний період вона отримує найбільшу, а в теплий – найменшу в порівнянні з іншими стінами кількість сонячної радіації. Це сприяє додатковому надходженню тепла до приміщень і зменшенню їх тепловитрат взимку; влітку виключаються

умови перегріву приміщень, що не потребує розробки додаткових заходів для охолодження приміщень.

Стіни східної і, особливо, західної і південно-західної орієнтації влітку знаходяться в більш несприятливих умовах і це слід брати до уваги при проектуванні будівель: необхідно передбачати різні системи захисту від прямого сонячного випромінювання.

Несприятливі умови опромінювання і північної стіни: в теплу пору року вона найменше освітлюється, а в холодну зовсім не отримує прямої ультрафіолетової сонячної радіації.

9. За багаторічними даними про годинні суми прямої сонячної радіації на перпендикулярну поверхню (при середньому режимі хмарності) найбільш сприятливі умови для ефективної роботи геліосистем в м. Одеса можна очікувати в період з травня по вересень, коли добові суми прямої сонячної радіації перевищують 16 МДж/м^2, а годинні суми значну частину доби перевищують 1,5 МДж/м^2. Така можливість вже з'являється в квітні в години, близькі до полудня. В період з жовтня по березень радіаційні умови менш сприятливі для роботи геліосистем.

10. В умовах безхмарного неба, тобто в умовах максимально можливого для даної широти надходження прямої сонячної радіації на перпендикулярну поверхню, сприятливі умови для ефективної роботи геліосистем не виключені і в місяці холодного періоду: в цьому випадку період з годинними значеннями $S > 1,5$ МДж/м^2 поширюється на весь рік.

11. Розрахована тривалість роботи геліосистем при безхмарному небі свідчить про те, що на широті Одеси вони можуть експлуатуватись упродовж року. Так, навіть взимку ця тривалість досягає 186 годин, підвищуючись до 372 годин в липні – серпні. В реальних умовах хмарності в багаторічному розрізі сприятливим для експлуатації геліосистем є період з квітня по вересень, а тривалість їх роботи в ці місяці коливається в значних межах: від 60 годин в квітні до 300-310 в червні – липні.

12. Зміна системи відліку часу, а саме відхід від декретного часу, виключає можливість більш ефективного використання денної частини доби на території України в тепле півріччя, особливо в її східних регіонах. Це призводить до збільшення енергоспоживання і невиправданих втрат електроенергії на освітлення. Вихід з такого становища слід шукати, на наш погляд, у виборі оптимального для кожного регіону періоду активної діяльності людини (ПАДЛ), що передбачає зміну графіка роботи різних установ і підприємств протягом року, тобто зміщувати початок їх діяльності на 1 годину на більш ранній час в теплу пору року.

3.3. КЛІМАТИЧНІ РЕСУРСИ ОДЕСЬКОЇ ОБЛАСТІ ДЛЯ ЦІЛЕЙ ВІТРОЕНЕРГЕТИКИ

З 70-х років минулого століття на сторінках наукових видань стали постійно з'являтися публікації з описом результатів досліджень з проблеми «Зміни клімату» [12]. За цей час цій темі присвячена безліч публікацій, а також усіляких рішень авторитетних міжнародних міжурядових і неурядових комісій і організацій [25, 51]. По суті теми публікацій можна поділити на кілька категорій. Перша – це оцінки глобального потепління, у тому числі в різних широтних поясах, по континентах і Світовому океані. Друга – аналіз причин змін, що відбуваються. Як основний чинник визнається, хоча й не всіма відомими вченими, той, який пояснює всі наявні зміни значними і все зростаючими викидами вуглекислого газу, що створює помітний оранжерейний ефект. Інші вчені віддають перевагу впливу сонячної або геологічної активності. Третя – це оцінки змін регіонального клімату. Останні дві категорії досліджень містять важливі конструктивні ідеї, що пояснюють, яким чином відбувається це потепління. Адже не секрет, що із трьох кліматоутворювальних факторів (радіаційний, циркуляційний і «місцевий», пов'язаний з термічною та орографічною неоднорідністю підстильної поверхні), оцінка змін особливостей другого є досить цікавою. Нагадаємо, що в низці публікацій українських фахівців детально аналізувалися зміни поля приземного тиску «до» і «у період» різних фаз потепління [6, 38, 45]. Не вдаючись у докладний аналіз отриманих результатів, виділимо два чинники: 1) ослаблення Сибірського максимуму в зимовий період, що призводить до зменшення його впливу на синоптичні процеси в Україні, і 2) поява «стійкого» Східно-Європейського антициклону, який пов'язаний з посиленням зональної циркуляції й активізацією циклонічної діяльності уздовж широтних кіл у поясі 40–60° півн. ш. З іншого боку, підтвердженням змін циркуляційного режиму є дані статобробки вітрових характеристик. Такі публікації з'явилися для різних регіонів Євразійського материка [30, 31, 35], і основний загальний висновок, який зроблено в них, полягає в тому, що відбувається послаблення швидкостей вітру. Серед причин зазвичай називають дві: зміни характеру циркуляції й інтенсифікація урбанізації, насамперед у результаті значної забудови мегаполісів, міст і селищ.

На фоні вказаних змін клімату з кожним роком потреба людства в енергії зростає, а запаси традиційного палива вичерпуються. Обмеженість запасів джерел корисних копалин та екологічні наслідки від їх великомасштабного використання не дозволяють планувати розвиток енергетики тільки на їх основі. Тому необхідно реалізовувати економне і

ефективне виробництво і вести пошук нових безвідходних технологій виробництва електроенергії, зокрема енергії вітру.

Як відомо, метеорологічні чинники є визначальними для вітроенергетики [1, 3, 9, 10]. Рішення про доцільність застосування вітродвигунів в тому або іншому місці, визначення їх оптимальних параметрів і планування режиму роботи, оцінка утилізованої ними енергії, тобто енергії вітру, яка може реалізовуватись вітроенергетичними установками, планування заходів щодо захисту їх від дій «шкідливих» метеорологічних явищ – все це істотно залежить від метеорологічних умов в даному місці. При цьому основну роль відіграє кліматологічна інформація, яка характеризує середні багаторічні умови. Але поряд із середніми річними і середніми багаторічними значеннями потенційних і утилізованих ресурсів необхідно знати характеристики періодичних і неперіодичних змін цих величин з часом. Зокрема, вітроенергоресурси мають зазвичай чітко виражений річний хід. Природно, що наявність річного ходу і його властивості необхідно враховувати при плануванні установки ВЕУ. Сможе стати у нагоді вплив добового ходу швидкості вітру. З неперіодичних змін вітру великий інтерес представляє міжрічна мінливість середньомісячних значень швидкості. Вона описує середні відмінності умов різних років і є частиною загальної мінливості ресурсів, статистичні характеристики якої можуть обчислюватися разом з розрахунками середніх ресурсів.

Вкажемо також, що при оцінці вітроенергоресурсів недостатньо знати загальні характеристики їх мінливості, а слід залучати до розгляду параметри, які описують безперервну тривалість перебування значень в тих або інших межах. Лише на основі таких параметрів можна повною мірою оцінити очікуваний режим роботи ВЕУ.

Крім того, виконувалась оцінка шкідливої дії вітрових та ожеледо-паморозевих навантажень на вітродвигуни [13, 44] і пов'язані з ними лінії електропередачі. Тут звертають увагу також на флуктуації швидкості вітру з частотою близько 0,1 с. Флуктуації такої частоти не тільки значущі за величиною, але і спричиняють найбільш небезпечну напругу в елементах конструкцій вітроустановки. Кількісною мірою інтенсивності цих турбулентних пульсацій є коефіцієнт варіації С, який дорівнює відношенню середньоквадратичного відхилення (СКВ) швидкості вітру до її середнього значення.

У світлі сучасних вимог з боку вітроенергетики всю використовувану для неї кліматичну інформацію можна розділити на три основні частини [9].

До першої частини відносяться кліматичні характеристики, які використовуються при оцінці вітроенергетичного потенціалу:

- середні багаторічні швидкості вітру в цілому за рік і по місяцях;
- дані про добовий хід швидкості вітру в різні сезони;

- розподіли повторюваності швидкості вітру по градаціях в різні сезони;
- вертикальні профілі середньої швидкості вітру,
- тривалість періодів усталеної швидкості вітру, більшої від заданих рівнів.

Другу частину складають дані, необхідні для вибору оптимальних режимів роботи ВЕУ: про безперервну тривалість швидкості вітру вище заданої межі, "енергетичне затишшя" (швидкості нижчіх від певного рівня, починаючи з якого відбувається утилізація вироблюваної електроенергії. Цей рівень визначається технічними особливостями ВЕУ.

Відзначимо, що в більшості прикладних завдань вітроенергетики набагато важливіше знати не сумарну кількість енергії, яку може виробити вітроустановка, наприклад, за рік, а ту потужність, яку вона може забезпечувати постійно. При сильному вітрі, більшому, наприклад, за 12 м/с, ВЕУ виробляють цілком достатньо електроенергії, і часто її доводиться скидати або запасати. Труднощі пов'язані і з періодами тривалого затишшя або слабкого вітру. Але незалежно від цього, у всіх випадках потрібен ретельний вибір параметрів вітроустановки стосовно місцевих метеорологічних умов.

До третьої частини кліматичних характеристик відноситься інформація, необхідна для конструювання ВЕУ, розрахунків елементів конструкцій на міцність і стійкість. Основними характеристиками є: максимальна швидкість і максимальний порив вітру; інтегральна повторюваність швидкостей вітру вище певної межі; повторюваність діапазону небезпечних для високих суцільних споруд швидкостей вітру; коефіцієнт поривчастості вітру та інтенсивність турбулентності повітряного потоку; прискорення вітру в пориві.

Отже розглянемо далі деякі питання стосовно змін вітрового режиму південно-західної частини України та зокрема Одеської області, а також кліматичний вітровий режим регіону, інформація про який вкрай необхідна для оцінки вітроенергетичного потенціалу (першу та другу частини кліматичних показників, які вказані вище).

3.3.1. Вихідні матеріали та методи дослідження

Основою аналізу змін режиму вітру, що відбулись, були дані про кліматичні норми за два періоди [36, 46]: 1936-1960 і 1961-1990 рр. Зокрема, були використані середні багаторічні характеристики вітру. На жаль, частина станцій була закрита в 70-х роках, наприклад, о. Зміїний, Тендровський маяк та інші. Додамо також, що станція Білгород-Дністровський не працювала з 1964 по 1975 роки.

Ряди характеристик вітру на цій станції не можуть вважатися однорідними через її перенесення з території міського аеропорту в глибині суши на територію морського порту, на берег Дністровського лиману на намивній косі. Попередній аналіз даних по швидкості виявив, що вона була єдиною із всіх станцій Одеської області, де швидкості вітру в перший період менші, ніж у другий період, що трапилось внаслідок переносу станції. Отже закриття деяких станцій або перерва у їх роботі могли позначитися на аналізі змін режиму вітру, які відбувались.

Крім того, були використані результати статистичної обробки характеристик вітру на кожній станції за кожен місяць згідно даних, які містяться в Метеорологічних щомісячниках за 1961-1994 рр. На жаль, формат надання результатів обробки спостережень за швидкістю вітру зазнав зміни в цей період. Крім того, дані для двох періодів 1961-1965 та 1966-1994 рр. відрізнялися ще й порядком проведення спостережень.

Нагадаємо, що до 1966 р. проводилися чотириразові спостереження, а після стали виконуватися восьмистрокові спостереження на всіх станціях Радянського Союзу. Відповідно помінялися й градації швидкостей вітру, для яких проводилася оцінка їхньої повторюваності. Так, за 1961-1965 рр. відомості про повторюваність швидкості вітру надавались по 10 градаціях, а більш пізні видання Метеорологічного щомісячника – вже по 15 градаціях. Тому це не дозволило провести обробку повторюваності швидкостей вітру за єдиними діапазонами швидкостей для всього періоду. З іншого боку, нерівномірність діапазону швидкості вітру не дозволила також провести дослідження можливості апроксимації емпіричних розподілів швидкості вітру теоретичними законами.

Відзначимо також, що в «Кліматичних нормах» [36] були відсутні дані по розподілу швидкості вітру для більшості станцій Одеської області. Ці відомості можна було отримати тільки за допомогою обробки даних по швидкості вітру, які містились в Метеорологічному щомісячнику за кожен місяць з 1965 по 1994 рр. Окрім Метеорологічних щомісячників нами були використані ще дані строкових спостережень станцій Одеського регіону, підготовлені у відділі метеорології ГМЦ ЧАМ, по яких розраховані середньомісячні значення швидкості вітру для 10 станцій Одеської області за 1996-2009 рр. для січня й 1996-2008 рр. для липня. Сформовані вибірки мали довжину 49 і 48 років для січня й липня відповідно, мінімальною вона була у Білгороді-Дністровському і становила 35 та 34 роки.

Таким чином розрахунки виконувались для таких станцій Одеської області: Любашівка, Затишшя, Роздільна, Сербка, Одеса обсерваторія, Білгород-Дністровський, Сарата, Болград, Ізмаїл обсерваторія, Вилкове.

3.3.2. Оцінка змін вітрового режиму в південно-західних областях України у другій половині XX століття

По-перше, нами досліджувалась зміна режиму швидкості вітру по півдню України (Одеській, Миколаївській і Херсонській областях). Для цього, як вказувалось вище, використовувались відомості з [36, 46] за два періоди 1936-1960 і 1961-1990 рр. Зокрема, використані середні багаторічні швидкості вітру в січні, липні та за рік.

На рис. 3.65 наведені поля розподілу середніх за рік швидкостей вітру за два періоди, для яких оцінювалися «норми».

Звернемо увагу на особливості представлених полів.

По-перше, загальна особливість – збільшення швидкостей вітру на узбережжі північно-західної частини Чорного моря в порівнянні із глибинними територіями.

По-друге, неоднорідність у розподілі швидкості вітру далі в глиб суходолу внаслідок місцевих особливостей рельєфу.

По-третє, явне зменшення значень швидкості вітру в другому періоді.

У зв'язку з цим відзначимо, що максимуми швидкостей на приморських станціях за перший період становили:

Очаків – 5,1 м/с;

Одеса, обсерваторія – 5,4 м/с;

Хорли – 5,9 м/с;

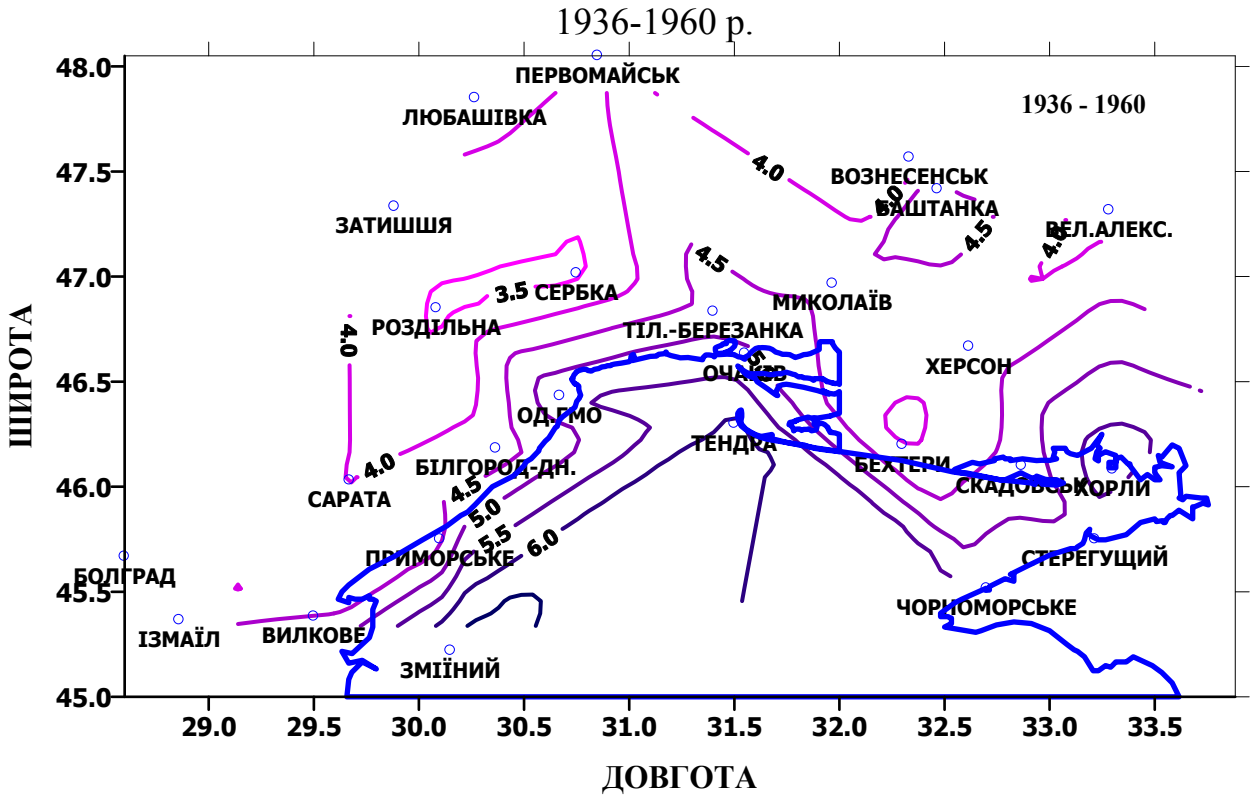
Тендра – 6,1 м/с і на Зміїному 6,7 м/с.

В другий період на станціях, на яких проводилися спостереження, середньорічні швидкості були менші за 5 м/с.

На рис. 3.66 представлені різниці середньорічних значень швидкості вітру на станціях півдня України. Можна констатувати, що зменшення швидкостей відбулося досить нерівномірно по території трьох областей.

Слід зазначити, що зміни, які мали місце, носили хвилеподібний характер: від максимального зменшення швидкостей вітру в крайній південно-західній частині Одеської області до незначного зменшення уздовж осі, що проходить через станції Білгород-Дністровський – Роздільна – Любашівка. Зона максимального зменшення швидкості вітру меридіонально витягнута уздовж осі Одеса – Сербка – Первомайськ. Зона з малими від'ємними значеннями зниження швидкостей спостерігається у районі станцій Херсон – Бехтери. Далі на схід знову відзначається зона зі значним зниженням середньорічних швидкостей.

Нами досліджено, яким чином ці зміни швидкості відбулися в різні сезони, а саме, у центральні місяці зимового та літнього періодів.



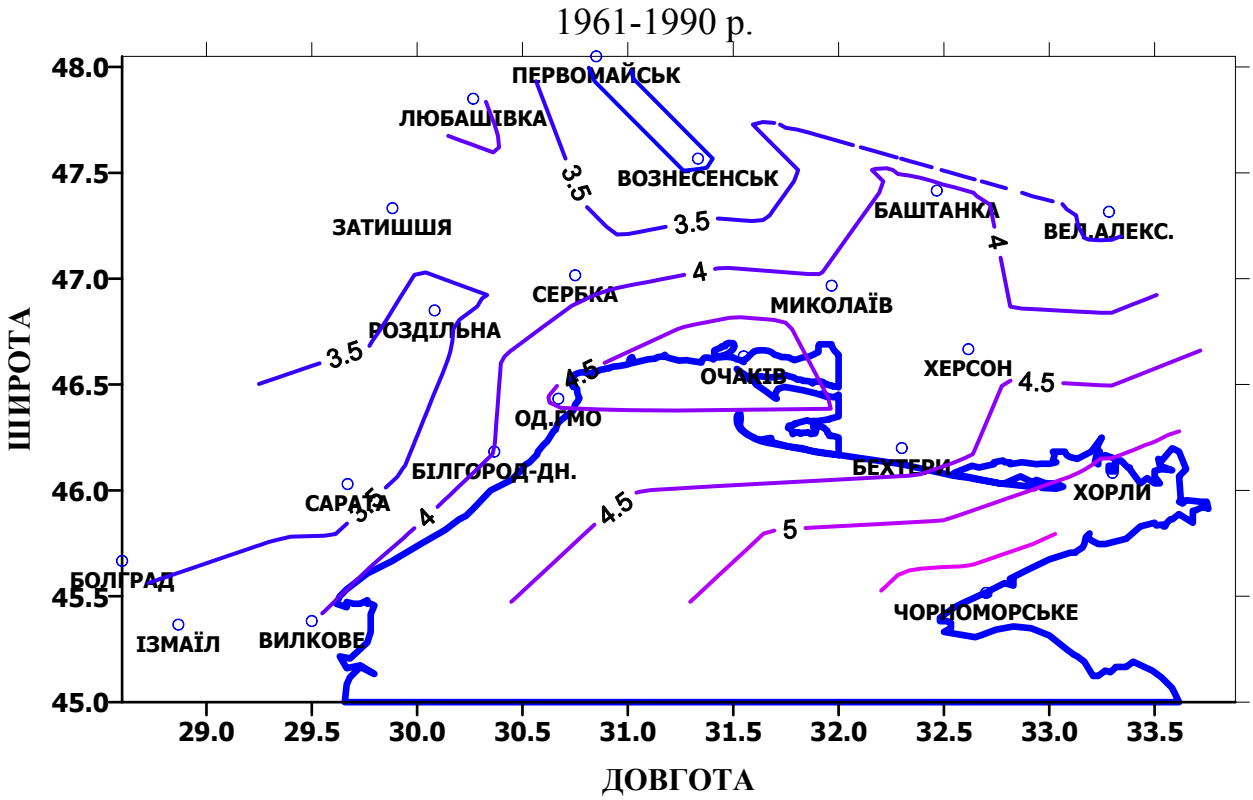


Рис. 3.65. Середньорічні швидкості вітру на півдні України

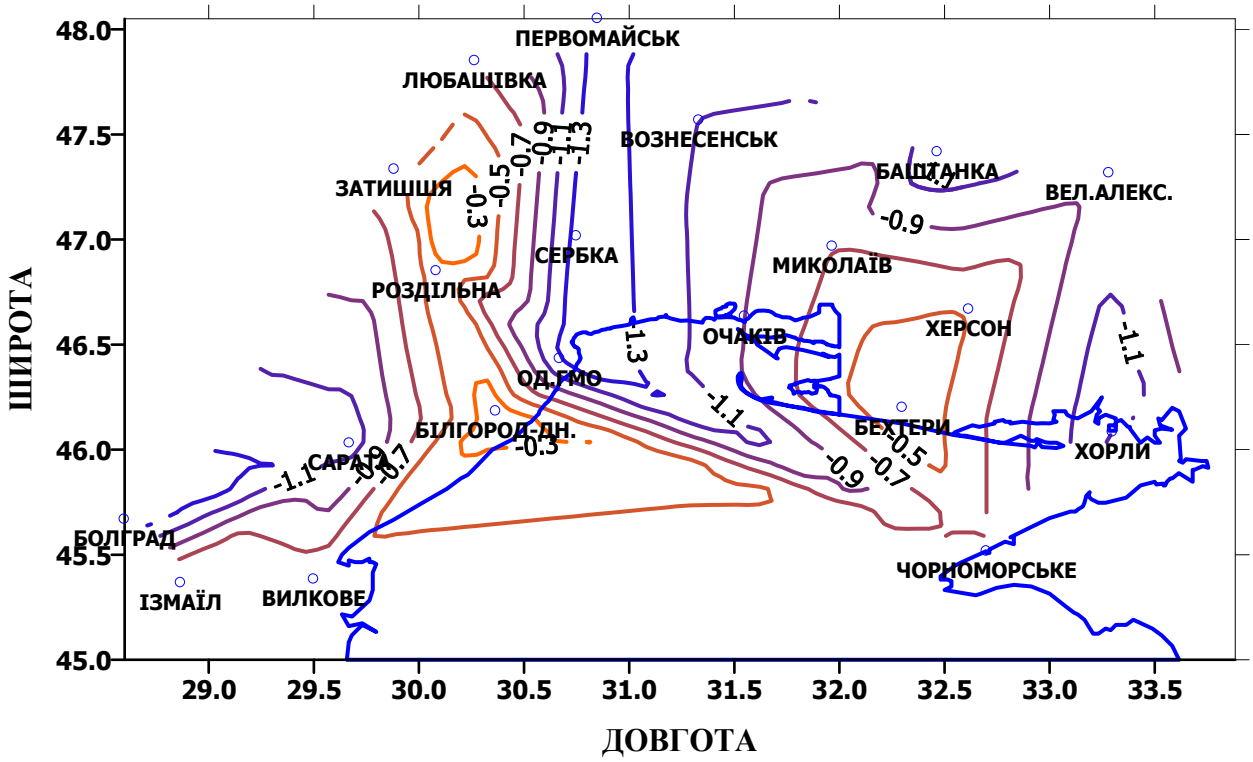


Рис. 3.66. Різниці середньорічних швидкостей на території півдня України

На рис. 3.67 представлені карти розподілів різниці середньобагаторічних швидкостей вітру для січня й липня в трьох областях півдня України. Відзначені вище особливості просторового розподілу, зменшення середньорічних швидкостей вітру по півдню України, збереглися й у ці «крайні» сезони. Узимку мінімальні послаблення відзначені у двох зонах: Білгород-Дністровський – Роздільна – Любашівка й лівобережжя низов'я Дніпра. У липні ця картина зберігається з одним важливим доповненням: у літній період послаблення швидкості носить більш м'який характер, тобто абсолютні значення різниці швидкостей стають менше ніж узимку. Але підкреслимо, що хвилеподібний характер зменшення швидкості вітру, яке відбулось по півдню України, зберігся: дві зони з мінімальними зниженнями й три - з максимальними.

Таким чином, на основі інформації відомих довідкових видань проведено оцінку змін швидкості вітру, які відбулися на півдні України [34]. Зменшення швидкості вітру переважає на всій досліджуваній території, але ступінь послаблення має істотно неоднорідний характер, тобто на зміни великомасштабного циркуляційного режиму наклалися місцеві особливості.

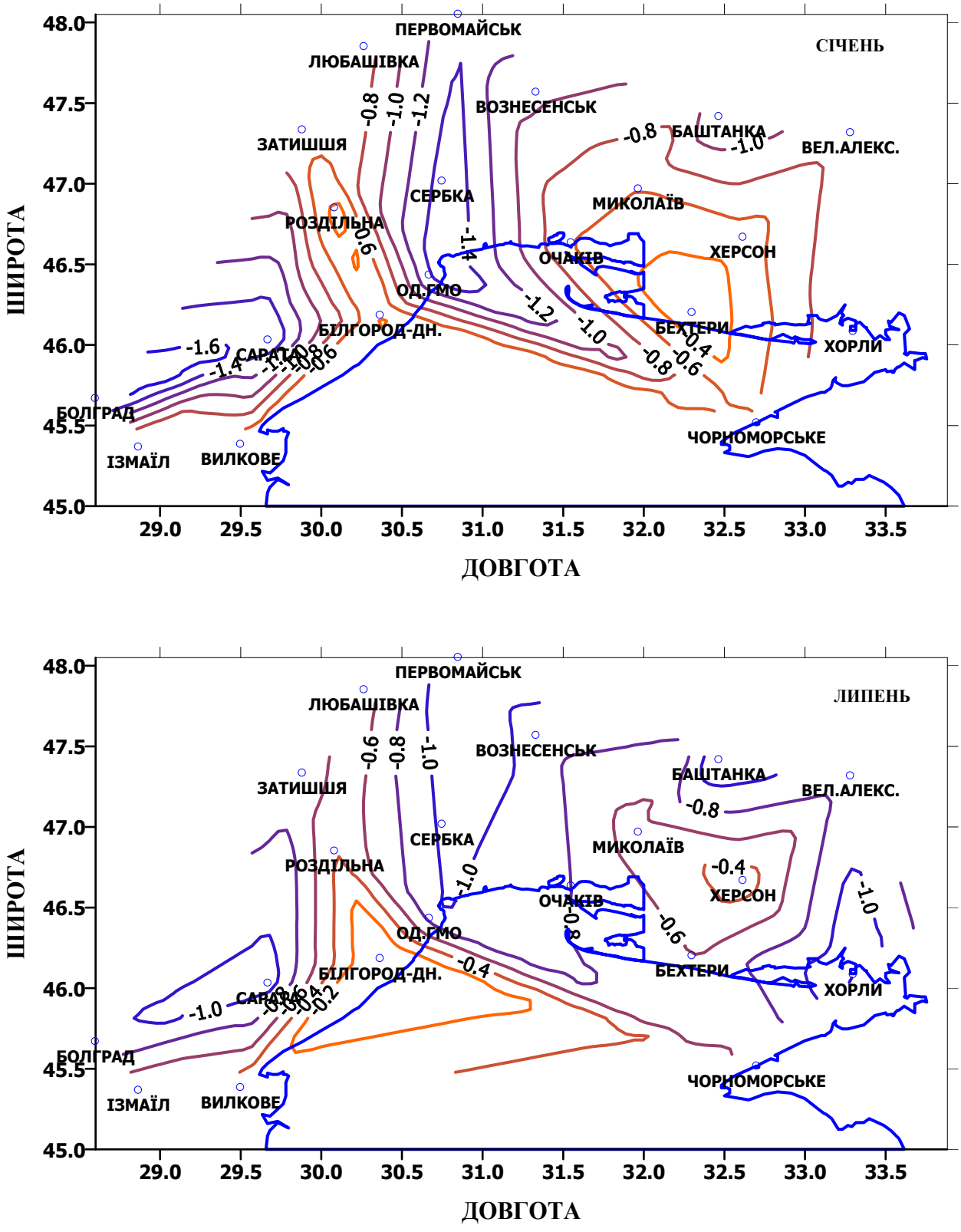


Рис. 3.67. Різниці середньорічних швидкостей на території півдня України в різні сезони

3.3.3. Часові зміни режиму швидкості вітру

Розглянемо особливості часових змін швидкості вітру на станціях Одеської області за період 1961-1994 рр.[24]. На рис. 3.68 представлено часовий хід середньомісячних значень швидкості вітру для 10 станцій. Попередній візуальний огляд змін, які відбулися, дозволяє зробити кілька висновків. На фоні регулярних сезонних коливань середньомісячних швидкостей вітру проглядається стійка тенденція їхнього зниження, помітна більшою або меншою мірою на всіх станціях окрім Білгород-Дністровського. Для останнього взагалі розглядається часовий ряд меншої тривалості – спостереження були припинені майже на десять років і відновлені в іншому місці. Довгострокові коливання простежуються на станціях Роздільна, Любашівка, Сарата й Болград. Звертає на себе увагу значний тренд зменшення швидкостей вітру на станціях Вилкове, Одеса й помірний на станціях Сарата, Затишшя, Сербка, Болград, Роздільна, Любашівка. На двох останніх він співпав з відзначеними вище довгостроковими коливаннями. Підкреслимо, що помітних змін у швидкості вітру практично не виявляється тільки на одній станції - Ізмаїл. І ще відзначимо, що на всіх станціях, окрім Болграда, у лютому 1969 р. зафіксовані максимальні за весь розглянутий період середньомісячні значення швидкості вітру.

На рис. 3.69 представлені вибірки з розглянутих рядів середньомісячних швидкостей вітру для січня й липня також для 10 станцій. Практично для всіх станцій характерною є наявність помітного тренда до зменшення швидкості вітру в центральний зимовий місяць. Влітку така тенденція також має місце, але менш виражена, ніж узимку, а для станції Ізмаїл і зовсім відсутня. Відзначимо також, що найбільше розходження у швидкостях вітру для літніх і зимових місяців отримано для станцій Любашівка, Затишшя і Одеса. На інших явного перевищення швидкостей у центральний зимовий місяць не виявлено. Візуально найбільші зміни швидкості вітру відзначаються на станціях Вилкове, Сербка, Сарата, Одеса й Затишшя. Причому для Ізмаїла, Роздільної, Любашівки й Болграда криві мінливості можна умовно розділити на два періоди: 1960-1980 рр. та решта років. Для останнього характерними є короткоперіодичні коливання відносно деяких середніх значень. Розходження в літніх і зимових значеннях швидкості вітру найбільш помітні на станціях Затишшя та Одеса, а найменше – на станції Білгород-Дністровський. Незважаючи на те, що нами не проводився спектральний аналіз часових рядів, візуальний перегляд графічного матеріалу показав, що найбільш помітними виявилися квазідворічні коливання. І ще на одну деталь хотілося б звернути увагу: з кінця 90-х років практично на всіх станціях (крім Сарати) виявилася тенденція збільшення швидкостей вітру, хоча й трохи замаскована згаданими дворічними коливаннями.

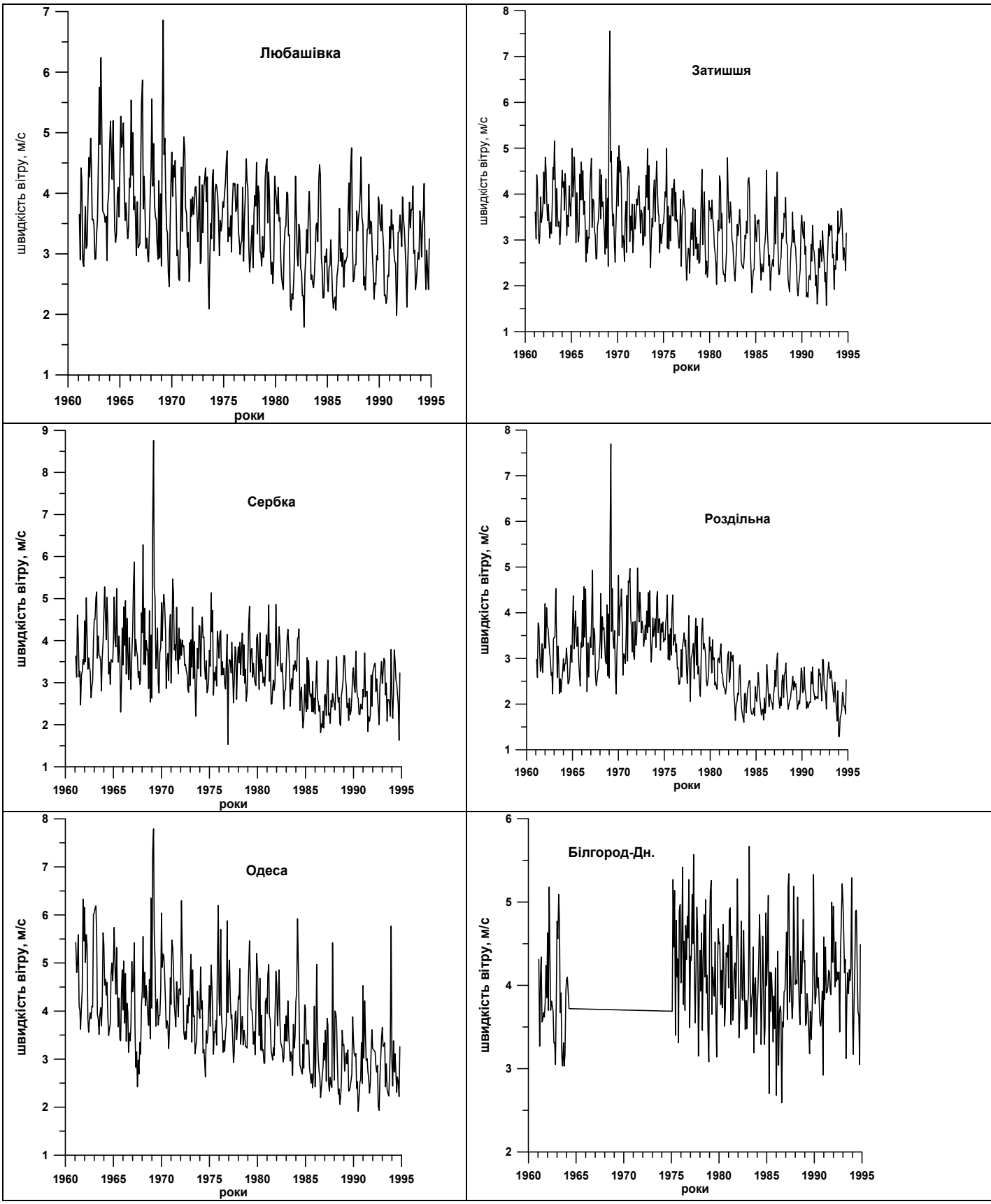
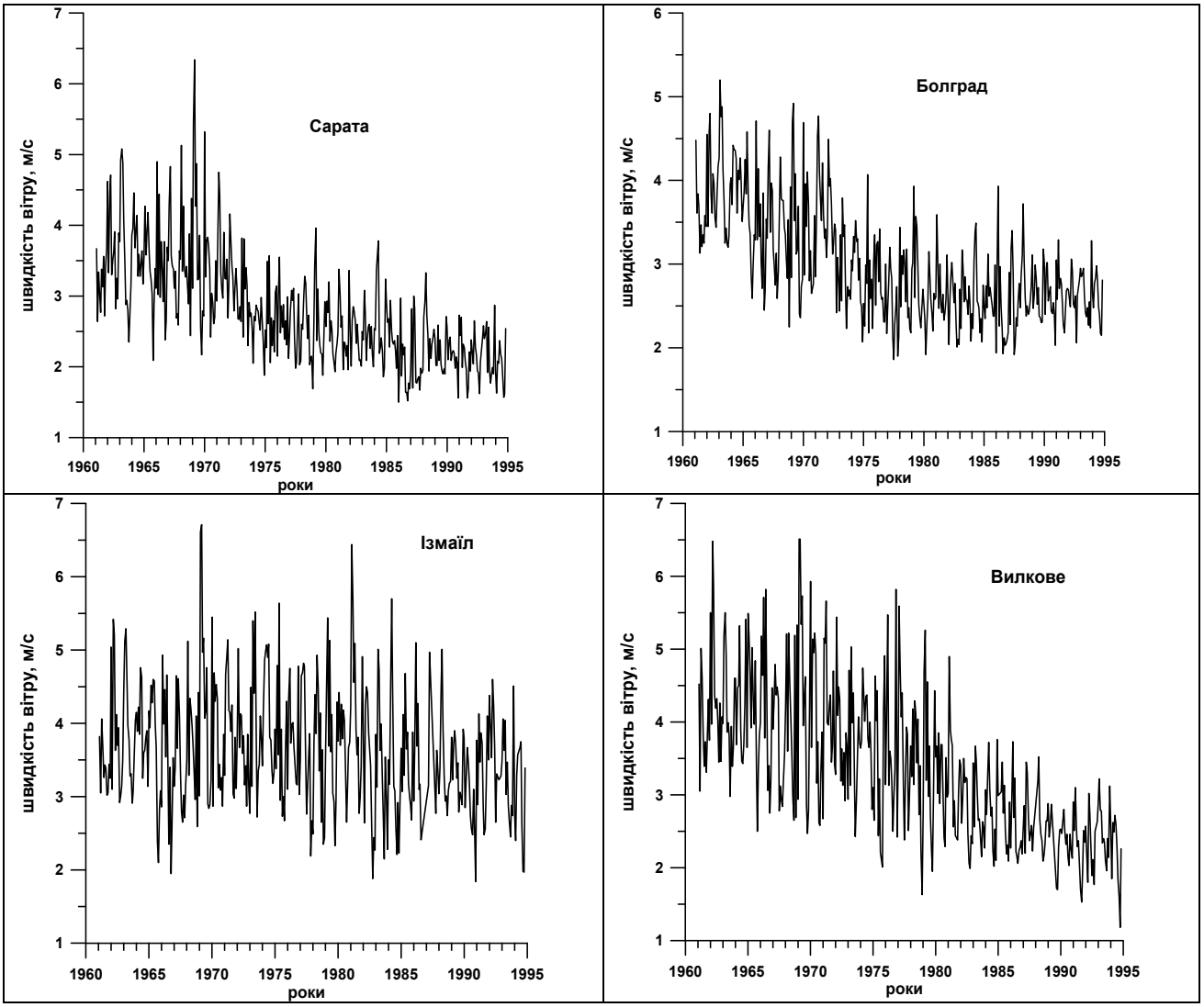


Рис. 3.68. Міжрічна та сезонна мінливість швидкості вітру на станціях Одеської області за період 1961-1994 рр

Продовження рис.3.68



Непрямим підтвердженням змін режиму швидкості вітру на зазначених станціях можуть бути графіки часових змін кількості штилів на станціях (рис. 3.70). Виявилася цікава деталь: на станції Ізмаїл, де не відзначалося помітної тенденції збільшення швидкостей (рис. 3.68), спостерігалось значне збільшення числа випадків зі штилями після 1970 р. Явна тенденція до збільшення числа штилів виявлена на станціях Сарата й Сербка. На інших станціях відзначаються періоди зі збільшенням кількості синоптичних ситуацій, які сприяють послабленню швидкостей (Одеса, Роздільна, Любашівка, Вилкове).

Зміни швидкості вітру на станціях Одеської області, які відбулися, можна чітко відстежити за допомогою розгорнутих у часі змін повторюваностей швидкості вітру (%) у двовимірній області, де по осі абсцис – місяці й роки, а по осі ординат – градації швидкості вітру (рис. 3.71). На всіх станціях помітні дві тенденції: зменшення повторюваності помірних швидкостей вітру (в діапазоні 5–10 м/с) і збільшення повторюваності слабких вітрів (2–3 м/с).

Перша виражається в зменшенні площі, обмеженої ізолінією 5 % повторюваності, а друга – появою замкнутих ізоліній з повторюваністю 40 і 45 %.

Друга тенденція найбільш чітко простежується на станціях Любашівка, Затишшя, Роздільна, Одеса, Болград, Ізмаїл, Вилкове. На інших станціях збільшилася повторюваність вказаного діапазону швидкостей у межах 30-35 %. Практично скрізь таке збільшення повторюваності слабких вітрів стало стійко відзначатися з 1975-1980 рр.

Важливою характеристикою вітрового режиму є число днів зі швидкостями більше 15 м/с. В табл. 3.40 наведені відомості про зміни середнього числа днів зі швидкостями > 15 м/с по кожній станції для двох періодів. Зимою зміни числа днів зі штормовими вітрами мали різні тенденції в південно-західній частині області і на решті території Одеської області. Так, для Ізмаїла, Сарати, Болграда в другий період визначено зменшення числа днів із сильними вітрами, тоді як в Сербці, Роздільній і особливо в Білгороді-Дністровському відбулося збільшення кількості штормових вітрів. Влітку відзначені тенденції зберігаються. Причому слід зазначити значне збільшення числа днів з сильними вітрами в Білгороді-Дністровському і їх зменшення в Ізмаїлі. Середня кількість днів з сильним вітром для першого і другого періодів зростає в осінньо-зимовий період і зменшується до весняно-літнього. Так, найбільше середнє число днів з сильним вітром, близько 4-5 днів, відмічається в грудні і січні на станціях Білгород-Дністровський, Сербка і Одеса.

На цих станціях в червні і серпні сильний вітер спостерігається найбільш рідко – близько 1 дня і менше. Повторюваність вітру більше 15 м/с на всіх станціях Одеської області не більше 3 днів в грудні – січні і більше 2 днів в липні – серпні. Виняток становить Ізмаїл, де протягом першого періоду найбільше число днів з сильним вітром досягало 5 днів, а найменше в липні - серпні – майже 4 дні. Необхідно підкреслити, що в процентному відношенні число випадків на рік практично не змінилося для більшості станцій.

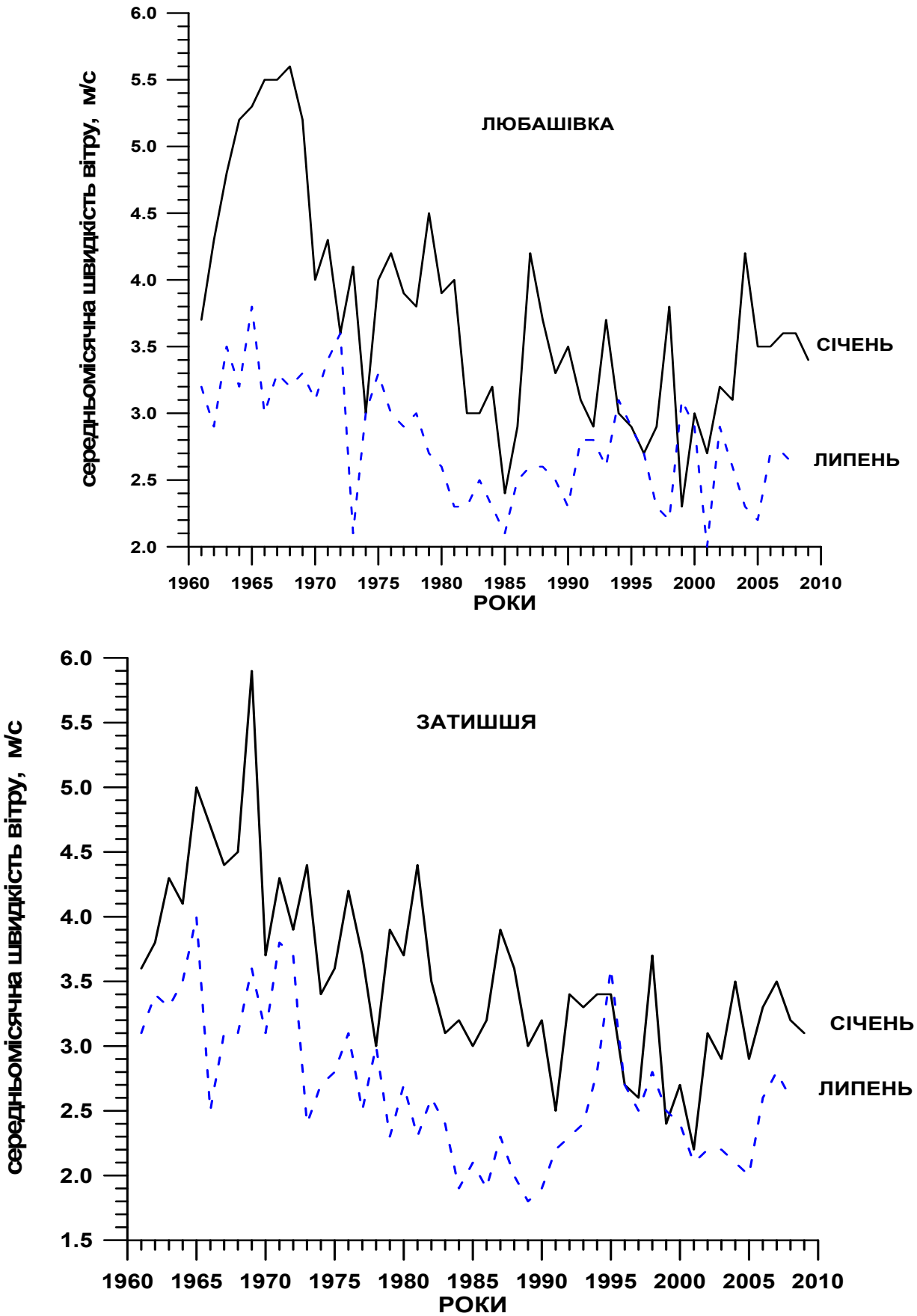
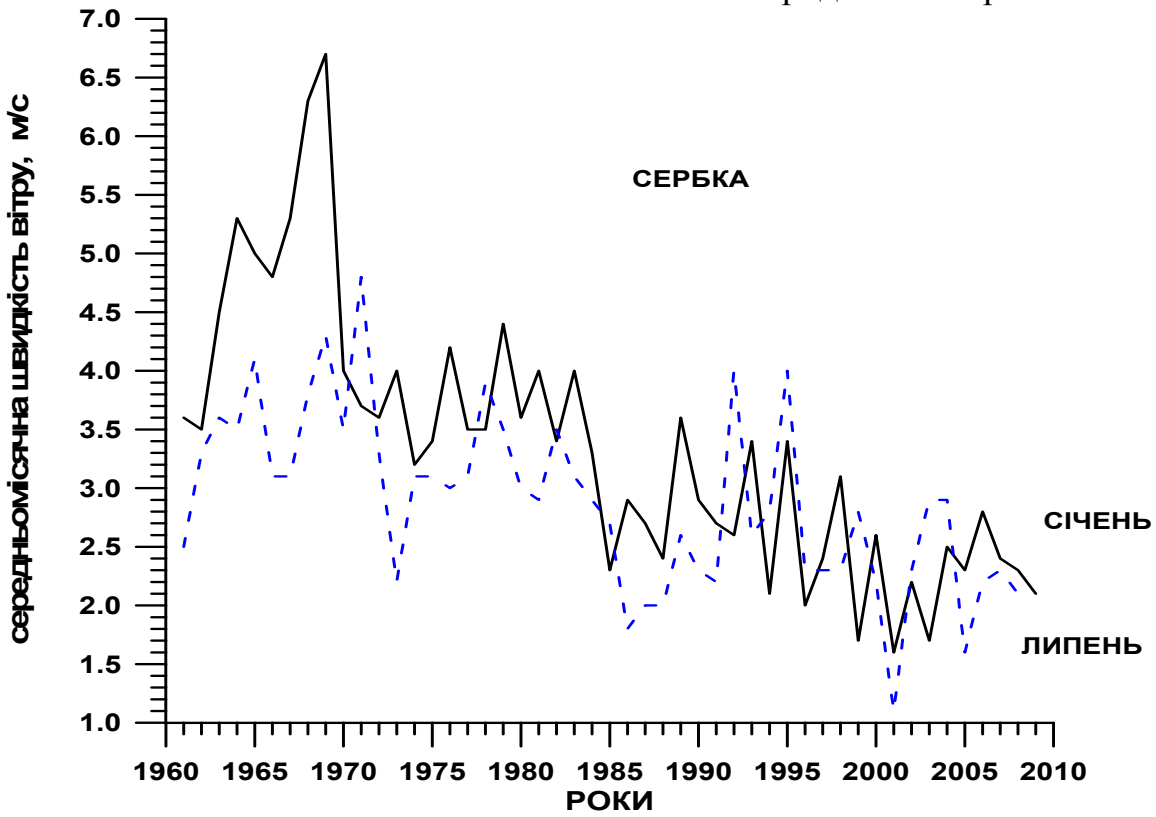
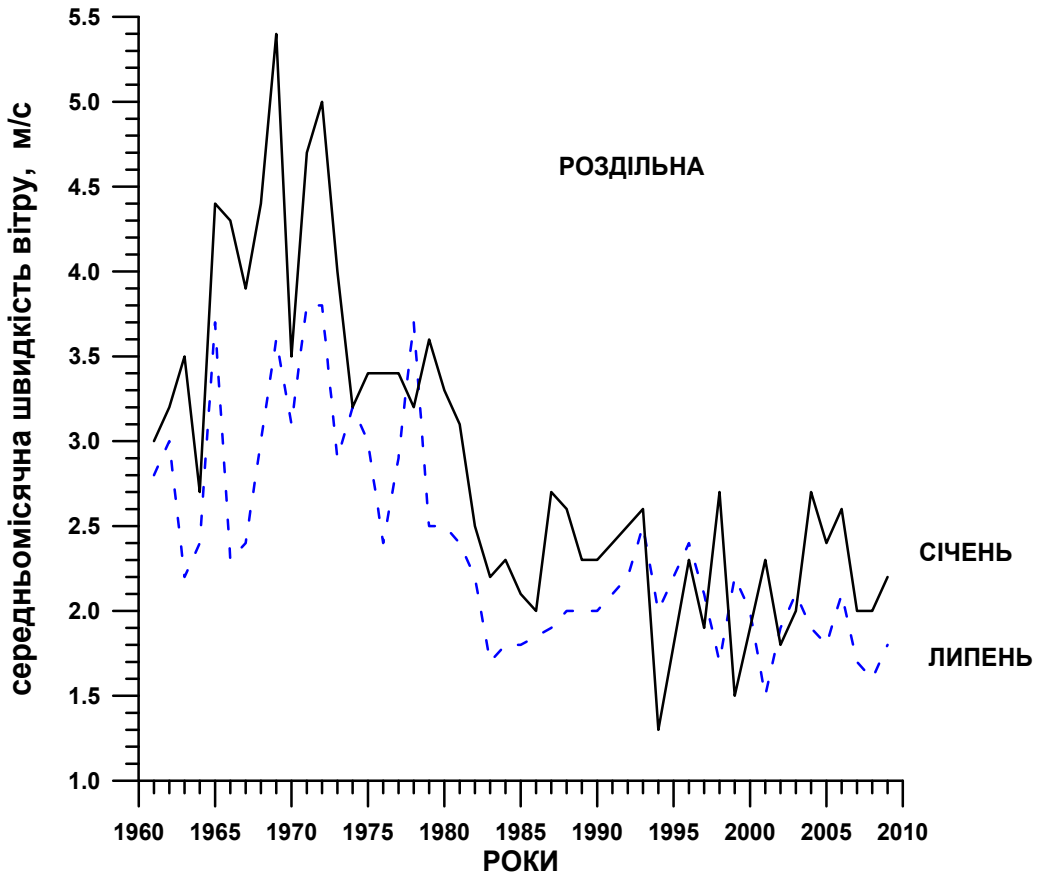
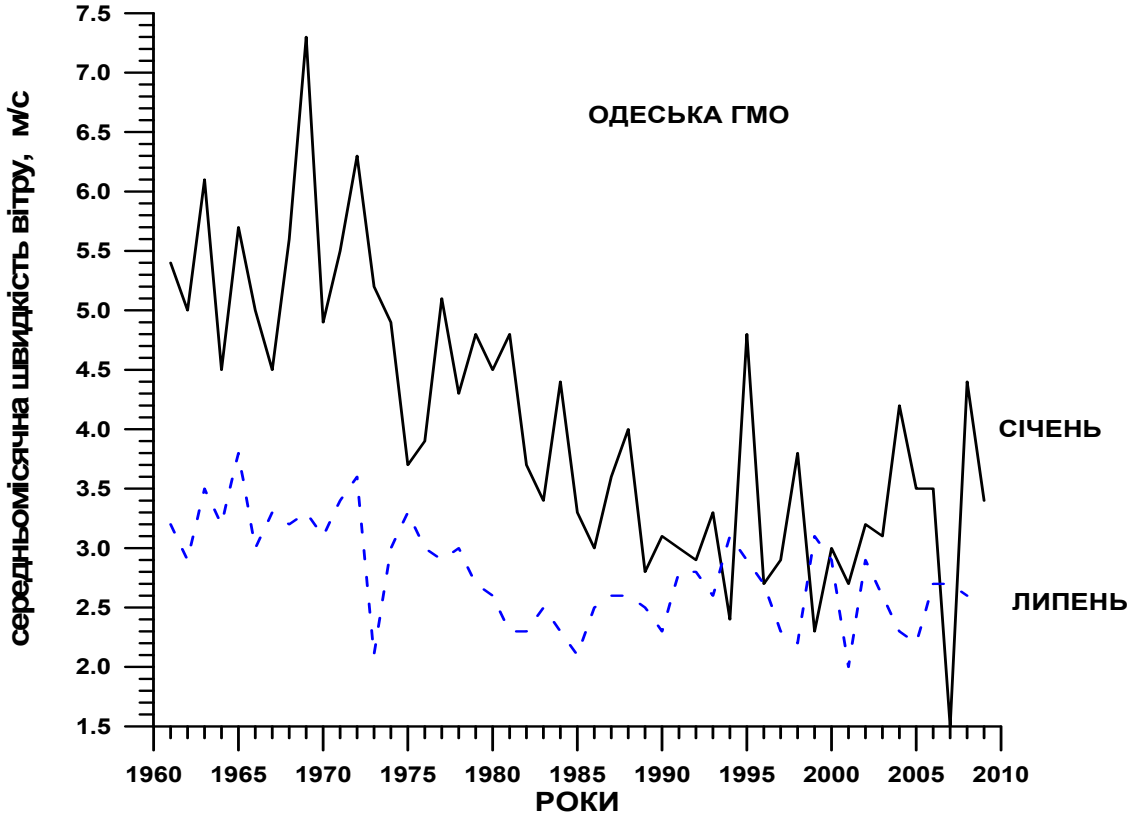


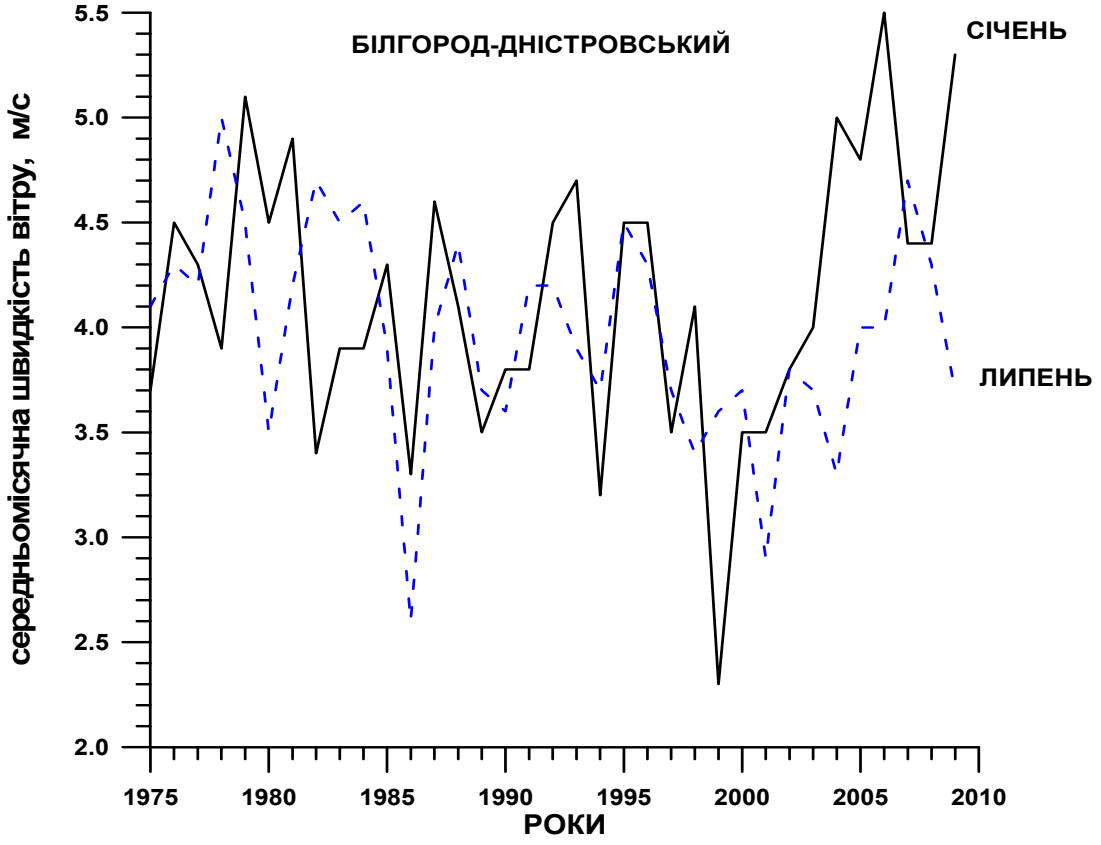
Рис. 3.69. Міжрічна мінливість середньомісячної швидкості настанціях Одеської області

Продовження рис.3.69

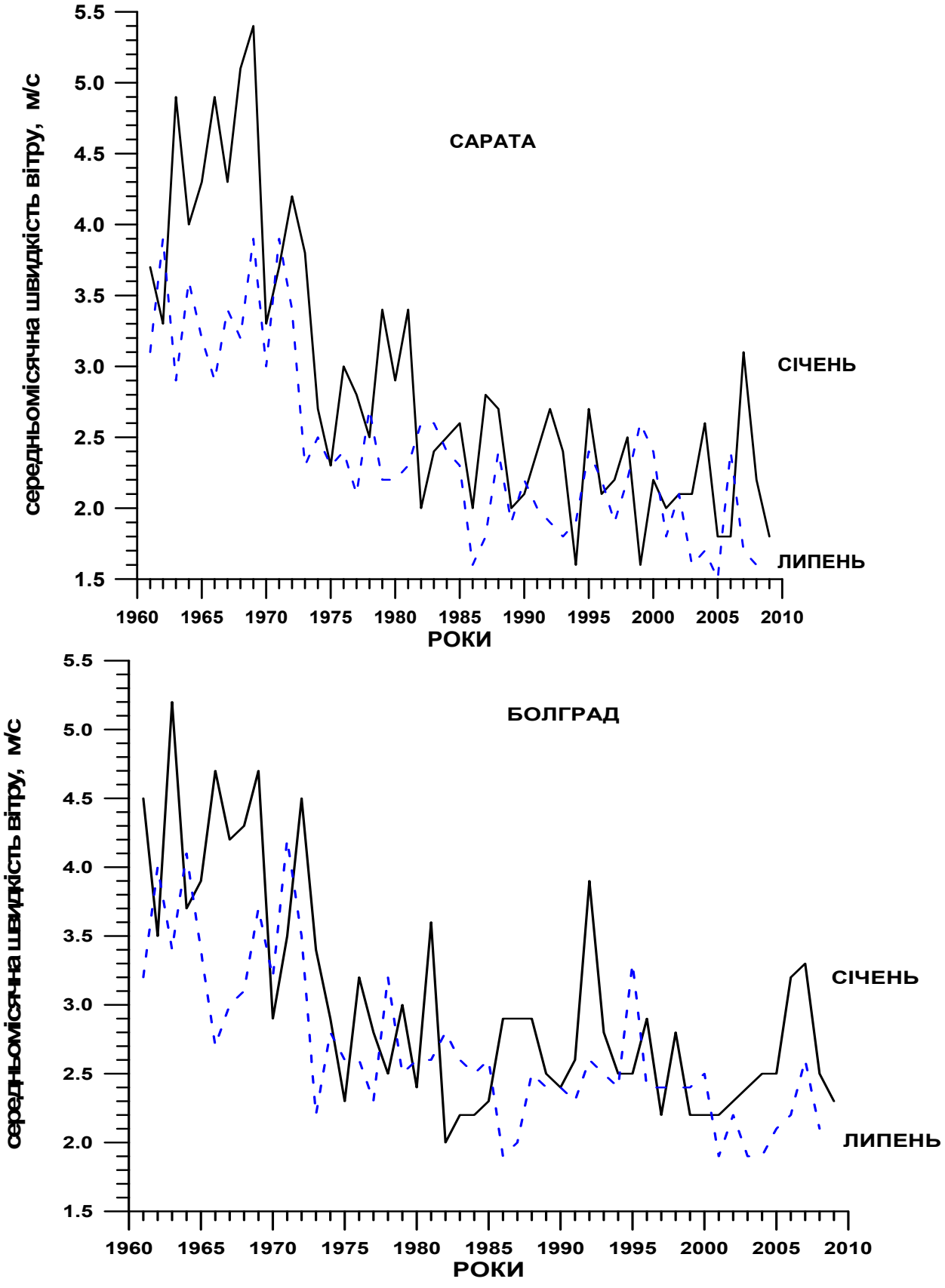




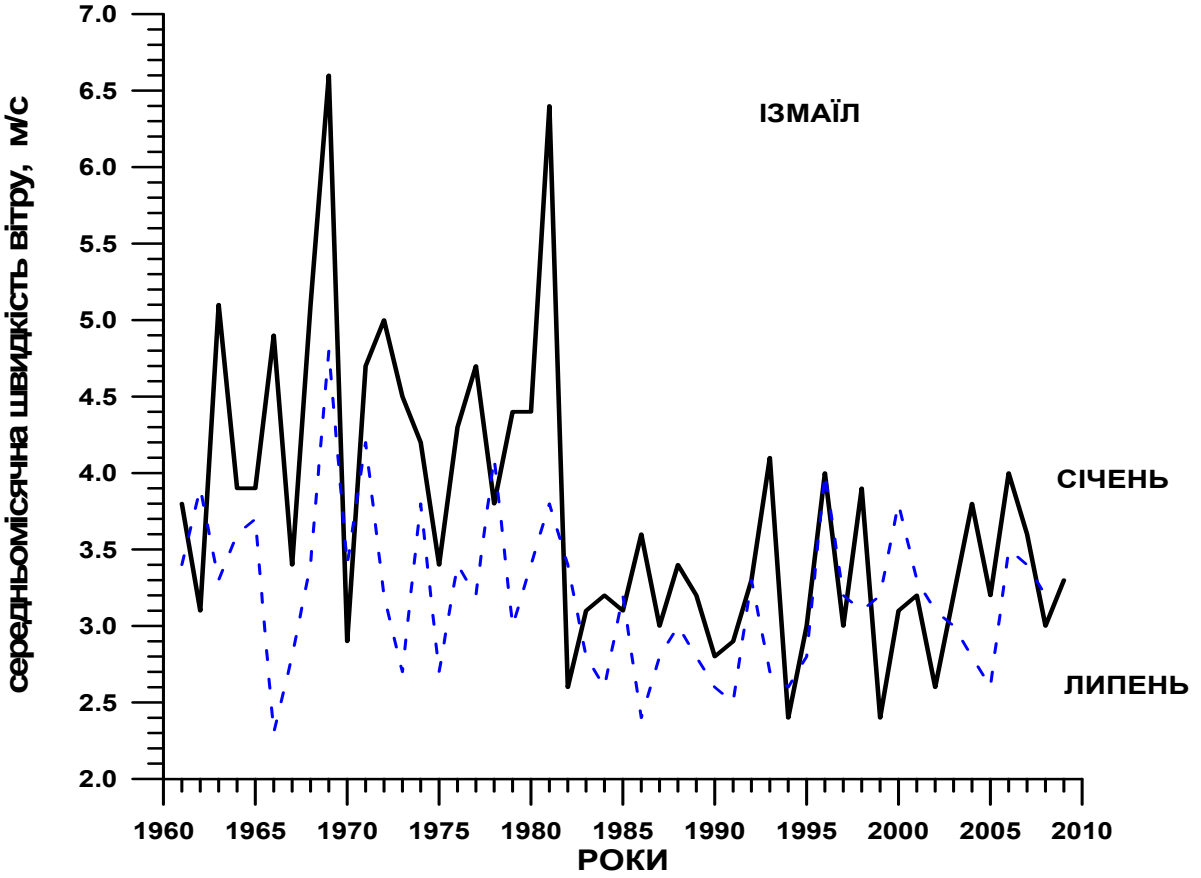

ОДЕСЬКА ГМО
середньомісячна швидкість вітру, м/с
7.5
7.0
6.5
6.0
5.5
5.0
4.5
4.0
3.5
3.0
2.5
2.0
1.5
1960
1965
1970
1975
1980
1985
1990
1995
2000
2005
2010
РОКИ
СІЧЕНЬ
ЛИПЕНЬ

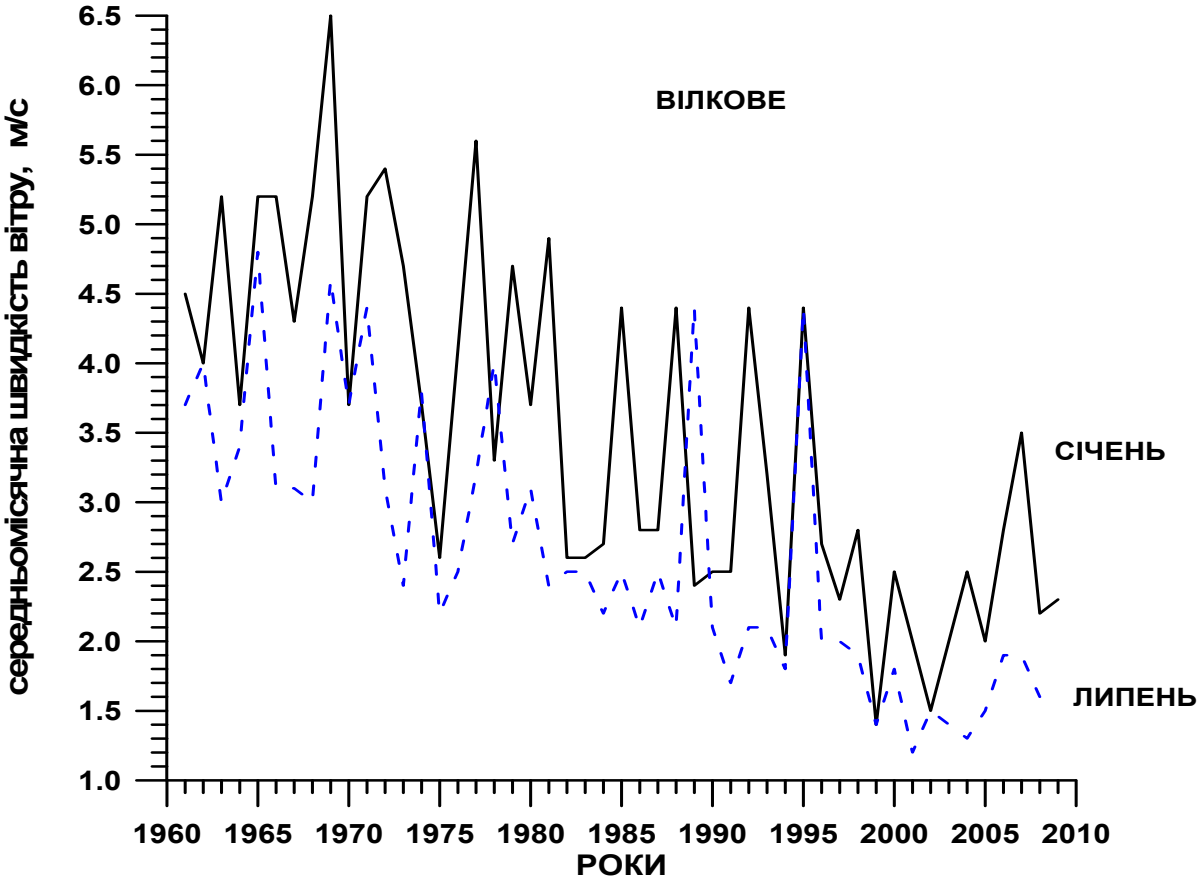

БІЛГОРОД-ДНІСТРОВСЬКИЙ
середньомісячна швидкість вітру, м/с
5.5
5.0
4.5
4.0
3.5
3.0
2.5
2.0
1975
1980
1985
1990
1995
2000
2005
2010
РОКИ
СІЧЕНЬ
ЛИПЕНЬ

Продовження рис. 3.69



Продовження рис. 3.69





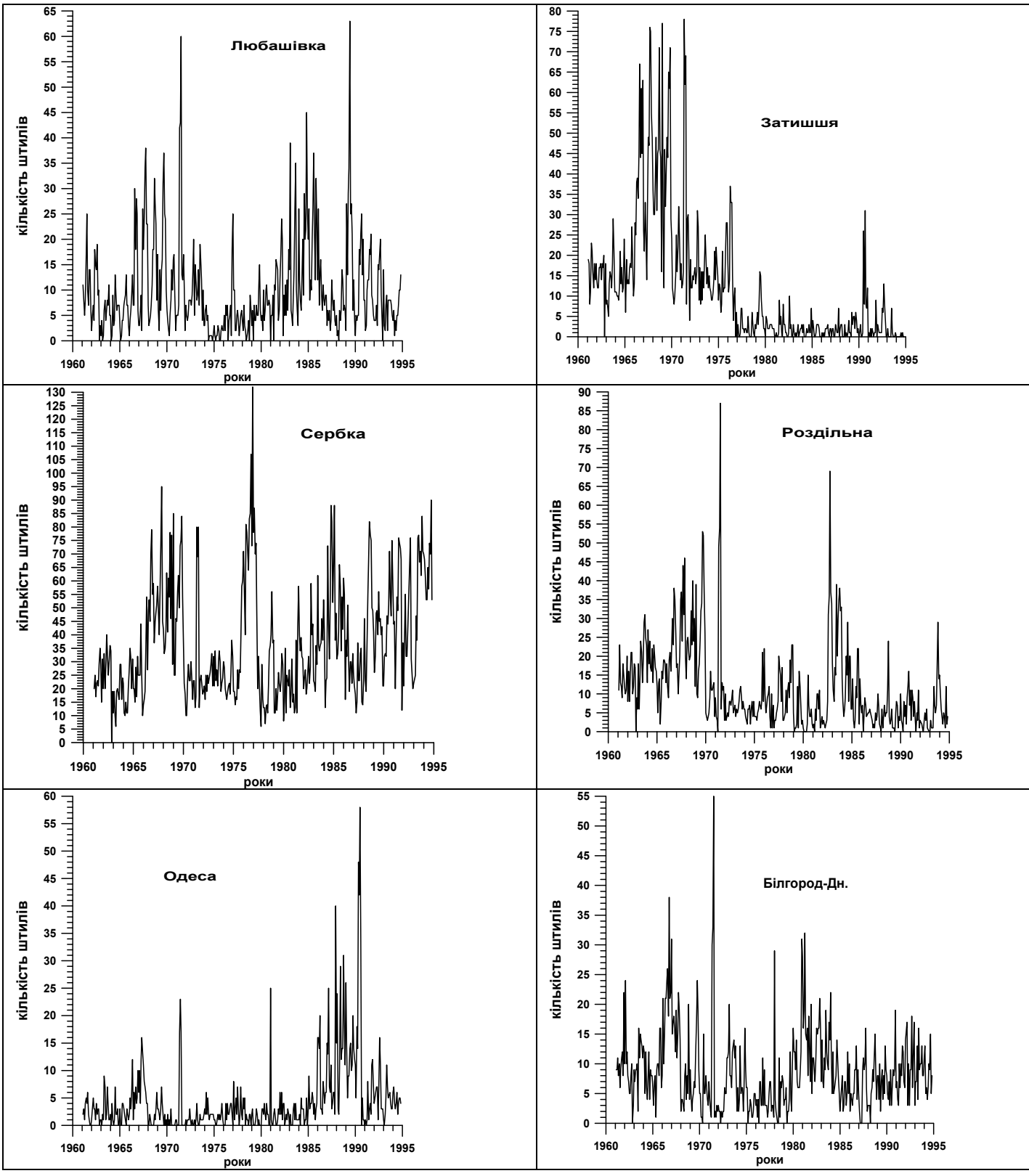
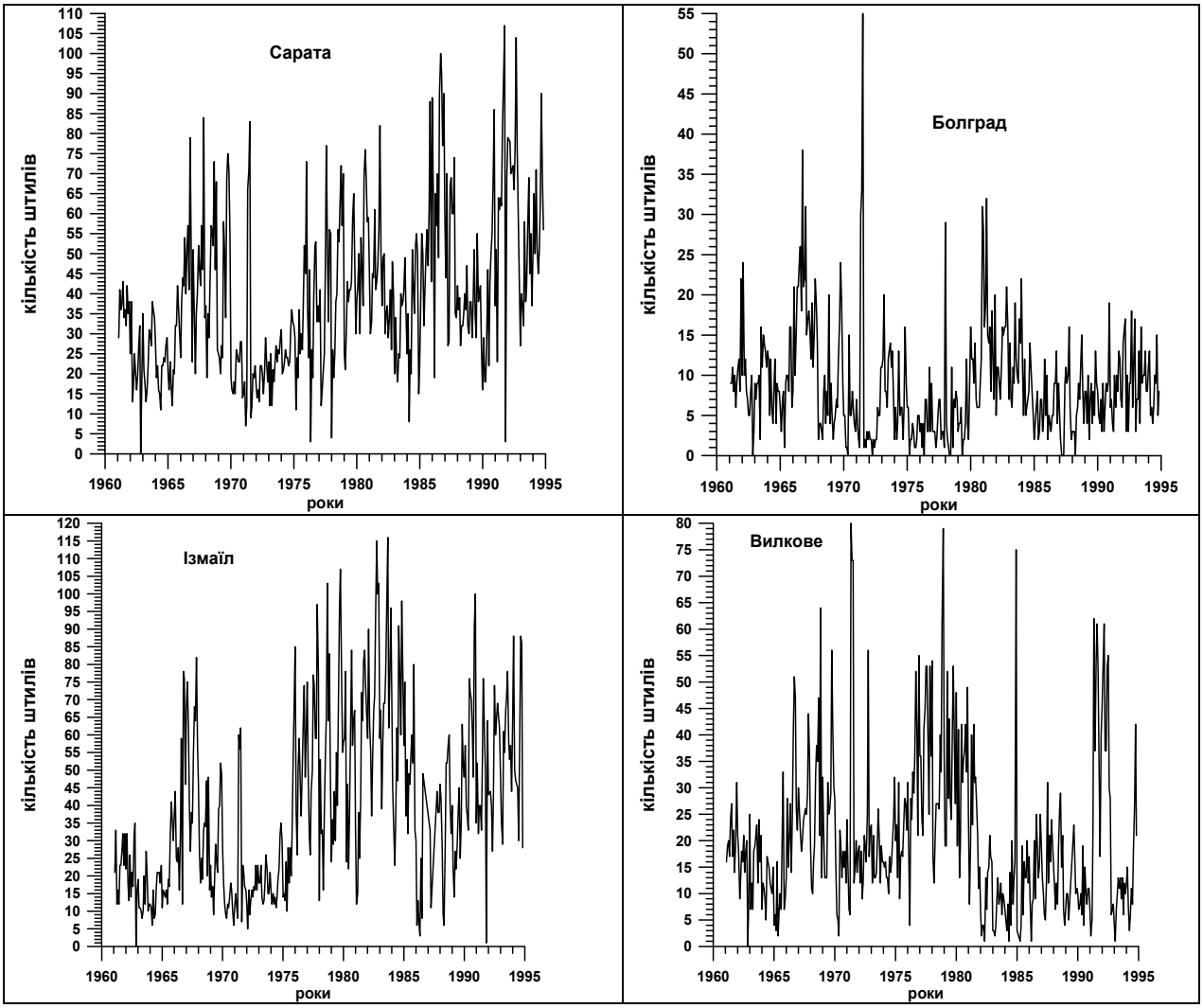
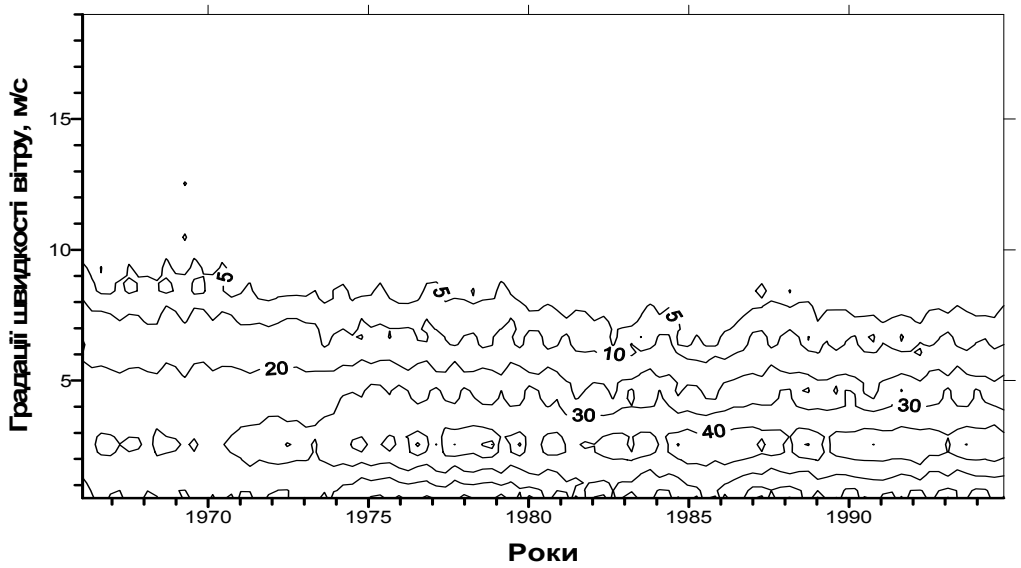


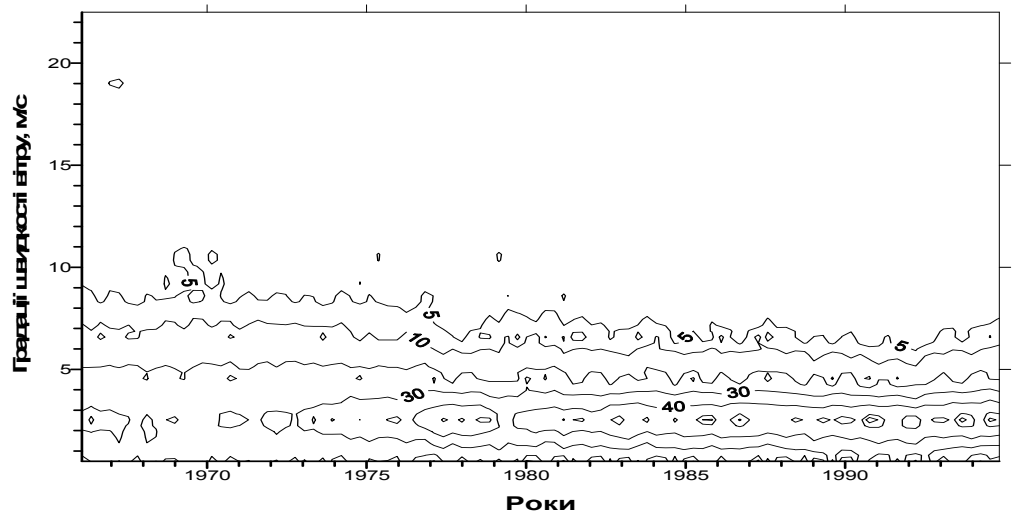
Рис. 3.70. Міжрічна та сезонна мінливість кількості штилів
на станціях Одеської області за період 1961-1994 рр.

Продовження рис.3.70

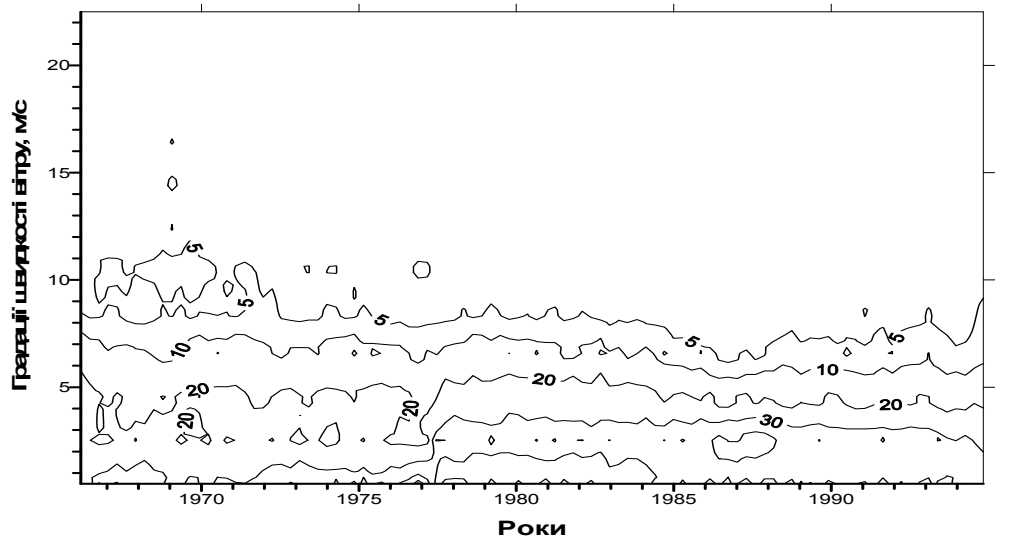




МС Любашівка

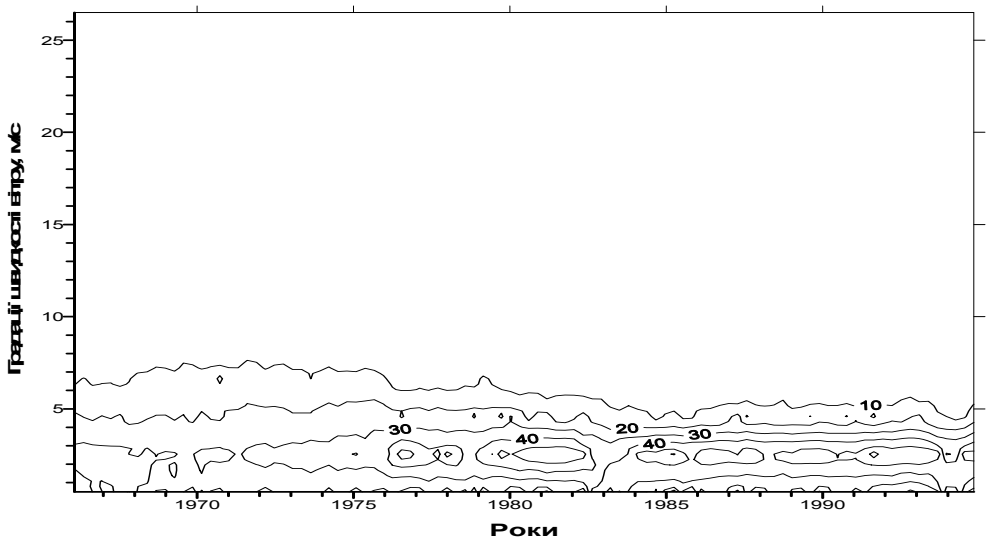


МС Затишшя

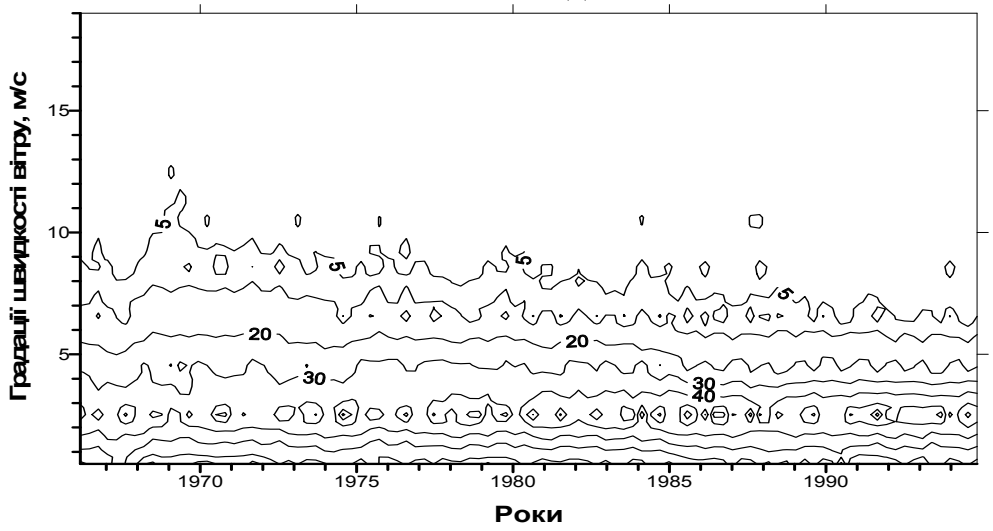


МС Сербка

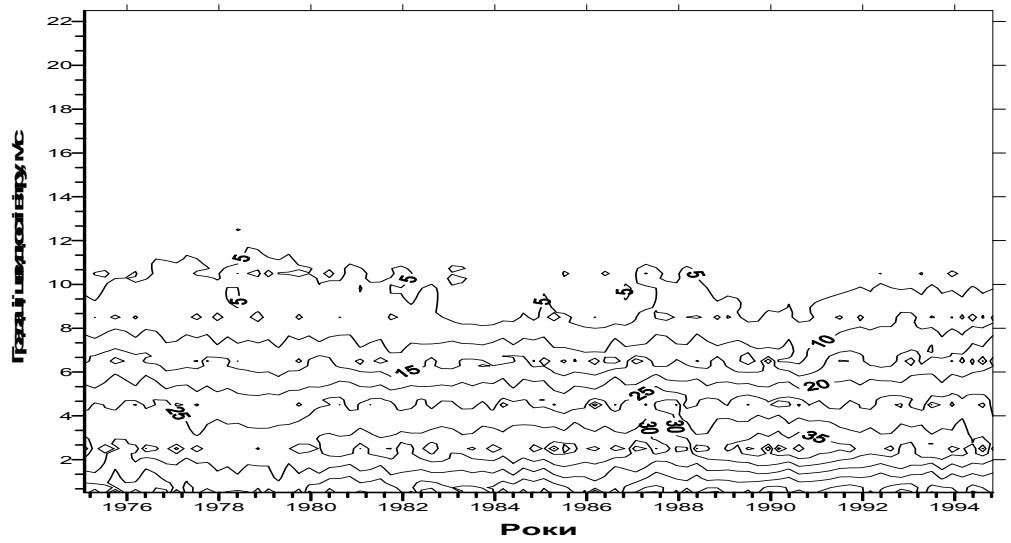
Рис. 3.71. Повторюваність швидкості вітру на станціях Одеської області за 1966–1994 рр.



МС Роздільна

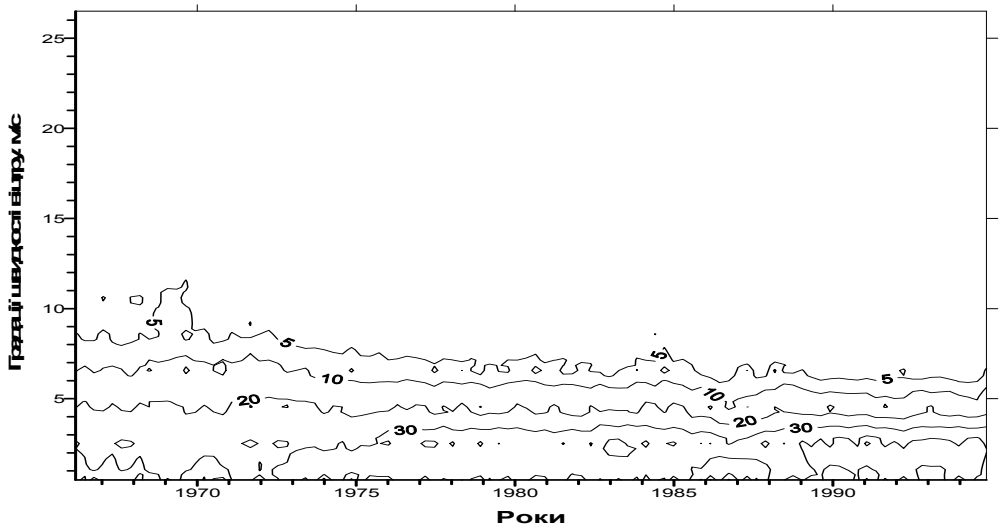


Одеська ГМО

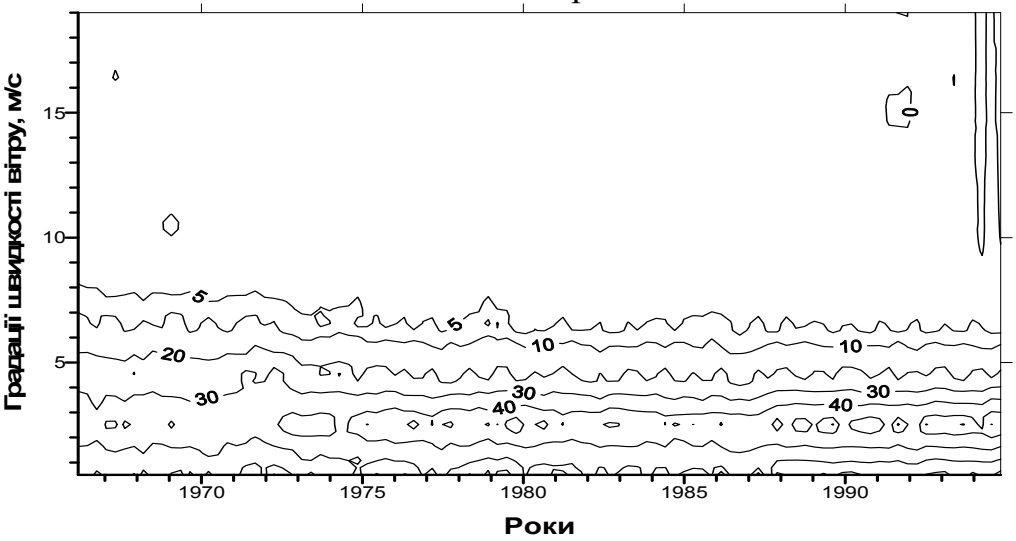


ОС Білгород-Дністровський

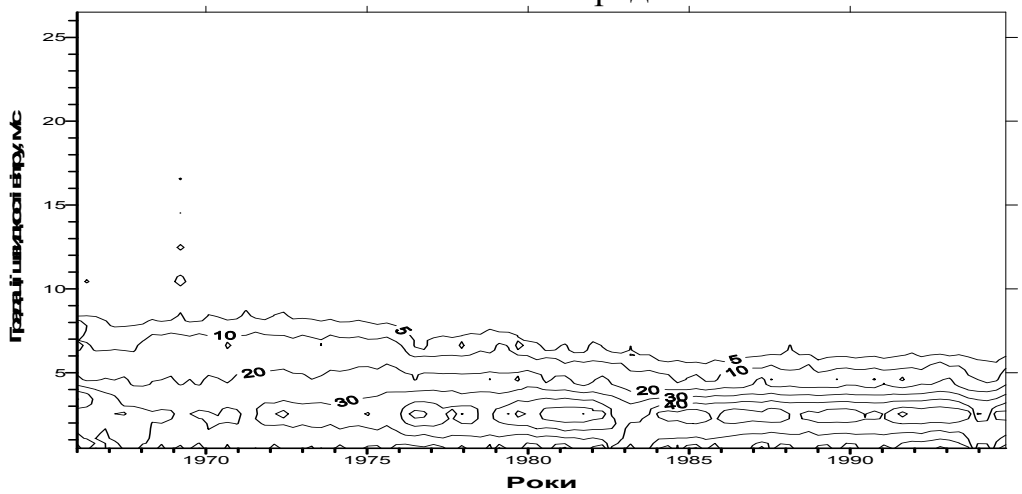
Продовження рис.3.71



МС Сарата

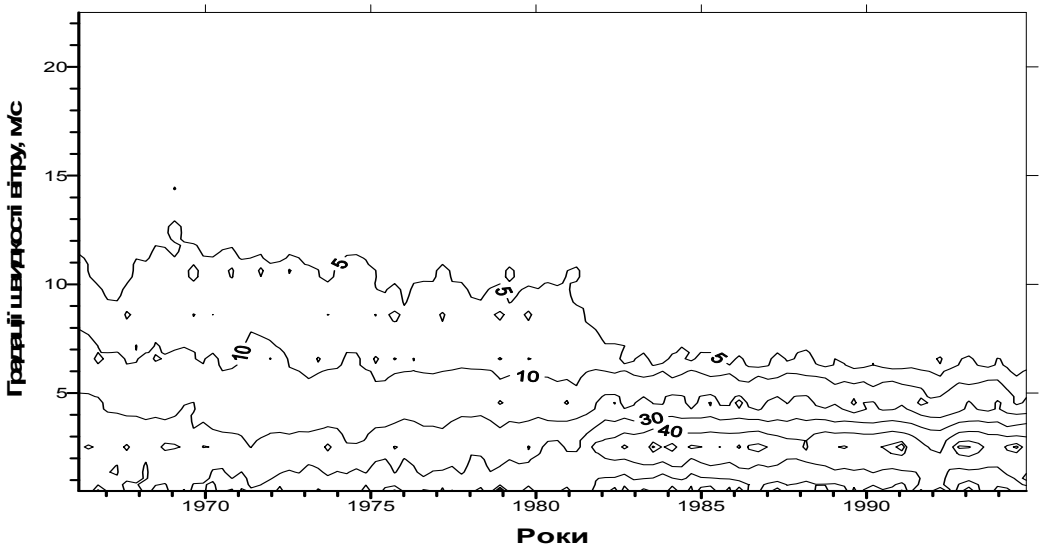


МС Болград



Дунайська ГМО (Ізмаїл)

Продовження рис. 3.71



МС Вилкове

Для статистичного оцінювання кліматичного сигналу (тренда) нами обрано метод інверсій [7], суть якого полягає в наступному. В часовому ряді підраховується число випадків, коли всі наступні значення будуть менше даного члена ряду. При повторенні такої процедури для кожного подальшого члена ряду формується загальна сума інверсій. Далі проводиться перевірка "нульової" гіпотези, згідно з якою спостереження являють собою незалежні вибірки випадкових величин, тобто тренда немає. Якщо знайдена сума інверсій не буде належати області прийняття нульової гіпотези, то приймається гіпотеза, що є тренд, знак якого визначається залежно від розміщення критерію інверсій щодо діапазону прийняття "нульової" гіпотези: менше – від'ємний тренд, а більше - додатний. Оцінки можуть проводитися з різним рівнем значущості: 1, 5 або 10 %, що визначає ймовірність похибки відкидання нульової гіпотези. Нами використовувалось найбільш поширене значення критерію значущості – 5 %.

Кількісну оцінку величини лінійного тренда можна визначити за допомогою методу найменших квадратів і відношення сигнал/шум, де під шумом розуміється середньоквадратичне відхилення (СКВ).

Статистична оцінка змін у часових рядах середньомісячних значень швидкості вітру для 9 станцій Одеської області (Любашівка, Затишшя, Роздільна, Сербка, Одеська ГМО, Сарата, Болград, Ізмаїл та Вилкове), отриманих для січня і липня (див. рис. 3.69), здійснювалася в такий спосіб.

Таблиця 3.40. Середнє число днів з сильним вітром (≥ 15 м/с) по станціях Одеської області

Станція	М і с я ц ь / період норми													
	I		II		III		IV		V		VI		VII	
	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1
Любашівка	2,1	3,0	1,4	5,0	2,0	5,1	2,2	4,0	1,3	3,6	0,7	2,0	0,6	2,1
Затишшя	2,4	0,5	2,2	0,9	2,3	0,7	2,1	0,4	1,4	0,1	0,9	0,1	1,0	0,1
Сербка	3,7	2,4	3,3	2,4	3,0	3,5	3,1	2,6	2,1	1,3	1,8	0,5	2,1	1,4
Роздільна	1,8	1,3	1,9	1,5	1,7	1,8	1,8	2,4	0,9	1,2	0,7	1,0	0,6	1,0
Одесса	5,3	5,0	5,1	3,9	3,4	3,8	2,0	2,6	1,7	1,7	1,2	1,3	1,1	0,9
Білгород-Дністровський	3,8	0,8	4,3	0,7	4,5	1,1	4,5	1,0	2,9	0,4	3,8	0,3	3,9	0,1
Сарата	1,6	2,9	1,4	2,4	1,6	2,7	1,2	2,1	0,9	1,6	0,7	1,7	1,1	1,4
Болград	1,8	3,7	2,0	3,2	1,7	4,5	2,4	3,8	1,7	2,8	1,5	3,2	1,5	2,0
Вилкове	2,5	2,6	2,3	3,2	2,5	4,5	2,6	2,0	1,2	1,6	1,4	1,6	1,0	0,8
Ізмаїл	2,4	4,7	2,9	4,6	2,6	5,9	2,4	4,4	1,2	4,3	1,7	4,2	1,0	3,9

Продовження таблиці 3.40

Станція	М і с я ц ь / період норми										За рік	
	VIII		IX		X		XI		XII			
	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1
Любашівка	0,7	1,8	0,4	1,4	1,0	2,8	1,4	2,8	1,9	3,4	15,7	3,7
Затишшя	0,5	0,1	0,8	0,1	1,1	0,3	1,7	0,4	1,8	0,1	18,2	4
Сербка	1,4	1,1	1,8	1,0	1,9	1,8	2,5	1,1	2,5	1,6	29,2	21
Роздільна	0,6	1,0	0,5	0,8	0,9	1,0	1,5	1,3	1,1	1,1	14,0	15
Одесса	1,5	1,0	2,0	1,3	3,3	3,2	4,4	4,4	4,9	4,4	35,9	34
Білгород-Дністровський	3,4	0,3	3,5	0,2	3,8	0,8	3,5	0,6	3,9	0,8	45,8	7
Сарата	0,5	1,4	1,0	1,2	0,7	1,4	1,1	1,6	1,3	1,2	13,1	22
Болград	0,9	1,9	1,0	1,5	1,3	2,2	1,6	2,5	1,3	2,2	18,7	34
Вилкове	0,8	1,1	1,1	1,0	1,7	1,4	1,8	2,4	2,0	2,0	20,9	24
Ізмаїл	0,5	3,5	0,8	2,5	0,7	3,9	1,6	3,3	1,9	4,0	19,7	49

Спочатку кожен ряд середньомісячних значень швидкості вітру перевірявся на наявність статистично значущих трендів з 5 % забезпеченістю з ковзною шириною вікна, яка дорівнювала 10, 15, 20, 25, 30, 35, 40 рокам, а також довжині даної вибірки 49 і 48 для січня й липня відповідно. Для виявлених періодів зі статистично значущими змінами розраховувалися величини лінійного тренда, СКВ та відношення сигнал/шум.

Зупинимося на аналізі отриманих характеристик лінійних трендів середньомісячних швидкостей вітру. Найважливішими особливостями одержаних результатів можна вважати такі.

Зі збільшенням ширини вікна збільшується частка виявлення статистично значущих лінійних трендів: для ширини вікна 10 років вона не перевищує 25 % від їх можливого числа, для 20 років – 2/3 випадків, а для 25, 35 і 40 років часто досягає 100 %. Отже зі збільшенням довжини ряду ми отримуємо цілком достовірну інформацію про довгострокові тенденції в змінах швидкості вітру на конкретній станції.

Основна частка виявлених трендів довжиною 10–15 років припадає на період до 90-х років. Винятком можна вважати результати обробки для станції Сербка - до 1998 р. для ширини вікна 15 років. Хоча з кінця 80-х років практично для кожної станції відзначалися тренди довжиною 15 років аж до кінця всього розглянутого періоду. Особливо слід зазначити наявність додатних трендів у результатах обробки рядів. Узимку додатні тренди швидкості вітру відзначалися або на початку розглянутого періоду (з 1961 по 1972 рр. у Роздільній та Сербці) або наприкінці періоду (з 1997 по 2009 рр. у Болграді, Любашівці, Вилковому та Затишші). Влітку тільки для Роздільної відзначено зростання швидкості на початку періоду, а на інших станціях - у середині періоду (з 1982 до конца 90-х рр.). Це стосується 10-річної ширини вікна. Додатні тренди для 15-ти і 20-тирічної ширини вікна отримані в основному влітку для середини розглянутого періоду, а до кінця розглянутого періоду - тільки для станції Любашівка. Для Одеси взимку й улітку отримані значущі додатні тренди до кінця розглянутого періоду тільки з 25-тирічною шириною вікна. Але взимку в цьому ж діапазоні (з такою шириною вікна й до кінця розглянутого періоду) відзначені тренди для Любашівки та Ізмаїла.

Відсоток додатних трендів склав від загального числа виявлених трендів у січні 3,8 % і 11.3 % у липні. Зауважимо, що додатні тренди відзначалися тільки для вікон < 25 років. Причому кількість їх помітно зменшилась зі збільшенням ширини вікна. При цьому влітку їхнє загальне число зросло більше, ніж у два рази й найчастіше вони виявлялися на станціях Затишшя, а взимку на станціях Болград та Любашівка.

Слід зазначити, що величини лінійних трендів для будь-якої ширини вікна не були сталими протягом усього періоду, коли вони визначались методом ковзного вікна. Так, наприклад, для станції Роздільна в січні при

ширині вікна 20 років величина лінійного від'ємного тренда збільшилася (за абсолютною величиною) майже у два рази, а потім у стільки ж разів зменшилася. Нами були виділені ще кілька типів змін: стабільне збільшення, стабільне зменшення, зростання-зменшення, незначні зміни. Власне, такі висновки про величини трендів можна було зробити й на основі візуального перегляду відповідних графіків міжрічної мінливості середньомісячних швидкостей вітру на всіх станціях Одеської області (рис. 3.69), з яких чітко видно, що на кожній станції зміни швидкості вітру відбувалися сугубо індивідуально, але все ж таки із загальними рисами: у перші двадцять років відзначалося зростання або помітне зменшення швидкості, в наступний період, як правило, спад швидкостей помітно зменшувався, а з кінця 90-х років відзначалось навіть збільшення швидкості. Відзначимо також, що величина додатних трендів в основному менша за 1 м/с. Більші значення отримані тільки для Роздільної та Сербки в січні для першого десятиліття, а для Вилкового - для останнього десятиріччя. Влітку такі суттєві тренди визначені тільки для Сербки в середині розглянутого періоду.

В табл. 3.41 наведено порівняння величин лінійного тренда для стандартного періоду 1961-1990 рр. та за весь період з 1961 по 2007 рр. Таке порівняння ми вважаємо досить важливим для виявлення ролі останніх майже 20 років після закінчення стандартного періоду визначення норми за 1961–1990 рр. Як бачимо, величина лінійних трендів зростає для всього періоду в січні, тоді як у липні помітно навіть зменшення. Це знайшло своє відбиття при порівнянні величин трендів на кожній станції від зими до літа. Для всього розглянутого періоду величина трендів від літа до зими зростає у півтора-три рази, а для стандартного періоду може відзначатися зворотна тенденція: влітку величини трендів можуть бути навіть у рази більшими, ніж узимку. На трьох станціях (Одеса, Сербка й Вилкове) у зимові місяці за весь період визначено зниження середньомісячних швидкостей майже на 3 м/с.

Аналіз відношення "сигнал/шум" показав, що у переважній кількості випадків, майже 95 і 90 % в обидва сезони, на всіх станціях воно перевищувало одиницю. Причому, це відношення > 2 становило 55 і 45% у січні й липні, а випадки з перевищенням СКВ над сигналом хоча й зросло від зими до літа майже в 2 рази, але лише не набагато перевищило 10 %. Відзначимо також, що СКВ ніколи не перевищувало 1 м/с.

У табл. 3.42 наведені розраховані коефіцієнти кореляції для середньомісячних швидкостей вітру між дев'ятьма станціями Одеської області для січня й липня.

Таблиця 3.41. Лінійні тренди (м/с) середньомісячних швидкостей вітру на станціях Одеської області з імовірністю похибки 5 %

№ п/п	Станція	Січень		Липень	
		період, роки			
		1961-1990	1961-2007	1961-1990	1961-2007
1	Любашівка	-1,1	-1,8	-1,9	-0,8
2	Затишшя	-1,7	-1,6	-1,3	-1,1
3	Роздільна	-1,2	-2,3	-1,8	-1,4
4	Сербка	-1,2	-3,0	-2,1	-1,5
5	Одеса	-1,7	-2,9	-2,5	-1,7
6	Сарата	-1,6	-2,5	-2,5	-1,7
7	Болград	-1,4	-1,8	-2,2	-1,4
8	Ізмаїл	немає	-1,5	-1,2	-0,4
9	Вилкове	-1,4	-3,0	немає	-2,4

Таблиця 3.42. Коефіцієнти кореляції між середньомісячними значеннями швидкості вітру по станціях Одеської області

Станція	Роздільна	Болград	Ізмаїл	Любашівка	Одеса	Сарата	Сербка	Вилкове	Затишшя
Роздільна	1	0,696	0,535	0,671	0,775	0,685	0,707	0,756	0,730
Болград	0,735	1	0,567	0,671	0,829	0,902	0,757	0,778	0,841
Ізмаїл	0,744	0,678	1	0,350	0,515	0,542	0,452	0,449	0,558
Любашівка	0,754	0,704	0,579	1	0,667	0,659	0,628	0,554	0,777
Одеса	0,872	0,670	0,689	0,673	1	0,825	0,735	0,757	0,827
Сарата	0,845	0,880	0,709	0,830	0,805	1	0,665	0,700	0,765
Сербка	0,787	0,678	0,644	0,826	0,748	0,850	1	0,706	0,684
Вилкове	0,854	0,777	0,763	0,625	0,795	0,854	0,728	1	0,668
Затишшя	0,821	0,754	0,713	0,846	0,775	0,857	0,838	0,801	1

Примітка: дані нижньої половини таблиці – для січня, а верхньої половини – для липня

В цілому для зими кореляційний зв'язок між даними на різних станціях виявився вище ніж влітку, однак, саме влітку отримані максимальні значення коефіцієнта кореляції (близько 0,9 між швидкостями вітру в Саратi та Болградi). Проте саме влітку визначена найменша кореляція між даними Ізмаїла та інших станцій. Мінімальний коефіцієнт кореляції між швидкістю вітру для Ізмаїла та Любашівки – 0,35. Отже нами була одержана досить значна кореляція між середньомісячними швидкостями вітру по станціях Одеської області. Поясненням цього результату дослідження може бути наступне.

Територія Одеської області є досить малою у порівнянні з територією України або Азово-Чорноморським басейном, не кажучи вже про територію Європи. Тому значні коливання режимних характеристик синоптичного масштабу, наприклад, вітру або температури, повинні простежуватися практично на всіх станціях Одеського регіону. Однак ступінь їхньої чіткості прояву (виразності) може маскуватися впливом місцевих фізико-географічних чинників. Вище вже зазначалось, що з візуального огляду кривих міжрічної мінливості швидкостей вітру на станціях Одеської області їх загальною властивістю виявилось зменшення швидкості вітру в другій половині XX століття. Зроблена вище статистична оцінка таких трендів підтвердила цей візуально виявлений факт для всіх станцій. Проте ступінь розходження в змінах вітрового режиму, що мали місце, можна дослідити й за допомогою лінійного кореляційного аналізу. Інакше кажучи, синхронність регіональних змін повинна, на нашу думку, підтверждуватись високою корельованістю між вибірками середньомісячних значень швидкості вітру по різних станціях Одеської області. А низька корельованість між даними по вітру на станціях одного регіону може свідчити про значний вплив "містечковості" на режим вітру, яка може бути пов'язана як з особливостями прояву місцевих вітрів, так і з штучними змінами рельєфу або значною перебудовою населених пунктів. Таким чином, можна констатувати, що досить висока кореляція між даними по швидкості вітру для різних станцій підтверджує синхронність регіональних змін швидкості вітру на станціях Одеської області за розглянутий період.

3.3.4. Попередній аналіз вітроенергетичних ресурсів Одеської області

Як відомо, потужність, що виробляється вітродвигуном, пропорційна так званій питомій вітроенергетичній потужності (тут і надалі використані основи методик, наведених у [1, 3, 9]).

$$N = \frac{1}{2}\rho V^3. \qquad (3.18)$$

Формулою (3.18) можна було б користуватися, якби вітродвигун однаковим чином реагував на будь-яку швидкість вітру. Насправді це не так. При малих швидкостях вітру, менших за так звану швидкість зрушення, V_0, вітрове колесо взагалі не обертається, так що при таких V потрібно покласти $U = 0$. Це ж вірно і для дуже великих швидкостей вітру, що становлять небезпеку. При таких швидкостях двигун доводиться виводити з-під вітру. В інтервалі швидкостей, вищих за швидкості автоматичного регулювання, V_p, вітрове колесо при будь-якій швидкості вітру в цьому інтервалі обертається з тією ж кутовою швидкістю, як і при швидкості регулювання. Це означає, що $U=cons,\ t$ при $V_p < V < V_m$.

Таким чином, замість реальної швидкості вітру V у формулу (3.18) слід ввести утилізовану швидкість вітру U, тобто написати

$$\mathrm{N} = \frac{1}{2}\rho U^3 . \tag{3.19}$$

Залежність U від V (рис. 3.72) може розглядатися як передавальна функція вітродвигуна. Проте, треба мати на увазі, що наведена стилізація є вельми грубою.

Нагадаємо, що густина пов'язана з тиском ρ і температурою T рівнянням стану

$$\rho = p/\left(RT\right), \tag{3.20}$$

де T – абсолютна температура, R – питома газова стала для повітря,

$$\rho = 1.275\left(1 + 0.001p'\right)\left(1 - 0.00366\overline{t}\right), \tag{3.21}$$

де p' – перевищення середнього місячного тиску над 1000 гПа; $\overline{t}$ – середня місячна температура, °C.

При цьому відмінність тиску від 1000 гПа істотно позначається лише у зв'язку з висотою розташування пункту.

З (3.21) видно, що зміни ρ в одному пункті складають декілька відсотків, тобто набагато менше змін величини. Тому замість (3.19) можна написати

$$\overline{N} = \frac{1}{2}\overline{\rho} U^3 . \tag{3.22}$$

Знаючи функцію *f (V)* розподілу швидкостей вітру, таку, що *f(V)dV* є імовірністю знаходження швидкості в межах від V до $V+dV$, легко оцінити потенційні вітроенергоресурси за формулою

$$\overline{N_\Pi} = \frac{\overline{\rho}}{2}\int_0^\infty V^3 f\left(V\right) dV . \tag{3.23}$$

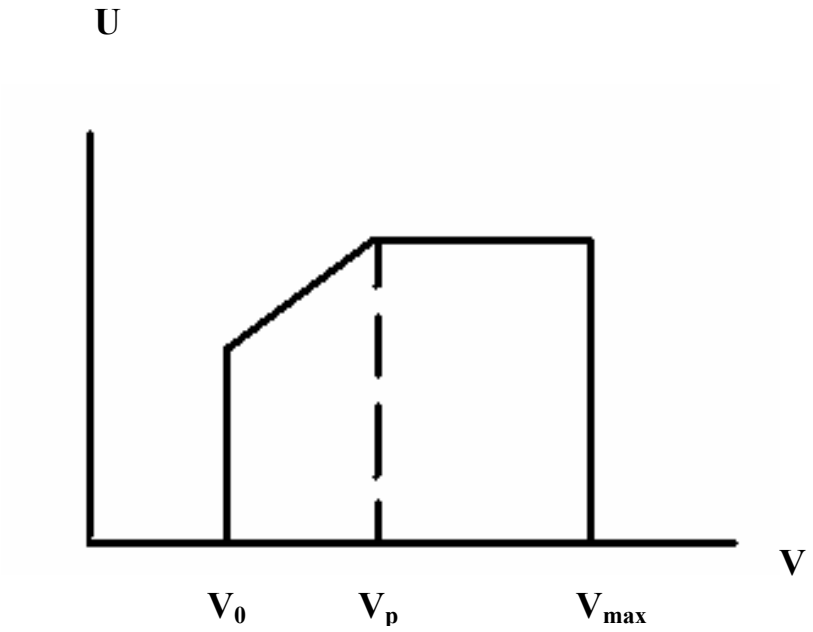


Рис. 3.72. Схема залежності утилізованої швидкості U від V, яку з достатньою для наших цілей точністю можна переписати у вигляді

Аналогічним чином можна оцінити втрати ресурсів за рахунок відмінності від нуля швидкості зрушення V_0

$$\overline{\Delta N_0} = \frac{\overline{\rho}}{2} \int_0^{V_0} V^3 f(V)\, dV \tag{3.24}$$

за рахунок регулювання

$$\overline{\Delta N_p} = \frac{\overline{\rho}}{2} \int_{V_p}^{V_{\max}} \left(V^3 - {V_p}^3 \right) f(V)\, dV \tag{3.25}$$

і за рахунок видалення ВЕУ з-під вітру при $V > V_{\max}$

$$\overline{\Delta N_{\max}} = \frac{\overline{\rho}}{2} \int_{V_{\max}}^{\infty} V^3 f(V)\, dV . \tag{3.26}$$

Тоді утилізована вітроенергетична потужність $\overline{N}$ складе

$$\overline{N} = \overline{N_{\Pi}} - \overline{\Delta N_0} - \overline{\Delta N_p} - \overline{\Delta N_{\max}} \quad . \tag{3.27}$$

Максимальна проектна потужність ВЕУ визначається для деякої стандартної швидкості вітру. Звичайно ця швидкість дорівнює приблизно

12 м/с. В районах із сприятливими вітровими умовами середньорічне виробництво електроенергії складає 25-33 % від його максимального проектного значення [3, 10]. Враховуючи вираз (3.27), можна оцінити ККД ВЕУ таким чином

$$\text{ККД} = \frac{\overline{N}}{\overline{N}_p}, \quad \text{де} \quad \overline{N}_p = \frac{\overline{\overline{\rho}}}{2} V_p^3 \tag{3.28}$$

Дані про розподіл швидкостей вітру по градаціях *f (V)* по великій кількості станцій як для річних розподілів, так і для окремих місяців наведені в Кліматичних довідниках [36, 46] або Щомісячниках. Застосовуючи формули чисельних квадратур, таку інформацію можна використовувати для розрахунку величин (3.23) – (3.27).

При розгляді завдань, пов'язаних з можливістю використання енергії вітру в Одеському регіоні, необхідно мати відомості про тривалість вітру різних градацій швидкості (у годинах). Дані розрахунків, наприклад, для Одеси та Ізмаїла наведені в табл. 3.43 і 3.44 на основі розподілів швидкості вітру за кожен місяць року [39].

Наведені відомості дозволяють нам провести деякий попередній аналіз вітроресурсів для цих двох станцій. Весь діапазон можливих швидкостей на цих станціях розбито на три інтервали: 0-3, 4-13 і 14-21 м/с, які відповідають в середньому трьом режимам роботи ВЕУ відповідно, швидкості, менші за швидкість зрушування вітрового колеса, режим регулювання, передуючий робочому режиму, і власне режим максимальної потужності ВЕУ. Межі між цими інтервалами частково довільні, тобто відповідають якимось середнім параметрам ВЕУ, 4 і 14 м/с. Згідно таблиць 3.43 та 3.44 можна оцінити тривалість дії вітрів по кожному із трьох інтервалів швидкостей [18]. Протягом року в Одесі тривалість простою ВЕУ може становити в окремі місяці від 282 до 442 годин (12 – 18 діб), в Ізмаїлі від 326 до 474 годин (14 – 20 діб), і в цілому за рік – 50,4 і 55 % можливого часу роботи ВЕУ. Відповідно на робочий режим (швидкості більше 13 м/с) припадає всього 36,5 і 53,7 години на рік або 0,4 і 0,6 % часу, а в решту часу (49,2 і 44,3 % для Одеси і Ізмаїла) ВЕУ може виробляти електроенергію незначної потужності, оскільки дуже велика повторюваність швидкостей вітру в діапазоні 4–6 м/с.

На основі формул (3.23) – (3.28) нами розраховані коефіцієнти корисної дії (ККД) щодо можливого використання ВЕУ для всіх 10 станцій Одеської області за даними спостережень в 1996-2007 рр. Усі оцінки демонструють чіткий річний хід цього коефіцієнта, окрім Білгорода-Дністровського (рис. 3.73). У літні та перші два осінніх місяці мають місце мінімальні значення ККД. Максимальні значення в холодний період визначені для Білгорода-Дністровського, Ізмаїла та Одеси.

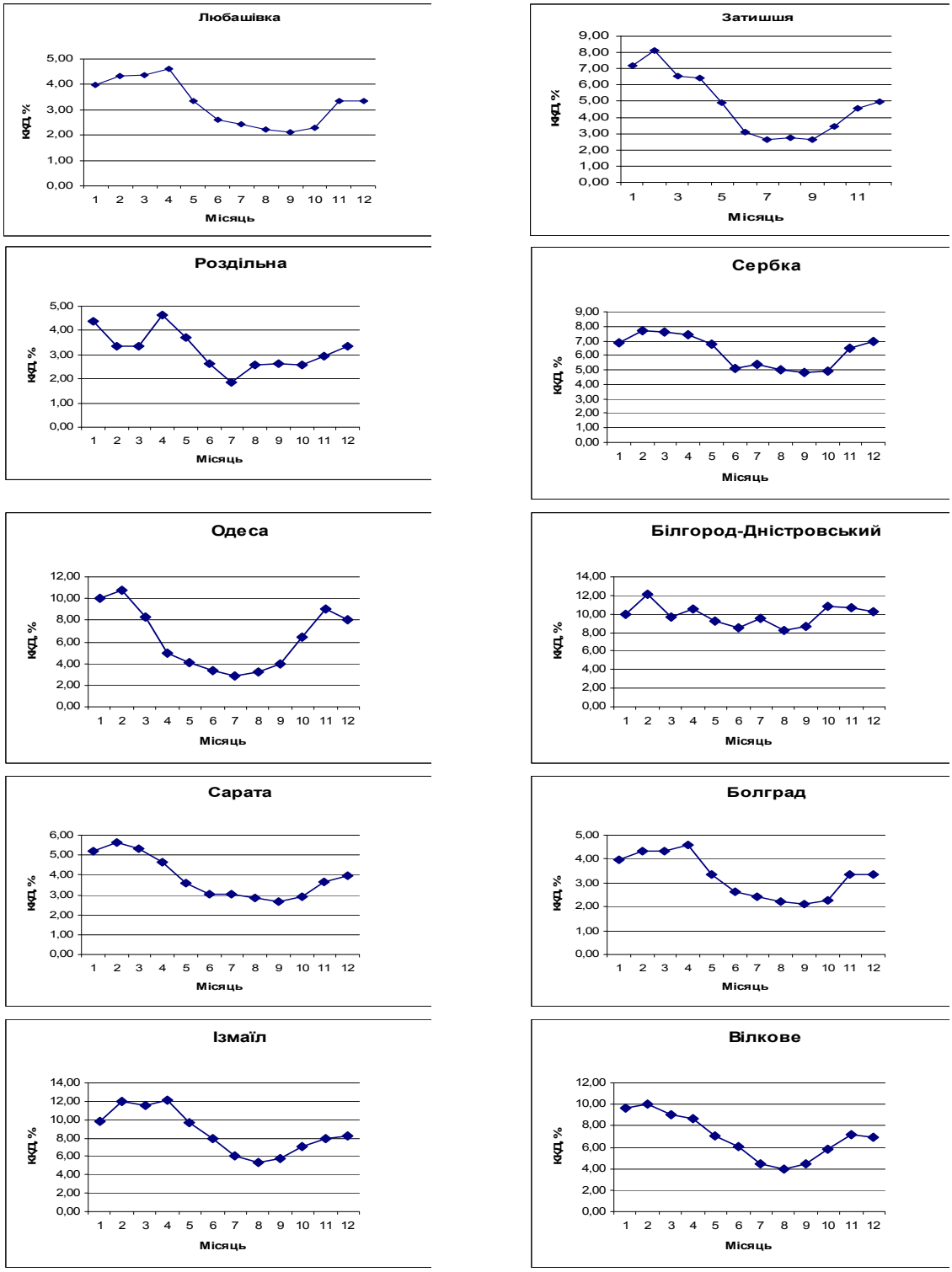


Рис. 3.73. Сезонний хід коефіцієнта корисної дії (ККД) вітроенергетичної установки за даними спостережень на мережі станцій Одеської області

Таблиця 3.43. Тривалість (год) різних градацій швидкості вітру на станції Одеса, обсерваторія

№ п/п	Швидкість вітру, м/с	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	За рік
1	0-1	55,8	56,4	67,0	79,9	73,7	79,2	68,4	62,5	60,5	63,2	54,0	52,8	
2	2-3	226,2	233,2	260,4	294,5	320,7	357,1	374,2	366,0	355,0	334,1	261,4	255,9	
Сума		282,0	289,6	327,4	374,4	394,4	436,3	442,6	428,5	415,5	397,3	315,4	308,7	4412,1
3	4-5	204,6	189,5	209,8	213,1	230,6	193,7	215,8	206,8	194,4	197,9	203,8	232,9	
4	6-7	129,5	92,1	113,8	96,5	84,1	64,8	69,9	84,8	69,8	82,6	107,3	116,8	
5	8-9	64,7	54,4	55,8	28,1	29,8	16,7	11,9	19,3	24,5	36,5	47,5	55,1	
6	10-11	38,7	26,9	23,1	5,0	4,5	7,2	3,0	3,7	11,5	17,9	31,0	17,9	
7	12-13	14,9	10,8	9,7	2,2	0,7	1,4	0	1,5	3,6	8,9	10,8	8,9	
Сума		452,4	373,7	412,2	344,9	349,7	283,8	300,6	316,1	303,8	343,8	400,4	431,6	4313,0
8	14-15	6,7	7,4	3,0	0,7	0	0	0,7	0	0,7	2,2	3,6	3,7	
9	16-17	2,2	1,3	1,5	0	0	0	0	0	0	0,7	0,7	0	
10	18-21	0,7	0	0	0		0	0	0	0	0	0,7	0	
Сума		9,6	8,7	4,5	0,7	0	0	0,7	0	0,7	2,9	5,0	3,7	36,5

Таблиця 3.44. Тривалість (год) різних градацій швидкості вітру на станції Ізмаїл

№ п/п	Швидкість вітру, м/с	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	За рік
1	0-1	197,9	174,7	162,2	155,5	177,8	194,4	242,5	276,8	262,1	278,3	244,8	228,4	
2	2-3	174,8	151,9	186,7	172,8	181,5	189,4	191,2	193,4	193,7	195,7	190,1	204,6	
Сума		372,7	326,6	348,9	328,3	359,3	383,8	433,7	470,2	455,8	474,0	434,9	433,0	4821,2
3	4-5	148,1	138,4	168,9	154,1	174,8	164,9	167,4	146,6	143,3	130,2	139,7	156,2	
4	6-7	85,6	78,6	107,1	99,4	99,0	89,3	76,6	71,4	67,0	71,4	67,7	74,4	
5	8-9	89,3	76,6	87,8	102,2	84,1	61,9	48,4	43,2	41,8	46,9	49,0	49,1	
6	10-11	19,3	27,6	17,1	23,0	20,1	15,1	8,2	11,9	9,4	17,9	18,7	19,3	
7	12-13	14,1	11,4	9,7	7,9	4,5	2,9	6,7	2,2	1,4	2,3	7,2	6,7	
Сума		356,4	332,6	390,6	386,6	382,5	334,1	307,3	275,3	262,9	268,7	282,3	305,7	3885,0
8	14-15	6,7	6,0	3,7	3,6	1,5	1,4	2,2	0	0,7	0,7	2,2	3,0	
9	16-17	6,0	6,7	0,7	1,4	0,7	0,7	0,7	0	0,7	0,7	0,7	1,5	
10	18-21	2,2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,7	
Сума		14,9	12,7	4,4	5,0	2,2	2,1	2,9	0	0	1,4	2,9	5,2	53,7

Найменші показники притаманні для станцій, розташованих у глибині суші. Нагадаємо, що економічно привабливими для розташування ВЕУ є оцінки на рівні близько 20 % та більше.

Наведені оцінки відносяться лише до рівня вимірювання вітру, тобто висоти встановлення вітровимірювача, яка на станціях Одеської області коливається в межах 8-13 м. Оскільки висота вітроколеса для потужних ВЕУ становить 30-70 м, то отримані оцінки варто уточнити з урахуванням відновлення вимірювань швидкості вітру на ціх рівнях. Такий досвід ми вже маємо для Аравійського півострова [33]. Дійсно, навіть на висотах 50 м оцінки вітроресурсів помітно зросли у порівнянні з приземними даними.

Висновки

1. Зменшення середньорічних та багаторічних середньомісячних значень швидкості вітру на станціях півдня України в 1961-1990рр. у порівнянні з періодом 1936-1960 рр. відбулося досить нерівномірно по території Одеської, Миколаївської та Херсонської областей, тобто ці зменшення мали хвилеподібний характер.

2. Детальний аналіз змін характеристик вітру, розрахованих за метеорологічними щомісячниками для періоду 1961-1994 рр. та строковими спостереженнями до 2008-2009 рр. показав, що

а) по більшості станцій Одеської області спостерігається видиме значне зниження середньомісячної швидкості вітру на 1,5-2 м/с;

б) міжрічний хід швидкості вітру в січні і липні виявляє зменшення швидкості вітру в обох місяцях на всіх станціях, за винятком станції Білгород-Дністровський;

в) повсюдно в Одеській області спостерігається зростання повторюваності швидкості вітру в діапазоні 2-3 м/с для обох півріч.

3. Для двох вибірок середньомісячних швидкостей вітру для січня 1961-2009 рр та липня 1961-2008 рр. по всіх станціях Одеської області, окрім Білгорода-Дністровського, були визначені оцінки від'ємних лінійних трендів з імовірністю похибки 5 %. Величина лінійних трендів для стандартного періоду в 30 років зростає для всього періоду в січні, тоді як у липні помітно навіть зменшення.

Відзначимо наявність додатних трендів у результатах обробки рядів середньомісячних швидкостей вітру, але вони відзначалися тільки для вікон < 25 років. Взагалі відсоток додатних трендів склав від загального числа виявлених трендів у січні 3,8 % і 11.3 % у липні.

4. Має місце досить значна кореляція між середньомісячними швидкостями вітру по станціях Одеської області, що підтверджує синхронність регіональних змін швидкості вітру на станціях Одеської області за розглянутий період.

5. Згідно оцінці тривалості дії вітрів по кожному їх трьох інтервалів швидкостей 0-3, 4-13 і 14-21 м/с протягом року в Одесі тривалість простою ВЕУ може становити в окремі місяці від 282 до 442 годин, в Ізмаїлі від 326 до 474 годин, і в цілому за рік складе 50,4 і 55 % можливого часу роботи ВЕУ. Відповідно, на робочий режим (швидкості > 13 м/с) припадає всього 36,5 і 53,7 години за рік або 0,4 і 0,6 % часу, а врешту часу (49,2 і 44,3 % для Одеси і Ізмаїла) ВЕУ може виробляти електроенергію незначної потужності, оскільки дуже велика повторюваність швидкостей вітру в діапазоні 4-6 м/с. Цей висновок підтверджують і оцінки коефіцієнта корисної дії ВЕУ, оскільки його максимальні значення не перевищують 12 %, тоді як економічно обумовленими є коефіцієнти на рівні від 20 %.

6. Тільки прибережні райони Північного Причорномор'я можна вважати придатними об'єктами для додаткових досліджень доцільності розміщення ВЕУ, оскільки тільки тут середньорічні значення швидкості вітру можуть сягати 5 м/с і більше. Крім того, наведені оцінки треба уточнити для рівнів, близьких до 50 м, де зазвичай розташовуються вітроколеса сучасних ВЕУ.

Отже поки можна констатувати стриманий оптимізм щодо оцінки вітроенергетичного потенціалу Одеської області та рекомендувати до використання двигуни невеликої потужності з низькими швидкостями зрушування, щоб вони були економічно вигідними.

4 ЗМІНИ КЛІМАТИЧНИХ ФАКТОРІВ ТА ЇХ ВПЛИВ НА БІОКЛІМАТИЧНІ РЕСУРСИ УКРАЇНИ

У Рамковій конвенції ООН про зміни клімату зазначалось, що зміни клімату Землі та їх несприятливі наслідки є предметом загальної стурбованості людства. Дослідження змін клімату – це одне з пріоритетних напрямків науки.

Глобальне потепління, визнане всіма провідними фахівцями в галузі фізики атмосфери ще з середини 80-их років XX століття, продовжується і до цієї пори. У жовтні 1985 року в м. Філлах (Австрія) відбулась конференція, організована Програмою ООН з навколишнього середовища (ЮНЕП), Всесвітньою метеорологічною організацією (ВМО) та Міжнародною радою наукових спілок, яка офіційно відзначила, що збільшення вмісту парникових газів (вуглекислий газ, метан, оксид азоту тощо) в атмосфері призведе у першій половині XXI ст. до більшого підвищення середньої глобальної температури, ніж будь-яке з тих, що відомі людству за період існування мережі метеорологічних станцій і регулярних спостережень за кліматом. При подвоєнні концентрації парникових газів в атмосфері ймовірне підвищення середньої глобальної температури від 1,5 до 4,5 °С. Іншими причинами потепління називались: змінювання сонячної активності, зростання концентрації тропосферного озону, атмосферна електрика, яка залежить від сонячної активності тощо.

Результати інструментальних спостережень і матеріали палеогеографічних реконструкцій свідчать, що глобальний клімат змінюється і ці зміни супроводжуються негативними наслідками для економіки і умов проживання людини [4, 3]. Необхідність розроблення прогнозу клімату і кліматоохоронних заходів визначає актуальність проблеми змін клімату як у глобальному, так і регіональному масштабах.

При зміні природних умов змінюється й робота організму людини. Якщо ці зміни є сталими (добові, сезонні), то людина до них вже пристосувалась. Якщо ж організм людини ослаблений хворобою або його опір знижений з інших причин, то пристосування до нових умов відбувається важко: людина відчуває дискомфорт або біль у різних органах і системах, може відбуватись серйозне загострення серцево-судинних захворювань, хронічних захворювань запального характеру і психічних розладів тощо. Експерти ВОЗ зазначають, що до 80% захворювань, які відбуваються у теперішній час, мають природне походження внаслідок змін навколишнього середовища. За думкою світового наукового співтовариства, яка була проголошена на міжнародному форумі в Ріо-де-Жанейро у 1994 р., глобальна проблема людства у третьому тисячолітті –

проблема збереження життя і здоров'я людини в умовах погіршення середовища проживання.

Метою даного дослідження є виявлення особливостей змін деяких кліматичних чинників та їх впливу на біокліматичні ресурси на теренах України, а також прогноз біокліматичних показників (на основі певного кліматичного сценарію). Дослідження виконувалось згідно з «Методическими рекомендациями по изучению влияния изменений климата на строительство, энергетику, транспорт и здоровье человека» [11], які розроблено у Головній геофізичній обсерваторії (Росія).

4.1. Зміна кліматичних чинників з кінця XIX і протягом XX сторіччя

4.1.1. Тенденція змін режиму температури

За даними деяких вчених потепління почалось у високих широтах і в холодний період року сягало тут 4-5 °С, а в теплий – в окремих районах було незначним або не відмічалось зовсім. У вертикальному розрізі для помірних широт у північній півкулі з 1950 по 1970 рр. відбулось похолодання, а в 1976-2006 рр. у полярних і середніх широтах позитивні тренди спостерігались до висоти 400 гПа. Зміни клімату, які відбуваються, не є однорідними у часі і просторі, тому необхідно вивчення коливань клімату у різних регіонах з врахуванням особливостей певного регіону і залежності цих коливань від атмосферної циркуляції. Ці зміни впливають на різні сторони життя людства, починаючи від самопочуття людини, економіки і закінчуючи технічними системами, які через зміни клімату потребують змін і у відповідних нормативних документах.

Про інтенсивність зміни температурного режиму планети судять на основі аналізу глобальної осередненої річної температури Землі, яку вважають інтегральною характеристикою глобальної кліматичної системи. Аналіз емпіричних даних дозволив зробити такі висновки: у 40-их роках XX ст. закінчилось потепління у Північній півкулі, яке розпочалось на початку століття; до 70-тих років тривав процес відносно незначних коливань клімату; у середині 70-тих років у Північній півкулі потепління поновлюється з більшою інтенсивністю, ніж у попередні роки і продовжується до теперішнього часу [9, 10].

Динаміка клімату України як регіонального, значною мірою відбиває характерні риси змін глобального клімату. За дослідженнями [5] клімат України чутливий до змін глобального клімату, що підтверджується синхронністю багаторічного ходу аномалії глобальної та регіональної температури повітря. У [9] методом п'ятирічних ковзних, який дозволив частково позбутись випадкових флуктуацій, досліджено зміни температури

повітря за 100-літній період. Тренд температури виявися значущим і спрямованим на зростання.

Для оцінки змін кліматичних характеристик, які впливають на тепловідчуття людини, проведено порівняння середніх місячних значень їх за такі періоди спостережень: I період – 1891-1960 рр. [14]; II період – 1961-1990 рр. [15]. Для цього згідно з [4] розраховано різниці між середніми багаторічними значеннями температури, відносної вологості і швидкості вітру другого періоду і відповідними значеннями їх першого періоду (II-I) для 64 метеорологічних станцій у різних природних зонах України (Передкарпаття і Закарпаття; Полісся; Лісостеп; Північний Степ та Південний Степ).

В таблицях 4.1–4.6 наведено результати порівнянь середніх місячних температур повітря для літньої і зимової пір року, середніх сезонних значень її за періоди 1961–1990 і 1891–1960 рр. (II-I) по окремих природних зонах.

З наведених таблиць випливає, що ефект потепління за весь зимовий період добре помітний на території України і в середньому становить 0,6 °С. При цьому у районі Степу найбільші осереднені по природних зонах додатні різниці (II-I) дорівнюють (0,8-0,9 °С), на півночі і заході країни – 0,3 °С. Найбільше середнє місячне зростання температури за тридцятирічний період в середньому відбулось у лютому і грудні. Але у Карпатах зростання цієї характеристики у грудні становило лише 0,1 °С. У січні спостерігалось найменше підвищення температури на всій території України, а у Поліссі вона взагалі знизилась в середньому на 0,2 °С. Максимальних значень додатні різниці (II–I) досягали на сході країни – 1,6-1,7 °С (Луганськ, Сватове і Лозова), трохи меншими вони були у південних районах.

У літній період середня сезонна температура повітря знизилась в середньому на 0,3 °С. Лише у червні багаторічна середня місячна температура за тридцять років зросла на 0,1-0,8 °С майже по всій території України. Винятком є західна частина Полісся, Передкарпаття, Причорномор’я (крім західної частини його). У липні та серпні відбувалось найбільше зниження середньої місячної температури, яке сягало 1,3-1,4 °С (Кривий Ріг, Донецьк). Правда, на крайньому заході (Ужгород) і сході (Харків) – невелике зростання температури на 0,2 і 0,1 °С.

Таким чином, зимове потепління перевищує літнє похолодання, що тим самим утворює ефект потепління клімату в цілому за рік.

Здобуті результати добре узгоджуються з даними статистичного аналізу кліматичних трендів, викладеними у публікаціях ВМО по Всесвітній кліматичній програмі в розділі «Дані і моніторинг». Карти величини трендів у різні сезони року для Європи охоплюють і Україну. Трендова складова за період 1961-1990 рр. взимку за цими даними сягає

2 °С. Влітку величина трендової складової може набирати невеликих від'ємних значень.

Таблиця 4.1. Різниця середніх багаторічних температур повітря (°С) за два періоди (II-I). Передкарпаття і Закарпаття

Назва станції	Зима				Літо			
	XII	I	II	сезон	VI	VII	VIII	Сезон
Берегове	-0,3	0,3	1,5	0,5	0,1	-0,9	-0,6	-0.5
Ужгород	-0,4	0,0	1,2	0,3	0,6	-0,1	0,2	0,2
Івано-Франківськ	0,4	-0,2	0,4	0,2	-0,3	-0,5	-0,1	-0,3
Коломия	0,2	0,2	0,4	0,3	-0,5	-1,0	-0,9	-0,8
Чернівці	0,5	0,1	0,6	0,4	0,0	-0,6	-0,6	-0,4
Середнє	**0,08**	**0,08**	**0,82**	**0,34**	**-0,02**	**-0,62**	**-0,40**	**-0,36**

Таблиця 4.2. Різниця середніх багаторічних температур повітря (°С) за два періоди (II-I). Полісся

Назва станції	Зима				Літо			
	XII	I	II	сезон	VI	VII	VIII	Сезон
Володимир-Волинський	0,3	-0,1	0,2	0,1	-0,3	-0,7	-0,3	-0,4
Ковель	0,4	-0,1	0,3	0,2	-0,2	-0,6	-0,2	-0,3
Броди	0,0	-0,2	0,2	0,0	-0,3	-0,8	-0,5	-0,5
Луцьк	0,1	0,0	0,4	0,2	-0,2	-0,6	-0,2	-0,3
Любешів	0,4	-0,2	0,2	0,1	-0,2	-0,7	-0,2	-0,4
Сарни	0,6	-0,2	0,2	0,2	-0,2	-0,6	-0,1	-0,3
Новоград-Волинський	0,7	0,0	0,6	0,4	0,4	-0,6	-0,2	-0,1
Коростень	0,8	0,0	0,8	0,5	0,8	-0,3	0,1	0,2
Овруч	0,7	0,0	0,6	0,4	0,6	-0,5	-0,3	-0,1
Житомир	0,5	-0,3	0,3	0,2	0,0	-0,9	-0,4	-0,4
Поліське	0,8	0,0	0,6	0,5	0,6	-0,3	0,1	0,1
Чернігів	0,9	-0,4	0,6	0,4	0,1	-0,7	-0,5	-0,4
Щорс	0,8	-0,4	0,7	0,4	0,3	-0,6	-0,3	-0,2
Семенівна	0,7	-0,6	0,7	0,3	0,1	-0,6	-0,4	-0,3
Середнє	**0,55**	**-0,19**	**0,46**	**0,28**	**0,11**	**-0,61**	**-0,24**	**-0,24**

Таблиця 4.3. Різниця середніх багаторічних температур повітря (°С) за два періоди (II–I). Лісостеп

Назва станції	Зима				Літо			
	XII	I	II	сезон	VI	VII	VIII	Сезон
Тернопіль	-0,1	-0,4	0,2	-0,1	-0,4	-1,0	-0,6	-0,7
Ямпіль	0,0	-0,2	0,2	0,0	-0,3	-0,7	-0,3	-0,4
Рівне	0,2	0,0	0,4	0,2	-0,3	-0,7	-0,3	-0,4
Шепетівка	0,4	-0,2	0,3	0,2	0,1	-0,8	-0,2	-0,3
Хмельницький	0,4	0,1	0,6	0,4	0,0	-0,6	-0,2	-0,3
Вінниця	0,9	0,2	1,0	0,7	0,4	-0,4	-0,1	0,0
Крижопіль	0,7	0,7	1,4	0,9	1,0	-0,1	-0,1	0,3
Біла Церква	0,6	0,1	1,0	0,6	0,5	-0,3	-0,2	0,0
Умань	1,0	0,2	1,2	0,8	0,3	-0,4	-0,7	-0,3
Ім. Старченко	1,0	0,3	0,9	0,7	0,4	-0,4	-0,3	-0,1
Шевченко	0,9	-0,1	0,8	0,5	0,2	-0,4	-0,5	-0,2
Ніжин	0,9	0,0	0,8	0,6	0,5	-0,3	-0,2	0,0
Яготин	1,0	0,1	1,0	0,7	0,5	-0,3	-0,1	0,0
Конотоп	1,1	0,1	0,7	0,6	0,1	-0,6	-0,3	-0,3
Лубни	1,2	0,3	0,9	0,8	0,6	-0,2	-0,1	0,1
Суми	1,3	0,2	1,2	0,9	0,4	-0,1	-0,2	0,0
Полтава	1,4	0,3	1,1	0,9	0,4	-0,5	-0,3	-0,1
Харків	1,4	0,1	1,0	0,8	0,5	-0,1	0,1	0,2
Середнє	**0,79**	**0,10**	**0,82**	**0,57**	**0,27**	**-0,44**	**-0,26**	**-0,14**

Таблиця 4.4. Різниця середніх багаторічних температур повітря (°С) за два періоди (II-I). Північний Степ

Назва станції	Зима				Літо			
	XII	I	II	сезон	VI	VII	VIII	Сезон
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Затишшя	1,1	0,4	0,9	0,8	0,3	-0,7	-0,4	-0,3
Любашівка	0,9	0,0	0,7	0,5	0,1	-1,0	-0,7	-0,5
Первомайськ	1,0	0,1	0,8	0,6	0,2	-0,7	-0,5	-0,3
Вознесенськ	1,2	0,2	0,8	0,7	0,2	-0,8	-0,5	-0,4
Бобринець	1,1	0,5	0,7	0,8	0,3	-0,6	-0,3	-0,2
Кіровоград	1,0	-0,1	0,8	0,6	0,7	-0,2	-0,2	-0,1
Кривий Ріг	1,2	0,1	0,6	0,6	-0,1	-1,3	-0,9	-0,8
Комісарівка	1,2	0,0	0,8	0,7	0,3	-0,7	-0,4	-0,3
Губиниха	1,6	0,3	1,1	1,0	0,4	-0,4	-0,4	-0,1
Пришиб	1,3	0,4	0,9	0,9	0,1	-0,9	-0,4	-0,4
Чапліно	1,2	0,4	1,0	0,9	0,4	-0,6	-0,4	-0,2

Продовження таблиці 4.4								
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Лозова	1,7	0,7	1,4	1,3	0,4	-0,4	-0,3	-0,1
Волноваха	1,4	0,5	1,3	1,1	0,5	-0,4	-0,2	-0,0
Донецьк	0,8	-0,1	0,6	0,4	-0,7	-1,4	-0,4	-0,8
Сватове	1,6	0,4	1,1	1,0	0,1	-0,6	-0,8	-0,4
Луганськ	1,6	0,7	1,2	1,2	0,2	-0,6	-0,2	-0,2
Середнє	**1,24**	**0,28**	**0,92**	**0,82**	**0,16**	**-0,71**	**-0,44**	**-0,32**

Таблиця 4.5. Різниця середніх багаторічних температур повітря (°С) і за два періоди (II-I). Південний Степ

Назва станції	Зима				Літо			
	XII	I	II	сезон	VI	VII	VIII	Сезон
Болград	0,6	1,2	0,8	0,9	0,2	-1,1	-0,7	-0,5
Сарата	0,8	0,8	1,0	0,9	0,0	-0,8	-0,5	-0,4
Сербка	1,0	0,2	1,0	0,7	-0,1	-1,3	-0,5	-0,6
Миколаїв	1,1	0,4	1,0	0,8	0,1	-0,9	-0,4	-0,4
Бехтери	1,3	0,6	1,1	1,0	-0,1	-0,8	-0,5	-0,5
Асканія-Нова	1,3	0,4	1,0	0,9	0,0	-0,6	-0,4	-0,3
Нижні Сірогози	1,4	0,5	0,8	0,9	-0,2	-0,7	-0,5	-0,5
Мелітополь	1,3	0,4	0,8	0,8	-0,3	-0,9	-0,3	-0,5
Роздольне	-	-	-	-	-	-	-	-
Джанкой	1,2	0,5	0,8	0,8	-0,1	-0,7	-0,7	-0,5
Клепініно	1,3	0,5	1,3	1,0	0,1	-0,6	-0,5	-0,3
Білогірськ	1,2	0,5	1,0	0,9	0,2	-0,4	-0,5	-0,2
Середнє	**1,14**	**0,55**	**0,96**	**0,87**	**-0,02**	**-0,80**	**-0,50**	**-0,43**

Таблиця 4.6. Різниця середніх багаторічних температур повітря (°С) за два періоди (II-I) по різних природних зонах

Природні зони	Зима				Літо			
	XII	I	II	сезон	VI	VII	VIII	Сезон
Закарпаття і Передкарпаття	0,08	0,08	0,82	0,34	-0,02	-0,62	-0,40	-0,36
Полісся	0,55	-0,19	0,46	0,28	0,11	-0,61	-0,24	-0,24
Лісостеп	0,79	0,10	0,82	0,57	0,27	-0,44	-0,26	-0,14
Північний Степ	1,24	0,28	0,92	0,82	0,16	-0,71	-0,44	-0,32
Південний Степ	1,14	0,55	0,96	0,87	-0,02	-0,80	-0,50	-0,43
Середнє	**0,76**	**0,16**	**0,80**	**0,58**	**0,10**	**-0,64**	**-0,37**	**-0,30**

4.1.2. Динаміка режиму відносної вологості

Відносна вологість найбільше відображає мінливість вмісту вологи в повітрі у часі та просторі. Розподіл її по території визначається температурним режимом та надходженням вологи в атмосферу. З підвищенням температури повітря тиск насичення зростає більш інтенсивно, ніж парціальний тиск водяної пари, а відносна вологість при цьому зменшується.

Вище зазначалось, що температура повітря змінюється, тому зрозуміло, викликає зацікавлення і те, як це кількісно відбивається на зміні відносної вологості у різні пори року. Через це далі проведено аналіз змін відносної вологості на території України. В таблицях 4.7 – 4.12 наведено результати порівнянь середніх місячних значень відносної вологості взимку і влітку, а також середніх сезонних значень її за періоди 1961–1990 і 1891–1960 рр. (II-I) по окремих природних зонах.

Таблиця 4.7. Різниця середніх багаторічних значень відносної вологості (%) за два періоди (II-I). Передкарпаття і Закарпаття

Назва станції	Зима				Літо			
	XII	I	II	сезон	VI	VII	VIII	Сезон
Берегове	2	2	-1	1,0	2	1	2	1,7
Ужгород	0	1	-2	-0,3	0	1	1	0,7
Івано-Франківськ	-2	-1	-2	-1,7	3	2	0	1,7
Коломия	-3	0	0	-1,0	2	1	2	1,7
Чернівці	-3	-1	-1	-1,7	2	2	2	2,0
Середнє	**-1,20**	**0,20**	**-1,20**	**-0,74**	**1,80**	**1,40**	**1,40**	**1,56**

Таблиця 4.8. Різниця середніх багаторічних значень відносної вологості (%) за два періоди (II-I). Полісся

Назва станції	Зима				Літо			
	XII	I	II	сезон	VI	VII	VIII	сезон
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Володимир-Волинський	-1	0	-1	-0,7	3	1	-3	0,3
Ковель	-1	0	-1	-1,7	3	2	-1	1,3
Броди	1	1	1	1,0	2	1	0	1,0
Луцьк	0	-1	0	-0,3	3	2	0	1,7
Любешів	0	-1	-2	-1,0	3	1	-2	0,7
Сарни	0	0	-1	-0,3	5	2	0	2,3

Продовження таблиці 4.8

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Новоград-Волинський	0	-1	0	-0,3	5	5	2	4,0
Коростень	-2	-3	-3	-2,7	4	4	0	2,7
Овруч	0	-1	-1	-0,7	4	5	2	3,7
Житомир	0	-1	0	-0,3	4	4	1	3,0
Поліське	-1	-1	0	-0,7	5	6	4	5,0
Чернігів	1	-2	-2	-1,0	5	6	4	5,0
Щорс	1	-1	-1	-0,3	5	5	2	4,0
Семенівка	0	-2	-2	-1,3	5	5	2	4,0
Середнє	**-0,18**	**-0,72**	**-0,72**	**-0,52**	**3,11**	**2,72**	**0,50**	**2,15**

Таблиця 4.9. Різниця середніх багаторічних значень відносної вологості (%) за два періоди (II-I). Лісостеп

Назва станції	Зима				Літо			
	XII	I	II	сезон	VI	VII	VIII	Сезон
Тернопіль	-1	0	-3	-1,3	1	1	0	0,7
Ямпіль	1	1	1	1,0	4	2	0	2,0
Рівне	-1	1	-1	-0,3	4	3	1	2,7
Шепетівка	1	-1	-1	-0,3	6	4	1	3,7
Хмельницький	-1	-1	-1	-1,0	4	4	1	3,0
Вінниця	0	-1	-1	-0,7	3	4	0	2,3
Крижопіль	-4	-4	-4	-4,0	4	5	2	3,7
Біла Церква	-1	-2	-3	-2,0	3	4	0	2,3
Умань	0	-1	-1	-0,7	6	6	5	5,7
Ім. Старченко	0	-2	-1	-1,0	4	4	2	3,3
Шевченко	0	-2	-1	-1,0	4	3	3	3,3
Ніжин	-1	-2	-2	-1,7	4	3	1	2,7
Яготин	1	-2	-2	-1,0	4	5	0	3,0
Конотоп	0	-3	-3	-2,0	4	3	1	2,7
Лубни	1	-3	-2	-1,3	3	4	1	2,7
Суми	0	-3	-4	-2,3	5	4	2	3,7
Полтава	0	-3	-2	-1,7	7	3	0	3,3
Харків	2	0	0	0,7	3	2	-3	0,7
Середнє	**-0,17**	**-1,56**	**-1,72**	**-1,15**	**4,06**	**3,56**	**0,94**	**2,86**

Таблиця 4.10. Різниця середніх багаторічних значень відносної вологості (%) за два періоди (II-I). Північний Степ

Назва станції	Зима				Літо			
	XII	I	II	сезон	VI	VII	VIII	Сезон
Затишшя	-3	-3	-2	-2,7	2	6	1	3,0
Любашівка	-1	-3	-2	-2,0	2	5	4	3,7
Первомайськ	-1	-3	-1	-1,7	3	4	3	3,3
Вознесенськ	-2	-2	-2	-2,0	2	4	1	2,3
Бобринець	0	-2	-1	-1,0	3	5	1	3,0
Кіровоград	0	-3	-4	-2,3	2	3	1	2,0
Кривий Ріг	0	-2	-2	-1,3	3	4	3	3,3
Комісарівка	1	-3	-1	-1,0	3	3	1	2,3
Губиниха	0	-3	-3	-2,0	4	5	3	4,0
Пришиб	1	-2	-2	-1,0	4	-3	3	1,3
Чапліно	0	-2	-1	-1,0	6	6	4	5,3
Лозова	0	-2	-2	-1,3	3	4	1	2,7
Волноваха	-1	-4	-3	-2,7	2	4	1	2,3
Донецьк	-1	-4	-4	-3,0	4	5	1	3,3
Сватове	0	-2	-2	-1,3	4	3	2	3,0
Луганськ	-2	-4	-5	-3,7	5	8	5	6,0
Середнє	**-0,56**	**-2,75**	**-2,31**	**-1,88**	**3,25**	**4,13**	**2,19**	**3,18**

Таблиця 4.11. Різниця середніх багаторічних значень відносної вологості (%) за два періоди (II-I). Південний Степ

Назва станції	Зима				Літо			
	XII	I	II	сезон	VI	VII	VIII	Сезон
Болград	-1	-1	0	-0,7	0	4	3	2,3
Сарата	0	0	1	0,3	1	4	3	2,7
Сербка	-2	-5	-3	-3,3	3	6	2	3,7
Миколаїв	-2	-3	-2	-2,3	-1	-2	0	-1,0
Бехтери	0	-2	0	-0,7	2	4	2	2,7
Асканія-Нова	-1	-2	-1	-1,3	1	4	3	2,7
Нижні Сірогози	1	-2	-1	-0,7	1	2	1	1,3
Мелітополь	0	-3	-2	-1,7	3	5	2	3,3
Роздольне	-	-	-	-	-	-	-	-
Джанкой	0	-1	0	-0,3	3	4	5	4,0
Клепініно	-1	-2	-1	-1,3	0	2	3	1,7
Білогірськ	-1	-2	0	-1,0	-1	1	2	0,7
Середнє	**-0,64**	**-2,09**	**-0,82**	**-1,18**	**1,09**	**3,09**	**2,36**	**2,19**

Відносна вологість змінилась мало. Змінювання відносної вологості на території України не перевищувало 10 % від значень самих величин. Спостерігались як додатні (до 8 %), так і менші від'ємні (до 5 %) різниці середніх місячних значень відносної вологості, як на одній і тій же станції у різні місяці, так і на різних станціях в межах одної природної зони.

Таблиця 4.12. Різниця середніх багаторічних значень відносної вологості (%) за два періоди (II-I) по природних зонах

Природна зона	Зима				Літо			
	XII	I	II	сезон	VI	VII	VIII	Сезон
Закарпаття і Передкарпаття	-1,20	0,20	-1,20	-0,74	1,80	1,40	1,40	1,56
Полісся	-0,18	-0,72	-0,72	-0,52	3,11	2,72	0,50	2,15
Лісостеп	-0,23	-1,67	-1,72	-1,21	4,06	3,56	0,94	2,86
Північний Степ	-0,56	-2,75	-2,31	-1,88	3,25	4,13	2,19	3,18
Південний Степ	-0,64	-2,09	-0,82	-1,18	1,09	3,09	2,36	2,19
Середнє	**-0,56**	**-1,41**	**-1,35**	**-1,11**	**2,66**	**2,98**	**1,48**	**2,38**

Якщо у січні і лютому на більшості території – максимальне зниження осередненої по природних зонах багаторічної відносної вологості (2-3 %) у січні і лютому, то на заході країни – у грудні і лютому, а у січні вона майже не змінилась тут. У зимові місяці відносна вологість зменшилась на 1-5 %.

У літні місяці середня місячна багаторічна відносна вологість за тридцять років зросла на 1-8 %. Зростання цієї характеристики вологості в середньому по природних зонах становило 1,5-3 %.

4.1.3. Характеристика змін режиму швидкості вітру

Вітер – одна з основних та мінливих характеристик стану атмосфери, яка суттєво впливає на умови життя та господарську діяльність. Сильний вітер може завдати збитків, зруйнувати будівлі тощо. Дія вітру може бути і корисною: він виносить із населених пунктів забруднюючі речовини, пил, зменшує літню спеку тощо. Переміщення повітряних мас зумовлюється циркуляцією атмосфери і визначається наявністю стаціонарних баричних центрів, а також характером підстильної поверхні та формою рельєфу. Особливу роль у розподілі вітру, як відомо, відіграють висота і захищеність місцевості та шорсткість підстильної поверхні.

Важливою характеристикою вітрового режиму є швидкість вітру, яка визначається баричним градієнтом та умовами циркуляції. Найбільша

середня місячна швидкість вітру спостерігається майже на всій території України у лютому, іноді цей максимум припадає на січень або грудень. Різниця швидкості вітру між північними та південними районами у холодний період сягає 3,5 м/с [9**].** Найменша швидкість вітру відмічається влітку, коли Україна перебуває під впливом Азорського антициклону, а циклонічна діяльність послаблена. У липні-серпні на більшій частині території швидкість вітру зменшується до мінімальних значень.

У таблицях 4.13 – 4.17 наведено результати порівнянь середніх місячних значень швидкості вітру взимку і влітку, а також середніх сезонних її значень за періоди 1961-1990 і 1891-1960 рр. (II-I) по окремих природних зонах.

Таблиця 4.13. Різниця середніх багаторічних значень швидкості вітру (м/с) за два періоди (II-I). Передкарпаття і Закарпаття

Назва станції	Зима				Літо			
	XII	I	II	сезон	VI	VII	VIII	Сезон
Берегове	-0,5	-0,6	-0,6	-0,57	-0,4	-0,1	-0,4	-0,30
Ужгород	0,1	-0,2	0,0	-0,03	-0,1	0,1	-0,1	-0,03
Івано-Франківськ	-0,4	-0,2	-0,6	-0,40	-0,1	0,0	-0,2	-0,10
Коломия	0,1	-0,1	-0,5	-0,17	0,0	0,3	0,1	0,13
Чернівці	0,2	0,2	-0,2	0,07	-0,1	0,3	0,1	0,10
Середнє	**-0,10**	**-0,18**	**-0,38**	**-0,22**	**-0,14**	**0,12**	**-0,10**	**-0,04**

Таблиця 4.14. Різниця середніх багаторічних значень швидкості вітру (м/с) за два періоди (II-I). Полісся

Назва станції	Зима				Літо			
	XII	I	II	сезон	VI	VII	VIII	Сезон
Волод.-Волинський	-0,9	-0,8	-0,8	-0,83	-0,5	-0,1	-0,4	-0,33
Ковель	-1,0	-1,1	-1,1	-1,07	-0,8	-0,6	-0,6	-0,67
Броди	-1,2	-0,9	-1,0	-1,03	-0,6	-0,6	-0,6	-0,60
Луцьк	-0,7	-0,8	-0,6	-0,70	-0,3	-0,2	-0,4	-0,30
Любешів	-0,6	-0,9	-1,0	-0,83	-0,5	-0,4	-0,5	-0,47
Сарни	-0,4	-0,2	-0,3	-0,30	-0,3	-0,3	-0,3	-0,30
Новог.-Волинський	-1,1	-1,1	-1,3	-1,17	-1,0	-0,8	-0,9	-0,90
Коростень	-0,2	-0,4	-0,6	-0,40	-0,1	0,3	0,1	0,10
Овруч	-1,5	-1,6	-1,8	-1,63	-1,5	-1,3	-1,3	-1,37
Житомир	0,8	0,8	0,6	0,73	0,4	0,8	0,7	0,63
Поліське	-1,7	-1,6	-1,7	-1,67	-1,1	-0,8	-0,9	-0,93
Чернігів	0,5	0,4	0,1	0,33	0,1	0,3	0,4	0,27
Семенівка	0,4	0,2	0,2	0,27	0,0	0,1	0,0	0,03
Середнє	**-0,70**	**-0,49**	**-0,69**	**-0,62**	**-0,45**	**-0,28**	**-0,36**	**-0,37**

Таблиця 4.15. Різниця середніх багаторічних значень швидкості вітру (м/с) за два періоди (II-I). Лісостеп

Назва станції	Зима				Літо			
	XII	I	II	сезон	VI	VII	VIII	Сезон
Тернопіль	0,0	0,0	0,0	0,00	0,1	0,4	0,1	0,20
Ямпіль	0,2	0,0	-0,2	0,00	0,1	0,3	0,3	0,23
Рівне	-0,6	-1,0	-1,4	-0,70	-0,6	-0,5	-0,6	-0,57
Шепетівка	-0,8	-0,1	-0,8	-0,57	-0,5	-0,3	-0,5	-0,43
Хмельницький	-0,2	-0,5	-0,6	-0,43	-0,4	0,0	-0,2	-0,20
Вінниця	0,2	-0,2	-0,1	-0,03	-0,3	0,4	0,1	0,07
Крижопіль	-1,3	-1,2	-1,3	-1,27	-1,2	-0,9	-0,9	-1,00
Біла Церква	-1,0	-0,9	-1,2	-1,03	-0,7	-0,6	-0,7	-0,67
Умань	-1,0	-1,0	-1,4	-1,13	-0,6	-0,5	-0,6	-0,57
Ім. Старченко	-1,1	-1,3	-1,3	-1,23	-1,0	-0,9	-0,9	-0,93
Шевченко	-0,2	-0,3	-0,4	-0,30	-0,5	-0,5	-0,4	-0,47
Ніжин	-1,1	-0,8	-1,0	-0,97	-0,7	-0,5	-0,5	-0,57
Яготин	-0,7	-0,6	-0,8	-0,70	-0,8	-0,7	-0,6	-0,70
Конотоп	-2,2	-1,8	-1,9	-1,97	-1,3	-1,1	-1,1	-1,17
Лубни	-1,2	-0,8	-1,0	-1,00	-0,8	-0,6	-0,7	-0,70
Суми	-0,7	-1,2	-1,3	-1,07	-0,6	-0,6	-0,5	-0,57
Полтава	-1,5	-1,1	-0,8	-1,13	-0,8	-0,8	-0,9	-0,83
Харків	1,5	1,7	1,7	1,63	1,0	1,1	1,4	1,17
Середнє	**-0,65**	**-0,62**	**-0,77**	**-0,66**	**-0,53**	**-0,35**	**-0,40**	**-0,43**

Таблиця 4.16. Різниця середніх багаторічних значень швидкості вітру (м/с) за два періоди (II-I). Північний Степ

Назва станції	Зима				Літо			
	XII	I	II	сезон	VI	VII	VIII	Сезон
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Затишшя	-0,7	-0,6	-0,4	-0,57	-0,9	-0,5	-0,6	-0,67
Любашівка	-0,6	-0,7	-0,6	-0,63	-0,8	-0,4	-0,6	-0,60
Первомайськ	-1,6	-1,4	-1,2	-1,40	-1,4	-0,8	-1,0	-1,07
Вознесенськ	-1,2	-0,9	-0,9	-1,00	-1,1	-0,5	-0,8	-0,80
Бобринець	-1,3	-1,1	-0,7	-1,03	-1,3	-0,7	-1,2	-1,07
Кіровоград	-0,4	-0,7	-0,4	-0,50	-0,4	0,0	-0,1	-0,17
Кривий Ріг	-0,9	-0,8	-0,4	-0,70	-0,9	-0,4	-0,5	-0,60
Комісарівка	-0,5	0,3	0,0	-0,07	-0,5	-0,2	-0,1	-0,27
Губиниха	-1,3	-0,9	-0,4	-0,87	-1,0	-0,7	-0,9	-0,87
Пришиб	-0,6	0,0	-0,1	-0,23	-0,1	0,0	0,0	-0,03

Продовження таблиці 4.16								
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Чапліно	-0,9	0,0	0,1	-0,27	-0,4	-0,1	-0,2	-0,23
Лозова	-1,6	-1,2	-0,9	-1,23	-1,0	-0,7	-1,0	-0,90
Волноваха	-2,3	-1,7	-0,8	-1,27	-1,1	-0,8	-0,9	-0,93
Донецьк	-0,7	-0,8	-0,4	-0,63	-0,5	-0,3	-0,1	-0,30
Сватове	-0,6	-0,6	-0,4	-0,53	-0,6	-0,6	-0,4	-0,53
Луганськ	-1,8	-1,7	-1,0	-1,50	-1,5	-0,7	-0,7	-0,97
Середнє	**-0,70**	**-0,80**	**-0,53**	**-0,78**	**-0,84**	**-0,46**	**-0,57**	**-0,63**

Таблиця 4.17. Різниця середніх багаторічних значень швидкості вітру (м/с) за два періоди (II-I). Південний Степ

Назва станції	Зима				Літо			
	XII	I	II	сезон	VI	VII	VIII	Сезон
Болград	-1,6	-1,8	-1,5	-1,63	-1,5	-1,0	-1,1	-1,20
Сарата	-1,3	-1,6	-1,4	-1,43	-1,4	-1,3	-0,9	-1,20
Сербка	-0,7	-0,7	-0,7	-0,70	-0,6	-0,5	-0,4	-0,50
Миколаїв	-0,6	-0,6	-0,8	-0,67	-0,6	-0,5	-0,6	-0,57
Бехтери	-0,7	-0,2	-0,5	-0,47	-0,3	-0,6	-0,6	-0,50
Асканія-Нова	-1,1	-0,8	-0,5	-0,80	-0,4	-0,6	-0,4	-0,47
Нижні Сірогози	-0,5	0,1	-0,2	-0,20	-0,1	-0,1	0,1	-0,03
Мелітополь	-1,8	-1,4	-0,7	-1,30	-0,9	-0,9	-0,7	-0,83
Роздольне	-	-	-	-	-	-	-	-
Джанкой	-1,5	-0,9	-1,3	-1,23	-0,7	-1,1	-0,9	-0,90
Клепініно	-1,9	-1,4	-1,3	-1,53	-1,2	-1,3	-1,1	-1,20
Білогірськ	-0,2	-0,3	-0,8	-0,43	-0,2	-0,2	-0,3	-0,23
Середнє	**-1,08**	**-0,87**	**-0,88**	**-0,94**	**-0,72**	**-0,74**	**-0,63**	**-0,69**

У [9] підтверджено висновок, що у східних і південних районах за 30-річчя (починаючи з 70-х років) відмічається зменшення середньої швидкості вітру. Періоди ці мають різну тривалість (від 7-15 років до 20-25 років). На окремих станціях вони не завжди співпадають.

Загальний характер збільшення швидкості вітру (у Поліссі до 3-4 м/с, Лісостепу і Степу до 5-6 м/с) спостерігається з півночі на південь і зумовлюється температурною неоднорідністю, а також сезонними барично-циркуляційними процесами у поєднанні з орографічними особливостями місцевості.

Середня швидкість вітру майже на всій території за 30 років зменшилась на 10-35 %. Проте при порівняно невеликих середніх місячних

швидкостях зменшення швидкості вітру в абсолютних одиницях не виглядає таким великим, тому що становить не більше 1,0-1,5 м/с. Однак на окремих станціях (Ужгород, Чернівці, Коростень, Житомир, Чернігів, Тернопіль, Ямпіль, Вінниця, Харків) спостерігається збільшення швидкості вітру, тому зменшення швидкості вітру слід пояснювати не тільки суб'єктивними причинами, а як наслідок зміни у макроциркуляційних процесах [2]. Існує думка, що зменшення швидкості вітру пов'язано з переходом у 1966 р. на 8-мистрокові спостереження. Крім цього, у 1965-1970 рр. на метеорологічній мережі розпочато вимірювання швидкості та напряму вітру дистанційним анеморумбометром, який осереднює характеристики вітру за 10-хвилинний інтервал, тобто швидкість вітру почала вимірюватись точніше. Міська забудова у районі більшості станцій призвела до збільшення закритості горизонту і, як наслідок, до зменшення швидкості вітру. Але дослідження [10] показали, що по-перше, на значній частині станцій забудова, утворюючи повітряний коридор, навпаки сприяла, зростанню вітру, а, по-друге, на окремих станціях, де флюгер довго не замінювався анеморумбометром, також зафіксовано зменшення швидкості вітру.

4.2. Оцінка впливу змін клімату на його рекреаційні ресурси

Україна, завдяки географічному положенню, має природні умови, сприятливі для широкого розвитку рекреації – оздоровлення, лікування, туризму. Унікальне поєднання фізико-географічних, а особливо, кліматичних умов, привабливість узбереж Чорного і Азовського морів та різноманітність рекреаційних ресурсів мають забезпечити розвиток курортної рекреаційної діяльності лікувального, оздоровчого, наукового, ділового та пізнавального напрямків.

4.2.1. Методика визначення біокліматичних показників

Вивчення біокліматичних ресурсів проводиться з точки зору комфортності погоди і клімату для організму здорової людини.

Для виявлення особливостей біоклімату найчастіше застосовують комплексні показники, які характеризують тепловий стан людини, оскільки клімат і погода впливають, насамперед, на термічний режим організму і його функціональна діяльність багато в чому залежить від умов теплообміну з навколишнім середовищем. Ці показники дозволяють оцінити біокліматичні ресурси конкретних територій, визначити їхній рекреаційний потенціал, розв'язати низку окремих задач, пов'язаних з оптимізацією біоклімату. До таких показників належать еквівалентно-ефективні температури, показники суворості погоди тощо [6, 7, 1, 12, 17].

За допомогою еквівалентно-ефективної температури *EET* можна оцінити тепловідчуття людини, захищеної одягом стандартного типу для певного сезону, тобто вона враховує вплив теплозахистних властивостей одягу (так звана нормальна шкала). Визначення тепловідчуття через *EET* стосується лише тіньових просторів, де на людину не впливає пряма сонячна радіація. Розраховується *EET* за формулою Міссенарда

$$EET=37-\{[37-t]/[0{,}68-0{,}0014f+1/(1{,}76+1{,}4v_2^{0{,}75})]\}-0{,}29t(1-f/100), \quad (4.1)$$

де t – температура повітря; v_2 – швидкість вітру на рівні 1,5 м; f – відносна вологість.

З формули (4.1) випливає, що еквівалентно-ефективна температура враховує вплив на організм людини комплексу метеорологічних величин.

Відомо, що однакове тепловідчуття можна зазнати за різних сполучень температури і вологості повітря та швидкості вітру. При повному затишші, відносній вологості 100 % у тіні теплове відчуття людини залежить від температури повітря. У цьому випадку при зростанні температури повітря людина буде відчувати збільшення тепла, а при зниженні температури – охолодження. У ненасиченому вологою, нерухомому повітрі тепловідчуття буде вже залежати від комплексного впливу температури і відносної вологості. При низьких температурах повітря збільшення вологості підвищує тепловіддачу з поверхні шкіри і посилює відчуття холоду. При високих температурах збільшення вологості повітря утруднює тепловіддачу з поверхні шкіри шляхом випаровування і тим самим посилює відчуття жари. А при зменшенні вологості посилюється тепловіддача і послаблюється відчуття жари. Таким чином, можливі випадки, коли підвищення температури повітря при одночасному зниженні його вологості не змінює тепловідчуття людини. І навпаки, при одній і тій же температурі повітря, але різній вологості тепловідчуття буде змінюватись.

У рухливому повітрі (за умови вітру) інтенсивність тепловіддачі з поверхні тіла, а отже, і тепловідчуття будуть залежати не тільки від температури і вологості повітря, але і від швидкості вітру, що значно посилює тепловіддачу.

Таким чином, еквівалентно-ефективна температура – це така температура, за якої у нерухомому і насиченому вологою повітрі тепловідчуття людини таке ж, як за даного сполучення температури повітря, відносної вологості і швидкості вітру.

Цінність еквівалентно-ефективної температури за нормальною шкалою (або нормальної еквівалентно-ефективної температури) як біокліматичного показника полягає в тому, що її можна використовувати не лише при оцінці теплового навантаження, але і в умовах холоду, тобто залежно від сезону людина має різні теплові відчуття та теплове

навантаження на організм, які можуть призвести як до теплового удару (влітку), так і до обмороження (взимку).

Г. Хентшел [17] запропонував класифікацію значень нормально-еквівалентно-ефективної температури, яка по суті своїй є класифікацією клімату з точки зору біометеорології людини.

Якщо *EET* знаходиться в діапазоні -23,9...-12,0 °С, то умови вважаються дуже холодними (сильна загроза обмороження), якщо в діапазоні -11,9...0 °С – холодно (можливе переохолодження і обмороження відкритих ділянок тіла), 0,1-6,0 °С – дуже прохолодно (дискомфорт), 6,1-12,0 °С – прохолодно (дискомфорт), 12,1-18,0 °С – комфортно помірно тепло, 18,1-24,0 °С комфортно тепло, 24,1-30,0 °С – людина відчуває помірні теплові навантаження, 30,1-35,9 °С – великі теплові навантаження.

Комфортні умови (зона комфорту) характеризуються таким діапазоном значень метеорологічних величин, що кількісно відбивають фізичний стан навколишнього середовища, за яких людина почуває себе добре. Її верхню та нижню межу, за якою зберігається оптимальний тепловий баланс людського тіла, називають межею комфорту [7]. Коли значення метеорологічних величин знаходяться за межею комфорту, у людини виникає відчуття дискомфорту. Межі комфорту конкретної людини суттєво залежать від типу клімату, часу проживання в ньому людини, її віку, статі, стану здоров'я та інших факторів. Методи розрахунку і прогнозу комфорту середовища базуються на граничних значеннях одної або декількох величин іноді з урахуванням часу, протягом якого зберігається перевищення цих граничних значень.

Тепловий стан людини в холодну пору року, в основному, визначається низькою температурою повітря і швидкістю вітру, які впливають і на охолодження незахищених частин тіла, і на органи дихання. У приморських районах додаткове холодове навантаження може спричинити відносна вологість повітря.

Для оцінки суворості погоди – фактора, який обмежує перебування людини на відкритому повітрі і зумовлює потребу у відповідній одежі, розроблена достатньо велика кількість показників холодового впливу метеорологічних чинників на організм.

Одним з найбільш поширених методів оцінки суворості погоди є метод Бодмана. Ступінь суворості погоди в балах він пропонує визначати за такою формулою

$$S = (1 - 0{,}04t)(1 + 0{,}272v), \qquad (4.2)$$

де S – індекс суворості (бали); t – температура повітря, °С; v – швидкість вітру, м/с.

Для зручності та швидкості розрахунків Бодман запропонував шкалу, за якою в залежності від температури і швидкості вітру визначається бал “суворості погоди”. У відповідності до шкали при S < 1 – зима несувора, м’яка; 1,0-2,0 – зима малосувора; 2,1-3,0 – помірно-сувора; 3,1-4,0 – сувора; 4,1-5,0 – дуже сувора; 5,1-6,0 – жорстко сувора; S > 6 – вкрай сувора.

Для оцінки ступеня дискомфортності різних типів міської забудови та їх меліоративних можливостей в залежності від радіаційно-термічного і вітрового режиму холодного півріччя В.Н. Адаменко і К.Ш. Хайруллін [1] запропонували метод зведених температур, під якими вони розуміють температуру повітря при штилі. Величина зведеної температури ($T_{зв}$) визначається за формулою

$$T_{çâ} = t - 8{,}2\sqrt{v}\,. \qquad (4.3)$$

Зведена температура точніше характеризує дискомфортність зимового періоду, ніж температура повітря, оскільки вона дозволяє оцінити спільний вплив температури повітря і швидкості вітру на тепловий стан людини. Наприклад, при температурі повітря -10 °С і штилі, $T_{зв}$ = -10 °С. За тої ж температури повітря і швидкості вітру 4 м/с $T_{зв}$ = -23,4 °С, а при зростанні швидкості вітру до 8 м/с $T_{зв}$ знижується до -28,9 °С. З наведеного прикладу, очевидно, що при температурі повітря -10,0 °С і штилі відчуття морозу цілком переносне (стерпне), але із зростанням швидкості вітру людина починає відчувати різний ступінь холодового дискомфорту, оскільки починається суттєве охолодження тіла людини, зростає тепловіддача, утруднюється дихання, знижуються теплозахисні властивості одягу.

Ця методика дозволяє оцінити не лише меліоративний ефект міської забудови в залежності від реальних і ймовірних сполучень температури повітря і швидкості вітру, а також і можливість виконання різного виду робіт або просто перебування на відкритому повітрі в зимовий період. Автори формули запропонували порогові значення зведеної температури за ступенем несприятливого впливу на тепловий режим людини:

а) $T_{зв}$ > -17.0 °С – ніяких обмежень для перебування людей на відкритому повітрі;

б) $T_{зв}$ < -17,0 °С – частинне обмеження перебування на вулиці тільки ослаблених людей або людей з розладнаною серцево-судинною системою;

в) $T_{зв}$ < -28,0 °С – умови слабкого дискомфорту, при знаходженні на відкритому повітрі у русі або на роботі необхідний 10-15-тихвилинний обігрів у теплому приміщенні через кожні 40-50 хвилин.

Запропоновані порогові значення достатньо добре узгоджуються з межами дискомфорту, розробленими АМН Радянського Союзу.

Коли людина знаходиться на відкритому повітрі, особливо в умовах низьких температур, вона користується спеціальними утепленими видами одежі та взуття. Проте, як би тепло не була одягнута людина, як би не була велика її теплопродукція, можуть мати місце такі сполучення метеорологічних величин, особливо, температури і швидкості вітру, за яких можливе обмороження відкритих частин обличчя і рук. Крім того, виникають значні втрати тепла шляхом інфільтрації внаслідок негерметичності одягу, що відбувається при великих швидкостях вітру. Тому можливе обмороження і при комфортному тепловому балансі.

В умовах низьких температур обличчя і кінцівки тіла людини найчастіше лімітують її перебування на відкритому повітрі. В залежності від температури повітря і швидкості вітру температура шкіри обличчя $\Theta_{об}$ розраховувалась за формулою

$$\Theta_{об} = 0{,}4t - 3{,}3\sqrt{v} + 17\,. \qquad (4.4)$$

Порогові показники умов дискомфорту, виявлені експери-ментально, показують, що при температурі шкіри обличчя $\Theta_{об}$ = 10 °С спостерігається порушення кровообігу в тканинах зовнішніх ділянок тіла (шкіри обличчя, рук); при температурі шкіри обличчя $\Theta_{об}$ = 6 °С – повне припинення кровообігу; при температурі шкіри обличчя $\Theta_{об}$ = 4 °С відбувається обмороження тканин (початок гіпотермії); при температурі шкіри обличчя 1 °С і нижче – друга стадія обмороження.

До показників суворості (жорсткості) погоди, крім названих, належить ще й умовна температура (індекс Арнольді) *T*. Цей показник розраховується за формулою

$$T = t - 2v\,. \qquad (4.5)$$

З наведеного виразу випливає, що збільшення швидкості вітру на 1 м/с умовно прирівнюється до зниження температури повітря на 2 °С. І.І. Арнольді встановив чіткий зв'язок між збільшенням жорсткості погоди і зниженням температури шкіри щік у людей, які працюють на відкритому повітрі взимку.

4.2.2. Аналіз тенденції змін еквівалентно-ефективної температури та інших біокліматичних показників

На тепловідчуття людини, як вже згадувалось, суттєво впливає сполучення температури повітря, швидкості вітру і відносної вологості. Комплексний вплив на людину враховує еквівалентно-ефективна температура *EET* (влітку і взимку), індекс суворості *S*, умовна температура *T*, зведена температура $T_{зв}$ і температура обличчя $\Theta_{об}$ (взимку). Зрозуміло,

що для точного визначення їх необхідно використовувати сполучення вказаних метеорологічних величин у певний момент часу. Але для того, щоб виконати порівняння біокліматичних умов різних регіонів та оцінити їх зміни можна виконати наближену оцінку такого впливу на основі середніх багаторічних даних. За наведеними формулами (4.1) – (4.5) виконано розрахунки. Результати таких розрахунків для різних природних зон і окремих зимових і літніх місяців наведено в табл. Б.1–Б.25 Додатка Б.

Річний хід *EET* на території України чітко виражений з максимумом у липні і мінімумом у січні. Від першого періоду до другого еквівалентно-ефективна температура і влітку (табл. Б.1 – Б.5), і взимку (табл. Б.6 – Б.10) в цілому зростала з півночі на південь. Змінювання її відбувалось нерівномірно як у просторі, так у часі.

У червні спостерігалось в основному зростання *HEET* на 0,1-2,4 °С. У Передкарпатті, Поліссі та Лісостепу в цьому місяці переважало тепловідчуття «прохолодно» (*HEET* = 6,1-12,0 °С), тобто тут українці почували себе дискомфортно; для Північного і Південного Степу характерним був стан «комфортно помірно тепло» (*HEET* = 12,1-18,0 °С). Від першого до другого періоду біокліматичні умови погіршилися лише у Передкарпатті за рахунок зменшення, головним чином, температури повітря. На решті території *HEET* зросла, але категорія тепловідчуття людини не змінилась, за винятком лісостепової зони, де на 50% станцій тепловідчуття людини стало «комфортно помірно тепло», що свідчить про покращення умов перебування людини на відкритому повітрі в цьому регіоні. У липні розраховані значення Δ*HEET* мають як додатний знак, так і від'ємний. Зростання *HEET* від 0,1 до 0,6 °С відбулось в напрямку від південної частини Подільської височини на північ і південний схід, а також від степових районів Криму по східній частині Причорноморської низовини, а потім на північ і схід країни. На решті території *HEET* зменшилась на 0,1-1,5 °С. Найбільше значення (>1,0 °С) різниць нормально-еквівалентно-ефективної температури – у Передкарпатті і на Тернопільщині. У серпні переважали додатні значення Δ*HEET* (0,1-0,7 °С). Але майже на 35 % станцій спостерігались Δ*HEET*<0. Протягом липня і серпня на всій території України панували комфортні помірно теплі умови.

Максимальне значення *EET* за семидесятирічний і тридцятирічний періоди становило 18,2 °С (Мелітополь, липень), мінімальне – відповідно 10,3 і 10,5 °С (Рівне, червень).

Середні за літній сезон Δ*EET* коливались в межах від -0,2 °С (Закарпаття і Передкарпаття) до 0,4 °С (Північний Степ). У Поліссі і Південному Степу *EET* зросла на 0,2 °С, Лісостепу – на 0,3 °С, Північному Степу – на 0,4 °С, а у районі Карпат – зменшилась на 0,2 °С. Додатні різниці Δ*EET* протягом літа зафіксовано приблизно на 60 % від загальної кількості всіх станцій

Протягом усієї зими за обидва багаторічні періоди організм людини відчував дуже холодні умови (*EET* = -23,9-12,0 °С) на більше ніж 90 % від числа всіх станцій, тобто спостерігалась сильна загроза обмороження. І лише у Передкарпатті і Південному Степу крім дуже холодних умов спостерігались холодні (*EET*=-11,9 – 0,0 °С), за яких можливе переохолодження. Зміна значень *EET* за тридцятирічний період по відношенню до семидесятирічного відбулась у бік їх досить суттєвого зростання у зимові місяці (до 5,2 °С). Але тепловідчуття людини майже не змінились, тобто значення еквівалентно-ефективної температури залишились в зазначених межах.

В середньому за зимовий сезон Δ*EET* збільшилась суттєвіше, ніж за літній і становила: у Закарпатті і Передкарпатті – 1,0 °С. Поліссі – 1,8 °С. Лісостепу – 2,1 °С, степовій зоні – 2,7 °С. Додатні різниці Δ*EET* протягом зими зафіксовано приблизно на 95 % від загальної кількості всіх станцій.

Слід зазначити, що взимку найбільш дискомфортними для людини як були, так і залишились лісостепова зона і зона Північного Степу. Тут спостерігались найнижчі значення *EET* (відповідно до -23,6 °С (Суми, січень) і -23,0 °С (Волноваха, січень) – у перший період та -21,1 °С (Суми, січень) і -21,9 °С (Донецьк, січень) – у другий період).

З аналізу значень індексу Бодмана *S* можна зробити висновок про ступінь жорсткості зими (табл. Б.11–Б.25 Додатка Б). Отже у Передкарпатті, Поліссі, Лісостепу та Північному Степу зима зазвичай помірно сувора (*S* = 2,1-3,0), у Закарпатті та Південному Степу переважають умови мало суворої зими (*S* = 1,0-2,0). Розрахункові значення індексу Бодмана по території України за досліджуваний період не зазнали суттєвих змін. Якщо у перший період вони коливались від 1,6 (Берегове, Ужгород) до 3,5 (Донецьк), то у другому періоді – від 1,5 (Берегове) до 3,3 (Донецьк).

Різниці Δ*S* між значеннями цього показника від першого до другого періоду (II-I) в основному зменшувались (до -0,8), але в окремих випадках зростали (до 0,6).

Найбільші зміни *S* відбулись у Північному Степу і в середньому по цій території становили -0,5 бала. Хоча біокліматичні умови січня і лютого пом’якшали більше ніж грудня, але саме у грудні у другому періоді мало-суворі зими спостерігались на 50-80% станцій Полісся, Південного Степу та Передкарпаття, в той час як на решті території значення індексу Бодмана залишились в тих же межах. У Закарпатті зима малосувора.

В залежності від величини умовної температури *T* можна оцінити ступінь функціонального напруження систем, які беруть участь у терморегуляції. Аналіз індексу Арнольді показує, що на переважній території він знаходиться в межах від 0,0 до -15,0 °С, що відповідає слабкому функціональному напруженню апарата терморегуляції людини.

Але у січні та лютому у Лісостепу і Північному Степу таке напруження може бути середнім, бо умовні температури тут сягають значень нижчих за -16,0 °С. Величина умовної температури в останні десятиріччя в середньому зросла: у Закарпатті і Передкарпатті – на 1,6 °С, Поліссі – 1,1 °С, Лісостепу – 2,5 °С, Північному Степу – 3,3 °С, Південному Степу – 2,7 °С. Її максимальне зростання становило 6,0 °С (Волноваха).

Розраховані значення зведеної температури $T_{зв}$ показують наступне (табл. Б.11–Б.25 Додатка Б). Протягом зими у Береговому, Ужгороді і Коломиї взагалі не існує ніяких обмежень для перебування людей на відкритому повітрі ($T_{зв}$ > -17 °С), а в Івано-Франківську і Чернівцях – у грудні. За перший кліматичний період на решті території від 100 % (Полісся) до 80 % (Лісостеп і Північний Степ) зимових умов характеризувались частинним обмеженням перебування на вулиці ослаблених людей або людей з розладнаною серцево-судинною системою ($T_{зв}$ < -17 °С). У Лісостепу (Рівне, Суми, Полтава) і Північному Степу (Волноваха, Донецьк, Кривий Ріг) спостерігались умови слабкого дискомфорту, за яких при знаходженні на відкритому повітрі у русі або на роботі необхідний 10-15-тихвилинний обігрів у теплому приміщенні через кожні 40-50 хвилин. За період з 1961 по 1990 рр. значення $T_{зв}$ в середньому зросли, але у Поліссі, Лісостепу і Північному Степу у всі зимові місяці збереглось переважання тих самих умов, що і у першому періоді. На заході та Південному Степу найчастіше $T_{зв}$ > -17.0 °С. Додатні різниці $\Delta T_{зв}$ у великій більшості переважали на всій території і сягали іноді 8-10 °С. Найбільше зросла $T_{зв}$ у Північному Степу, середні значення $\Delta T_{зв}$ по цій території становили 6,6; 5,0 і 5,6 °С відповідно у грудні, січні та лютому.

Визначена температура шкіри обличчя $\Theta_{об}$ свідчить про те, що у Поліссі, Лісостепу і Північному Степу впродовж зимового сезону спостерігаються умови, які можуть призвести до порушення кровообігу в тканинах зовнішніх ділянок тіла (шкіри обличчя, рук), бо $\Theta_{об} \leq 10$ °С (табл. Б.11 – Б.25 Додатка Б). Протягом всієї зими повторюваність цих значень $\Theta_{об}$ становила 100 % у Поліссі, Лісостепу, Північному Степу і 90 % – у Південному Степу (січень і лютий). Лише у Закарпатті у всі зимові місяці $\Theta_{об}$ перевищувала 10 °С, а у Передкарпатті і Південному Степу – у грудні (70 %).

Різниці $\Delta\Theta_{об}$ (II-I) на більше ніж 90 % станцій мають додатний знак, а це свідчить про те, що температура шкіри обличчя $\Theta_{об}$ зросла і біокліматичні умови покращились. Значення $\Delta\Theta_{об}$ за тридцятирічний період коливались по території України від -1,4 до 2,2 °С. В середньому у Поліссі і Південному Степу $\Theta_{об} > 10$ °С, на решті території – $\Theta_{об} \leq 10$ °С. У другий досліджуваний період повторюваність умов, які можуть призвести до порушення кровообігу в тканинах зовнішніх ділянок тіла, така: у січні –

100 % (Полісся, Лісостеп і Північний Степ), у лютому – 93-100 % у цих же районах. У Закарпатті протягом всієї зими, а у Південному Степу у грудні $\Theta_{об} > 10$ °С.

Відомо, що метеотропні ефекти можуть спостерігатись і під впливом окремих метеорологічних величин. Тобто біокліматичними показниками є і відносна вологість повітря, і вітер, і температура повітря. Так, для людини повітря з відносною вологістю менше 55 % вважається сухим, при 56-70 % – помірно-сухим, при 71-85 % – вологим, і більшою за 85 % – дуже вологим. Слід зазначити, що відносна вологість на території України має чітко виражений річний хід з максимумом взимку і мінімумом влітку. Так, середні багаторічні значення відносної вологості у зимові місяці по всій території становлять зазвичай більше 80 %, а іноді перевищують 90 %. Її значення постійно високі внаслідок великої повторюваності циклонічних вторгнень, а також у результаті радіаційного вихолоджування повітря в антициклонах.

Влітку значення середньої місячної відносної вологості повітря більш мінливі: від 75 % на північному сході та північному заході до 60 % і нижче на сході.

За багаторічними значеннями відносної вологості на території України взимку панують вологі та дуже вологі умови, а влітку – помірно-сухі. І саме влітку у Північному Степу і Південному Степу відносна вологість є найближчою до гігієнічної норми (згідно з [14] до гігієнічної норми належать значення її в межах 30-60 %).

Вітер діє на людину різноманітно. Він може істотно змінити швидкість тепловіддачі організму. Вітер переносить прилеглий до шкіри шар більш теплого і насиченого вологою повітря і замінює його більш холодним і сухим навколишнім середовищем, створює умови для посилення тепловіддачі зі шкіри як шляхом конвекції, так і шляхом випаровування. При температурах, нижчих за температуру шкіри, вітер, збільшуючи конвекційну тепловіддачу, сприяє охолодженню тіла людини. При температурі повітря, вищій за температуру поверхні тіла, вітер посилює випарну спроможність повітряного середовища і тим самим сприяє збільшенню віддачі тепла організмом. Повсякденний досвід свідчить про приємний охолоджувальний вплив вітру у жарку суху погоду.

Іншою важливою особливістю дії вітру на організм є подразнення рецепторів шкіри, що може спричинити загострення серцево-судинних захворювань. За динамічним впливом на відчуття людини швидкість вітру за В.І Русановим [12] можна поділити на: мало динамічні (0-1 м/с). середньодинамічні (2-3 м/с), дуже динамічні (4-7 м/с), вкрай динамічні (8-15 м/с), екстремально-динамічні (> 15 м/с). Згідно з наведеним диференціюванням швидкості вітру можна зробити висновок, що над досліджуваною територією взимку переважають середньодинамічні і сильнодинамічні впливи вітру на відчуття людини, влітку –

середньодинамічні. Проте, слід зазначити, що найменші швидкості вітру переважають у Закарпатті і Передкарпатті, а найбільші – у Північному Степу і Південному Степу.

4.3. Визначення прогностичних значень біокліматичних показників

Відомо, що проблема зміни клімату є одною з глобальних проблем сучасності. Тому ці зміни мають враховуватись при стратегічному плануванні стійкого розвитку і функціонуванню різних технічних і екологічних систем. А врахувати такі наслідки можна на основі кліматичного прогнозу.

Існуючі в теперішній час кліматичні прогнози за певними сценаріями надають зазвичай у вигляді базових кліматичних показників окремих метеорологічних величин. Проте споживачам потрібен спеціалізований прогноз, тобто в їх розпорядженні мають бути спеціалізовані характеристики клімату, що змінюється, які не передбачаються ні одним сценарієм його зміни. Виходом з цієї ситуації є встановлення зв'язків між базовими і спеціалізованими характеристиками, на основі яких складається спеціальний прогноз. Тобто, на основі прогнозованих базових характеристик за певним сценарієм можна перейти до прогнозу необхідних спеціальних характеристик [16].

Розробка сценаріїв зміни клімату є одним з найважливіших етапів оцінки вразливості природних ресурсів та соціально-економічних секторів. Вивчення зміни клімату базується в основному на змінах, спричинених подвоєнням вмісту CO_2 в атмосфері.

Відомо, що кліматичні сценарії можна побудувати за допомогою: фізико-математичного моделювання реакції кліматичної системи на зміни вмісту парникових газів в атмосфері; оцінки реакції середньої глобальної температури повітря на зміни концентрації парникових газів в атмосфері, з урахуванням палеонтологічних даних як аналогів клімату майбутнього; зіставлення величин середньої температури повітря із даними по еквівалентних концентраціях CO_2 за період інструментальних спостережень.

На жаль, всі зазначені підходи поки ще не дозволяють розробити надійні прогнози майбутніх змін клімату. Але станом на сьогодні можна вважати чисельні моделі загальної циркуляції (МЗЦ) атмосфери та океану найбільш досконалим інструментом для побудови сценаріїв зміни клімату. Ці моделі дозволяють отримати оцінки кліматичних параметрів для упорядкованої сітки точок на усій земній кулі. Хоча і МЗЦ не спроможні реалістично відтворювати процес зміни клімату на регіональному рівні. Через це доцільно для оцінки вразливості природних ресурсів і соціально-

економічних секторів використовувати декілька сценаріїв зміни клімату [16].

Нами використовувались прогностичні значення середньої декадної температури повітря та середнього декадного дефіциту насичення у літні місяці, які були розраховані на основі моделі *GFDL*-nest для всіх областей України. Для визначення біокліматичних показників цього замало, тим більше, що навіть відомості про дефіцит насичення у зимові місяці виявились відсутніми. Для розрахунку прогностичних значень середньої місячної еквівалентно-ефективної температури для місяців літньої пори використовувались дані, отримані за згаданою моделлю: по температурі повітря та дефіциту насичення, на основі яких визначалась відносна вологість. Середня багаторічна швидкість вітру вважалась незмінною (тобто такою, якою вона була у 1960-1990 рр.), виходячи з того, що за ці тридцять років швидкість вітру зменшилась трохи, як зазначалось вище, але деякі дослідження доводять, що в останні роки починається невелике зростання її [11]. Для місяців зимової пори вважалось, що тенденція зміни відносної вологості збережеться. Зміни відносної вологості за тридцять років на території України, як до речі і Росії, невеликі.

Всі очікувані середні місячні значення метеорологічних величин (температури повітря t °С, відносної вологості f %, швидкості вітру v м/с) та біокліматичних показників (еквівалентно-ефективної температури *EET* у °С, індексу Бодмана S у балах, індексу Арнольді T у °С, зведеної температури $T_{зв}$ у °С, температури шкіри обличчя людини $\Theta_{об}$ у °С) наведено у табл. 4.18 – 4.32.

Таблиця 4.18. Очікувані значення метеорологічних величин та *EET*. Літо. Передкарпаття і Закарпаття

Назва станції	Червень				Липень				Серпень			
	t	*f*	*v*	*EET*	*t*	*f*	*v*	*EET*	*t*	*f*	*v*	*EET*
Берегове	22,1	54	2,0	17,3	20,6	59	2,0	16,0	23,9	55	1,7	19,4
Ужгород	22,1	54	2,4	16,9	20,6	59	2,3	15,7	23,9	55	2,1	19,1
Івано-Франківськ	20,1	57	2,1	15,3	18,8	64	2,0	14,3	22,1	56	1,8	17,6
Коломия	20,1	57	2,8	14,6	18,8	64	2,7	13,5	22,1	56	2,4	17,0
Чернівці	22,1	54	3,4	16,2	20,3	60	3,3	14,5	23,9	55	3,1	18,3

Згідно з прогнозом за моделлю GFDL-nest очікується: найвища середня місячна температура влітку у серпні, найнижча – у липні. Взимку найхолодніший місяць – лютий, найтепліший – грудень. Від'ємні значення, невеликі за абсолютною величиною (до -1,4 °С), збережуться на

малих площах (у Поліссі, лісостеповій зоні та Північному Степу) і лише у лютому.

Таблиця 4.19. Очікувані значення метеорологічних величин та *EET*. Літо. Полісся

Назва станції	Червень				Липень				Серпень			
	t	*f*	*v*	*EET*	*t*	*f*	*v*	*EET*	*t*	*f*	*v*	*EET*
Володимир-Волинський	20,6	55	2,9	15,0	19,2	63	2,8	13,8	22,3	55	2,5	17,1
Ковель	20,6	55	2,5	15,4	19,2	63	2,4	14,2	22,3	55	2,2	17,4
Броди	20,5	57	2,0	15,8	18,9	63	1,8	14,6	22,2	56	1,6	17,9
Луцьк	20,6	55	3,0	14,9	19,2	63	2,8	13,8	22,3	55	2,6	17,0
Любешів	20,6	55	2,2	15,6	19,2	63	2,3	14,3	22,3	55	2,1	17,5
Сарни	20,9	56	2,4	15,8	19,2	62	2,3	14,3	22,4	56	2,1	17,6
Новоград-Волинський	21,1	56	2,2	16,2	19,2	62	2,1	14,5	22,3	55	2,0	17,6
Коростень	21,1	56	2,9	15,6	19,2	62	2,9	13,7	22,3	55	2,9	16,8
Овруч	21,1	56	1,9	16,5	19,2	62	1,9	14,8	22,3	55	1,8	17,8
Житомир	21,1	56	3,4	15,2	19,2	62	3,3	13,3	22,3	55	3,2	16,6
Поліське	20,6	55	2,5	15,4	19,2	63	2,4	14,2	22,3	55	2,3	17,3
Чернігів	21,6	54	3,2	15,8	19,9	60	3,2	14,1	22,8	55	3,1	17,2
Щорс	21,6	54	2,2	16,6	19,9	60	2,1	15,2	22,8	55	2,0	18,1
Семенівка	21,6	54	2,7	16,2	19,1	60	2,5	14,8	22,8	55	2,4	17,7

Таблиця 4.20. Очікувані значення метеорологічних величин та *EET*. Літо. Лісостеп

Назва станції	Червень				Липень				Серпень			
	t	*f*	*v*	*EET*	*t*	*f*	*v*	*EET*	*t*	*f*	*v*	*EET*
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Тернопіль	21,2	55	2,8	15,7	19,2	62	2,7	13,9	23,0	55	2,5	17,8
Ямпіль	22,4	53	2,9	16,8	20,4	60	2,8	15,0	23,8	55	2,5	18,6
Рівне	20,9	56	3,4	15,0	19,2	62	3,3	13,3	22,4	56	3,1	16,8
Шепетівка	21,7	55	2,4	16,6	19,7	61	2,3	14,8	23,4	55	2,3	18,4
Хмельницький	21,7	55	3,0	16,1	19,7	61	2,8	14,3	23,4	55	2,6	18,2
Вінниця	22,2	54	2,7	16,8	20,2	20	2,8	14,8	23,8	55	2,6	18,6
Крижопіль	22,2	54	2,2	17,2	20,2	60	2	15,6	23,8	55	1,9	19,1
Біла Церква	22,6	42	2,7	16,7	20,6	59	2,5	15,5	24,1	55	2,5	18,9
Умань	22,2	54	2,4	17,0	20,2	60	2,3	15,3	23,8	55	2,1	19,0
Ім. Старченко	22,2	54	2,5	17,0	20,2	60	2,5	15,1	23,8	55	2,4	18,7
Шевченко	23,0	53	2,5	17,7	21,1	55	2,2	16,2	24,6	55	2,2	19,7

Продовження таблиці 4.20												
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Ніжин	21,6	54	2,4	16,4	19,9	60	2,3	15,0	22,8	55	2,2	17,9
Яготин	22,6	42	2,6	16,8	20,6	59	2,5	15,5	24,1	55	2,4	19,0
Конотоп	23,4	52	2,1	18,4	21,6	57	1,9	17,0	25,1	55	1,8	20,5
Лубни	23,4	52	2,0	18,5	21,6	57	2,0	16,9	25,1	55	1,8	20,5
Суми	22,4	53	3,2	16,5	20,4	60	3,1	14,8	23,8	55	3,1	18,2
Полтава	23,4	52	3,2	17,6	21,6	57	3,1	16,0	25,1	55	3,0	19,7
Харків	23,6	52	3,4	17,7	21,9	56	3,2	16,2	25,2	55	3,3	19,6

Таблиця 4.21. Очікувані значення метеорологічних величин та *EET*.
Літо. Північний Степ

Назва станції	Червень				Липень				Серпень			
	t	*f*	*v*	*EET*	*t*	*f*	*v*	*EET*	*t*	*f*	*v*	*EET*
Затишшя	24,6	51	2,8	18,8	23,1	54	2,7	17,7	26,7	55	2,7	21,5
Любашівка	24,6	51	3,0	18,9	23,1	54	2,9	17,6	26,7	55	2,9	21,4
Первомайськ	24,9	51	2,3	19,7	23,5	54	2,2	18,5	27,0	55	2,2	22,1
Вознесенськ	24,9	51	2,4	19,6	23,5	54	2,2	18,5	27,0	55	2,1	22,2
Бобринець	23,7	52	2,8	18,2	21,9	56	2,7	16,6	25,4	55	2,6	20,2
Кіровоград	23,7	52	3,5	17,8	21,9	56	3,4	16,0	25,4	55	3,5	19,7
Кривий Ріг	24,5	51	3,5	18,6	23,0	54	3,5	17,1	26,3	55	3,6	20,6
Комісарівка	24,5	51	2,9	18,9	23,0	54	2,8	17,6	26,3	55	2,8	21,0
Губиниха	24,5	51	2,6	19,1	23,0	54	2,4	17,9	26,3	55	2,5	21,2
Пришиб	25,2	50	2,7	19,7	24,0	53	2,6	18,7	27,1	56	2,7	22,0
Чапліно	24,5	51	2,8	19,0	23,0	54	2,6	17,7	26,3	55	2,6	21,1
Лозова	23,6	52	2,5	18,3	21,9	56	2,4	16,8	25,2	55	2,5	20,1
Волноваха	24,5	51	3,1	18,8	23,2	54	2,9	17,7	26,3	55	3,0	20,9
Донецьк	24,5	51	3,6	18,5	23,2	54	3,5	17,3	26,3	55	3,7	20,6
Сватове	24,5	51	2,2	19,4	23,1	54	2,2	18,1	26,2	55	2,1	18,4
Луганськ	24,5	51	2,1	19,5	23,1	54	2,0	18,3	26,2	55	2,1	21,4

Таблиця 4.22. Очікувані значення метеорологічних величин та *EET*.
Літо. Південний Степ

Назва станції	Червень				Липень				Серпень			
	t	*f*	*v*	*EET*	*t*	*f*	*v*	*EET*	*t*	*f*	*v*	*EET*
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Болград	24,6	51	2,9	19,0	23,1	54	2,9	17,6	26,7	55	2,7	21,5
Сарата	24,6	51	2,6	19,2	23,1	54	2,6	17,8	26,7	55	2,5	21,6
Сербка	24,6	51	3,0	18,9	23,1	54	3,0	17,5	26,7	55	2,9	21,4
Миколаїв	24,9	51	3,3	19,1	23,5	54	3,1	17,9	27,0	55	3,0	21,7

Продовження таблиці 4.22

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Бехтери	25,2	50	3,2	19,4	24,2	53	3,0	18,6	27,6	56	2,8	22,4
Асканія-Нова	25,2	50	3,7	19,2	24,2	53	3,6	18,3	27,6	56	3,7	22,1
Нижні Сірогози	25,2	50	3,3	19,4	24,2	53	3,3	18,4	27,6	56	3,5	22,1
Мелітополь	25,5	50	2,1	20,4	24,0	53	2,0	19,2	27,1	56	2,1	22,3
Роздольне	24,9	50	3,6	18,9	24,0	53	3,5	18,1	27,5	56	3,2	22,2
Джанкой	24,9	50	2,5	19,5	24,0	53	2,4	18,8	27,5	56	2,3	22,6
Клепініно	24,9	50	2,6	19,5	24,0	53	2,6	18,7	27,5	56	2,6	22,4
Білогірськ	24,9	50	2,3	19,7	24,0	53	2,2	19,0	27,5	56	2,0	22,8

Таблиця 4.23. Очікувані значення метеорологічних величин та *EET*. Зима. Передкарпаття і Закарпаття

Назва станції	Грудень				Січень				Лютий			
	t	*f*	*v*	*EET*	*t*	*f*	*v*	*EET*	*t*	*f*	*v*	*EET*
Берегове	6,1	86	1,7	0,9	5,0	87	1,7	-0,3	4,7	79	1,9	-0,8
Ужгород	6,1	84	2,3	-0,4	5,0	83	2,2	-1,4	4,7	75	2,5	-1,9
Ів-Франківськ	5,0	83	2,1	-1,1	3,7	82	2,3	-3,0	2,3	80	2,4	-4,7
Коломия	5,0	82	2,9	-2,7	3,7	84	2,9	-4,3	2,3	84	3,2	-6,6
Чернівці	4,7	82	3,7	-4,3	4,1	82	4,0	-5,5	2,1	82	4,2	-8,2

Таблиця 4.24. Очікувані значення метеорологічних величин та *EET*. Зима. Полісся

Назва станції	Грудень				Січень				Лютий			
	t	*f*	*v*	*EET*	*t*	*f*	*v*	*EET*	*t*	*f*	*v*	*EET*
Володимир-Волинський	5,0	86	3,8	-4,3	3,7	85	4,1	-6,3	1,8	83	4,1	-8,5
Ковель	5,0	86	3,4	-3,7	3,7	85	3,5	-5,4	1,8	83	3,5	-7,6
Броди	5,5	87	2,4	-1,4	4,3	84	2,7	-3,2	2,7	85	2,8	-5,4
Луцьк	5,0	88	4,0	-4,7	3,7	84	4,1	-6,2	1,8	85	4,2	-8,8
Любешів	5,0	88	3,2	-3,5	3,7	84	3,2	-4,9	1,8	81	3,0	-6,6
Сарни	4,9	87	3,2	-3,6	3,3	84	3,4	-5,7	1,5	81	3,4	-7,6
Новоград-Волинський	4,4	88	2,7	-3,4	2,6	84	2,8	-5,5	0,8	84	2,8	-7,6
Коростень	4,4	84	4,0	-5,2	2,6	80	4,0	-7,2	0,8	79	3,7	-8,8
Овруч	4,4	89	2,8	-3,6	2,6	85	2,9	-5,7	0,8	83	2,8	-7,5
Житомир	4,4	88	4,7	-6,4	2,6	84	4,7	-8,4	0,8	84	4,8	-10,8
Поліське	5,0	86	3,0	-3,1	3,7	84	3,1	-4,7	1,8	82	3,1	-6,8
Чернігів	3,5	90	4,6	-7,5	1,3	83	4,3	-9,4	-0,5	85	4,4	-12,0
Щорс	3,5	89	3,1	-5,2	1,3	84	3,1	-7,6	-0,5	84	3,2	-9,9
Семенівка	3,5	88	3,9	-6,5	1,3	83	3,7	-8,5	-0,5	83	3,8	-10,9

Таблиця 4.25. Очікувані значення метеорологічних величин та *EET*. Зима. Лісостеп

Назва станції	Грудень				Січень				Лютий			
	t	*f*	*v*	*EET*	*t*	*f*	*v*	*EET*	*t*	*f*	*v*	*EET*
Тернопіль	4,2	87	4,0	-5,7	3,9	85	4,0	-5,9	1,4	80	4,1	-8,8
Ямпіль	2,6	89	3,8	-7,5	1,3	87	3,9	-9,2	-1,4	86	3,9	-12,4
Рівне	4,9	87	4,9	-5,9	3,3	85	4,8	-7,7	2,7	84	4,7	-8,2
Шепетівка	4,1	89	3,4	-5,0	3,6	84	3,7	-5,8	1,0	83	3,7	-8,9
Хмельницький	4,1	86	4,1	-5,9	3,6	84	4,1	-6,3	1,0	83	4,2	-9,6
Вінниця	4,2	88	3,7	-5,3	3,4	84	3,7	-6,0	0,9	83	3,9	-9,3
Крижопіль	4,2	82	2,5	-2,9	3,4	78	2,6	-3,8	0,9	78	2,8	-7,0
Біла Церква	4,0	86	3,5	-5,1	2,9	82	3,6	-6,3	0,3	80	3,7	-9,5
Умань	4,2	88	2,7	-3,6	3,4	84	2,8	-4,5	0,9	83	3,0	-7,8
Ім. Старченко. (Миронівка)	4,2	87	3,6	-5,1	3,4	82	3,7	-5,9	0,9	82	3,7	-8,9
Шевченко (Сміла)	4,2	87	3,2	-4,4	3,3	82	3,2	-5,2	0,6	82	3,4	-8,8
Ніжин	3,5	87	3,3	-5,5	1,3	83	3,3	-7,9	0,0	81	3,4	-9,4
Яготин	4,0	90	3,7	-5,7	2,9	84	3,8	-6,8	0,3	82	4,1	-10,3
Конотоп	3,5	88	2,8	-4,6	2,6	81	3,0	-5,6	-0,2	79	3,1	-9,0
Лубни	3,5	89	2,5	-4,1	2,6	81	2,8	-5,3	-0,2	81	3,0	-8,9
Суми	2,6	89	4,7	-8,8	1,3	82	4,4	-5,1	-1,4	79	4,6	-12,8
Полтава	3,5	88	4,4	-7,1	2,6	81	4,6	-8,0	-0,2	80	5,0	-11,9
Харків	3,2	87	4,5	-7,6	2,0	84	4,7	-9,1	-1,0	83	4,9	-13,1

Таблиця 4.26. Очікувані значення метеорологічних величин та *EET*. Зима. Північний Степ

Назва станції	Грудень				Січень				Лютий			
	t	*f*	*v*	*EET*	*t*	*f*	*v*	*EET*	*t*	*f*	*v*	*EET*
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Затишшя	5,2	84	3,5	-3,5	7,5	82	3,8	-1,0	4,2	83	4,0	-5,4
Любашівка	5,2	87	3,9	-4,3	7,5	82	4,1	-1,4	4,2	83	4,3	-5,8
Первомайськ	4,9	85	2,7	-2,6	6,9	80	2,9	-0,4	3,6	82	3,1	-4,7
Вознесенськ	4,9	80	2,7	-2,3	6,9	78	2,9	-0,3	3,6	77	3,0	-4,2
Бобринець	3,2	88	3,4	-6,1	5,0	84	3,7	-4,1	1,7	84	3,7	-8,1
Кіровоград	3,2	89	4,4	-7,6	5,0	84	4,5	-5,1	1,7	84	4,8	-9,6
Кривий Ріг	3,4	88	4,6	-7,5	5,2	83	4,8	-5,1	2,0	82	5,2	-9,6
Комісарівка	3,4	90	3,7	-6,4	5,2	82	4,0	-4,1	2,0	83	4,4	-8,7
Губиниха	3,4	89	3,6	-6,2	5,2	83	3,8	-3,9	2,0	82	4,3	-8,5

Продовження таблиці 4.26												
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Пришиб	4,6	90	3,6	-4,8	6,4	84	4,0	-2,7	2,9	82	4,5	-7,6
Чапліно	3,4	89	3,8	-6,5	5,2	84	4,2	-4,5	2,0	83	4,9	-9,3
Лозова	3,2	89	3,9	-6,9	2,0	84	3,6	-7,6	-1,0	82	4,1	-11,9
Волноваха	2,9	90	4,1	-7,7	4,6	83	4,5	-5,5	1,2	83	5,0	-10,4
Донецьк	2,9	89	5,4	-9,2	4,6	82	5,7	-6,7	1,2	80	6,4	-11,6
Сватове	2,3	86	2,9	-6,1	3,9	80	2,9	-3,9	0,2	79	3,1	-8,5
Луганськ	2,3	83	3,1	-6,3	3,9	78	3,3	-4,4	0,2	75	3,8	-9,4

Таблиця 4.27 Очікувані значення метеорологічних величин та *EET*. Зима. Південний Степ

Назва станції	Грудень				Січень				Лютий			
	t	*f*	*v*	*EET*	*t*	*f*	*v*	*EET*	*t*	*f*	*v*	*EET*
Болград	7,5	84	3,0	-0,2	8,3	82	3,2	0,8	4,2	82	3,5	-4,6
Сарата	7,5	89	2,8	-0,3	8,5	84	3,2	0,9	4,2	85	3,3	-4,5
Сербка	7,5	84	3,5	-0,8	6,9	78	3,8	-1,6	4,2	79	4,1	-5,3
Миколаїв	6,9	84	4,0	-2,1	7,4	81	4,1	-1,5	3,6	81	4,2	-6,3
Бехтери	7,5	87	3,8	-1,5	8,5	82	4,2	-0,3	3,9	84	4,4	-6,4
Асканія-Нова	7,5	87	4,5	-2,5	7,4	86	4,9	-2,6	3,9	84	5,5	-7,6
Нижні Сірогози	7,5	90	4,3	-2,2	6,8	84	4,7	-3,0	3,9	84	5,2	-7,3
Мелітополь	6,4	88	2,5	-1,0	7,1	81	2,9	-0,1	2,9	81	3,2	-5,6
Роздольне	10	89	4,3	0,7	9,0	87	4,9	-0,6	6,1	86	5,1	-4,5
Джанкой	10	87	2,9	2,7	9,2	84	3,2	1,8	6,1	84	3,4	-2,3
Клепініно	10	87	3,3	2,1	9,0	84	3,7	0,9	6,1	84	4,1	-3,2
Білогірськ	10	82	2,6	3,6	9,6	80	2,7	3,1	6,1	80	2,9	-1,3

Таблиця 4.28. Очікувані значення деяких біокліматичних показників. Зима. Передкарпаття і Закарпаття

Назва станції	Грудень				Січень				Лютий			
	S	*T*	$T_{зв}$	$\Theta_{об}$	*S*	*T*	$T_{зв}$	$\Theta_{об}$	*S*	*T*	$T_{зв}$	$\Theta_{об}$
Берегове	1,1	2,7	-0,9	15,1	1,2	1,6	-2,0	14,7	1,2	0,9	-3,1	14,3
Ужгород	1,2	1,5	-3,3	14,4	1,3	0,6	-4,0	14,1	1,4	-0,3	-5,6	13,7
Івано-Франківськ	1,3	0,8	-3,6	14,2	1,4	-0,9	-5,7	13,5	1,5	-2,5	-7,5	12,8
Коломия	1,4	-0,8	-6,9	13,4	1,5	-2,1	-8,2	12,9	1,7	-4,1	-10,8	12,0
Чернівці	1,6	-2,7	-10,5	12,5	1,7	-3,9	-12,3	12,0	2,0	-6,3	-15,1	11,1

Таблиця 4.29. Очікувані значення деяких біокліматичних показників. Зима. Полісся

Назва станції	Грудень				Січень				Лютий			
	S	T	$T_{зв}$	$\Theta_{об}$	S	T	$T_{зв}$	$\Theta_{об}$	S	T	$T_{зв}$	$\Theta_{об}$
Володимир-Волинський	1,6	-2,6	-10,6	12,6	1,8	-4,5	-13,1	11,8	2,0	-6,4	-15,0	11,0
Ковель	1,5	-1,8	-8,9	12,9	1,7	-3,3	-10,7	12,3	1,8	-5,2	-12,6	11,5
Броди	1,3	0,7	-4,3	14,1	1,4	-1,1	-6,8	13,3	1,6	-2,9	-8,8	12,6
Луцьк	1,7	-3,0	-11,4	12,4	1,8	-4,5	-13,1	11,8	2,0	-6,6	-15,4	11,0
Любешів	1,5	-1,4	-8,1	13,1	1,6	-2,7	-9,4	12,6	1,7	-4,2	-10,5	12,0
Сарни	1,5	-1,5	-8,2	13,1	1,7	-3,5	-10,6	12,2	1,8	-5,3	-12,4	11,5
Новоград-Волинський	1,4	-1,0	-6,7	13,3	1,6	-3,0	-8,9	12,5	1,7	-4,8	-10,7	11,8
Коростень	1,7	-3,6	-12,0	12,2	1,9	-5,4	-13,8	11,4	1,9	-6,6	-14,4	11,0
Овруч	1,5	-1,2	-7,1	13,2	1,6	-3,2	-9,3	12,4	1,7	-4,8	-10,7	11,8
Житомир	1,9	-5,0	-4,9	11,6	2,0	-6,8	-16,7	10,9	2,2	-8,8	-18,9	10,1
Поліське	1,5	-1,0	-7,3	13,3	1,6	-2,5	-9,0	12,7	1,7	-4,4	-10,9	11,9
Чернігів	1,9	-5,7	-15,4	11,3	2,1	-7,3	-16,3	10,7	2,2	-9,3	-18,5	9,9
Щорс	1,6	-2,7	-9,2	12,6	1,7	-4,9	-11,4	11,7	1,9	-6,9	-13,6	10,9
Семенівка	1,8	-4,3	-12,5	11,9	1,9	-6,1	-13,9	11,2	2,1	-8,1	-16,1	10,4

Таблиця 4.30. Очікувані значення метеорологічних величин та деяких біокліматичних показників. Зима. Лісостеп

Назва станції	Грудень				Січень				Лютий			
	S	T	$T_{зв}$	$\Theta_{об}$	S	T	$T_{зв}$	$\Theta_{об}$	S	T	$T_{зв}$	$\Theta_{об}$
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Тернопіль	1,7	-3,8	-12,2	12,1	1,8	-4,1	-12,5	12,0	2,0	-6,8	-15,4	10,9
Ямпіль	1,8	-5,0	-13,0	11,6	2,0	-6,5	-14,7	11,0	2,2	-9,2	-17,4	9,9
Рівне	1,9	-4,9	-15,2	11,7	2,0	-6,3	-16,4	11,1	2,0	-6,7	-16,6	10,9
Шепетівка	1,6	-2,7	-9,8	12,6	1,7	-3,8	-11,6	12,1	1,9	-6,4	-14,2	11,1
Хмельницький	1,8	-4,1	-12,7	12,0	1,8	-4,6	-13,2	11,8	2,1	-7,4	-16,2	10,6
Вінниця	1,7	-3,2	-11,0	12,3	1,7	-4,0	-11,8	12,0	2,0	-6,9	-15,1	10,8
Крижопіль	1,4	-0,8	-6,1	13,5	1,5	-1,8	-7,3	13,0	1,7	-4,7	-10,6	11,8
Біла Церква	1,6	-3,0	-10,4	12,4	1,7	-4,3	-11,9	11,9	2,0	-7,1	-14,9	10,8
Умань	1,4	-1,2	-6,9	13,3	1,5	-2,2	-8,1	12,8	1,8	-5,1	-11,4	11,6
Ім. Старченко	1,6	-3,0	-10,6	12,4	1,7	-4,0	-11,8	12,0	1,9	-6,5	-14,3	11,0
Шевченко	1,6	-2,2	-8,9	12,8	1,6	-3,1	-9,8	12,4	1,9	-6,2	-13,3	11,2
Ніжин	1,6	-3,1	-10,0	12,4	1,8	-5,3	-12,2	11,5	1,9	-6,8	-13,9	10,9
Яготин	1,7	-3,4	-11,2	12,3	1,8	-4,7	-12,7	11,7	2,1	-7,9	-16,5	10,4
Конотоп	1,5	-2,1	-8,0	12,9	1,6	-3,4	-9,7	12,3	1,9	-6,4	-12,9	11,1

Продовження таблиці 4.30

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Лубни	1,4	-1,5	-6,8	13,2	1,6	-3,0	-8,9	12,5	1,8	-6,2	-12,5	11,2
Суми	2,0	-6,8	-16,7	10,9	2,1	-7,5	-16,7	10,6	2,4	-10,6	-20,3	9,4
Полтава	1,9	-5,3	-14,5	11,5	2,0	-6,(	-16,3	11,0	2,4	-10,2	-20,7	9,5
Харків	1,9	-5,8	-15,3	11,3	2,1	-7,4	-17,3	10,6	2,4	-10,8	-21,1	9,3

Таблиця 4.31. Очікувані значення метеорологічних величин та деяких біокліматичних показників. Зима. Північний Степ

Назва станції	Грудень				Січень				Лютий			
	S	T	$T_{зв}$	$\Theta_{об}$	S	T	$T_{зв}$	$\Theta_{об}$	S	T	$T_{зв}$	$\Theta_{об}$
Затишшя	1,5	-1,8	-9,2	12,9	1,4	-0,1	-8,1	13,6	1,7	-3,8	-12,2	12,1
Любашівка	1,6	-2,6	-10,8	12,6	1,5	-0,7	-9,3	13,3	1,8	-4,4	-13,4	11,8
Первомайськ	1,4	-0,5	-6,2	13,5	1,3	1,1	-5,0	14,1	1,6	-2,6	-9,1	12,6
Вознесенськ	1,4	-0,5	-6,2	13,5	1,3	1,1	-5,0	14,1	1,6	-2,4	-8,7	12,7
Бобринець	1,7	-3,6	-10,7	12,2	1,6	-2,4	-10,2	12,7	1,9	-5,7	-13,5	11,3
Кіровоград	1,9	-5,6	-14,8	11,4	1,8	-4,0	-13,5	12,0	2,1	-7,9	-18,0	10,5
Кривий Ріг	1,9	-5,8	-15,5	11,3	1,8	-4,4	-14,5	11,9	2,2	-8,4	-19,3	10,3
Комісарівка	1,7	-4,0	-11,8	12,0	1,7	-2,8	-11,2	12,5	2,0	-6,8	-16,0	10,9
Губиниха	1,7	-3,8	-11,4	12,1	1,6	-2,4	-10,4	12,6	2,0	-6,6	-15,6	11,0
Пришиб	1,6	-2,6	-10,2	12,6	1,6	-1,6	-10,0	13,0	2,0	-6,1	-15,6	11,2
Чапліно	1,8	-4,2	-12,2	11,9	1,7	-3,2	-12,0	12,3	2,1	-7,8	-18,1	10,5
Лозова	1,8	-4,6	-12,8	11,8	1,8	-5,2	-12,8	11,5	2,2	-9,2	-17,8	9,9
Волноваха	1,9	-5,3	-13,9	11,5	1,8	-4,4	-13,9	11,8	2,2	-8,8	-19,3	10,1
Донецьк	2,2	-7,9	-19,2	10,5	2,1	-6,8	-18,8	11,0	2,6	-11,6	-25,0	9,1
Сватове	1,6	-3,5	-9,6	12,3	1,5	-1,9	-8,0	12,9	1,8	-6,0	-12,5	11,3
Луганськ	1,7	-3,9	-10,4	12,1	1,6	-2,7	-9,6	12,0	2,0	-7,4	-15,4	10,6

Таблиця 4.32. Очікувані значення метеорологічних величин та деяких біокліматичних показників. Зима. Південний Степ

Назва станції	Грудень				Січень				Лютий			
	S	T	$T_{зв}$	$\Theta_{об}$	S	T	$T_{зв}$	$\Theta_{об}$	S	T	$T_{зв}$	$\Theta_{об}$
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Болград	1,4	-0,8	-7,1	13,4	1,3	1,1	-5,6	14,1	1,6	-2,8	-10,2	12,5
Сарата	1,4	-0,4	-6,3	13,6	1,3	1,1	-5,6	14,1	1,6	-2,4	-9,3	12,7
Сербка	1,5	-1,8	-9,2	12,9	1,4	-0,1	-8,1	13,6	1,8	-4,0	-12,6	12,0
Миколаїв	1,7	-3,1	-11,5	12,4	1,5	-1,3	-9,9	13,1	1,8	-4,8	-13,6	11,7
Бехтери	1,6	-2,0	-10,0	12,8	1,5	-0,9	-9,7	13,2	1,9	-4,9	-14,1	11,6

Продовження таблиці 4.32

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Асканія-Нова	1,7	-3,4	-12,9	12,2	1,6	-2,3	-12,6	12,7	2,1	-7,1	-18,7	10,8
Нижні Сірогози	1,7	-3,0	-12,0	12,4	1,6	-1,9	-11,8	12,8	2,0	-6,5	-17,4	11,0
Мелітополь	1,4	-0,4	-5,7	13,6	1,3	0,6	-5,5	13,9	1,7	-3,5	-10,2	12,3
Роздольне	1,5	-0,6	-9,6	13,4	1,4	0,2	-10,1	13,7	1,8	-4,1	-14,8	12,0
Джанкой	1,2	2,2	-3,9	14,6	1,1	3,6	-3,1	15,1	1,5	-0,7	-7,8	13,4
Клепініно	1,3	1,4	-5,5	14,2	1,2	2,6	-5,2	14,7	1,6	-2,1	-10,7	12,8
Білогірськ	1,2	2,8	-2,7	14,9	1,0	4,6	-1,1	15,6	1,4	0,3	-5,8	13,8

Вплив температури повітря на людину залежить від пори року. Дуже тепла погода, комфортна у весняні або осінні місяці, у зимовий час буде несприятливо впливати на самопочуття. Неприродно тепла погода в зимовий період може визвати депресію, а різкі переходи від сльотавої теплої погоди до сорокаградусного морозу, або навпаки, спеки можуть навіть спровокувати загострення психічних розладів.

Більшість хвороб і максимум смертності у позатропічних країнах спостерігається в холодні місяці. У цей період захисні функції організму адаптуються не так швидко, як це відбувається у теплий період, і організм людини не встигає пристосуватись до різкого зниження температури, яке є великим навантаженням на нервову, імунну системи й систему кровообігу, а тому небезпечне для осіб, що страждають пороками серця, склерозом судин, хворобами нирок, різноманітними хронічними захворюваннями запального характеру [18].

Відносна вологість по всій території в основному зменшиться. Еквівалентно-ефективна температура по всій території України суттєво зросте і взимку, і влітку. У грудні *EET* у просторі буде коливатись від -9,2°С (Донецьк) до 3,6 °С (Білогірськ), у січні – від -9,4 °С (Чернігів) до 3,1 °С (Білогірськ), у лютому – від -13,1 °С (Харків) до -1,3 °С (Білогірськ). Тобто взимку буде домінувати тепловідчуття «холодно» (*EET*=-11,9–0 °С). Але у Закарпатті (лише у грудні) та Південному Степу (у грудні і січні) можуть спостерігатись умови, які надають організму людини тепловідчуття «дуже прохолодно» (*EET* = 0,1 – 6,0 °С).

У червні *EET* змінюватиметься від 14,6 °С (Коломия) до 20,4 °С (Мелітополь), у липні – від 13,3 °С (Житомир та Рівно) до 19,2 °С (Мелітополь), у серпні – від 16,6 °С (Житомир) до 22,8 °С (Білогірськ). Таким чином, влітку у Закарпатті і Передкарпатті, Поліссі та лісостеповій зоні буде переважати тепловідчуття «комфортно помірно тепло» (*EET* = 12,1 – 18,0 °С). У степовій зоні буде домінувати тепловідчуття «комфортно тепло» (виняток – липень).

Зими стануть більш комфортними, бо значення індексу Бодмана по території України коливатимуться у грудні і січні в межах 1,0–2,0 (мало сувора зима), у лютому – 1,2-2,4 бала.

Величина індексу Арнольді зросте і на всій території України буде в межах від 0,0 до -15,0 °С, що відповідає слабкому напруженню апарата терморегуляції людини.

Значення зведеної температури підвищаться. Найнижча $T_{зв}$ у лютому у Північному Степу, Лісостепу та Поліссі (від -25,0 до -8,7 °С). У грудні у Закарпатті найвищі $T_{зв}$ (до -0,9 °С). Таким чином, $T_{зв}$ > -17,0 °С на переважній території України очікується протягом зими, а це означає, що в цей час будуть відсутніми обмеження для перебування людей на відкритому повітрі.

Температура шкіри обличчя людини $\Theta_{об}$ в усі місяці зимової пори буде перевищувати 10,0 °С, тобто ніяких порушень кровообігу в тканинах зовнішніх ділянок тіла (шкіри обличчя, рук) не буде спостерігатись. Лише у лютому у Донецьку, Сумах, Полтаві і Харкові температура шкіри обличчя буде менше 10,0° (9,1-9,5 °С).

На останок слід зазначити, що починаючи з семидесятих років XX ст. відбувається значне збільшення кількості метеолабільних людей, що пов'язують зі зміною клімату, яка спостерігається на Земній кулі. Зміна термічного, вітрового режиму, вологовмісту атмосфери, повторюваності та інтенсивності небезпечних і стихійних явищ погоди супроводжується як негативними, так і позитивними наслідками для умов проживання людини, її здоров'я. Баланс позитивних і негативних наслідків для здоров'я людини змінюється від одного регіону до іншого і за прогнозами МГЕЗК буде змінюватись з продовженням підвищення температури. Зміни частоти та інтенсивності екстремальних явищ погоди, спеки й холоду, частоти повеней і посух, забруднення повітря хімічними речовинами й аероалергенами безпосередньо впливатимуть на населення і будуть мати несприятливі наслідки для здоров'я людини. Наслідком посилення хвиль тепла буде збільшення забруднення повітря в містах, особливо в помірних і високих широтах. Це призведе до зростання смертності у теплий період. У холодний період більш теплі зими та менша кількість періодів з холодною погодою приведуть до зменшення смертності. У деяких країнах помірної зони зниження показника смертності в зимовий період компенсує збільшення смертності в літній період. Більш високі температури, зміни у розподілі опадів спричинять зміни географічних меж і сезонності передачі інфекційних захворювань. Ці природні небезпеки можуть призвести до безпосередньої втрати життя або погіршення здоров'я і можуть опосередковано вплинути на стан здоров'я через втрату житла, змушеного переміщення населення (тобто з'являться кліматичні біженці),

забруднення водних джерел, знищення виробництва продуктів харчування, підвищеного ризику епідемій та інфекційних хвороб [19].

4.4. Районування території України по еквівалентно-ефективних температурах

Для розв'язання деяких прикладних задач треба знати розподіл у просторі не лише окремих метеорологічних величин, але й їх комплексу. Між різними значеннями комплексу необхідно провести межі, по різні боки яких відмінності між ними суттєві, тобто виконати районування території. Його можна здійснити, застосувавши метод кластерного аналізу. Відомо декілька алгоритмів кластерного аналізу. Нами застосовано універсальний адаптивний ітераційний метод кластерного аналізу УАІМКА, запропонований Е.М.Сергою [13]. Цей метод заснований як на метричних, так і на неметричних мірах схожості і критеріях кластеризації. Використання його не вимагає вибору гіпотетичних центрів кластеризації, певної кількості ітерацій тощо.

За допомогою УАІМКА проведено районування території України, тобто виділено райони з аналогічною структурою багаторічних значень еквівалентно-ефективної температури у зимові та літні місяці. Вихідна інформація надавалась матрицею $X = (x_{ij})_{64\times2}$ (об'єм 128 членів) для середніх багаторічних значень *EET* за періоди 1891-1960 і 1961-1990 рр. для кожного місяця окремо.

На рис. 4.1 надано результати кластеризації векторів (полів) середніх багаторічних значень еквівалентно-ефективної температури для січня. Як випливає з наведеного рисунку, множина з 64 векторів середньої багаторічної еквівалентно-ефективної температури у січні поділилась на три кластери, що об'єднують райони України з подібним режимом *EET*. Перший кластер – це північне Полісся, північна і східна частини лісостепової зони та центральна і східна частини Північного Степу. У цьому кластері спостерігаються найнижчі у січні середня місячна температура повітря і еквівалентно-ефективна температура. Другий кластер – це західні та центральні райони України, південно-східна частина лісостепової зони, Північний Степ (крім східної частини його). До цього ж кластера належать і райони північно-східного Полісся, північних і східних регіонів Південного Степу. Третій кластер – це Закарпаття і частина Передкарпаття, а також західна і південна частини Причорноморської низовини. На території виділеного кластера спостерігаються найвищі у січні середня місячна температура повітря і еквівалентно-ефективна температура.

У грудні і лютому виділено 12 і 10 кластерів відповідно. Кожен з них складається з невеликої кількості векторів (від 3 до 10) і розташовується, зазвичай на малій території. До того ж майже кожен кластер не займає

суцільної території, а поділяється на дві, а іноді і більше окремі ділянки, які знаходяться в різних регіонах.

Така складна структура полів еквівалентно-ефективної температури взимку зумовлена тим, що *EET* – це комплексний показник, як вже згадувалось, і визначається він водночас температурою повітря, відносною вологістю і швидкістю вітру. Атмосферні процеси над Україною в цю пору року характеризуються різноманіттям і складністю. Циклонічна діяльність найбільш розвинута. Баричні утворення низького тиску в основному переміщуються із заходу, південного та північного заходу [8]. Крім того, взимку розвинутий і місцевий циклогенез. Зазвичай, це південно-східні циклони з центром над східною частиною акваторії Чорного моря, які переміщуються на схід країни, або південні циклони, що під впливом південно-східного виступу змінили свою південну траєкторію на східну. Серед регіональних процесів на території України виділяється ще і циклогенез над Українськими Карпатами. Вплив Карпат зумовлює виникнення циклонів як у районах Передкарпаття, так і на південно-західних схилах Українських Карпат.

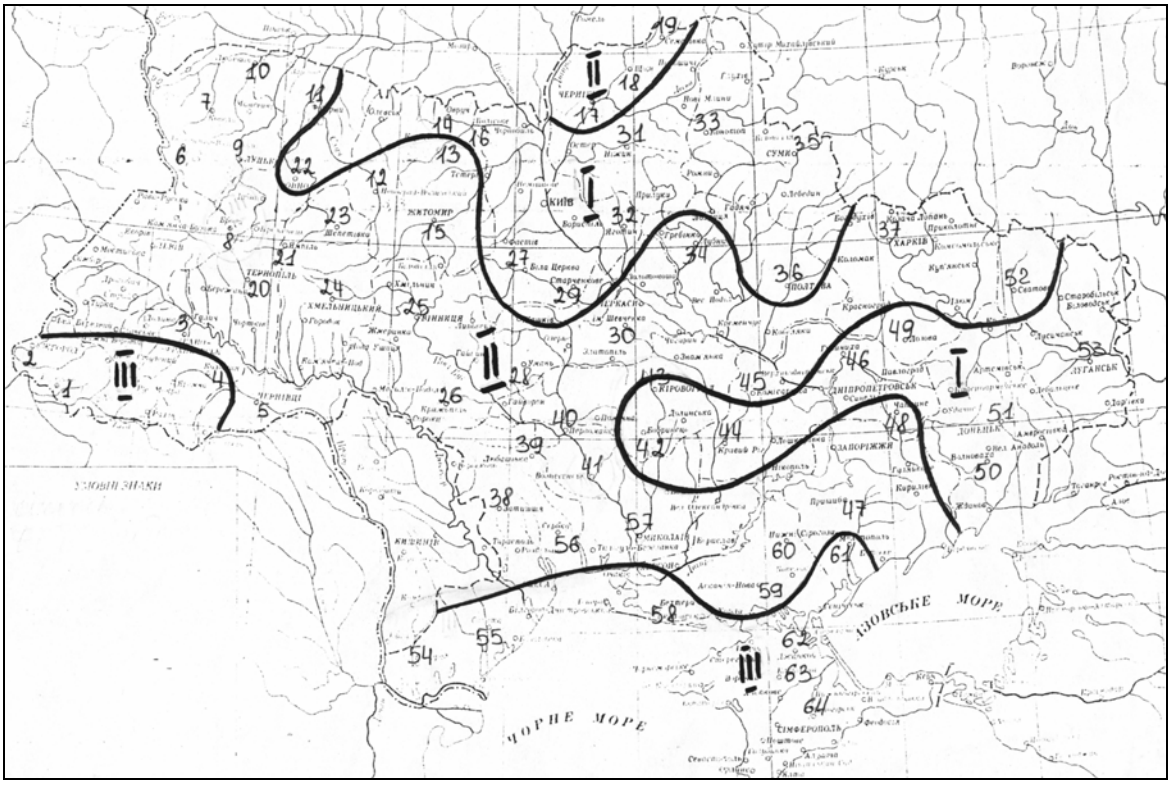


Рис. 4.1. Районування території України по *EET*. Січень

Антициклональний тип погоди за тривалістю протягом року переважає над циклонічним через особливості загальної циркуляції атмосфери. Основні траєкторії руху антициклонів в Україні: західний,

південно-західний, північно-західний, північний, північно-східний та південно-східний.

Слід зазначити, що головну роль у формуванні погоди в холодний період року мають циркуляційні чинники. Під впливом великомасштабної циркуляції в Атлантико-Європейському регіоні над Україною сформована регіональна циркуляція. Взимку на початку XX ст. на всю територію України розповсюджувався вплив Сибірського антициклону, в середині століття – тільки на східну половину, наприкінці XX ст. і на початку XXI ст. вплив Сибірського антициклону був відсутнім [9].

На рисунках 4.2 і 4.3 представлено результати кластеризації полів *EET* для місяців літнього сезону.

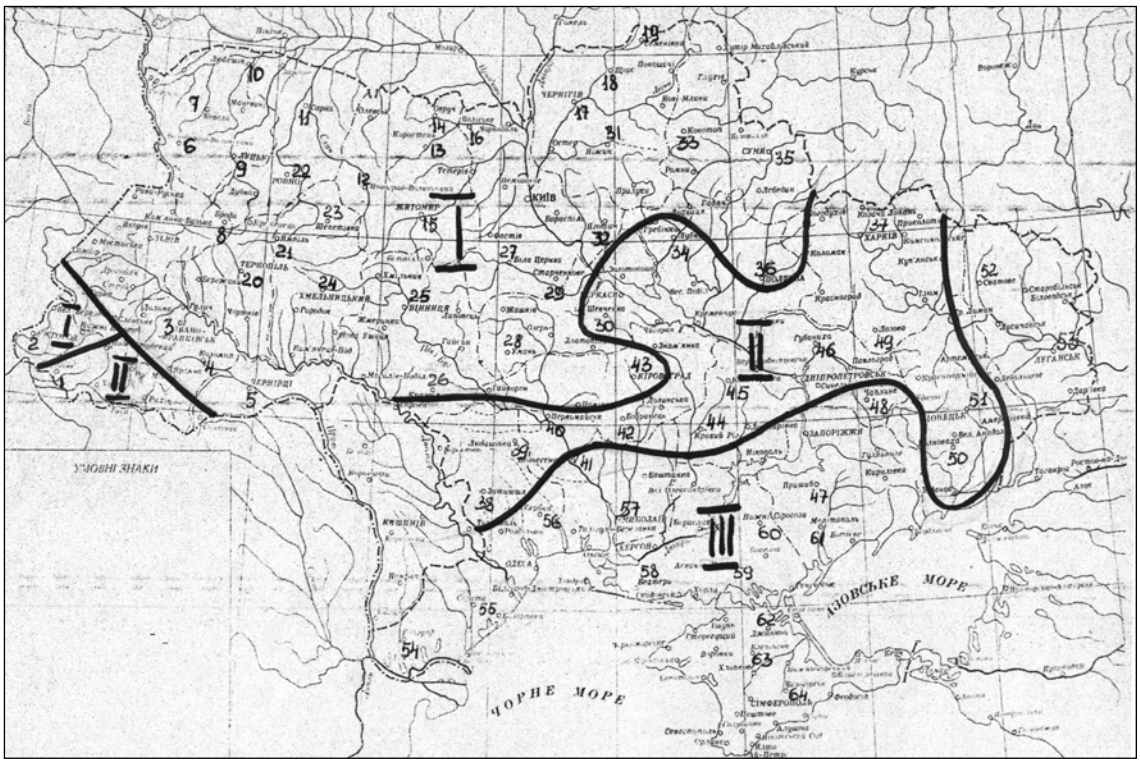


Рис. 4.2. Районування території України по *EET*. Липень

У липні (рис. 4.2) перший кластер – це Передкарпаття, Полісся, північний захід та північний схід лісостепової зони. Він займає найбільшу частину території країни. Тут спостерігаються найнижчі значення *EET*. Саме в цих районах у липні найнижча середня місячна температура повітря, найвища середня місячна відносна вологість.

Другий кластер – це майже увесь Північний Степ та схід лісостепової зони. До нього входить і північно-західна частина Закарпаття. Межа між другим і третім кластерами проходить від Затишшя на Первомайськ, Кривий Ріг, Дніпропетровськ, а потім повертає на північ, майже паралельно меридіану. Цікаво зазначити, що межа першого кластера з

другим у західних районах України майже співпадає з ізотермою 17 °С на кліматичній карті розподілу середньої місячної температури повітря у липні [9]. А положення цієї межі у південно-західних, центральних і північно-східних районах України добре узгоджується з ізотермою 20 °С. Межа між другим і третім кластерами майже співпадає з ізотермою 21 °С.

Третій кластер – це Південний Степ, невелика південна частина Північного Степу, а також південно-західна частина Закарпаття. Саме тут спостерігається найвища у липні багаторічна середня місячна температура повітря і найнижча багаторічна середня місячна відносна вологість**.**

У серпні (рис. 4.3) перший кластер – це Передкарпаття, Полісся, північно-західна та північно-східна частини лісостепової зони. Площа цього кластера приблизно така ж, як і у липні.

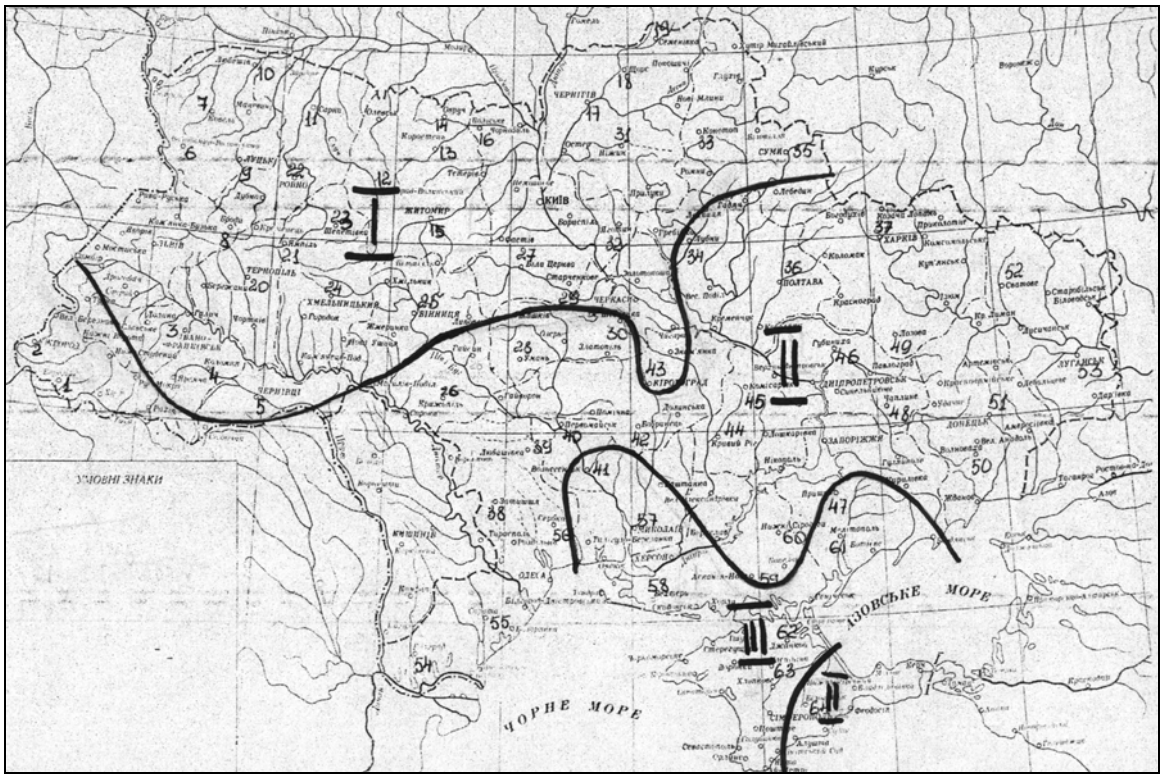


Рис. 4.3. Районування території України по *ЕЕТ*. Серпень

Другий кластер – це південна частина Лісостепу, Північний Степ та західна частина Південного Степу. До другого кластера належить і область Закарпаття. Слід зазначити, що межі другого кластера у серпні порівняно з липнем розширюються і зсуваються на південь за рахунок зменшення площі, яку займає третій кластер.

Третій кластер – це північно-східні райони Причорномор'я, північно-західні райони Приазов'я та степовий Крим.

По розподілу кластерів у липні і серпні видно, що в ці місяці найбільший внесок у значення *ЕЕТ* дає температура повітря.

У червні територія України поділена на вісім кластерів.

Виділені кластери влітку доволі добре узгоджуються з великомасштабними атмосферними процесами і особливостями підстильної поверхні. Відомо, що до початку літа відбувається послаблення міжширотного обміну над Україною. Повторюваність циклонів зменшується, зростає відріг Азорського антициклону, рідко спостерігаються і відроги східних антициклонів. Друга половина літа відрізняється переважанням областей підвищеного тиску. Атмосферна циркуляція характеризується різноманіттям і складністю сезонних змін. Саме влітку відмічається найменша швидкість вітру. У липні-серпні на більшій частині території швидкість вітру зменшується до мінімальних значень. Різниця швидкості вітру між північними та південними районами влітку дорівнює 2,8 м/с [9].

Слід зазначити, що у теплий період року головну роль у формуванні погоди мають переважно радіаційні чинники. Влітку на початку XX ст. територія України перебувала під впливом баричної улоговини зі зміщенням на схід відрогу Азорського антициклону, в середині століття – під впливом відрогу Азорського антициклону опинилась західна частина України, а наприкінці XX ст. – на початку XXI ст. – майже вся Україна [9].

Наступна задача була визначити як зміняться межі виділених районів з подібною структурою багаторічних значень еквівалентно-ефективної температури, якщо врахувати їх прогностичні значення. Для цього вихідна інформація надавалась вже матрицею $X=(x_{ij})_{64\times3}$ (об’єм 192 члени). Збільшення об’єму вихідної інформації дозволило більш чітко виділити межі кластерів. На рисунках 4.4 – 4.9 надано результати кластеризації полів еквівалентно-ефективної температури фактичних і прогностичних для зимових і літніх місяців.

У січні виділено три кластери (рис. 4.4). Зменшилась площа першого кластера за рахунок розширення меж другого і третього кластерів. Перший кластер – це північне Полісся і північна частина лісостепової зони. Центр його зсувається від Луганська на північний захід до Житомира. В межі третього кластера входять Закарпаття і Передкарпаття, невелика частина південно-західного району Полісся, а також Причорноморська низина за винятком північно-східної частини її. Центр кластера переміщується з Джанкоя в Сарату. Решту території займає другий кластер з центром у Кіровограді.

У грудні виділено лише два кластери (рис. 4.5). Це свідчить про більшу однорідність поля еквівалентно-ефективної температури. Положення другого кластера у цьому місяці дуже схоже з положенням третього кластера у січні. Він теж складається з двох областей, але площі їх збільшуються: перша область – це Закарпаття і Передкарпаття

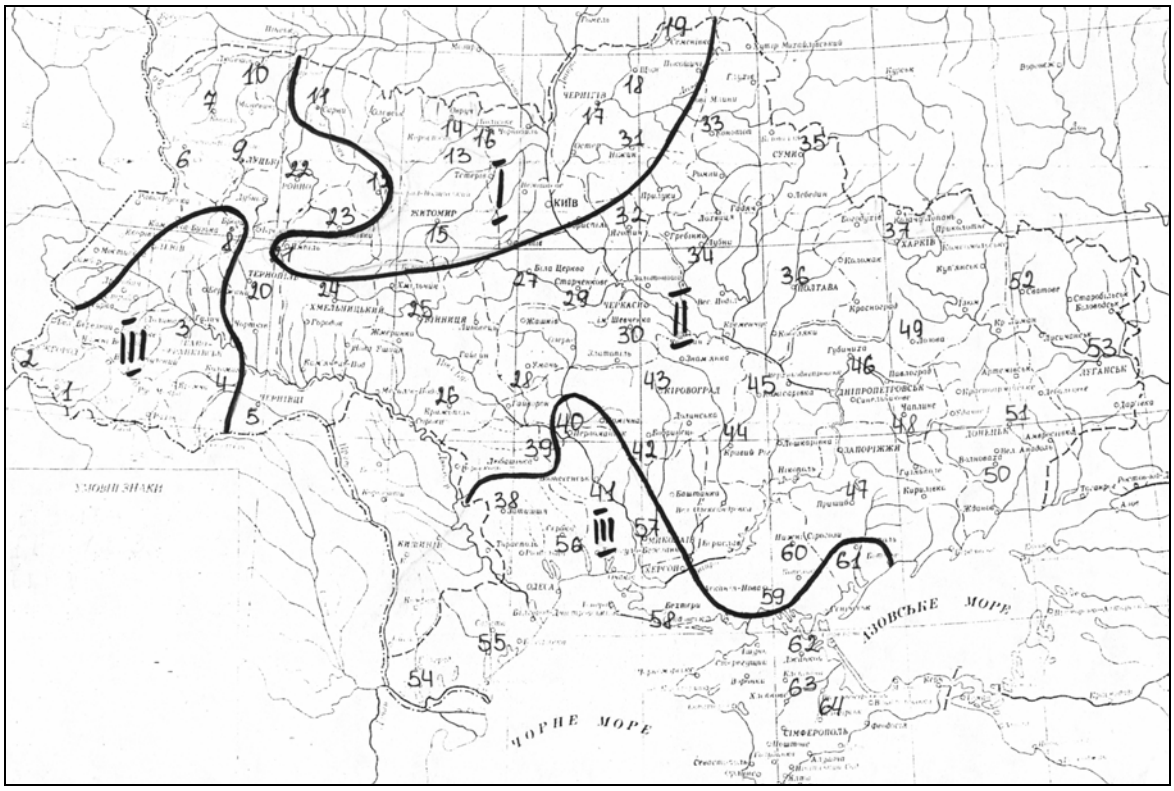


Рис. 4. 4. Районування території України по *ЕЕТ* з врахуванням їх прогностичних значень. Січень

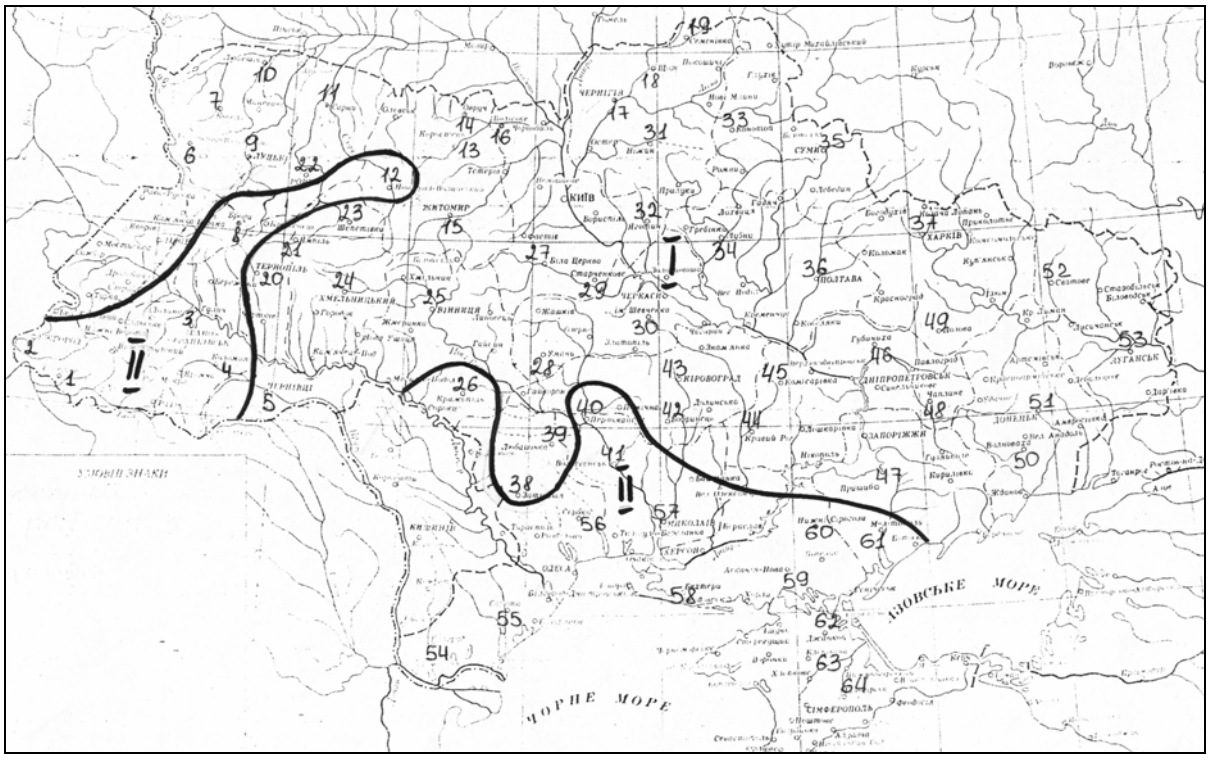


Рис. 4.5. Районування території України по *ЕЕТ* з врахуванням їх прогностичних значень. Грудень

та частина південно-західного Полісся, друга область – це Причорноморська низина.

У лютому виділено три кластери (рис. 4.6). Перший кластер у цьому місяці займає майже ті ж самі райони, що і третій кластер у січні. Третій кластер займає північно-східні, східні та південно-східні райони країни, частину центральних областей її. Другий кластер – це решта території країни, яка розташовується з північно-західних районів у південно-східному напрямку спочатку широкою полосою, яка звужується між Кіровоградом і Первомайським.

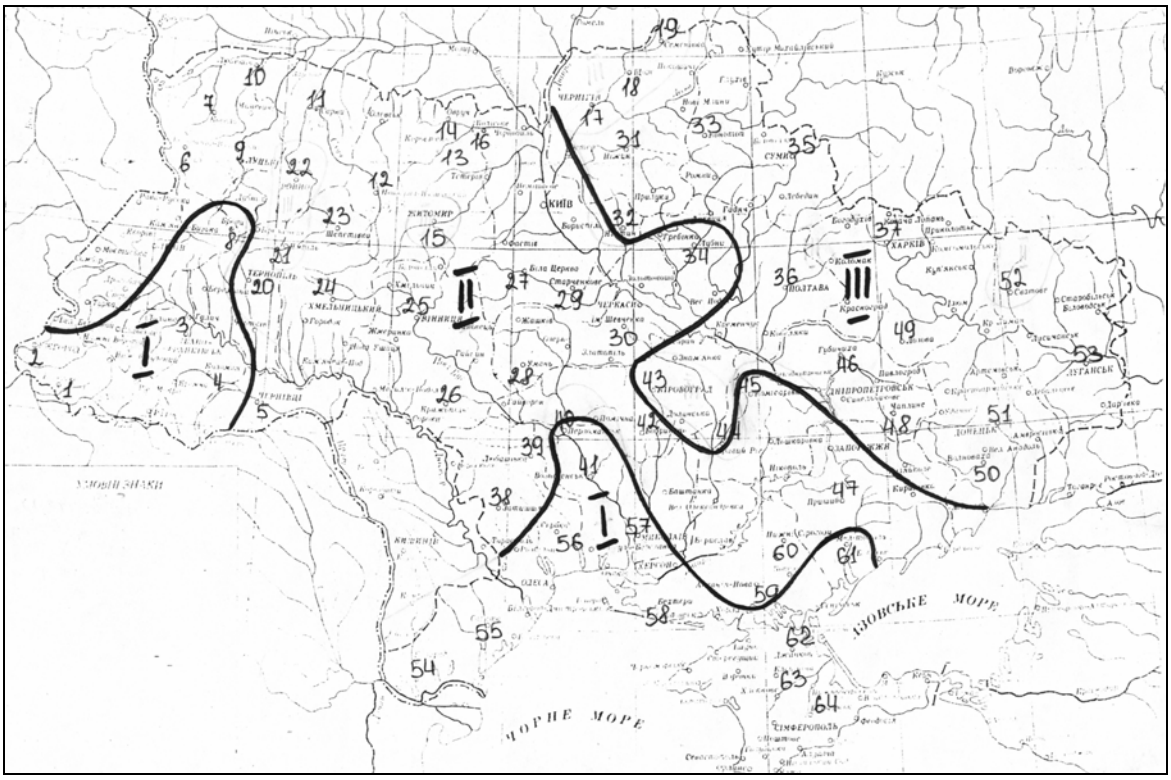


Рис. 4. 6. Районування території України по *EET* з врахуванням їхніх прогностичних значень. Лютий

У червні і липні виділено лише по два кластери (рис. 4.7 і 4.8). Якщо у червні Прикарпаття, Полісся і невелика частина Лісостепу належать до першого кластера, то у липні межа цього кластера зсувається на південний схід і він охоплює ще і деякі райони Північного степу. Другий кластер у червні складається з 39 векторів (центр його – Волноваха), у липні – з 28 векторів (центр – Луганськ).

У серпні залишилось три кластери (рис. 4.9). Перший кластер складається з 24 векторів (центр – Любешів), третій – 36 векторів (центр – Кривий Ріг). Найбільшу площу займає саме третій кластер. В області другого кластера знаходяться лише Поліське, Рівне, Новоград-Волинський і Овруч.

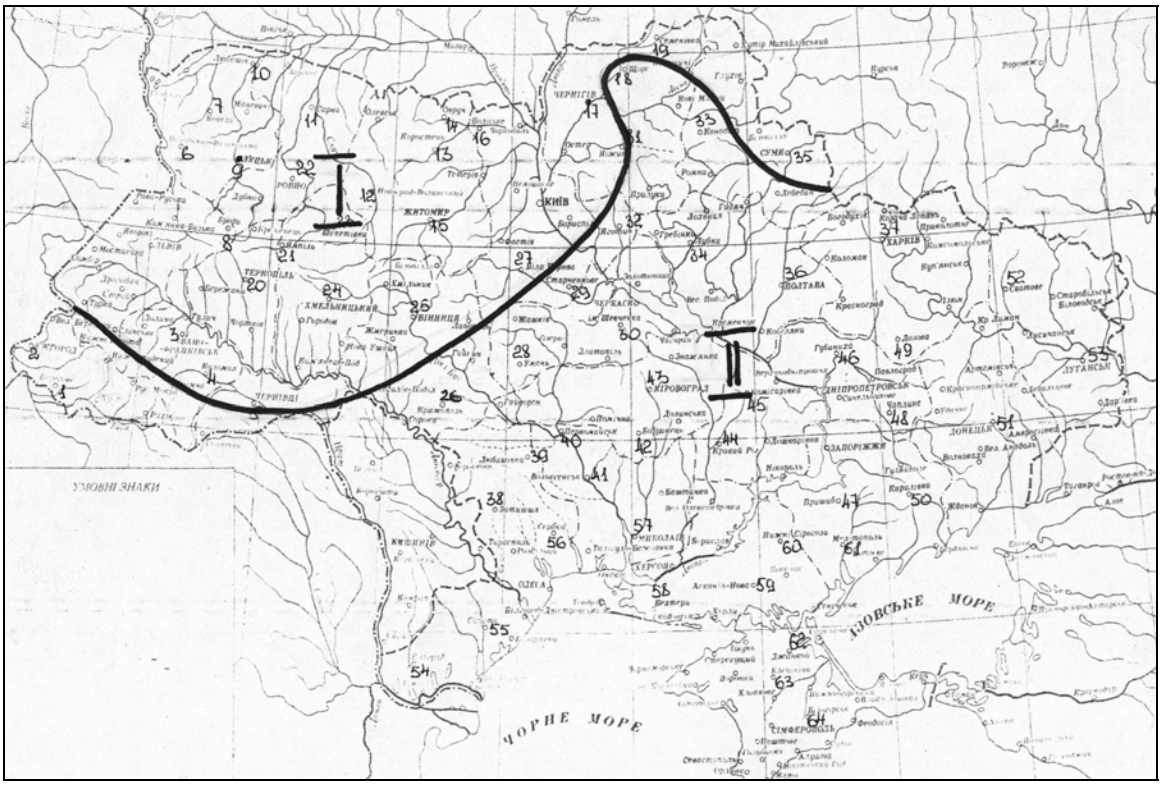


Рис. 4.7. Районування території України по *EET* з врахуванням їх прогностичних значень. Червень

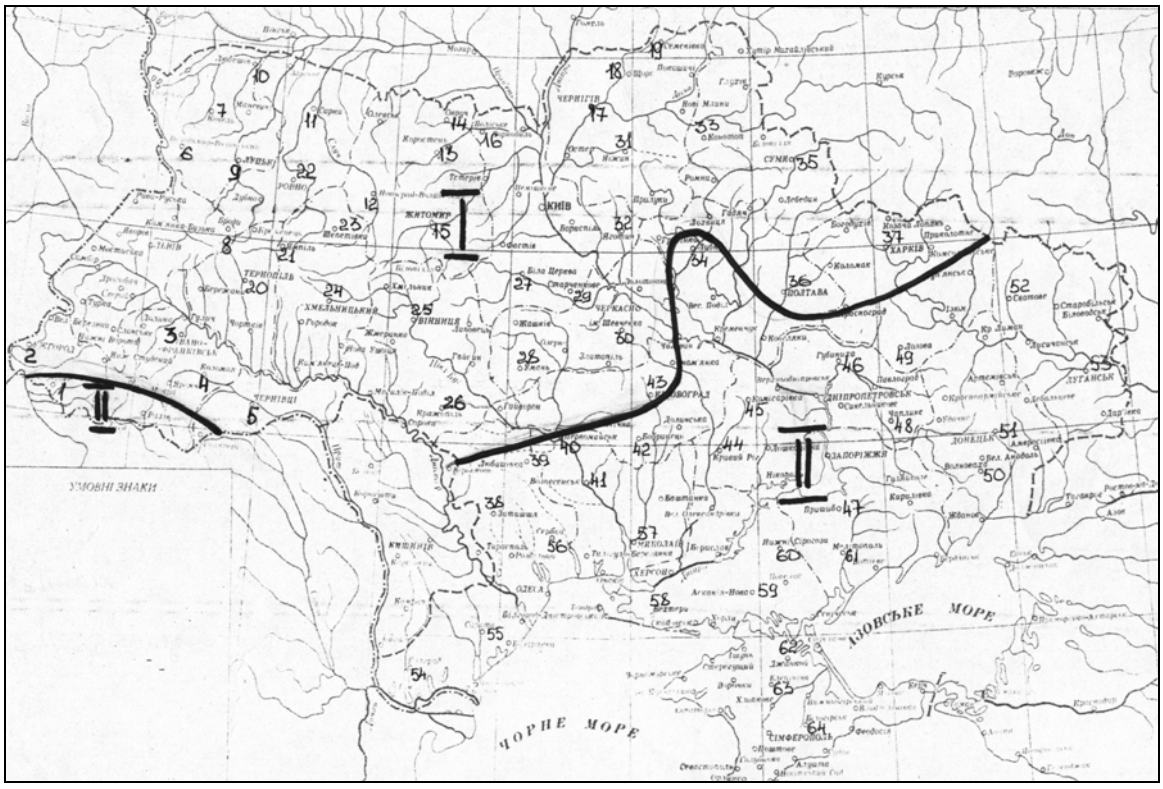


Рис. 4.8. Районування території України по *EET* з врахуванням їх прогностичних значень. Липень

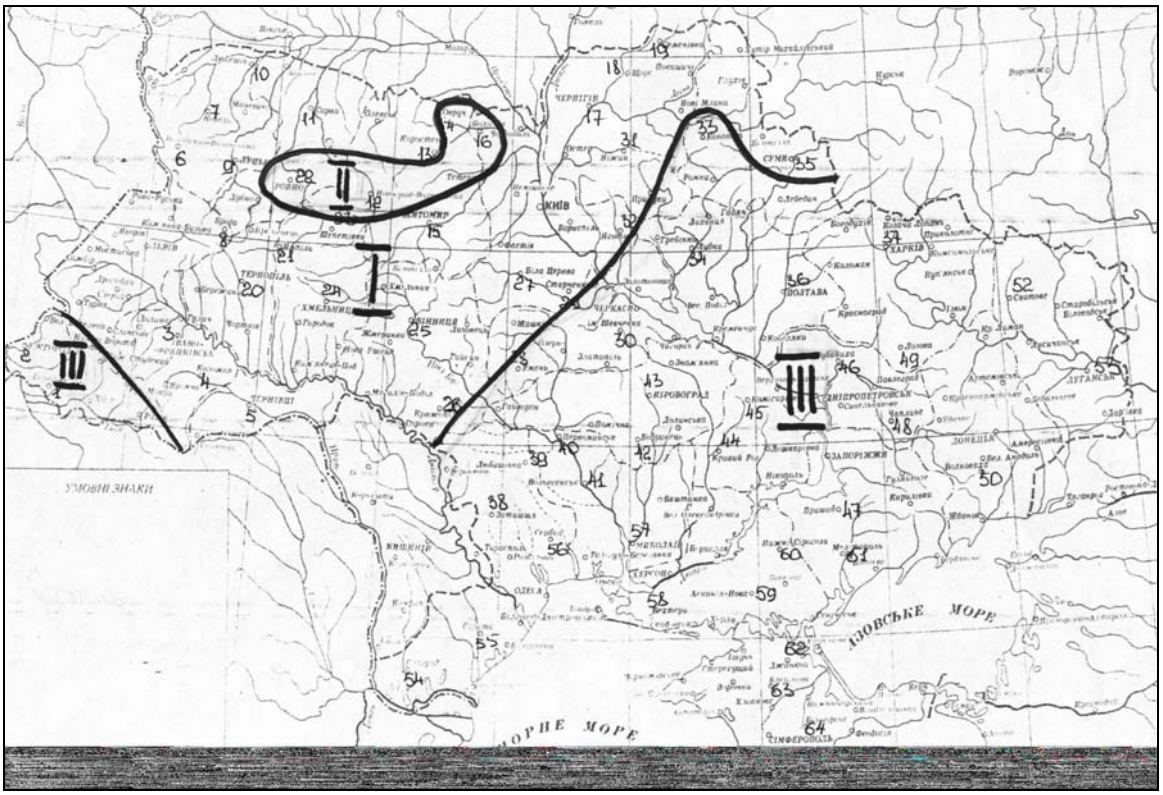


Рис. 4.9. Районування території України по *EET* з врахуванням їх прогностичних значень. Серпень

З проведеного аналізу випливає, що врахування прогностичних значень *EET* призвело до зменшення кількості кластерів і зміни меж виділених районів. Це зумовлено більш однорідними полями еквівалентно-ефективної температури через очікуване рівномірне зростання температури повітря по всій території України.

Найбільш сприятливими (найвищі значення еквівалентно-ефективної температури) для людини взимку будуть умови Закарпаття і частини Передкарпаття, а також західної та південної частин Причорноморської низини.

Висновки

1. Річний хід *EET* на території України чітко виражений з максимумом у липні і мінімумом у січні. Від періоду 1896-1960 рр. до періоду 1961-1990 рр. еквівалентно-ефективна температура і влітку, і взимку в цілому зростала з півночі на південь. Змінювання її відбувалось нерівномірно як у просторі, так у часі.

2. В середньому за літній сезон *EET* зросла у Поліссі і Південному Степу на 0,2 °С, у Лісостепу – 0,3 °С, у Північному Степу – 0,4 °С, а у районі Карпат зменшилась на 0,2 °С. Додатні різниці Δ*EET* протягом літа зафіксовано приблизно на 60 % від загальної кількості всіх станцій.

У червні у Передкарпатті та Закарпатті, Поліссі та Лісостепу як у перший, так і другий періоди переважало тепловідчуття «прохолодно» (*EET* = 6,1-12,0 °С), у Північному і Південному Степу – «комфортно помірно тепло» (*EET* = 12,1-18,0 °С). Погіршились біокліматичні умови у червні у Передкарпатті за рахунок зменшення, головним чином, температури. У Закарпатті *EET* зросла на 0,6-0,7 °С, а у лісостеповій зоні за тридцять років вона збільшилась настільки, що на 50 % станцій тепловідчуття людини з «прохолодно» змінилось на «комфортно помірно тепло», що зрозуміло, сприяє покращенню умов перебування тут людини. У липні і серпні на всій території України панують комфортні помірно теплі умови.

Максимальне значення *EET* за сторічний період становило 18,2 °С (Мелітополь, липень), мінімальне – відповідно 10,3 °С (Рівне, червень).

3. В середньому за зимовий сезон *EET* збільшилась суттєвіше, ніж за літній, і Δ*EET* становила: у Закарпатті і Передкарпатті – 1,0 °С, Поліссі – 1,8 °С, Лісостепу – 2,1 °С, степовій зоні – 2,7 °С. Додатні різниці Δ*EET* протягом зими зафіксовано приблизно на 95 % від загальної кількості всіх станцій.

Протягом усієї зими за обидва багаторічні періоди організм людини відчував дуже холодні умови (*EET* = -23,9 – -12,0 °С) на більше ніж 90 % від всіх станцій. І лише у Передкарпатті і Південному Степу крім дуже холодних умов спостерігались холодні (*EET*= -11,9-0,0 °С). Зміна значень *EET* за тридцятирічний період по відношенню до семидесятирічного відбулась у бік їх досить суттєвого зростання у зимові місяці (до 5,2 °С). Але тепловідчуття людини майже не змінились, тобто значення еквівалентно-ефективної температури залишились в зазначених межах.

Взимку найбільш дискомфортними для людини як були, так і залишились лісостепова зона і зона Північного Степу.

4. Розраховані значення індексу Бодмана по території України за досліджуваний період не зазнали суттєвих змін. Різниці Δ*S* між значеннями цього показника від першого до другого періоду (II-I) в основному зменшувались (до -0,8), але в окремих випадках зростали (до 0,6). Найбільші зміни *S* відбулись у Північному Степу і в середньому по цій території становили -0,5 бала. Зима характеризується помірно суворими умовами, у Закарпатті і Передкарпатті та Південному Степу (у грудні) переважають умови мало суворі.

Величина індексу Арнольді в останні десятиріччя збільшилась на усій території в середньому: на 1,6 °С у Закарпатті і Передкарпатті, 1,1°С – Поліссі, 2,5 °С – Лісостепу, 3,3 °С – Північному Степу, 2,7 °С – Південному Степу, але в обидва багаторічні періоди її значення характеризують слабке фізіологічне напруження апарата терморегуляції людини.

Протягом зими у Береговому, Ужгороді й Коломиї взагалі не існує ніяких обмежень для перебування людей на відкритому повітрі ($T_{зв}$ > -17 °С), а в Івано-Франківську і Чернівцях – у грудні. За перший кліматичний період на решті території від 100 % (Полісся) до 80 % (Лісостеп і Північний Степ) зимових умов характеризувались частинним обмеженням перебування на вулиці ослаблених людей або людей з розладнаною серцево-судинною системою ($T_{зв}$ < -17 °С). У Лісостепу (Рівне, Суми, Полтава) і Північному Степу (Волноваха, Донецьк, Кривий Ріг) спостерігались умови слабкого дискомфорту, за яких при знаходженні на відкритому повітрі у русі або на роботі необхідний 10-15-тихвилинний обігрів у теплому приміщенні через кожні 40-50 хвилин. За період з 1961 по 1990 рр. значення $T_{зв}$ в середньому зросли, але у Поліссі, Лісостепу і Північному Степу у всі зимові місяці збереглось переважання тих самих умов, що і у першому періоді. На заході країни та Південному Степу найчастіше $T_{зв}$ > -17.0 °С. Додатні різниці $\Delta T_{зв}$ у великій більшості переважають на всій території і сягають іноді 8-10 °С. Найбільше зросла $T_{зв}$ у Північному Степу, середні значення $\Delta T_{зв}$ по цій території становили 6,6; 5,0 і 5,6 °С відповідно у грудні, січні та лютому.

Визначена температура шкіри обличчя $\Theta_{об}$ свідчить про те, що у Поліссі, Лісостепу і Північному Степу впродовж зимового сезону спостерігаються умови, які можуть призвести до порушення кровообігу в тканинах зовнішніх ділянок тіла (шкіри обличчя, рук), бо $\Theta_{об} \leq 10$ °С. Протягом всієї зими повторюваність цих значень $\Theta_{об}$ становила 100 % у Поліссі, Лісостепу, Північному Степу і 90 % – у Південному Степу (січень і лютий). Лише у Закарпатті у всі зимові місяці $\Theta_{об}$ перевищувала 10°С, а у Передкарпатті і Південному Степу – у грудні (70 %).

Різниці $\Delta\Theta_{об}$ (II-I) на більше ніж 90 % станцій мають додатний знак, а це свідчить про те, що температура шкіри обличчя $\Theta_{об}$ зросла і біокліматичні умови покращились. Значення $\Delta\Theta_{об}$ за тридцятирічний період коливались по території України від -1,4 до 2,2 °С. В середньому у Поліссі і Південному Степу $\Theta_{об} > 10$ °С, на решті території – $\Theta_{об} \leq 10$ °С. У другий досліджуваний період повторюваність умов, які можуть призвести до порушення кровообігу в тканинах зовнішніх ділянок тіла, така: у січні – 100 % (Полісся, Лісостеп і Північний Степ), у лютому – 93-100 % у цих же районах. У Закарпатті протягом всієї зими, а у Південному Степу у грудні $\Theta_{об} > 10$ °С.

5. Очікується, що в майбутньому до 2011-2025 рр. еквівалентно-ефективна температура по всій території України суттєво зросте і взимку, і влітку. Взимку буде домінувати тепловідчуття «холодно» (*EET* = -11,9 – 0 °С). Але у Закарпатті (лише у грудні) та Південному Степу (у грудні і

січні) можуть спостерігатись умови, які надають організму людини тепловідчуття «дуже прохолодно» (*EET* = 0,1–6,0 °С).

Влітку у Закарпатті і Передкарпатті, Поліссі та лісостеповій зоні буде переважати тепловідчуття «комфортно помірно тепло» (*EET* = 12,1–18,0 °С). У Степовій зоні буде домінувати тепловідчуття «комфортно тепло» (за винятком липня).

Зими стануть більш комфортними, бо значення індексу Бодмана по території України коливатимуться у грудні і січні в межах 1,0–2,0 (мало сувора зима), у лютому – 1,2-2,4 бала.

Величина індексу Арнольді зросте і на всій території України буде в межах від 0,0 до -15,0 °С, що відповідає слабкому напруженню апарата терморегуляції людини.

Значення зведеної температури підвищаться. Найнижча $T_{зв}$ у лютому у Північному Степу, Лісостепу та Поліссі (від -25,0 до -8,7 °С). У грудні у Закарпатті найвищі $T_{зв}$ (до -0,9 °С). Таким чином, $T_{зв}$ > -17,0 °С на переважній території України очікується протягом зими, а це означає, що в цей час будуть відсутніми обмеження для перебування людей на відкритому повітрі.

Температура шкіри обличчя людини $\Theta_{об}$ у всі місяці зимової пори буде перевищувати 10,0 °С, тобто ніяких порушень кровообігу в тканинах зовнішніх ділянок тіла (шкіри обличчя, рук) не буде спостерігатись. Лише у лютому у Донецьку, Сумах, Полтаві і Харкові температура шкіри обличчя буде менше 10,0° (9,1-9,5°С).

Причиною виявленої динаміки біокліматичних показників є, головним чином, зростання температури і зменшення швидкості вітру.

6. Виділені райони з аналогічною структурою багаторічних значень еквівалентно-ефективної температури у зимові та літні місяці доволі добре узгоджуються з великомасштабними атмосферними процесами і особливостями підстильної поверхні. Врахування прогностичних значень *EET* призвело до зменшення кількості кластерів і зміни меж виділених районів. Рівномірне зростанням температури повітря по всій території України зумовило більш однорідні поля еквівалентно-ефективної температури.

Здобуті результати можна використати для розробки науково-зумовленої регіональної політики господарчої діяльності і захисту здоров’я населення України.

5. ОЦІНКА ЗМІНИ АГРОКЛІМАТИЧНИХ РЕСУРСІВ УКРАЇНИ ТА ЇХНІЙ ВПЛИВ НА ФОРМУВАННЯ УРОЖАЙНОСТІ СІЛЬСЬКОГОСПОДАРСЬКИХ КУЛЬТУР

Вирішення світової продовольчої проблеми в XXI ст. є найважливішою, стратегічною задачею нового століття, воно є не тільки головною умовою існування населення Землі, але і вирішальним чинником соціальної стабільності окремих країн і світової спільноти в цілому.

Сьогодні, за даними ФАО, хронічно голодують близько 800 млн. людей, тобто кожен п'ятий житель країн, що розвиваються. Це в 1,5 раз більше ніж все населення Європи. В той же час, навряд чи ця оцінка показує реальну кількість голодуючих, оскільки базується на підрахунку кількості калорій, що припадають на одну людину.

Загострення світової продовольчої проблеми зумовлено головним чином більш високими темпами зростання населення в порівнянні з темпами зростання виробництва продовольства і різким скороченням таких основних ресурсів, як орнопридатні землі, запаси прісної води, джерела енергії, необхідні для виробництва сільськогосподарської продукції.

Зменшення розмірів орних земель, недоступність для багатьох держав таких елементів індустріальних технологій, як хімізація, іригація, комплексна механізація, призводять до стабілізації і навіть зниження виробництва життєво важливих сільськогосподарських продуктів. Особливо складним є положення із зерном. Головний продукт сільського господарства забезпечує не тільки продовольчі потреби людини, але і найцінніший фураж для тварин. Розрахунки показують, якщо в 1950–1990 рр. світове виробництво зерна щорічно зростало більше ніж на 2 %, то в 1990–1999 рр. воно збільшилось ледве на 1 %. При цьому темпи зростання населення світу в останнє десятиріччя перевищують 1,6 %.

В той же час площа землі, зайнятої зерновими культурами (на душу населення), з середини і до кінця XX ст. скоротилася з 0,24 до 0,12 га. За розрахунками вчених, до 2050 р. вона зменшиться до 0,08 га на людину.

Дбайливе використання земельних угідь залишається найважливішим чинником вирішення продовольчої проблеми. Процеси скорочення ріллі і особливо площ, зайнятих зерновими культурами, з розрахунку на душу населення зумовили необхідність широкого використання індустріальних технологій і в землеробстві, і в тваринництві.

Матеріали світової статистики показують, що сьогодні зміна клімату на планеті співпадає з періодом наростання продовольчого дефіциту в світовій спільноті. Дві нові обставини посилюють і раніше існуючу проблему із забезпеченням населення продовольством. Перше, помітне

підвищення рівня платоспроможного попиту на продукти в густонаселених країнах – Китаї і Індії. Друге – розширення практики використання сільськогосподарських земель для виробництва біопалива. Ці дві важливі обставини в умовах скорочення світових запасів земельних угідь і невідновлюваних джерел енергії при раціональному регулюванні посівних площ ріпаку та соняшника (яке сьогодні, на жаль, недостатньо регулюється) створюють для України можливість стати одним із найбільших виробників сільськогосподарської продукції. Це пов’язано з тим, що, хоча основні площі орних земель України знаходяться в зонах нестійкого і недостатнього зволоження, зміни клімату для рослинництва, особливо вирощування озимих культур та ранніх ярих культур, цілком можливо, скоріше позитивні, чим негативні.

В цих умовах важливим чинником підвищення ефективності сільського господарства України в умовах зміни клімату є науково обґрунтоване розміщення посівних площ сільськогосподарських культур з врахуванням кліматичних змін, адаптація рослинництва до цих змін, що дозволить найбільш ефективно використовувати природні ресурси в нових кліматичних умовах, досягти стійкого зростання величини і якості урожаю, підвищити віддачу сировинних, енергетичних і трудових ресурсів.

Важливою ланкою проблеми зміни глобального клімату є оцінка змін агрокліматичних умов вирощування сільськогосподарських культур та впливу цих змін на їхню продуктивність. Сільське господарство є найбільш вразливою галуззю економіки України до коливань та змін клімату. Враховуючи інерційний характер сільського господарства та залежність його ефективності від погодних умов, уже зараз необхідно прийняття своєчасних та адекватних рішень щодо складних проблем, зумовлених змінами клімату. В зв'язку з очікуваним підвищенням температури повітря Північної півкулі продовольча безпека України в значній мірі буде залежати від того, наскільки ефективно адаптується сільське господарство до майбутніх змін клімату. Це передбачає завчасну оцінку впливу очікуваних змін клімату на агрокліматичні умови вирощування сільськогосподарських культур.

Сучасне потепління спричиняє значну зміну агрокліматичних умов росту, розвитку та формування продуктивності сільськогосподарських культур. Воно супроводжується істотним підвищенням температури повітря у зимові місяці, збільшенням кількості тривалих відлиг, часового зрушення розвитку природних процесів, змінами тривалості сезонів року, подовженням безморозного періоду та тривалості вегетаційного періоду сільськогосподарських культур, збільшенням теплозабезпеченості вегетаційного періоду, деяким покращенням вологозабезпеченості майже усіх зон України. Можливе зростання частоти екстремальних погодних явищ, загальне зниження вологості ґрунтів та зменшення їхньої родючості, виснаження ресурсів прісної води у південних регіонах країни, деградація

ґрунтів. Разом з тим, основною особливістю потепління стала нерівномірність випадіння опадів за окремі періоди року, що призвело до збільшення посушливих явищ. Посухи нерідко співпадають з суховіями, спричиняючи пошкодження рослин у різних фазах розвитку та зменшуючи їхню продуктивність.

Світовими вченими визнано той факт, що зміна клімату в останні десятиріччя явно збільшилася, одночасно збільшилася частота екстремальних явищ погоди.

5.1. ОЦІНКА ЗМІНИ АГРОКЛІМАТИЧНИХ РЕСУРСІВ УКРАЇНИ

Тенденції зміни агрокліматичних ресурсів розглядалась нами у розрізі основних агрокліматичних зон за різні проміжки часу. Для оцінки змін агрокліматичних ресурсів при можливих змінах клімату було використано опубліковані в [23] результати побудови сценаріїв зміни клімату в Україні:

– розрахунків змін кліматичних показників за стаціонарними моделями загальної циркуляції атмосфери, які досліджують реакцію кліматичної системи на подвоєння вмісту CO_2: *GFDL* (модель Лабораторії геофізичної гідродинаміки США); *UKMO* (модель Метеорологічного бюро Сполученого Королівства);

– сценаріїв зміни температури повітря і кількості атмосферних опадів в Україні на основі результатів розрахунків за нестаціонарною моделлю, у якій моделюється відгук на поступове (як більш реалістичне) зростання вмісту парникових газів на 30 % (модель Лабораторії геофізичної гідродинаміки США – *GFDL*-30 %).

Кліматичний сценарій *GFDL*-30 % передбачає оцінку можливих змін режиму температури повітря та опадів у природних зонах України на період до 2030–2040 рр. Так оцінка майбутніх змін клімату є і більш реалістичною як з точки зору поступовості зростання вмісту парникових газів на 30 %, так і з точки зору більш прикладного аспекту цієї оцінки, позаяк немає практичного сенсу розглядати зміну агрокліматичних ресурсів та продуктивності сільськогосподарських культур на сторіччя згідно кліматичних сценаріїв *GFDL* та *UKMO* .

Кліматичний сценарій *GFDL*-30 % взято нами як основний для оцінки зміни агрокліматичних ресурсів, умов росту, розвитку та формування продуктивності основних сільськогосподарських культур на період до 2030–2040 рр.

5.1.1. Теплозабезпеченість вегетаційного періоду

Для оцінки сучасних агрокліматичних умов були використані дані 175 метеорологічних станцій України за період спостережень 1946–2005 рр. Як еталонні оцінки розглядалися стандартні кліматичні параметри за період 1961–1990 рр., рекомендований ВМО для оцінки сучасного клімату, а також за період 1990–2005 рр.

Кліматичний режим кожного регіону формується як синтез особливостей температури, вологості, опадів, вітру, які базуються на закономірностях розподілу радіаційного, теплового та водного балансів і впливу атмосферної циркуляції. Багатофакторність кліматоутворювальних факторів спричиняє стан клімату з дуже ускладненим спектром коливань, в яких детермінований характер мають гармоніки річного та добового ходу. Тому на практиці береться за часовий масштаб інтервал у 30–40 років через те, що стан клімату характеризується середніми значеннями і станом мінливості, характерним для такого інтервалу.

Потепління клімату – це ефект, який визначає в сучасних умовах направлену зміну стану навколишнього середовища. Слід відзначати, що дані останніх 30 років відображають не тільки природні зміни клімату, а й антропогенні, які відбуваються в кліматичній системі, та зміни, пов'язані з локальним впливом штучних водосховищ, сільськогосподарських меліорацій, великих міст та ін.

Аналіз основних метеорологічних показників виконувався по основних природно-кліматичних зонах України, які для деталізації характеристик по території були розбиті на підзони (рис. 5.1). Для виявлення змін сучасних агрокліматичних умов були використані дані гідрометеорологічних станцій України. Аналіз тенденції зміни клімату виконано шляхом порівняння середніх багаторічних характеристик метеорологічних та агрометеорологічних показників за чотири періоди: перший до 1960 р., другий – з 1961 по 1990 рік, третій з 1991 по 2005 рік, четвертий (за кліматичним сценарієм *GFDL*-30 %) – до 2030–2040 рр. За базові значення для порівняння метеорологічних показників були взяті середні багаторічні величини за період з 1961 по 1990 рік.

Основними кліматичними характеристиками температурного режиму були:

– дати переходу температури повітря через 0, 5, 10 ,15 °С навесні та восени;
– тривалість періоду з температурами повітря вище 0, 5, 10 ,15 °С;
– суми позитивних температур повітря за період з температурами вище 0, 5, 10, 15 °С;
– тривалість періодів від 5 до 15 °С і від 15 до 5 °С;
– середня температура повітря січня, липня;
– амплітуда температур.

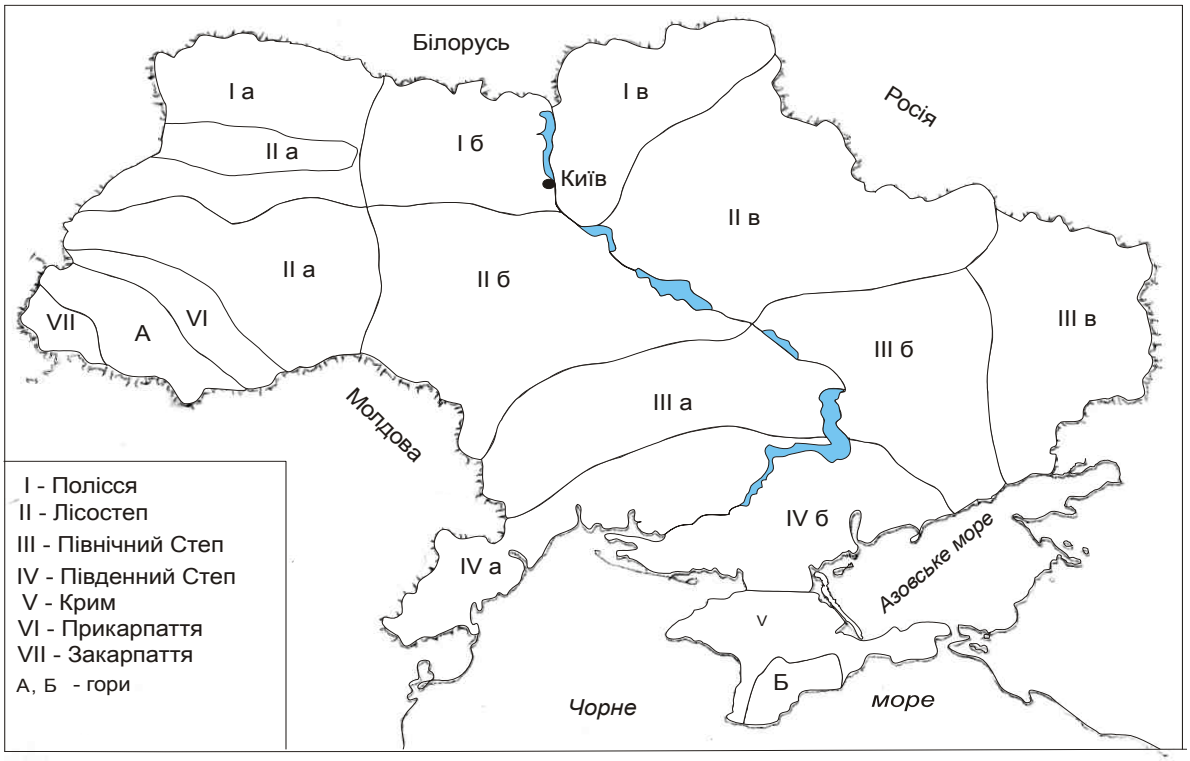


Рис. 5.1. Карто-схема природно-кліматичних районів України:
I – Полісся: а – західне, б – центральне, в – східне; II – Лісостеп:
а – західний, б – центральний, в – східний; III – Північний Степ:
а – правобережжя, б – лівобережжя, в – донецький; IV – Південний
Степ: а – правобережжя, б – лівобережжя; V – Крим;
VI – Прикарпаття; VII – Закарпаття

Температурний режим природно-кліматичних районів України за період до 1960 року. Основні характеристики температурного режиму за цей період наведені в табл. 5.1.

Аналіз дат переходу температури через різні пороги та відповідних періодів тривалості показав, що дати переходу температури повітря через 0 °С зміщуються на більш пізні терміни з півдня на північ, в районах Полісся і Лісостепу відзначались майже одночасно і коливались від 14 березня в західному Поліссі й Лісостепу до 22–24 березня в східному Поліссі і в східному Лісостепу. У Північному Степу найраніше перехід температури через 0 °С спостерігався на Правобережжі – 12 березня, тоді як на Лівобережжі Північного Степу і в його центральній частині перехід через 0 °С відбувався 19 березня. В Південному Степу різниця між датами переходу температури повітря через 0 °С відрізнялась на Правобережжі і Лівобережжі на 5 днів і відбувалась відповідно 3 та 8 березня. В АР Крим ця дата припадає на 27 лютого, в Прикарпатті – на 9 березня, Закарпатті – 24 лютого.

Таблиця 5.1. Температурний режим природно-кліматичних районів України за період до 1960 року

Природно-кліматичний район	Дати стійкого переходу температури повітря через								Тривалість періоду (дні) з температурами повітря вище			
	весна				осінь							
	0°C	5°C	10°C	15°C	15°C	10°C	5°C	0°C	0°C	5°C	10°C	15°C
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Полісся:												
Західне	14.III	6.IV	26.IV	23.V	4.IX	2.X	29.X	29.XI	258	206	159	104
Центральне	19.III	9.IV	28.IV	25.V	3.IX	30.IX	25.X	23.XI	248	199	155	100
Східне	24.III	11.IV	26.IV	22.V	4.IX	29.IX	23.X	17.XI	237	195	155	105
Лісостеп:												
Західний	14.III	7.IV	26.IV	25.V	5.IX	2.X	27.X	26.XI	254	203	159	103
Центральний	17.III	6.IV	25.IV	20.V	9.IX	5.X	28.X	23.XI	250	205	163	112
Східний	22.III	9.IV	25.IV	17.V	8.IX	1.X	24.X	18.XI	240	198	159	114
Північний Степ:												
Правобережжя	12.III	2.IV	21.IV	12.V	18.IX	11.X	2.XI	27.XI	258	213	173	128
Лівобережжя	19.III	6.IV	22.IV	12.V	14.IX	6.X	27.X	20.XI	245	204	167	125
Донецький	19.III	5.IV	22.IV	10.V	15.IX	7.X	28.X	21.XI	246	205	168	128
Південний Степ:												
Правобережжя	3.III	28.III	18.IV	9.V	24.IX	19.X	12.XI	9.XII	280	228	184	138
Лівобережжя	8.III	30.III	19.IV	10.V	22.IX	16.X	8.XI	5.XII	271	221	180	135
Крим	27.II	27.III	20.IV	14.V	23.IX	21.X	16.X1	23.XII	298	233	184	132
Прикарпаття	9.III	3.IV	24.IV	23.V	6.IX	6.X	1.XI	27.XII	262	211	165	106
Закарпаття	24.II	19.III	14.IV	10.V	20.IX	18.X	14.XI	16.XII	294	240	187	133

Продовження таблиці 5.1

Природно-кліматичний район	Сума позитивних температур вище				Тривалість періоду, дні		Температура повітря, °С		
	0 °С	**5 °С**	**10 °С**	**15 °С**	від 5 до 15°С	від 15 до 5°С	січень	липень	амплітуда
1	14	15	16	17	18	19	20	21	22
Полісся:									
Західне	2947	2817	2305	1804	47	55	–4,9	18,6	23,5
Центральне	2911	2791	2465	1762	45	52	–5,9	18,7	24,6
Східне	2908	2802	2515	1880	41	49	–7,0	19,1	26,1
Лісостеп:									
Західний	2950	2825	2482	1760	48	52	–5,3	18,5	23,8
Центральний	3094	2982	2679	2032	44	49	–5,8	19,5	25,3
Східний	3050	2974	2666	2098	38	46	–7,0	19,9	26,9
Північний Степ:									
Правобережжя	3460	3351	3036	2479	40	45	–5,0	21,5	26,5
Лівобережжя	3330	3227	2948	2464	36	43	–6,6	21,3	27,9
Донецький	3391	3289	3005	2498	35	43	–6,6	21,9	28,5
Південний Степ:									
Правобережжя	3792	3669	3324	2746	42	49	–3,3	22,7	26,0
Лівобережжя	3723	3604	3278	2723	41	47	–3,8	23,0	26,8
Крим	3780	3693	3330	2672	48	53	–1,6	22,6	24,2
Прикарпаття	3095	2950	2620	1867	50	56	–5,1	18,8	23,9
Закарпаття	3680	3542	3148	2460	52	55	–2,9	20,6	23,5

Восени перехід температури повітря через 0 °С найраніше в середньому багаторічному відбувається в східному Поліссі та в східному Лісостепу – 17-18 листопада. В Північному Степу на лівобережжі і в донецькому регіоні перехід відбувається 20–21 листопада, на Правобережжі – наприкінці третьої декади листопада. В Південному Степу перехід температури через 0 °С відбувається наприкінці першої декади грудня, в Закарпатті – 16 грудня, Прикарпатті – 27 грудня, в АР Крим – 24 грудня.

Тривалість періоду з температурами повітря вище 0 °С в західному Поліссі, західному Лісостепу і на правобережжі Північного Степу становить в середньому багаторічному 254–258 днів, в центральних районах Полісся і Лісостепу і на лівобережжі Північного Степу – 248-250 днів, в східних районах Полісся, Лісостепу – 237–240 днів. Значно триваліший цей період в Південному Степу: на правобережжі – 280 днів, на лівобережжі – 271 день, в Прикарпатті – 262 дні, в Закарпатті і в Криму – 294-298 днів.

За дату настання вегетаційного періоду береться дата стійкого переходу температури повітря через 5 °С. Ці дати за період до 1960 року в Поліссі та Лісостепу практично співпадають і коливаються від 6 квітня в західних районах до 11 квітня – у східних.

У Північному Степу і в Прикарпатті дата переходу через 5 °С настає раніше на 4–5 днів (2–5 квітня). В Південному Степу та в Криму перехід температури повітря через 5 °С відбувається наприкінці третьої декади березня, в Закарпатті – 19 березня.

Восени перехід температури повітря через 5 °С у Поліссі, Лісостепу та лівобережжі Північного Степу відбувається 25–29 жовтня. На правобережжі Північного Степу і в Прикарпатті – 1-2 листопада. У Південному Степу перехід температури повітря через 5 °С восени відбувається на правобережжі – 12 листопада, лівобережжі – 8 листопада, в Криму – 16 листопада і в Закарпатті – 14 листопада.

Тривалість періоду з температурами вище 5 °С в центральному і східному Поліссі та східному Лісостепу досягає 195–199 днів, у західному Поліссі, західному і центральному Лісостепу та на лівобережжі Північного Степу становить 203–206 днів. На правобережжі Північного Степу і в Прикарпатті тривалість досягає 211–213 днів. В Південному Степу і в Криму –від 221 до 233 днів, і в Закарпатті – 240 днів.

Перехід температури повітря через 10 °С навесні, тобто початок періоду активної вегетації сільськогосподарських культур, в усіх районах Полісся і Лісостепу в середньому багаторічному відбувався 25–28 квітня, в Північному Степу – 21-22 квітня, Південному Степу і в Криму – 18-20 квітня, в Прикарпатті –24 квітня, а в Закарпатті – 14 квітня.

Перехід температури повітря через 10 °С восени відзначався в західному Поліссі та в усіх районах Лісостепу на початку жовтня, у

центральному і східному Поліссі – 29-30 вересня. У Північному Степу відбувався перехід на правобережжі – 11 жовтня, а на лівобережжі й в донецькому районі та Прикарпатті – 6-7 жовтня. У Південному Степу і Закарпатті 16–19 жовтня, а в Криму – 21 жовтня.

Тривалість періоду з температурою вище 10 °С зростає з півночі на південь України від 155 до 184 днів. В Поліссі та західному і східному Лісостепу тривалість цього періоду становить 155–159 днів, в центральному Лісостепу, лівобережжі Північного Степу і в Прикарпатті – 163-168 днів. На правобережжі Північному Степу – 173 дні, в Південному Степу та в Криму тривалість цього періоду становить 180–184 дні, а в Закарпатті – 187 днів.

Перехід температури повітря через 15 °С в середньому за період до 1960 року спостерігався в Поліссі, в західному районі Лісостепу та в Прикарпатті 23-25 травня, в центральному і східному Лісостепу – 17-20 травня, в Північному Степу – 10-12 травня, у Південному Степу та в Закарпатті – 9-10 травня, у Криму – 14 травня.

Восени перехід температури повітря через 15 °С спостерігався у Поліссі, Лісостепу і в Прикарпатті в першій декаді вересня, у Північному Степу – 14-18 вересня, у Південному Степу, в Криму та в Закарпатті – 20-24 вересня.

Тривалість періоду з температурою повітря вище 15 °С по всій території України перевищує 100 днів. У Поліссі, в західному Лісостепу і в Прикарпатті становить 100–105 днів, у центральному і східному Лісостепу – 110–114 днів, у Північному Степу – 125-128 днів та 132–138 днів у Південному Степу, Криму і Закарпатті.

Для характеристики теплозабезпеченості вегетаційного періоду рослин важливе значення мають суми температур вище 0, 5, 10 і 15 °С (табл. 5.1).

Суми температур за період з температурами вище 0 °С в Поліссі, в західному Лісостепу досягали 2910–2950 °С, в центральному і східному Лісостепу та в Прикарпатті 3050–3095 °С. На лівобережжі та в донецькому районі Північного Степу ці суми були 3330–3390 °С, а на правобережжі Північного Степу – 3460 °С. Для Південного Степу та Криму ці суми температур досягали 3720–3790 °С, для Закарпаття – 3680 °С.

Суми температур за період з температурами вище 5 °С в Поліссі та західному Лісостепу становили від 2790 до 2825 °С. В центральному і східному Лісостепу та Прикарпатті ці суми були 2950–2980 °С. У Північному Степу на правобережжі вони становили 3350 °С, а на лівобережжі і в донецькому районі ці суми становили від 3230 до 3290 °С. У Південному Степу і в Криму суми становили від 3605 до 3695 °С, в Закарпатті – 3540 °С.

Суми температур за період активної вегетації рослин – з температурами вище 10 °С – в західному Поліссі були найнижчі (2305 °С),

в центральному і східному Поліссі та західному Лісостепу вони досягали 2465–2515 °С, в центральному і східному районах Лісостепу і Прикарпатті – 2620-2680°С. У Північному Степу ці суми становили від 2950 до 3040 °С, у Південному Степу і в АР Крим – від 3280 до 3330 °С, а в Закарпатті – 3150 °С.

Суми температур за період вище 15 °С, необхідні для вегетації теплолюбних культур, становили у Поліссі, західному Лісостепу і в Прикарпатті 1760–1880 °С, в центральному і східному Лісостепу – 2030-2100 °С, в районах Північного Степу і в Закарпатті – 2460-2500 °С, а в Криму і Південному Степу досягали 2670–2750 °С.

Ще однією характеристикою клімату є тривалість періоду від переходу температури повітря через 5 °С до переходу через 15 °С і від переходу через 15 до переходу через 5 °С. Як видно із табл. 5.1 тривалість періоду від переходу через 5 °С до переходу через 15 °С навесні коливається в межах 35–45днів. Найдовший цей період спостерігається в західному Поліссі, Прикарпатті та Закарпатті 47–52 дні. Найкоротший в донецькому районі Північного Степу та в східному районі Лісостепу – 35–38 днів. Тривалість періоду від переходу температури повітря через 15 °С до переходу її через 5 °С восени по території України трохи довша і коливається від 43 днів на лівобережжі та в донецькому районі Північного Степу до 55 днів в інших зонах України.

Середня температура повітря найхолоднішого місяця січня по території України коливається від –4,9 до –7,0 °С у Поліссі, Лісостепу, Північному Степу та Прикарпатті, від –2,9 до –3,8 °С у Південному Степу та Закарпатті, а в Криму –1,6 °С.

Липень в середньому багаторічному найтепліший. Середня температура липня становить у Південному Степу і в Криму 22,6–23 °С, у Північному Степу середня температура липня становить 21,3–21,9 °С, у Закарпатті – 20,6 °С. У Лісостеповій зоні, Поліссі та Прикарпатті температура липня коливається від 19,9 до 18,5 °С.

Найвища амплітуда температур відзначається в районах Північного та Південного Степу 26–28,5 °С. В інших районах значення амплітуди коливається від 23,5 °С в Закарпатті, Прикарпатті та західному Поліссі до 26,9 °С у східних районах Лісостепу.

Температурний режим природно-кліматичних районів України за період 1961–1990 рр. Характеристики температурного режиму цього періоду наведені в табл. 5.2.

Аналіз температурних показників цього тридцятиріччя показав, що за цей період відбулися зміни в температурному режимі, але ці зміни неоднакові для різних зон. Так, перехід температури повітря через 0 °С навесні в центральному Поліссі відбувся на три дні раніше, а в східному Поліссі – на 5 днів.

Таблиця 5.2. Температурний режим природно-кліматичних районів України за період 1961–1990 рр.

Природно-кліматичний район	Дати стійкого переходу температури повітря через								Тривалість періоду (дні) з температурами повітря вище			
	в е сн а				о с і н ь							
	0°C	5°C	10°C	15°C	15°C	10°C	5°C	0°C	0°C	5°C	10°C	15°C
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Полісся:												
західне	14.III	30.III	26.IV	26.V	5.IX	4.X	30.X	30.XI	261	213	161	102
центральне	16.III	1.IV	26.IV	21.V	5.IX	2.X	26.X	24.XI	254	208	159	107
східне	19.III	3.IV	26.IV	20.V	4.IX	26.IX	23.X	20.XI	247	203	153	107
Лісостеп:												
західний	16.III	1.IV	27.IV	29.V	5.IX	4.X	28.X	28.XI	257	210	160	99
центральний	15.III	29.III	21.IV	15.V	9.IX	6.X	28.X	29.XI	260	212	168	117
східний	17.III	29.III	22.IV	12.V	9.IX	1.X	24.X	24.XI	252	208	162	120
Північний Степ:												
правобережжя	11.III	27.III	19.IV	10.V	16.IX	11.X	1.XI	4.XII	268	220	175	129
лівобережжя	14.III	28.III	19.IV	9.V	14.IX	7.X	27.X	30.XI	260	212	171	128
донецький	16.III	28.III	19.IV	9.V	15.IX	5.X	26.X	29.XI	259	212	169	129
Південний Степ:												
правобережжя	2.III	22.III	17.IV	8.V	24.IX	18.X	13.XI	14.XII	287	238	184	139
лівобережжя	6.III	25.III	17.IV	9.V	21.IX	15.X	8.XI	13.XII	282	229	181	135
Крим	28.II	23.III	16.IV	10.V	22.IX	17.X	24.XI	26.XII	301	247	184	135
Прикарпаття	11.III	27.III	25.IV	27.V	6.IX	7.X	2.XI	30.XI	264	219	165	102
Закарпаття	14.II	19.III	11.IV	9.V	18.IX	18.X	14.XI	8.XII	297	240	190	132

Продовження таблиці 5.2

Природно-кліматичний район	Сума позитивних температур вище				Тривалість періоду, дні		Температура повітря, °С		
	0 °С	5°С	10°С	15 °С	від 5 до 15°С	від 15 до 5°С	січень	липень	амплітуда
1	14	15	16	17	18	19	20	21	22
Полісся:									
західне	3039	2918	2476	1757	57	55	–5,0	17,9	22,9
центральне	3017	2901	2506	1825	50	51	–6,0	18,1	24,1
східне	2955	2842	2477	1862	47	49	–7,5	18,4	25,9
Лісостеп:									
західний	2980	2857	2453	1689	58	53	–5,4	17,7	23,1
центральний	3224	3094	2720	2082	47	49	–5,6	19,2	24,8
східний	3162	3056	2707	2135	44	45	–6,9	19,5	26,4
Північний Степ:									
правобережжя	3628	3386	3025	2424	44	46	–4,8	20,6	25,4
лівобережжя	3400	3274	2950	2433	42	4	–6,1	20,8	26,9
донецький	3440	3313	3001	2446	42	42	–6,1	21,2	27,3
Південний Степ:									
правобережжя	3800	3659	3272	2666	47	50	–2,7	21,7	24,4
лівобережжя	3754	3624	3278	2723	45	48	–3,3	22,3	25,6
Крим	3894	3723	3282	2636	48	63	–1,3	22,0	23,3
Прикарпаття	3086	2974	2541	1759	61	57	–5,1	18,1	23,2
Закарпаття	3712	3574	3107	2456	51	57	–2,8	20,0	22,8

В Лісостеповій зоні тільки в східному районі перехід через 0 °С відбувся на 5 днів раніше, в інших районах цієї зони та в Північному Степу на правобережжі, в Південному Степу та в Криму дати переходу суттєво не змінились у порівнянні з середніми багаторічними, в той же час на лівобережжі і в донецькому районі дати переходу температури повітря через 0 °С настали раніше на 3–5 днів. В Прикарпатті дата настала пізніше на 2 дні, в Закарпатті – на 10 днів раніше середніх багаторічних.

Восени тільки в західному і центральному Поліссі та в західному Лісостепу дати переходу температури через 0 °С залишились без змін. На решті території України дати переходу через 5 °С настали пізніше на 6–10 днів, а в Криму – на 3 дні. Тільки у Прикарпатті дата переходу температури повітря через 0 °С настала раніше середніх багаторічних майже на 26 днів.

У зв’язку з більш пізнім переходом температури повітря через 0 °С збільшилась тривалість періоду з температурою вище 0 °С в Поліссі на 3–6 днів, в Лісостеповій зоні і в Північному Степу – на 10–12 днів, в Південному Степу на 3–11 днів, в Криму, Прикарпатті і Закарпатті – на 2–3 дні. Більш помітна різниця в датах переходу температури повітря через 5 °С навесні між середньою багаторічною і за період 1961–1990 роки. В усіх регіонах дата переходу температури повітря через 5 °С в досліджуване тридцятиріччя настала раніше середніх багаторічних на 6–8 днів. Але що стосується дат переходу температури повітря через 5 °С восени, то вони майже не відрізняються від середніх багаторічних.

Тривалість періоду між весняними і осінніми датами переходу температури повітря через 5 °С збільшилась у досліджуваному тридцятиріччі на 8–10 днів в усіх регіонах України.

Середня дата переходу температури повітря через 10 °С за період 1961–1990 роки навесні в Поліссі, в районах західного Лісостепу та Південного Степу не відрізняється від середньої багаторічної. В той же час в районах центрального та східного Лісостепу, в Північному Степу, в АР Крим та в Закарпатті вона настає раніше середніх багаторічних на 3–4 дні.

Восени дати переходу температури повітря через 10 °С в досліджуваному тридцятиріччі настають на 2–3 дні пізніше в західному та центральному Поліссі, в районах західного Лісостепу та в Прикарпатті. В той же час раніше на 2–3 дні дата переходу через 10 °С настає в східному Поліссі, донецькому районі Північного Степу. В Криму ця дата настає раніше середньої багаторічної на 13 днів. Такі переходи температури повітря через 10 °С навесні і восени зумовили різну тривалість періоду між цими датами. В західному і центральному Поліссі, в Лісостеповій зоні, в зоні Північного Степу цей період був довше на 3 дні, в інших районах – на 1–2 дні від середнього багаторічного. В Прикарпатті тривалість періоду не змінилась.

Дати переходу температури повітря через 15 °С навесні за період 1961–1990 рр. наставали раніше і найбільш суттєво відрізнялись від середніх за попередній період в Поліссі, Лісостеповій зоні, де відхилення становили 3–4 дні. В Південному Степу та в АР Крим ці відхилення становили 2 дні, а в Прикарпатті, навпаки, ці дати відзначались у досліджуваному тридцятиріччі пізніше на 4 дні.

Як видно із даних табл. 5.2 тривалість періоду між датами переходу температури повітря через 15 °С збільшилась на 3–7 днів у центральному та східному Поліссі, центральному та східному районах Лісостепу та в Криму. В західних районах Полісся та Лісостепу відзначається скорочення періоду на 1–2 дні. В Південному Степу та в Закарпатті тривалість періоду залишилась незмінною.

Тривалість періоду від переходу температури повітря через 5 °С до переходу через 15 °С в тридцятиріччя від 1961 року по 1990 рік збільшилась у порівнянні з попереднім періодом в усіх регіонах. Найвідчутніше це зростання відзначається у західних районах Полісся, в Лісостепу, Прикарпатті, де тривалість періоду збільшилась на 10 днів. У центральних та східних районах Полісся, Лісостепу в Північному та Південному Степу зростання періоду відзначалось на рівні 5–7 днів. У Закарпатті тривалість періоду залишилась незмінною. В той же час тривалість періоду від переходу температури повітря через 15 °С до переходу через 5 °С восени залишилась незмінною в досліджуваному тридцятиріччі в порівнянні з середніми багаторічними в усіх районах України, окрім Південного Степу, де тривалість періоду зросла на 1–2 дні, та Криму, де тривалість періоду збільшилася на 10 днів.

Аналіз накопичення сум температур за різні періоди (табл. 5.2) показав, що суми температур за період від переходу температури повітря через 0 °С навесні до переходу її через 0 °С восени зросла у всіх регіонах України. Але зростання сум було неоднакове в різних регіонах. Так, в Поліссі та Криму сума температур зросла на 50–100 °С, у Лісостеповій зоні в західному регіоні зростання сум було тільки на 30 °С, в той же час в центральному та східному районах Лісостепу суми температур збільшились на 110–130 °С. У Північному Степу значне зростання сум температур відзначалось на правобережжі – 160-170 °С, на лівобережжі суми зросли на 70 °С. У Південному Степу відзначалось незначне підвищення сум температур на 10–30 °С.

Така ж ситуація і з сумами температур за період з температурами вище 5 °С. Значення сум температур коливались у межах від 2900 °С в східному Поліссі до 3650 °С на правобережжі Південного Степу, в Криму – до 3725 °С. Збільшення сум температур у західному та центральному Поліссі та в Криму відзначалось на рівні 100–112 °С, в Лісостеповій зоні, в Північному Степу та Південному Степу і в Закарпатті підвищення сум

температур становило 50–70 °С. Зовсім незначне підвищення сум температур відзначалось у Прикарпатті 10–25 °С.

Суми температур за період з температурами вище 10 °С майже не змінились, а в деяких зонах навіть трохи зменшились. Вони коливались від 2450–2475 °С в Поліссі та Лісостепу до 3280 °С в Криму і Південному Степу. Значне збільшення сум температур відмічалось тільки в західному Поліссі – на 170 °С. В центральному Поліссі, центральному і західному Лісостепу збільшення до 40 °С. В інших районах країни суми навіть зменшились на 10–50 °С.

Зовсім незначне підвищення сум температур спостерігалось за період з температурою вище 15 °С. Так, в західному та східному Поліссі, в західному Лісостепу сума температур зменшилась за період 1961–1990 рр. у порівнянні попереднім періодом на 60–70 °С. В той же час в центральних районах цих зон суми температур зросли на 60–70 °С. Зменшились суми температур за цей період або залишились незмінними в районах Північного та Південного Степу. В Криму суми температур зменшились на 35–40 °С, в Прикарпатті на 108 °С, в Закарпатті суми температур не змінились.

Середня температура січня за період від 1961 по 1990 рік знизилась у порівнянні з середньою температурою січня за попередній період в Поліссі та в західному Лісостепу на 0,1–0,5 °С. В центральній зоні Лісостепу, в зоні Північного Степу температура зросла на 0,2 °С, в східному районі Лісостепу – на 1,1 °С. В Південному Степу та в Криму середня температура січня зросла на 0,3–0,6 °С. В Прикарпатті та в Закарпатті температура січня не змінилась.

Середня температура повітря в липні місяці за період з 1961–1990 рр. знизилась в порівнянні з середньою температурою липня за період до 1960 року в Поліссі, Лісостеповій зоні, в Північному Степу на 0,3–0,6 °С, в Південному Степу – на 0,7–1,0 °С, в Криму – на 0,6 °С, Прикарпатті – на 0,7 °С. В Закарпатті температура зросла в липні на 0,4 °С.

Через зниження температур у досліджуваному тридцятиріччі знизилась і амплітуда температур в цілому на 0,3–0,5 °С і коливалась в Поліссі від 22,9 °С в західному районі до 25,9 °С в східному. В Лісостеповій зоні від 23,1 °С в західному районі до 26,4 °С в східному. В Північному Степу від 25,4°С на правобережжі до 27,3 °С в донецькому районі. В Південному Степу від 23,3 °С в Криму до 25,6 °С на лівобережжі.

Температурний режим природно-кліматичних районів України за період 1991–2005 рр. Характеристики температурного режиму за цей період наведені в табл. 5.3 і в Додатку В (Рис. В.1 – В.9).

Глобальне потепління найбільш відчутно виявилось в період дослідження з 1991 по 2005 рр.

Таблиця 5.3. Температурний режим природно-кліматичних районів України за період 1991–2005 рр.

Природно-кліматичний район	Дати стійкого переходу температури повітря через								Тривалість періоду (дні) з температурами повітря вище			
	в е сн а				о с і н ь							
	0°C	5°C	10°C	15°C	15°C	10°C	5°C	0°C	0°C	5°C	10°C	15°C
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Полісся:												
західне	23.II	5.IV	22.IV	22.V	5.IX	6.X	2.XI	1.XII	280	216	167	106
центральне	26.II	6.IV	22.IV	21.V	6.IX	1.X	29.X	26.XI	278	206	162	107
східне	7.III	7.IV	23.IV	25.V	6.IX	30.IX	24.X	23.XI	261	200	160	103
Лісостеп:												
західний	27.II	5.IV	23.IV	21.V	4.IX	5.X	1.XI	26.XI	272	210	165	106
центральний	3.III	30.III	19.IV	17.V	9.IX	3.X	27.X	21.XI	265	212	168	115
східний	6.III	4.IV	20.IV	21.V	8.IX	2.X	26.X	20.XI	259	205	165	110
Північний Степ:												
правобережжя	25.II	28.III	16.IV	15.V	18.IX	12.X	6.XI	1.XII	278	224	179	126
лівобережжя	6.III	1.IV	17.IV	15.V	15.IX	7.X	30.X	21XI	260	213	173	123
донецький	6.III	2.IV	16.IV	16.V	16.IX	8.X	30.X	22.XI	261	210	176	123
Південний Степ:												
правобережжя	16.II	19.III	14.IV	10.V	25.IX	20.X	12.XI	6.XII	292	238	188	138
лівобережжя	22.II	24.III	16.IV	14.V	25.IX	17.X	10.XI	30.XI	282	232	184	134
Крим	8.II	16.III	15.IV	16.V	27.IX	24.X	18.XI	6.XII	310	250	192	134
Прикарпаття	23.II	31.III	23.IV	23.V	7.IX	7.X	3.XI	27.XI	276	216	169	108
Закарпаття	9.II	16.III	15.IV	7.V	20.IX	18.X	14.XI	1.XII	295	244	186	136

Продовження таблиці 5.3

Природно-кліматичний район	**Сума позитивних температур вище**				**Тривалість періоду, дні**		**Температура повітря, °С**		
	0 °С	**5 °С**	**10 °С**	**15 °С**	від 5 до 15°С	від 15 до 5°С	січень	липень	амплітуда
1	14	15	16	17	18	19	20	21	22
Полісся:									
західне	3140	2996	2688	1895	47	58	–2,3	19,1	21,4
центральнее	3077	2861	2582	1902	45	54	–3,0	19,4	22,4
східне	3023	2893	2586	1875	49	48	–4,0	20,0	24,0
Лісостеп:									
західний	3057	2935	2578	1853	47	58	–2,9	18,9	21,8
центральний	3227	3136	2817	2113	49	49	–3,4	20,4	23,7
східний	3170	3064	2744	2039	47	48	–4,1	20,8	24,9
Північний Степ:									
правобережжя	3553	3456	3100	2445	49	48	–2,8	22,3	25,1
лівобережжя	3409	3356	3010	2372	44	46	–4,0	22,1	26,1
Донецький	3424	3364	3055	2390	44	44	–4,0	22,6	26,6
Південний Степ:									
правобережжя	3907	3771	3388	2769	52	48	–1,7	22,9	24,6
лівобережжя	3819	3690	3322	2707	52	46	–1,9	23,7	25,6
Крим	3957	3803	3415	2706	61	52	–0,3	23,5	23,8
Прикарпаття	3181	3050	2680	1928	53	57	–2,8	19,4	22,2
Закарпаття	3846	3634	3227	2612	52	55	–1,2	21,2	22,4

Як видно із даних табл. 5.3 перехід температури повітря через 0 °С в цей період наставав значно раніше, ніж в середньому багаторічному в усіх регіонах України на 13–19 днів. Причому, в Поліссі настання дати переходу через 0 °С відбувалось раніше на 17–19 днів, в Лісостеповій зоні – на 15–16 днів, в Північному Степу та Південному Степу – на 12–15 днів.

В осінній період також дата переходу температури повітря через 0 °С спостерігалась пізніше на 2 дні в західному Поліссі, на 3 дні в центральному Поліссі і на 6 днів у східному Поліссі. В той же час в Лісостеповій зоні перехід температури через 0 °С спостерігався раніше базового терміну: в західному регіоні на 10 днів, в центральному та східному регіонах – на 2 дні.

В Північному Степу тільки на правобережжі перехід температури повітря через 0 °С відзначався на 3 дні пізніше базової дати, на лівобережжі та в донецькому районі такого явища не спостерігалось. В Південному Степу дата переходу восени відзначалась раніше базової на 3–5 днів. Особливо різко відрізняються дати переходу температури повітря через 0 °С в Криму, Прикарпатті, Закарпатті, де вони настали раніше: в Криму на 17 днів, Прикарпатті – на 30 днів і Закарпатті – на 15 днів.

Значно зросла і тривалість періоду з температурами вище 0 °С. Так, в центральному Поліссі тривалість періоду становила 278 днів, що на 40 днів довше базового середнього багаторічного значення. В західному і східному Поліссі тривалість періоду збільшилась на 22–24 дні. Поступово просуваючись на південь тривалість періоду збільшилась не так відчутно. Так, в Лісостеповій зоні збільшення становило 15–18 днів, в зоні Північного Степу на правобережжі збільшення тривалості періоду становило 20 днів, в зоні лівобережжя та донецькому районі – 15 днів. Найменш відчутно збільшилась тривалість цього періоду в зоні Південного Степу, в Криму та Прикарпатті – всього на 12 днів.

Дати переходу температури повітря через 5 °С навесні змінювались менше, ніж дати переходу через 0 °С. Для цієї дати так, як і для попередньої, характерна нерівномірність зміни в різних регіонах України. В західному Поліссі вона не змінилась, тоді як в центральному і східному Поліссі настала раніше на 3 дні. В Лісостеповій зоні в західному районі дата переходу через 5 °С настала раніше на 2 дні, в інших районах зони – на 5 днів. В Північному Степу у всіх зонах дата переходу відзначалась на 5 днів раніше середньої багаторічної. Найбільше відрізняються дати переходу в Південному Степу, в Криму, де вони настали на 8–9 днів раніше середніх багаторічних (рис. В.1).

За період від 1991 до 2005 рр. восени перехід температури повітря через 5 °С по території України відбувався від 20 листопада до 6 грудня і дати його настання відрізнялись від середніх багаторічних неоднаково в усіх зонах. В східному Поліссі, центральному та східному Лісостепу вони були однаковими із середніми багаторічними. Це свідчить про те, що у

внутрішніх районах країни зниження температури восени іде більш прискореними темпами. В центральному та західному Поліссі і в західному Лісостепу ці дати наставали пізніше останніх на 3–6 днів. В Північному Степу відхилення дат настання від середніх багаторічних становило 3–4 дні. В Південному Степу та в АР Крим дати переходу через 5 °С за період 1991–2005 рр. співпадали із середніми багаторічними (рис. В.2).

Тривалість періоду з температурами повітря вище 5 °С склала в Поліссі, Лісостепу, на лівобережжі Північного Степу і в Прикарпатті 200–216 днів, на правобережжі Північного Степу і в Південному Степу – 224-238 днів, а в Закарпатті і в Криму 244-250 днів (рис. В.3).

Дати переходу температури повітря через 10 °С в досліджуваному періоді навесні наставали раніше середніх багаторічних в Поліссі, Лісостеповій зоні та в Південному Степу на 3–4 дні, в Північному Степу, в Криму – на 5 днів (рис. В.4) В Прикарпатті та Закарпатті дати переходу температури повітря через 10 °С не змінились. Восени дати переходу температури повітря через 10 °С майже не відрізняються від середніх багаторічних, за винятком західного Полісся, де вона настає на 4 дні пізніше. На решті території України відхилення становило лише один день (рис. В.5).

В зв’язку з тим, що навесні дати переходу температури повітря через 10 °С настають раніше, змінилась тривалість періоду між датами переходу температури повітря через 10 °С навесні і восени. Кількість днів з температурами вище 10 °С зростає з півночі на південь від 160 до 190 днів (рис. В.6). В західному Поліссі тривалість періоду зросла на 9 днів, в центральному Поліссі – на 6 днів, в східному – на 5 днів, в Лісостеповій зоні – на 6-8 днів, в Північному Степу на правобережжі та лівобережжі – на 7 днів, в донецькому районі та в Криму – на 9 днів, в Південному Степу – на 6 днів, в Прикарпатті – на 5 днів, в Закарпатті тривалість періоду збереглась на рівні середньої багаторічної.

Дати переходу температури повітря через 15 °С в період від 1991 по 2005 рр. наставали на 1–3 дні раніше середніх багаторічних в Поліссі та в західному та центральному районах Лісостепу. В Криму – на 2 дні. В східному районі Лісостепу, в Північному Степу та лівобережжі Південного Степу ці дати настали пізніше середньої багаторічної на 5–6 днів. Восени дати переходу температури повітря через 15 °С майже не відрізнялись від середніх багаторічних, відхилення не перевищувало один день.

Тривалість періоду між датами переходу температури повітря через 15 °С за період 1991–2005 рр. збільшується від 103 днів на півночі України до 138 днів на півдні України. Характер змін тривалості періоду неоднаковий по регіонах України. Так, він збільшився на 7–8 днів в центральному та західному Поліссі, на 4–5 днів в Лісостеповій зоні, на 2 дні в Криму, Прикарпатті і Закарпатті. Але в східному Поліссі, на

лівобережжі та в донецькому районі Північного Степу, лівобережжі Південного Степу тривалість періоду скоротилась на 1–2 дні.

Тривалість періоду від 5 °С до 15 °С навесні В Поліссі в західному та центральному районах тривалість у порівнянні із середнім багаторічним не змінилась, зросла тільки в східному районі на 8 днів. В Лісостеповій зоні зростання тривалості періоду відзначалось в центральному районі на 5 днів, в східному – на 9 днів. В Північному та Південному Степу відзначалось збільшення тривалості періоду на 8–9днів, в Криму – на 19 днів.

Тривалість періоду від дати переходу температури повітря через 15 °С влітку до дати переходу її через 5 °С восени збільшилась у порівнянні із середніми багаторічними в Поліссі на 3 дні, в західному Лісостепу – на 6 днів, східному – на 2 дні. В Північному Степу тривалість періоду зросла на 3 дні. В Південному Степу, в Прикарпатті, Закарпатті та в центральній зоні Лісостепу тривалість періоду була незмінною або відрізнялась на 1 день.

Суми температур за всі періоди зросли в зв’язку зі змінами тривалості періодів та підвищенням температурного режиму всередині періодів. Найбільше зросли суми температур за період від дати переходу температури повітря через 0 °С навесні до дати переходу через 0 °С восени на 160-190 °С в західному та центральному Поліссі, Закарпатті та в Криму. В східному Поліссі, центральному та східному Лісостепу, на правобережжі Південного Степу суми зросли на 115–130 °С.

На правобережжі Північного Степу зростання сум температур становить 50–80 °С. Найменше зростання – 35 °С спостерігалось в донецькому районі Північного Степу. Суми температур за цей період змінювались від 3025 до 3230 °С в Поліссі, Лісостепу і в Прикарпатті, в Північному Степу – від 3409 до 3555 °С. У Південному Степу, Криму і Закарпатті суми досягали 3820–3950 °С.

Суми температур повітря за період вище 5 °С зросли на такому ж рівні, як і за період вище 0°С. Найвідчутніше зросли температури в західному Поліссі та центральному Лісостепу відповідно на 180 і 150 °С (рис. В.7). На 110–130 °С зросли суми в західному Лісостепу, на лівобережжі Північного Степу та в Криму. На 90–105 °С зросли суми температур в східних районах Полісся і Лісостепу, на правобережжі Північного та Південного Степу, в Прикарпатті та Закарпатті. Абсолютні величини суми температур за цей період досягли 2850–3140 °С в Поліссі, Лісостепу і Прикарпатті, в Північному Степу – 3350-3460 °С, а Південному Степу та в Криму – 3337-3800 °С в Закарпатті – 3635 °С.Таким чином очевидно, що забезпеченість території теплом зростає неоднаково.

Значно зросла сума температур за період з температурами вище 10 °С в порівнянні з попереднім періодом на 125–212 °С в західних районах Полісся і Лісостепу, на 50–110 °С в центральних і східних районах Полісся і Лісостепу та в Північному Степу, а в південному Степу і в Криму – на

120–140 °С. Суми температур досягли 2580–2820 °С в Поліссі, Лісостепу і Прикарпатті. В Північному Степу вони становили 3010–3100 °С, а в Південному Степу і Криму і Закарпатті були значно вищі – 3690–3800 °С (рис. В.8).

Відзначалось також значне зростання сум температур за період з температурами повітря вище 15 °С. Найбільша різниця в накопиченні сум температур спостерігалась за цей період в центральному Поліссі та Закарпатті 140 °С, в західному Поліссі, в центральному та західному Лісостепу – 85-95 °С. В східному Поліссі зростання сум температур не відзначалось, а в східному Лісостепу суми зросли на 60 °С. В той же час в Північному і Південному Степу суми температур знизились: на лівобережжі Північного Степу на 110 °С, на лівобережжі Північного Степу – на 90 °С, на правобережжі Північного Степу – на 30 °С, в Південному Степу – на 15 °С.

Середні температури січня за період 1991 – 2005 рр. у порівнянні з середньою багаторічною зросли на 2,6–3,0 °С в Поліссі, на 2,4 °С в Лісостеповій зоні, на 2,6 °С в Північному Степу та в Прикарпатті, на 1,9 – в Південному Степу, в Криму та в Закарпатті (рис. В.9).

Середні температури липня теж зросли у порівнянні із середніми багаторічними, але зростання було значно меншим і становило в Поліссі та Лісостепу 0,5–0,9 °С; в Північному Степу – 0,8 °С, в Південному степу на правобережжі – 0,2 °С, на лівобережжі – 0,8 °С, в Криму – 0,9 °С, в Прикарпатті й Закарпатті – 0,6 °С.

Амплітуда температур в період 1991–2005 рр. знизилась у Поліссі на 2,1–2,4 °С, в Лісостеповій зоні – на 2–3 °С, в Північному Степу – на 1,4–1,8 °С, в Криму – на 0,6 °С, в Прикарпатті – на 1,7 °С, а в Закарпатті – на 1,1 °С. Як видно із вищевказаного найвідчутніше знизилась амплітуда температур в Поліссі й в Лісостеповій зоні.

Температурний режим природно-кліматичних районів України за кліматичним сценарієм до 2030 – 2040 рр.

Розглянемо зміни в показниках температурного режиму, які очікуються у 2030–2040 рр. за кліматичним сценарієм *GFDL*-30 % , які наведені в табл. 5.4. До 2030–2040 рр. значно зміняться в сторону більш ранніх термінів дати переходу температури повітря через 0, 5, 10, 15 °С, тривалість періодів та суми температур. Майже по всій території України дати переходу температури через 0 °С не спостерігатимуться за винятком східних районів Полісся і Лісостепу. Тому і тривалість періоду з позитивною температурою становитиме 365 днів, у східних районах Полісся і Лісостепу – 345 днів.

У порівнянні з сучасними даними дата переходу температури повітря через 5 °С навесні наставатиме на 30–33 дні раніше в Поліссі, в Лісостеповій зоні та на лівобережжі і в донецькому районі Північного Степу, в Прикарпатті, на 39–41 день раніше в Південному Степу.

Таблиця 5.4. Температурний режим природно-кліматичних районів України за кліматичним сценарієм до 2030–2040 рр.

Природно-кліматичний район	**Дати стійкого переходу температури повітря через**								**Тривалість періоду (дні) з температурами повітря вище**			
	в е сн а				**о с і н ь**							
	0°C	**5°C**	**10°C**	**15°C**	**15°C**	**10°C**	**5°C**	**0°C**	**0°C**	**5°C**	**10°C**	**15°C**
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Полісся:												
західне		2.III	19.III	25.IV	11.X	29.X	25.XI		365	268	224	169
центральне		2.III	22.III	24.IV	8.X	23.X	20.XI		365	263	215	167
східне	25.II	4.III	23.III	25.IV	5.X	26.X	13.XI		343	254	217	163
Лісостеп:												
західний		26.II	18.III	5.V	9.X	28.X	3.XII		365	282	224	157
центральний		1.III	21.III	23.IV	9.X	27.X	25.XI		365	270	220	170
східний	23.II	3.III	24.III	25.IV	7.X	25.X	16.XI		346	257	215	164
Північний Степ:												
правобережжя		10.II	9.III	23.IV	20.X	7.XI	8.XII		365	292	242	180
лівобережжя		27.II	17.III	23.IV	14.X	29.X	25.XI		365	272	226	174
донецький		26.II	16.III	23.IV	15.X	2.XI	27.XI		365	276	231	175
Південний Степ:												
правобережжя		10.II	5.III	23.IV	24.X	10.XI	13.XII		365	308	250	184
лівобережжя		15.II	9.III	24.IV	24.X	11.XI	15.XII		365	304	247	183
Крим			28.II	22.IV	28.X	25.XI			365	365	271	189
Прикарпаття		26.II	16.III	2.V	10.X	29.X	5.XII		365	283	228	160
Закарпаття		17.II	3.III	9.IV	19.X	5.XI	5.I		365	338	247	193

Продовження таблиці 5.4

Природно-кліматичний район	Сума позитивних температур вище				Тривалість періоду, дні		Температура повітря, °С		
	0 °С	5 °С	10 °С	15 °С	від 5 до 15°С	від 15 до 5°С	січень	липень	амплітуда
1	14	15	16	17	18	19	20	21	22
Полісся:									
західне	4611	4238	3880	3190	54	45	3,7	19,2	15,5
центральне	4453	4170	3766	3174	53	43	2,6	19,2	16,6
східне	4384	4122	3836	3183	52	39	1,3	19,9	18,6
Лісостеп:									
західний	4655	4379	3936	3102	66	57	3,9	19,2	15,3
центральний	4772	4453	4073	3432	53	47	3,2	20,6	17,4
східний	4612	4322	3968	3362	53	40	1,8	21,0	19,2
Північний Степ:									
правобережжя	5449	5077	4755	3926	63	48	6,2	22,9	16,7
лівобенежжя	5116	4720	4372	3714	57	45	5,2	23,0	17,8
донецький	5116	4831	4476	3784	57	44	5,2	23,2	18,0
Південний Степ:									
правобережжя	5602	5304	4930	4069	72	51	7,2	23,3	16,1
лівобережжя	5766	5619	4924	4113	68	52	7,0	24,1	17,1
Крим	6084	6084	5289	4238	53	123	10,0	24,1	14,1
Прикарпаття	4730	4436	4022	3195	66	56	3,9	19,6	15,7
Закарпаття	5412	5281	4564	3833	71	88	5,0	20,6	15,6

В Криму весь рік температура повітря перевищуватиме 5 °С і тільки на Правобережжі Північного Степу дата переходу температури повітря через 5 °С наставатиме раніше на 13 днів. Побудовані карти дають досить детальну характеристику дат переходу температури повітря через 5 °С навесні (рис. 5.2) та восени (рис. 5.3).

Восени у 203–2040 рр. дати переходу температури повітря будуть наставати пізніше в порівнянні із сучасними датами і по території України коливатимуться від 13–15 грудня на півдні до 20–25 листопада у Поліссі. Середня тривалість аномалії дати переходу через 5 °С восени зміниться з 23 днів у Поліссі до 30 днів у Південному Степу.

Кількість днів з температурою повітря вище 5 °С зросте з 255 днів у Поліссі до 308 днів у Південному Степу. Найкоротший цей період очікується у східному Поліссі та східному Лісостепу. В Криму і Закарпатті – більше 350 днів (рис. 5.4).

Очікуються зміни і в датах стійкого переходу температури повітря через 10 °С. Навесні вони зміняться від 28 лютого в Криму до 24 березня в східному Лісостепу, що раніше теперішніх на 30 днів в Поліссі і Лісостеповій зоні і на 40 днів в Південному Степу. Побудовані карти дат переходу температури повітря через 10 °С навесні (рис. 5.5) та восени (рис. 5.6) добре характеризують регіональні особливості очікуваних змін.

Суттєво зміниться тривалість періоду з температурами вище 10 °С (період, який в агрокліматології називають періодом активної вегетації сільськогосподарських культур). Тривалість цього періоду збільшиться із 215 днів у центральному Поліссі до 250 днів у Південному Степу. В Криму тривалість його становитиме 270 днів. Суттєво зміниться тривалість періоду в східному Лісостепу і в східному Поліссі – 213-217 днів (рис. 5.7).

Дати переходу температури повітря через 15 °С навесні в очікуваному тридцятиріччі змістяться в сторону більш ранніх місяців: майже на двадцять вісім днів у Поліссі та в Лісостеповій зоні (окрім західної зони, де дата переходу настане раніше на 15 днів). В Північному і Південному Степу перехід температури повітря через 10 °С навесні настане на 22 дні раніше.

Восени також спостерігатиметься аномалія дат переходу через 15 °С. В порівнянні з сучасним станом відхилення в сторону більш пізніх місяців становитиме 30–35 днів у Поліссі, 30 днів в Лісостеповій зоні, в Північному та Південному Степу і в Криму.

Крім цього визначена узагальнена динаміка відмінностей характеристик теплозабезпеченості за всі річні періоди, яка наводиться в табл. Г.1–Г.5 (Додаток Г). В таблицях введено такі скорочення: I – період до 1960 рр., II – період від 1961 до 1990 рр., III – період 1991 – 2005 рр., IV – період за кліматичним сценарієм до 2030 – 2040 рр.

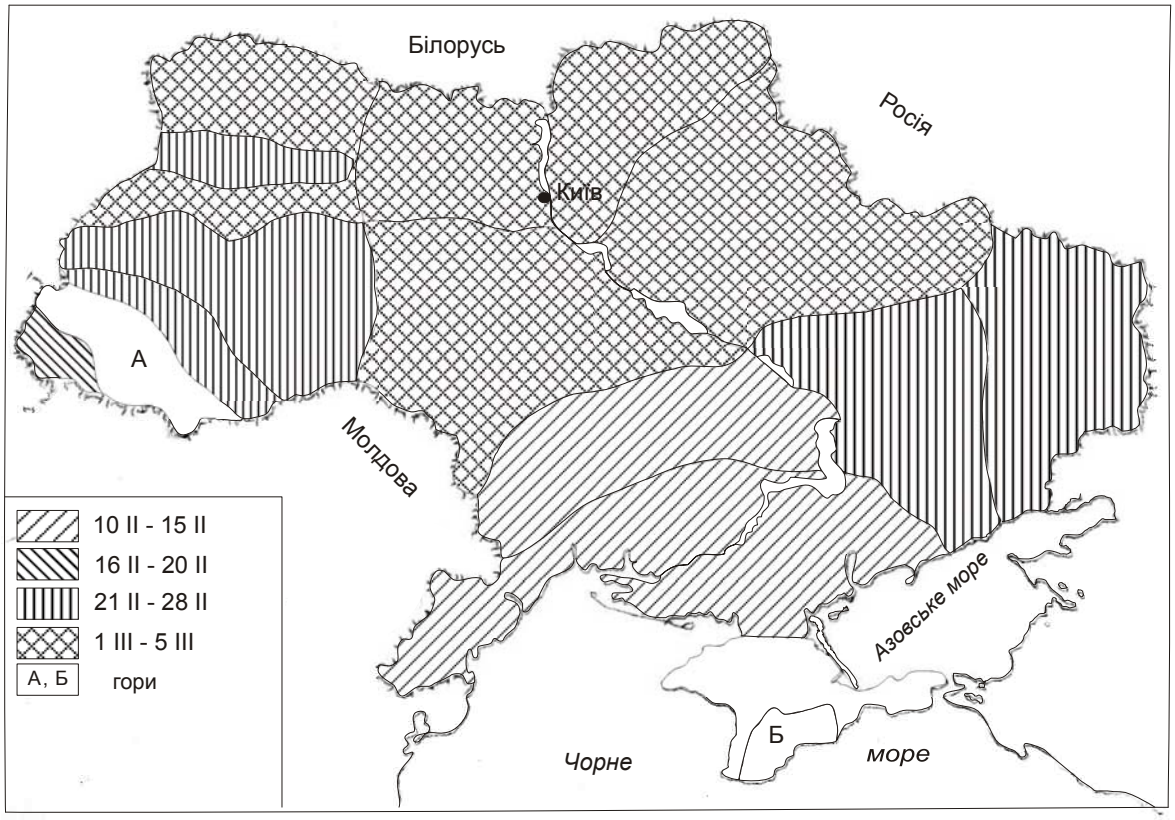


Рис. 5.2. Дати переходу температури повітря через 5 °С навесні за кліматичним сценарієм до 2030–2040 рр.

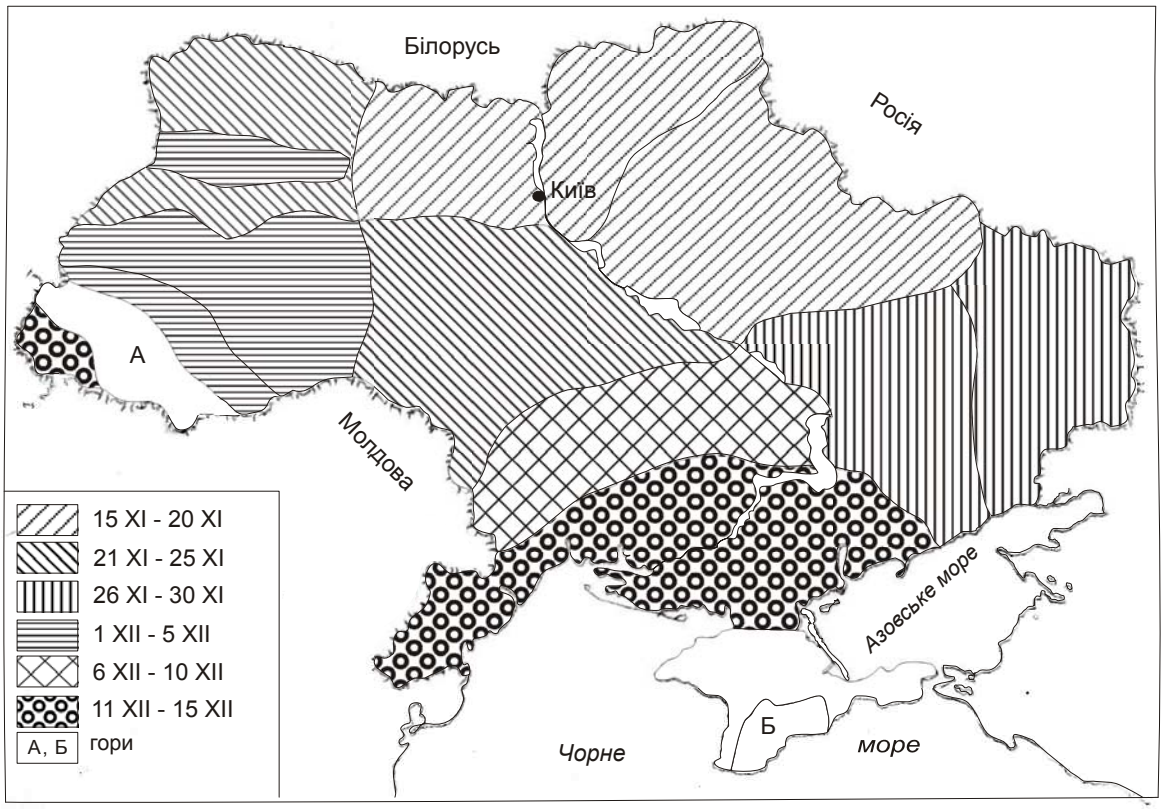


Рис. 5.3. Дати переходу температури повітря через 5 °С восени за кліматичним сценарієм до 2030–2040 рр.

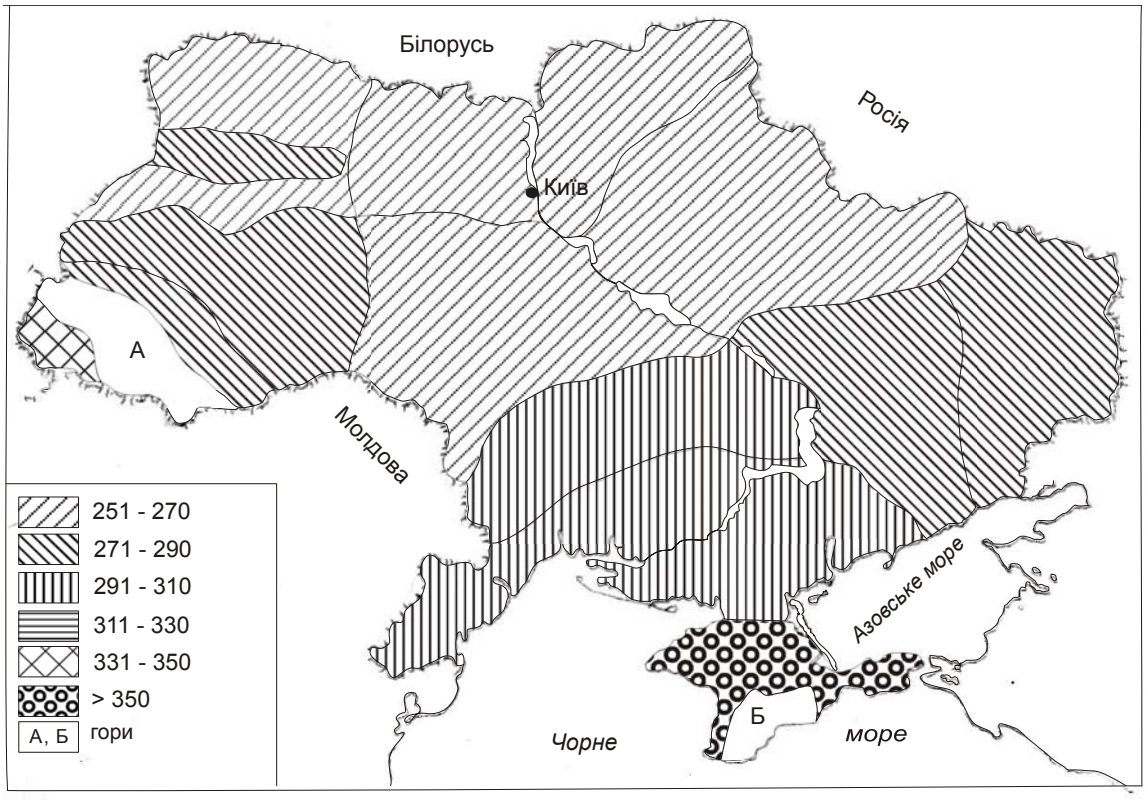


Рис. 5.4. Тривалість періоду з температурою повітря вище 5 °С за кліматичним сценарієм до 2030–2040 рр.,дні

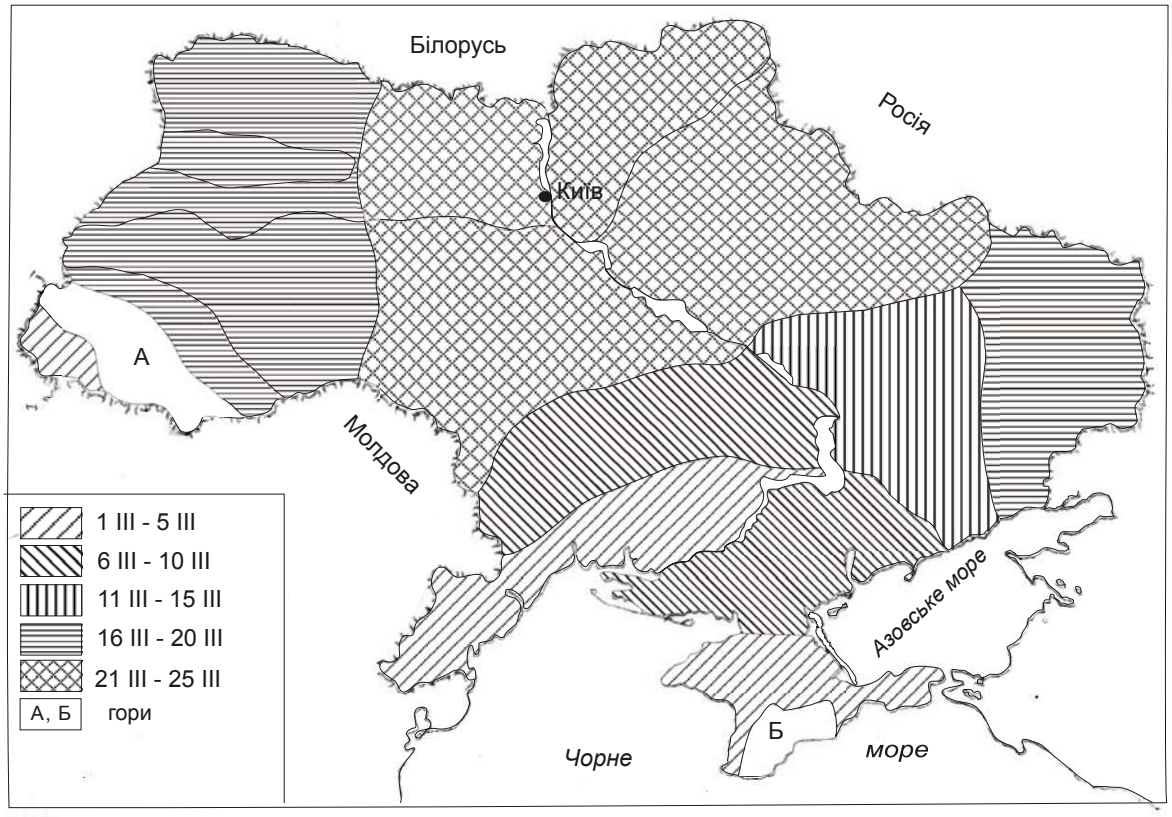


Рис. 5.5. Дати переходу температури повітря через 10 °С навесні за кліматичним сценарієм до 2030–2040рр.

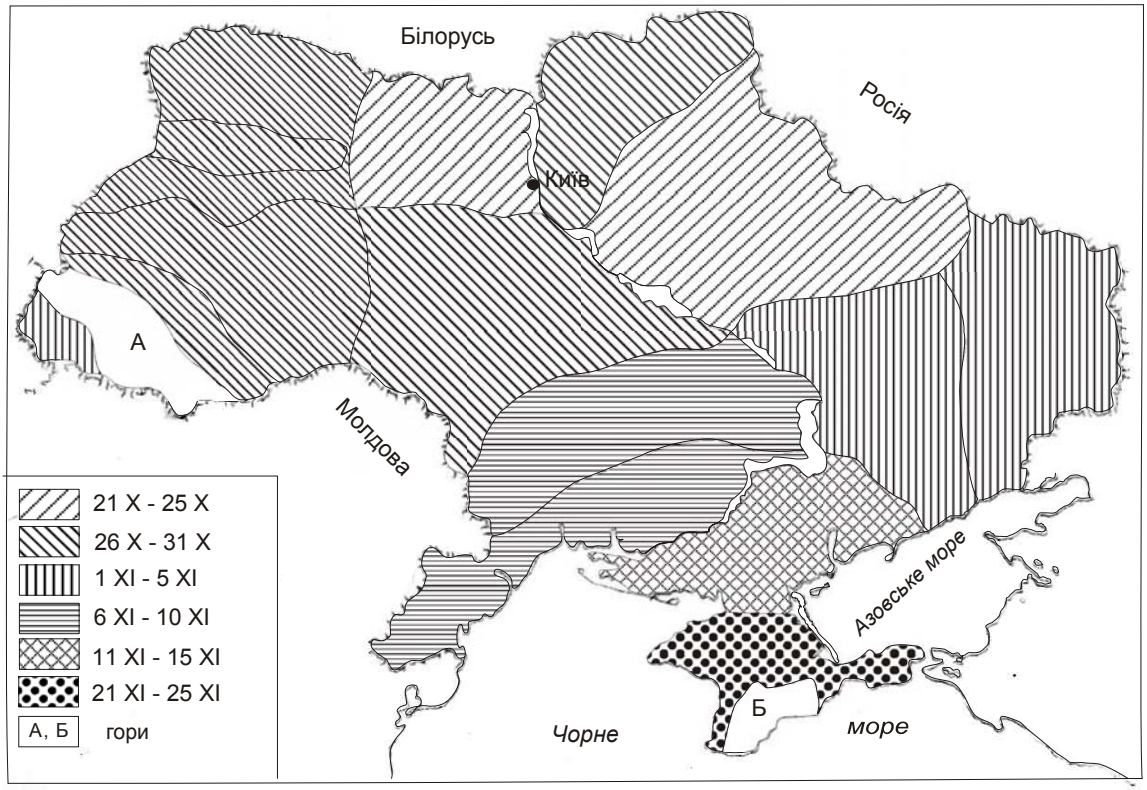


Рис. 5.6. Дати переходу температури повітря через 10 °С восени за кліматичним сценарієм до 2030–2040 рр.

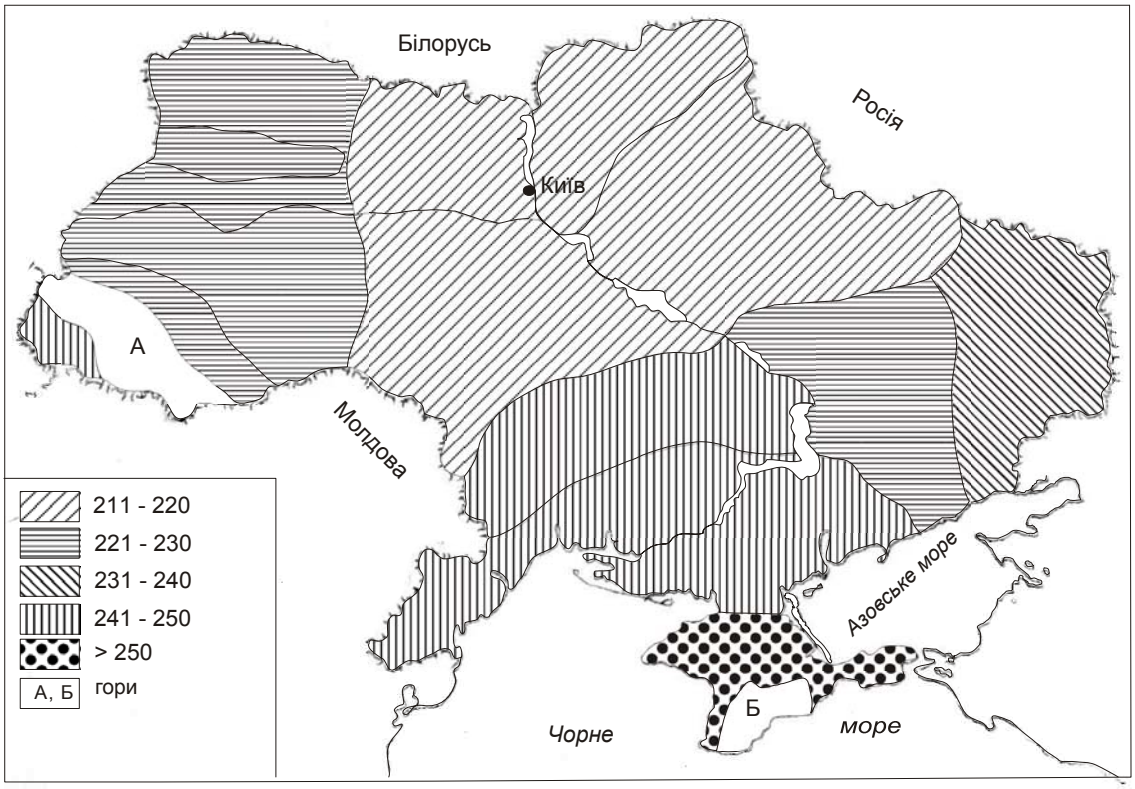


Рис. 5.7. Тривалість періоду з температурою повітря вище 10 °С за кліматичним сценарієм до 2030–2040 рр., дні

Динаміка відмінностей дат переходу температур повітря навесні та восени через 0, 5, 10, 15 °С за різні періоди спостережень та за кліматичним сценарієм наведена відповідно в табл. Г.1 і Г.2. Як видно із даних табл. Г.1. найбільша відмінність в датах переходу через 15 °С спостерігається між третім та четвертим періодами в західному Поліссі та в західному Лісостепу і становить 34–35 днів, в центральному Поліссі, центральному Лісостепу та правобережжі Північного Степу, в Прикарпатті ця різниця становить 30–32 дні. В інших регіонах України різниця в датах переходу не перевищує 29 днів. Відмінність в датах переходу через 15 °С за інші періоди відзначалась тільки в лівобережному регіоні Південного Степу та в Криму, де вона становила 5–6 днів.

В датах переходу температури повітря через 10 °С відмінності відзначались між періодом до 1960 року і періодом від 1961 до 1990 років як дуже незначні, і в східних районах Полісся, Лісостепу, донецькому районі Північного Степу в Південному Степу та в Криму вони були однаковими, або наставали раніше на 2–3 дні.

В інших районах країни дати переходу через 10 °С відзначались пізніше в другому періоді на 1–2 дні. Між третім та другим періодом знак відхилень по районах змінився на протилежний. Відхилення між датами переходу температури повітря через 10 °С значно зростає між датами третього та четвертого періодів. В цілому по Україні вони відрізняються по регіонах не значно і становлять 22–27 днів. Значно відрізняється Крим, де відхилення становить 32 дні, та Закарпаття, де відхилення становить всього 18 днів.

Помітна різниця в датах настання переходу температури повітря через 5 °С. Найменше відхилення спостерігатиметься між датами третього та четвертого періодів і становитиме до 20 днів в східному Поліссі та східному Лісостепу. Значні відхилення в датах між третім та четвертим періодами до 33–36 днів спостерігатимуться в західному Лісостепу, правобережжі Північного Степу та лівобережжі Південного Степу, Прикарпатті. В Криму – до 56 днів, в Закарпатті – до 61 дня.

В датах переходу температури повітря через 0 °С суттєва різниця спостерігалась тільки між другим та третім періодом в усіх регіонах України, окрім Полісся.

Кількість днів із середньою температурою вище 15 °С зростає з Полісся, де вона становитиме 163 дні до Південного Степу, де кількість днів становитиме 184. Тривалість періоду з температурами вище 15 °С збільшиться у порівнянні із сучасністю на 60 днів у Поліссі, Прикарпатті та Закарпатті, на 55–60 днів у Лісостеповій зоні, на 50–60 днів у Північному Степу і на 45 днів в Південному Степу, на 81 день у Криму.

В табл. Г.3 наводиться узагальнена динаміка відмінностей у тривалості періодів з температурами повітря вище 0, 5, 10, 15 °С за різні річні періоди.

Як уже вказувалось при характеристиці кожного з періодів та в порівнянні тривалості періодів з температурами вище 0, 5, 10, 15 °С на початку розділу, відмінність тривалості періодів найбільше позначилась на тривалості періоду з температурами вище 0, 5, 10 і 15 °С між третім та четвертим періодами, тобто між середніми даними за період 1991–2005 рр. та даними за кліматичним сценарієм до 2030–2040 рр. Найсуттєвіші зміни очікуються в тривалості періоду з температурами вище 0 °С. Тривалість періоду значно збільшиться в четвертому періоді в порівнянні з третім - до 102–105 днів в західному і центральному Лісостепу, на лівобережжі і в донецькому районі Північного Степу. На 90–93 дні збільшиться тривалість періоду в Прикарпатті та в центральному Поліссі. В інших районах збільшення тривалості періоду становитиме 83–88 днів. В Криму тривалість зміниться найменше, всього на 64 дні.

Тривалість періоду з температурами вище 5 та 10 °С за сценарієм збільшиться у порівнянні з третім періодом майже однаково і коливатиметься від 52 до 56 днів в Поліссі, східному Лісостепу, до 63–70 днів в західному Лісостепу, правобережжі Північного Степу. В Південному Степу і східному Лісостепу тривалість періоду з температурами вище 5°С збільшиться за сценарієм до 74–76 днів, в Криму – до 116 днів. Тривалість періоду з температурами вище 10 °С на 73 дні збільшиться в донецькому районі Північного Степу та на 79 днів у Криму.

Тривалість періодів із температурами вище 15 °С в середньому між періодами I, II та III змінювалась мало. Лише в третьому періоді, тобто в період від 1991 по 2005 рр. тривалість була коротшою, ніж у попередній період, особливо в Північному Степу та центральному і східному районах Лісостепу - на 4–6 днів. Збільшення тривалості періоду відзначалось тільки в західному Поліссі на 10 днів та Прикарпатті – на 6 днів.

За сценарієм тривалість періоду збільшиться у порівнянні з попереднім періодом на 52–60 днів. Лише на правобережжі Південного Степу, в Прикарпатті збільшення тривалості періоду становитиме 45–50 днів.

Переходимо до розгляду сум температур за різні періоди, які є основним показником забезпечення рослин теплом. За сумами температур вище 0 °С можна оцінювати характер весни, вище 5 °С – теплові ресурси вегетаційного періоду, вище 10 °С –забезпеченість теплом періоду активної вегетації теплолюбних культур. Слід зауважити, що при аналізі сум температур необхідно пам’ятати, що покладатися тільки на суми температур для оцінки умов росту і розвитку рослин не можна, через те що сума температур може бути однаковою в двох районах, але буде різною її сільськогосподарська значущість, якщо температури найтеплішого місяця будуть відрізнятись.

Сума температур, яка перевищує порогові значення, прямо залежить від тривалості відповідного періоду. Тому характер карт, побудованих для

сум температур вище 5 °С (рис. 5.8) та вище 10 °С (рис. 5.9), одержаних за кліматичним сценарієм, досить подібний.

Якщо порівняти суми температур вище 10 °С, які накопичуються в наш час (рис. В.8), з сумами температур вище 10 °С за кліматичним сценарієм (рис. 5.9), то видно, що суми температур за період активної вегетації за кліматичним сценарієм зростуть в усіх регіонах, але зростання буде різним.

Так, в західному Лісостепу, в Прикарпатті і Закарпатті суми зростуть на 1330–1350°С, в центральних та східних районах Полісся і Лісостепу зростання відбудеться на 1180–1250 °С. В Північному Степу та Південному Степу суми збільшаться на 1450–1650 °С, а в Криму – на 1875 °С.

Найзначніше збільшення сум температур очікується за період з температурою вище 15 °С, особливо в Криму –1530 °С. Суми температур зростуть на 1220–1320 °С у порівнянні із сучасністю в Поліссі, в Лісостепу, на правобережжі Південного Степу, в Прикарпатті і Закарпатті.

В Північному Степу і на лівобережжі Південного Степу приріст тепла становитиме 1390–1480 °С.

Динаміка відмінностей сум температур повітря з температурами вище 0, 5, 10, 15 °С за різні періоди наводиться в табл. Г.4. Як видно із даних таблиці найбільші відмінності в сумах температур за період вище 0 °С спостерігаються між третім та четвертим періодами і коливаються в межах від 1360–1470 °С в Поліссі до 1700–1858 °С в Північному Степу, а в Криму до 2250 °С. Різниця в сумах температури вище 0 °С в інші періоди не перевищувала 110 °С.

Сума температур за період з температурами вище 5 °С найбільше зросте в Північному та Південному Степу, в Криму – на 1250–1450 °С та 1600 –1850 °С відповідно. В Поліссі та Лісостепу зростання сум температур вище 5 °С становитиме 1190–1250 °С. Зростання сум температур за період із температурами вище 5 °С в третьому періоді у порівнянні з другим найвідчутніше було на правобережжі Південного Степу до –110 °С.

За період з температурами вище 10 °С зростання сум температур в четвертому періоді у порівнянні з третім спостерігатиметься з півночі на південь із 1190 °С в Поліссі до 1600 °С в Північному Степу. Найвідчутніше зросте сума температур на правобережжі Північного Степу– до 1655 °С та в Криму до 1874 °С. Порівняння сум температур вище 10 °С між третім та другим періодами спостережень показало, що в третьому періоді найвідчутніше ці суми зростали у західному та східному Поліссі– на 212 та 109 °С відповідно, на правобережжі Південного Степу – на 116 °С. В інших районах України це зростання не перевищувало 70–90 °С, в східному Лісостепу та на лівобережжі Південного Степу 35–40 °С.

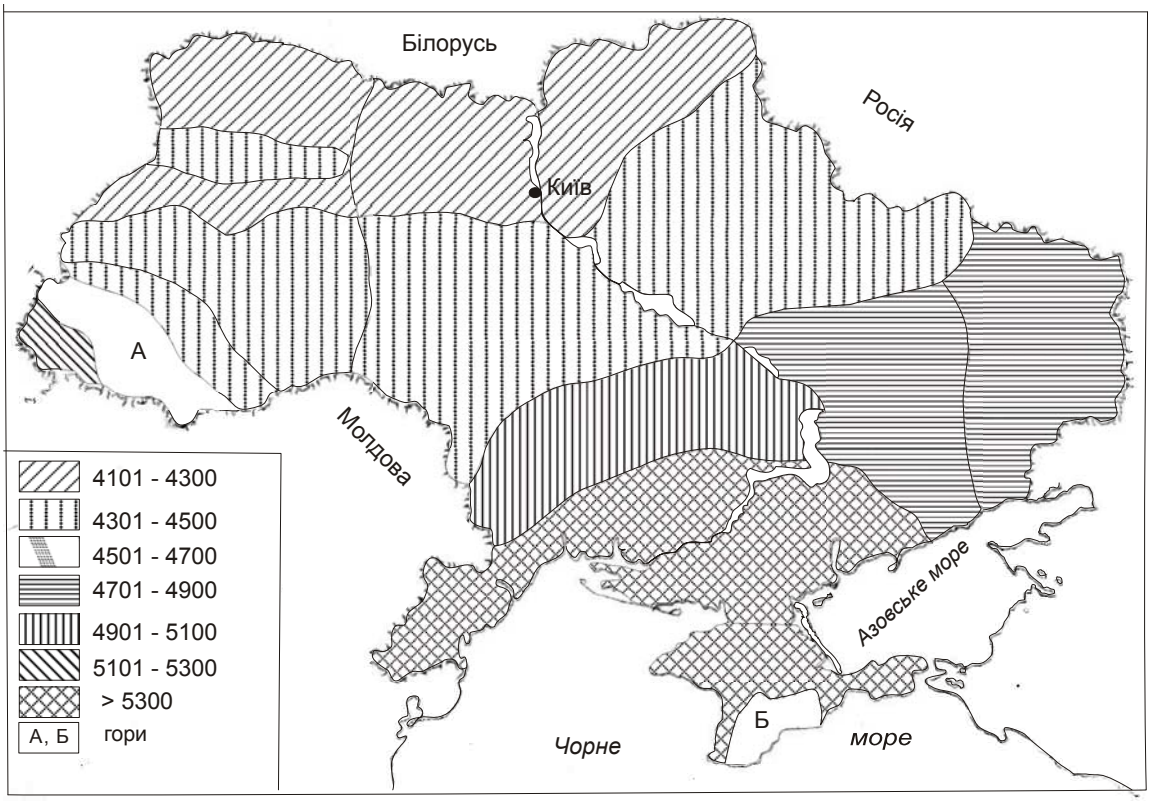


Рис. 5.8. Сума температур повітря вище 5 °С за кліматичним сценарієм до 2030–2040 рр.°С

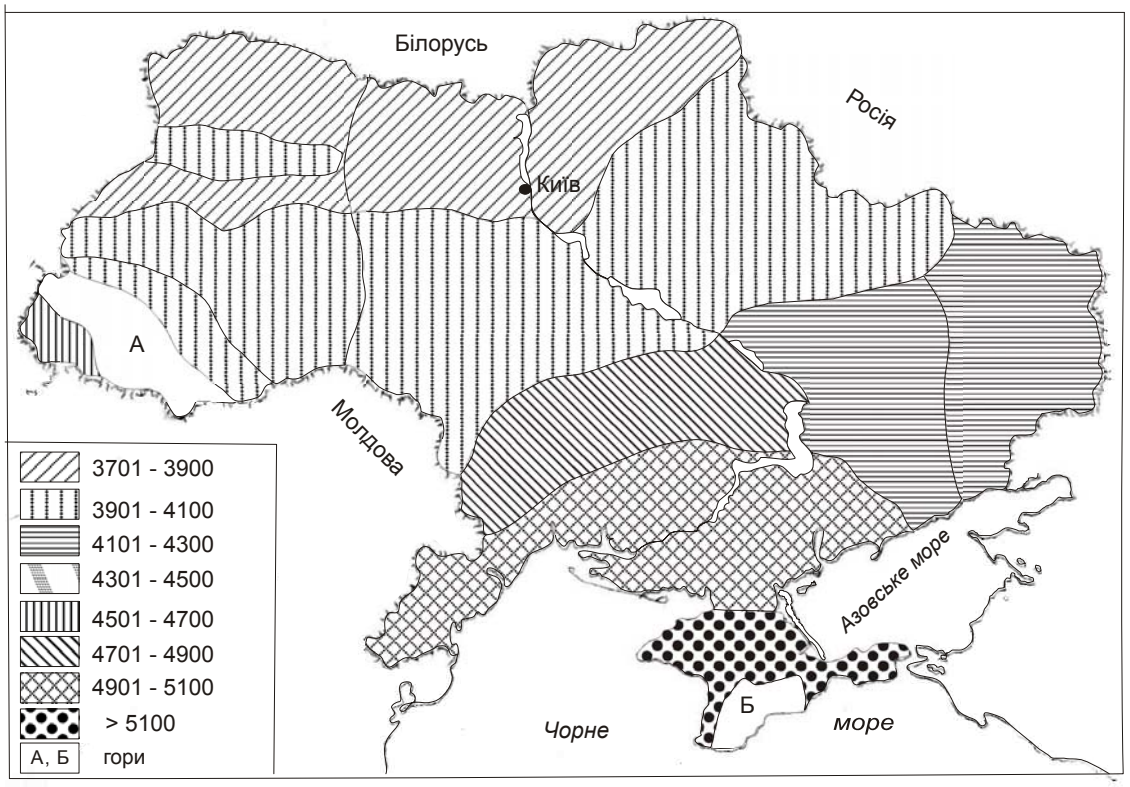


Рис. 5.9. Сума температур повітря вище 10 °С за кліматичним сценарієм до 2030–2040 рр., °С

Порівняння сум температур за період з температурами вище 15 °С показала, що в другому періоді у порівнянні з першим відзначалось зменшення сум температур в західному і східному Поліссі, західному Лісостепу на правобережжі і в донецькому районі Північного Степу, на правобережжі Південного Степу і в Криму на 35–45 °С, в Прикарпатті – на 108 °С. В той же час збільшення сум температур спостерігалось в центральному Поліссі, в центральному і східному Лісостепу, на лівобережжі Північного Степу від 10 до 60 °С.

В період від 1991 до 2005 року, тобто в третій період у порівнянні з другим періодом зниження сум температур вище 15 °С уже спостерігалось тільки в східному Лісостепу, лівобережжі та донецькому районі Північного Степу та лівобережжі Південного Степу на 20–50 °С. В інших районах відбувалось зростання сум температур вище 15 °С з різною інтенсивністю. Найбільше зростання відзначалось в західному Поліссі, західному Лісостепу та на правобережжі Південного Степу – 100-160 °С.

Найбільше зростуть суми температур вище 15 °С за кліматичним сценарієм до 2030–2040 рр. у порівнянні з періодом 1991–2005 рр. В Поліссі зростання сум температур буде відбуватись від 1270 °С в центральному районі до 1300 °С в східному. В Лісостеповій зоні зростання буде від 1280 °С в західному і східному районах до 1320 °С – в центральному. В Північному Степу суми температур зростуть до 1380–1480 °С. В південному Степу від 1290 °С на правобережжі до 1415 °С – на лівобережжі. В Криму зростання сум температур досягне 1550 °С.

За кліматичним сценарієм середня температура січня підвищиться по всій території України і набуде позитивних значень. В Поліссі, Лісостепу і Прикарпатті вона очікується від 1,3 до 3,9 °С, в Північному і Південному Степу та Закарпатті – від 5,0 до 7,2 °С, а в Криму – до 10 °С.

Середня температура липня очікується від 19,2 °С в Поліссі до 24,1 °С в Південному Степу і Криму.

Для більш детальної характеристики в табл. Г.5 наведена динаміка відмінностей температур повітря січня і липня за різні річні періоди. Порівняння температури січня за всі періоди показало, що зростання середньої температури за січень спостерігалось від першого періоду до четвертого (рис. 5.10). Найбільш суттєва різниця в зростанні середньої температури січня спостерігається між третім та четвертим періодом. Найменше підвищення температури відбудеться в Поліссі та східному Лісостепу –на 5,2–5,9 °С. В західному і центральному Лісостепу, в Закарпатті та Прикарпатті температура січня підвищиться на 6,2–6,8 °С. В Північному Степу і Південному Степу підвищення температури буде на рівні 8,2–9,2 °С. Найбільше підвищення температура січня очікується в Криму на 10 °С.

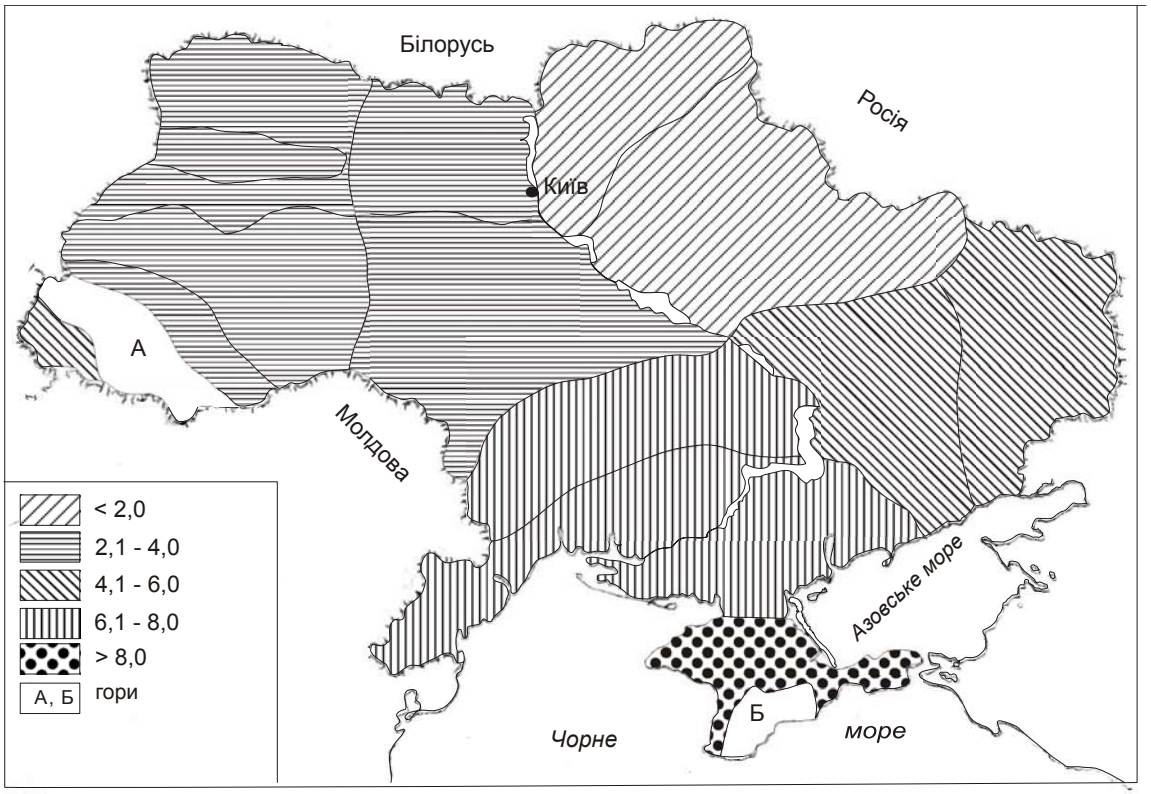


Рис. 5.10. Середня температура повітря січня за кліматичним сценарієм до 2030–2040 рр., °С

Середня температура липня між першим та другим періодом знизилась на всій території України від 0,3 до 1,0 °С. Між другим та третім періодом температура в липні зросла в усіх регіонах на 1,2–1,7 °С.

У порівнянні з третім періодом температура повітря в липні за сценарієм зросте незначно – на 0,3–0,6 °С у більшості районів України, а в центральному та східному Поліссі навіть зменшиться на 0,1–0,2 °С.

Амплітуда температур зменшувалась в четвертому періоді у порівнянні з третім. Сучасне потепління для всієї України характеризується зменшенням річної амплітуди температури, що значно зменшить континентальність клімату в усіх природно-кліматичних зонах.

Прогнозування сум температур змінює картину розподілу кліматичних поясів, всі підпояси зміщуються на один в сторону півночі. і в Південному Степу умови будуть відповідати помірно-жаркому підпоясові субтропічного поясу. Таке зміщення поясів сприятиме значним змінам типів рослинності, у тому числі і в наборі сільськогосподарських культур.

Але давати подібний прогноз тільки по одному агрокліматичному показникові буде некоректно. Необхідно пам’ятати, теперішні агро кліматичні зони в Україні виділені з врахуванням умов, необхідних для вирощування сучасних сільськогосподарських культур, які адаптовані до певного рівня зволоження, типу ґрунтів та методів агротехніки. Тому

перейдемо до оцінки можливих змін такого агрокліматичного показника як вологозабезпечання.

5.1.2. Вологозабезпеченість вегетаційного періоду

Опади є основним джерелом зволоження земної поверхні і з цієї точки зору вони визначають стан багатьох природних ресурсів. Тому поняття просторово-часової мінливості структури поля опадів сучасності та їх майбутні зміни відіграють важливу роль в прогнозах кліматично – зумовлених природних ресурсів.

Для характеристики умов зволоження аналізувались такі ж період, як і по теплозабезпеченості: до 1960 рр., 1961–1990 рр., 1991–2005 рр., та розрахункові за кліматичним сценарієм *CFDL*-30 % від 2005р. до 2030–2040 рр. такі показники:

– сума опадів за періоди: зима, весна, літо, осінь, рік;

– сума опадів за періоди з температурами повітря вище 5 і 10 °С;

– коефіцієнти зволоження: сумарне випаровування, випаровуваність, дефіцит випаровування, гідротермічний коефіцієнт (ГТК) Г.Т. Селянинова, індекс сухості ІС (М.І. Будико) та коефіцієнт зволоження КЗВ (Ю.І. Чиркова)

За кожен період розраховані показники зволоження (табл. 5.5–5.8) та відмінності всіх показників за річні періоди Додаток Г, (табл. Г.6–Г.9) і побудовані карти розподілу всіх показників зволоження по території України за період 1991–2005 Додаток Д (рис. Д.1–Д.8) і для періоду за кліматичним сценарієм до 2030–2040 рр. (рис. 5.11 – 5.18).

В режимі опадів за період інструментальних спостережень є зміни, однак, вони не дуже чітко виражені, щоб статистично вірно можна було стверджувати про зміни планетарного масштабу. То ж розглянемо динаміку сум опадів за періоди, які були вказані вище.

Режим зволоження природно-кліматичних районів України до 1960 р. Характеристики зволоження цього періоду наведені табл. 5.5. Як видно із даних цієї таблиці за всі періоди впродовж року сума опадів зменшувалась з 680 мм за рік у напрямі із західного Полісся і Лісостепу до 490 мм за рік на лівобережжі Південного Степу. Річна тенденція зміни опадів по території України зберігалась також в окремі сезони року. За період з температурою вище 5 °С сума опадів в Поліссі коливалась відповідно від 422 до 385 мм, в Лісостеповій зоні – від 450 до 370 мм, в Північному Степу – від 330 до 310 мм, в Південному Степу – від 270 до 320 мм.

За період з сумами температур вище 10 °С ці коливання відповідно становили: у Поліссі 320–350мм, у Лісостепу 300–379 мм, в Північному Степу і в Криму 260–280 мм, в Південному Степу 240–270 мм.

Таблиця 5.5. Режим зволоження природно-кліматичних районів України за період до 1960 року

Природно-кліматичний район	**Сума опадів за періоди, мм**							Сумарне випаро-вування, Мм	Випаровуваність, мм	Дефіцит випаровування, мм	**Коефіцієнти зволоження**		
	з температурою повітря вище		Зима	весна	літо	осінь	рік				ГТК	ІС	КЗВ
	5 °С	10 °С											
Полісся:													
Західне	422	348	134	140	242	150	666	534	1288	754	1,4	0,62	1,13
Центральне	408	339	129	141	235	151	656	509	1215	706	1,4	0,68	1,06
Східне	385	327	134	141	216	154	645	496	1169	673	1,3	0,70	1,00
Лісостеп:													
Західний	453	374	127	150	255	154	686	521	1245	724	1,5	0,65	1,04
Центральний	382	327	116	136	210	132	594	480	1240	759	1,2	0,81	0,89
Східний	366	307	139	136	204	146	625	492	1204	712	1,2	0,77	0,92
Північний Степ:													
Правобережжя	324	286	117	118	167	111	513	425	1275	827	0,9	1,06	0,67
Лівобережжя	332	282	140	137	175	120	572	475	1271	796	1,0	0,93	0,76
Донецький	317	267	122	127	165	121	535	456	1269	813	0,9	1,04	0,68
Південний Степ:													
Правобережжя	322	269	116	113	156	103	488	405	1365	961	0,8	1,23	0,58
Лівобережжя	272	241	125	103	128	98	454	380	1293	914	0,7	1,30	0,53
Крим	335	276	125	119	156	110	510	420	1395	975	0,9	1,17	0,59
Прикарпаття	507	428	100	167	277	146	690	545	1320	776	1,6	0,68	1,11
Закарпаття	524	430	190	170	238	184	782	628	1588	961	1,4	0,72	0,95

Характер розподілу сумарного випаровування по території України до 1960 року подібний до характеру розподілу сум опадів і його значення зменшується з 530 мм в Поліссі до 380–400 мм в Південному Степу. Значення випаровуваності по території України має в своєму розподілі зворотни напрям і зменшується з 1290 мм в Південному Степу до 1170 мм в Поліссі. Найбільші значення випаровуваності відзначались в Криму– близько 1400 мм та в Закарпатті близько 1590 мм. Дефіцит випаровування збільшувався з півночі на південь з 670 мм до 970 мм.

Коефіцієнти зволоження коливались: ГТК в Поліссі і Лісостепу від 1,2 до 1,5, в Північному Степу 0,9–1,0 та 0,7–0,8 – в Південному Степу. Найвищий індекс сухості відзначався у Південному Степу і в Криму 1,15–1,30. В Північному Степу значення ІС коливались від 0,93 до 1,06, в Поліссі від 0,62 до 0,70, в Лісостеповій зоні – від 0,65 до 0,80.

Коефіцієнт зволоження Ю.І. Чиркова у Поліссі і в західній зоні Лісостепу коливався в межах одиниці, в центральному та східному Лісостепу 0,89-0,92, у Північному Степу 0,65–0,75, в Південному Степу 0,53–0,59.

Режим зволоження природно-кліматичних районів за період 1961–1990 рр. Характеристики зволоження цього періоду наведені в табл. 5.6

Режим зволоження природно-кліматичних зон України за період з 1961 по 1990 рр. відзначався неоднорідністю змін по відношенню до попереднього періоду. Найвідчутніше зменшилась сума опадів за рік в західному Поліссі і в Закарпатті на 60–70 мм, в Криму на 80 мм та в східному Лісостепу на 35 мм. В інших регіонах України зменшення опадів коливалось від 15 до 25 мм. Не змінилась сума опадів в центральному Лісостепу.

Також спостерігаються зміни в сумах опадів за період з температурою вище 5 °С та вище 10 °С. Майже по всій території України сума опадів за ці періоди збільшилась, окрім західного Полісся та правобережжя Південного Степу, де суми опадів зменшились на 10–15 мм.

Відзначаються зміни і в значеннях сумарного випаровування, яке зменшилось в західних районах Полісся та Лісостепу на 20–40мм, в інших районах Полісся і Лісостепу зменшення випаровування спостерігалось на рівні 8–12 мм. В Північному Степу зменшення випаровування було відзначено тільки в донецькому районі, в Південному Степу на лівобережжі, в Криму, Прикарпатті і Закарпатті на 6–8 мм.

У більшості районів України спостерігалось зменшення випаровуваності і тільки на лівобережжі Північного і Південного Степу та в Криму випаровуваність зросла на 35–45 мм.

Значення ГТК за період з 1961 по 1990 рр. не змінилось по території України в порівнянні з попереднім періодом спостережень.

Таблиця 5.6. Режим зволоження природно-кліматичних районів України за період 1961–1990 роки

Природно-кліматичний район	**Сума опадів за періоди, мм**							Сумарне випаро-вування, мм	Випаро-вува-ність, мм	Дефіцит випаро-вування, мм	**Коефіцієнти зволоження**		
	з температурою повітря вище		Зима	весна	літо	осінь	рік				ГТК	ІС	КЗВ
	5 °С	10 °С											
Полісся:													
Західне	417	348	108	131	219	142	600	496	1266	770	1,4	0,74	0,97
Центральне	435	369	117	135	254	136	642	507	1243	736	1,5	0,70	1,05
Східне	398	332	124	126	237	135	622	488	1181	694	1,3	0,72	1,01
Лісостеп:													
Західний	458	389	116	146	260	130	652	507	1241	734	1,6	0,68	1,10
Центральний	394	337	121	131	227	113	592	487	1287	799	1.2	0.83	0.89
Східний	369	317	127	126	209	127	589	478	1238	760	1.2	0.83	0.86
Північний Степ:													
правобережжя	335	287	118	115	179	104	516	421	1281	860	0.8	1.05	0.68
Лівобережжя	333	285	147	124	170	120	561	472	1318	846	1,0	0,95	0,73
Донецький	315	267	132	124	160	110	526	439	1264	825	0,9	1,03	0,69
Південний Степ:													
правобережжя	332	281	108	108	165	102	483	410	1391	981	0.8	1.22	0.58
Лівобережжя	273	231	110	102	131	93	436	373	1327	954	0.7	1.35	0.52
Крим	304	239	100	104	132	96	432	380	1415	1036	0.9	1.36	0.51
Прикарпаття	520	439	98	175	285	125	683	538	1315	777	1.8	0.67	1.15
Закарпаття	499	426	162	162	241	152	717	593	1577	985	1.4	0.79	0.92

Значення індексу сухості М.І. Будико зросло в Поліссі і в Лісостеповій зоні на 0,2–0,12. В Північному і Південному Степу індекс сухості майже не змінився.Коефіцієнт зволоження зменшився тільки в західному Поліссі на 0,16 відн. од. В західному і східному Лісостепу відзначилось підвищення коефіцієнта зволоження на 0,3–0,6 відн. од.

Режим зволоження природно-кліматичних районів за період 1991–2005 роки. Показники зволоження за вказаний період наводяться у табл. 5.7. Суми опадів за період з температурами вище 5 та 10 °С в порівнянні з попереднім періодом 1961–1990 рр. зросли на 15–20 мм у західному Поліссі та в Лісостеповій зоні, в Північному Степу, в Криму зростання досягало 35–40 мм, в той же час в центральному та східному Поліссі, Прикарпатті та Закарпатті суми опадів не змінились, а в Південному Степу збільшення суми опадів було незначним, не більше 3–8 мм. Середня багаторічна динаміка сум опадів за період з сумами температур вище 5 та 10 °С представлена відповідно на рис. Д.1 і Д.2 у Додатку Д.

Принципові зміни в розподілі сум опадів спостерігаються по сезонах всередині року. Аналіз розподілу показав, що найсуттєвіші зміни в сумах опадів спостерігаються в осінній період. По сезонах року зміна сум опадів була неоднозначною. Так, в зимовий період сума опадів зменшилась в період 1991–2005 рр. на 10–15 мм в Поліссі, на 15–20 мм в Лісостепу, 30–40 мм в Північному та Південному Степу і в Криму. В Прикарпатті та Закарпатті сума опадів взимку не змінилась. За весінній період теж відзначалось зменшення опадів за досліджуваний період у порівнянні із попереднім, але незначне 6–8 мм.

Літо відзначалось нерівномірністю в динаміці сум опадів. Так збільшення суми опадів влітку відзначалось тільки в західному Поліссі та на правобережжі Південного Степу на 10–13 мм. В інших регіонах України сума опадів зменшилась на 25 мм.

Найсуттєвіше збільшення опадів за період 1991–2005 рр. у порівнянні з попереднім періодом відбулося в осінній період і становило в усіх регіонах України від 16 мм в західному Поліссі до 35 мм в інших регіонах України. Нерівномірність змін сум опадів за різні періоди вегетації призвела до того, що в річній сумі опадів значних збільшень (6–10 мм) не відзначається в західному Поліссі, центральному Лісостепу, лівобережжі Північного та Південного Степу. В інших регіонах України суми опадів зросли на 11–21 мм.

Сумарне випаровування в порівнянні з попереднім періодом зросло в усіх регіонах України за винятком центрального Полісся, де воно залишилось без змін. Особливо різко зросло сумарне випаровування в Південному Степу та в Криму – на 40–70 мм (рис. Д.3).

Таблиця 5.7. Режим зволоження природно-кліматичних районів України за період 1991–2005 роки

Природно-кліматичний район	**Сума опадів за періоди, мм**							Сумарне випаро-вування, мм	Випаро вува-ність, мм	Дефіцит випаро-вування, мм	**Коефіцієнти зволоження**		
	з температурою повітря вище		Зима	весна	літо	осінь	рік				ГТК	ІС	КЗВ
	5 °С	10 °С											
Полісся:													
Західне	436	374	97	127	233	153	610	518	1356	838	1,4	0,79	0,90
Центральне	421	368	102	137	229	152	620	506	1310	805	1,4	0,75	0,95
Східне	405	338	102	145	192	177	616	496	1257	761	1,3	0,76	0,90
Лісостеп:													
Західний	466	406	96	135	253	155	639	504	1300	796	1,6	0,73	0,99
Центральний	429	367	85	138	222	154	599	500	1351	851	1,3	0,85	0,84
Східний	391	327	101	151	184	159	595	493	1305	812	1,2	0,83	0,84
Північний Степ:													
Правобережжя	387	325	80	123	169	133	505	432	1334	902	1,1	1,05	0,67
Лівобережжя	362	305	109	148	173	137	567	479	1359	880	1,0	0,95	0,73
Донецький	357	304	108	140	173	136	557	461	1337	875	1,0	0,98	0,71
Південний Степ:													
Правобережжя	340	284	78	115	176	138	507	394	1427	1033	0,8	1,34	0,52
Лівобережжя	301	244	84	118	129	112	443	382	1375	994	0,7	1,36	0,51
Крим	337	262	82	114	143	112	451	392	1457	1065	0,8	1,40	0,52
Прикарпаття	502	449	94	161	267	149	671	553	1404	851	1,7	0,72	1,02
Закарпаття	503	404	164	152	206	196	718	604	1633	1029	1,2	0,81	0,68

Випаровуваність зросла по всій території України. В Поліссі, Прикарпатті та Закарпатті збільшення випаровуваності відбулося на 70–90 мм, в Лісостепу на 50–60 мм, в Північному Степу та в Криму на 40–50 мм, в Південному Степу на 30–35 мм (рис. Д.4).

У відповідності із зростанням випаровуваності зростав дефіцит випаровування (рис. Д.5). Його значення збільшувалось від 830 мм в західних районах Полісся і центрального Лісостепу до 1030–1050 мм на правобережжі Південного Степу і в Криму .

Значення ГТК (рис. Д.6) в Поліссі, Лісостеповій зоні та в Південному Степу не змінилось за період до 2005 року і становило відповідно 1,6–1,4 та 0,7–0,8 відн. од. В Північному Степу зросло на 0,2–0,1 і становило 1,0–1,1 відн. од.

Індекс сухості (рис. Д.7) зріс особливо в тих районах, де приросту сум опадів не спостерігається. Як видно із табл. 5.7, індекс сухості зріс за період 1991–2005 рр. на 0,5 відн. од. в усіх регіонах, окрім Північного Степу, де він залишився майже незмінним у порівнянні з періодом 1961–1995 рр. і становив 0,95 – 1,0 відн. од. та лівобережжя Південного Степу, де його значення було на рівні 1,35 – 1,36 відн. од.

Коефіцієнт зволоження КЗВ зменшився в досліджуваний період у порівнянні з попереднім на 0,05 – 0,06 відн. од., а в Поліссі на 0,05–0,11 відн. од., в Лісостеповій зоні– на 0,09 відн. од., на правобережжі Північного Степу – на 0,06 відн. од. В інших районах України відхилення або не було (лівобережжя Північного Степу), або було не більше 0,01–0,01 відн. од. (рис. Д.8).

Режим зволоження природно-кліматичних районів України розрахований за кліматичним сценарієм на період до 2030–2040 рр.

Розраховані за кліматичним сценарієм показники зволоження в усіх зонах України при можливому потеплінні клімату наведені в табл. 5.8 та відмінності в значеннях показників зволоження за різні періоди табл. Г.6–Г.9 (Додаток Г). Також побудовані карти усіх показників зволоження (рис. 5.11–5.18).

Розглянемо річні суми опадів за період з температурами повітря вище 5 та 10 °С, за різні річні періоди та ті, які очікуються за кліматичним сценарієм Річні суми опадів за періоди з температурами вище 5 та 10 °С активно використовуються в агрометеорології, оскільки дозволяють визначати міру зволоження на різних етапах вегетаційного періоду. Із табл. 5.7 та 5.8 видно, що суми опадів до 2005 року від одного періоду до другого збільшувались поступово і незначно. Інакше поводяться ці суми в період, розрахований за кліматичним сценарієм.

Таблиця 5.8. Режим зволоження природно-кліматичних районів України за кліматичним сценарієм до 2030–2040 рр.

Природно-кліматичний район	**Сума опадів за періоди. Мм**							Сумарне випаро-вування, мм	Випаро-вуваність, Мм	Дефіцит випаро-вування, мм	**Коефіцієнти зволоження**		
	з температурою повітря вище		Зима	весна	літо	осінь	рік				ГТК	ІС	КЗВ
	5 °С	10 °С											
Полісся:													
Західне	572	489	109	156	275	131	671	528	1625	1096	1,3	1,04	0,74
Центральне	592	505	121	159	324	132	736	580	1738	1159	1,3	0,92	0,84
Східне	543	481	132	155	295	134	716	615	1786	1170	1,2	0,96	0,79
Лісостеп:													
Західний	648	571	126	184	344	127	781	602	1781	1179	1,5	0,91	0,86
Центральний	523	460	126	145	289	112	672	531	1662	1131	1,1	1,09	0,70
Східний	505	424	136	145	256	125	662	539	1692	1152	1,1	1,08	0,70
Північний Степ:													
Правобережжя	490	412	116	120	220	122	578	500	1822	1316	0,9	1,49	0,48
Лівобережжя	457	391	135	128	203	130	596	512	1807	1221	0,9	1,31	0,51
Донецький	462	388	138	130	202	132	602	511	1709	1256	0,9	1,31	0,52
Південний Степ:													
Правобережжя	486	407	112	116	211	118	557	492	1845	1353	0,8	1,60	0,45
Лівобережжя	424	375	117	114	177	114	522	468	1832	1375	0,7	1,72	0,41
Крим	497	378	111	109	161	116	497	450	1806	1355	0,7	1,96	0,36
Прикарпаття	717	636	106	214	372	122	814	686	1920	1233	1,6	0,90	0,91
Закарпаття	882	668	197	229	342	185	953	788	2092	1304	1,5	0,86	0,86

Розраховані значення сум опадів за період з температурами вище 5 та 10 °С (рис. 5.11 і 5.12) за сценарієм будуть значно вищими за сучасні суми опадів за ті ж періоди з 1991 по 2005 рр. При чому, за попередні періоди до 2005 року підвищення сум опадів за період з температурами вище 5 °С спостерігалось зовсім незначне, окрім центрального Лісостепу та Північного Степу, де відхилення становили 35–45 мм. В центральному Поліссі та в Криму вони були навіть меншими на 13–28 мм. То в порівнянні третього періоду з кліматичним сценарієм ці відхилення опадів значно зростуть і становитимуть в Поліссі та західному Лісостепу 136–170 мм, в центральному та східному Лісостепу та в Північному Степу збільшення опадів буде на 90–110 мм, в Південному Степу на 120–140 мм, в Прикарпатті – на 215 мм, на Закарпатті – на 380 мм (табл. Г.6).

Величина аномалії сум опадів зростає з півдня на північ України. Вона пояснюється подовшанням вегетаційного періоду та збільшенням суми опадів в більш північних районах.

За період з сумами температур вище 10 °С відхилення сум опадів у наступний період до 2030–2040 рр. зростає ідентично сумі опадів за період з температурами вище 5 °С, але відхилення сум опадів за цей період очікуються трохи нижче попередніх і становитимуть в Поліссі 115–140 мм, в Лісостепу 90–95 мм, окрім західних районів, де відхилення становитиме більше 160 мм. В Північному Степу відхилення становитимуть 80–90 мм, в Південному Степу 120–130 мм, в Прикарпатті 190 мм, в Закарпатті більше 260 мм.

Якщо проаналізувати динаміку сум опадів за попередні періоди (табл. Г.7), то видно, що між трьома попередніми періодами суми опадів від періоду до періоду зменшувались в усі пори року і тільки восени суми опадів за третій період (1991–2005 рр.) перевищували їх за другий період (1961–1990 рр.) в усіх регіонах України на 15–40 мм. Порівняння відхилень сум опадів за попередній період з відхиленнями їх за період до 2040 року показало, що в усі сезони, окрім осені, суми зростуть. Найбільше зростання відзначатиметься влітку і особливо відчутним буде зростання сум опадів в центральному і східному Поліссі, Прикарпатті та Закарпатті – більше 100 мм. Найменші відхилення сум опадів спостерігатимуться в донецькому районі Північного Степу та в Південному Степу і в Криму – до 20–40 мм.

Восени в очікуваний період до 2040 року суми опадів зменшаться в усіх регіонах України, але зменшення буде теж нерівномірним по території. Значне зменшення суми опадів восени спостерігатиметься в Лісостепу і східних районах Полісся до 25–40 мм В Північному Степу зменшення опадів становитиме від 5 до 15 мм. На лівобережжі Південного Степу та в Криму суми опадів за осінь майже не зміняться.

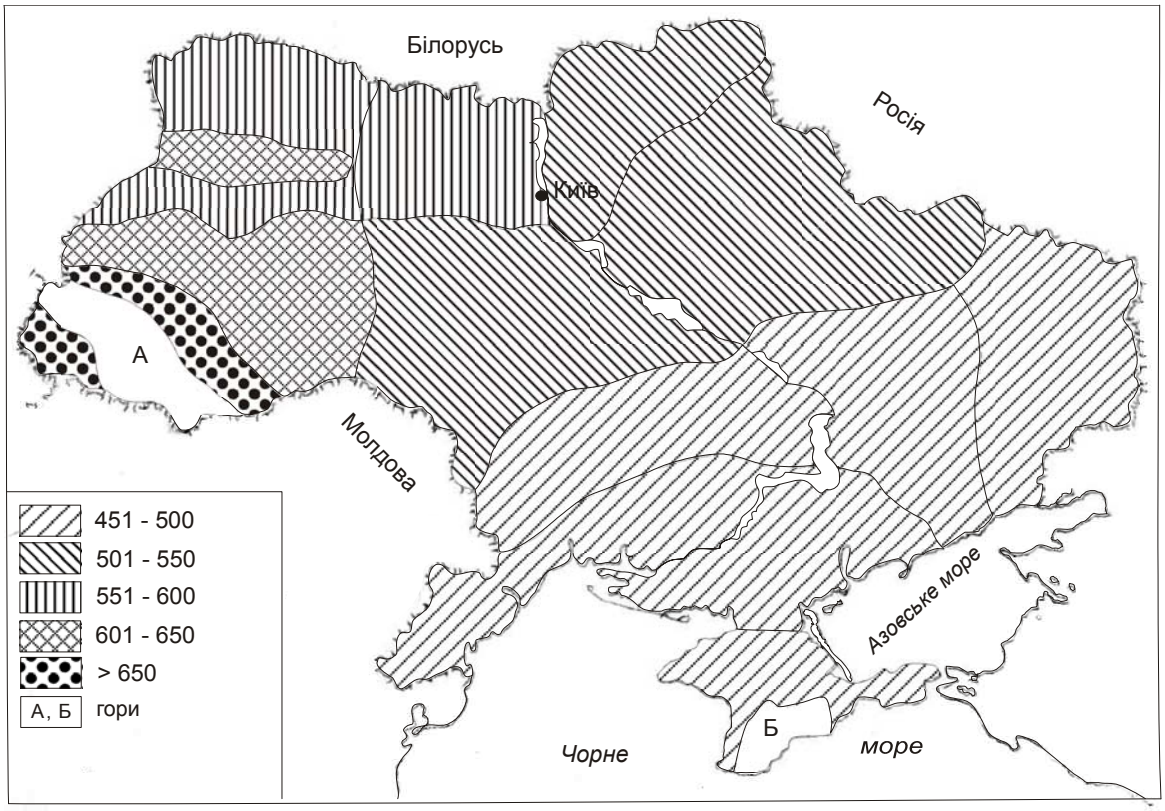


Рис. 5.11. Сума опадів за період з температурою повітря вище 5 °С за кліматичним сценарієм до 2030–2040 рр., мм

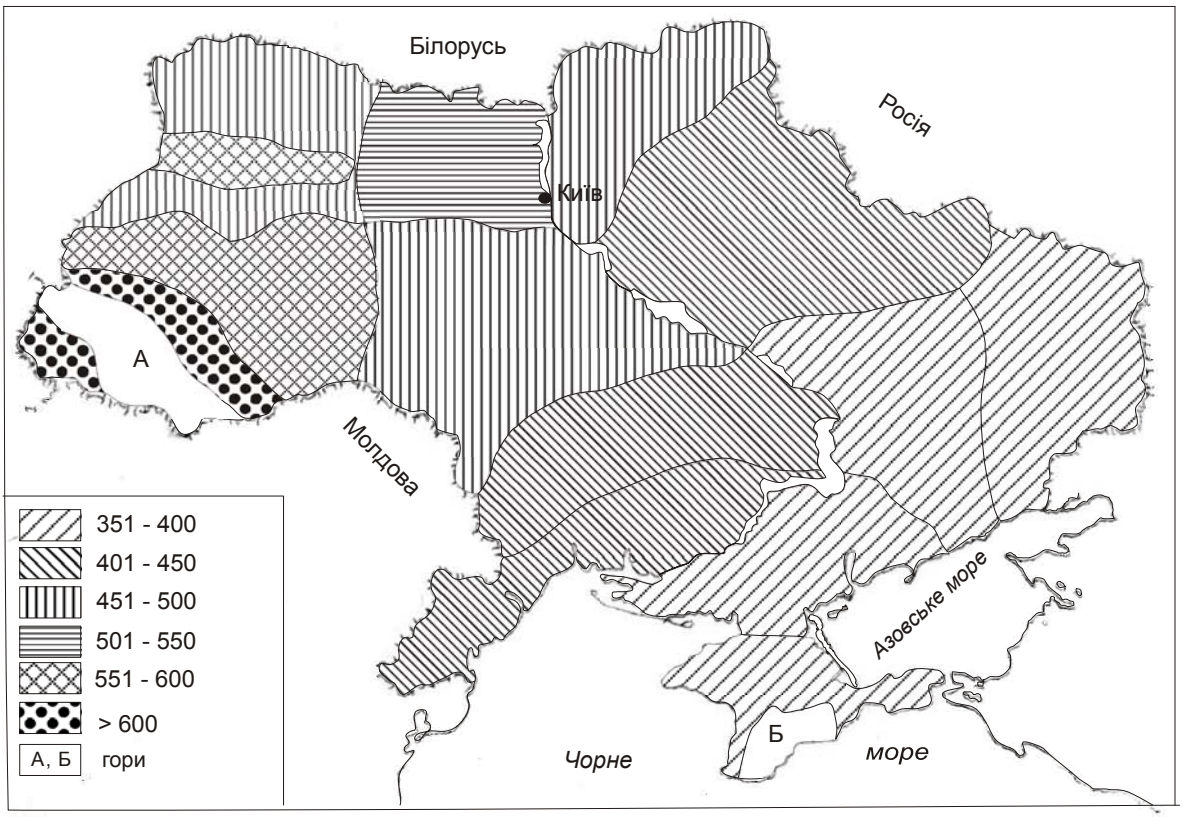


Рис. 5.12. Сума опадів за період з температурою повітря вище 10 °С за кліматичним сценарієм до 2030–2040 рр., мм

В цілому сума опадів в наступний період у порівнянні із сучасністю значно зросте, окрім північного заходу та південного сходу України, де вони зменшуватимуться до 780 мм і 520 мм відповідно До 950 мм зросте річна сума опадів у Закарпатті. Такий хід річної суми опадів сприятиме зростанню сумарного випаровування і випаровуваності.

Зростання цих величин по території України теж буде нерівномірним (табл. Г.8) і (рис. 5.13 і 5.14). Так, сумарне випаровування найменше зросте у західному Поліссі – на 10 мм, тоді як порівняння попередніх двох періодів показало його зростання на 22 мм. Найвідчутніше зростуть величини сумарного випаровування в східному Поліссі – до 100мм, в західному Лісостепу та в Південному Степу до 80–90 мм. В цілому по території України сумарне випаровування зменшуватиметься з 615 мм в східному Поліссі до 470 мм в Південному Степу.

Випаровуваність зросте в очікуваний період від 1730 мм на північному заході до 1840 мм на правобережжі Південного Степу. Найвищі значення випаровуваності спостерігатимуться у Прикарпатті та Закарпатті.

У відповідності із зміною випаровуваності змінюється і дефіцит випаровування, значення якого зростатимуть від 1100 мм в Поліссі до 1375 мм на лівобережжі Південного Степу. В період до 2040 року дефіцит випаровування зросте в Поліссі на 250–350 мм, в східному Поліссі на 400 мм, у Лісостеповій зоні на 340–380 мм, центральному районі на 280 мм, в Північному та Південному Степу на 320–380 мм, на правобережжі Північного Степу більше ніж на 400 мм (рис. 5.15).

Порівняння коефіцієнтів зволоження по періодах до 1960 року, 1961-1990 рр., 1991–2005 рр. із очікуваними значеннями цих коефіцієнтів за період до 2040 року показало, що значення ГТК практично не змінилось за період до 1960 та до 1990 року. За очікуваний період по всій території України відзначатиметься зменшення ГТК на 0,1 відн.од і тільки в західному і центральному Лісостепу – на 0,2 відн. од. Це свідчить про те, що очікувані значення ГТК залишаються в межах тієї ж категорії зволоження, що і реальні (табл. Г.9) і (рис. 5.16).

В цілому за очікуваними значеннями ГТК можна зробити висновок, що зміна агрокліматичних поясів, встановлених за значеннями сукупності ресурсів тепла і вологи ,буде зовсім незначною.

Індекс сухості до 2005 року зростав повільно по всій території України, окрім Північного Степу, де він майже не змінювався. Починаючи з 2005 року, значення ІС зростатиме з більшою швидкістю, особливо в районах Північного Степу, де воно зросте на 0,35–0,45 відн. од. (рис. 5.17). В інших регіонах України зростання ІС буде на рівні 0,20–0,25 відн. од. ІС буде зростати з півночі країни на південь від 0,96 в Поліссі до 1,72 відн. од. в Південному Степу, ІС значно зросте в Криму – на 0,52 відн. од. і становитиме 1,96 відн. од.

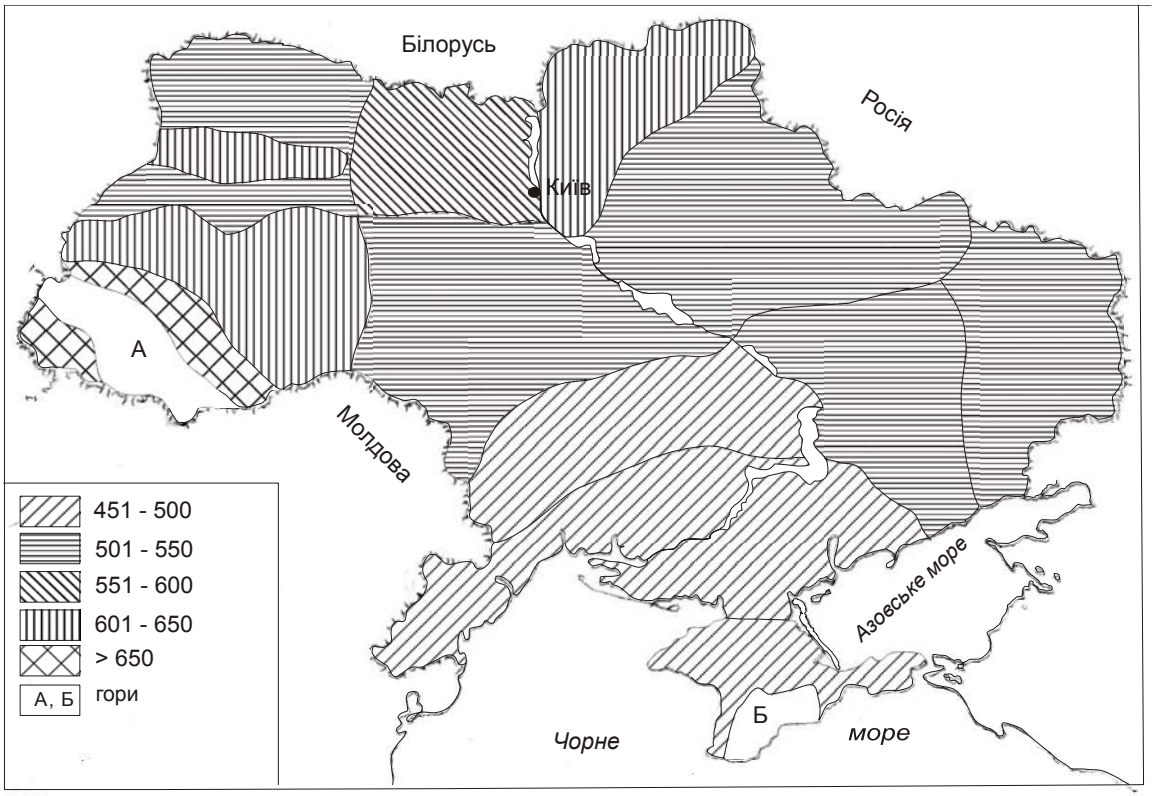


Рис. 5.13. Сумарне випаровування за кліматичним сценарієм до 2030 – 2040 рр., мм

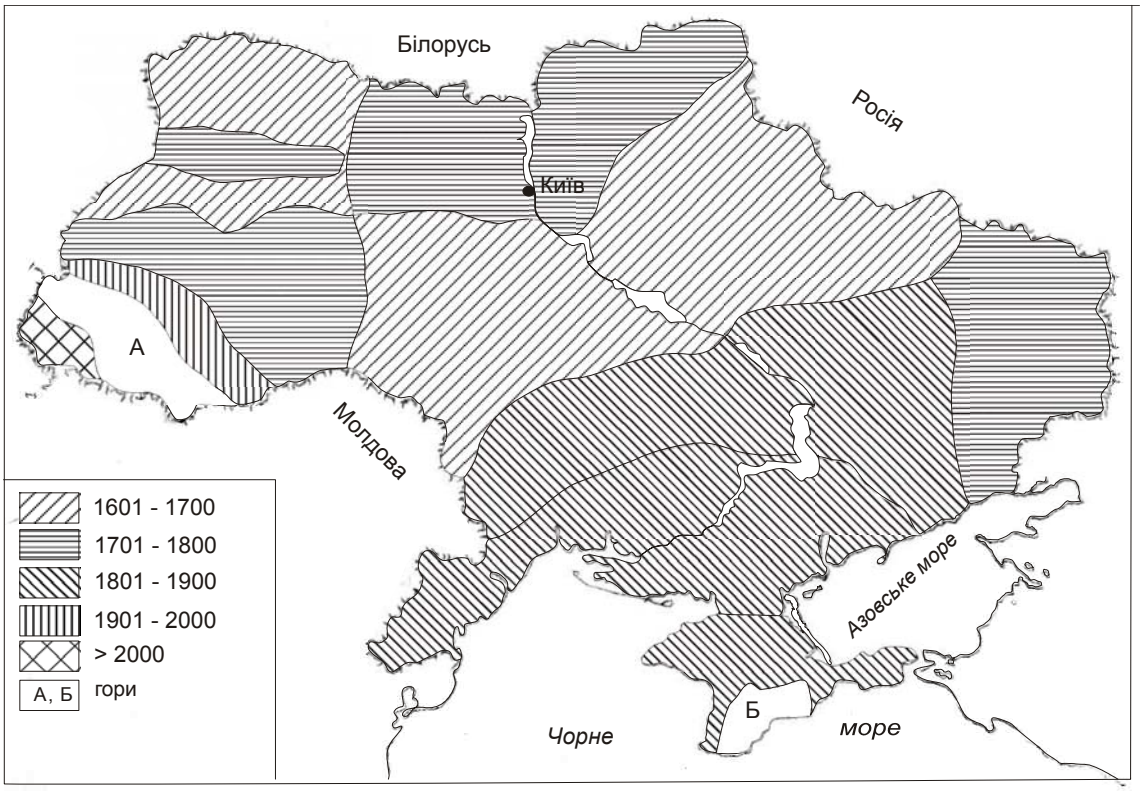


Рис. 5.14. Випаровуваність за кліматичним сценарієм до 2030–2040 рр., мм

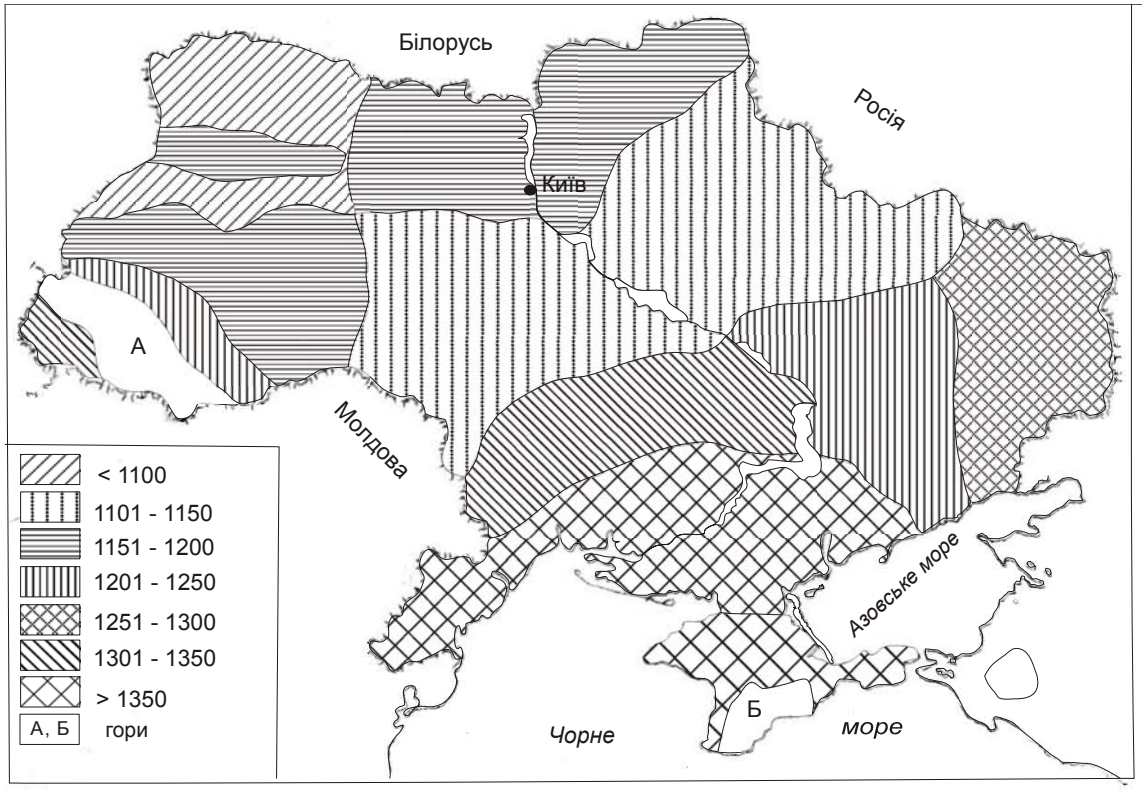


Рис. 5.15. Дефіцит випарування за кліматичним сценарієм до 2030 – 2040 рр., мм

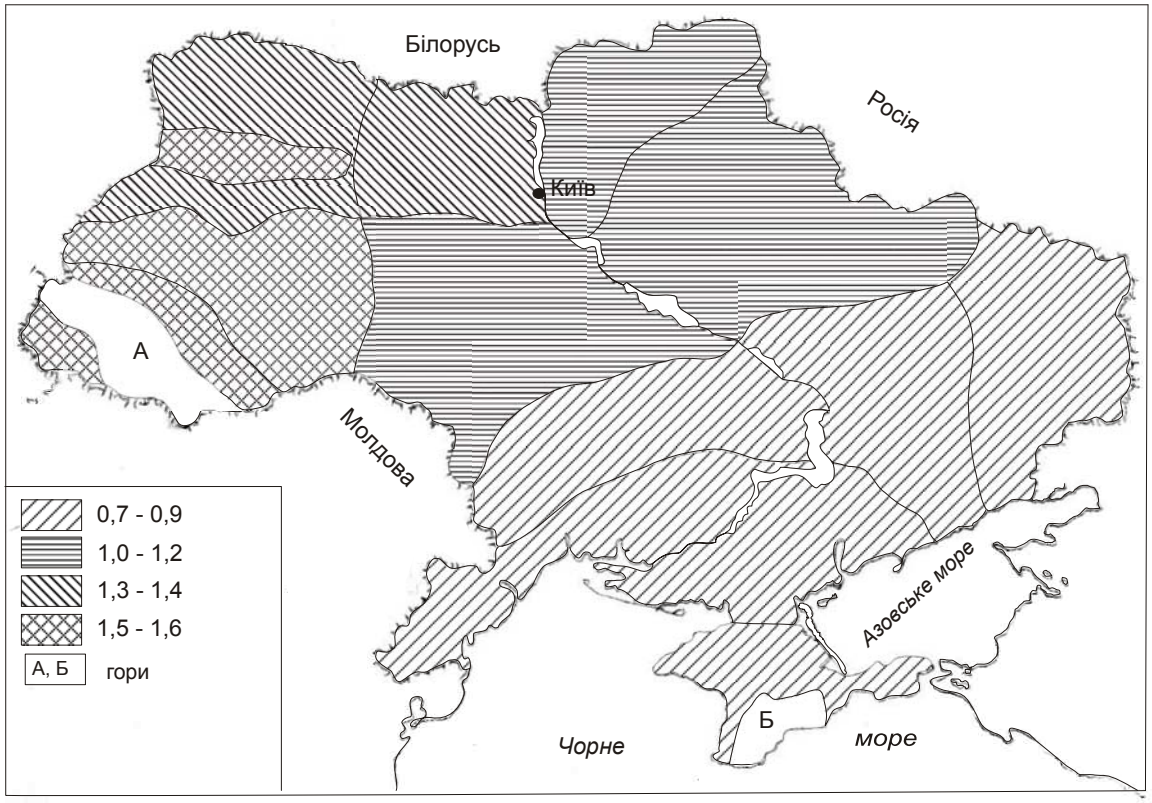


Рис. 5.16. Гідротермічний коефіцієнт за кліматичним сценарієм до 2030 – 2040 рр.

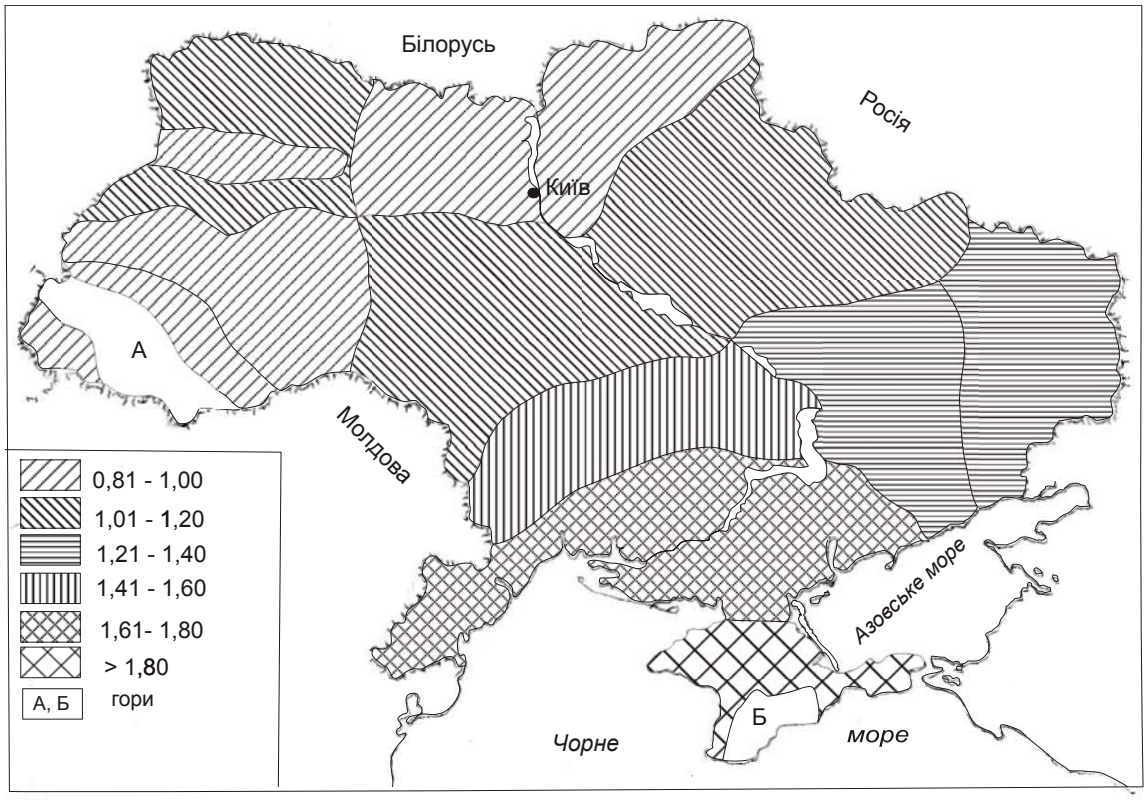


Рис. 5.17. Індекс сухості за кліматичним сценарієм до 2030 – 2040 рр.

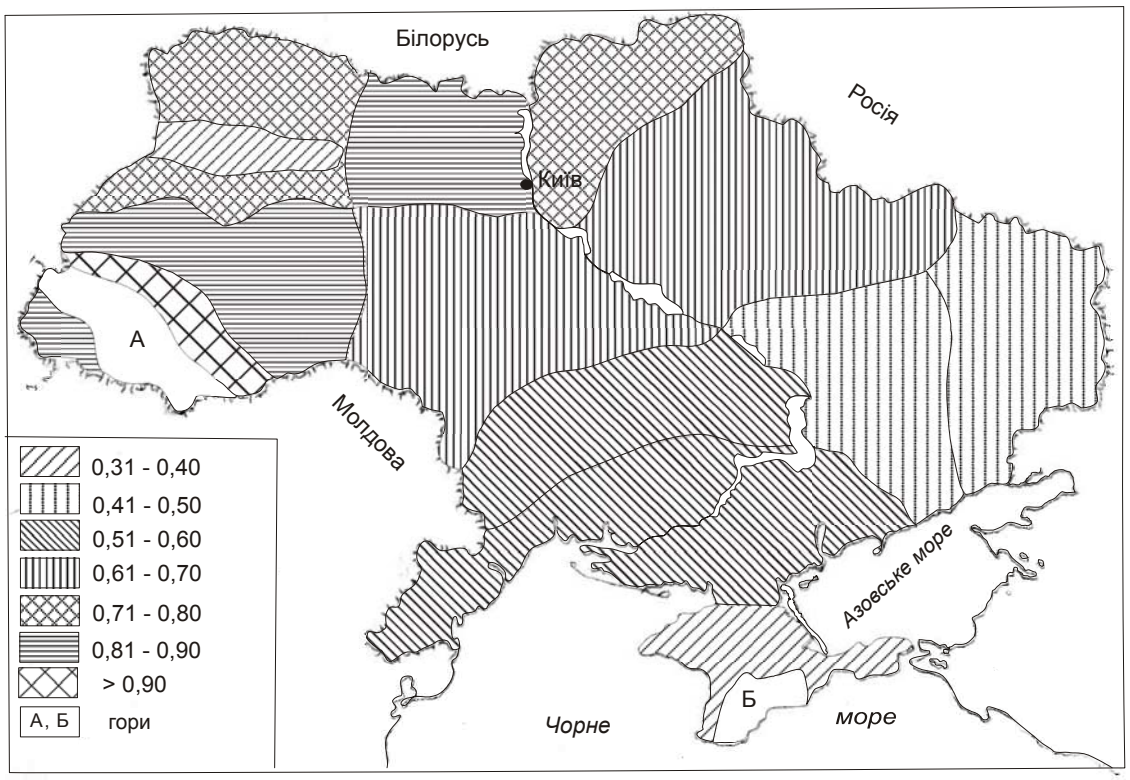


Рис. 5.18. Коефіцієнт зволоження за кліматичним сценарієм до 2030 – 2040 рр.

Значення коефіцієнта зволоження (рис. 5.18) незначно зменшувалось поступово з періоду від 1960 р. до 2005 р., залишаючись в деяких регіонах незмінним на лівобережжі Північного і Південного Степу. В період до 2040 р. коефіцієнт зволоження буде зменшуватись з більшою швидкістю (на 0,10 – 0,15 відн. од.) по всій території України, крім Північного Степу, де зменшення йтиме більш інтенсивно і становитиме 0,16–0,20 відн. од. Повільне зменшення КЗВ спостерігатиметься на правобережжі Південного Степу та в Прикарпатті – менше 0,07 відн. од.

На основі одержаних результатів можна сказати, що екстремальність клімату, яка визначається характеристиками міжрічної мінливості температури повітря і опадів, особливо помітно зросте на лівобережжі Північного Степу і в східних районах Лісостепу України.

5.2. ПРОСТОРОВО-ЧАСОВА ОЦІНКА МІНЛИВОСТІ УРОЖАЇВ ЗЕРНОВИХ КУЛЬТУР НА ТЕРИТОРІЇ УКРАЇНИ

5.2.1 Методи оцінки мінливості урожайності сільськогосподарських культур

Прогрес сільського господарства зумовив суттєве підвищення урожаїв усіх культур. Але, на фоні загального зростання урожаїв, їх коливання з року в рік ще досить значні.

Тому для одержання планованих урожаїв та науково обґрунтованого розміщення сільськогосподарських культур поряд з детальною оцінкою агрокліматичних ресурсів необхідне дослідження часової мінливості урожаїв у різних агрокліматичних зонах. Мінливість урожаїв сільськогосподарських культур в окремі роки обумовлена впливом значної кількості факторів, які поділяють на дві групи [13, 22, 25, 26].

Перша група включає ряд факторів, що визначають рівень культури землеробства. Комплекс факторів, від яких залежить різноманітний рівень культури землеробства,– це і досягнення генетики та селекції, технологія обробітку культур, яка включає забезпеченість добривами, меліорацію земель, а також енергозабезпеченість сільського господарства.

Друга група об'єднує метеорологічні фактори, які визначають значні відхилення урожайності в окремі роки від середнього рівня. Урожайність у кожному конкретному році формується під впливом цілого комплексу природних чинників.

Однак, при вирішенні практичних завдань часто виникає необхідність роздільної оцінки ступеня впливу на урожайність як рівня культури землеробства, так і умов погоди. В основу такої оцінки покладено ідею В.М Обухова [9] про можливість розкладання часового ряду урожайності

будь-якої культури на дві складові: стаціонарну і випадкову. Ця ідея набула подальшого розвитку у дослідженнях інших авторів [10, 11, 12]. У такій постановці ряд урожайності $У_t$ можна представити у вигляді загальної статистичної моделі такого роду

$$У_t = f(t) + U_t, \tag{5.1}$$

де $f(t)$ – стаціонарна послідовність; U_t – випадкова послідовність.

Стаціонарна складова визначає загальну тенденцію зміни урожайності в проаналізованому періоді. Вона представляє плавну лінію, одержану в результаті згладжування ряду. Ця лінія називається трендом і описується зазвичай рівнянням прямої або параболою другого порядку. Випадкова складова зумовлюється погодними особливостями окремих років, визначає їхній вплив на формування урожайності й представляє відхилення від лінії тренда. Такий розклад обґрунтовується тим, що рівень культури землеробства має помітний вплив на урожайність сільськогосподарських культур не тільки в поточному році, але і в наступні роки, тобто сільське господарство відрізняється певною інерційністю. Тому лінія тренда досить точно характеризує середній рівень урожайності, зумовлений рівнем культури землеробства, економічними й природними особливостями конкретного району.

Для оцінки урожайності сільськогосподарських культур у різних регіонах або прогнозування тенденції урожайності на найближчі роки в практиці агрометеорології найчастіше застосовують два методи – найменших квадратів і гармонічних ваг. Метод гармонічних ваг вперше запропонував З. Хельвіг [27]. Пізніше цей метод набув подальшого розвитку в дослідженнях А.А. Френкеля [25], А.М. Польового [12] та ін.

Основна ідея методу гармонічних ваг (МГЗ) полягає в тому, що в результаті зважування певним чином окремих спостережень часового ряду, більш пізнім спостереженням в ньому надаються більші ваги. При використанні МГЗ, як деякого наближення істинного тренда $f(t)$ часового ряду урожайності сільськогосподарських культур $У_t (t = 1, 2, 3, ..., n)$ приймається ламана лінія, яка згладжує задану кількість точок часового ряду $У_t$. Окремі відрізки ламаної лінії (ковзного тренда) представляють його окремі фази. Для визначення окремих фаз руху ковзного тренда вибираємо кількість років, які утворюють окрему фазу, причому $k < n$, і за допомогою методу найменших квадратів знаходимо рівняння лінійних відрізків

$$У_i(t) = a_i + b_i t \quad при \quad i = 1, 2, ..., n - k + 1 \tag{5.2}$$

причому:

для $i = 1$, $t = 1, 2, ..., k$;
для $i = 2$, $t = 2, 3, ..., k + 1$;
для $i = n - k + 1$, $t = n - k + 1$, $n - k + 2, ..., n$.

Параметри a_i і b_i рівняння (5.2) визначаються методом найменших квадратів.

Потім визначаємо значення кожної функції Y_i (t) в точках $t = i + h - 1$ *при* $h = 1, 2, ..., k$

Із цих значень обираємо ті, для яких t = 1, та через $Y_j(t)$ позначаємо функції $Y_i(t)$ для $t = i$. Нехай таких значень буде g_i . Середнє значення визначаємо за виразом

$$\bar{O}_з = \frac{1}{g_i}\sum_{j}^{g_i} O_з(t) \qquad \text{ïðè} \qquad j = 1, 2, ..., g_i . \tag{5.3}$$

Прирости w_{t+1} функції $f(t)$ визначаємо як

$$w_{t+1} = f(t+1) - f(t) = \bar{O}_{t+1} - \bar{O}_t , \tag{5.4}$$

розраховуємо середню величину приростів

$$\overline{w} = \sum_{t+1}^{n-1} C_{t+1}^{n} \cdot w_{t+1} , \tag{5.5}$$

де C_{t+1}^{n} – коефіцієнти, які задовольняють такі вимоги:

$$C_{t+1}^{n} > 0 \qquad \text{ïðè} \qquad t = 1, 2, ..., n-1 ; \qquad \sum_{t=1}^{n-1} C_{n+1}^{n} = 1 .$$

Гармонічні коефіцієнти визначаємо за формулою

$$C_{t+1}^{n} = \frac{m_{t+1}}{(n-1)} , \tag{5.6}$$

де m_{t+1} – гармонічні ваги.

Вираз (5.4) дозволяє надавати більш пізнім спостереженням більші ваги. Якщо найбільш ранні спостереження мають такі ваги

$$m_2 = \frac{1}{(n-1)} , \tag{5.7}$$

то вага інформації m_3, яка відноситься до наступного моменту часу, буде визначатися як

$$m_3 = \frac{m_2 + 1}{(n-2)}. \tag{5.8}$$

Таким чином, ряд гармонічних ваг визначається за рівнянням

$$m_{t+1} = m_t + \frac{1}{n-t} \qquad при \qquad t = 2, 3, ..., n-1 \tag{5.9}$$

З початковим значенням, які виражаються рівняннями (5.5) і (5.6).

Екстраполяція тенденції часового ряду урожайності визначається за виразом

$$\overline{Y}_{t+1} = \overline{Y}_t + \overline{w}, \tag{5.10}$$

за початкових умов $\overline{Y}_t = \overline{Y}_n$.

Запропонований алгоритм описує метод розрахунку точок динамічної складової часового ряду урожайності за МГВ, а також дозволяє по тенденції часового ряду прогнозувати її величину на найближчі 1–2 роки.

Нами досліджувалися ряди урожайності шести основних зернових культур, по кожній області України, які були об'єднані в окремі регіони – Полісся, Лісостеп, Степ, Закарпаття та Прикарпаття. Тенденція урожайності визначалася за допомогою методу гармонічних ваг [13, 10]. Для проведення аналізу динаміки тенденції урожайності нами розглядався абсолютний приріст тенденції урожайності $\Delta У_T$

$$\Delta У_T = У_{T_i} - У_{T_{i-k}}. \tag{5.11}$$

а темп зростання тенденції урожайності T_p визначається як

$$T_p = \frac{У_{T_i}}{У_{T_{i-k}}} 100\,\%, \tag{5.12}$$

де $У_{T_i}$ – значення урожайності в *i*-й рік; $У_{T_{i-k}}$ – базисний рівень урожаїв, віддалений від $У_{T_i}$ на k років, т/га.

Для оцінки властивостей послідовних випадкових відхилень від тренда нами розглядалися такі статистичні параметри: максимальний, мінімальний, середній урожаї та оцінка варіації випадкових відхилень урожаю за методом В.М. Пасова [10].

Погодний коефіцієнт варіації урожайності C_p розраховується за такою формулою

$$C_p = \frac{1}{\overline{Y}} \sqrt{\frac{\sum (Y_i - \overline{Y})^2 - \sum (\hat{Y}_i - \overline{Y})}{n-1}}. \tag{5.13}$$

Аналіз часових рядів урожайності проводився за такою схемою:
– розрахунок тенденції урожайності;
– аналіз динаміки тенденції урожайності;
– дослідження випадкової компоненти (середні, максимальні та мінімальні значення, коефіцієнт варіації).

5.2.2. Динаміка урожаїв озимих зернових культур

Озима пшениця

Продуктивність сільськогосподарських культур залежить від відповідності кліматичних ресурсів біологічним особливостям та агротехніці вирощування культури, тобто урожайність є інтегральним показником, який висвітлює вплив всього комплексу умов сільськогосподарського виробництва.

Нами був проведений аналіз динаміки урожаїв основних зернових культур по областях та регіонах України за 14 років з 1996 по 2009 роки. Були розраховані лінії тренда методом гармонічних ваг, відхилення урожайності від лінії тренда, динаміка тенденції урожайності та оцінка кліматичної мінливості урожаїв по території України.

На основі одержаних результатів розрахунків були побудовані графіки динаміки урожаїв та лінії трендів основних зернових культур для визначення особливостей динаміки у різних регіонах України.

Територія України простягається із півночі на південь на 893 км і ще більше із заходу на схід – 1316 км. Тому, навіть в межах однієї природно-кліматичної зони, агрокліматичні ресурси відрізняються. Виходячи з цього, для аналізу динаміки урожайності певної природно-кліматичної зони нами було обрано по дві області, які характеризують умови певних частин регіонів – північних, південних, західних та східних.

Далі перейдемо до аналізу динаміки урожайності окремих сільськогосподарських культур по регіонах України.

Для характеристики динаміки урожайності озимої пшениці у Поліссі на рис. 5.19 представлена динаміка урожайності, її тенденція (а) та відхилення урожаїв від лінії тренда (б) у Житомирській області. Так, за розрахунковий період середня урожайність озимої пшениці становила 24,7 ц/га. Мінімальний урожай, зібраний у 2003 році, становив 14,1 ц/га (рис. 5.19 *а*), найбільший урожай, зібраний у 2008 році, – 34,7 ц/га.

При цьому розрахований за методом гармонічних ваг урожай за період має тенденцію до підвищення. Так, на початку розрахункового періоду урожай за трендом становив 20,5 ц/га, а на кінець періоду (2009 р.) – 28,95 ц/га (рис. 5.19 *б*). При цьому у 2003 році спостерігалося найбільше від'ємне відхилення –11 ц/га, а у 2008 році найбільше додатне – 6,4 ц/га. У 8 роках спостерігалися додатні відхилення від лінії тренда, у 6 роках – від'ємні.

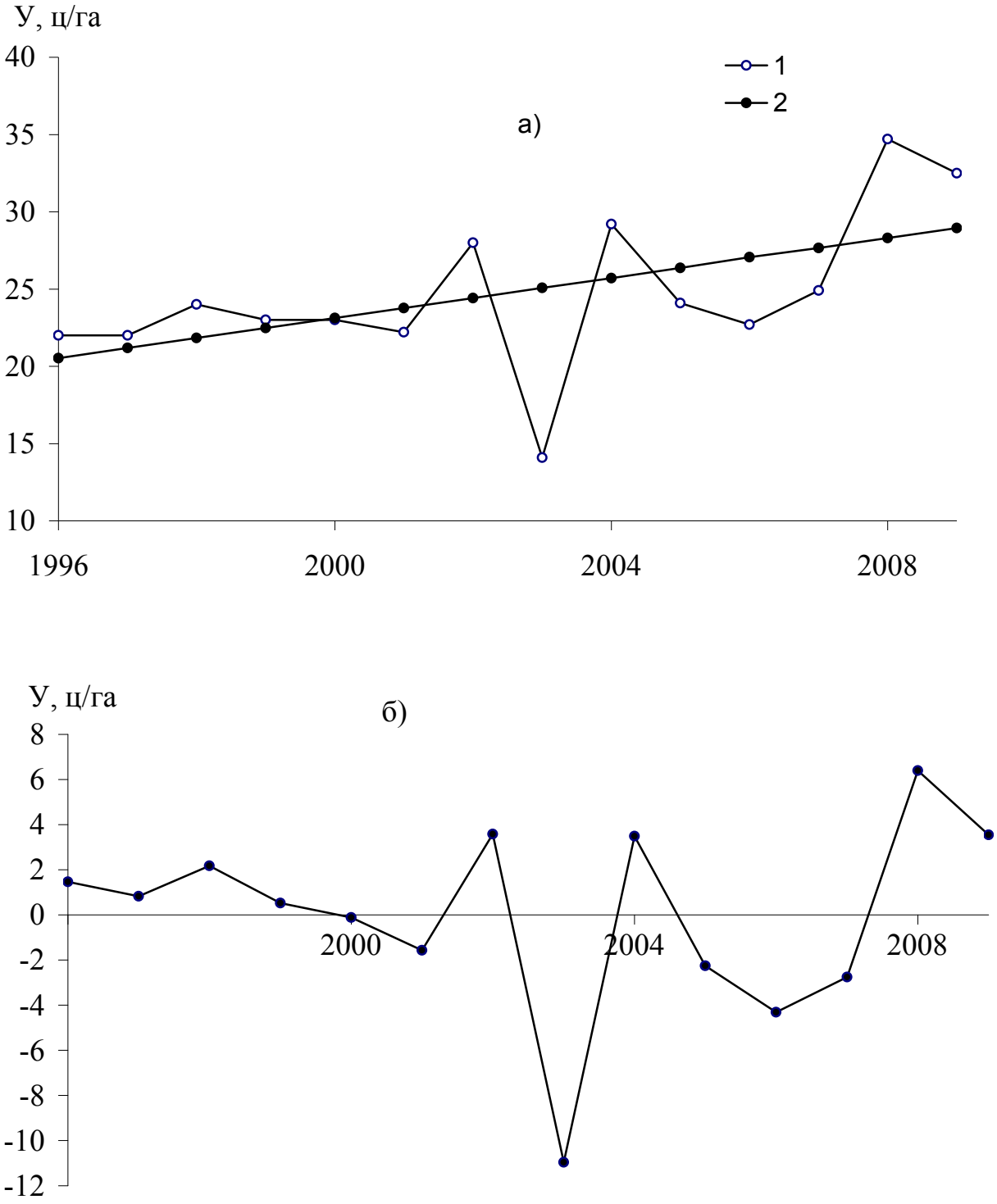


Рис. 5.19. Динаміка урожайності озимої пшениці в Житомирській області (а) та відхилення від тренда в окремі роки (б):
1 – щорічні значення урожайності, 2 – лінія тренда

Аналіз динаміки урожайності озимої пшениці у Лісостепу нами виконувався за розрахунками в Тернопільській (рис. 5.20) та Харківській (рис. 5.21) областях.

Як видно з даних рис. 5.20, на початку розрахункового періоду в Тернопільській області фактична урожайність озимої пшениці становила 25,0 ц/га і, поступово підвищуючись, на кінець періоду досягла 37,8 ц/га, при середньому урожаї 27,7 ц/га. (рис. 5.20 *а*). Така ж сама тенденція спостерігається і при розрахунку лінії тренда. Розрахунковий урожай у 1996 році становив 23,7 ц/га, а у 2009 році – 31,6 ц/га.

Найбільші додатні відхилення від лінії тренда спостерігалися у 1997 році і склали 8,7 ц/га, при цьому додатні відхилення урожаю озимої пшениці від лінії тренда спостерігалися у 8 роках. Найбільші від'ємні відхилення спостерігалися у 2003 році і склали –9,5 ц/га, загальна кількість років з від'ємними відхиленнями склала 6 років (рис. 5.20 *б*).

Динаміка урожайності і лінія тренда у Харківській області представлені на рис. 5.21. Тут, як і на заході Лісостепу, спостерігається поступове підвищення як фактично зібраних урожаїв, так і розрахункових.

При середньому рівні фактичного урожаю у 28,8 ц/га спостерігалися його коливання від 12,5 ц/га (2003 рік) до 46,3 ц/га (2008 рік).

Крива тенденції урожаю озимої пшениці, розрахована за лінією тренда, характеризується стабільною позитивною швидкістю зростання від 24,4 ц/га у 1996 році до 33,3 ц/га у 2009 році (рис. 5.21 б). При цьому спостерігаються значні коливання відхилень фактичного урожаю від розрахованого за лінією тренда.

Найбільші додатнівідхилення від лінії тренда спостерігалися у 2008 р. і досягали 13,7 ц/га, при цьому додатні відхилення урожаю озимої пшениці від лінії тренда спостерігалися у 9 роках. Найбільші від'ємні відхилення спостерігалися у 2003 році і становили –16,7 ц/га, загальна кількість років з негативними відхиленнями склала 5 років.

Для характеристики динаміки урожаїв озимої пшениці у Степу нами були обрані Дніпропетровська (рис. 5.22) та Херсонська (рис.5 23) області.

У Дніпропетровській області при середньому урожаї культури у 28,4ц/га спостерігалися досить значні його коливання. Так, у 2001 році був зібраний максимальний урожай пшениці – він становив 43,2 ц/га, у цей рік спостерігалися і максимальні додатні відхилення урожаю від лінії тренда– 15,4 ц/га. У 2003 році, навпаки, був зібраний мінімальний урожай озимої пшениці –6,3 ц/га. При цьому від'ємне відхилення фактичного урожаю від лінії тренда також було найбільшим –22,3 ц/га.

Лінія тренда у Дніпропетровській області за розрахунковий період також має позитивну тенденцію до зростання. На початку періоду розрахунковий урожай становив 25,8 ц/га, на кінець, у 2009 році – 31,0 ц/га. І додатні і від'ємні відхилення урожаю від лінії тренда дорівнювали 7 рокам.

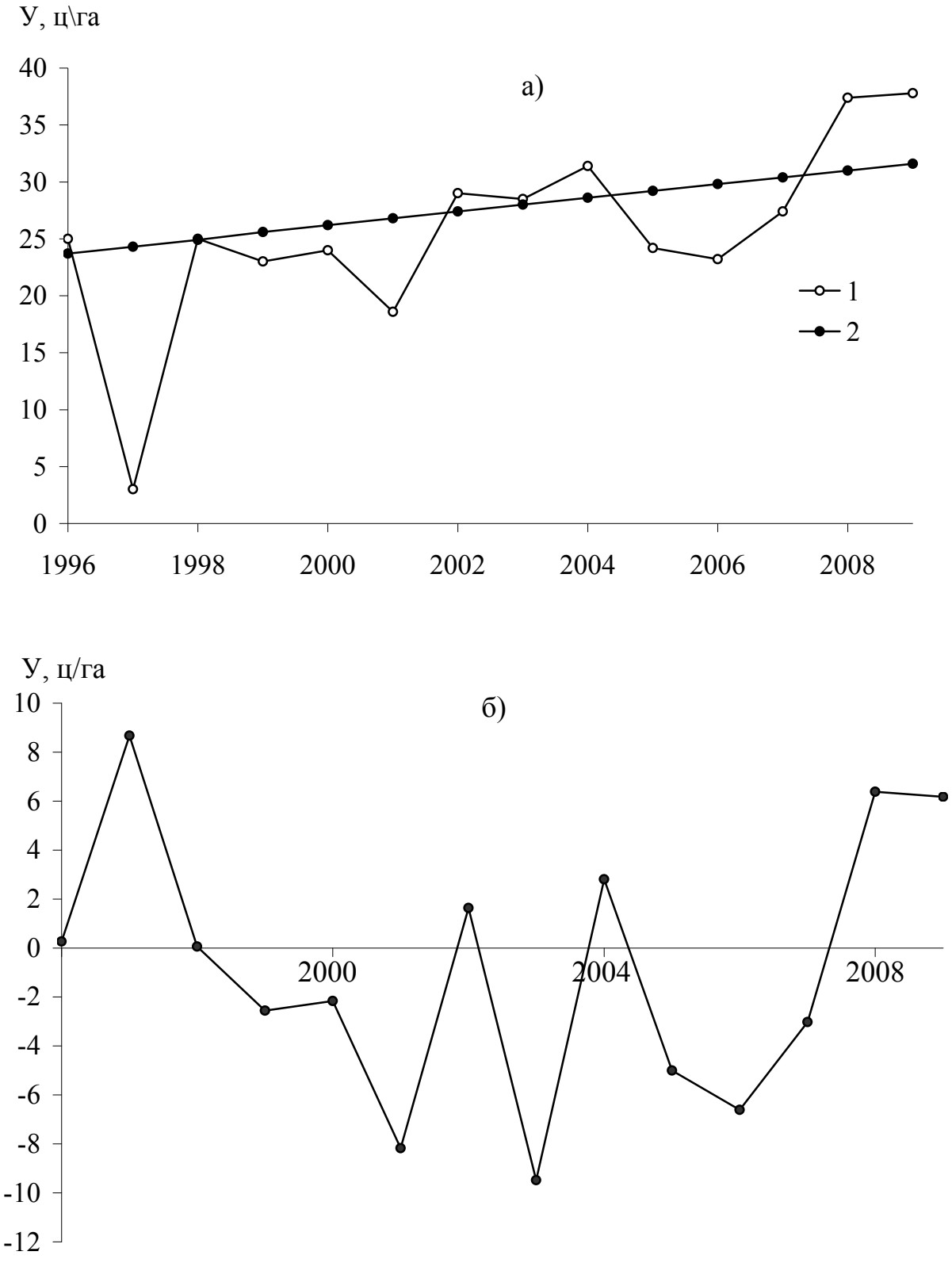


Рис. 5.20. Динаміка урожайності озимої пшениці у Тернопільській області (а) та відхилення від тренда (б):
1 – щорічні значення урожайності, 2 – лінія тренда

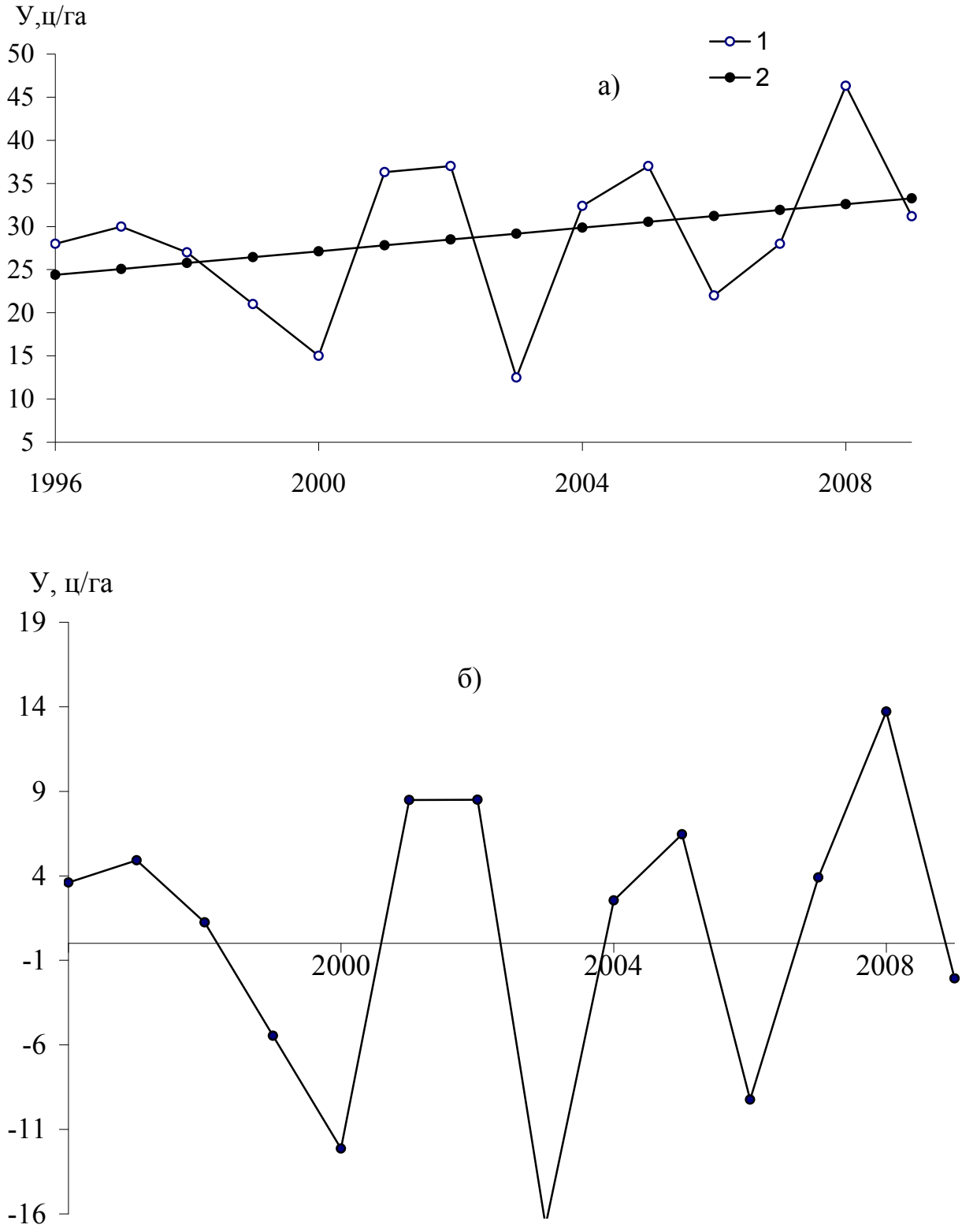


Рис. 5.21. Динаміка урожайності озимої пшениці в Харківській області (а) та відхилення від тренда в окремі роки (б):
1 – щорічні значення урожайності, 2 – лінія тренда

У Херсонській області також спостерігалися значні коливання зібраних урожаїв. Так, при середньому рівні урожаю у 23,7 ц/га, мінімальний одержаний урожай становив лише 6,1 ц/га (2003 рік), а максимальний – 32,8 ц/га (2008 рік) (рис. 23 а). У ці ж роки спостерігалися і екстремальні відхилення урожаїв від лінії тренда –17,7 ц/га та 8,12 ц/га відповідно. При цьому лінія тренда характеризується стабільним поступовим зростанням урожаїв озимої пшениці, від 22,6 ц/га у 1996 році до 24,9 ц/га у 2009 році (рис. 5.23 б).

Динаміка урожайності озимої пшениці та лінія тренда у Закарпатті представлені на рис. 5.24. Так, на початок періоду у Закарпатській області рівень урожайності по тренду становив 26,5 ц/га, на кінець періоду – 27,1 ц/га. Протягом всього періоду спостереження урожайність по тренду майже не змінювалась. Проте коливання фактичного урожаю, навпаки, були значними. За період дослідження мінімальний урожай, зібраний у 2000 році, становив 19,0 ц/га. Максимальний урожай, зібраний у 2004 році, становив 40,6 ц/га.

Вплив погодних умов на урожайність представлений у вигляді відхилень від лінії тренда на рис. 5.24 (б). Як видно з рисунка. протягом досліджуваного періоду спостерігалися значні відхилення урожайності, зумовлені впливом погодних умов. У 3-х роках досліджуваного періоду спостерігалися від'ємні відхилення від –1,6 (1998 р.) до –7,8 ц/га (2000 р.) В 11 роках спостерігалися додатні відхилення від 2,0 (2001 р.) до 13,8 ц/га (2004р.).

В цілому по Україні за розрахунковий період середня урожайність озимої пшениці становила 27 ц/га. Проте в окремі роки спостерігалися значні коливання фактичного урожаю від 14,1 ц/га у 2003 р. до 37,1 ц/га у 2008 р.

Лінія тренда характеризується стабільним поступовим позитивним зростанням від 28,9 ц/га у 1996 році до 30,1ц/га у 2009 році. Значні відхилення фактичного урожаю, зумовлені впливом погодних умов, спостерігалися у 2003 році –13,1 ц/га та у 2008 році –7,48 ц/га. В цілому у 8 роках спостерігався позитивний вплив погодних умов, у 6 роках – негативний.

Чисельні значення середніх характеристик динаміки урожайності озимої пшениці по періодах наведені у табл. 5.9.

На території Полісся з початку 1997 року спостерігається поступова, незначна тенденція до зростання урожайності на рівні 101–130%. Лише у Чернігівській області за період 1997–2000 рр. спостерігаються незначні падіння динаміки урожаю озимої пшениці.

У Лісостепу за період 1997–2000 рр. у більшості областей спостерігається падіння темпів зростання урожаю з 97 до 87%. У період з 2001 по 2009 роки починається поступове зростання тенденції урожайності від 104 до 150 %.

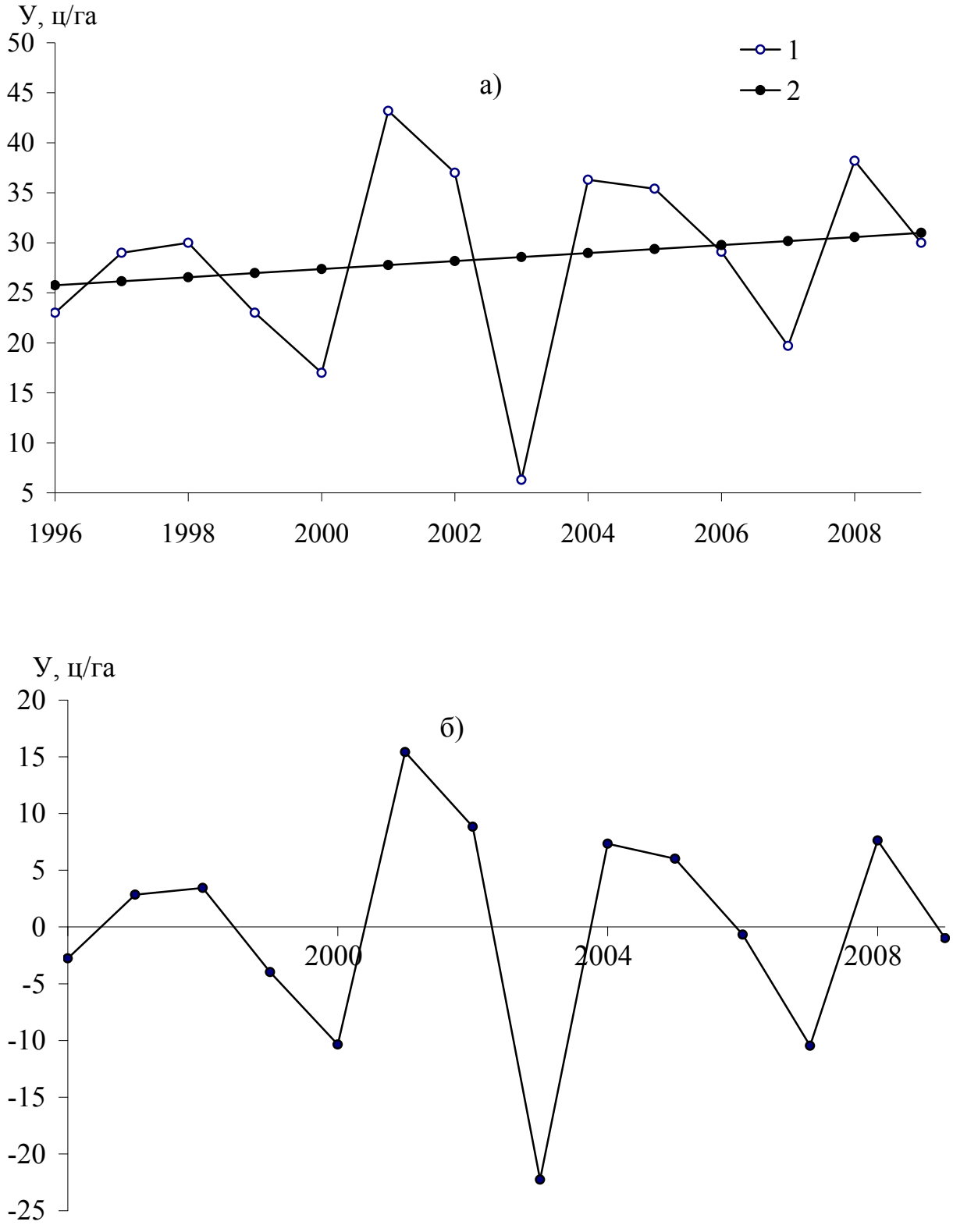


Рис. 5.22. Динаміка урожайності озимої пшениці в Дніпропетровській області (а) та відхилення від тренда (б):
1 – щорічні значення урожайності, 2 – лінія тренда

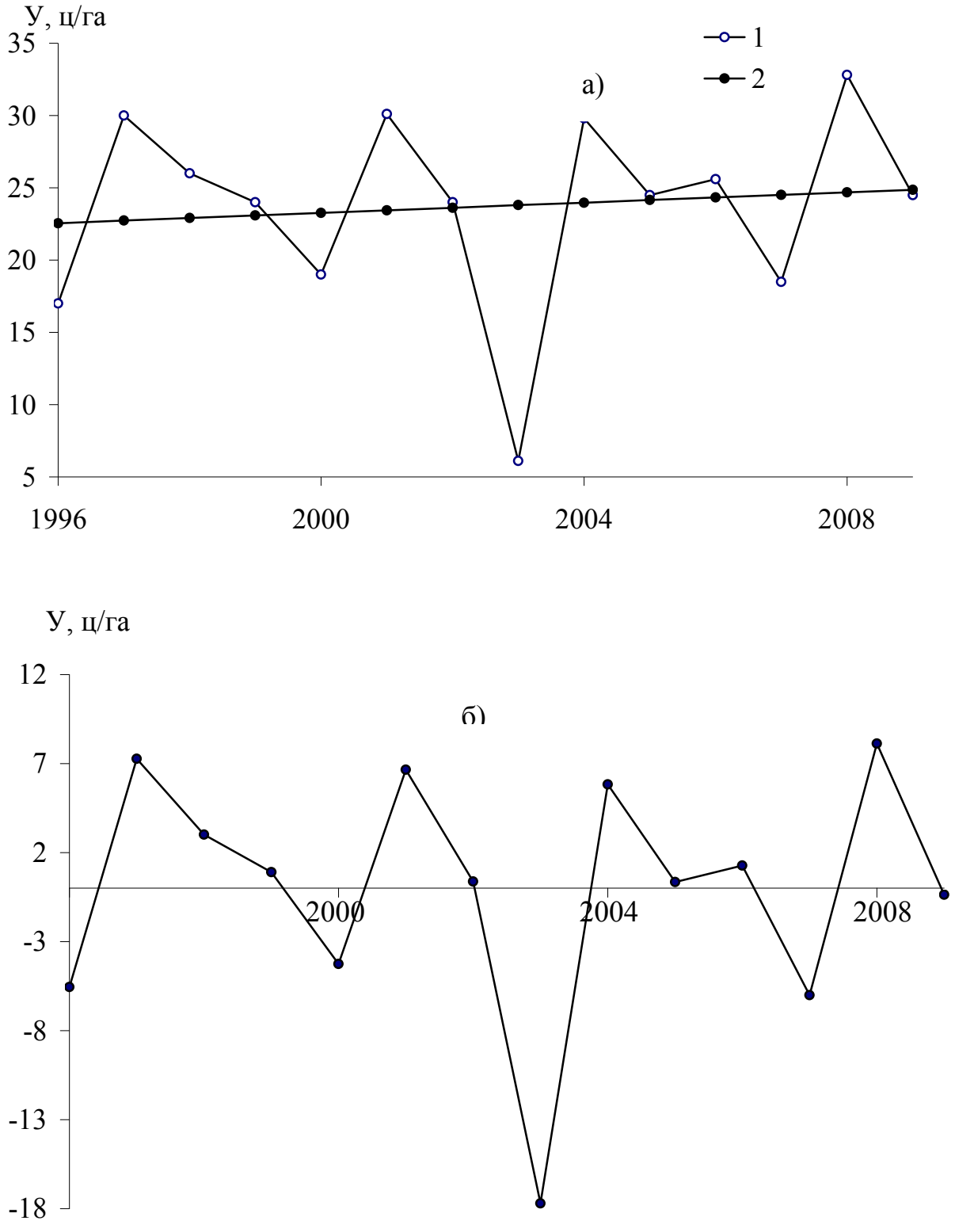


Рис. 5.23. Динаміка урожайності озимої пшениці в Херсонській області (а) та відхилення від тренда в окремі роки (б):
1 – щорічні значення урожайності, 2 – лінія тренда

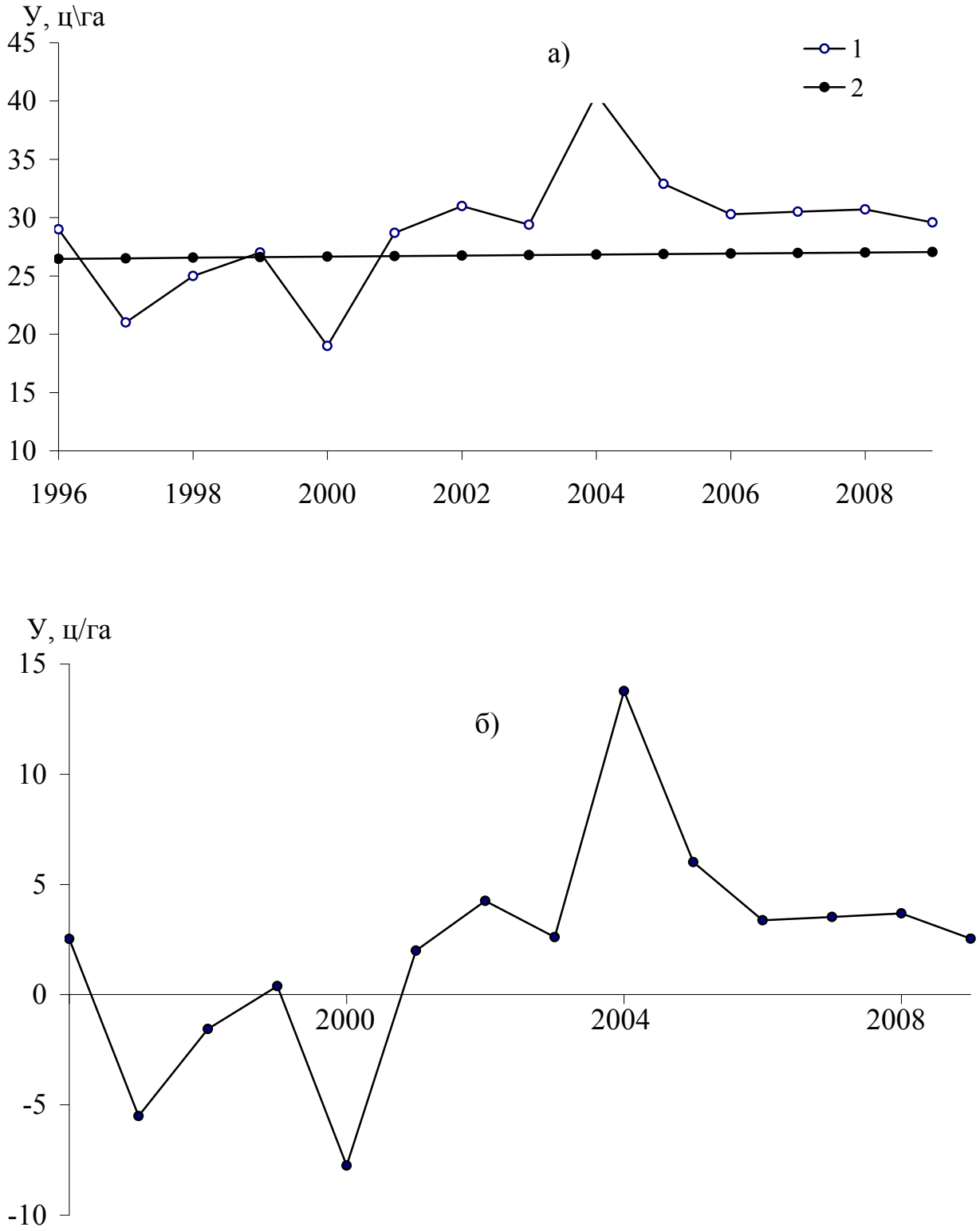


Рис. 5.24. Динаміка урожайності озимої пшениці в Закарпатській області (а) та відхилення від тренда в окремі роки (б):
1 – щорічні значення урожайності, 2 – лінія тренда

Таблиця 5.9. Динаміка основних характеристик тенденцій середньообласної урожайності озимої пшениці по Україні

Грунтово-кліматична зона, область	Роки спостереження					
	1997-2000		2001-2005		2006-2009	
	абсолютний приріст, ц/га	темп зростання %	абсолютний приріст, ц/га	темп зростання %	абсолютний приріст, ц/га	темп зростання %
Полісся						
Волинська	1,25	106,1	0,77	105,0	-0,2	100,6
Рівненська	1,25	105,8	-0,04	130,8	1,25	105,7
Житомирська	0,25	101,2	0,22	112,5	2,1	109,3
Чернігівська	-0,75	96,6	2,1	122,3	20,03	108,6
Лісостеп						
Львівська	0,5	102,9	0,32	103,3	1,85	107,2
Тернопільська	-0,25	101,0	0,04	108,8	3,4	112,9
Хмельницька	0,25	102,2	-1,04	104,8	3,47	114,1
Вінницька	-1,25	96,8	1,00	119,9	2,7	110,7
Київська	-1,25	98,8	2,12	123,3	0,28	103,2
Сумська	-1,0	96,9	1,64	128,9	2,43	112,4
Черкаська	-2,25	94,7	2,52	143,4	2,13	108,9
Полтавська	-4,5	86,1	4,32	176,3	0,63	105,3
Харківська	-3,25	86,6	4,4	150,2	-1,45	104,9
Степ						
Кіровоградська	-1,5	94,5	3,08	192,2	-0,58	106,5
Дніпропетровська	-1,5	95,0	3,68	206,1	-1,35	105,6
Донецька	-2,5	89,1	3,28	154,2	-0,7	101,5
Луганська	-2,5	85,4	4,56	157,6	-1,88	104,3
Одеська	0,25	109,4	-0,82	181,1	0,6	110,3
Миколаївська	-0,5	102	1,28	196,1	1,78	118,9
Запорізька	-0,5	102,9	2,66	148,9	-0,45	103,3
Херсонська	0,5	108,7	1,1	166,9	0,00	107,2
АР Крим	1,00	106,2	0,3	104,2	0,8	101,8
Закарпаття та Прикарпаття						
Закарпатська	-2,5	92,46	2,78	114,6	-0,83	97,5
Івано-Франківська	2,00	115,8	0,1	104,8	1,57	106,7
Чернівецька	0,5	107,9	0,8	118,9	2,2	109,1
По Україні	**-0,75**	**97,8**	**1,8**	**124,3**	**0,55**	**105,2**

На території Степу в період 1997–2000 рр. на сході спостерігається незначне падіння темпів урожайності озимої пшениці з 94 до 85 %, на південні зони, навпаки, спостерігається зростання темпів з 104 до 200 %, яке продовжується і далі, але дещо повільніше – з 101 до 103 %.

У Закарпатті та Прикарпатті протягом 1997–2000 рр. спостерігалося падіння динаміки урожаїв з 97 до 92 %, впродовж 2001–2005 рр., навпаки, зростання з 104 до 124 %, потім темпи приросту дещо уповільнились.

В цілому по Україні впродовж 1997–2000 рр. спостерігалося падіння темпів зростання урожайності до 98 %, за період 2001–2005 рр. відмічався їх зріст до 124 %, а в період 2006–2009 рр. зріст динаміки урожаїв озимої пшениці склав 105 %.

Озимий ячмінь

На території Полісся у Житомирській області в середньому за період дослідження урожай озимого ячменю склав 21,2 ц/га (рис. 5.25). У 2008 році було зібрано максимальний за цей період урожай, який становив 38,6 ц/га, а у 1996 році був зібраний найменший за розрахунковий період урожай –8,0 ц/га.

Лінія тренда урожаю озимого ячменю має поступовий позитивний зріст, початкові її значення становлять 12,4 ц/га, кінцеві – 30,0 ц/га. Відхилення урожаю від лінії тренда характеризують вплив погодних умов на формування урожаю, вони представлені на рис. 5.25 *б*. У 2008 році спостерігалися максимальні додатні відхилення урожаю від лінії тренда, вони склали 9,9 ц/га, у 2006 році були найбільші від'ємні відхилення – 13,2 ц/га. В цілому в Житомирській області додатні та від'ємні відхилення урожаїв від лінії тренда розподілилися порівну.

У Лісостепу загальний середній урожай дещо вищий, ніж на території Полісся – 22,3 ц/га. Так, на території Тернопільської області (рис. 5.26) середній урожай озимого ячменю становить 22,7 ц/га. Лінія тренда урожаїв культури також, як і у Поліссі, має поступовий позитивний зріст. На початок періоду урожай за лінією тренда становив 15,3 ц/га, на кінець збільшився до 29,9 ц/га.

Під впливом погодних умов спостерігалися і значні відхилення урожаю від лінії тренда. Так, у 2003 році фактичний урожай був менший від розрахованого за лінією тренда на 11,2 ц/га., а у 2008 році – найбільший, і відхилення склало 10,2 ц/га.

У Харківській області середній урожай озимого ячменю за розрахунковий період становив 22 ц/га. При цьому спостерігалися значні відхилення від середнього урожаю. Так, у 2003 році було зібрано мінімальний урожай, він склав 7,6 ц/га. Найбільший урожай зібрано у 2008 році – 37,5 ц/га (рис. 5.27).

Лінія тренда також має поступовий позитивний зріст, а екстремуми відхилень спостерігалися у 2001 році (10,2 ц/га) та 2003 році (–15,1 ц/га). Від'ємні відхилення урожаю від лінії тренда на території Харківської області переважали (8 років) над додатними (6 років).

На території Степу, у Дніпропетровській області, середній урожай озимого ячменю за розрахунковий період становить 24 ц/га. Він також

значно змінюється в окремі роки. Урожай у 9,5 ц/га було зібрано у 2003 році, це найменший урожай за розрахунковий період (рис.5.28). У 2001 році було одержано максимальний урожай 34,8 ц/га. Максимальні відхилення від лінії тренда спостерігалися у 2001 році і склали 11,4 ц/га, мінімальні –14,7 ц/га у 2003 році. Додатні відхилення урожаїв від лінії тренда у Дніпропетровській області спостерігалися у 9 роках, від'ємні – у 5 роках.

На півдні Степу у Херсонській області середній рівень урожаю становить 21,1 ц/га. Тут також спостерігаються значні коливання урожаїв, найменший урожай 4,4 ц/га зібранио у 2003 році, найбільший – 31,5 ц/га у 2008 році (рис. 5.29).

Коливання урожаїв, зумовлені впливом погодних умов, також значні. Причому, від'ємні майже у два рази за абсолютними показниками перевищують додатні. У 2003 році спостерігалися максимальні від'ємні відхилення (–16,8 ц/га), у 2008 році спостерігалися максимальні додатні (8,7 ц/га). В цілому від'ємні відхилення урожаїв від лінії тренда спостерігалися у 8 роках, позитивні – у 6 роках (рис. 5.29 б).

У Закарпатті (рис. 5.30) середній рівень урожаїв становить 27,8 ц/га. Максимальний урожай, зібраний у 2004 році, становив 36,5 ц/га, а мінімальний у 2000 році – 19 ц/га. Лінія тренда урожаїв озимого ячменю має вигляд прямої, значення якої з року в рік поступово підвищуються.

Відхилення від лінії тренда представлені на рис. 5.30 *б*. Найбільші додатні відхилення спостерігалися у 2005 році і становили 8,2 ц/га, найбільші від'ємні відхилення – 8,4 ц/га спостерігалися у 2000 році.

В цілому по Україні середній рівень урожаю озимого ячменю за розрахунковий період становить 23,5 ц/га. Найбільші урожаї зібрані у 2008 р.– 31,2 ц/га, у 2003 році було одержано найменший урожай – 16,7 ц/га.

Динаміка урожайності озимого ячменю в цілому по країні характеризується стабільною позитивною тенденцією до зростання. У 1997 році спостерігалися найбільші додатні відхилення урожаю від лінії тренда 6,4 ц/га, у 2003 році – найбільші від'ємні відхилення –7,0 ц/га. В цілому у 8 роках спостерігався позитивний вплив погодних умов на формування урожаю і відхилення від лінії тренда булидодатні. У 6 роках вони були від'ємні.

Чисельні значення середніх характеристик динаміки урожайності озимого ячменю по періодах наведені у табл. 5.10.

На території Полісся з початку 1997 року спостерігається поступове підвищення тенденції середньообласної урожайності культури з 98 до 115 %. У Лісостепу за період 1997-2000 рр. у Тернопільській та Полтавській областях спостерігалося незначне падіння темпів зростання урожайності до 97 %. Далі, за періоди 2001–2005, 2006–2009 роки починається поступове зростання тенденції урожайності від 109 до 115 %.

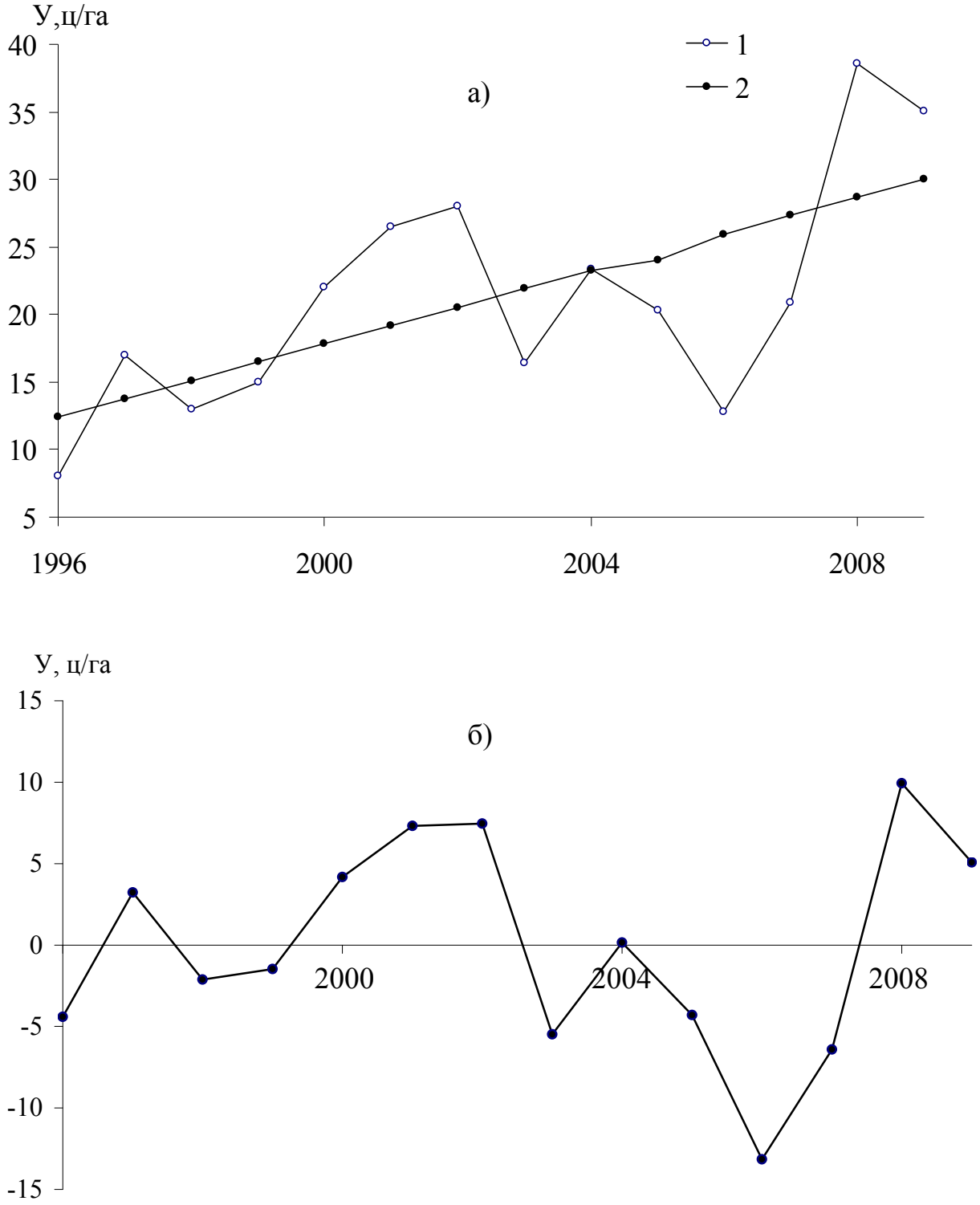


Рис. 5.25. Динаміка урожайності озимого ячменю в Житомирській області (а) та відхилення від тренда в окремі роки (б):
1 – щорічні значення урожайності, 2 – лінія тренда

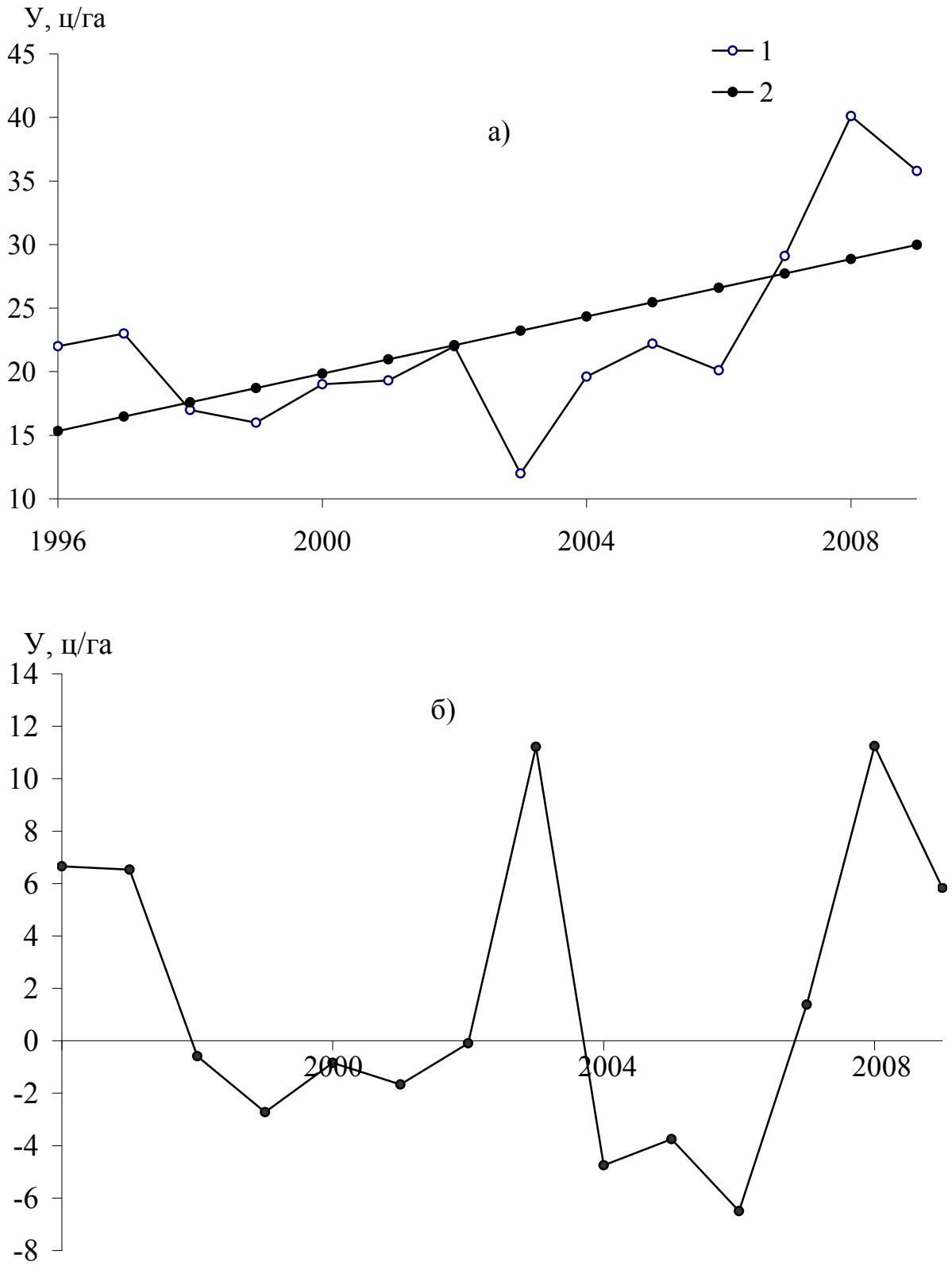


Рис. 5.26. Динаміка урожайності озимого ячменю в Тернопільській області (а) та відхилення від тренда (б):
1 – щорічні значення урожайності, 2 – лінія тренда

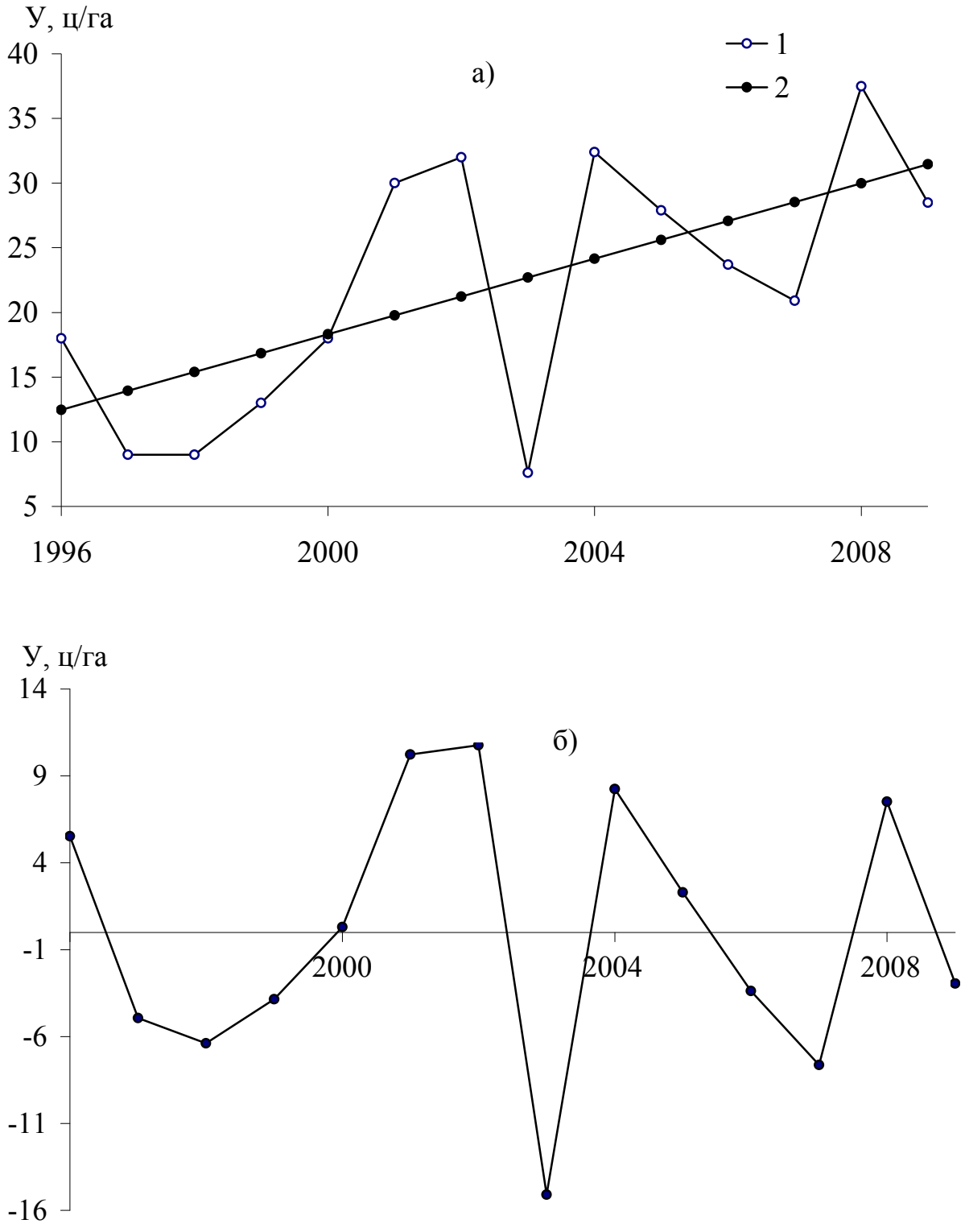


Рис. 5.27. Динаміка урожайності озимого ячменю в Харківській області (а) та відхилення від тренда в окремі роки (б):
1 – щорічні значення урожайності, 2 – лінія тренда

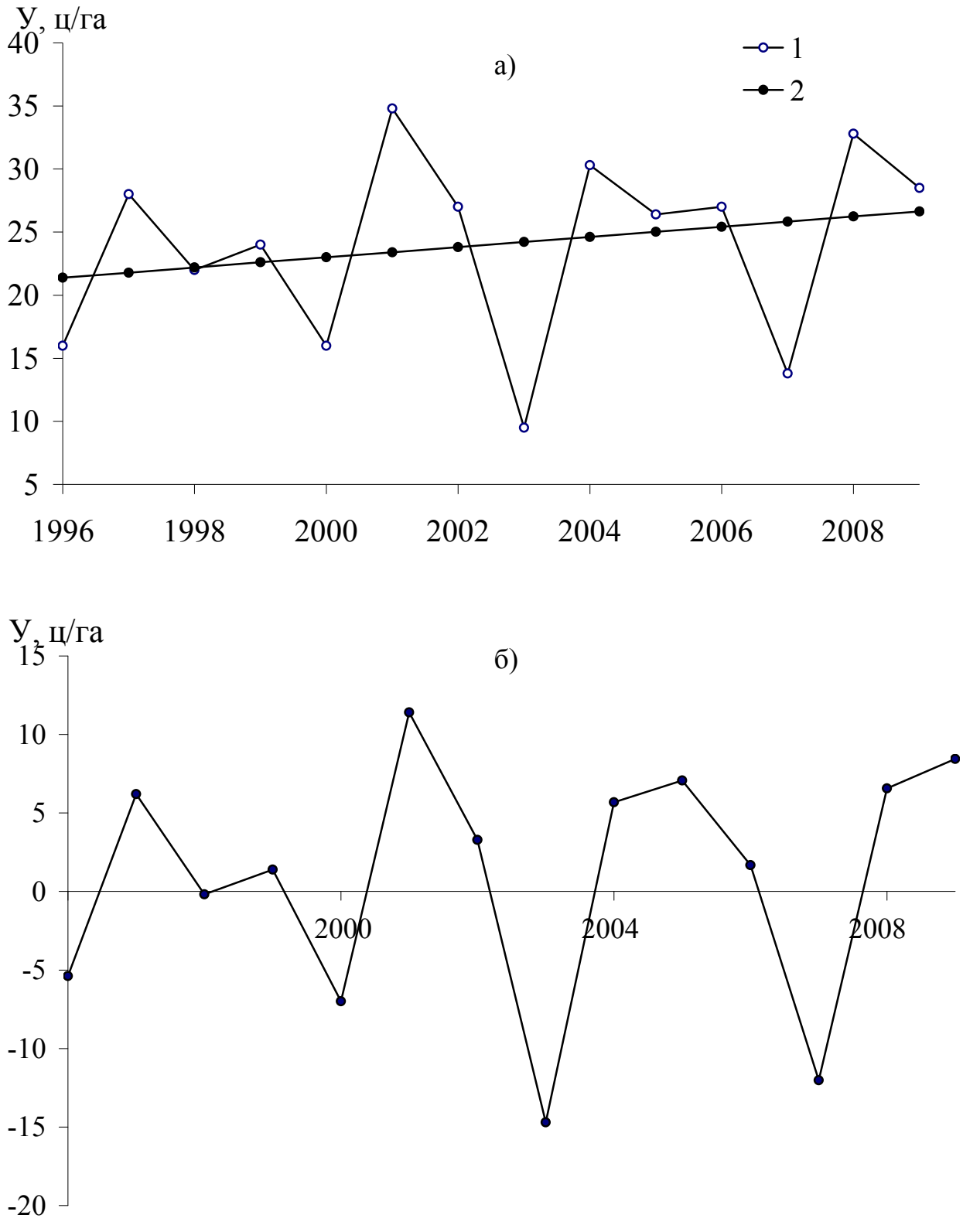


Рис. 5.28. Динаміка урожайності озимого ячменю у Дніпропетровській області (а) та відхилення від тренда (б):
1 – щорічні значення урожайності, 2 – лінія тренда

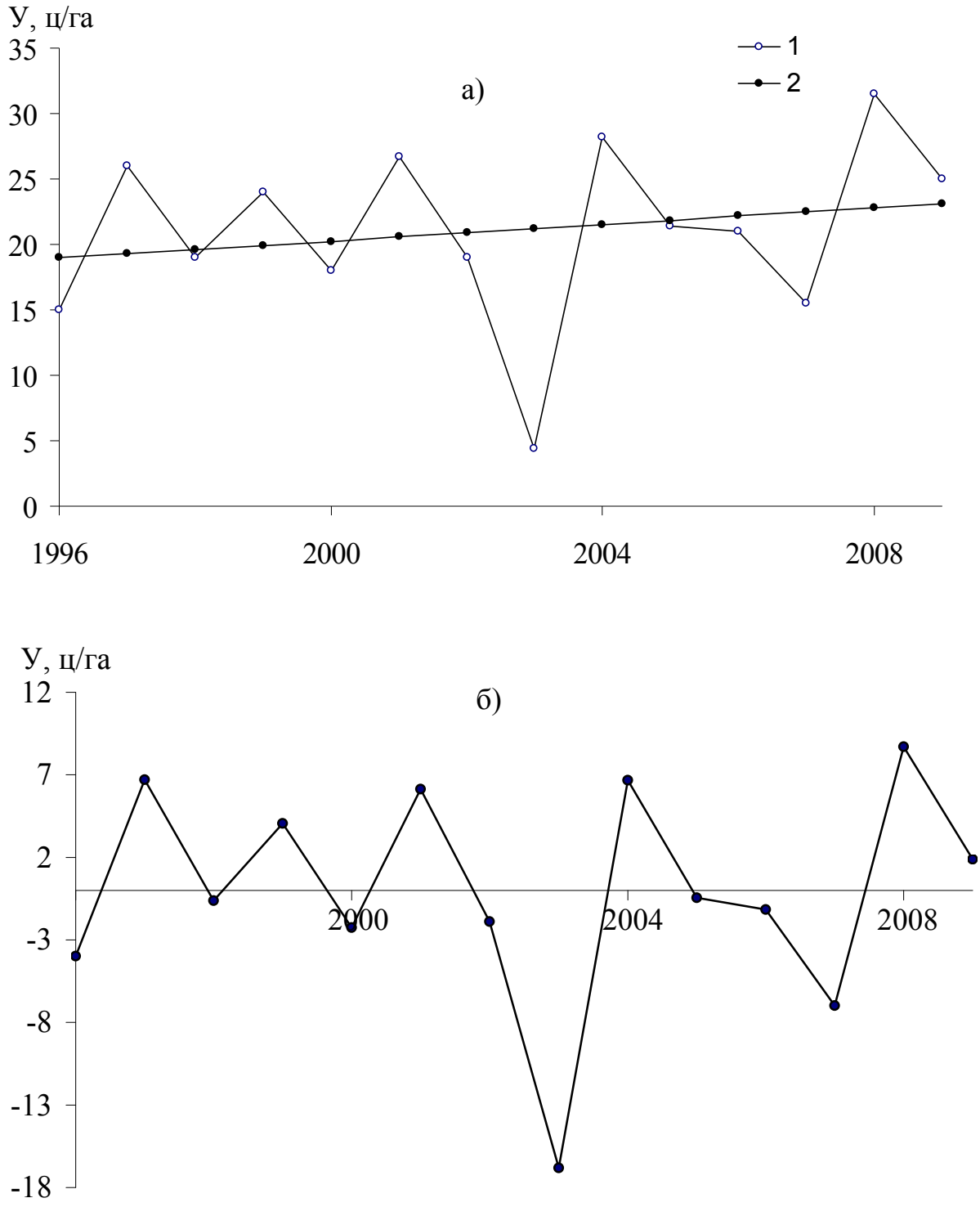


Рис. 5.29. Динаміка урожайності озимого ячменю в Херсонській області (а) та відхилення від тренда в окремі роки (б):
1 – щорічні значення урожайності, 2 – лінія тренда

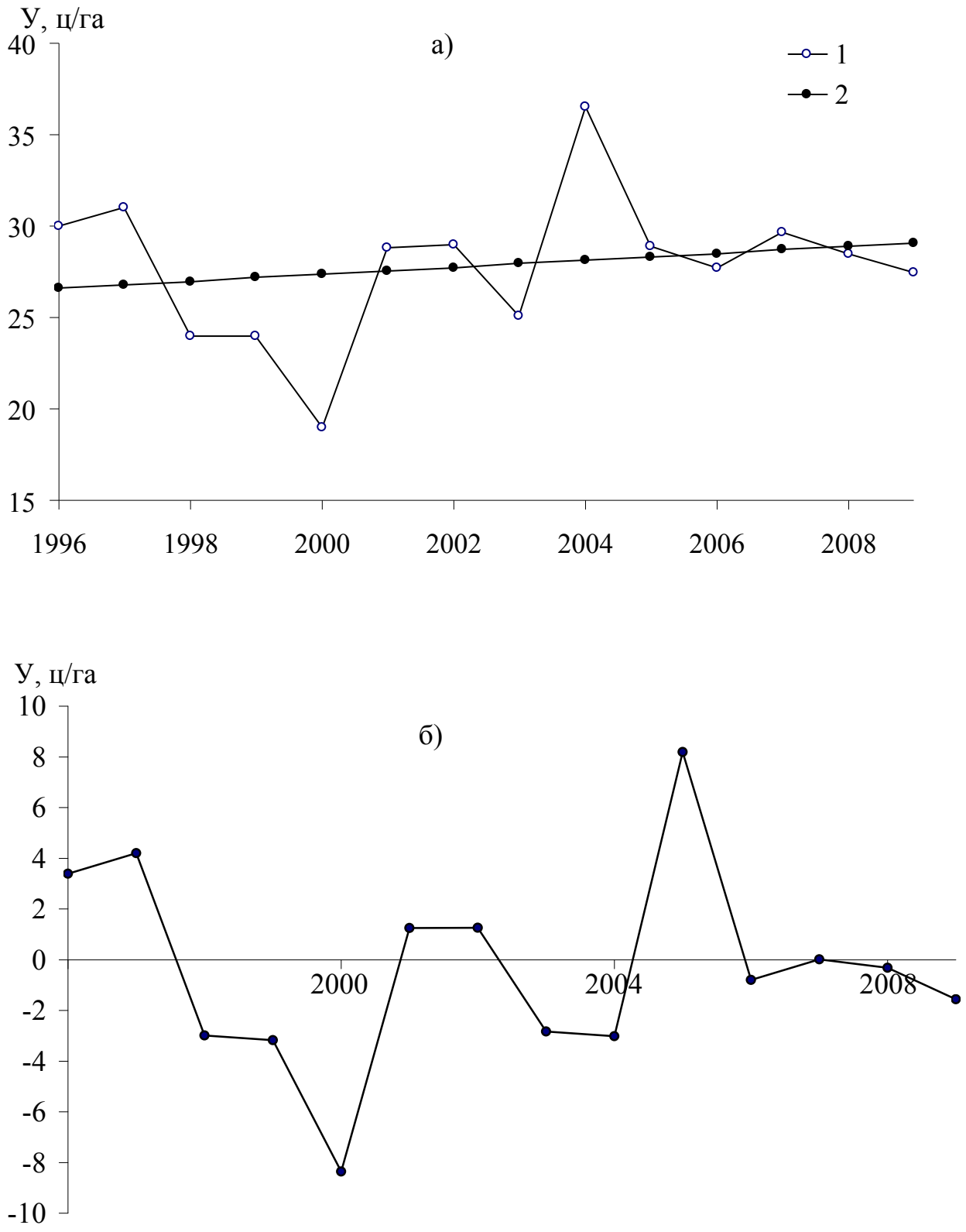


Рис. 5.30. Динаміка урожайності озимого ячменю в Закарпатській області (а) та відхилення від тренда в окремі роки (б):
1 – щорічні значення урожайності, 2 – лінія тренда

Таблиця 5.10. Динаміка основних характеристик тенденцій середньообласної урожайності озимого ячменю по Україні

Грунтово-кліматична зона, область	Роки спостереження					
	1997-2000		2001-2005		2006-2009	
	абсолютний приріст, ц/га	темп зростання, %	абсолютний приріст, ц/га	темп зростання, %	абсолютний приріст, ц/га	темп зростання, %
Полісся						
Волинська	0,5	98,6	1,56	107,9	4,78	118,8
Рівненська	2,0	118,5	-0,5	100,4	3,6	115,0
Житомирська	3,5	137,8	-0,34	108,3	3,7	125,5
Чернігівська	2,25	96,2	-0,24	103,4	4,85	120,7
Лісостеп						
Львівська	2,0	108,9	0,46	102,4	2,8	111,2
Тернопільська	-0,75	97,8	0,64	109,3	3,4	115,6
Хмельницька	1,25	108,2	-0,84	99,7	1,75	111,0
Вінницька	1,0	106,9	0,2	112,8	2,03	111,9
Київська	0,75	104,5	0,94	109,7	3,6	112,9
Сумська	-0,25	98,1	-1,34	97,1	3,75	160,9
Черкаська	-1,75	107,5	1,32	121,3	2,9	112,6
Полтавська	-2,0	97,1	2,1	149,2	3,85	115,2
Харківська	0	108,3	1,82	161,9	0,15	107,1
Степ						
Кіровоградська	0,75	113,3	1,32	136,4	1,48	114,3
Дніпропетровська	0	107,6	2,08	147,3	0,53	119,5
Донецька	-0,75	100,1	1,88	189,2	0,38	104,7
Луганська	-2,0	94,0	3,18	168,4	1,23	113,5
Одеська	1,0	120,9	0,72	132,7	3,15	112,5
Миколаївська	0,75	121,6	0,94	169,1	2,0	126,2
Запорізька	-0,5	104,1	1,18	182,7	1,68	117,3
Херсонська	0,75	111,9	0,68	191,1	0,9	113,6
АР Крим	0,5	107,6	-0,46	99,3	1,45	108,2
Закарпаття та Прикарпаття						
Закарпатська	-2,75	90,0	0,46	112,7	0,35	98,9
Івано-Франківська	0	102,4	1,86	114,8	0,7	103,9
Чернівецька	1,75	115,2	0,58	112,7	0,83	104,1
По Україні	**0,75**	**110,2**	**0,44**	**110,0**	**1,6**	**112,1**

На території Степової зони за всі періоди розрахунків спостерігається зростання темпів урожайності з 94 до 130 %.

У Закарпатті та Прикарпатті також спостерігається тенденція до збільшення урожаїв з 90 % за період 1997-2000 рр. до 112 % за період 2006-2009 рр.

В цілому по Україні протягом всього розрахункового періоду спостерігається повільне, поступове підвищення темпів зростання урожаїв озимого ячменю з 110 до 112 %.

Озиме жито

Динаміка урожаїв озимого жита у Поліссі представлена на рис. 5.31. Середній урожай озимого жита в Житомирській області становить 14,9 ц/га. Він змінювався від 11 ц/га у 1999 році до 18,2 ц/га у 2009 році.

Динаміка урожайності озимого жита характеризується стабільною позитивною тенденцією до зростання. На початку розрахункового періоду урожай по лінії тренда складає 13,3 ц/га, на кінці – 16,5 ц/га. Максимальні від'ємні відхилення від лінії тренда спостерігалися у 1999 році –3 ц/га, максимальні позитивні відхилення 3,1 ц/га – у 2004 році. В цілому як відємні відхилення, так і додатні спостерігалися у 7 роках.

Аналіз динаміки урожайності озимого жита у Лісостепу нами проводився за розрахунками в Тернопільській (рис. 5.32) та Харківській (рис. 5.33) областях.

Як видно з рис 5.32, на території Тернопільської області спостерігаються значні коливання отриманих урожаїв. Так, у 1997 році зібрано максимальний урожай за період спостереження, він склав 28 ц/га. У 1999 році одержано урожай майже у два рази нижчий – 15 ц/га. При цьому середній урожай озимого жита становив 18,7 ц/га.

Якщо аналізувати динаміку урожаїв по лінії тренда, то вона характеризується стабільним зниженням темпів приросту (рис. 5.32 *б*). На початку розрахункового періоду рівень урожаїв становив 19,8 ц/га, наприкінці – 17,6 ц/га. Максимальні додатні відхилення спостерігалися у 1997 році – 8,4 ц/га. Максимальні від'ємні відхилення – у 1999 році і склали –4,3 ц/га. В цілому у 8 роках спостерігалися додатні відхилення урожаю від лінії тренда, від'ємні – у 6 роках.

У Харківській області при середньому рівні фактичного урожаю озимого жита у 23,1 ц/га спостерігалися його коливання від 12,5 ц/га у 2003 р. до 31,0 ц/га у 2008 році (рис. 5.33).

Динаміка урожаїв розрахованих за лінією тренда майже не змінювала своїх значень протягом всього періоду розрахунків. При цьому спостерігаються значні коливання відхилень фактичного урожаю від розрахованого за лінією тренда (рис. 5.33 *б*).

Найбільші додатні відхилення від лінії тренда спостерігалися у 2008 році і склали 7,9 ц/га, при цьому додатні відхилення урожаю озимого жита від лінії тренда спостерігалися у 7 роках. Найбільші від'ємні відхилення спостерігалися у 2003 році і склали –10,6 ц/га, загальна кількість років з від'ємними відхиленнями склала також 7 років.

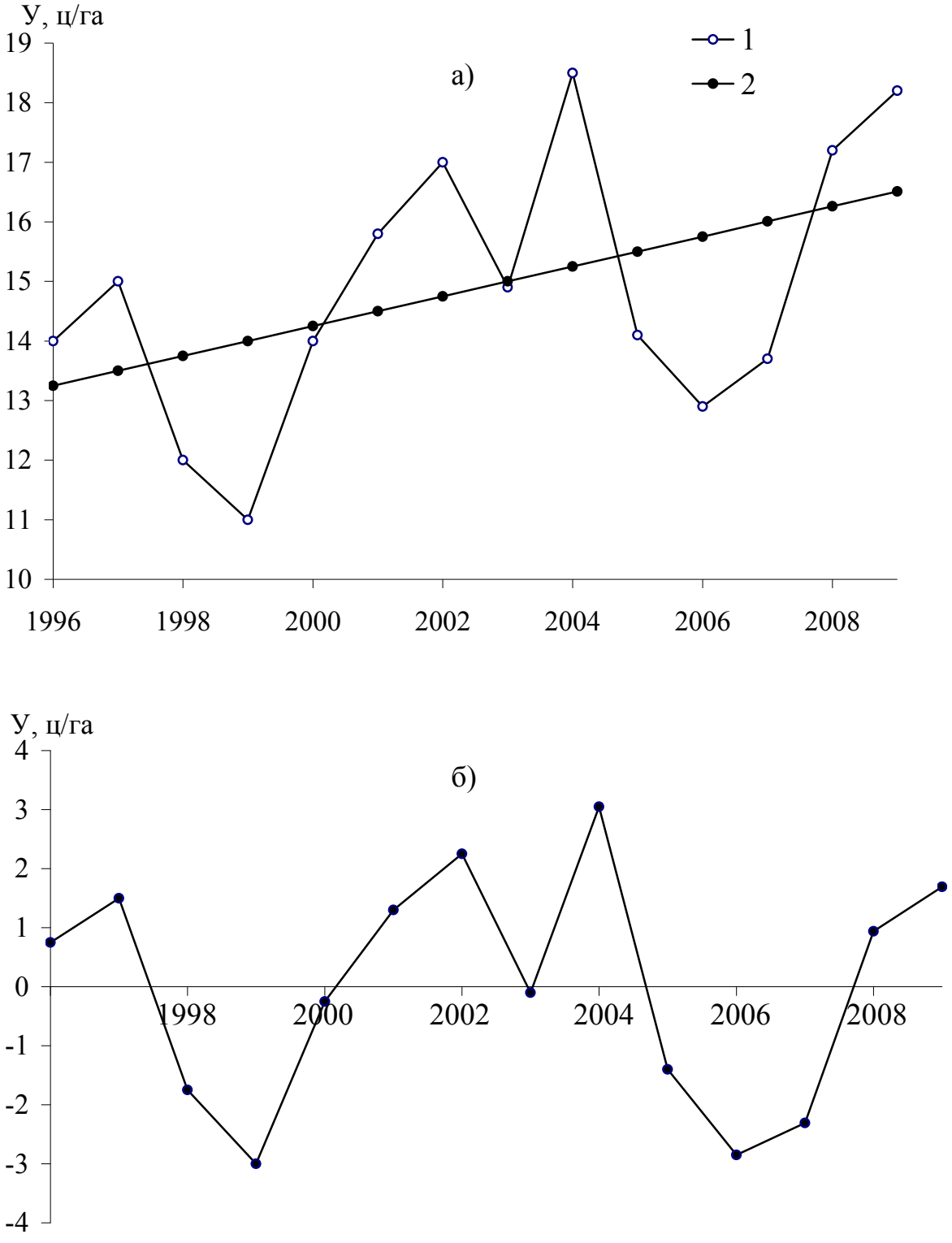


Рис. 5.31. Динаміка урожайності озимого жита в Житомирській області (а) та відхилення від тренда в окремі роки (б):
1 – щорічні значення урожайності, 2 – лінія тренда

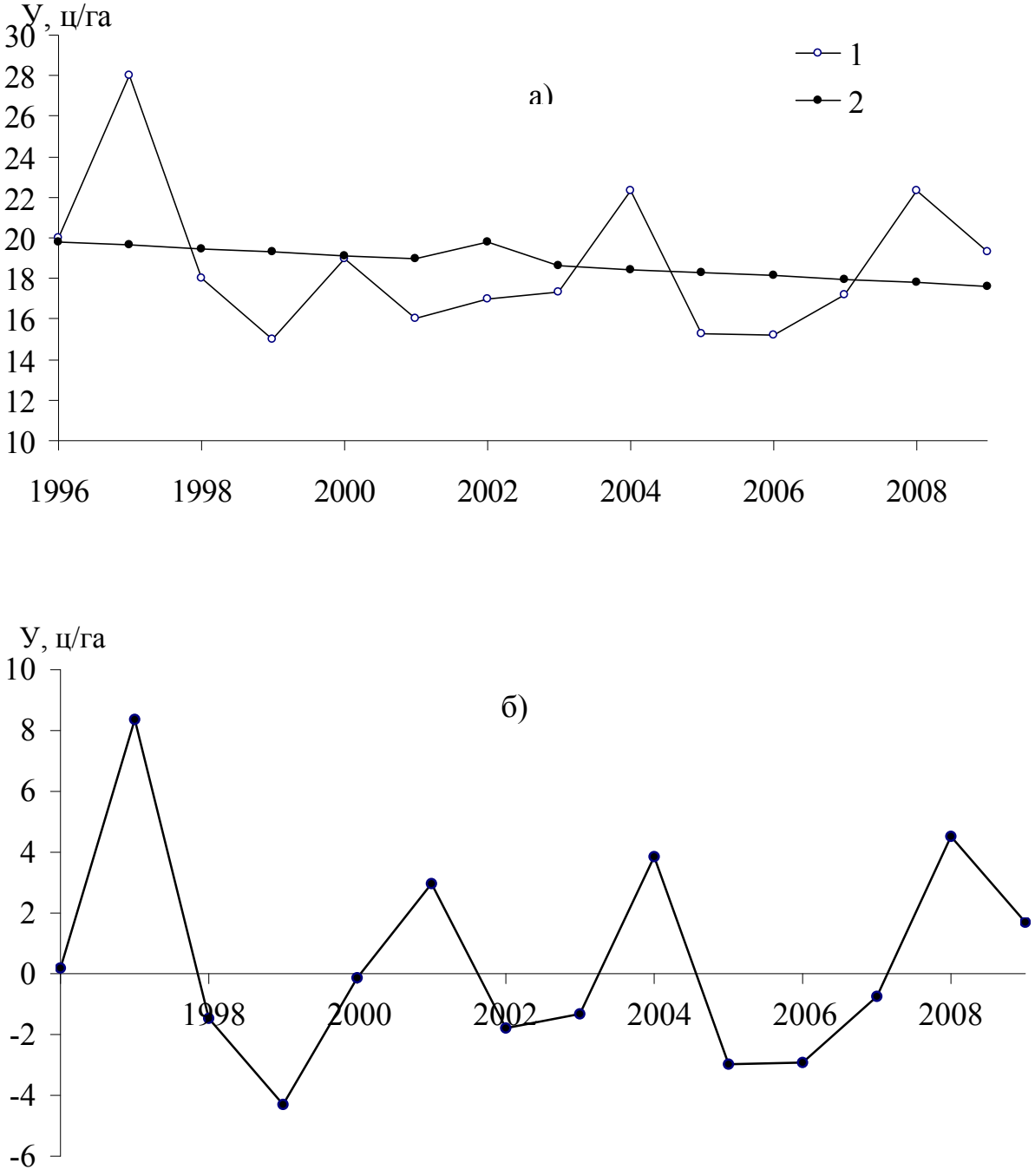


Рис. 5.32. Динаміка урожайності озимого жита в Тернопільській області (а) та відхилення від тренда в окремі роки (б):
1 – щорічні значення урожайності, 2 – лінія тренда

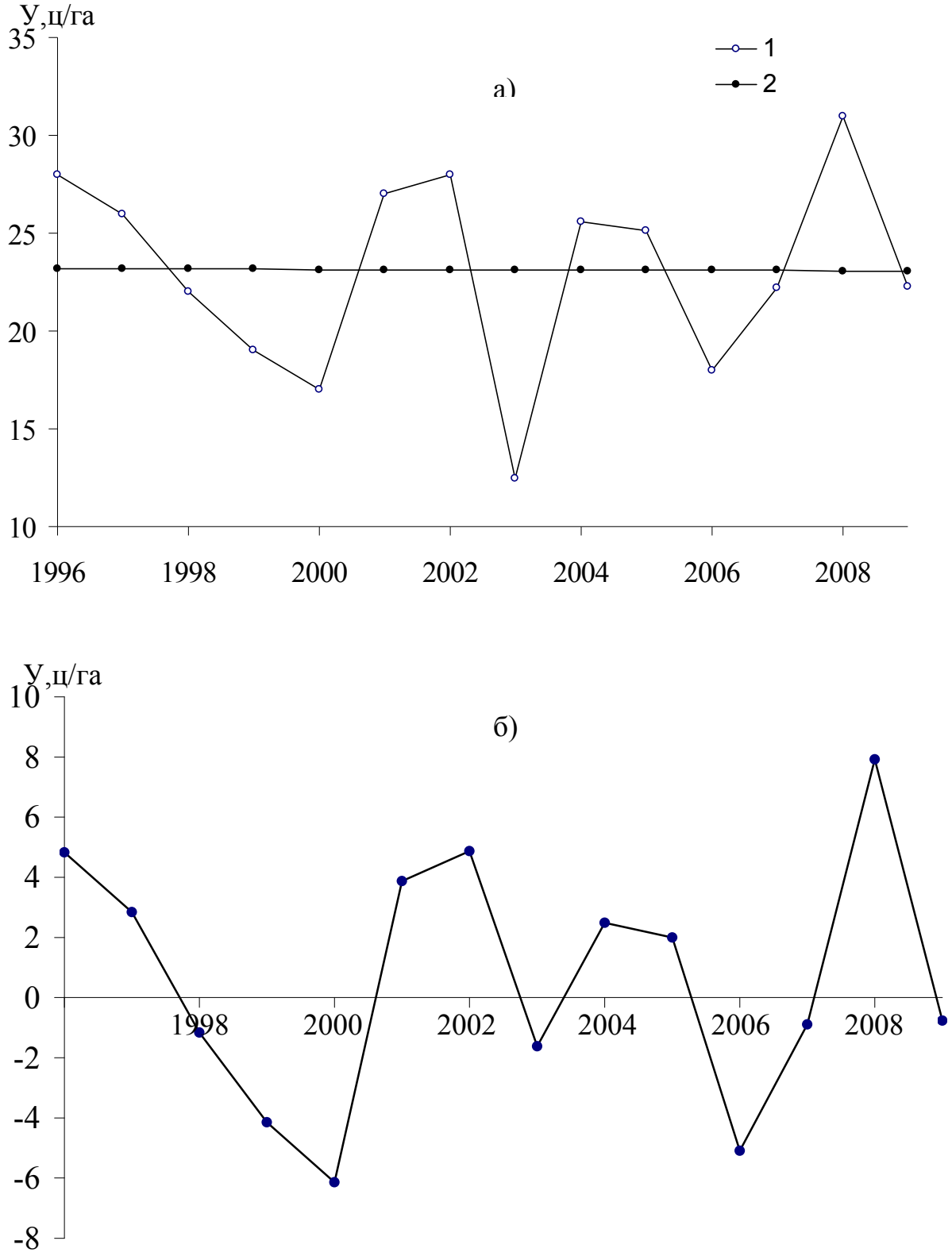


Рис. 5.33. Динаміка урожайності озимого жита в Харківській області (а) та відхилення від тренда в окремі роки (б):
1 – щорічні значення урожайності, 2 – лінія тренда

На території Степу, у Дніпропетровській області, середній урожай озимого жита за розрахунковий період становить 22 ц/га. Він також значно змінюється в окремі роки. Урожай у 9,2 ц/га зібрано у 2003 році, це найменший урожай за період розрахунків (рис. 5.34). Найбільші урожаї озимого жита були зібрані у 2001 та 2008 роках, вони склали відповідно 29,3 і 29,2 ц/га.

Відхилення від лінії тренда, які характеризують ступінь сприятливості погодних умов для формування урожаю озимого жита, представлені на рис. 5.34 *б*. У 2003 році спостерігалися максимальні від'ємні відхилення – 12,7 ц/га. У 2008 році – мінімальні, вони становили 8,0 ц/га. У 9 роках спостерігалися додатнівідхилення, у 5 роках – від'ємні відхилення урожаїв від лінії тренда.

У Херсонській області середня урожайність озимого жита становить за розрахунковий період 16,3 ц/га, при цьому у 1997 та 1998 роках зібрано максимальний урожай у 23,0 ц/га. Мінімальний урожай 6,3 ц/га зібрано у 2003 році (рис. 5.35 *а*).

На півдні Степу спостерігається негативна динаміка розрахункових урожаїв, яка поступово знижується з 20,6 ц/га у 1996 р. до 12, ц/га у 2009 р. Найбільші від'ємні відхилення урожаїв від лінії тренда були відзначені у 2003 році, вони склали –9,7 ц/га (рис. 5.35 б). Максимальні додатні відхилення 5,8 ц/га спостерігалися у 2008 році. У 6 роках спостерігалися від'ємні відхилення урожаїв від лінії тренда та у 8 роках – додатні.

В Закарпатті (рис. 5.36) рівень середнього урожаю озимого жита найбільший серед усіх областей України, він становить 25,0 ц/га. Максимальний урожай зібрано у 2004 році, він становив 32,4 ц/га. Мінімальний – у 2000 році у розмірі 17 ц/га.

На відміну від Лісостепу та Степу, у Закарпатті спостерігається стабільна позитивна динаміка урожаїв. На початку розрахункового періоду розрахований рівень урожайності становив 20,6 ц/га, на прикінці – 28,3 ц/га. У 2000 році спостерігався негативний вплив погодних умов на формування урожаю, тому відхилення склали –5,9 ц/га. У 2004 році, навпаки, спостерігався позитивний вплив погодних умов, тому і відхилення були додатними – 7,1 ц/га.

Динаміка урожайності озимого жита в цілому по країні характеризується стабільною позитивною тенденцією до зростання від 16,5 ц/га у 1996 році до 19,9 ц/га у 2009 році. У 2000 році зібрано найменший урожай – 15 ц/га, у 2008 році – найбільший 22,9 ц/га. Середній урожай озимого жита в країні становив 18,2 ц/га.

Чисельні значення середніх характеристик динаміки урожайності озимого жита по періодах наведені у табл. 5.11.

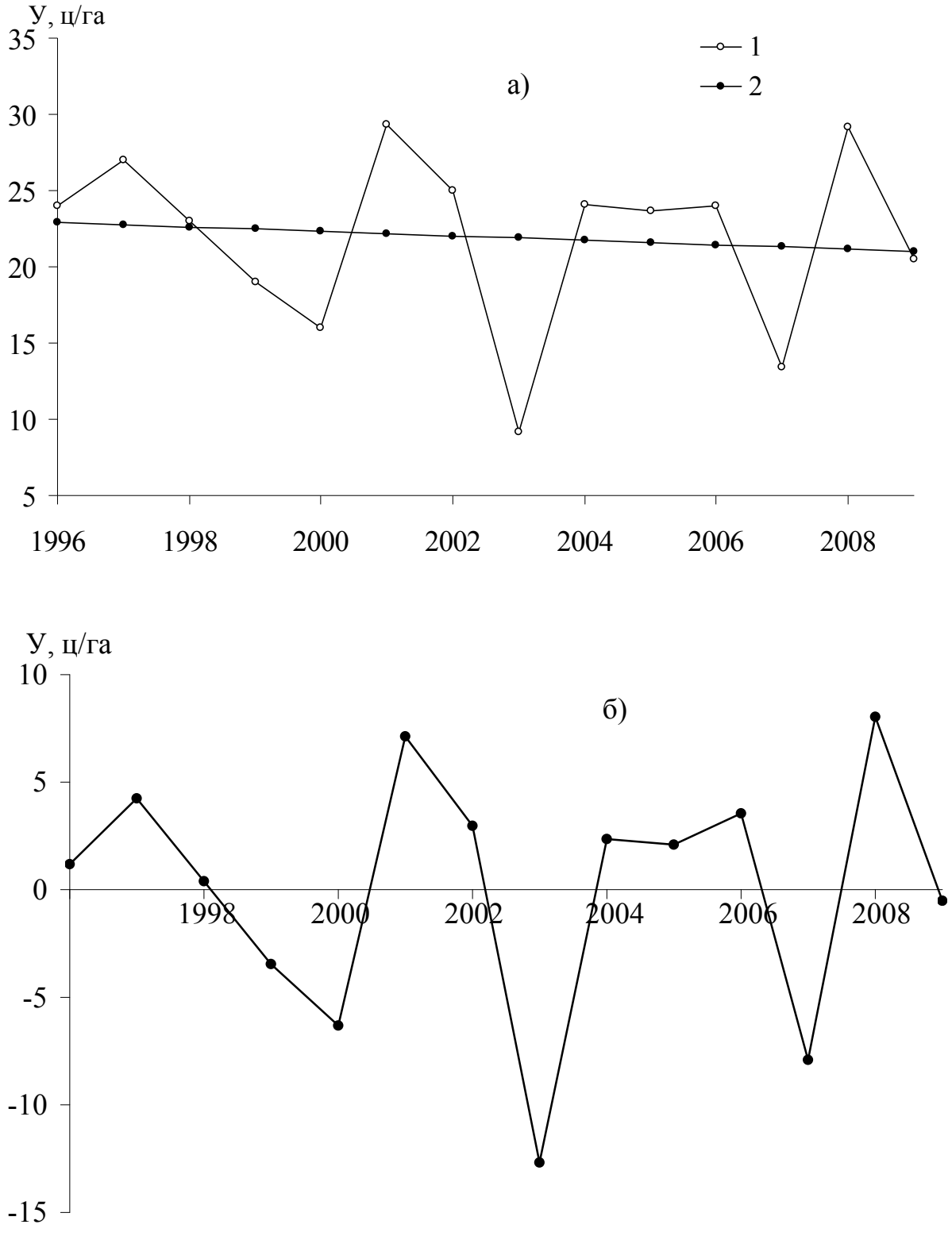


Рис. 5.34. Динаміка урожайності озимого жита в Дніпропетровській області (а) та відхилення від тренда (б):
1 – щорічні значення урожайності, 2 – лінія тренда

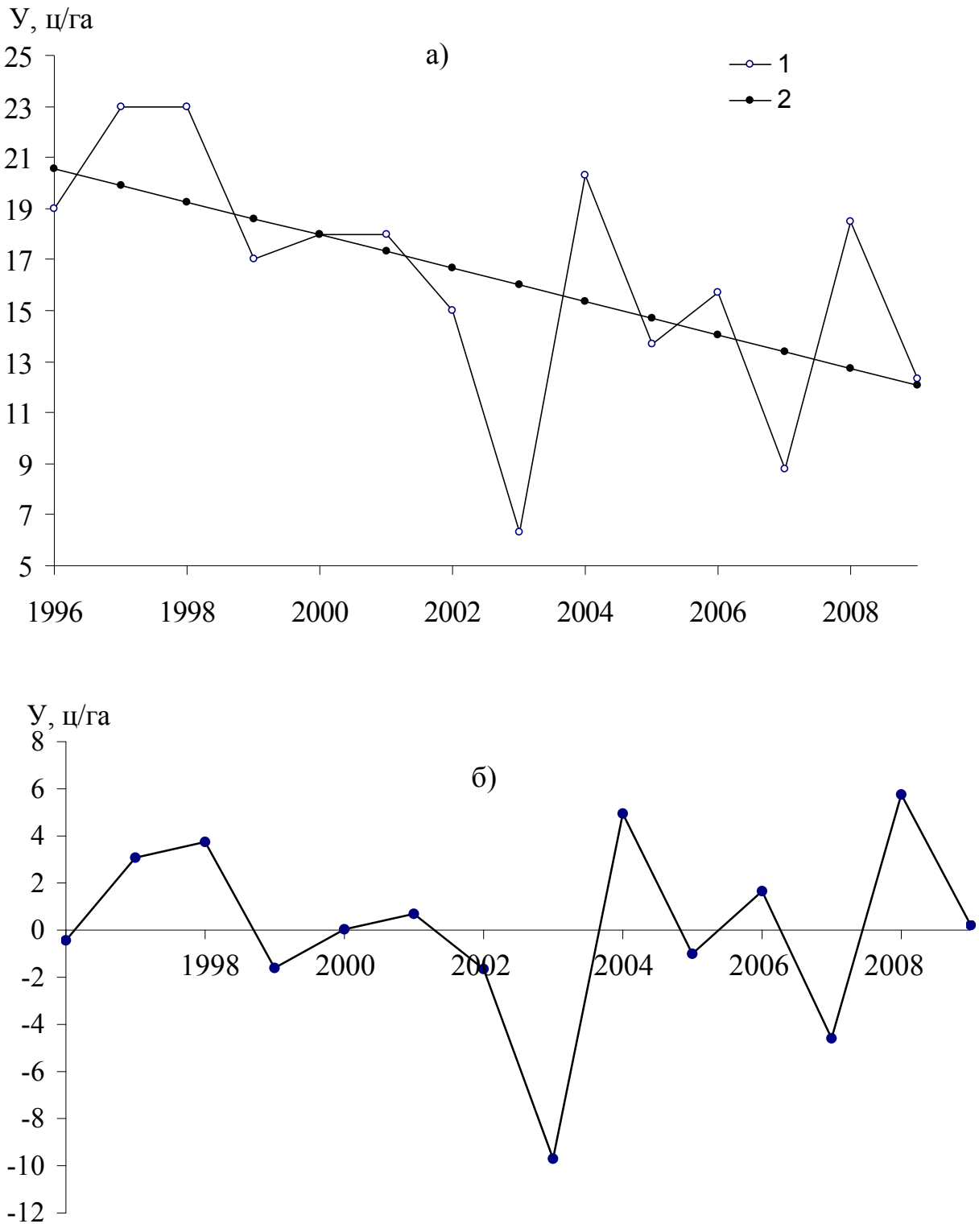


Рис. 5.35. Динаміка урожайності озимого жита в Херсонській області (а) та відхилення від тренда в окремі роки (б):
1 – щорічні значення урожайності, 2 – лінія тренда.

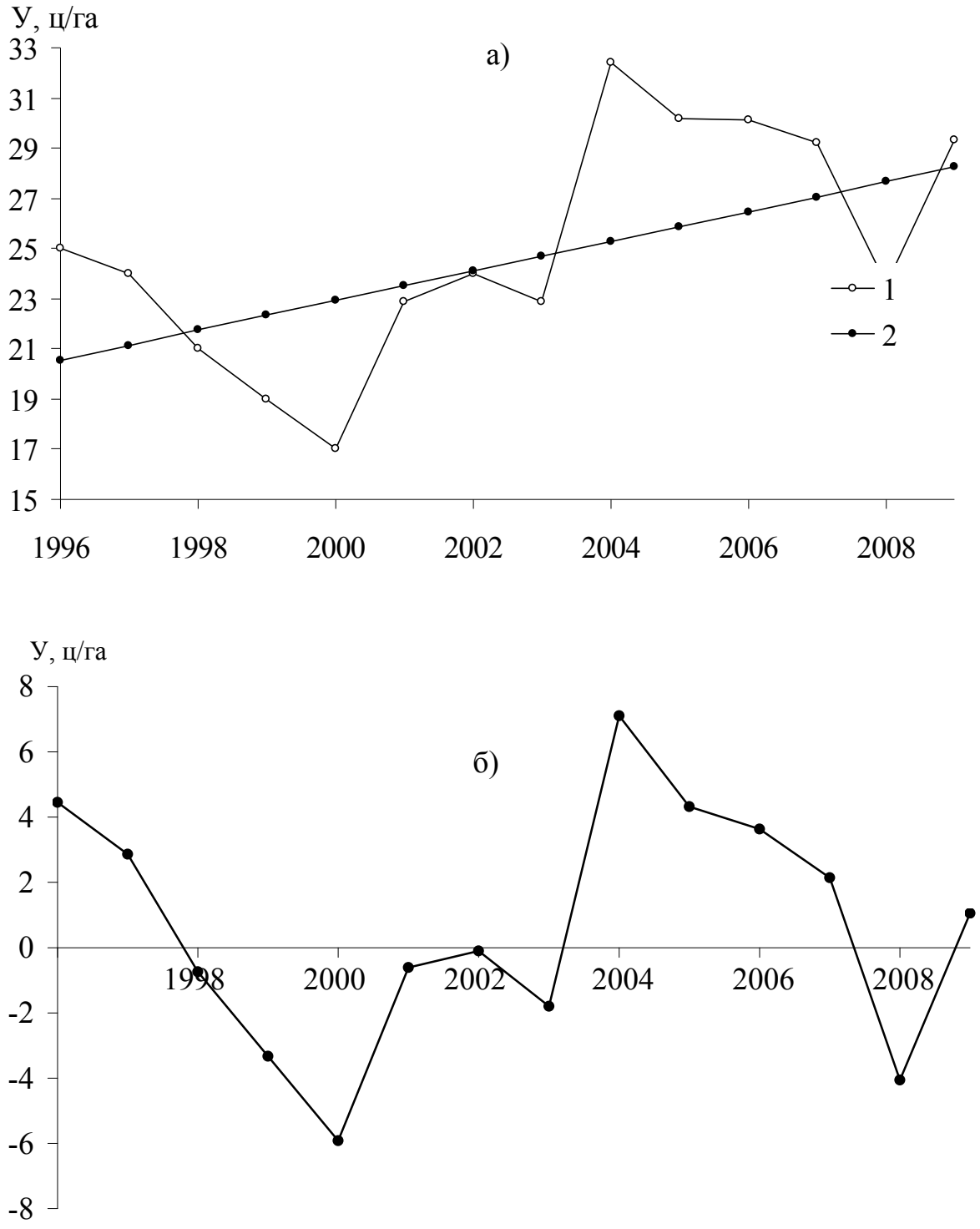


Рис. 5.36. Динаміка урожайності озимого жита в Закарпатській області (а) та відхилення від тренда (б):
1 – щорічні значення урожайності, 2 – лінія тренда

Таблиця 5.11. Динаміка основних характеристик тенденцій середньообласної урожайності озимого жита по Україні

Грунтово-кліматична зона, область	Роки спостереження					
	1997-2000		2001-2005		2006-2009	
	абсолютний приріст, ц/га	темп зростання %	абсолютний приріст, ц/га	темп зростання %	абсолютний приріст, ц/га	темп зростання, %
Полісся						
Волинська	-0,25	100,1	0,8	107,0	0,23	102,3
Рівненська	-0,25	100,5	0,14	102,1	1	106,8
Житомирська	0	101,5	0,02	101,6	1,03	107,3
Чернігівська	-1,0	93,8	0,58	106,6	0,93	105,8
Лісостеп						
Львівська	0	100,8	0	101,5	0,8	106,6
Тернопільська	-0,25	103,6	-0,74	98,0	1,25	107,4
Хмельницька	0,5	104,9	-1,18	96,2	2,08	113,2
Вінницька	-0,5	99,3	0,02	103,1	0,85	107,9
Київська	-0,25	99,0	0,7	106,9	0,5	105,2
Сумська	-1,25	92,8	-1,9	110,0	1,43	109,2
Черкаська	-1,75	93,3	0,92	115,2	1,05	107,4
Полтавська	-3,0	87,6	2,9	113,9	0,15	102,6
Харківська	-1,75	88,4	3,62	122,0	-0,7	101,6
Степ						
Кіровоградська	-0,75	98,6	1,2	129,9	0,28	106,1
Дніпропетровська	-2,0	91,1	1,7	133,1	-0,8	111,3
Донецька	-2,5	88,5	0,92	118,7	0,75	106,9
Луганська	-2,5	86,2	2,14	125,9	-0,48	106,1
Одеська	-1,0	96,8	-2,02	128,7	1,5	115,8
Миколаївська	-0,75	96,4	-0,12	124,9	2,65	126,0
Запорізька	-1,5	94,4	5,0	123,6	-0,2	105,7
Херсонська	0,25	100,2	-0,86	123,0	-35	111,9
АР Крим	-0,25	99,2	-0,18	100,8	0,58	110,3
Закарпаття та Прикарпаття						
Закарпатська	-2	90,9	2,64	113,9	-0,13	100,4
Івано-Франківська	1,25	111,7	1,8	102,3	0,43	102,2
Чернівецька	0,25	106,6	-0,02	107,5	0,35	103,3
По Україні	**-0,5**	**97,5**	**0,46**	**106,4**	**0,85**	**106,1**

У 2004 році спостерігалися найбільші додатні відхилення урожаю від лінії тренда 3,6 ц/га, у 2006 році – найбільші від'ємні відхилення –2,9 ц/га. В цілому у 8 роках спостерігався позитивний вплив погодних умов на

формування урожаю і відхилення від лінії тренда були додатні. У 6 роках вони були від'ємні.

На території Полісся за весь період спостерігається поступове, стабільне підвищення темпів зростання урожайності озимого жита з 94 до 107 %.

У Лісостепу за період 1997–2000 рр. на території більшості областей спостерігалося незначне падіння темпів зростання урожайності у порівнянні з наступним періодом до 87 %, де спостерігається поступове підвищення темпів зростання урожайності озимого жита з 97 до 113 %.

На території Степу також у перший період розрахунків спостерігається зниження темпів зростання урожайності озимого жита до 87 %. Далі, у наступні періоди розрахунків, відбувається поступове підвищення темпів зростання з 100 до 125 %.

У Закарпатті в перший період розрахунків до 2000 року спостерігається зниження темпів зростання урожаїв озимого жита до 91 %, у наступний період з 2001 до 2005року відбувається підвищення темпів зростання до 114 %, а у період з 2006 до 2009 рику темпи зростання дещо знижуються і становлять 100%.

У Прикарпатті спостерігається тенденція до зростання урожаїв у період з 1997-2000 роки до 106 %, а далі позитивна тенденція до зростання урожаїв зберігається, але її величина зменшується до 103 %.

В цілому по Україні у першій період розрахунків за 1997–2000 роки спостерігається зниження темпів зростання урожаїв озимого жита до 98 %, у подальші періоди розрахунків темпи зростання урожаїв збільшуються і стають позитивними до 106 %.

5.2.3. Динаміка урожаїв ярих зернових культур

Яра пшениця

Динаміка урожайності ярої пшениці у Поліссі по Житомирській області наведена на рис. 5.37. За розрахунковий період середня урожайність ярої пшениці склала 19,8 ц/га, що дорівнює середньому рівню урожайності по Україні. Мінімальний урожай, зібраний у 2003 р., склав 14,3 ц/га (рис. 5.37 *а*), найбільший урожай було зібрано у 2009 році – 33,3 ц/га. При цьому розрахований за методом гармонічних ваг урожай за період має тенденцію до підвищення протягом всього розрахункового періоду. Так, на початку розрахункового періоду урожай за трендом становив 15,6 ц/га, а на кінець періоду – 24,0 ц/га (рис. 5.37 *б*). Найбільше від'ємне відхилення урожаю від лінії тренда спостерігалося у 2007 році і складало –8,1 ц/га, а у 2008 році спостерігалося найбільше позитивне відхилення 6,3 ц/га. У 5 роках спостерігалися додатні відхилення від лінії тренда, у 9 роках – від'ємні.

Аналіз динаміки урожайності ярої пшениці та лінії тренда у Лісостепу

нами проводився по розрахунках в Тернопільській та Харківській областях.

На території Тернопільської області середній урожай ярої пшениці становить 22,7 ц/га (рис. 5.38). Мінімальний урожай, одержаний у 2000 р. становив 13,8 ц/га, максимальний – 26,3 ц/га у 2008 році. Лінія тренда урожаїв культури також, як і у Поліссі, має поступове позитивне зростання. На початок періоду урожай за лінією тренда становив 17,3 ц/га, на кінець періоду збільшився до 23,3 ц/га. Під впливом погодних умов спостерігалися і значні відхилення урожаю від лінії тренда. У 1997 році спостерігалося найбільше додатне відхилення 5,2 ц/га, а у 2000 році – найбільше від'ємне відхилення, яке становило –5,4 ц/га.

У Харківській області середній урожай ярої пшениці за розрахунковий період становив 17,4 ц/га (рис. 5.39). При цьому спостерігалися значні відхилення від середнього урожаю. Так, у 1998 році зібрано мінімальний урожай, він становив 10,0 ц/га. Найбільший урожай зібрано у 2008 році – 25,8 ц/га. Лінія тренда також має поступове позитивне зростання з 13 ц/га до 21,6 ц/га, а екстремуми відхилень спостерігалися у 2002 році (5,9 ц/га) та у 2007 році (–5.2 ц/га). Від'ємні відхилення урожаю від лінії тренда на території Харківської області спостерігалися у 7 роках.

На території Степу, у Дніпропетровській області при середньому урожаї культури у 16,7 ц/га спостерігалися досить значні його коливання (рис. 5.40). Так, у 1996 році зібрано мінімальний урожай ярої пшениці 8,3 ц/га Максимальний урожай ярої пшениці зібрано у 2001 році, він становив 24,4 ц/га, у цей рік спостерігалися і максимальні додатні відхилення урожаю від лінії тренда 8,6 ц/га. Найбільші від'ємні відхилення урожаю від лінії тренда спостерігалися у 2007 році (–8,6 ц/га). Лінія тренда у Дніпропетровській області за розрахунковий період також має позитивну тенденцію до зростання (рис. 5.40 *б*). На початку періоду розрахунковий урожай складав 13,0 ц/га, на кінець у 2009 році – 20,4 ц/га. Додатні відхилення урожаю від лінії тренда спостерігалися у 8 роках, а від'ємні – у 6 роках.

У Херсонській області також спостерігалися коливання зібраних урожаїв ярої пшениці (рис. 5.41). Так, при середньому рівні урожаю у 14,7 ц/га, максимальний урожай становив 30,1 ц/га (2004 рік), а мінімальний – 8,6 ц/га (2007 рік) (рис. 5.41 *а*). У ці ж роки спостерігалися і екстремальні відхилення урожаїв від лінії тренда 14,7 ц/га та –8,3 ц/га відповідно. При цьому лінія тренда характеризується стабільним поступовим зростанням урожаїв ярої пшениці від 11,7 у 1996 р. до 17,8 ц/га у 2009 р. (рис. 5.41 *б*).

Динаміка урожайності ярої пшениці та лінія тренда у Закарпатті представлена на рис. 5.42. На початок періоду у Закарпатській області, рівень урожайності становив 19,0 ц/га, на кінець періоду – 27,3 ц/га.

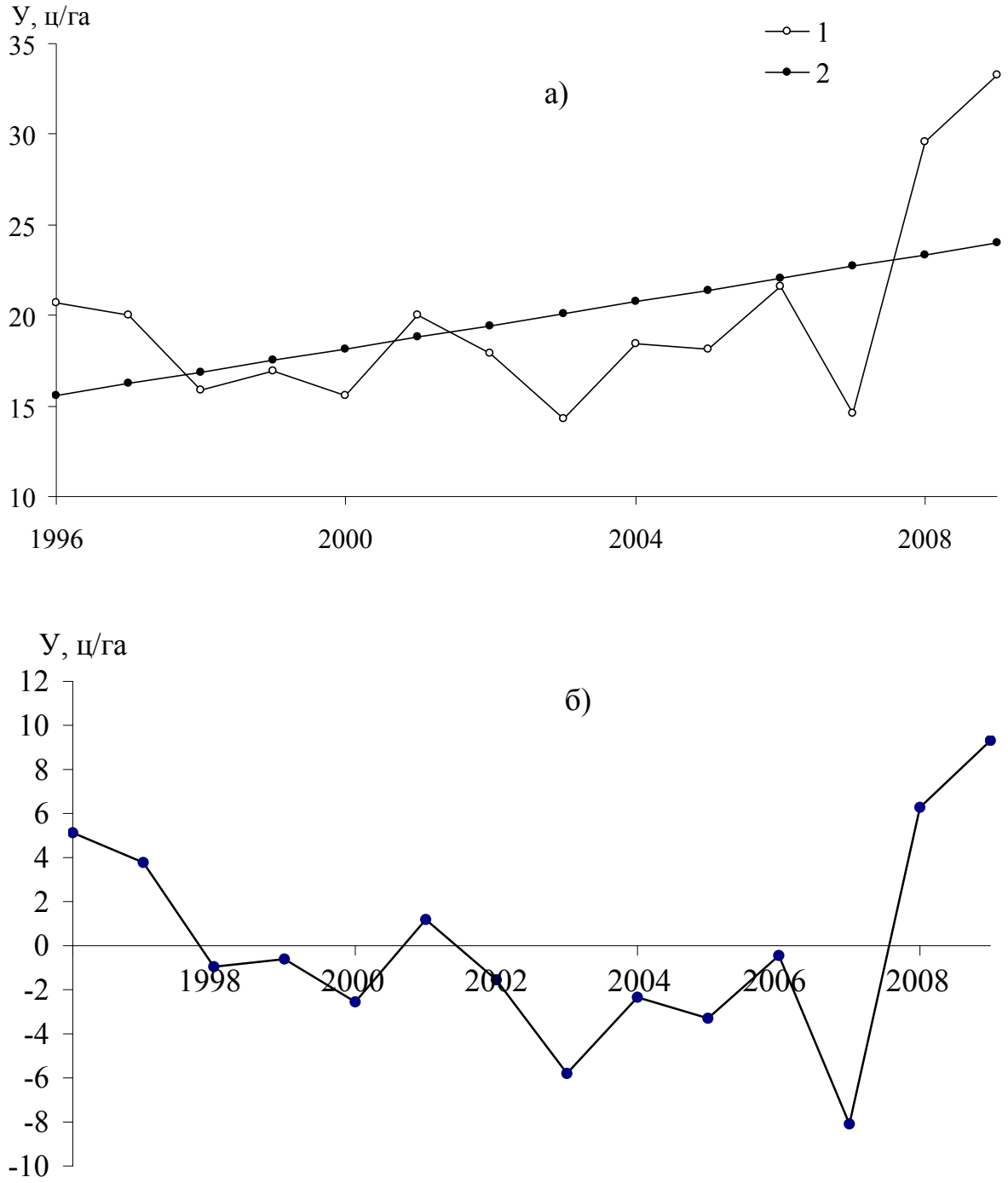


Рис. 5.37. Динаміка урожайності ярої пшениці в Житомирській області (а) та відхилення від тренда в окремі роки (б):
1 – щорічні значення урожайності, 2 – лінія тренда

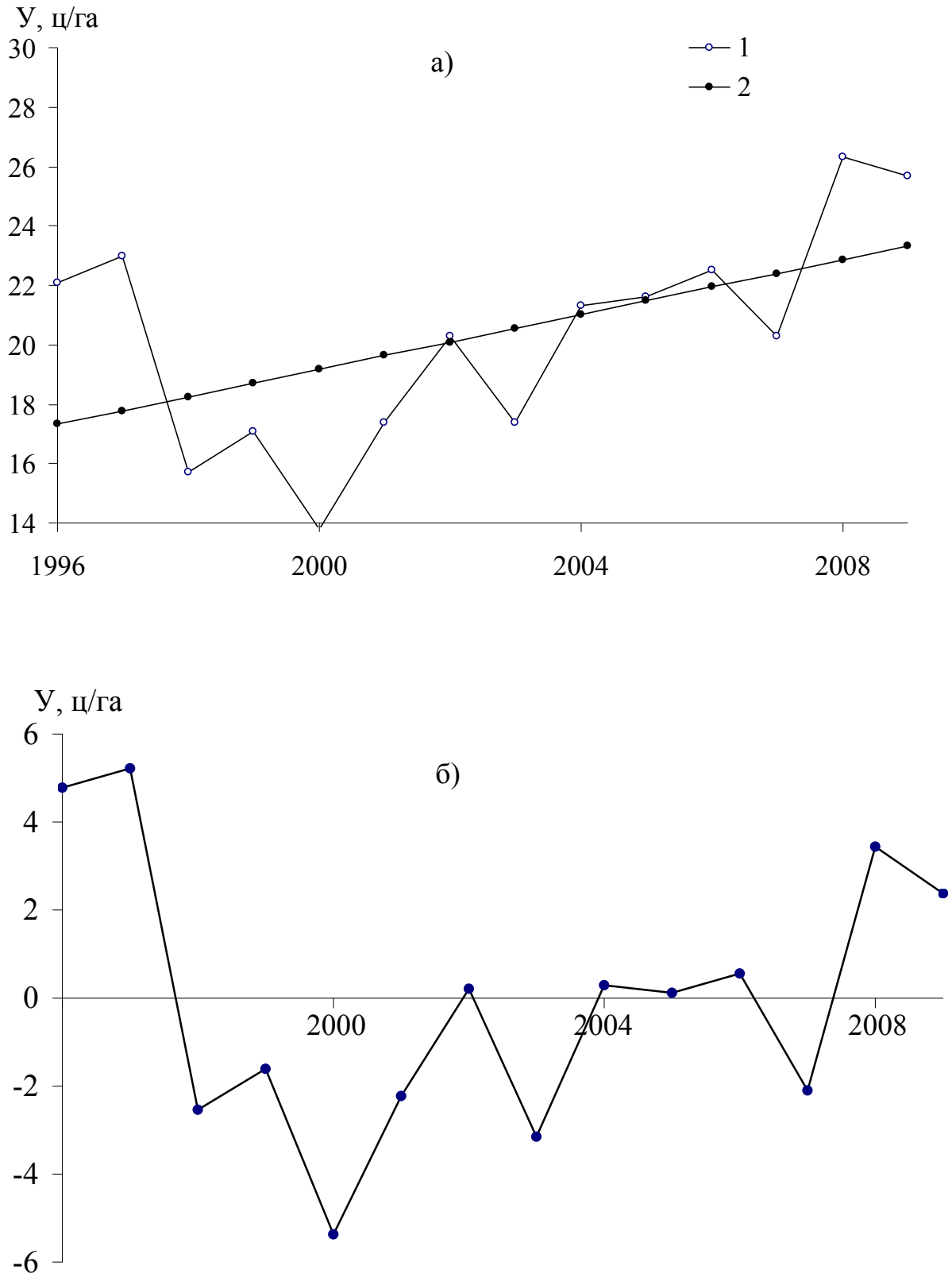


Рис. 5.38. Динаміка урожайності ярої пшениці у Тернопільській області (а) та відхилення від тренда в окремі роки (б):
1 – щорічні значення урожайності, 2 – лінія тренда

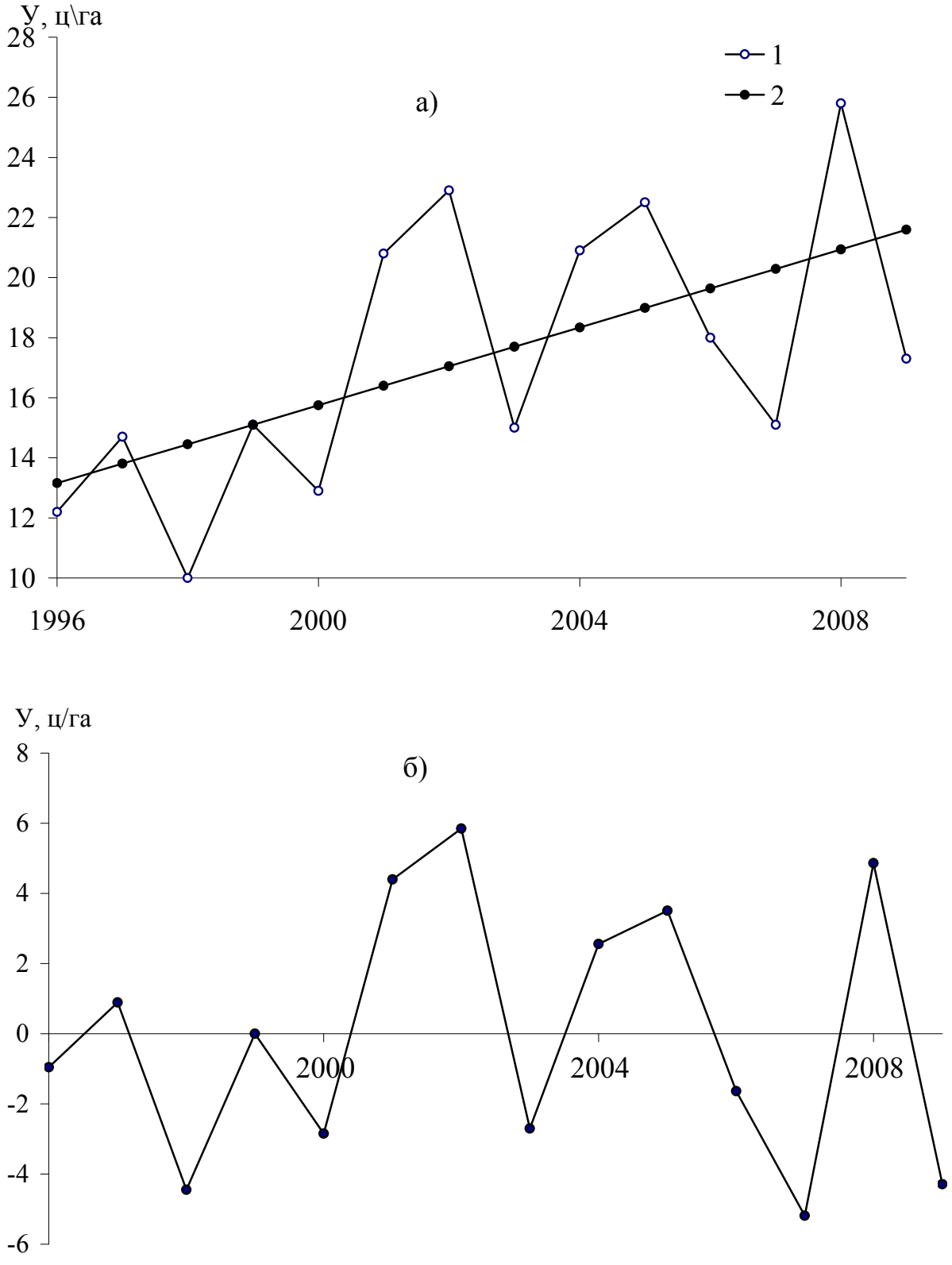


Рис. 5.39. Динаміка урожайності ярої пшениці у Харківській області (а) та відхилення від тренда в окремі роки (б):
1 – щорічні значення урожайності, 2 – лінія тренда

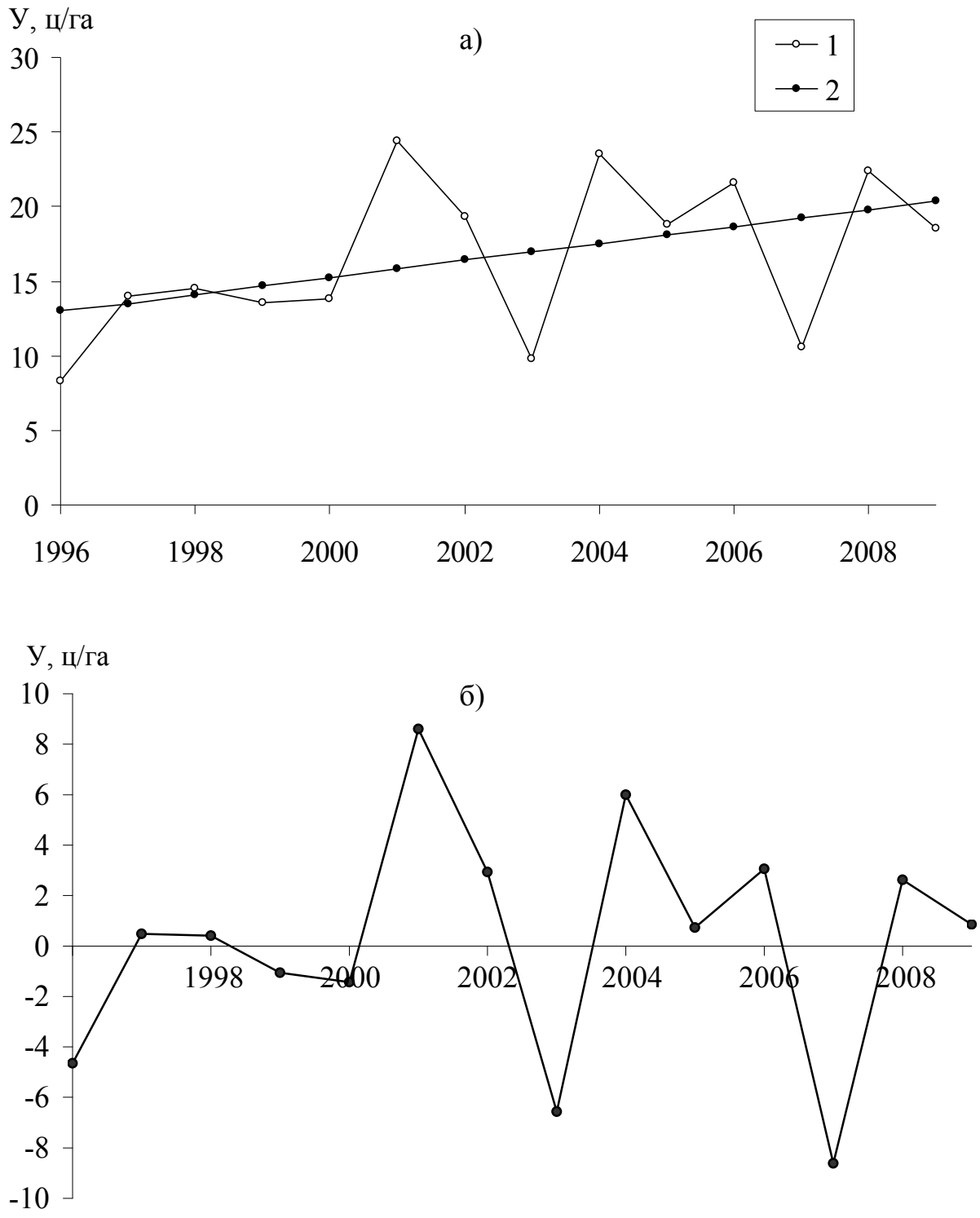


Рис. 5.40. Динаміка урожайності ярої пшениці в Дніпропетровській області (а) та відхилення від тренда (б):
1 – щорічні значення урожайності, 2 – лінія тренда

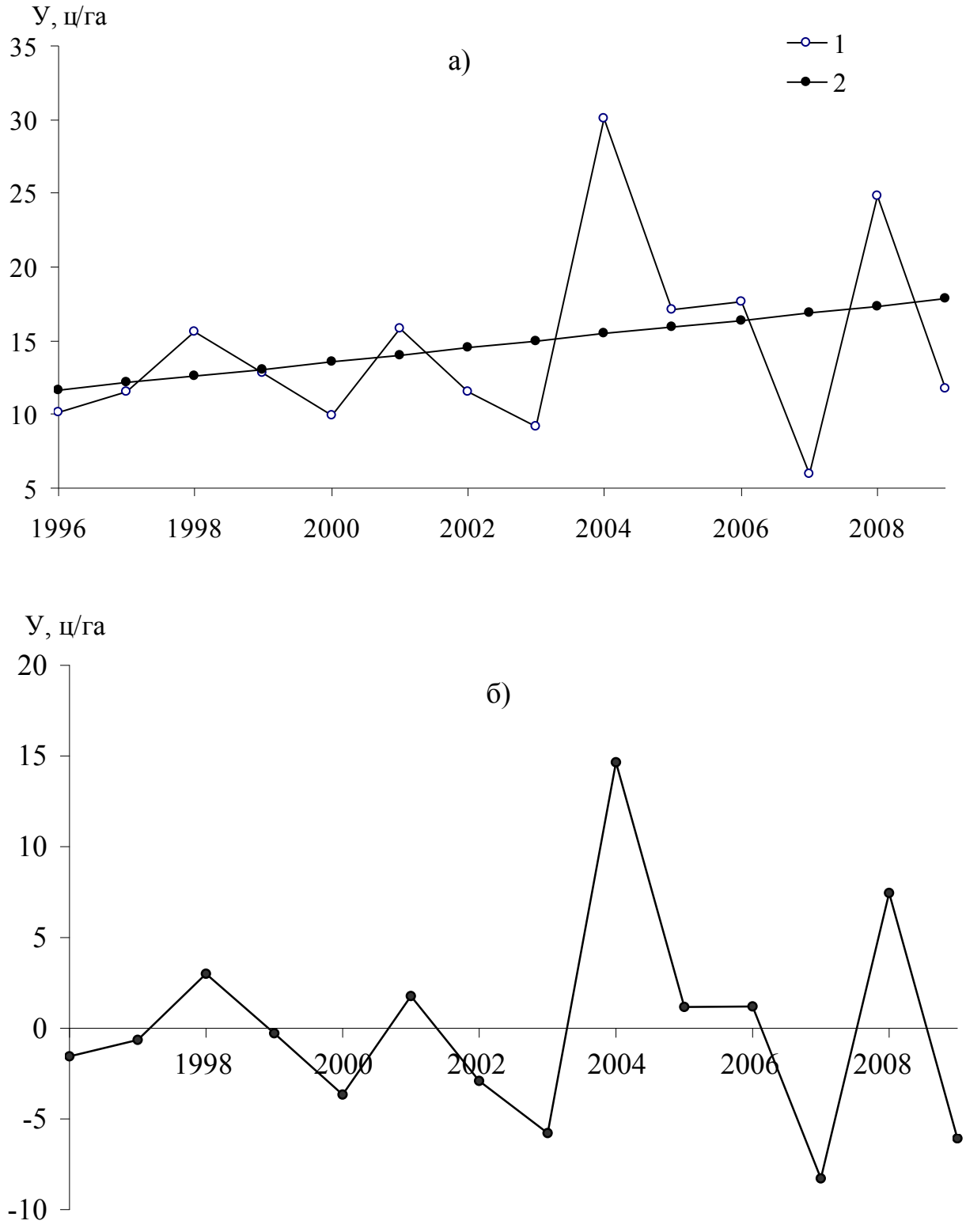


Рис. 5.41. Динаміка урожайності ярої пшениці в Херсонській області (а) та відхилення від тренда в окремі роки (б):
1 – щорічні значення урожайності, 2 – лінія тренда

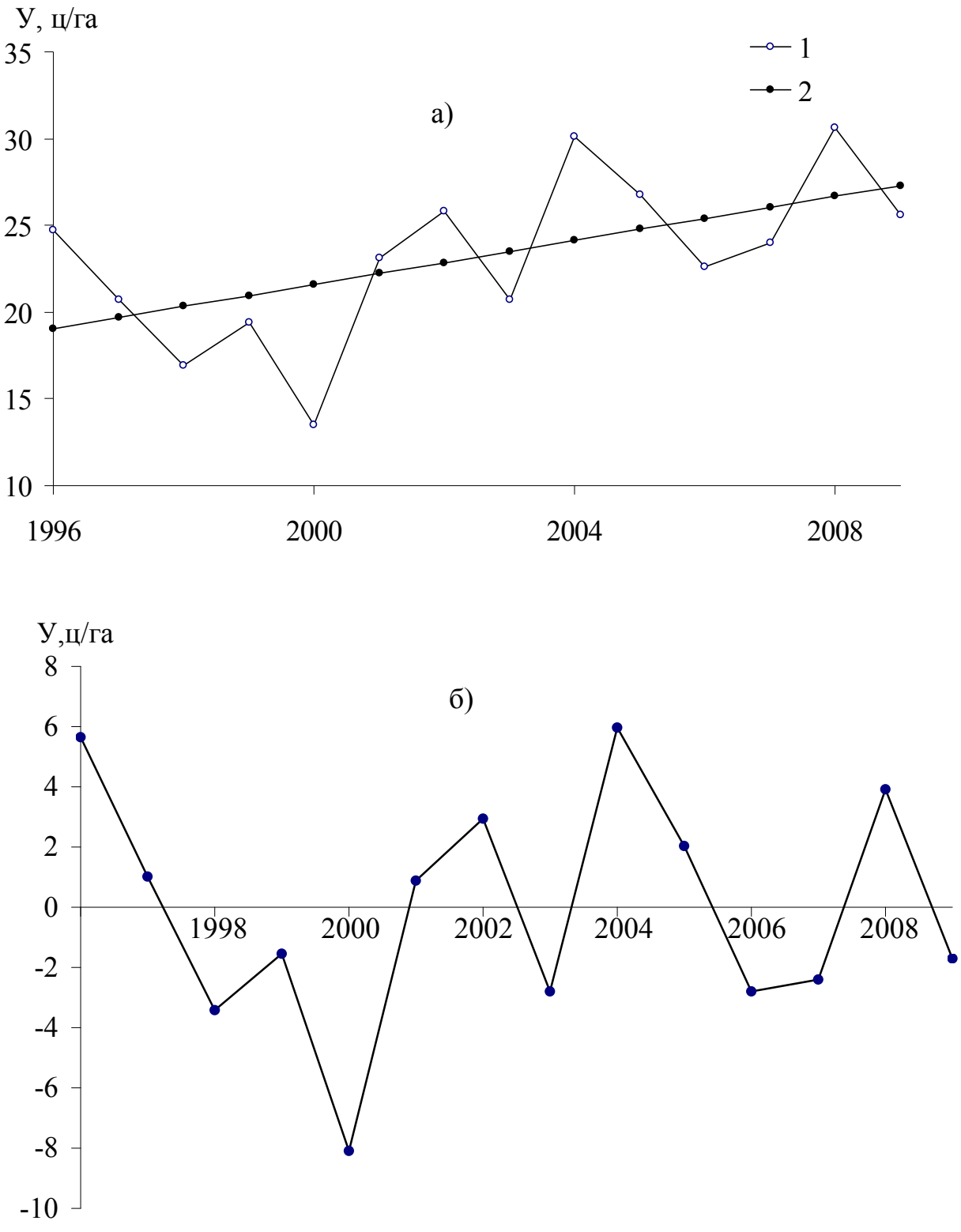


Рис. 5.42. Динаміка урожайності ярої пшениці в Закарпатській області (а) та відхилення від тренда (б):
1 – щорічні значення урожайності, 2 – лінія тренда

Середній рівень урожайності ярої пшениці у Закарпатті становить 23,2 ц/га. За період дослідження мінімальний урожай, зібраний у 2000 році, становив 13,5 ц/га. Максимальний урожай, зібраний у 2008 році, становив 30,6 ц/га.

Вплив погодних умов на урожайність представлений у вигляді відхилень від лінії тренда на рис 5.42 *б*. Як видно з даних, протягом досліджуваного періоду спостерігалися значні відхилення урожайності, зумовлені впливом погодних умов. У 2000 році спостерігалися найбільші від'ємні відхилення фактичного урожаю, спричинені впливом несприятливих погодних умов, –8,1 ц/га. Найбільші додатні відхилення урожаю спостерігалися у 2004 році 6,0 ц/га.

В цілому по Україні за розрахунковий період середня урожайність ярої пшениці становила 19,9 ц/га. Проте в окремі роки спостерігалися значні коливання фактичного урожаю від 14,7 ц/га у 1996 році до 27,2 ц/га у 2008 році. Чисельні значення середніх характеристик динаміки урожайності ярої пшениці по періодах наведені у табл. 5.12.

Лінія тренда характеризується стабільним поступовим позитивним зростанням від 15,3 ц/га у 1996 році до 24,6 у 2009 році. Значні відхилення фактичного урожаю, зумовлені впливом погодних умов, спостерігалися у 2007 та 2008 роках. Вони становили відповідно –5,5 ц/га та 3,3 ц/га.

На території Полісся у перший період розрахунків 1997–2000 рр. лише на території Житомирської області спостерігається зниження темпів зростання урожаїв до 94 %, у подальші періоди починається поступове їх підвищення із 105 % за період 2001–2006 рр. до 125 % у період 2006–2009 рр. На території інших областей за весь розрахунковий період спостерігається поступове, стабільне підвищення темпів зростання урожайності ярої пшениці від 100 % до 110 %.

У Лісостепу на території більшості областей за всі періоди розрахунків спостерігається поступове підвищення урожаїв ярої пшениці від 100 % до 120 %.

На території Степу також як і у Лісостепу, відбувається поступове підвищення темпів зростання від 100 до 140 % впродовж всього розрахункового періоду.

У Закарпатті в перший період 1997–2000 рр. спостерігається зниження темпів зростання урожаїв до 88 %, у наступний період 2001–2005 рр. відбувається підвищення темпів зростання до 120 %, а в період з 2006 до 2009 року темпи зростаннядещо знижуються і становлять 100 %.

У Прикарпатті, на території Івано-Франківської області, у перший період розрахунків спостерігається незначне зниження темпів зростання урожаїв ярої пшениці до 98 %, у період 2001–2005 рр. спостерігається тенденція до зростання урожаїв до 113 %, а далі ця позитивна тенденція зберігається, хоча її величина зменшується до 105 %.

В цілому по Україні за всі періоди розрахунків спостерігається поступове підвищення темпів зростання урожаїв ярої пшениці від 103 до 109 %.

Таблиця 5.12. Динаміка основних характеристик тенденцій середньообласної урожайності ярої пшениці по Україні

Грунтово-кліматична зона, область	Роки спостереження					
	1997-2000		2001-2005		2006-2009	
	абсолютний приріст, ц/га	темп зростання %	абсолютний приріст, ц/га	темп зростання %	абсолютний приріст, ц/га	темп зростан-ня, %
Полісся						
Волинська	-0,38	100,3	1,18	107,8	0,4	103
Рівненська	0,63	106,5	0,84	106,1	2,33	109,7
Житомирська	-1,28	93,7	0,5	104,9	7,3	125,5
Чернігівська	-0,1	101,9	1,16	108,2	1,08	107,4
Лісостеп						
Львівська	-0,85	93,2	1,16	106,3	0,78	103,6
Тернопільська	-2,08	90,5	1,0	110,5	1,33	105,4
Хмельницька	-1,48	93,2	0,58	106,1	1,8	109,3
Вінницька	0,45	102,9	0,94	112,6	1,73	118,8
Київська	0,9	106,6	1,1	103,8	0,33	105,7
Сумська	-0,05	101,4	0,78	106,6	2,23	117,1
Черкаська	0,43	105,3	1,36	110,4	0,38	113,4
Полтавська	-0,2	100,6	1,64	117,9	1,6	113,4
Харківська	0,18	106,2	1,92	116,8	–1,35	100,5
Степ						
Кіровоградська	1,38	123,6	1,64	132,5	0,08	136,1
Дніпропетровська	1,03	116,9	5,0	125,3	-0,08	114,5
Донецька	-0,33	101,8	1,72	139,2	-1,4	107,9
Луганська	-0,45	110,6	1,88	142,7	-0,58	122,4
Одеська	-0,35	101,4	1,66	139,9	1,33	123,2
Миколаївська	0,85	129,2	1,2	148,3	1,08	124,6
Запорізька	0,48	112,8	1,08	118,5	-0,25	141,9
Херсонська	-0,05	102,2	1,44	139,3	-1,33	121,9
АР Крим	-0,08	101,1	0,06	117,1	1,3	128,3
Закарпаття та Прикарпаття						
Закарпатська	-2,8	87,5	2,66	119,5	-0,3	100,4
Івано-Франківська	-0,55	97,6	1,4	112,9	1,15	105,2
Чернівецька	-0,08	103,6	1,84	125,0	1,13	105,9
По Україні	**-0,03**	**102,8**	**1,28**	**109,2**	**1,13**	**108,1**

Ярий ячмінь

Ячмінь є важливою продовольчою, технічною та кормовою культурою. Завдяки невеликому періоду вегетації він може використовуватися і як страхова культура. Серед зернових культур ячмінь є найменш вимогливим до погодних умов, але значні відхилення умов вегетації від оптимуму суттєво впливають на його продуктивність.

На території Полісся у Житомирській області середній рівень урожаю ярого ячменю становить 22,5 ц/га. У 1998 році зібрано найменший урожай який становив 17 ц/га. У 2008 році, навпаки, найбільший, він становив 28,7 ц/га (рис. 5.43).

Лінія тренда характеризується поступовим збільшенням урожаїв з 20 ц/га у 1996 році до 24,4 ц/га у 2009 році. Позитивні відхилення урожаїв від лінії тренда спостерігалися, як і негативні, впродовж 7 років.

Аналіз динаміки урожайності ярого ячменю у Лісостепу нами проводився за розрахунками в Тернопільській (рис. 5.44) та Харківській (рис. 5.45) областях.

Як видно з даних рис 5.44 середній рівень урожаю ярого ячменю в Тернопільській області за розрахунковий період становить 21,8 ц/га. У 1998 році зібрано мінімальний урожай 16,0 ц/га, а в 2008 році – максимальний 29,3 ц/га.

Динаміка розрахункового урожаю має поступовий ріст з 18,4 ц/га у 1996 році до 25,3 ц/га у 2009 році. Найбільші додатні відхилення від лінії тренда спостерігалися у 1996 році і склали 5,5 ц/га, при цьому додатні відхилення урожаю ярого ячменю від лінії тренда спостерігалися у 6 роках. Найбільші від'ємні відхилення спостерігалися у 1998 році (–3,5 ц/га), загальна кількість років з від'ємними відхиленнями склала 8 років.

Динаміка урожайності ярого ячменю у Харківській області представлена на рис. 5.45. При середньому рівні фактичного урожаю у 21,0 ц/га спостерігалися його коливання від 13,0 ц/га у 1998 році до 32,3 ц/га у 2008 році.

На території Харківської області також спостерігається поступове підвищення рівня розрахункових урожаїв від 18,2 ц/га у 1996 році до 23,8 ц/га у 2009 році (рис. 5.45 *б*). При цьому спостерігаються значні коливання відхилень фактичного урожаю від розрахованого за лінією тренда.

Найбільші додатні відхилення від лінії тренда спостерігалися у 2002 році і склали 10,2 ц/га, при цьому додатні відхилення урожаю ярого ячменю від лінії тренда спостерігалися протягом 7 років. Найбільші від'ємні відхилення спостерігалися у 2007 році (–7,1 ц/га), загальна кількість років з від'ємними відхиленнями склала також 7 років.

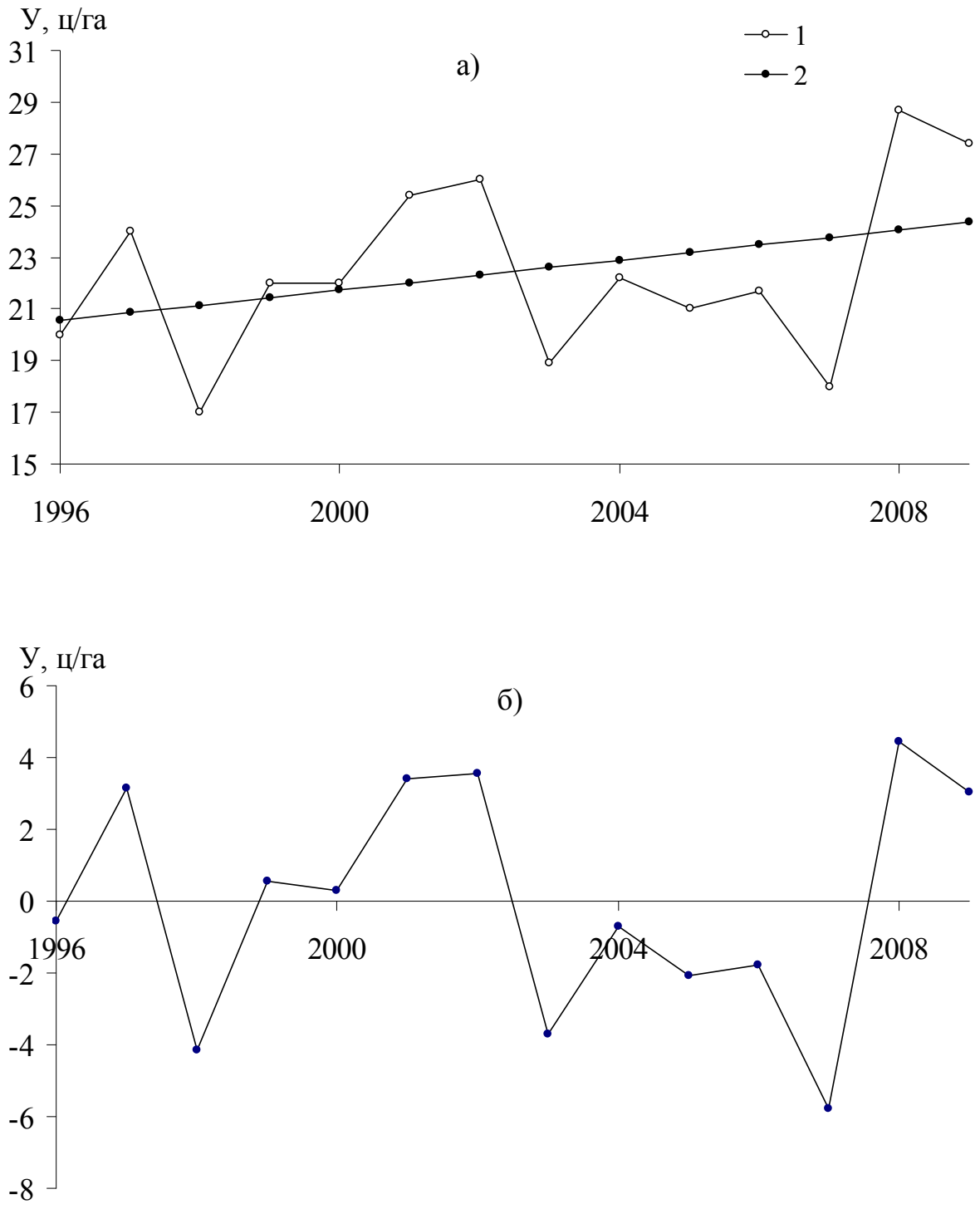


Рис. 5.43. Динаміка урожайності ярого ячменю в Житомирській області (а) та відхилення від тренда в окремі роки (б):
1 – щорічні значення урожайності, 2 – лінія тренда

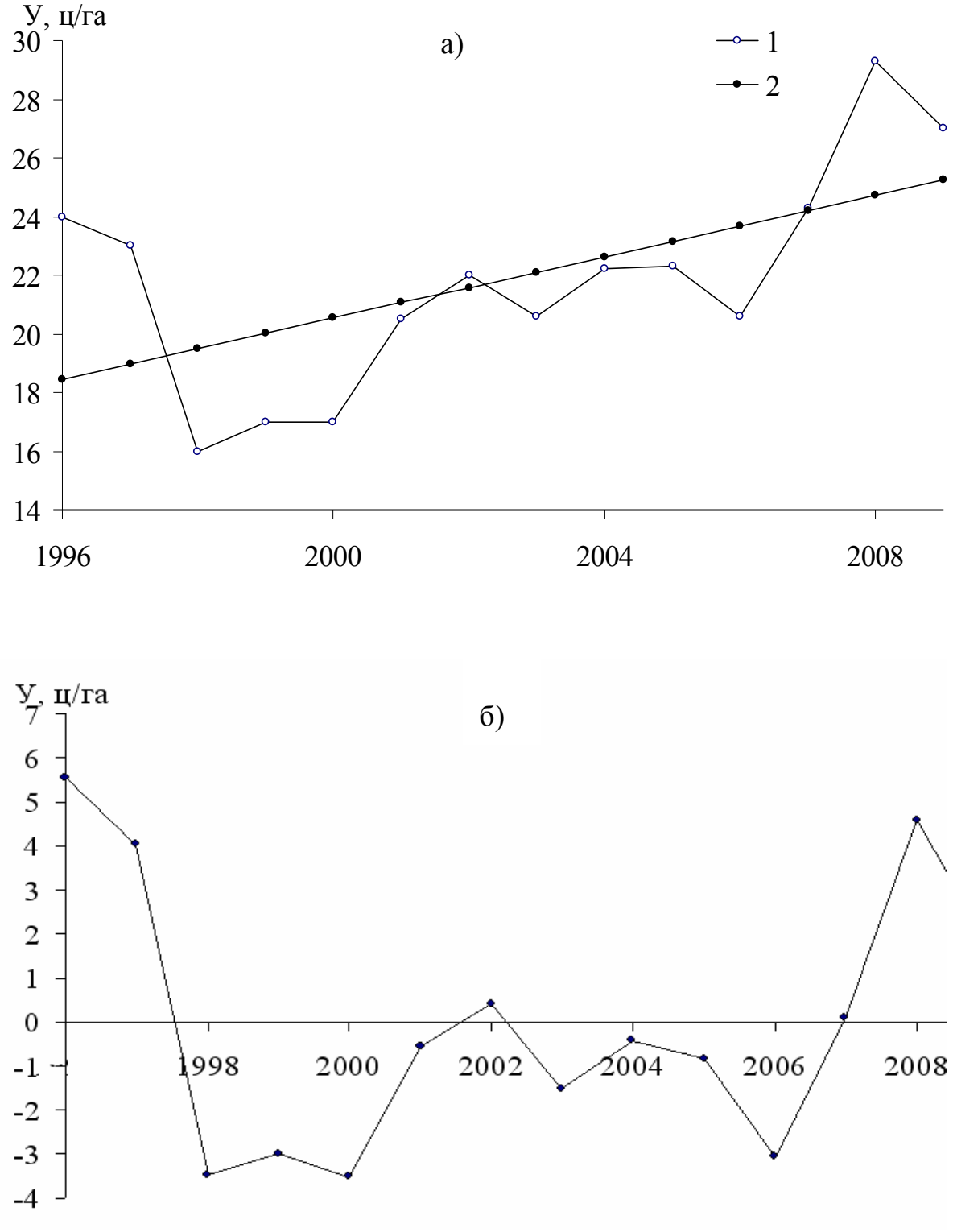


Рис. 5.44. Динаміка урожайності ярого ячменю в Тернопільській області (а) та відхилення від тренда (б):
1 – щорічні значення урожайності, 2 – лінія тренда

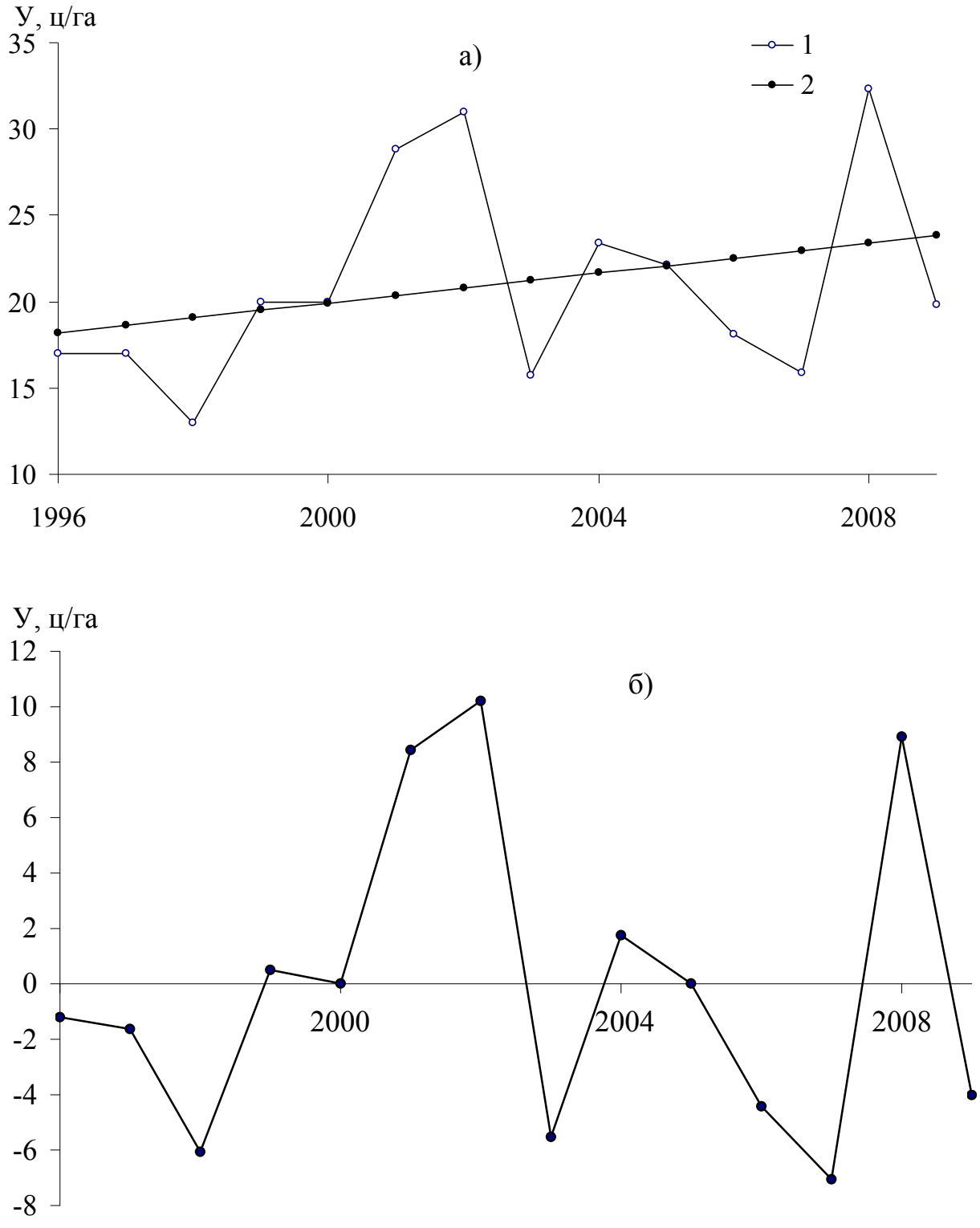


Рис. 5.45. Динаміка урожайності ярого ячменю в Харківській області (а) та відхилення від тренда в окремі роки (б):
1 – щорічні значення урожайності, 2 – лінія тренда

Характеристика динаміки урожаїв ярого ячменю у Степу нами визначалась за даними Дніпропетровської та Херсонської областей.

У Дніпропетровській області при середньому урожаї ярого ячменю 20,1 ц/га спостерігалися досить значні його коливання (рис. 5.46). Так, у 2001 році зібрано максимальний урожай 30,5 ц/га. У 2007 році, навпаки, зібрано мінімальний урожай 9,2 ц/га. В цей же рік спостерігалося і найбільше від'ємне відхилення урожаю(–11,5 ц/га) від лінії тренда.

Лінія тренда у Дніпропетровській області за розрахунковий період також має незначну позитивну тенденцію до зростання. На початок періоду розрахунковий урожай становив 19,3 ц/га, на кінець – у 2009 році 20,9 ц/га. Додатні та від'ємні відхилення урожаю від лінії тренда спостерігались впродовж 7 років.

У Херсонській області також спостерігалися значні коливання зібраних урожаїв (рис. 5.47). Так, при середньому рівні урожаю ярого ячменю 17,6 ц/га, мінімальний урожай склав лише 7,7 ц/га у 2003 році, а максимальний – 30,8 ц/га у 2008 році. У 2007 році спостерігався негативний вплив агрометеорологічних умов на ріст та розвиток ячменю, тому і від'ємні відхилення фактичного урожаю від розрахункового були найбільші (–11,1 ц/га). Максимальні додатні відхилення також дорівнювали 11,1 ц/га і спостерігалися у 2008 році. Взагалі, додатні та від'ємні відхилення урожаю від лінії тренда спостерігалися у 7 роках.

Динаміка урожайності ярого ячменю та лінія тренда у Закарпатті представлена на рис. 5.48. Середній рівень урожайності ярого ячменю тут найбільший і становить 23,5 ц/га, але також спостерігаються значні коливання урожаю від 12 ц/га у 2000 році до 29,9 ц/га у 2004 році.

Вплив погодних умов на урожайність представлено у вигляді відхилень від лінії тренда на рис 5.48 *б*. Як видно із даних рисунка, протягом досліджуваного періоду спостерігалися значні відхилення урожайності, зумовлені впливом погодних умов. За досліджуваний період у 6 роках спостерігалися від'ємні відхилення, найбільше з яких становить 10,4 ц/га (2000 рік). У 8 роках спостерігалися додатні відхилення, найбільше (5,7 ц/га) спостерігалося у 2004 році .

В цілому по Україні за розрахунковий період середня урожайність ярого ячменю становила 20,5 ц/га. Однак в окремі роки спостерігалися значні коливання фактичного урожаю від 14,2 ц/га у 2007 році до 30,0 ц/га у 2008 році. У ці ж роки були відзначені й екстремальні відхилення, які дорівнювали відповідно –8,2 ц/га та 7,2 ц/га. Чисельні значення середніх характеристик динаміки урожайності ярого ячменю по періодах наведені в табл. 5.13.

На території Полісся в усі розрахункові періоди спостерігається підвищення темпів зростання урожаїв від 103 до 107 %, лише на території Волинської області у період 2006–2009 рр. спостерігається незначне зниження темпів росту до 98 %.

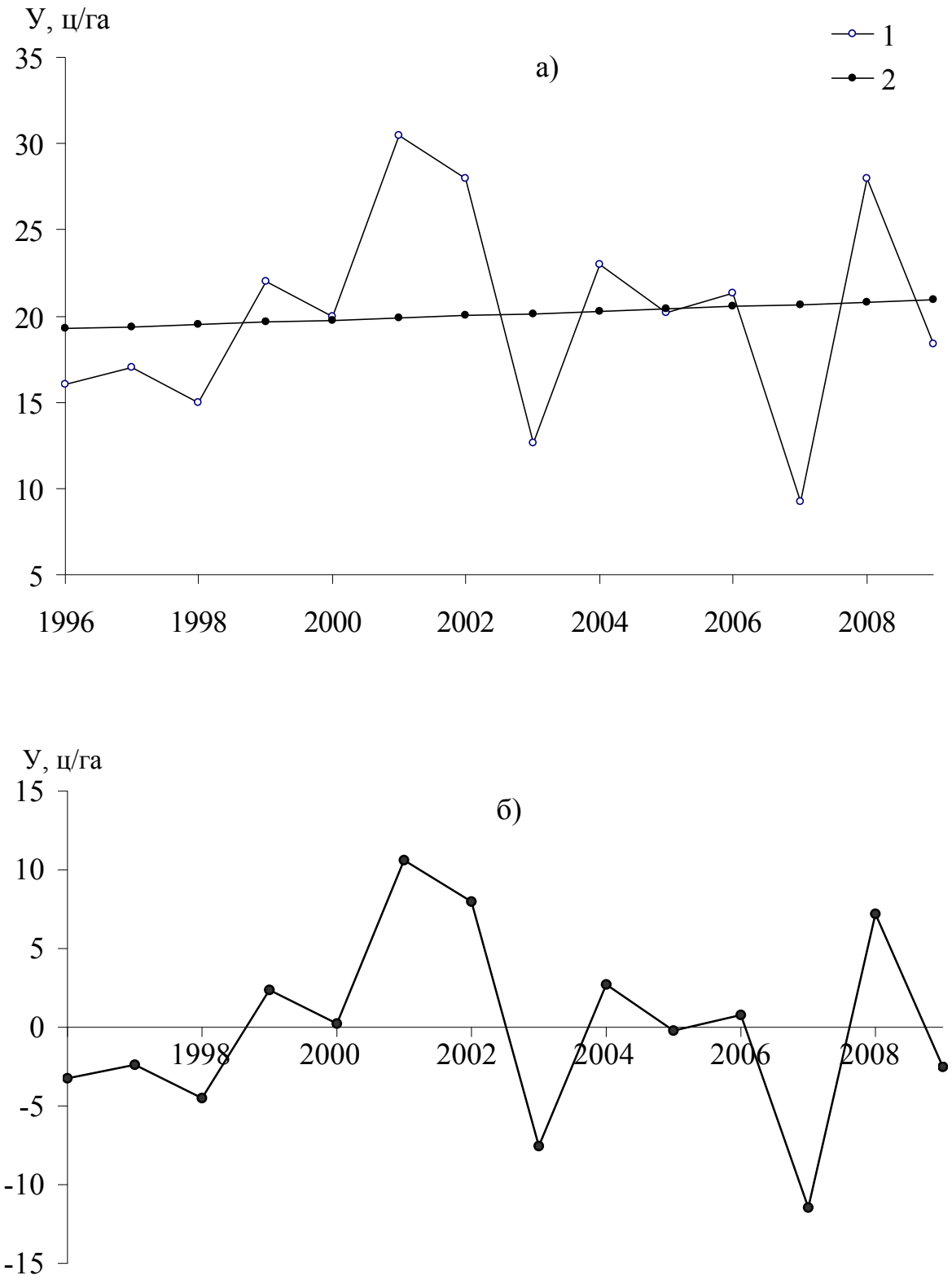


Рис. 5.46. Динаміка урожайності ярого ячменю в Дніпропетровській області (а) та відхилення від тренда (б):
1 – щорічні значення урожайності, 2 – лінія тренда

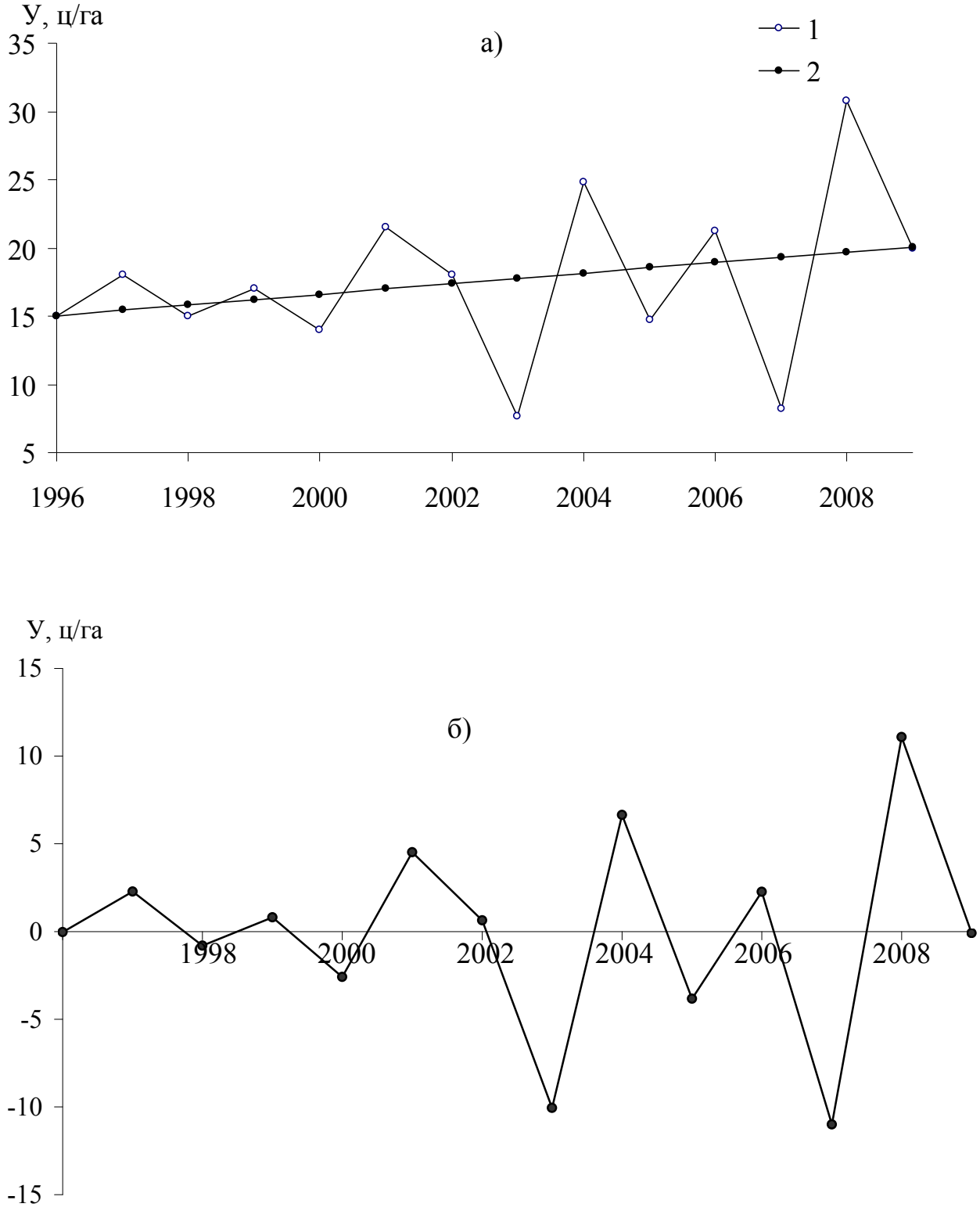


Рис. 5.47. Динаміка урожайності ярого ячменю в Херсонській області (а) та відхилення від тренда в окремі роки (б): 1 – щорічні значення урожайності, 2 – лінія тренда

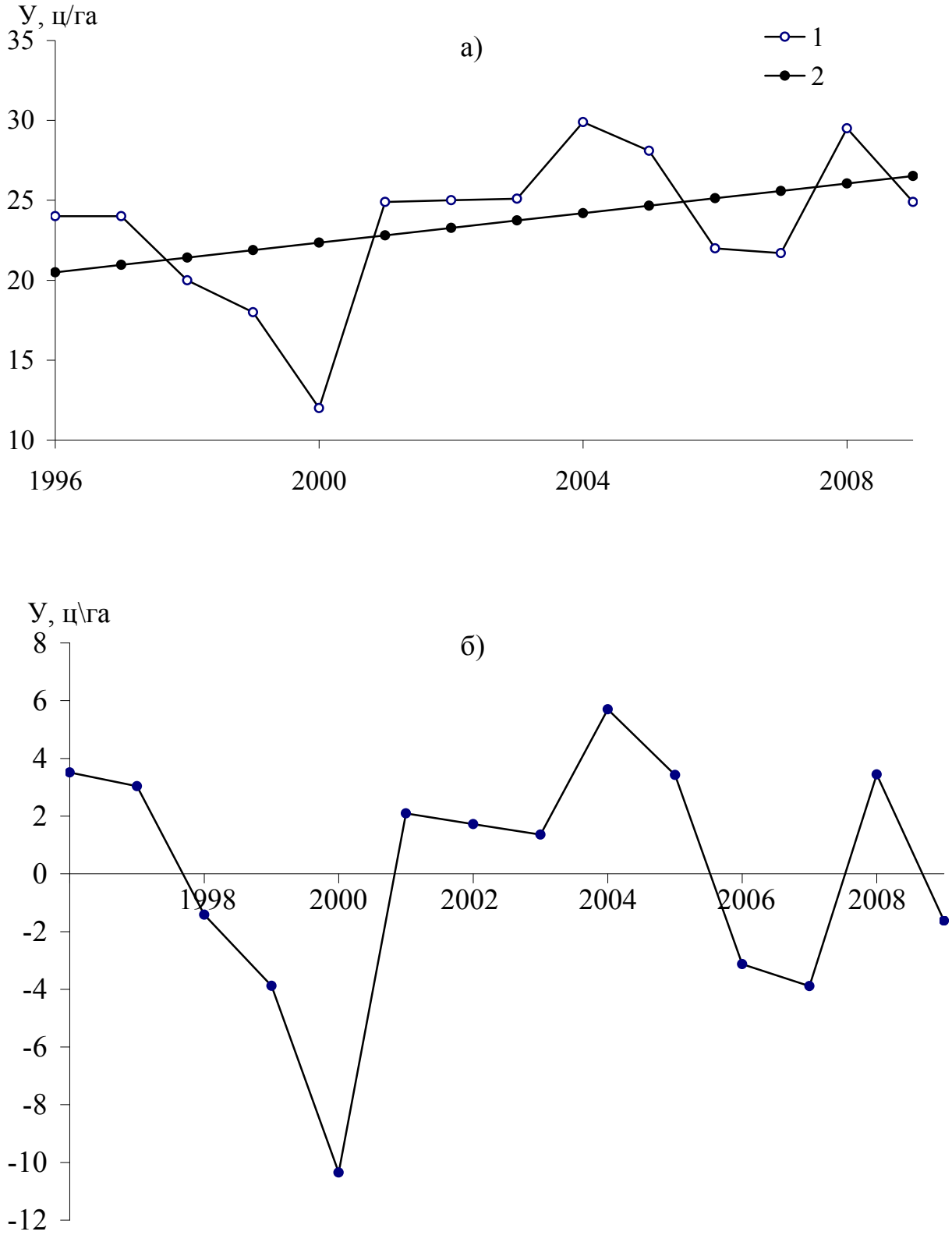


Рис. 5.48. Динаміка урожайності ярого ячменю в Закарпатській області (а) та відхилення від тренда в окремі роки (б):
1 – щорічні значення урожайності, 2 – лінія тренда

Таблиця 5.13. Динаміка основних характеристик тенденцій середньообласної урожайності ярого ячменю в Україні

Грунтово-кліматична зона, область	Роки спостереження					
	1997-2000		2001-2005		2006-2009	
	абсолютний приріст, ц/га	темп зростання, %	абсолютний приріст, ц/га	темп зростання, %	абсолютний приріст, ц/га	темп зростання %
Полісся						
Волинська	0	103,5	1,24	105,4	–0,73	97,9
Рівненська	0,5	106,3	–1,66	104,3	0,78	103,9
Житомирська	0,5	105,1	–0,28	100,5	1,6	110,3
Чернігівська	0,75	109,6	1,26	107,5	1,0	107,1
Лісостеп						
Львівська	–1,0	96,0	0,74	104,1	1,05	104,7
Тернопільська	–1,25	92,9	1,06	106,0	1,18	106,1
Хмельницька	–1,0	96,1	0,58	106,5	0,45	104,1
Вінницька	0,75	104,0	–0,02	104,6	0,6	111,7
Київська	2,0	110,8	0,3	101,7	0	110,3
Сумська	1,25	110,7	–0,44	99,7	0,68	108,2
Черкаська	1,25	108,2	0,28	104,3	1,18	120,6
Полтавська	1,0	107,0	0,48	108,5	0,03	108,2
Харківська	0,75	107,6	0,42	109,1	–0,58	108,6
Степ						
Кіровоградська	–1,25	113,9	1,36	112,0	–0,18	141,0
Дніпропетровська	1,0	108,0	0,05	111,9	–0,45	129,7
Донецька	0,75	105,1	–0,72	109,9	0,15	123,1
Луганська	0	105,0	1,08	116,5	–0,35	115,9
Одеська	0,25	107,3	1,98	132,9	–0,4	125,8
Миколаївська	0,5	108,6	0,9	126,7	1,55	150,6
Запорізька	–0,25	101,5	0,32	129,7	0,45	150,2
Херсонська	–0,25	99,8	0,14	132,3	1,33	155,9
АР Крим	0	102,6	–0,74	92,7	2,4	125,3
Закарпаття та Прикарпаття						
Закарпатська	–2,0	85,0	3,22	124,3	–0,8	99,3
Івано-Франківська	–0,25	99,4	1,38	108,1	0,68	103,1
Чернівецька	–1,25	94,6	1,58	116,0	0,2	101,3
По Україні	**0,5**	**103,5**	**0,32**	**107,9**	**0,43**	**114,0**

У Лісостепу на території Хмельницької, Львівської та Тернопільської областей спостерігається за період 1997–2000 рр. зниження темпів зростання урожаїв до 93–96 %. На території інших областей в усі періоди розрахунків спостерігається збільшення урожайності ярого ячменю від 104 до 120 %.

На території Степу в усіх областях протягом майже всіх розрахункових періодів спостерігається поступове підвищення темпів зростання урожаїв від 100 до 156 %. Лише на території АР Крим у період з 2001–2005 рік спостерігається незначне зниження темпів зростання урожаїв ярого ячменю до 93 %.

У Закарпатті в період 2001–2005 рр. темпи зростання урожаю становлять 124 %,а в інші періоди розрахунків спостерігається зниження темпів зростання урожаїв до 85 % .

У Прикарпатті, на території Чернівецької області, у перший період розрахунків спостерігається незначне зниження темпів зростання урожаїв ярого ячменю до 95 %, за період 2001–2005 рр. спостерігається тенденція до зростання урожаїв до 116%, а далі позитивна тенденція до зростання урожаїв зберігається, але її величина зменшується до 101 %.

В цілому по Україні за всі періоди розрахунків спостерігається поступове підвищення темпів зростання урожайності ярого ячменю від 103 до 114 %.

Овес

Овес є основною зернофуражною культурою. У тваринництві використовуються всі частини рослини. Крім того, зерно вівса добре засвоюється організмом людини і є цінним харчовим продуктом.

На території Полісся, у Житомирській області, середній рівень урожаю вівса за розрахунковий період становить 14,8 ц/га. Він змінювався від мінімального 9,0 ц/га у 1998 році до максимального 17,4 ц/га у 2001 і 2009 роках (рис. 5.49).

Динаміка урожаїв за лінією тренда має тенденцію до поступового збільшення рівня урожаїв від 13,6 ц/га до 16,0 ц/га. Екстремальні значення відхилення урожаїв від лінії тренда спостерігалися у 1998 році (–4,9 ц/га), та у 2001 році (2,9 ц/га).

На території Лісостепу, у Тернопільській області, середня урожайність вівса становить 16,7 ц/га (рис. 5.50). Мінімальний урожай 11,0 ц/га зібрано у 1998 році, а максимальний 22 ц/га – у 1997 році. У ці ж роки спостерігалися екстремальні відхилення урожаю від лінії тренда біля ±6,0 ц/га.

Динаміка урожайності, розрахованої за методом гармонічних ваг, протягом розрахункового періоду майже не змінюється. Так, на початок розрахункового періоду урожай вівса становив 16,5 ц/га, а на кінець розрахункового періоду – 17 ц/га (рис. 5.50 *б*).

У Харківській області за розрахунковий період фактичний урожай змінювався від 11,7 ц/га у 2009 році до 26,5 ц/га у 2008 році при середній урожайності 19 ц/га (рис. 5.51). Динаміка урожайності вівса, як і на території Тернопільської області, за весь період майже не змінювалася. Кількість від’ємних та додатних відхилень розподілилась порівну.

На території Степу, у Дніпропетровській області при середньому урожаї вівса 11,8 ц/га, максимальний урожай був 28,2 ц/га у 2001 році, а мінімальний – 11,8 ц/га у 2007 році (рис. 5.52). У ці ж роки спостерігалися і екстремальні відхилення урожаїв від лінії тренда, вони склали –6,3 ц/га та 10,7 ц/га відповідно

Лінія тренда у Дніпропетровській області за розрахунковий період має незначну позитивну тенденцію до зростання (рис. 5.52 *б*). На початку періоду розрахунковий урожай становив 17,1 ц/га, а в 2009 році – 18,3 ц/га. Додатні відхилення урожаю від лінії тренда спостерігалися у 8 роках, а від'ємні – у 6 роках.

У Херсонській області також спостерігалися коливання зібраних урожаїв вівса. Так, при середньому рівні урожаю 14,2 ц/га, максимальний урожай складав 21,8 ц/га у 2004 році, а мінімальний – 8,1 ц/га у 2009 році (рис. 5.53). У ці ж роки спостерігалися і екстремальні відхилення урожаїв від лінії тренда, вони склали 7,7 ц/га та –5,6 ц/га відповідно. При цьому лінія тренда характеризується стабільним поступовим зниженням рівня урожаїв вівса від 14,8 ц/га у 1996 році до 13,7 ц/га у 2009 році.

Середній рівень урожайності вівса у Закарпатті становить 20,4 ц/га. На початок періоду у Закарпатській області рівень урожайності становив 20,2 ц/га, на кінець періоду – 20,6 ц/га. Таким чином, він майже не змінювався. За весь період дослідження мінімальний урожай 14,0 ц/га зібрано у 2000 році. Максимальний урожай 23,2 ц/га був у 2004 році (рис. 5.54).

Вплив погодних умов на урожайність представлено у вигляді відхилень від лінії тренда на рис 5.54 *б*. Як видно з рисунка, протягом досліджуваного періоду спостерігалися значні відхилення урожайності, зумовлені впливом погодних умов. У 2000 році спостерігалися найбільші від'ємні відхилення фактичного урожаю, спричинєні несприятливим впливом погодних умов, –6,3 ц/га. Найбільші додатні відхилення урожаю 2,8 ц/га. спостерігалися у 2007 році.

Чисельні значення середніх характеристик динаміки урожайності вівса по періодах наведені у табл. 5.14.

На території Полісся майже в усі періоди розрахунків темпи зростання урожаїв вівса практично не змінювалися і коливалися від 102 до 106 %, лише у період з 2001–2005 роки у Житомирській області відбувалося незначне зниження темпів зростання до 98 %.

У Лісостепу за період 1997–2000 рр. та 2006–2009 рр. на території майже всіх областей спостерігається підвищення темпів зростання урожаїв вівса від 100 до 107 %. За період 2001–2005 роки на території Вінницької, Київської, Полтавської, Черкаської та Хмельницької областей спостерігалося незначне зниження урожайності в середньому до 96 %.

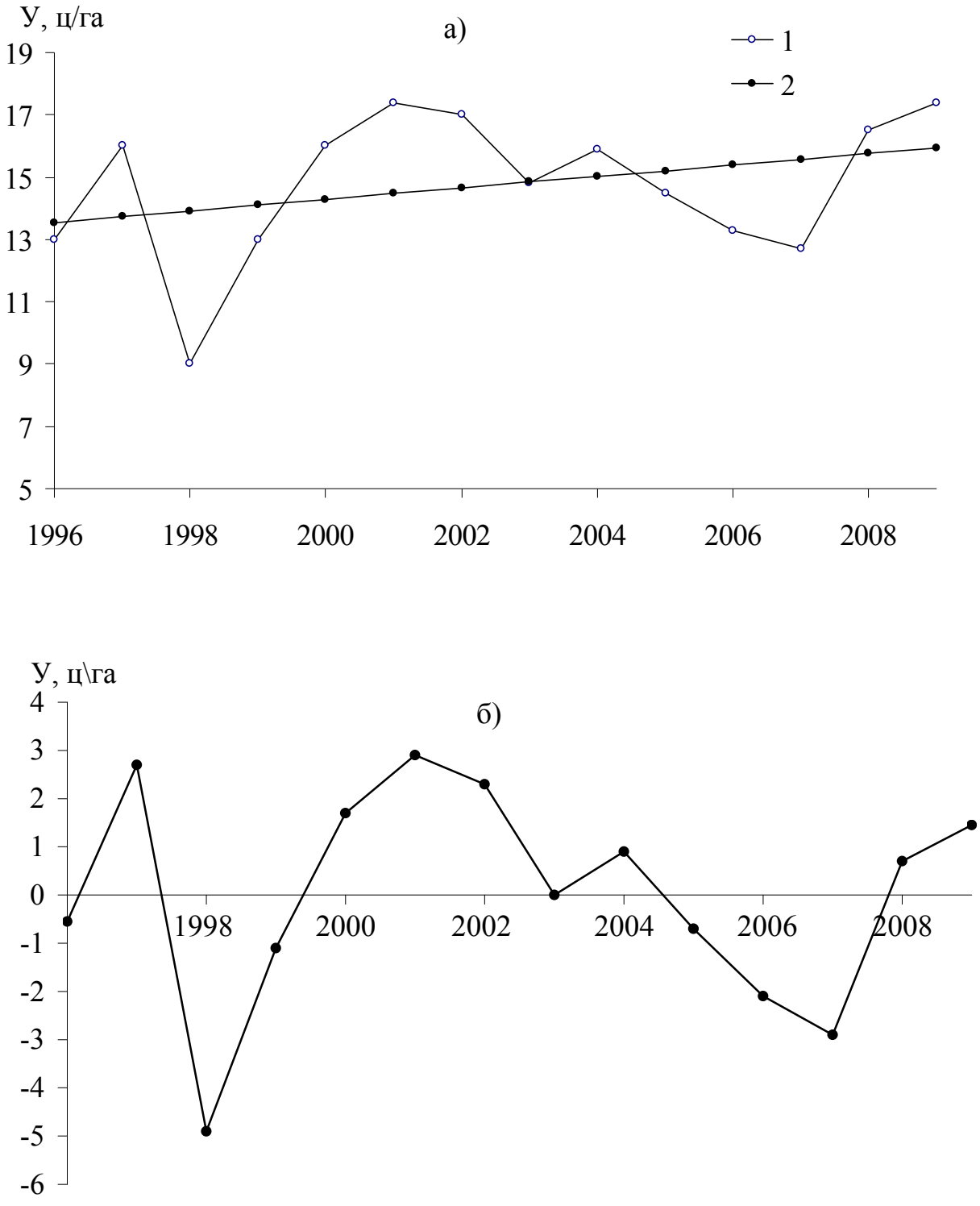


Рис. 5.49. Динаміка урожайності вівса у Житомирській області (а) та відхилення від тренда в окремі роки (б):
1 – щорічні значення урожайності, 2 – лінія тренда

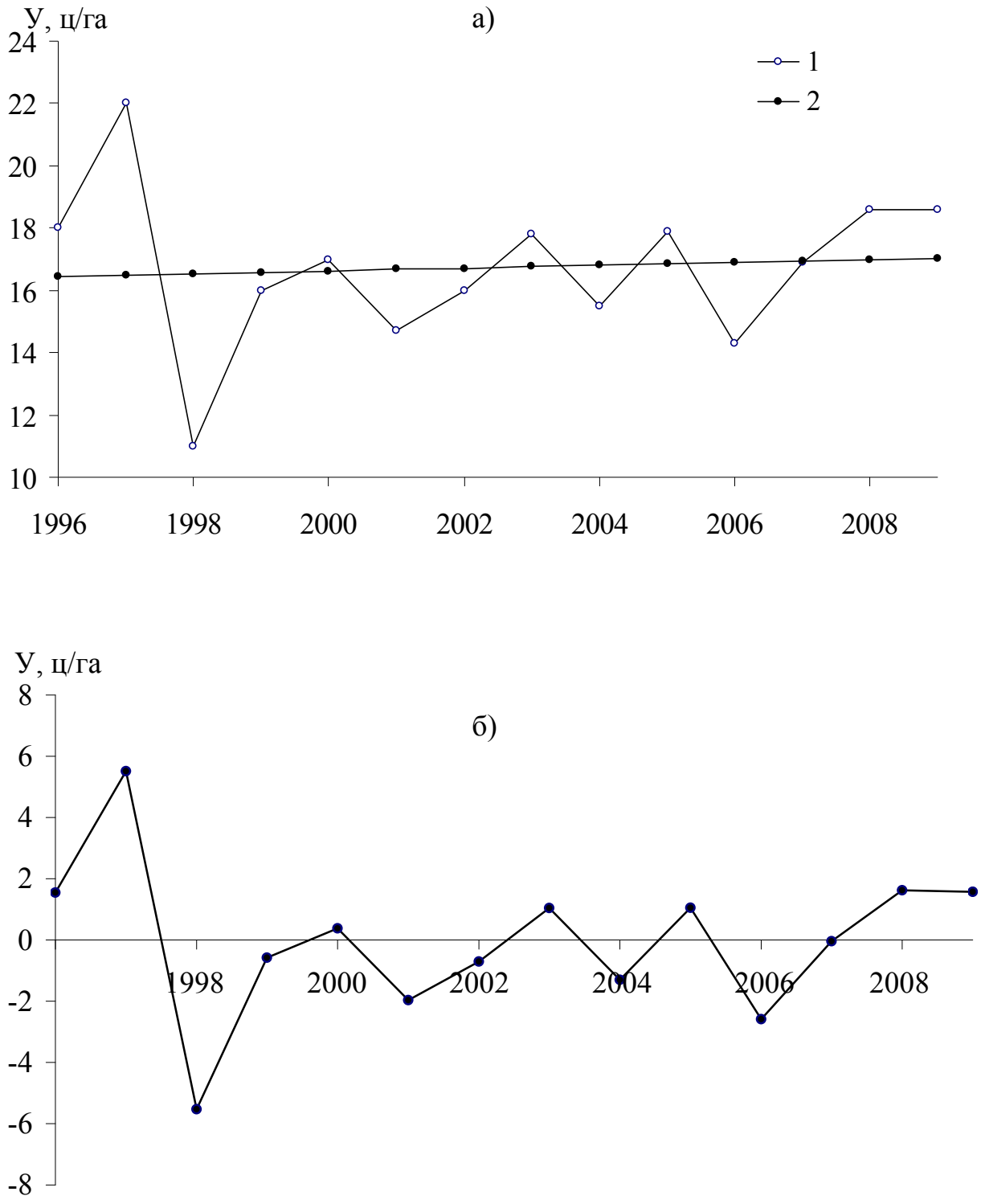


Рис. 5.50. Динаміка урожайності вівса в Тернопільській області (а) та відхилення від тренда в окремі роки (б):
1 – щорічні значення урожайності, 2 – лінія тренда

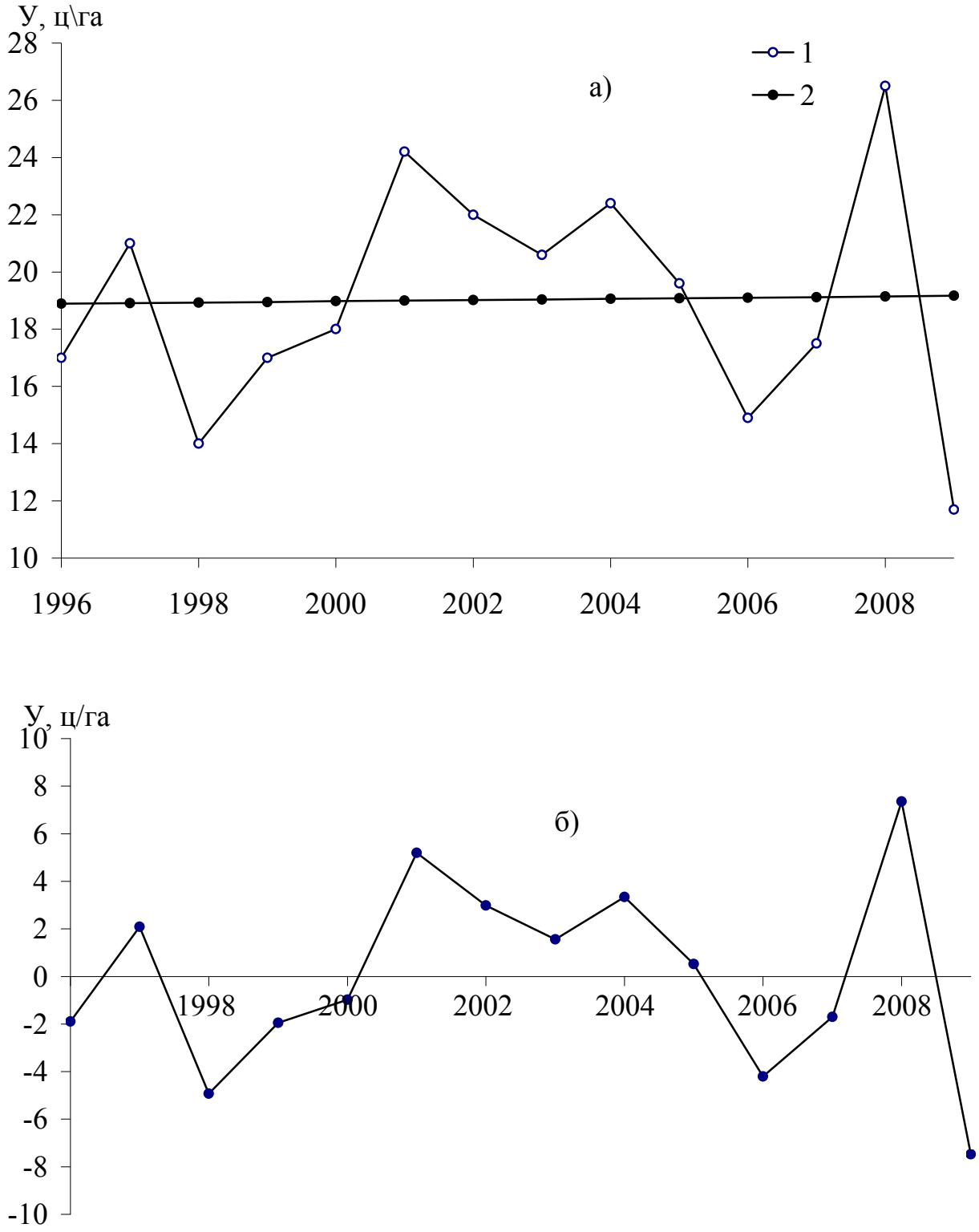


Рис. 5.51. Динаміка урожайності вівса у Харківській області (а) та відхилення від тренда в окремі роки (б):
1 – щорічні значення урожайності, 2 – лінія тренда

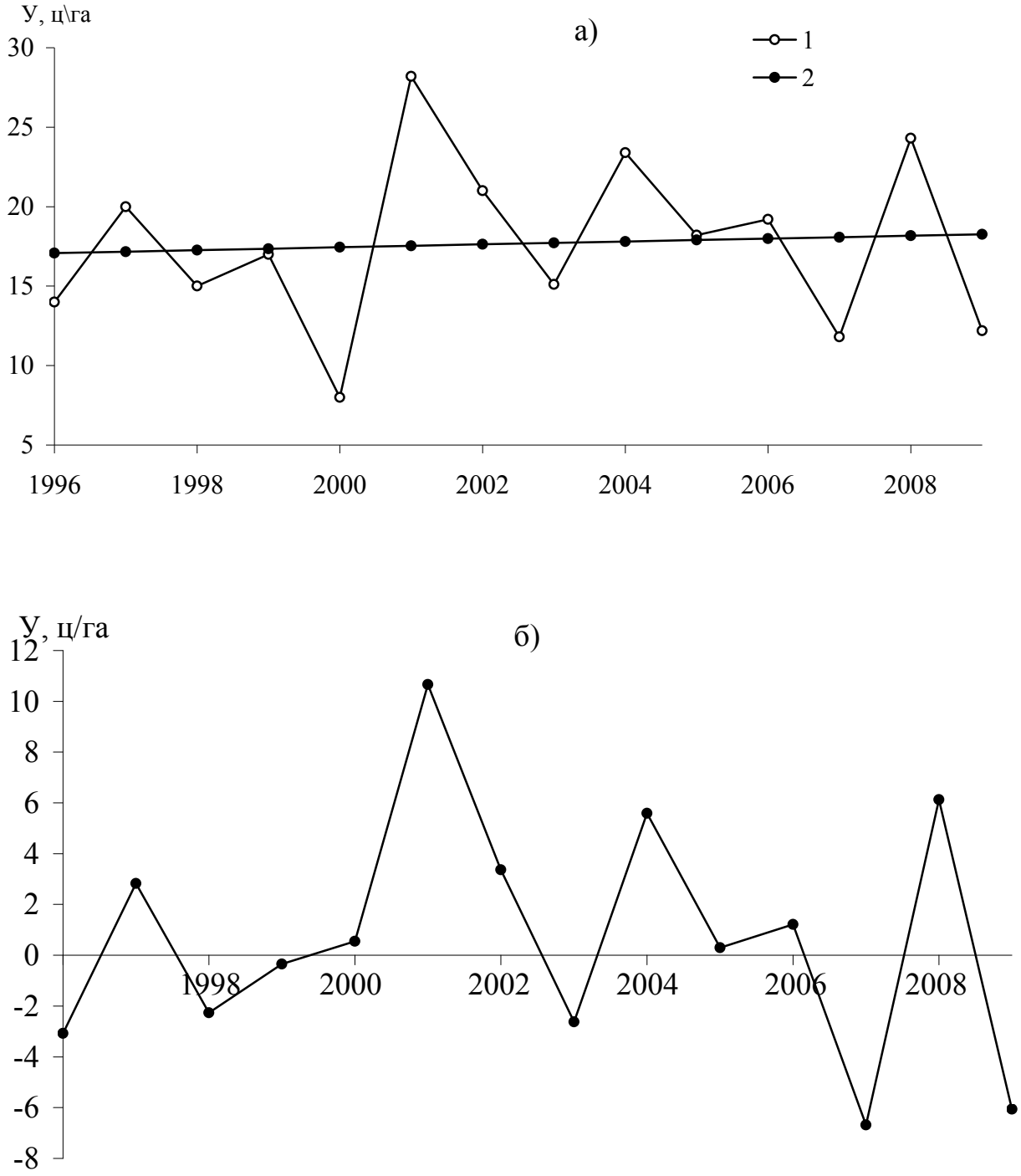


Рис. 5.52. Динаміка урожайності вівса у Дніпропетровській області (а) та відхилення від тренда в окремі роки (б):
1 – щорічні значення урожайності, 2 – лінія тренда

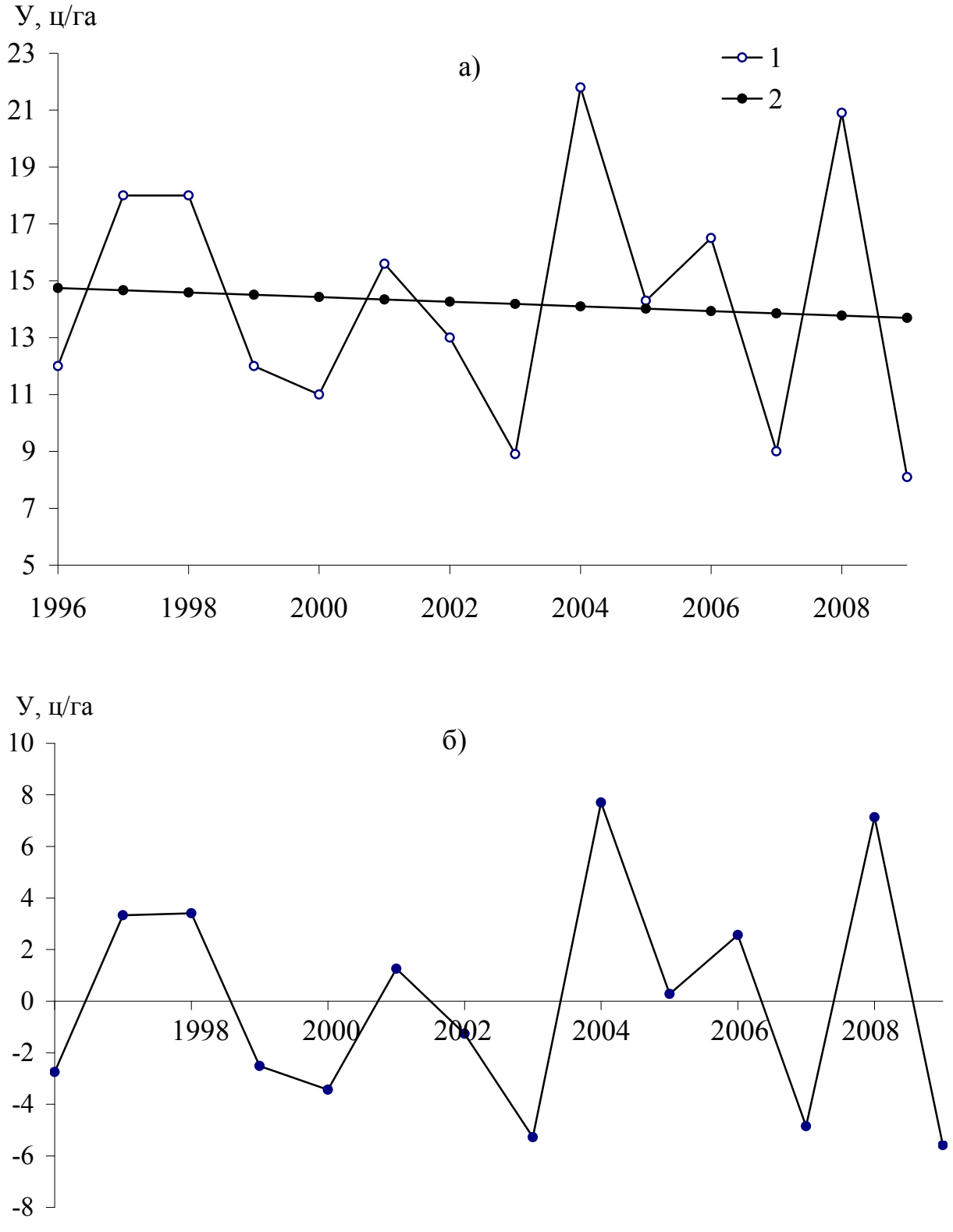


Рис. 5.53. Динаміка урожайності вівса у Херсонській області (а) та відхилення від тренда в окремі роки (б):
1 – щорічні значення урожайності, 2 – лінія тренда

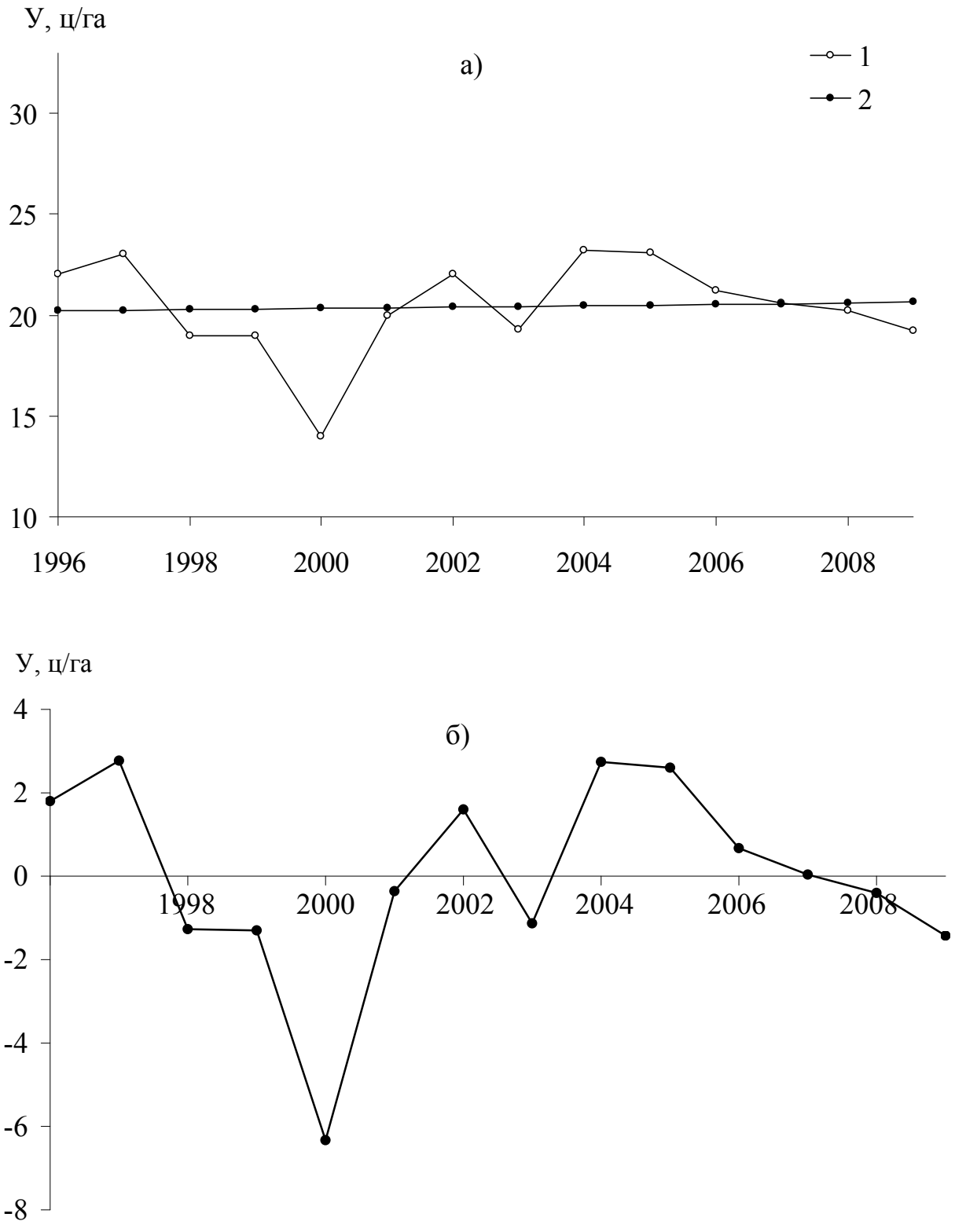


Рис. 5.54. Динаміка урожайності вівса в Закарпатській області (а) та відхилення від тренда в окремі роки (б):
1 – щорічні значення урожайності, 2 – лінія тренда

Таблиця 5.14. Динаміка основних характеристик тенденцій середньообласної урожайності вівса в Україні

Грунтово-кліматична зона, область	Роки спостереження					
	1997-2000		2001-2005		2006-2009	
	абсолютний приріст, ц/га	темп зростання %	абсолютний приріст, ц/га	темп зростання %	абсолютний приріст, ц/га	темп зростан-ня, %
Полісся						
Волинська	0,25	106,4	0,22	102,4	0,35	102,5
Рівненська	0,75	116,4	0,14	102,0	0,25	102,3
Житомирська	0,75	111,7	-0,3	98,4	0,73	105,7
Чернігівська	1,0	120,3	-0,08	99,7	0,00	102,3
Лісостеп						
Львівська	0,25	103,0	0,16	104,4	0,75	104,4
Тернопільська	-0,25	105,95	0,18	101,9	0,17	102,0
Хмельницька	-0,75	100,4	-0,04	97,6	0,53	103,5
Вінницька	0,5	104,0	-0,96	96,0	0,1	107,2
Київська	1,0	108,7	-0,66	97,1	0,9	102,1
Сумська	1,25	112,0	-0,94	95,8	0,03	105,6
Черкаська	0,5	111,4	0,98	97,6	0,28	105,4
Полтавська	1,0	107,5	-1,04	95,85	-0,13	104,77
Харківська	0,25	104,37	0,32	103,02	1,97	97,2
Степ						
Кіровоградська	2,25	124,3	-0,14	101,7	-0,68	114,8
Дніпропетровська	1,0	109,2	0,04	107,1	-1,5	105,8
Донецька	1,0	110,8	-0,64	102,8	-0,53	107,9
Луганська	0,75	117,5	0,48	106,2	-0,93	100,2
Одеська	0,25	109,9	0,7	119,6	-0,7	109,1
Миколаївська	0,25	111,5	0,94	122,0	0,15	139,9
Запорізька	1,0	110,2	0,1	107,6	-0,37	131,3
Херсонська	-0,25	102,1	0,66	120,8	-1,55	110,2
АР Крим	0,5	104,4	-0,56	104,9	0,7	116,9
Закарпаття та Прикарпаття						
Закарпатська	-2,0	90,21	2,22	112,07	0,98	95,51
Івано-Франківська	0,5	103,9	0,72	104,4	0,1	101,4
Чернівецька	0,00	100,5	0,22	102,6	-0,05	101,5
По Україні	**0,75**	**107,2**	**-0,08**	**100,0**	**0,00**	**102,1**

На території Степу в усіх областях протягом майже всіх розрахункових періодів спостерігається поступове підвищення темпів зростання урожаїв від 102 до 140 %.

В Закарпатті у першій та третій періоди розрахунків спостерігається зниження темпів зростання урожаїв до 90 та 95 % відповідно. У період 2001–2005 рр. темпи зростання становлять 112 %.

У Прикарпатті протягом всіх періодів спостерігається підвищення темпів зростання урожаїв з 100 до 104 %.

В цілому по Україні за період 1997–2000 рр. спостерігається підвищення темпів зростання урожаїв вівса до 107 %, далі відбувається незначне зниження темпів зростання до 102 %.

5.2.4. Оцінка кліматичної складової мінливості урожаїв зернових культур в період 1996–2009 роки

Авторами проведена оцінка варіації урожайності зернових культур з урахуванням впливу клімату [6]. Погодний коефіцієнт варіації урожайності C_p розраховувався за формулою (5.13).

У табл. 5.15 наведені результати розрахунків кліматичної складової мінливості урожаїв зернових культур на території України.

Так, практично вся територія Полісся відноситься до зони стійких урожаїв для всіх розглянутих вище зернових культур, лише території Житомирської та Волинської областей відносяться до зони помірно стійких урожаїв для ярої пшениці ($C_p = 0.24$) та озимого ячменю ($C_p = 0.23$) відповідно. Територія Житомирської області також відноситься до зони нестійких урожаїв щодо озимого ячменю ($C_p = 0.31$).

У Лісостепу майже вся територія, крім Харківської області, придатна для одержання стійких урожаїв озимого жита та вівса. На території Харківської області можливо збирати помірно стійкі урожаї цих культур ($C_p = 0.22$ та $C_p = 0.21$ відповідно).

Стійкі урожаї озимої пшениці у Лісостепу можливо вирощувати на території Львівської ($C_p = 0.10$) та Тернопільської ($C_p = 0.18$) областей. Території Хмельницької, Вінницької, Київської, Сумської та Черкаської областей відносяться до зони помірно стійких урожаїв озимої пшениці. На сході зони, у Полтавський та Харківський областях, слід очікувати нестійкі урожаї озимої пшениці $C_p = 0.31$ та $C_p = 0.30$ відповідно.

Для ярого ячменю майже вся територія Лісостепу відноситься до зони стійких урожаїв і, лише на території Вінницької, Полтавської та Харківської областей слід очікувати помірно стійкі урожаї ($C_p = 0.21$).

Стосовно вирощування озимого ячменю територія Лісостепу дуже різноманітна. Так, на території Львівської, Хмельницької, Вінницької та Київської областей слід очікувати стійкі урожаї цієї культури. На території Тернопільської, Черкаської та Полтавської областей – помірно стійкі, а на території Сумської та Харківської областей – нестійкі ($C_p = 0.35$).

Таблиця 5.15. Оцінка кліматичної складової мінливості урожаїв зернових культур

Грунтово-кліматична зона, область	Коефіцієнт кліматичної складової мінливості урожаїв					
	Озима пшениця	Озиме жито	Озимий ячмінь	Яра пшениця	Ярий ячмінь	Овес
Полісся						
Волинська	0.12	0.14	0.23	0.12	0.12	0.15
Рівненська	0.14	0.14	0.19	0.13	0.16	0.20
Житомирська	0.17	0.13	0.31	0.24	0.15	0.15
Чернігівська	0.19	0.14	0.14	0.13	0.16	0.14
Лісостеп						
Львівська	0.10	0.12	0.13	0.09	0.13	0.10
Тернопільська	0.18	0.19	0.26	0.15	0.14	0.15
Хмельницька	0.21	0.17	0.18	0.16	0.16	0.14
Вінницька	0.22	0.17	0.20	0.21	0.17	0.15
Київська	0.21	0.13	0.20	0.11	0.17	0.14
Сумська	0.25	0.17	0.35	0.17	0.18	0.19
Черкаська	0.26	0.19	0.24	0.19	0.21	0.15
Полтавська	0.31	0.17	0.29	0.21	0.21	0.16
Харківська	0.30	0.22	0.35	0.21	0.27	0.21
Степ						
Кіровоградська	0.32	0.24	0.30	0.36	0.31	0.26
Дніпропетровська	0.34	0.26	0.31	0.28	0.30	0.31
Донецька	0.28	0.21	0.30	0.30	0.27	0.22
Луганська	0.32	0.26	0.30	0.36	0.28	0.25
Одеська	0.32	0.25	0.30	0.30	0.31	0.28
Миколаївська	0.33	0.27	0.36	0.36	0.32	0.31
Запорізька	0.27	0.22	0.31	0.33	0.36	0.27
Херсонська	0.29	0.25	0.32	0.40	0.33	0.31
АР Крим	0.12	0.17	0.15	0.26	0.24	0.21
Закарпаття та Прикарпаття						
Закарпатська	0.34	0.13	0.14	0.16	0.18	0.12
Івано-Франківська	0.15	0.11	0.12	0.12	0.11	0.08
Чернівецька	0.22	0.20	0.22	0.22	0.14	0.10
По Україні	**0.22**	**0.14**	**0.13**	**0.13**	**0.20**	**0.13**

Майже вся територія Лісостепу відноситься до зони стійких урожаїв ярого ячменю, лише у Черкаській, Полтавській та Харківській областях слід очікувати помірно стійкі урожаї цієї культури (C_p= 0.21–0.27).

Територія Степу майже вся відноситься до зони помірно стійких урожаїв озимого жита (C_p = 0.22–0.27) і лише на території АР Крим можна очікувати стійкі урожаї (C_p = 0.17). Також і для вівса майже вся територія відноситься до зони помірно стійких урожаїв, а території Дніпропетровської, Миколаївської та Херсонської областей – до зони нестійких урожаїв (C_p= 0.31).

Стійкі урожаї озимої пшениці на території Степу слід очікувати лише на території АР Крим (C_p = 0.12), більша частина регіону відноситься до зони нестійких урожаїв (C_p = 0.32–0.34), а території Донецької, Запорізької та Херсонської областей – до зони помірно стійких урожаїв.

Майже вся територія Степу відноситься до зони нестійких урожаїв для ярої пшениці та озимого ячменю (C_p= 0.30–0.36). Лише територія Дніпропетровської області та АР Крим відноситься до зони помірно стійких урожаїв ярої пшениці (C_p= 0.26–0.28), на території АР Крим слід очікувати стійкі урожаї озимого ячменю (C_p= 0.15).

Лише територія Донецької, Луганської областей та АР Крим відноситься до зони помірно стійких урожаїв ярого ячменю (C_p= 0.24–0.28), всю іншу територію можна віднести до зони нестійких урожаїв ярого ячменю (C_p= 0.30–0.36).

Для ярого та озимого ячменю, вівса та озимого жита вся територія Закарпаття та Прикарпаття відноситься до зони стійких урожаїв. Стійкі урожаї озимої пшениці можна очікувати лише на території Івано-Франківської області, територія Чернівецької області відноситься до зони помірно стійких урожаїв (C_p= 0.22), а територія Закарпатської області – до нестійких (C_p= 0.34).

5.3. ОЦІНКА ЗМІНИ АГРОКЛІМАТИЧНИХ УМОВ РОСТУ, РОЗВИТКУ ТА ФОРМУВАННЯ УРОЖАЙНОСТІ СІЛЬСЬКОГОСПОДАРСЬКИХ КУЛЬТУР В УКРАЇНІ

5.3.1. Базова динамічна модель формування урожаю сільськогосподарських культур

Розробка теорії фотосинтетичної продуктивності посівів сільськогосподарських культур стимулювала інтенсивний розвиток робіт з моделювання продуційного процесу рослин [6, 7, 8, 12, 13, 14, 24], серед яких особливий інтерес для практики становлять довгоперіодні динамічні моделі формування урожаю, на основі яких створюються оперативні методи оцінки агрометеорологічних умов росту і розвитку сільськогосподарських культур та прогнозування їхньої урожайності [12, 13, 14].

Розвиток автоматизованих методів обробки агрометеорологічної інформації (добової та щодекадної) уможливив створення Автоматизованого робочого місця агрометеоролога – прогнозиста (АРМ–агрометеоролога). Відкрилась можливість наповнення АРМ–агрометеоролога моделями формування продуктивності

сільськогосподарських культур для виконання в автоматизованому режимі оперативної кількісної оцінки агрометеорологічних умов вирощування та прогнозування урожайності на основі використання стандартної оперативної агрометеорологічної інформації.

Теоретичною основою цих моделей є базова динамічна модель формування урожаю сільськогосподарських культур А.М. Польового [12, 13, 14].

Концепція моделювання

Структура моделі визначається, виходячи із закономірностей формування гідрометеорологічного режиму у системі грунт – рослина – атмосфера і біологічних уявлень про ріст і розвиток сільськогосподарських культур під впливом чинників зовнішнього середовища. В основі моделі лежить система рівнянь радіаційного, теплового і водного балансів, балансу біомаси (вуглеводів та азоту) у рослинному покриві.

Основні концептуальні положення такі:

– ріст і розвиток рослин визначається генотипом і чинниками зовнішнього середовища;

– моделюється ріст рослин (накопичення сухої біомаси) шляхом розподілу продуктів фотосинтезу і поглинених елементів мінерального живлення з урахуванням потреб для росту в асимілятах надземної і підземної частин рослин;

– моделюються радіаційний, тепловий і водний режими системи грунт – рослина – атмосфера;

– моделюється трансформація форм азоту в ґрунті та азотне живлення рослин;

– моделюється гідроліз рослинної тканини при старінні рослин і в стресових умовах, а також перетікання продуктів гідролізу з листя, стебел, коренів у репродуктивні органи;

– моделюється вплив агрометеорологічних умов в основні міжфазні періоди сільськогосподарських культур на формування урожаю, втрати урожаю за рахунок посухи, а для зернових колосових культур – полягання посівів і "стікання" зерна.

Модель складається із 8 блоків:

1. Блок вхідної інформації.
2. Блок радіаційно-теплового режиму рослинного покриву.
3. Блок водного режиму рослинного покриву.
4. Блок фотосинтезу.
5. Блок дихання і старіння рослин.
6. Блок мінерального живлення.
7. Блок росту (розподіл структуроутворювальних компонентів – вуглеводів і азоту).
8. Блок формування площілистя.

Розглядається, що рослина складається з двох функціонально пов'язаних частин: надземної (*shoot*) і підземної (*root*), які у свою чергу поділяються на окремі органи або їх складові частини. Виділяються: функціонуючі листки (l_{func}), пожовклі листки (l_{yel}), відмерлі листки (l_{mor}), зелені стебла (s_{gr}), пожовклі стебла (s_{yel}), функціонуючі корені (r_{func}), відмерлі корені (r_{mor}), функціонуючі репродуктивні органи (p_{func}), дозріваючі репродуктивні органи (p_{rip}).

Маса m окремих i-х органів та їх окремих частин складається з двох компонентів – маси вуглеводів C і маси азоту N. Моделюється, що під впливом екзогенних і ендогенних чинників у рослині відбувається формування єдиного фонду вільних вуглеводів C_{lab} та єдиного фонду вільного азоту N_{lab}.

У моделі розглядається, що ґрунт має 12 шарів: 0-2см, 2-5 см, 5-10 см, 10-20 см і так далі через 10 см до глибини 100 см.

Моделюються потоки води і азоту у ґрунті, який розглядається одночасно як насичене та ненасичене вологою середовище.

Модель реалізовано в двох варіантах – з добовим кроком в часі та з декадним кроком.

Моделювання радіаційного та теплового режимів рослинного покриву

Радіаційний баланс рослинного покриву можна представити у вигляді суми довгохвильової і короткохвильової радіації:

$$R_L = Q_L + F_L\ ; \tag{5.14}$$

$$R_S = Q_S + F_S\ , \tag{5.15}$$

де R_L і R_S – радіаційний баланс рослинного покриву (РП) і поверхні ґрунту; Q_L, і Q_S – величини поглиненої короткохвильової радіації РП і поверхні ґрунту; F_L і F_S – величини балансу довгохвильової радіації РП і поверхні ґрунту.

Величини *поглиненої короткохвильової радіації* рослинного покриву і поверхні ґрунту визначаються за співвідношеннями:

$$Q_L = Q_o\ (1-\alpha_{LS}); \tag{5.16}$$

$$Q_S = Q_o\, a_Q\, (1-\alpha_S), \tag{5.17}$$

де Q_o – сумарна короткохвильова радіація над верхньою межею РП; α_{LS} і α_S – альбедо РП і поверхні ґрунту; a_Q – функція пропускання сумарної радіації РП.

Альбедо рослинного покриву визначається за формулою

$$\alpha_{LS} = \alpha_{Lh_\circ} + (\alpha_S - \alpha_{Lh_\circ}) \exp[-L(1 + ctgh_\circ / \pi)], \qquad (5.18)$$

де

$$\alpha_{Lh_\circ} = \frac{0{,}4084}{1 + 1{,}1832 \sinh_\circ}.$$

Альбедо поверхні ґрунту визначається в залежності від зволоження ґрунту за допомогою рівняння

$$\alpha_S^{\max} \qquad \text{при } W_{SS} < W_{WP}$$

$$\alpha_S = \alpha_S^{\max} - (\alpha_S^{\max} - \alpha_S^{\min}) \frac{W_{SS} - W_{WP}}{W_{FC} - W_{WP}} \quad \text{при} \quad W_{WP} \le W_{SS} \le W_{FC}, \qquad (5.19)$$

$$\alpha_S^{\min} \qquad \text{при } W_{SS} > W_{FC},$$

де α_S – альбедо поверхні ґрунту; $\alpha_S^{\max}, \alpha_S^{\min}$ – альбедо сухого і досить зволоженого ґрунту; W_{SS} – вологість поверхневого шару ґрунту; W_{WP} – вологість стійкого в'янення; W_{FC} – найменша вологоємність ґрунту.

Функцію пропускання сумарної радіації знаходимо за формулою

$$a_Q = (1 - c_2) \exp\left(- \frac{k_s^L L}{\sinh_o} \right) + c_2 \exp\left(- c_3 \frac{k_s^L L}{\sinh_o} \right), \qquad (5.20)$$

де c_2, c_3 – емпіричні постійні; k_S^L – емпірична постійна, що характеризує вплив геометричної структури РП на пропускання сонячної радіації.

Величини *балансу довгохвильової радіації* визначаються за такими формулами:

$$F_L = (F_A + \varepsilon_S \sigma T_S^4 - 2\varepsilon_L \sigma T_L^4)(1 - e^{-kL}), \qquad (5.21)$$

$$F_S = F_A e^{-kL} - \varepsilon_S \sigma T_S^4 + \varepsilon_L \sigma T_L^4 (1 - e^{-kL}), \qquad (5.22)$$

де F_A – противипромінювання атмосфери; ε_L і ε_S – коефіцієнти сірості листя і ґрунту; σ – стала Стефана-Больцмана; T_L, T_S – температура листя і ґрунту; k – емпіричний параметр орієнтації листя.

Противипромінювання атмосфери визначається за виразом

$$F_A = \varepsilon_a \sigma T_a^4, \tag{5.23}$$

де T_a – температура повітря; ε_a – коефіцієнт довгохвильового випромінювання, який можна визначити за емпіричною формулою

$$\varepsilon_a = 0{,}398 \cdot 10^{-5} \cdot T_a^{2{,}148}. \tag{5.24}$$

Потік тепла у ґрунті приймається пропорційним радіаційному балансу поверхні ґрунту

$$B_S = c_{BS} R_S, \tag{5.25}$$

де c_{BS} – емпірична постійна.

Сумарна короткохвильова радіація визначається за формулою

$$Q_o = A_1\left(\frac{1}{\tau} + S\right)^{A_2} \exp\left(-A_3 \frac{S}{\tau}\right) + A_4 \exp\left[-A_5\left(1 - \frac{S}{\tau}\right)(\sinh_\circ)^{A_6}\right], \tag{5.26}$$

де $A_1,\ldots, A_6$ – константи; τ – тривалість світлого часу доби, від сходу до заходу Сонця.

Моделювання водного режиму рослинного покриву

Вологоперенесення у ґрунті. Рівняння потоку води в системі грунт – корінь розглядається одночасно як для насиченого, так і ненасиченого середовища

$$\frac{\partial \psi}{\partial t} = \frac{1}{C(\psi)} \frac{\partial}{\partial z}\left[K(\Theta)\left(\frac{\partial \psi}{\partial z} + 1\right)\right] - \frac{S(\psi)}{C(\psi)}, \tag{5.27}$$

де ψ – потенціал тиску грунтової вологи; $C(\psi) = \dfrac{d\Theta}{d\psi}$ – диференціальна вологоємність; $K(\Theta)$ – гідравлічна провідність; Θ – об'ємна вологість; $S(\psi)$ – поглинання води коренями; t – час; z – вертикальна координата.

Як початкова умова ($t = 0$) задається

$$\psi(z, t = 0) = \psi_0(z). \tag{5.28}$$

За граничні умови приймається:

– на нижній межі (z_{so}) потенціал тиску задається як

$$\psi(z = z_{so},\ t) = \psi_{so}(t); \tag{5.29}$$

$$C(\psi) = 0 \quad \text{і} \quad \psi(z_{so}, t) = 0; \tag{5.30}$$

– на поверхні грунту z_o (верхня межа)

$$P_s - E = -K(\Theta)\left(\frac{\partial \psi}{\partial t} + 1\right) \quad \text{при} \quad P_s - E < J_{\max}, \tag{5.31}$$

$\Theta = \Theta_{\max}$ при $P_s - E \geq J_{\max}$

де P_s – кількість опадів, які досягли поверхні грунту; E – випаровування з поверхні грунту; $J_{\max}$ – максимально можлива інтенсивність інфільтрації при вологості грунту на його поверхні, дорівнює $\Theta_{\max}$.

Кількість опадів, які досягли поверхні грунту, визначається як

$$P_S = P_0 - P_L, \tag{5.32}$$

де P_o – кількість опадів, що випали; P_L – кількість опадів, перехоплених рослинним покривом, яка залежить від величини листкової поверхні.

P_L визначається так

$$P_L = 0{,}2L, \tag{5.33}$$

де L – відносна площа листкової поверхні (листковий індекс).

Величина джерельно-стокового члена $S(\psi)$ визначається в залежності від потенціалу тиску і максимальної швидкості поглинання води $S_{\max}$

$$S(\psi) = \alpha_s(\psi) S_{\max} / f_{depth}^{root}, \tag{5.34}$$

вважаємо, що $S_{\max} = T_r$, де T_r – транспірація; f_{depth}^{root} – функція розподілу коренів на глибині; $\alpha_s(\psi)$ – функція впливу водного потенціалу грунту на поглинання води кореневою системою.

Транспірація рослинного покриву визначається за формулою Пенмана

$$T_r = \frac{\Delta\left(\frac{R_L}{\lambda}\right)}{\Delta + \gamma_{ef}} + \frac{ET_{pot}}{\Delta + \gamma_{ef}}, \tag{5.35}$$

де Δ – нахил кривої залежності тиску насиченої водяної пари від температури повітря; γ_{ef} – ефективна психрометрична стала; R_L –

радіаційний баланс РП; ET_{pot} – випаровуваність; λ – прихована теплота пароутворення.

Випаровуваність визначається за допомогою рівняння

$$ET_{pot} = \frac{(e_s - e_a)\rho c_p}{r_a}, \tag{5.36}$$

де e_s – тиск насиченої пари при даній температурі повітря; e_a – фактичний тиск водяної пари; ρ – густина повітря; c_p – теплоємність повітря; r_a – опір примежового шару.

Ефективна психрометрична стала визначається за формулою

$$\gamma_{ef} = \gamma \frac{r_a + r_{st}}{r_a}, \tag{5.37}$$

де γ – психрометрична постійна; r_{st} – продиховий (устячковий) опір дифузії водяної пари для листя.

Опір примежового шару визначається за виразом

$$r_a = \frac{\ln\left[(z - d_o)/z_o\right]^2}{\chi^2 u}, \tag{5.38}$$

де d_o – висота шару витіснення; z_o – висота шару шорсткості; χ – стала Кармана; u – швидкість вітру на висоті z.

Продиховий опір визначається за формулою

$$r_{st} = \frac{1}{g_n + \frac{g_x Q_o}{Q_o + p_r}}, \tag{5.39}$$

де g_n, g_x, p_r – емпіричні параметри.

Випаровування з поверхні ґрунту E_S визначається як

$$E_S = \frac{(\Delta R_S)\cdot 1{,}26}{\Delta + \gamma}. \tag{5.40}$$

Рівень грунтових вод визначається за методом Шебеко:

$$H_{gr.w.}^{j+1} = H_{gr.w.}^{j} + \Delta H_{gr.w.}^{j}; \tag{5.41}$$

$$\Delta H_{gr.w.} = I_w / k_w \, 10 \tag{5.42}$$

або

$$\Delta H_{gr.w.} = -V_p / k_w \, 10, \tag{5.43}$$

де

$$I_w = W_n + P_o - ET_{opt} - W_{FC} \tag{5.44}$$

і величина V_p знаходиться як

$$0 \le W_{PC} - (W_n + P_o - ET) \ge V_p \le V_{\max.},$$

де $H_{gr.w.}$ – рівень грунтових вод; I_w – інфільтрація; V_p – розрахункове підживлення в зону аерації з грунтових вод; W_n – початковий вміст вологи у грунті; ET – сумарне випаровування; $V_{\max}$ – максимально можливе підживлення в зону аерації з грунтових вод; k_w – коефіцієнт водовіддачі.

Моделювання процесів фотосинтезу, дихання та старіння рослин

Фонд вільних вуглеводів рослин на кожному часовому кроці являє собою баланс продуктів фотосинтезу і продуктів розпаду тканин (при стресових умовах або старінні рослин), а також витрат на дихання

$$\frac{dC_{lab}}{dt} = \Phi + C_{hydr} - R, \tag{5.45}$$

де C_{lab} – фонд вільних вуглеводів; Ф – маса продуктів фотосинтезу; C_{hydr} – маса вуглеводів, що утворюються при розпаді тканин, які старіють; R – витрати вуглеводів на дихання рослин.

Процес фотосинтезу листя описується з врахуванням впливу на фотосинтез рівня мінерального живлення, фази розвитку рослин, температурного режиму і вологозабезпеченості рослин

$$\frac{d\Phi}{dt} = \frac{1}{1/\Phi_{pot} K_\Phi(N^L_{str}) + 1/a_C C_0 + 1/a_\Phi \Pi} \min\left\{\alpha_\Phi, \Psi_\Phi, \frac{ET}{ET_{pot}}\right\}, \tag{5.46}$$

де Φ_{pot} – інтенсивність потенційного фотосинтезу; a_C – нахил вуглекислотної кривої фотосинтезу; C_0 – концентрація CO_2 у повітрі; a_Φ – нахил світлової кривої фотосинтезу; $П$ – поглинена рослинним покривом фотосинтетично активна радіація; α_Φ – онтогенетична крива фотосинтезу; Ψ_Φ – температурна крива фотосинтезу; $K_\Phi(N^L_{str})$ – коефіцієнт забезпеченості рослин елементами мінерального живлення.

При стресових умовах і *старінні рослин* відбуваються процеси розпаду тканин. Ці процеси описуються рівняннями кінетики ферментативного каталізу. При достатньо високій концентрації субстрату, який гідролізується швидкість розпаду можна описати рівнянням реакції нульового порядку, а при достатньо низькій – рівнянням реакції першого порядку

$$\frac{dC_{ihydr}}{dt} = K^0_{hydr} K_{hydr}(T_a) K_{hydr}(W) \quad \text{при} \quad C_i \geq C_{icrit} \quad (5.47)$$

і

$$\frac{dC_{ihydr}}{dt} = K^1_{hydr} K_{hydr}(T_a) C_i K_{hydr}(W) \quad \text{при} \quad C_i < C_{icrit}, \quad (5.48)$$

де K^0_{hydr} – константа швидкості реакції нульового порядку; K^1_{hydr} – константа швидкості реакції першого порядку; $K_{hydr}(T_a), K_{hydr}(W)$ – функції впливу температури повітря T_a і вологості грунту W на швидкість розпаду; C_{icrit} – критична кількість вуглеводів, які визначать початок реакції розпаду як реакції першого порядку; C_i – кількість вуглеводів тканин, які старіють.

Витрати на *дихання росту і дихання підтримки* моделюються з використанням концепції Мак-Крі і з врахуванням зміни інтенсивності дихання в онтогенезі та під впливом температури повітря

$$\frac{dR}{dt} = \alpha_R \left[C_G \frac{dm}{dt} + C_m m \varphi_R \right], \quad (5.49)$$

де C_G – коефіцієнт витрат на дихання росту; C_m – коефіцієнт витрат на дихання підтримки; α_R – онтогенетична крива дихання; dm / dt – приріст біомаси рослин; m – маса рослин; φ_R – температурна крива дихання.

Моделювання мінерального живлення рослин

Формування фонду вільного азоту розглядається на кожному часовому кроці як поглинання азоту з ґрунту, продуктів розпаду рослинної тканини і витрат на відновлення активних структур тканини

$$\frac{dN_{lab}}{dt} = N_{abs} + N_{hydr} - N_{sen}, \quad (5.50)$$

де N_{lab} – фонд вільного азоту; N_{abs} – кількість поглиненого з ґрунту азоту; N_{hydr} – кількість азоту, що утвориться при розпаді білкових структур; N_{sen} – витрати на відновлення білків.

Процес поглинання азоту рослиною з ґрунту йде активним шляхом і пасивним – виносом азоту з транспіраційним потоком

$$dN_{abs} = D_{ef}^{Nr} N_{soil} L_{funk}^{r} K_{dif}^{N}(T_S) + Tr\overline{N}_{s.w.}, \tag{5.51}$$

де N_{soil} – концентрація азоту у ґрунті (NH_4, NO_3); D_{ef}^{Nr} – ефективний коефіцієнт дифузії азоту у ґрунтовому розчині (NH_4, NO_3); L_{funk}^{r} – довжина життєдіяльних коренів; $\overline{N}_{s.w.}$ – концентрація азоту в ґрунтовому розчині; Tr – транспірація; $K_{dif}^{N}(T_S)$ – функція впливу температури ґрунту на швидкість дифузії азоту в ґрунтовому розчині.

Процеси поглинання амонію і поглинання нітратів розглядаються в моделі окремо.

Розпад білка в органах рослини виражається рівнянням, подібним до рівнянь (5.47) і (5.48). Приймається, що швидкість відновлення білків кожного органа рослини пропорційна вмісту азоту в тканині цього органа

$$\frac{dN_{isen}}{dt} = \alpha_{sen} N_i \ , \tag{5.52}$$

де α_{sen} – відносна швидкість відновлення білків;
N_i – вміст азоту в тканинах *i*-го органа.

У моделі розглядаються основні процеси трансформації азоту в ґрунті: амоніфікація, нітрифікація, іммобілізація амонію і нітратів, денітрифікація.

Кількість азоту, який легко гідролізується у ґрунті N_{tof} описується рівнянням

$$N_{tof} = P_{hum} K_{hum}^{N} K_{hydr}^{N}, \tag{5.53}$$

де P_{hum} – вміст гумусу в ґрунті;
K_{hum}^{N} – вміст органічного азоту в гумусі ґрунту;
K_{hydr}^{N} – коефіцієнт гідролізації азоту в ґрунті.

Трансформація форм азоту ґрунту описується такою системою рівнянь:

$$\left.\begin{aligned} dN_{NH} &= A_{NH} N_{tof} F_{am}(T_S) F_{am}(W), \\ dN_{NO} &= A_{NO} N_{soil}^{NH} F_{nitr}(T_S) F_{nitr}(W), \\ dN_{im}^{NH} &= A_{im}^{NH} N_{soil}^{NH}, \\ dN_{im}^{NO} &= A_{im}^{NO} N_{soil}^{NO}, \\ dN_{den} &= A_{den} N_{soil}^{NO} F_{den}(T_S) F_{den}(W), \end{aligned}\right\}, \qquad (5.54)$$

де dN_{NH} – швидкість амоніфікації; A_{NH} – коефіцієнт швидкості амоніфікації; $F_{am}(T_S)$ і $F_{am}(W)$ – функції впливу температури і вологості ґрунту на швидкість амоніфікації; dN_{NO} – швидкість нітрифікації; $F_{nitr}(T_S)$ і $F_{nitr}(W)$ – функції впливу температури і вологості ґрунту на швидкість нітрифікації; $dN_{im}^{NH}, dN_{im}^{NO}$ – швидкість іммобілізації азоту; A_{im}^{NH} і A_{im}^{NO} – коефіцієнт швидкості іммобілізації азоту з амонійних і нітратних форм азоту; dN_{den} – швидкість денітрифікації; A_{den} – коефіцієнт швидкості денітрифікації; $F_{den}(T_S)$ і $F_{den}(W)$ – функції впливу температури і вологості ґрунту на швидкість денітрифікації.

Баланс амонійних форм азоту в ґрунті можна описати таким рівнянням

$$\begin{aligned} N_{soil}^{NH(j+1)} = N_{soil}^{NH(j)} + dN_{NH} - dN_{NO} - dN_{im.}^{NH} - \\ - dN_{abs}^{NH} + NH_{m}^{fert} + NH_{org.}^{fert} + NH_{atm.} \end{aligned}, \qquad (5.55)$$

де NH_{m}^{fert} і $NH_{org.}^{fert}$ – амоній мінеральних і органічних добрив; NH_{atm} – амоній, що надходить з атмосферними опадами.

На відміну від амонійних форм азоту легкорухливі нітратні форми азоту ефективно переміщаються (пересуваються) від одного шару ґрунту до іншого дифузійним шляхом чи з потоками води. Дифузія нітратів dN_{dif} описується рівнянням

$$dN_{dif}^{NO} = D_{ef}^{NO} \frac{\overline{N}_{NO}^{\omega+1} - \overline{N}_{NO}^{\omega}}{h_{\omega}}, \qquad (5.56)$$

де dN_{dif} – дифузія нітратів; D_{ef}^{NO} – ефективний коефіцієнт дифузії нітратів у ґрунтовому розчині; $\overline{N}_{NO}^{\omega+1}, \overline{N}_{NO}^{\omega}$ – концентрація нітратів у суміжних шарах ґрунту; h_{ω} – відстань між серединою суміжних шарів ґрунту.

Рівняння, що описує переміщення нітратів з потоками води $dN_{I_w}^{NO}$ записується у вигляді

$$dN_{Iw}^{NO} = \frac{\overline{N}_{NO}^{\omega+1} + \overline{N}_{NO}^{\omega}}{2} I_w^{\omega}, \tag{5.57}$$

де $dN_{I_w}^{NO}$ – переміщення нітратів з потоками води; I_w^{ω} – інфільтрація води з одного шару в інший.

Баланс нітратів у ґрунті записується як

$$\begin{aligned} N_{soil}^{NO(j+1)} &= N_{soil}^{NO(j)} + dN_{NO} - dN_{im.}^{NO} - dN_{abs}^{NO} + \\ &+ NO_{m.}^{fert} + NO_{org.}^{fert} + NO_{atm} - dN_{dif}^{NO} - dN_{I_w}^{NO} \end{aligned}, \tag{5.58}$$

де $NO_{m.}^{fert}$ і $NO_{org.}^{fert}$ – нітрати органічних і мінеральних добрив; NO_{atm} – нітрати, що надходять з атмосферними опадами.

Сумарний баланс гумусу у ґрунті визначається за методом О.С. Образцова

$$\begin{aligned} Hum = (&m_l^{lit} K_C^{lit} K_{Hum}^{lit} + Org^{last} K_C^{Org} K_{Hum}^{Org} + Org^{last} K_N^{Org} K_{us}^{Org} + \\ &+ M_N^{last} K_{us}^{M} + \left(m_l^{lit} + m_r^{mort}\right) K_N^{lit(mort)} K_{us}^{lit(mort)} - m^{last} K_N^{last}) \cdot 1{,}724 \end{aligned}, \tag{5.59}$$

де *Hum* – баланс гумусу в ґрунті; m_l^{lit}, m_r^{mort} – маса рослинних залишків і маса відмерлих коренів минулого року; K_C^{lit}, K_C^{Org} – відносний вміст вуглецю в сухій речовині рослинних залишків і органічних добрив; $K_{Hum}^{lit}, K_{Hum}^{Org}$ – коефіцієнт гуміфікації рослинних залишків і органічних добрив; Org^{last}, M_N^{last} – кількість мінеральних добрив і доза внесення мінерального азоту минулого року; $K_N^{Org}, K_N^{lit(mort)}$ – відносний вміст азоту в органічних добривах, рослинних залишках і відмерлих коренях; $K_{us}^{Org}, K_{us}^{M}, K_{us}^{lit(mort)}$ – коефіцієнт використання азоту мінеральних і органічних добрив, рослинних залишків і відмерлих коренів; m^{last} – урожай біомаси минулого року; K_N^{last} – відносний вміст азоту в рослинній біомасі урожаю минулого року.

Моделювання росту рослин

Динаміка біомаси надземної і підземної частин рослин та окремих органів визначається з врахуванням потреб цих частин рослин в асимілятах.

Приріст маси вуглеводів та азоту розподіляється між надземною і підземною частинами рослин згідно таких рівнянь:

$$\frac{dmC(N)_{shoot}}{dt} = \left(1 - \beta_{root}^{mC(N)}\right)\frac{dC(N)_{lab}}{dt}; \tag{5.60}$$

$$\frac{dmC(N)_{root}}{dt} = \beta_{root}^{mC(N)}\frac{dC(N)_{lab}}{dt}, \tag{5.61}$$

де $mC(N)_{shoot}$ і $mC(N)_{root}$ – кількість відповідно вуглеводів і азоту в надземній і підземній частинах рослин; $\beta_{root}^{mC(N)}$ – функції розподілу вуглеводів і азоту в підземну частину рослин.

Розподіл структуроутворювальних компонентів між надземними органами рослин та їх окремими частинами виконується за допомогою такої системи рівнянь:

$$\begin{gathered}
\frac{dmC(N)_{l_{func}}}{dt} = \beta_l^{mC(N)}\frac{dmC(N)_{shoot}}{dt} - v^{C(N)}mC(N)_{l_{func}};\\
\frac{dmC(N)_{l_{yel}}}{dt} = \frac{dmC(N)_{l_{func}}}{dt}\frac{1}{K_{st}^{C(N)}} \quad \text{при} \quad \frac{dmC(N)_{l_{func}}}{dt} < 0;\\
\frac{dmC(N)_{s_{gr}}}{dt} = \beta_{s_{gr}}^{mC(N)}\frac{dmC(N)_{shoot}}{dt} - v_s^{C(N)}mC(N)_{s_{gr}};\\
\frac{dmC(N)s_{yel}}{dt} = \frac{dmC(N)_{s_{gr}}}{dt}\frac{1}{K_{st}^{C(N)}} \quad \text{при} \quad \frac{dmC(N)_{s_{gr}}}{dt} < 0;\\
\frac{dmC(N)_{p_{func}}}{dt} = \beta_{p_{func}}^{mC(N)}\frac{dmC(N)_{shoot}}{dt} + v_l^{C(N)}mC(N)_{l_{func}} +\\
+ v_s^{C(N)}mC(N)_{s_{gr}} + v_r^{C(N)}mC(N)_{r_{func}};\\
mC(N)_{p_{rip}} = mC(N)_{p_{func}}k_{p_{rip}},
\end{gathered} \tag{5.62}$$

де
$mC(N)_{l_{func}}, mC(N)_{l_{yel}}, mC(N)_{s_{gr}}, mC(N)_{s_{gr}}, mC(N)_{s_{yel}}, mC(N)_{p_{func}}, mC(N)_{p_{rip}}$
– кількість вуглеводів і азоту відповідно у функціонуючих та пожовклих листях, зелених та пожовклих стеблах, функціонуючих та дозріваючих репродуктивних органах; $\beta_l^{mC(N)}, \beta_{s_{gr}}^{mC(N)}, \beta_{p_{func}}^{mC(N)}$ – функції розподілу вуглеводів та азоту в листя, яке росте, зелені стебла, функціонуючі репродуктивні органи; $v^{C(N)}$ – функції перетоку вуглеводів та азоту із листя, стебел та коріння при їх старінні.

Приріст маси окремого *i*-го органа або окремої його частини визначається як сума вуглеводів та азоту, що надійшли в цей орган,

$$\frac{dm_i}{dt} = \frac{dC_i}{dt} + \frac{dN_i}{dt}. \tag{5.63}$$

Приріст стебел у висоту визначається як

$$\frac{dh_s}{dt} = \frac{dm_s}{dt}\frac{1}{\rho_s \pi r_s^2}\frac{1}{N_s}, \tag{5.64}$$

де dh_s/dt – швидкість росту стебел у висоту; dm_s/dt – приріст маси стебел; ρ_s – питома щільність стебел; r_s – радіус стебел; N_s – кількість стебел на одну рослину.

При моделюванні *старіння листя* зроблено припущення, що пожовклі листя відпадають всі відразу при закінченні вегетаційного періоду

$$m_{l\,fal} = m_{l\,yel} \qquad \text{при} \quad t = t_{end}^{gr.s.}, \tag{5.65}$$

де $m_{l\,fal}$ – маса опалого листя;

$t_{end}^{gr.s.}$ – термін закінчення періоду вегетації рослин.

При *моделюванні кореневої системи* приймається, що всі вуглеводи та азот, які надійшли до підземної частини рослин, направляються у функціонуючі корені

$$\frac{dmC(N)_{r\,func}}{dt} = \frac{dmC(N)_{root}}{dt}, \tag{5.66}$$

де $mC(N)_{r_{func}}$ – кількість вуглеводів та азоту у функціонуючих коренях.

Маса кореневої системи визначається за рівнянням (5.63).

Маса відмерлих коренів знаходиться за співвідношенням

$$m_{r\,mor} = \beta_{r\,mor} m_{r\,funk}, \tag{5.67}$$

де $\beta_{r_{mor}}$ – функція відмирання функціонуючих коренів рослин.

Ріст коренів у глибину і їхня густота у ґрунті визначається рівняннями вигляду:

$$z_r = \frac{d_r m_r}{\rho_r} f_r, \tag{5.68}$$

$$\rho_r = \rho_r^{\max}\left(1 - e^{-d_\rho z}\right), \tag{5.69}$$

де z_r – нижня межа кореневої системи; m_r – маса коренів; ρ_r – густота коренів у грунті; $\rho_r^{\max}$ – максимальна щільність коренів у грунті; f_r– функція впливу фізико-механічних властивостей ґрунту на ріст коренів; d_r, d_ρ – емпіричні параметри.

Динаміка площі асимілюючої поверхні листя описується системою рівнянь:

$$\begin{cases} \dfrac{dL}{dt} = \dfrac{dm_{l\,func}}{dt}\dfrac{1}{\sigma_L} & при \quad \dfrac{dm_{l\,func}}{dt} \geq 0 \\ \dfrac{dL}{dt} = \dfrac{dm_{l\,func}}{dt}\dfrac{1}{\sigma_L k_s^l} & при \quad \dfrac{dm_{l\,func}}{dt} < 0 \end{cases}, \tag{5.70}$$

де $\dfrac{dL}{dt}$ – швидкість росту відносної площі поверхні листя; σ_L – питома поверхнева щільність листя; k_s^l – параметр, що характеризує частку життєдіяльних структур у загальній біомасі листя.

Наведена вище система рівнянь (5.14) – (5.70) описує формування гідрометеорологічного режиму в системі грунт – рослина – атмосфера, основні процеси життєдіяльності рослин, їхній ріст та формування урожаю. Вона записана у загальному вигляді і трансформується в залежності від морфологічних та біологічних особливостей сільськогосподарських культур.

5.3.2. Оцінка зміни агрокліматичних умов росту, розвитку та формування урожайності озимої пшениці

Зміна агрокліматичних умов вирощування озимої пшениці в осінньо-зимовий період

Нами були розглянуті різні існуючі сценарії зміни глобального та регіонального клімату. Для вирішення нашої задачі використано сценарій *GFDL*-30 % (збільшення CO_2 на 30 % в атмосфері) [23].

Розглянемо результати оцінки зміни агрокліматичних умов вирощування озимої пшениці за умов реалізації кліматичного сценарію зміни клімату *GFDL*-30 % [19, 14].

За умов реалізації сценарію GFDL-30 % осіння вегетація озимої пшениці порівняно з середніми багаторічними даними буде проходити в значно пізніший термін (табл. 5.16). Так, посів відбуватиметься у другій та третій декадах жовтня, що на 20–30 днів пізніше багаторічних термінів, а припинення вегетації розтягнеться по ґрунтово-кліматичних зонах. У Поліссі та Лісостепу припинення вегетації наступатиме у третій декаді листопада, в Північному Степу та Прикарпатті – в другій декаді грудня, а в Південному Степу – в першій декаді січня, що також значно пізніше за середні багаторічні терміни.

Таблиця 5.16. Дати настання фаз розвитку озимої пшениці
(чисельник – за сценарієм *GEDL*-30 % ,
знаменник – середні багаторічні дані)

Ґрунтово-кліматична зона, область	Посів	Припинення вегетації	Відновлення вегетації	Воскова стиглість	Тривалість весняно-літнього періоду, дні
Полісся	28.09	30.11	1.03	9.06	101
Житомирська	6.09	7.11	31.03	13.07	105
Лісостеп	29.09	30.11	28.02	6.06	99
Черкаська	9.09	8.11	29.03	7.07	101
Північний Степ	13.10	13.12	25.02	1.06	97
Дніпропетровська	11.09	12.11	27.03	2.07	98
Південний Степ	1.11	5.01	20.02	23.05	93
Херсонська	19.09	25.11	21.03	26.06	98
Прикарпаття	23.10	22.12	23.02	13.06	111
Івано-Франківська	9.09	11.11	29.03	20.07	114

Осіння вегетація озимої пшениці у Поліссі, Лісостепу та Передкарпатті відбуватиметься за умов підвищеного на 0,7–2,0 °С температурного режиму (табл. 5.17). У Степу середня температура періоду осінньої вегетації очікується на 0,8–1,5 °С нижче, ніж за сучасного клімату.

Кількість опадів за період від посіву озимої пшениці до припинення вегетації може збільшитись на 11–43 % порівняно з кліматологічною нормою у всіх ґрунтово-кліматичних зонах, крім Передкарпаття, де ймовірне зменшення кількості опадів до 90 % норми. Таким чином, можливе значне покращення умов вологозабезпеченості періоду осінньої вегетації озимої пшениці, особливо у Степу, де за сучасних умов незадовільна вологозабезпеченість восени досить часто негативно позначається на урожаї озимої пшениці.

У зимовий період сума від'ємних температур як характеристика ступеня суворості зими зникне – тобто у зимовий період від'ємних температур, а разом з цим і періоду стійкого зимового спокою у рослин

може не бути зовсім. Середня температура повітря найбільш холодної декади підвищиться на 6–8 °С і стане позитивною. Кількість опадів за зимовий період для усіх ґрунтово-кліматичних зон зменшиться до 29–76 % сучасної норми

Таблиця 5.17. Агрокліматичні умови вирощування озимої пшениці в осінньо-зимовий період (чисельник – за сценарієм, знаменник – середні багаторічні дані)

Ґрунтово-кліматична зона, область	Період посів – припинення вегетації		Період перезимівлі		
	середня температура повітря, °С	сума опадів, мм	сума від'ємних температур, °С	середня температура найхолодні-шої декади, °С	сума опадів, мм
Полісся Житомирська	10,8 8,8	97 87	– 445	0,4 –6,8	122 211
Лісостеп Черкаська	11,7 9,2	82 71	– 440	0,4 –6,5	151 198
Північний Степ Дніпропетровська	8,4 9,2	84 66	– 415	1,5 –6,4	123 200
Південний Степ Херсонська	7,1 8,6	93 65	– 195	3,5 –4,0	53 182
Прикарпаття Івано-Франківська	9,7 9,0	83 92	– 335	1,8 –5,9	95 190

Зміна агрокліматичних умов вегетації озимої пшениці у весняно-літній період

Особливо значні зміни відносно сучасних умов (табл. 5.18) відбудуться за умов реалізації різноманітних сценаріїв за період весняно-літньої вегетації озимої пшениці.

Середні запаси продуктивної вологи метрового шару ґрунту в період від колосіння до воскової стиглості зерна дещо зменшаться у Лісостепу, Закарпатті та Передкарпатті, на решті території – зростуть на 15–35 %.

Сума ФАР у більшості випадків зменшиться до 58–98 % (табл. 5.19). Сумарне випаровування за вегетаційний період зменшиться в усіх ґрунтово-кліматичних зонах на 10–35 %.

За умов реалізації кліматичного сценарію вологозабезпеченість весняно-літнього періоду вегетації озимої пшениці для всіх ґрунтово-кліматичних зон складатиметься так. На заході Полісся, на півдні Лісостепу та в Передкарпатті можливе зменшення кількості опадів за вегетаційний період майже вдвічі. Середня температура повітря за період від відновлення вегетації до колосіння у Лісостепу зменшиться в

середньому на 1–3 °С, найбільш істотне її зниження можливе у Південному Степу, на решті території вона змінюватиметься незначно.

Таблиця 5.18. Агрокліматичні умови вирощування озимої пшениці в весняно-літній період за середніми багаторічними даними

Ґрунтово-кліматична зона, Область	Кількість опадів мм	Середня температура повітря за період, °С		Середні запаси вологи в 0-100 см ґрунту за період, мм		Сума ФАР за вегетаційний період, ккал/см^2	Сумарне випаровування за вегетаційний період, мм	Дефіцит вологи за вегетаційний період, мм
		відновлення вегетації–колосіння	колосіння – воскова стиглість	відновлення вегетації–колосіння	колосіння – воскова стиглість			
Полісся								
Волинська	220	12,0	17,4	160	111	22,0	283	14
Рівненська	234	12,0	17,5	164	118	22,0	288	4
Житомирська	260	13,2	17,1	207	166	21,8	312	64
Чернігівська	289	12,7	17,7	179	152	21,4	312	65
Лісостеп								
Львівська	338	11,8	16,9	245	249	22,9	352	150
Тернопільська	259	11,9	17,2	178	164	22,1	322	32
Хмельницька	253	12,1	17,4	181	137	22,4	309	29
Вінницька	231	12,3	18,1	155	144	22,0	302	6
Київська	187	12,3	17,8	156	109	21,6	249	52
Сумська	193	12,2	17,9	181	151	20,6	256	7
Черкаська	189	12,9	18,1	146	123	21,2	252	52
Полтавська	234	12,0	17,5	164	118	22,0	288	4
Харківська	164	12,6	18,9	129	79	20,5	239	78
Степ								
Кіровоградська	175	12,6	18,1	140	98	21,5	234	78
Дніпропетровськ	147	13,3	18,7	111	90	20,5	220	101
Донецька	163	12,9	19,1	131	74	21,6	249	98
Луганська	161	16,3	20,0	95	78	20,6	222	90
Одеська	144	11,8	18,8	104	62	22,4	211	156
Миколаївська	159	13,4	19,1	130	65	22,2	231	131
Запорізька	146	14,9	19,7	95	69	21,0	207	127
Херсонська	114	13,3	19,4	87	51	21,6	192	175
АР Крим	148	11,8	18,6	111	48	22,5	239	144
Закарпаття та Прикарпаття								
Закарпатська	432	11,6	16,5	234	220	21,4	386	254
Івано-Франківська	444	12,3	17,1	251	236	24,1	428	212
Чернівецька	289	12,7	17,7	179	152	21,4	312	65

Таблиця 5.19. Агрокліматичні умови вирощування озимої пшениці в весняно-літній період за кліматичним сценарієм *GFDL*-30 %

Ґрунтово-кліматична зона, Область	Кількість опадів, мм	Середня температура повітря за період, °С		Середні запаси вологи в 0-100 см ґрунту за період, мм		Сума ФАР за вегетаційний період, ккал/ см^2	Сумарне випаровування за вегетаційний період, мм	Дефіцит вологи за вегетаційний період, мм
		відновлення вегетації колосіння	колосіння–воскова стиглість	відновлення вегетації–колосіння	колосіння–воскова стиглість			
Полісся								
Волинська	257	12,4	17,1	169	136	19,7	275	77
Рівненська	248	11,2	16,9	182	131	20,0	266	67
Житомирська	196	11,1	17,4	238	166	18,8	268	90
Чернігівська	219	11,9	18,0	195	132	19,2	265	65
Лісостеп								
Львівська	271	11,8	16,4	253	209	20,0	290	150
Тернопільська	269	11,0	16,8	202	141	20,4	294	92
Хмельницька	215	11,4	17,5	204	136	19,9	277	48
Вінницька	190	13,7	19,3	144	109	18,9	255	20
Київська	173	12,4	18,2	173	118	18,6	229	9
Сумська	209	11,6	18,4	198	138	19,0	242	50
Черкаська	172	11,2	18,3	165	96	20,0	236	34
Полтавська	248	11,2	16,9	182	131	19,9	266	67
Харківська	169	12,0	18,4	150	87	19,9	244	42
Степ								
Кіровоградська	164	11,8	18,2	168	104	18,5	212	12
Дніпропетровська	151	13,0	18,5	132	77	18,3	217	35
Донецька	155	12,0	18,6	154	86	18,2	219	25
Луганська	145	13,0	19,8	138	80	18,2	205	48
Одеська	116	11,5	17,1	126	66	18,4	183	90
Миколаївська	121	13,7	18,5	116	66	18,1	196	74
Запорізька	131	12,0	18,6	133	71	18,8	192	91
Херсонська	111	11,5	17,1	122	64	17,3	173	81
АР Крим	145	9,2	15,0	147	78	17,7	220	9
Закарпаття та Прикарпаття								
Закарпатська	203	11,9	16,1	232	196	14,5	231	169
Івано-Франківська	346	11,5	16,2	232	209	20,9	318	191
Чернівецька	244	12,0	17,2	179	144	18,6	249	79

Середня температура повітря періоду від колосіння до воскової стиглості зросте в усіх ґрунтово-кліматичних зонах на 0,9–2,9 °С і лише в Південному Степу ймовірне її зниження на 2–3,5 °С.

Середні запаси продуктивної вологи метрового шару ґрунту в період від відновлення вегетації до колосіння збільшаться до 105–120 %, в областях Південного Степу до 121–145 %, дещо зменшиться на 5–10 % вологозабезпеченість у Передкарпатті та Закарпатті.

Середні запаси продуктивної вологи метрового шару ґрунту в період від колосіння до воскової стиглості зерна зменшаться в областях північного Лісостепу, у Передкарпатті та Закарпатті – до 75–85 %, істотно збільшаться (на 10–20 %) в областях Південного Степу.

Сума ФАР у більшості випадків зменшиться до 67–97 % (табл. 5.19). Сумарне випаровування за вегетаційний період зменшиться в усіх ґрунтово-кліматичних зонах до 60–90 %.

Фотосинтетична продуктивність озимої пшениці за сценарієм зміни клімату в Україні

Під впливом зміни агрокліматичних умов вирощування озимої пшениці відбудеться і зміна показників фотосинтетичної діяльності посівів озимої пшениці, що зумовлюють рівень її урожайності. Згідно теорії фотосинтетичної продуктивності посівів такими показниками є розміри фотосинтезуючої площі та фотосинтетичний потенціал посівів, кількісні показники приростів рослинної біомаси на одиницю площі, чиста продуктивність фотосинтезу (ефективність процесу фотосинтезу на одиницю площі листової поверхні), урожай загальної біомаси посівів та урожай біомаси зерна, коефіцієнт господарської ефективності, який показує частку урожаю господарсько-цінної частини урожаю в загальному урожаї біомаси посівів.

Розглянемо розподіл цих показників у ґрунтово-кліматичних зонах України при зміні кліматичних умов за сценарієм *GFDL*-30 % в порівнянні з показниками фотосинтетичної продуктивності озимої пшениці, які розраховані за середніми багаторічними даними.

Полісся. За умов реалізації кліматичного сценарію (табл. 5.21) станеться в порівнянні з середніми багаторічними даними (табл. 5.20) зростання фотосинтетичного потенціалу до 128–170 $м^2/м^2$ за період вегетації у Волинській, Рівненській та Чернігівській областях, а у Житомирській області він залишиться практично на тому ж рівні, близько 123 $м^2/м^2$ за період вегетації. Це спричинено трохи ранішим за строками формуванням площі асиміляційного апарату та деяким скороченням терміну його функціонування в порівнянні з середньою багаторічною динамікою площі листя озимої пшениці. У Волинській та Чернігівській областях збільшиться приріст загальної сухої маси в період максимального росту до 194–239 $г/м^2$ за декаду, у Рівненській він залишиться практично на тому ж рівні (198 $г/м^2$), а у Житомирській області він дещо зменшиться.

Період найбільших за вегетацію приростів загальної біомаси настане на 2-3 декади раніше в порівнянні з середніми багаторічними строками.

Таблиця 5.20. Фотосинтетична продуктивність озимої пшениці за середніми багаторічними даними

Ґрунтово-кліматична зона, область	Період максимального росту		За період вегетації				
	площа листкової поверхні, $м^2/м^2$	приріст загальної сухої маси, $г/м^2$ за добу	фотосинтетичний потенціал, $м^2$	чиста продуктивність фотосинтезу $г/м^2$ за добу	урожай загальної біомаси, г(с.в.)/$м^2$	коефіцієнт господарської ефективності	урожай біомаси зерна, $г/м^2$
Полісся							
Волинська	2,91	204,2	146,4	5,41	876,2	0,34	294,4
Рівненська	3,02	198,6	149,7	5,02	822,1	0,34	275,8
Житомирська	2,67	187,2	123,1	5,45	750,7	0,35	260,4
Чернігівська	2,80	183,3	126,3	5,66	758,7	0,34	258,3
Лісостеп							
Львівська	3,10	216,2	153,4	5,67	951,8	0,30	288,8
Тернопільська	3,57	242,0	179,4	5,48	1066,7	0,34	365,1
Хмельницька	3,40	249,2	159,7	6,00	1037,8	0,34	351,4
Вінницька	3,57	261,6	158,6	7,07	1086,2	0,33	359,9
Київська	3,53	264,4	156,6	5,86	1035,4	0,34	357,3
Сумська	2,89	197,8	126,4	6,55	821,1	0,33	273,9
Черкаська	3,97	313,3	173,9	6,25	1193,2	0,32	385,4
Полтавська	3,64	288,3	160,8	6,06	1076,5	0,31	334,5
Харківська	3,48	288,0	149,0	6,54	1057,1	0,33	345,4
Степ							
Кіровоградська	3,03	255,0	142,1	6,26	954,5	0,32	306,2
Дніпропетровська	2,98	251,0	130,7	6,53	929,1	0,33	306,3
Донецька	2,85	242,6	128,7	5,79	841,2	0,35	296,3
Луганська	2,59	208,8	115,7	6,47	806,6	0,32	261,8
Одеська	2,81	225,6	119,0	6,17	824,0	0,33	270,5
Миколаївська	2,88	230,2	122,4	6,94	846,9	0,33	276,0
Запорізька	3,09	267,8	123,5	6,86	951,4	0,31	292,9
Херсонська	2,73	246,9	117,3	6,80	900,8	0,32	286,8
АР Крим	2,64	227,8	118,0	6,34	858,8	0,32	278,9
Закарпаття та Прикарпаття							
Закарпатська	4,09	318,3	193,4	5,35	1188,4	0,29	347,5
Івано-Франківська	3,35	243,8	161,2	5,49	1026,2	0,30	312,7
Чернівецька	4,79	397,3	204,6	6,09	1359,2	0,27	364,6

Таблиця 5.21. Фотосинтетична продуктивність озимої пшениці за сценарієм зміни клімату *GFDL*-30 %

Ґрунтово-кліматична зона, Область	Період максимального росту		За період вегетації				
	площа листкової поверхні, $м^2/м^2$	приріст загальної сухої маси, $г/м^2$ за добу	фотосинтетичний потенціал, $м^2$	чиста продуктивність фотосинтезу $г/м^2$ за добу	урожай загальної біомаси, г(с.в.)/$м^2$	коефіцієнт господарської ефективності	урожай біомаси зерна, $г/м^2$
Полісся							
Волинська	3,54	238,8	170,0	6,07	1049,9	0,35	372,1
Рівненська	3,05	198,2	151,5	6,44	1000,7	0,31	312,1
Житомирська	2,65	179,3	122,9	5,38	755,3	0,32	245,5
Чернігівська	2,85	193,8	128,1	7,80	844,4	0,34	289,1
Лісостеп							
Львівська	3,47	258,5	169,2	5,90	1112,0	0,30	332,4
Тернопільська	4,18	274,6	201,0	5,76	1251,4	0,35	434,0
Х мельницька	4,06	281,8	184,1	5,66	1190,9	0,32	385,9
Вінницька	4,68	321,2	212,2	5,74	1375,0	0,32	434,4
Київська	3,67	262,7	168,8	5,80	1091,8	0,32	346,6
Сумська	3,49	245,9	153,8	6,71	1024,3	0,33	336,1
Черкаська	4,40	322,9	192,6	6,38	1239,1	0,33	404,2
Полтавська	4,42	322,7	193,6	5,97	1291,4	0,32	407,9
Харківська	4,51	328,3	187,8	6,31	1350,7	0,32	428,2
Степ							
Кіровоградська	3,96	298,3	176,2	6,15	1213,9	0,33	401,0
Дніпропетровська	4,32	324,2	182,1	7,34	1293,1	0,33	425,4
Донецька	3,39	258,5	147,7	6,19	1022,5	0,33	337,5
Луганська	3,54	253,9	144,2	6,29	1012,3	0,31	309,6
Одеська	3,39	225,4	158,8	5,18	997,0	0,35	353,5
Миколаївська	3,47	230,4	155,2	5,56	995,4	0,31	306,0
Запорізька	4,30	323,6	178,9	6,44	1301,9	0,31	398,0
Херсонська	3,41	265,8	159,4	5,94	1112,4	0,36	397,3
АР Крим	4,09	252,1	242,4	4,39	1209,8	0,32	393,3
Закарпаття та Прикарпаття							
Закарпатська	3,35	226,0	148,4	4,12	753,6	0,32	242,0
Івано-Франківська	2,92	202,8	150,1	5,22	896,5	0,32	291,1
Чернівецька	4,35	333,5	199,8	5,70	1292,3	0,30	384,9

За винятком Житомирської області, де спостерігається збільшення чистої продуктивності фотосинтезу до 6,1–7,8 $г/м^2$ за добу. Внаслідок цього можливе зростання урожаю загальної біомаси до 755–1050 г(с.р.)/$м^2$. Коефіцієнт господарської ефективності у Рівненській та Житомирській

областях буде трохи нижчий від середнього багаторічного. Урожай біомаси зерна у Волинській, Рівненській та Чернігівській областях буде вищий від середнього багаторічного (289–372 г/м^2), а у Житомирській області він зменшиться в 1,06 раз.

Лісостеп. При умовах реалізації кліматичного сценарію в порівнянні з середніми багаторічними даними очікується загальне зростання фотосинтетичного потенціалу до 154–212 м^2/м^2 за період вегетації, а також досить значне (в 1,2 разу) збільшення приросту загальної сухої маси в період максимального росту до 258–328 г/м^2 за декаду у всіх областях Лісостепу. Воно спричинено більш раннім та більш інтенсивним формуванням площі асиміляційного апарату, що компенсувало деяке скорочення терміну (на одну декаду) його функціонування в порівнянні з середньою багаторічною динамікою площі листя озимої пшениці.

Період найбільших за вегетацію приростів загальної біомаси буде трохи тривалішим в порівнянні з середніми багаторічними строками. Чиста продуктивність фотосинтезу буде меншою від середнього багаторічного рівня в Хмельницькій, Вінницькій, Київській, Полтавській та Харківській областях (до 5,7–6,3 г/м^2 за добу), на решті території Лісостепу (Львівська, Тернопільська, Сумська та Черкаська) вона підвищиться до рівня 5,8–6,4 г/м^2 за добу. При таких значеннях показників фотосинтетичної діяльності посівів озимої пшениці урожай загальної біомаси може зрости до 1024–1350 г(с.р.)/м^2.

Незважаючи на те, що коефіцієнт господарської ефективності у більшості областей буде трохи нижчий від середнього або на рівні середнього багаторічного, урожай біомаси зерна (за винятком Київської області) буде вищий від середнього багаторічного (332–434 г/м^2).

Степ. За умов реалізації кліматичного сценарію в порівнянні з середніми багаторічними даними очікується зростання фотосинтетичного потенціалу до 144–242 м^2/м^2 за період вегетації у всіх областях Степу. Як у Північному, так і у Південному Степу воно зумовлено більш раннім та більш інтенсивним формуванням площі асиміляційного апарату в порівнянні з середньою багаторічною динамікою площі листя озимої пшениці. Повсюди буде спостерігатися досить значне (в 1,2–1,3 раз) збільшення приросту загальної сухої маси в період максимального росту до 225–324 г/м^2 за декаду, за винятком Одеської та Миколаївської областей. У Північному та Південному Степу період найбільших за вегетацію приростів загальної біомаси буде на 2–3 декади тривалішим в порівнянні з середніми багаторічними строками. Чиста продуктивність фотосинтезу буде знаходитись переважно на нижчому рівні від середнього багаторічного майже у всіх областях (до 4,4–6,4 г/м^2 за добу). Винятком будуть Дніпропетровська та Донецька області, де чиста продуктивність фотосинтезу збільшиться до рівня 6,2–7,3 г/м^2 за добу.

Внаслідок таких умов фотосинтетичної діяльності посівів озимої пшениці буде спостерігатись зростання урожаю загальної біомаси до 995–1293 г(с.р.)/м^2. Слід зазначити, що рівень коефіцієнта господарської ефективності у більшій частині областей буде трохи нижчий від середнього або на рівні середнього багаторічного (за винятком Кіровоградської, Одеської та Херсонської областей). Урожай біомаси зерна повсюди буде вищий від середнього багаторічного (306–425 г/м^2).

Закарпаття та Прикарпаття. За реалізації кліматичного сценарію та при порівнянні з середніми багаторічними даними слід вказати на значне зменшення в Закарпатській та Івано-Франківській областях в 1,3–1,6 раз фотосинтетичного потенціалу до 148–150 м^2/м^2 за період вегетації, що спричинено менш інтенсивним формуванням площі асиміляційного апарату, яке зумовило суттєво нижчий рівень площі листя протягом 7–11 декад вегетації в порівнянні з середньою багаторічною динамікою площі листя озимої пшениці. В Чернівецькій області спостерігається незначне зменшення фотосинтетичного потенціалу до 200 м^2/м^2 за період вегетації. Повсюди можна очікувати зменшення приросту загальної сухої маси в період максимального росту до 202–334 г/м^2 за декаду. Це пояснюється тим, що період найбільших за вегетацію приростів загальної біомаси настане на 1–2 декади раніше, а абсолютний рівень приростів протягом всього періоду вегетації нижчий в порівнянні з середніми багаторічними строками. Чиста продуктивність фотосинтезу також повсюди буде на нижчому рівні від середнього багаторічного (до 4,1–5,7 г/м^2 за добу). Все це призведе повсюди до зменшення урожаю загальної біомаси до 753–1292 г(с.р.)/м^2. Буде очікуватись зростання рівня коефіцієнта господарської ефективності. Урожай біомаси зерна в Закарпатській та Івано-Франківській областях буде трохи нижчий від середнього (242–291 г/м^2), а в Чернівецькій обл. він буде майже на рівні середнього багаторічного 385 г/м^2.

5.3.3. Коливання урожайності озимих зернових культур у зв'язку зі зміною клімату

У останні два десятиріччя в ряді районів зниження урожайності за умов зміни клімату порівнювалось з її зростанням за рахунок підвищення технології виробництва, і хоч в більшості країн світу удосконалення технології продовжує давати позитивний внесок в збори зерна, подекуди зростання його виробництва зменшилось [28, 29]. Ці відмінності виникають внаслідок зміни співвідношення впливу клімату і технології вирощування на коливання швидкості збільшення урожайності. Аналіз показує, що недавнє погіршення клімату, пов'язано головним чином, з недостачею води в зонах нестійкого землеробства: Кавказ, Казахстан,

Канада, Австрія, Індіана (США), що спричинило зниження зборів зерна в районах, які в даний період вирощують його до 40 %. Цей процес розповсюджується на нові райони. В подальші 15–20 років застій в зростанні зборів пшениці охопить приблизно від 55 до 65 % територій глобального виробництва.

Таким чином, дослідження показують, що за останні 20–25 років надлишків зерна на випадок несприятливих погодних умов стає все менше, і навіть окремі урожайні роки не можуть виключити негативний тренд у виробництві. Якщо в 60-ті роки ці надлишки складали більше 10 %, то в 70-і роки вони знизилися майже до 7 %. Отже, в середині 70-х років очікуване збільшення виробництва зерна за рахунок вдосконалення технології загальмовувалось через погіршення кліматичних умов.

Необхідно мати на увазі, що у зв'язку із зростанням вмісту CO_2 в ряді районів можуть статися зміни клімату, які вплинуть на виробництво зерна. У США за оцінками Ф. Когана [28] при потеплінні станеться зменшення валових зборів кукурудзи на 25 % в штатах Індіана, Айова, Міссурі та Іллінойс, а також пшениці на 12 % в чотирьох головних штатах, які виробляють зерно: Північній Дакоті, Південній Дакоті, Канзасі та Оклахомі.

Коливання урожайності озимої пшениці в зв'язку зі зміною клімату

Значні зміни агрокліматичних умов вирощування озимої пшениці в Україні у зв'язку з очікуваними змінами глобального та регіонального клімату за сценарієм *GFDL*-30 % призведуть до зміни в першу чергу умов тепло- та вологозабезпеченості, світлового режиму протягом осіннього періоду вегетації, періоду перезимівлі та періоду весняно-літньої вегетації, що спричинить не тільки значну зміну тривалості цих періодів, але й значну зміну строків початку та закінчення періодів вегетації. Такі умови вирощування викличуть значну зміну показників фотосинтетичної діяльності посівів озимої пшениці: різко зміниться динаміка формування площі листової поверхні та величини фотосинтетичного потенціалу, чистої продуктивності фотосинтезу та приростів біомаси посівів [19, 20]. Зміна цих складових формування урожаю призведе до значної зміни рівнів очікуваних за сценарієм урожаїв озимої пшениці як за абсолютною величиною, так і по відношенню до сучасного рівня урожайності (табл. 5.22, рис. 5.55).

Полісся. При реалізації кліматичного сценарію можливе незначне зниження урожаю до 95 % від сучасного рівня у Житомирській області. На решті території Полісся буде очікуватись зростання урожайності в Чернігівській та Рівненській областях до 119–121 %, а в Волинській – до 142 %. Це складатиме відповідно 28,9–31,2 ц/га та 37,2 ц/га.

Лісостеп. За умов реалізації кліматичного сценарію складуться умови, які будуть сприятливі для формування урожайності в Лісостепу. Виняток становитиме крайня північна частина Лісостепу, де може відбутись незначне підвищення урожайності. Так, у Київській області вона складатиме 108 % від середньої багаторічної, що буде становити 34,7 ц/га.

Таблиця 5.22. Оцінка можливої урожайності зерна озимої пшениці за сценарієм зміни клімату

Ґрунтово-кліматична зона, область	Середня багаторічна (1995–2009 рр.) урожайність, ц/га	Урожайність озимої пшениці за кліматичним сценарієм	
		ц/га	по відношенню до сучасного рівня, відн. од.
Полісся			
Волинська	26,3	37,2	1,42
Рівненська	26,2	31,2	1,19
Житомирська	24,7	24,6	0,99
Чернігівська	23,9	28,9	1,21
Лісостеп			
Львівська	25,9	33,2	1,28
Тернопільська	27,0	43,4	1,61
Хмельницька	27,8	38,6	1,39
Вінницька	30,6	43,4	1,42
Київська	32,0	34,7	1,0,8
Сумська	26,0	33,6	1,29
Черкаська	33,7	44,3	1,31
Полтавська	28,9	40,8	1,41
Харківська	28,8	42,8	1,48
Степ			
Кіровоградська	28,8	40,1	1,39
Дніпропетровська	28,4	42,5	1,50
Донецька	26,5	33,8	1,28
Луганська	22,1	31,0	1,40
Одеська	25,7	35,4	1,38
Миколаївська	23,5	35,9	1,52
Запорізька	26,4	39,8	1,51
Херсонська	23,7	39,7	1,67
АР Крим	31,8	39,2	1,80
Закарпаття та Прикарпаття			
Закарпатська	28,9	24,2	0,84
Івано-Франківська	25,1	29,1	1,16
Чернівецька	26,2	38,5	1,47
По Україні	**27,2**	**36,2**	**1,37**

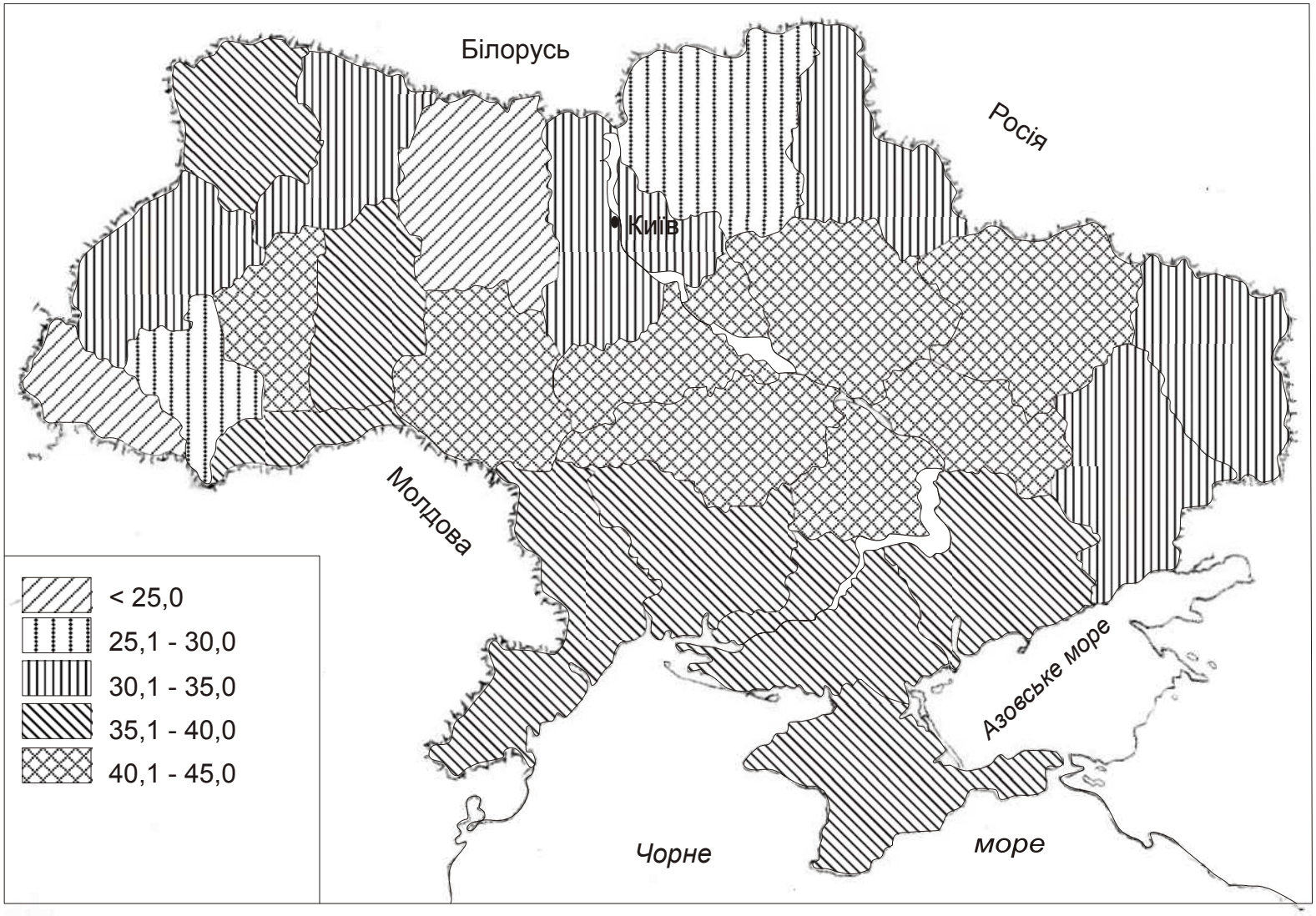


Рис. 5.55. Очікуваний урожай (ц/га) озимої пшениці за кліматичним сценарієм до 2030 – 2040 рр.

Агрокліматичні умови вирощування озимої пшениці на решті території Лісостепу будуть зумовлювати зростання урожайності до 128–161 % від сучасного рівня у Львівській, Тернопільській, Хмельницькій, Вінницькій та Черкаській областях. Рівень урожайності на цій території буде становити 33,2 ц/га у Львівській області та 38,6–44,3 ц/га у Тернопільській, Хмельницькій, Вінницькій та Черкаській областях. На території Сумської, Полтавської та Харківської областей зростання урожайності буде також значним і досягатиме 129–148 % від сучасного рівня. Це становитиме 33,6 ц/га у Сумській області та 40,8–42,8 ц/га у інших областях.

Степ. За реалізації кліматичного сценарію складуться умови, найбільш сприятливі для формування урожайності озимої пшениці в Степовій зоні. Дещо нижчим буде збільшення урожайності в східній частині Північного Степу (у Донецькій та Луганській областях) та набагато більшим – у західній та центральній частині Північного Степу (у Кіровоградській та Дніпропетровській областях) та в Південному Степу – в Одеській, Миколаївській, Запорізькій та Херсонській областях і в АР Крим. У Донецькій та Луганській областях відбудеться зростання урожайності до 128–140 % від сучасного рівня, що зумовить урожай на рівні 31,0–33,8 ц/га. В решті областей Степу підвищення урожайності буде ще значнішим і досягатиме 139–180 % від сучасного рівня. Рівень очікуваної урожайності може становити 35,4–42,5 ц/га.

Закарпаття та Прикарпаття. При реалізації кліматичного сценарію складуться умови, більш сприятливі для формування урожайності озимої пшениці в Чернівецькій області, збільшення урожайності під впливом цих умов буде досить значним, зростання урожайності досягне 147 % від сучасного рівня. Можливий рівень урожайності становитиме 38,5 ц/га. В Івано-Франківській області збільшення буде меншим, рівень урожайності підвищиться до 116 % від сучасного рівня. За умови реалізації цього сценарію, слід очікувати, що рівень урожайності в Закарпатській області знизиться 84 % від сучасного рівня. Очікуваний рівень урожайності в Закарпатській та Івано-Франківській областях становитиме 24,2–29,1 ц/га.

Коливання урожайності озимого жита в зв'язку зі зміною клімату

Значні зміни осінньо-зимового та весняно-літнього періодів вегетації призведуть до значної зміни рівнів очікуваних за кліматичним сценарієм урожаїв озимого жита як за абсолютною величиною, так і по відношенню до сучасного рівня урожайності (табл. 5.23, рис. 5.56).

Полісся. За умов реалізації кліматичного сценарію можливе незначне підвищення урожаю до 101 % від сучасного рівня у Житомирській області. На решті території Полісся буде очікуватись зростання урожайності в Чернігівській та Рівненській областях до 121–123 %, а в Волинській – до 144 %. Це становитиме відповідно 20,0 – 21,8 ц/га, та 23,8 ц/га.

Лісостеп. Складуться умови, сприятливі для формування урожайності в Лісостепу. Менш сприятливі вони будуть для крайньої північної частини Лісостепу, де за умови реалізації цього сценарію може відбутись порівняно менше підвищення урожайності.

Таблиця 5.23. Оцінка можливої урожайності зерна озимого жита за сценарієм зміни клімату

Ґрунтово-кліматична зона, область	Середня багаторічна (1995-2009 рр.) урожайність, ц/га	Урожайність озимого жита за кліматичним сценарієм	
		ц/га	по відношенню до сучасного рівня, відн. од.
Полісся			
Волинська	16,4	23,8	1,44
Рівненська	16,5	20,0	1,21
Житомирська	14,9	15,1	1,01
Чернігівська	17,7	21,8	1,23
Лісостеп			
Львівська	17,8	23,3	1,31
Тернопільська	18,7	33,1	1,77
Хмельницька	20,5	31,3	1,53
Вінницька	21,3	33,1	1,56
Київська	18,8	22,4	1,19
Сумська	18,4	26,1	1,42
Черкаська	25,4	36,6	1,44
Полтавська	22,7	35,3	1,55
Харківська	23,1	37,8	1,63
Степ			
Кіровоградська	23,1	33,8	1,46
Дніпропетровська	22,0	34,5	1,57
Донецька	21,7	29,0	1,34
Луганська	17,2	25,3	1,47
Одеська	19,5	28,2	1,45
Миколаївська	18,2	29,1	1,60
Запорізька	20,4	32,3	1,58
Херсонська	16,3	28,7	1,76
АР Крим	16,4	31,0	1,89
Закарпаття та	**Прикарпаття**		
Закарпатська	25,0	21,4	0,85
Івано-Франківська	19,7	23,3	1,18
Чернівецька	19,4	31,3	1,62
По Україні	**19,6**	**28,3**	**1,44**

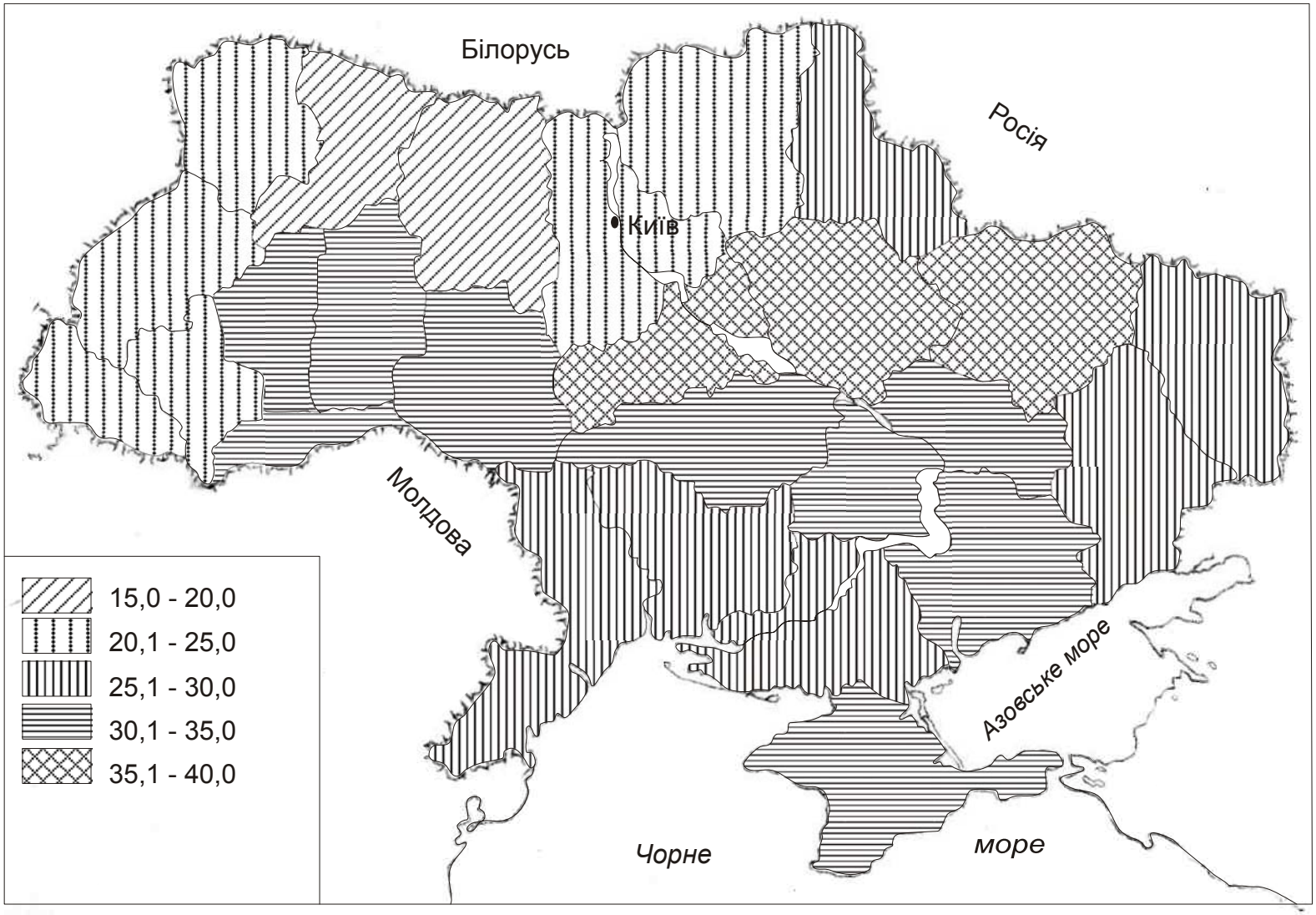


Рис. 5.56. Очікуваний урожай (ц/га) озимого жита за кліматичним сценарієм до 2030 – 2040 рр.

Так, у Київській області вона складатиме 119 % від середньої багаторічної, що буде становити 22,4 ц/га. Агрокліматичні умови вирощування озимого жита на решті території Лісостепу будуть зумовлювати зростання урожайності до 131–177 % від сучасного рівня у Львівській, Тернопільській, Хмельницькій, Вінницькій та Черкаській областях. Рівень урожайності на цій території буде становити 23,3 ц/га у Львівській області та 31,3–36,6 ц/га у Тернопільській, Хмельницькій, Вінницькій та Черкаській областях. На території Сумської, Полтавської та Харківської областей зростання урожайності буде також значним і досягатиме 142–163 % від сучасного рівня. Це становитиме 26,1 ц/га у Сумській області та 35,3–37,8 ц/га в інших областях.

Степ. За реалізації кліматичного сценарію очікуються умови, найбільш сприятливі для формування урожайності озимого жита в Степу. Дещо нижчим буде збільшення урожайності в східній частині Північного Степу (у Донецькій та Луганській областях).

Набагато більшим воно буде у західній та центральній частині Північного Степу (у Кіровоградській та Дніпропетровській областях) та в Південному Степу (в Одеській, Миколаївській, Запорізькій та Херсонській областях і в АР Крим).У Донецькій та Луганській областях відбудеться зростання урожайності до 134–147 % від сучасного рівня, що зумовить урожай на рівні 25,3–29,0 ц/га. В решті областей Степу підвищення урожайності буде ще значнішим і досягатиме 146–189 % від сучасного рівня. Рівень очікуваної урожайності може становити 28,7–34,5 ц/га.

Закарпаття та Прикарпаття. Складуться умови, більш сприятливі для формування урожайності озимого жита. В Чернівецькій області збільшення урожайності під впливом цих умов буде досить значним, зростання урожайності досягатиме до 162 % від сучасного рівня. Можливий рівень урожайності становитиме 31,3 ц/га. В Івано-Франківській області збільшення буде меншим, рівень урожайності підвищиться до 118 % від сучасного рівня. За умови реалізації цього сценарію слід очікувати, що рівень урожайності в Закарпатській області знизиться до 85 % від сучасного рівня. Очікуваний рівень урожайності в Закарпатській та Івано-Франківській областях становитиме 21,4–23,3 ц/га.

Коливання урожайності озимого ячменю в зв'язку зі зміною клімату

Спричинені змінами клімату значні зміни осінньо-зимового та весняно-літнього періодів вегетації призведуть до значної зміни рівнів очікуваних за сценарієм урожаїв озимого ячменю як абсолютною величині, так і по відношенню до сучасного рівня урожайності (табл. 5.24, рис. 5.57). *Полісся.* За умов реалізації кліматичного сценарію можливе деяке підвищення урожаю озимого ячменю до 118 % від сучасного рівня у Житомирській області.

Таблиця 5.24. Оцінка можливої урожайності зерна озимого ячменю за сценарієм зміни клімату

Ґрунтово-кліматична зона, область	Середня багаторічна (1995-2009 рр.) урожайність, ц/га	Урожайність озимого ячменю за кліматичним сценарієм	
		ц/га	по відношенню до сучасного рівня, відн. од.
Полісся			
Волинська	20,5	34,5	1,68
Рівненська	20,0	28,5	1,42
Житомирська	19,0	22,4	1,18
Чернігівська	20,2	28,9	1,43
Лісостеп			
Львівська	19,9	30,8	1,55
Тернопільська	20,9	41,1	1,97
Хмельницька	20,3	34,7	1,71
Вінницька	23,0	40,2	1,75
Київська	24,2	32,2	1,33
Сумська	20,5	32,4	1,58
Черкаська	25,7	41,4	1,61
Полтавська	23,1	39,8	1,73
Харківська	23,1	41,6	1,80
Степ			
Кіровоградська	22,4	37,3	1,66
Дніпропетровська	21,9	39,1	1,79
Донецька	20,6	31,4	1,53
Луганська	18,6	31,1	1,67
Одеська	19,0	31,1	1,64
Миколаївська	18,2	33,0	1,81
Запорізька	20,0	36,2	1,81
Херсонська	17,5	34,8	1,99
АР Крим	16,2	35,4	2,19
Закарпаття та Прикарпаття			
Закарпатська	23,1	23,3	1,01
Івано-Франківська	19,8	27,7	1,40
Чернівецька	20,0	36,1	1,81
По Україні	**19,9**	**33,8**	**1,64**

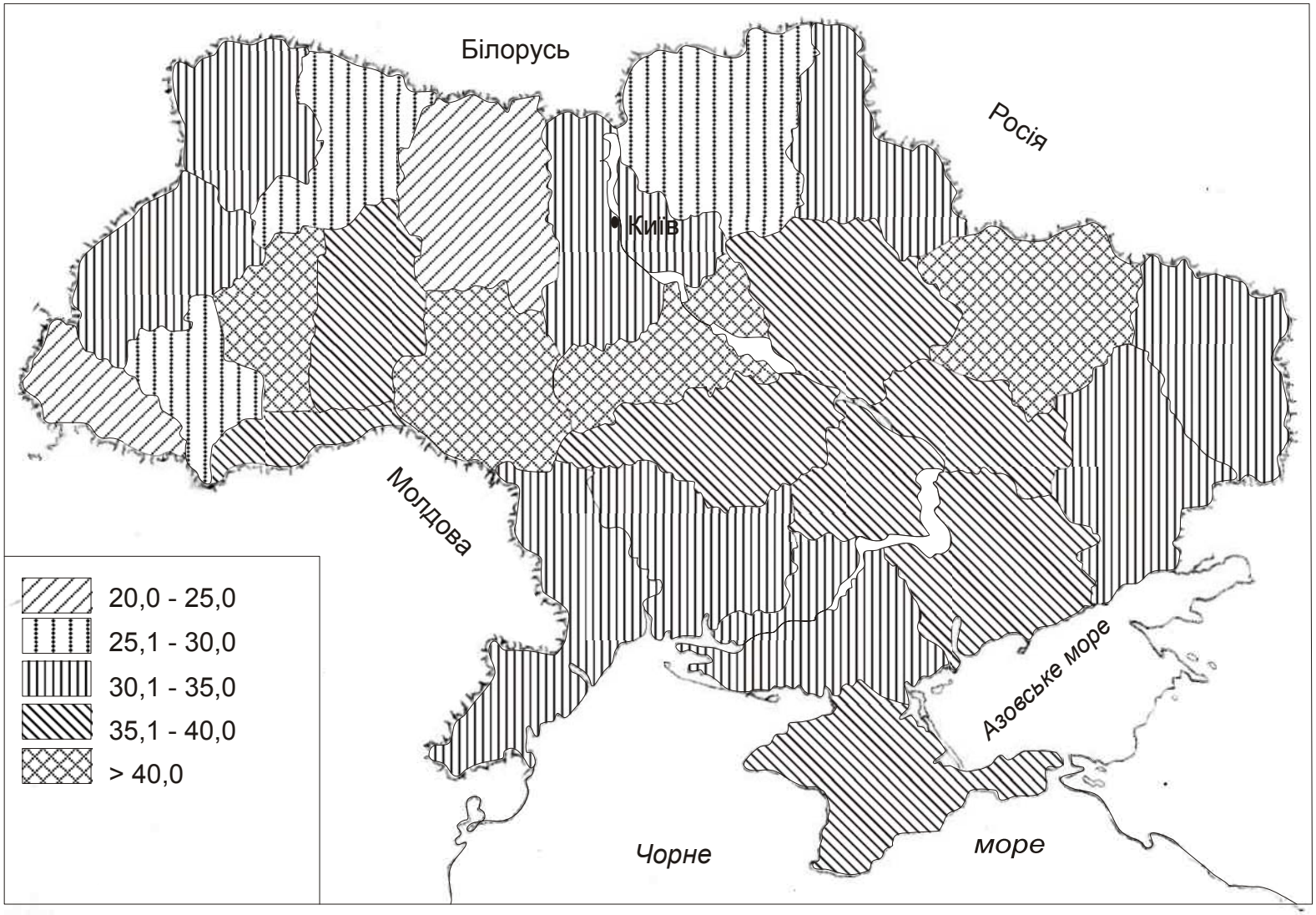


Рис. 5.57. Очікуваний урожай (ц/га) озимого ячменю за кліматичним сценарієм до 2030 – 2040 рр.

На решті території Полісся буде очікуватись зростання урожайності в Чернігівській та Рівненській областях до 142–143 %, а в Волинській – до 168 %. Це становитиме у Житомирській області 22,4 ц/га, у Чернігівській та Рівненській 28,5–28,9 ц/га, а в Волинській – 34,5 ц/га.

Лісостеп. При реалізації цього сценарію складуться умови, сприятливі для формування урожайності озимого ячменю в Лісостепу. Порівняно менш сприятливі вони будуть для крайньої північної частини Лісостепу, де може відбутись порівняно менше підвищення урожайності.

Так, у Київській області вона складатиме 133 % від середньої багаторічної, що буде становити 32,2 ц/га. Агрокліматичні умови вирощування озимого ячменю на решті території Лісостепу будуть зумовлювати зростання урожайності до 155–197 % від сучасного рівня у Львівській, Тернопільській, Хмельницькій, Вінницькій та Черкаській областях. Рівень урожайності на цій території буде становити 30,8 ц/га у Львівській області та 34,7–41,4 ц/га у Тернопільській, Хмельницькій, Вінницькій та Черкаській областях. На території Сумської, Полтавської та Харківської областей зростання урожайності буде також значним і досягатиме 158–180 % від сучасного рівня. Це становитиме 32,4 ц/га у Сумській області та 39,8–41,6 ц/га в інших областях.

Степ. При реалізації цього сценарію складуться умови, найбільш сприятливі для формування урожайності озимого ячменю в Степу. Дещо нижчим буде збільшення урожайності в східній частині Північного Степу (у Донецькій області) й набагато більшим у західній та центральній частині Північного Степу (у Кіровоградській та Дніпропетровській областях) та в Південному Степу – в Одеській, Миколаївській, Запорізькій та Херсонській областях і в АР Крим.

У Донецькій області відбудеться зростання урожайності до 153 % від сучасного рівня, що зумовить урожай на рівні 31,4 ц/га. В решті областей Степу підвищення урожайності буде ще значнішим і досягатиме 164–219 % від сучасного рівня. Рівень очікуваної урожайності може становити 31,1–39,4 ц/га.

*Закарпаття та Прикарпаття. С*кладуться такі умови, які будуть більш сприятливі для формування урожайності озимого ячменю. В Чернівецькій області збільшення урожайності під впливом цих умов буде досить значним, зростання урожайності досягатиме до 181 % від сучасного рівня. Можливий рівень урожайності становитиме 36,1 ц/га. В Івано-Франківській області збільшення буде меншим, рівень урожайності підвищиться до 140 % від сучасного рівня. За умови реалізації кліматичного сценарію слід очікувати, що рівень урожайності в Закарпатській області практично не зміниться і буде становити 101 % від сучасного рівня. Очікуваний рівень урожайності в Закарпатській та Івано-Франківській областях становитиме 23,3–27,7 ц/га.

5.3.4. Оцінка зміни агрокліматичних умов росту, розвитку та формування урожайності ярих зернових культур

Оцінка зміни агрокліматичних умов розвиту ярого ячменю

Розглянемо результати оцінки зміни агрокліматичних умов вирощування ярого ячменю при реалізації кліматичного сценарію зміни клімату *GFDL*-30 %. При реалізації цього сценарію оптимальні агрометеорологічні умови для посіву ярого ячменю складатимуться уже з середини лютого до початку березня (15.02 – 5.03). Це на 33–45 днів раніше багаторічних термінів (табл. 5.25). У відповідності до таких ранніх строків сходи ярого ячменю сформуються у другій та третій декадах березня, що раніше середніх багаторічних термінів більше чим на місяць. Виняток становитиме територія Криму, на якій сходи ячменю сформуються трохи раніше (перша декада березня).

Період сходи – колосіння ярого ячменю буде проходити на фоні зниженого порівняно з кліматологічною нормою температурного режиму (табл. 5.26 і 5.27). Більшим це зниження температури повітря буде в Поліссі, Лісостепу, Північному Степу, Прикарпатті та Закарпатті, де воно сягатиме 1,0–1,5 °С, меншим – у Південному Степу.

Таблиця 5.25. Дати настання фаз розвитку ярого ячменю
(чисельник – за сценарієм зміни клімату *GFDL*-30 %,
знаменник – середні багаторічні дати)

Ґрунтово-кліматична зона, область	**Дати настання фаз розвитку ярого ячменю**				
	посів	сходи	колосіння	воскова стиглість	тривалість вегетаційного періоду
Полісся	3.03	25.03	18.05	15.06	104
Житомирська	16.04	3.05	20.06	20.07	96
Лісостеп	3.03	21.03	15.05	12.06	101
Черкаська	8.04	24.04	14.06	12.07	95
Північний Степ	1.03	16.03	7.05	3.06	95
Дніпропетровська	7.04	22.04	7.06	4.07	89
Південний Степ	26.02	12.03	3.05	29.05	92
Херсонська	1.04	16.04	3.06	28.06	89
Прикарпаття	28.02	13.03	14.05	15.06	109
Івано-Франківська	9.04	25.04	21.06	24.07	106

Кількість опадів за цей період для всіх ґрунтово-кліматичних зон зменшиться у порівнянні з середньою багаторічною величиною (табл. 5.26 і 5.27). Так, у Поліссі і Лісостепу кількість опадів за період сходи –

колосіння ярого ячменю зменшиться до 84–88 % кліматичної норми, а у Північному Степу їх кількість зменшиться до 90 % кліматичної норми.

Таблиця 5.26. Агрокліматичні умови вирощування ярого ячменю за середніми багаторічними даними

Ґрунтово-кліматична зона, область	Кількість опадів, мм	Середня температура повітря за період, °С		Сума опадів за період, мм		Сума ФАР за вегетаційний період, ккал/см^2	Сумарне випаровування за вегетаційний період, мм	Дефіцит вологи за вегетаційний період, мм
		сходи – колосіння	колосіння–воскова стиглість	сходи – колосіння	колосіння–воскова стиглість			
Полісся								
Волинська	214	14,1	17,6	113	79	18,60		
Рівненська	231	14,3	17,7	129	117	18,98		
Житомирська	227	15,2	19,1	107	92	18,25		
Чернігівська	176	16,9	18,4	94	92	18,52		
Лісостеп								
Львівська	312	13,9	17,5	152	120	20,0		
Тернопільська	258	13,5	17,2	123	112	19,32		
Хмельницька	268	14,6	17,9	133	105	19,53		
Вінницька	240	14,5	18,2	122	96	19,32		
Київська	205	15,2	18,6	94	87	18,68		
Сумська	193	15,6	18,5	92	83	17,94		
Черкаська	195	15,6	18,8	94	76	18,45		
Полтавська	163	18,1	19,1	79	65	17,68		
Харківська	155	16,0	19,4	57	80	17,66		
Степ								
Кіровоградська	183	15,2	19,3	92	71	18,81		
Дніпропетровськ	147	15,2	19,9	70	58	17,18		
Донецька	156	15,8	20,0	80	56	18,43		
Луганська	151	15,6	20,1	76	54	18,49		
Одеська	153	15,0	19,9	100	34	19,90	188	156
Миколаївська	144	5,1	20,2	76	52	19,30	180	154
Запорізька	142	15,2	20,5	75	52	17,58	166	124
Херсонська	116	14,7	20,1	60	40	18,25	150	177
АР Крим	124	11,6	20,6	68	41	19,80	172	190
Закарпаття та Прикарпаття								
Закарпатська	299	16,8	19,3	170	188	16,09	271	–
Івано-Франківс.	345	13,6	17,4	185	127	18,98	281	–
Чернівецька	261	14,2	18,0	152	81	18,23	243	26

Таблиця 5.27. Агрокліматичні умови вирощування ярого ячменю за сценарієм зміни клімату *GFDL*-30%

Ґрунтово-кліматична зона, область	Кіль-кість опадів мм	Середня температура повітря за період, °С		Сума опадів за період, мм		Сума ФАР за вегета-ційний період, ккал/см^2	Сумарне випаров-ування за вегетаційний період, мм	Дефіцит вологи за вегета-ційний період, мм
		сходи–коло-сіння	колосін-ня–воскова стиглість	сходи–коло-сіння	колосін-ня–вос-кова сти-глість			
Полісся								
Волинська	273	13,2	21,8	93	89	18,33	243	52
Рівненська	209	13,4	18,6	96	103	18,39	237	56
Житомирська	213	13,9	18,8	96	88	17,40	227	59
Чернігівська	213	14,4	20,6	107	78	17,37	237	59
Лісостеп								
Львівська	294	13,5	17,5	120	146	20,72	293	-
Тернопільська	264	12,7	17,8	92	112	19,38	272	60
Хмельницька	193	15,4	17,5	80	88	18,46	260	20
Вінницька	200	13,6	19,5	96	86	17,95	243	99
Київська	183	14,1	19,7	86	74	17,09	198	124
Сумська	191	14,2	20,8	87	68	17,36	220	39
Черкаська	174	13,1	19,0	79	74	17,36	220	39
Полтавська	161	14,5	19,8	76	61	17,09	186	136
Харківська	156	14,7	20,4	76	55	16,98	183	140
Степ								
Кіровоградська	150	13,8	20,1	74	59	17,92	190	122
Дніпропетровська	129	14,1	19,7	63	46	16,40	183	106
Донецька	147	14,2	20,4	77	48	17,16	207	100
Луганська	117	14,5	21,1	70	30	17,77	187	146
Одеська	130	14,3	19,8	64	49	17,37	174	144
Миколаївська	118	14,7	20,2	63	41	17,22	180	127
Запорізька	133	14,0	20,2	70	45	16,89	181	98
Херсонська	101	14,0	19,6	54	33	16,03	156	132
АР Крим	152	13,7	18,5	59	73	16,16	179	116
Закарпаття та Прикарпаття								
Закарпатська	312	15,6	20,1	153	117	16,02	249	8
Ивано-Франків.	313	12,6	17,7	140	154	19,39	294	-
Чернівецька	236	13,3	18,1	115	99	17,91	237	28

Для Південного Степу, Прикарпаття та Закарпаття зменшення кількості опадів за період буде становити 79–80 % кліматичної норми. Не зважаючи на дещо меншу кількість опадів, період сходи – колосіння ярого ячменю буде проходити в умовах достатнього зволоження, що зумовлено більш високим рівнем запасів продуктивної вологи в ґрунті на початок вегетації за рахунок більш ефективного використання зимових опадів. Проходження цього періоду у термінах зміститься більше, чим на місяць.

Середні запаси продуктивної вологи метрового шару ґрунту за цей період у Поліссі, Лісостепу, Північному Степу, Південному Степу будуть на 20–25 мм вище від середніх багаторічних. Незначним буде це підвищення у Прикарпатті та Закарпатті.

Колосіння ярого ячменю буде відбуватися протягом першої – другої декади травня, що на 32–34 дні раніше багаторічних термінів, воскова стиглість настане у Поліссі, Лісостепу, Північному Степу, Прикарпатті та Закарпатті у другій декаді червня, а в Південному Степу – в першій декаді червня (табл. 5.25). Воскова стиглість ярого ячменю настане на 30–40 днів раніше середніх багаторічних термінів.

Період колосіння – воскова стиглість ярого ячменю буде проходити в умовах дещо більш високих температур повітря порівняно з кліматичними даними. У Поліссі температура повітря за цей період в середньому буде вища на 1,7 °С, а у Лісостепу, Північному Степу, Південному Степу, Прикарпатті та Закарпатті – в середньому вище на 0,3–0,7 °С порівняно з температурою повітря цього періоду за середніми багаторічними даними.

Майже у всіх ґрунтово-кліматичних зонах кількість опадів в період колосіння – воскова стиглість ярого ячменю зменшиться. Так, у Поліссі і Лісостепу кількість опадів за цей період зменшиться до 92–94 % від кліматичної норми, а у Північному Степу – до 79 %.

Слід відзначити, що у деяких областях Південного Степу (Одеська обл. та АР Крим) очікується збільшення кількості опадів. У Прикарпатті та Закарпатті кількість опадів збільшиться в середньому до 137 % від кліматичної норми.

Запаси продуктивної вологи в метровому шарі ґрунту в період колосіння – воскова стиглість ярого ячменю будуть у Поліссі, Лісостепу, Північному Степу, Південному Степу на 30–40 мм вищими в порівнянні з середніми багаторічними даними, у Прикарпатті та Закарпатті вони практично не зміняться.

Кількість опадів за період вегетації ярого ячменю зменшиться в порівнянні з кліматичною нормою. Початок вегетаційного періоду буде припадати на більш ранні терміни, спостерігатиметься також зменшення суми фотосинтетичної радіації за вегетаційний період.

На більшій частині території сумарне випаровування за вегетацію збільшиться. Дефіцит вологи в ґрунті за період вегетації ярого ячменю

зменшиться в західній та центральній частині Полісся, на більшості території Північного Степу та в Південному Степу.

Оцінка зміни фотосинтетичної продуктивності ярого ячменю в очікуваних кліматичних умовах

Зміни агрокліматичних умов вирощування ярого ячменю призведуть до зміни показників фотосинтетичної діяльності посівів ярого ячменю, що зумовлюють рівень його урожайності. Такими показниками є розміри фотосинтезуючої площі та фотосинтетичний потенціал посівів, кількісні показники приростів рослинної біомаси на одиницю площі, чиста продуктивність фотосинтезу (ефективність процесу фотосинтезу на одиницю площі листової поверхні), урожай загальної біомаси посівів та урожай біомаси зерна, коефіцієнт господарської ефективності, який показує частку урожаю господарсько-цінної частини урожаю в загальному урожаї біомаси посівів.

Розглянемо розподіл цих показників у ґрунтово-кліматичних зонах України при зміні кліматичних умов за сценарієм *GFDL*-30 % в порівнянні з показниками фотосинтетичної продуктивності ярого ячменю, які розраховані за середніми багаторічними даними (табл. 5.28 і 5.29).

Полісся. В порівнянні з середніми багаторічними даними за умови зміни клімату буде спостерігатись зростання фотосинтетичного потенціалу посівів на 7–10 % до 1,20–1,49 млн. $м^2$/га за період вегетації. В період колосіння – цвітіння максимальна площа листя (рис. 5.58) буде сягати 3,3–3,9 $м^2/м^2$. Підвищиться рівень чистої продуктивності фотосинтезу до 7,1–8,2 $г/м^2$ за добу, що зумовить високий рівень приростів загальної сухої біомаси (34–48 $г/м^2$ за добу). Внаслідок цього можливе зростання урожаю загальної сухої біомаси до 1140–1556 г(с.р.)/$м^2$. Коефіцієнт господарської ефективності у Волинській, Рівненській та Чернігівській областях буде трохи вищий від середнього багаторічного. Урожай сухої біомаси зерна буде вищий від середнього багаторічного на 17–21 % і буде становити 242–320 г(с.р.)/$м^2$.

Лісостеп. За умови реалізації сценарію зміни клімату буде очікуватись більш інтенсивне формування площі асимілюючої поверхні (рис. 5.59) в порівнянні з середніми багаторічними даними. В період максимального росту площа листя становитиме 3,3–4,9 $м^2/м^2$. За рахунок такого наростання площі листя відбудеться зростання фотосинтетичного потенціалу посівів в 1,2–1,5 раз. Рівень чистої продуктивності фотосинтезу залишиться практично на рівні середнього багаторічного, але за рахунок більшого фотосинтетичного потенціалу посівів рівень урожаю загальної біомаси може зрости до 1110–1573 г(с.р.)/$м^2$.

Таблиця 5.28. Фотосинтетична продуктивність ярого ячменю за середніми багаторічними даними

Ґрунтово-кліматична зона, область	Період максимального росту		За період вегетації				
	площа листкової поверхні $м^2/м^2$	приріст загальної сухої маси, $г/м^2$ за добу	фотосинтетичний потенціал млн. $м^2/га$	чиста продуктивність фотосинтезу, $г/м^2$ за добу	урожай сухої загальної біомаси, г(с.в.)/$м^2$	коефіцієнт господарської ефективності	урожай сухої біомаси зерна, $г/м^2$
Полісся							
Волинська	3,88	43,6	1,39	6,7	1303	0,19	246
Рівненська	3,60	47,6	1,31	7,7	1403	0,19	264
Житомирська	3,25	39,6	1,21	7,1	1239	0,18	219
Чернігівська	3,02	34,6	1,10	6,4	1006	0,20	201
Лісостеп							
Львівська	3,80	36,8	1,57	6,1	1279	0,20	263
Тернопільська	3,45	39,2	1,31		1247	0,20	248
Хмельницька	3,40	43,3	1,22	7,6	1282	0,18	228
Вінницька	3,48	40,6	1,28	6,8	1191	0,20	237
Київська	3,60	44,4	1,30	7,2	1256	0,20	247
Сумська	3,24	35,7	1,10	6,1	970	0,21	209
Черкаська	3,70	50,9	1,33	8,5	1404	0,18	260
Полтавська	3,55	44,6	1,22	7,1	1219	0,19	226
Харківська	3,26	41,5	1,07	7,3	1095	0,19	205
Степ							
Кіровоградська	3,60	65,5	1,26		1578	0,14	225
Дніпропетровська	3,41	57,4	1,0	11,3	1342	0,14	189
Донецька	3,08	50,7	1,01	9,9	1350	0,14	189
Луганська	2,87	52,0	0,99	9,8	1240	0,13	166
Запорізька	3,02	54,2	0,93	11,8	1238	0,14	168
Миколаївська	3,70	39,2	1,16	6,8	1027	0,17	176
Одеська	3,06	42,5	0,95	9,6	1115	0,16	173
Херсонська	2,73	43,9	0,89	8,8	1013	0,17	173
АР Крим	2,96	42,9	1,03	8,4	1134	0,18	207
Закарпаття та Прикарпаття							
Закарпатська	3,77	36,2	1,42	13,5	1111	0,19	211
Івано-Франківська	3,38	41,6	1,42	7,5	1368	0,18	244
Чернівецька	3,82	54,7	1,32		1545	0,18	277

Таблиця 5.29. Фотосинтетична продуктивність ярого ячменю за сценарієм зміни клімату *GFDL*-30 %

Ґрунтово-кліматична зона, область	Період максимального росту		За період вегетації				
	площа листкової поверхні $м^2/м^2$	приріст загальної сухої маси, $г/м^2$ за добу	фотосинтетичний потенціал млн. $м^2/га$	чиста продуктивність фотосинтезу, $г/м^2$ за добу	урожай сухої загальної біомаси, г(с.в.)/$м^2$	коефіцієнт господарської ефективності	урожай сухої біомаси зерна, $г/м^2$
Полісся							
Волинська	3,89	43,6	1,49	7,1	1440	0,20	292
Рівненська	3,61	47,5	1,43	8,0	1556	0,20	320
Житомирська	3,68	44,3	1,25	8,2	1385	0,18	256
Чернігівська	3,31	34,3	1,20		1140	0,21	242
Лісостеп							
Львівська	4,42	42,8	1,88	6,6	1498	0,21	308
Тернопільська	4,08	42,8	1,63	6,5	1459	0,19	275
Хмельницька	3,78	45,7	1,45	7,6	1477	0,19	281
Вінницька	3,82	41,0	1,46		1339	0,21	276
Київська	4,98	54,7	1,65	6,5	1573	0,18	276
Сумська	3,28	34,5	1,25		1110	0,24	263
Черкаська	4,88	60,2	1,72	6,8	1719	0,17	285
Полтавська	4,45	51,2	1,52	6,5	1436	0,18	253
Харківська	4,96	54,6	1,51	7,1	1513	0,17	256
Степ							
Кіровоградська	3,55	62,2	1,35	9,2	1780	0,17	301
Дніпропетровська	3,39	53,3	1,03	13,3	1526	0,18	282
Донецька	3,0	52,2	1,13	10,4	1525	0,18	274
Луганська	2,96	50,9	0,95	10,4	1352	0,18	237
Запорізька	3,20	57,3	1,08	14,6	1614	0,17	277
Миколаївська	3,94	41,8	1,27	6,9	1181	0,19	221
Одеська	3,19	43,6	1,08	9,6	1292	0,18	226
Херсонська	2,97	45,8	1,08	9,1	1383	0,17	234
АР Крим	3,29	50,2	1,23	8,7	1408	0,18	261
Закарпаття та Прикарпаття							
Закарпатська	4,56	39,7	1,62	4,9	1192	0,20	232
Івано-Франківська	3,50	44,6	1,58	7,3	1540	0,17	261
Чернівецька	4,11	55,3	1,64	7,8	1801	0,16	286

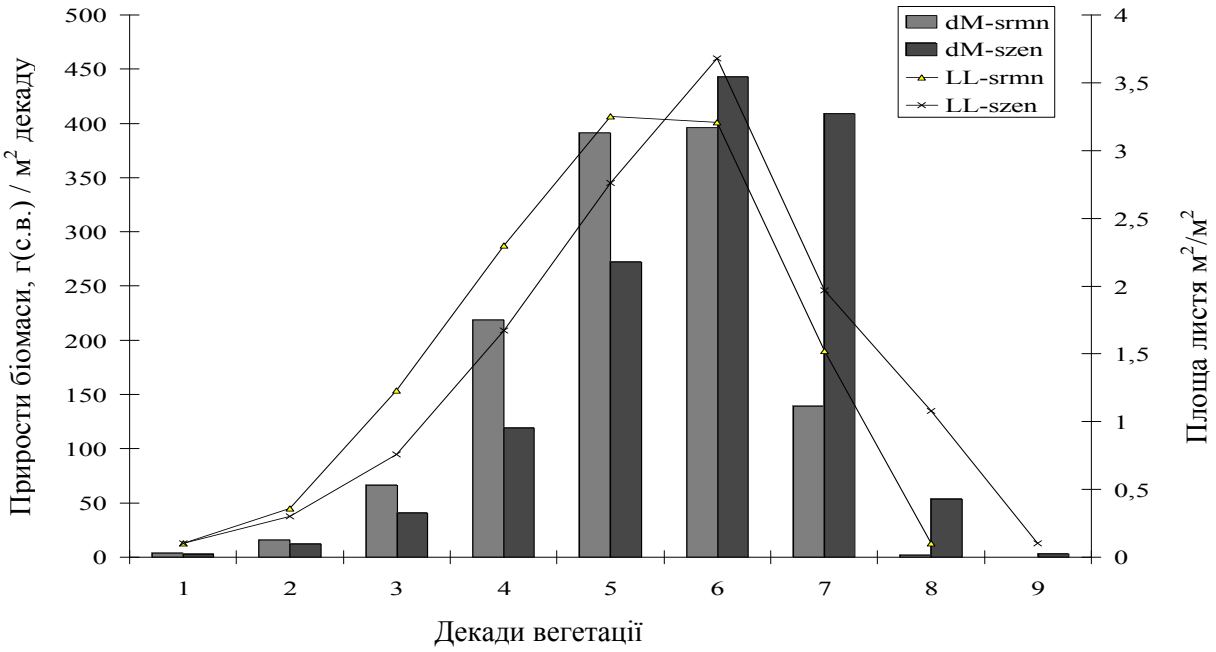


Рис. 5.58. Динаміка площі листя (LL) та приростів загальної рослинної біомаси (dM) ярого ячменю за середніми багаторічними даними та при умовах реалізації сценарію зміни клімату. Полісся

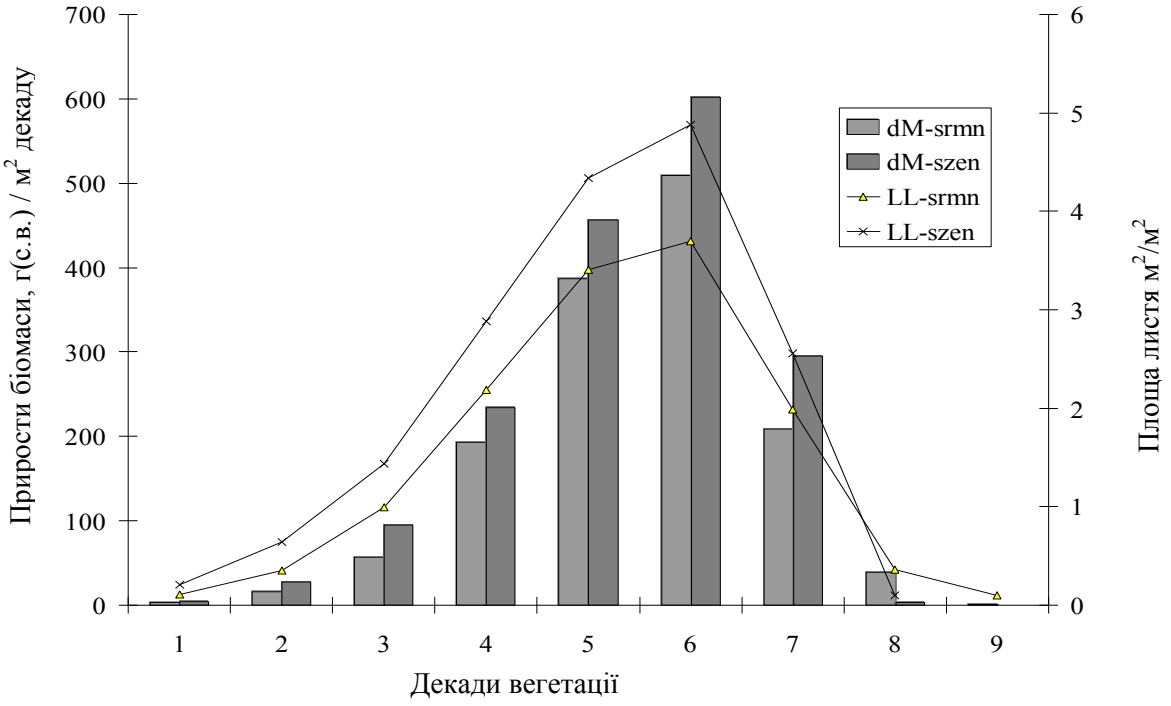


Рис. 5.59. Динаміка площі листя (LL) та приростів загальної рослинної біомаси (dM) ярого ячменю за середніми багаторічними даними та при умовах реалізації сценарію зміни клімату. Лісостеп

Коефіцієнт господарської ефективності у Тернопільській, Київській, Черкаській, Полтавській та Харківській областях буде трохи нижчий від середнього багаторічного, а в Львівській, Хмельницькій, Вінницькій, Сумській вище середнього багаторічного. Урожай сухої біомаси зерна у всіх областях буде вищий від середнього багаторічного на 11–25 % і буде становити 256–308 г(с.р.)/м^2.

Степ. Можливі зміни клімату призведуть до того, що в порівнянні з середніми багаторічними даними (табл. 5.28 і 5.29) відбудеться зростання фотосинтетичного потенціалу до 0,95–1,35 млн. м^2/га за період вегетації у всіх областях Степу. Майже у всіх областях Степу воно спричинено більш раннім (особливо у Північному Степу) та більш інтенсивним формуванням площі асиміляційного апарату в порівнянні з середньою багаторічною динамікою площі листя ярого ячменю (рис. 5.60 і 5.61). Максимальний приріст загальної біомаси в Північному Степу дещо зменшиться, тоді як у Південному Степу він збільшиться до 42–58 г/м^2 за добу. Чиста продуктивність фотосинтезу буде знаходитись переважно на вищому рівні від середнього багаторічного майже у всіх областях Степу (до 6,9–12,3 г/м^2 за добу). Більш високий рівень фотосинтетичного потенціалу посівів та чистої продуктивності фотосинтезу зумовлять підвищення рівня урожайності загальної сухої біомаси в 1,1–1,4 разу, він зросте до 1181–1780 г(с.р.)/м^2.

Коефіцієнт господарської ефективності буде вищий від середнього багаторічного в більшості областей Степу за винятком Херсонської області та Кримської АР, де він зостанеться на рівні середнього багаторічного. Урожай сухої біомаси зерна у всіх областях буде вищий від середнього багаторічного майже на 30–50 % і буде становити 221–301 г(с.р.)/м^2.

Закарпаття та Прикарпаття. Порівняння з середніми багаторічними даними показує, що зміни клімату створять такі агрокліматичні умови вирощування ярого ячменю, за яких відбудеться зростання на 11–24 % фотосинтетичного потенціалу посівів до 1,58–1,64 млн. м^2/га за період вегетації. Сформується більш високий рівень площі листя посівів (рис. 5.62), збільшаться прирости загальної сухої маси в період максимального росту до 40–55 г/м^2 за добу. Чиста продуктивність фотосинтезу повсюди буде знаходитись на нижчому рівні від середнього багаторічного (до 4,9–7,8 г/м^2 за добу). Не зважаючи на це, за рахунок значного розміру фотосинтетичного потенціалу посівів урожай загальної сухої біомаси у всіх областях буде вищий від середнього багаторічного на 7–17 % і буде становити 1192–1801 г(с.р.)/м^2. Коефіцієнт господарської ефективності в Івано-Франківській та Чернівецькій областях буде трохи нижчий від середнього багаторічного, а в Закарпатській – вище. Урожай сухої біомаси зерна у всіх областях буде вищий від середнього багаторічного на 7–13 % і буде становити 232–286 г(с.р.)/м^2).

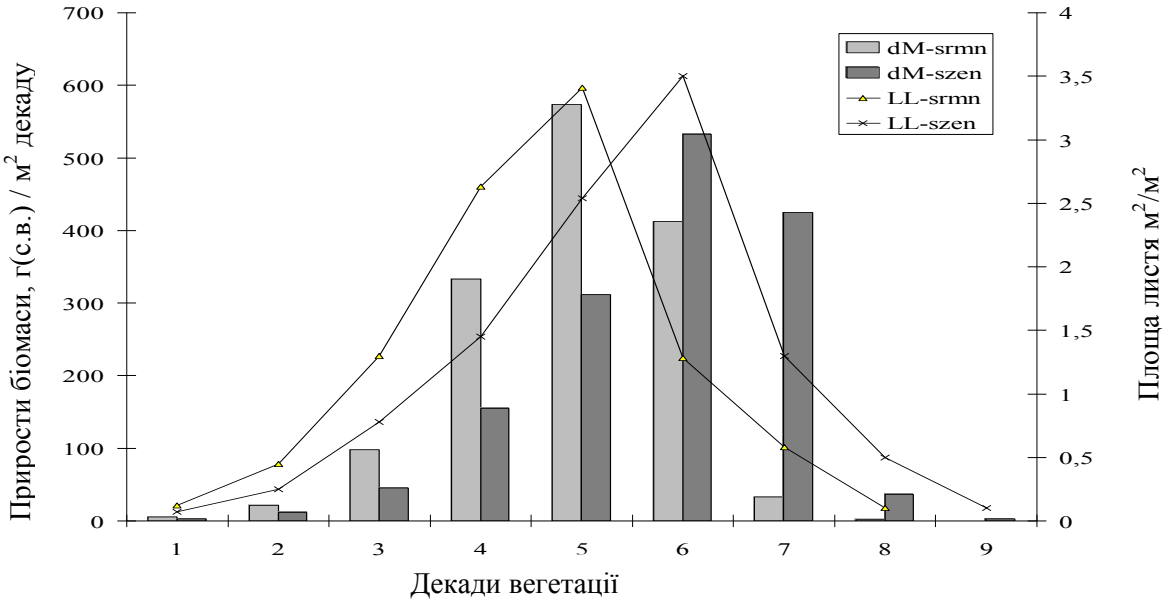


Рис. 5.60. Динаміка площі листя (LL) та приростів загальної рослинної біомаси (dM) ярого ячменю за середніми багаторічними даними та при умовах реалізації сценарію зміни клімату. Північний Степ

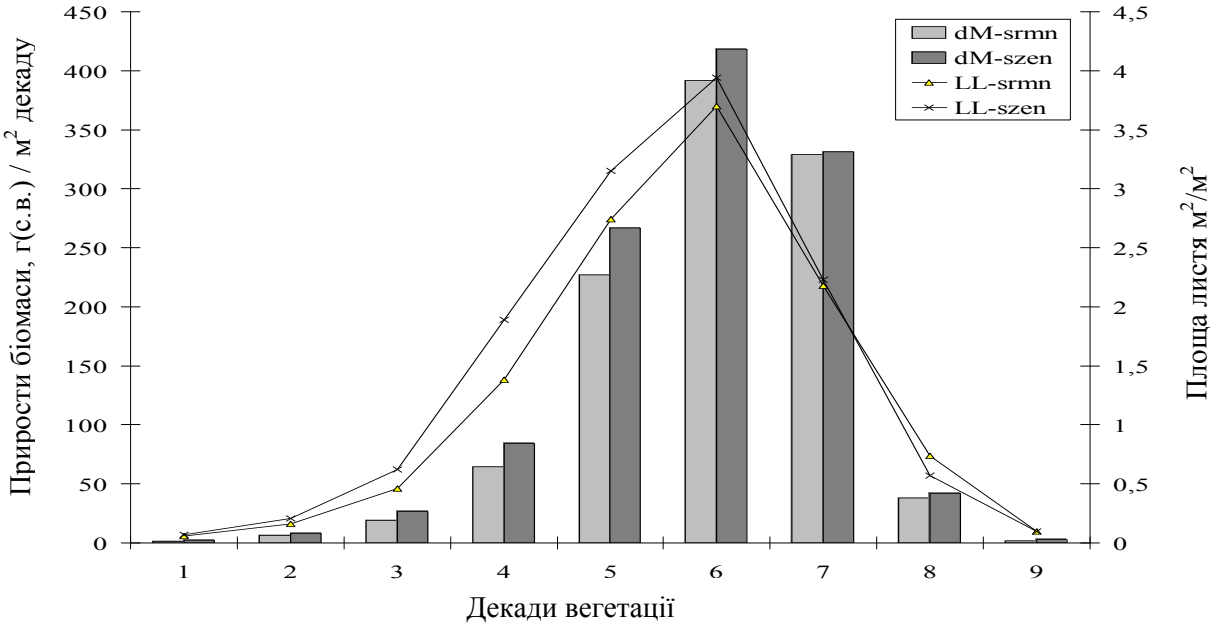


Рис. 5.61. Динаміка площі листя (LL) та приростів загальної рослинної біомаси (dM) ярого ячменю за середніми багаторічними даними та при умовах реалізації сценарію зміни клімату. Південний Степ

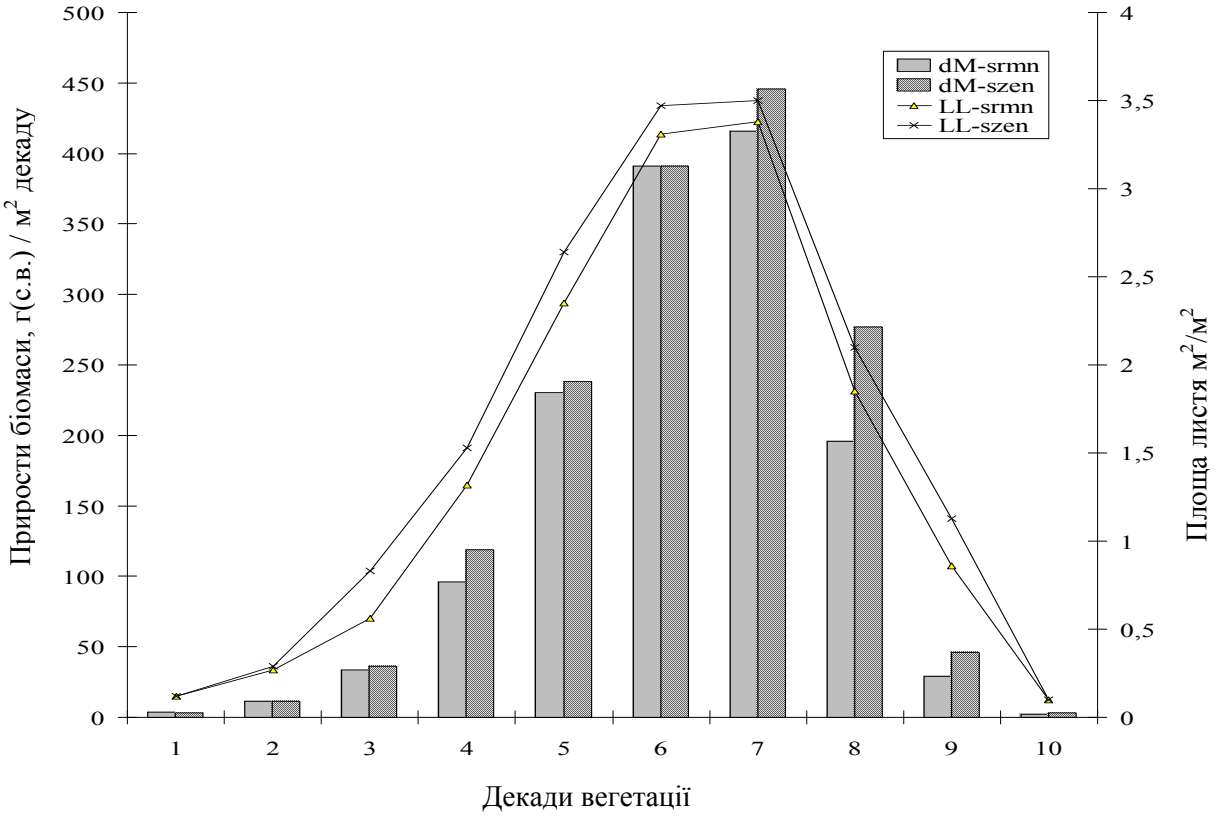


Рис. 5.62. Динаміка площі листя (LL) та приростів загальної рослинної біомаси (dM) ярого ячменю за середніми багаторічними даними та при умовах реалізації сценарію зміни клімату. Прикарпаття

5.3.5. Коливання урожайності ярих зернових культур у зв'язку зі зміною клімату

У останні два десятиріччя в ряді районів зниження урожайності за умов зміни клімату порівнювалось з її зростанням за рахунок підвищення технології виробництва, і хоча в більшості країн світу удосконалення технології продовжує давати позитивний внесок в збори зерна, подекуди зростання його виробництва зменшилось.

Коливання урожайності ярої пшениці в зв'язку зі зміною клімату

Значні зміни агрокліматичних умов вирощування ярої пшениці в Україні у зв'язку з очікуваними змінами глобального та регіонального клімату за сценарієм *GFDL*-30 % призведуть до зміни в першу чергу умов тепло- та вологозабезпеченості, світового режиму протягом періоду весняно-літньої вегетації, що викличе значну зміну тривалості цих періодів. Такі умови вирощування спричинять значну зміну показників фотосинтетичної діяльності посівів ярої пшениці: різко зміниться динаміка

формування площі листової поверхні та величини фотосинтетичного потенціалу, чистої продуктивності фотосинтезу та приростів біомаси посівів. Зміна цих складових формування урожаю призведе до значної зміни рівнів очікуваних за сценарієм урожаїв ярої пшениці як за абсолютною величиною, так і по відношенню до сучасного рівня урожайності (табл. 5.30, рис. 5.63).

Полісся. При реалізації сценарію зміни клімату на території Полісся буде очікуватись збільшення урожайності у Волинській, Чернігівській та Житомирській областях до 135–148 %, а в Рівненській – до 166 %. Це становитиме відповідно 24,6 – 30,9 ц/га, та 34,8 ц/га.

Лісостеп. При реалізації кліматичного сценарію складуться умови, сприятливі для формування урожайності в Лісостепу. Виняток складатиме крайня північна частина Лісостепу, де при умовах реалізації цього .сценарію може відбутись дещо менше підвищення урожайності. Так, у Київській області вона складатиме 124 % від середньої багаторічної, що буде становити 28,8 ц/га.

Агрокліматичні умови вирощування ярої пшениці на решті території Лісостепу будуть зумовлювати зростання урожайності до 148–163 % від сучасного рівня у Львівській, Тернопільській, Хмельницькій, Вінницькій та Сумській областях. Рівень урожайності на цій території буде становити 28,2 ц/га у Сумській області та 30,8–36,5 ц/га у Львівській, Тернопільській, Хмельницькій, Вінницькій областях. На території Черкаської, Полтавської та Харківської областей зростання урожайності буде також значним і досягатиме 137–148 % від сучасного рівня. Це становитиме 25,8 ц/га у Харківській області та 27,9–29,5 ц/га у інших областях.

Степ. При реалізації сценарію *GFDL*-30 % складуться умови, найбільш сприятливі для формування урожайності ярої пшениці в Степу. Дещо нижчим буде збільшення урожайності в західній частині Степу (в Одеській та Миколаївській областях). Урожайність становитиме 133–145 % від сучасного рівня й досягатиме 20,2-21,6 ц/га. Більшим підвищення урожайності в порівнянні з сучасним рівнем буде у центральній та східній частині Степу, де відбудеться зростання урожайності до 145–190 % від сучасного рівня. Слід відзначити, що у більшості областей рівень урожайності буде досить невисоким (20,5–24,1 ц/га) і тільки у Донецькій, Дніпропетровській та Кіровоградській областях вона сягатиме 25,3–27,7 ц/га.

Закарпаття та Прикарпаття. При реалізації кліматичного сценарію *GFDL*-30 % створяться умови, більш сприятливі для формування урожайності ярої пшениці в Чернівецькій області, зростання урожайності під впливом цих умов буде досить значним, і досягатиме 173 % від сучасного рівня. Можливий рівень урожайності становитиме 33,2 ц/га. В Івано-Франківській області збільшення буде меншим, рівень урожайності підвищиться до 131 % від сучасного рівня. За умови реалізації цього

сценарію слід очікувати, що рівень урожайності в Закарпатській області також дещо зросте – до 117 % від сучасного рівня. Очікуваний рівень урожайності в Закарпатській та Івано-Франківській областях становитиме 27,1–28,3 ц/га.

Таблиця 5.30. Оцінка можливої урожайності зерна ярої пшениці за сценарієм зміни клімату

Ґрунтово-кліматична зона, область	Середня багаторічна (1995-2009 рр.) урожайність, ц/га	Урожайність ярої пшениці за кліматичним сценарієм	
		ц/га	по відношенню до сучасного рівня, відн. од.
Полісся			
Волинська	20,9	30,9	1,48
Рівненська	21,0	34,8	1,66
Житомирська	19,8	26,7	1,35
Чернігівська	17,6	24,6	1,40
Лісостеп			
Львівська	22,4	36,5	1,63
Тернопільська	20,3	31,3	1,54
Хмельницька	20,5	31,8	1,55
Вінницька	20,8	30,8	1,48
Київська	23,2	28,8	1,24
Сумська	18,2	28,2	1,55
Черкаська	1,4	29,5	1,37
Полтавська	20,0	27,9	1,40
Харківська	17,4	25,8	1,48
Степ			
Кіровоградська	17,0	27,7	1,62
Дніпропетровська	16,6	26,6	1,60
Донецька	14,3	25,3	1,77
Луганська	10,8	20,5	1,90
Одеська	16,2	21,6	1,33
Миколаївська	13,9	20,2	1,45
Запорізька	13,1	24,1	1,84
Херсонська	14,7	22,4	1,52
АР Крим	12,4	23,0	1,86
Закарпаття та Прикарпаття			
Закарпатська	23,2	27,1	1,17
Івано-Франківська	21,6	28,3	1,31
Чернівецька	19,2	33,2	1,73
По Україні	**17,5**	**27,5**	**1,53**

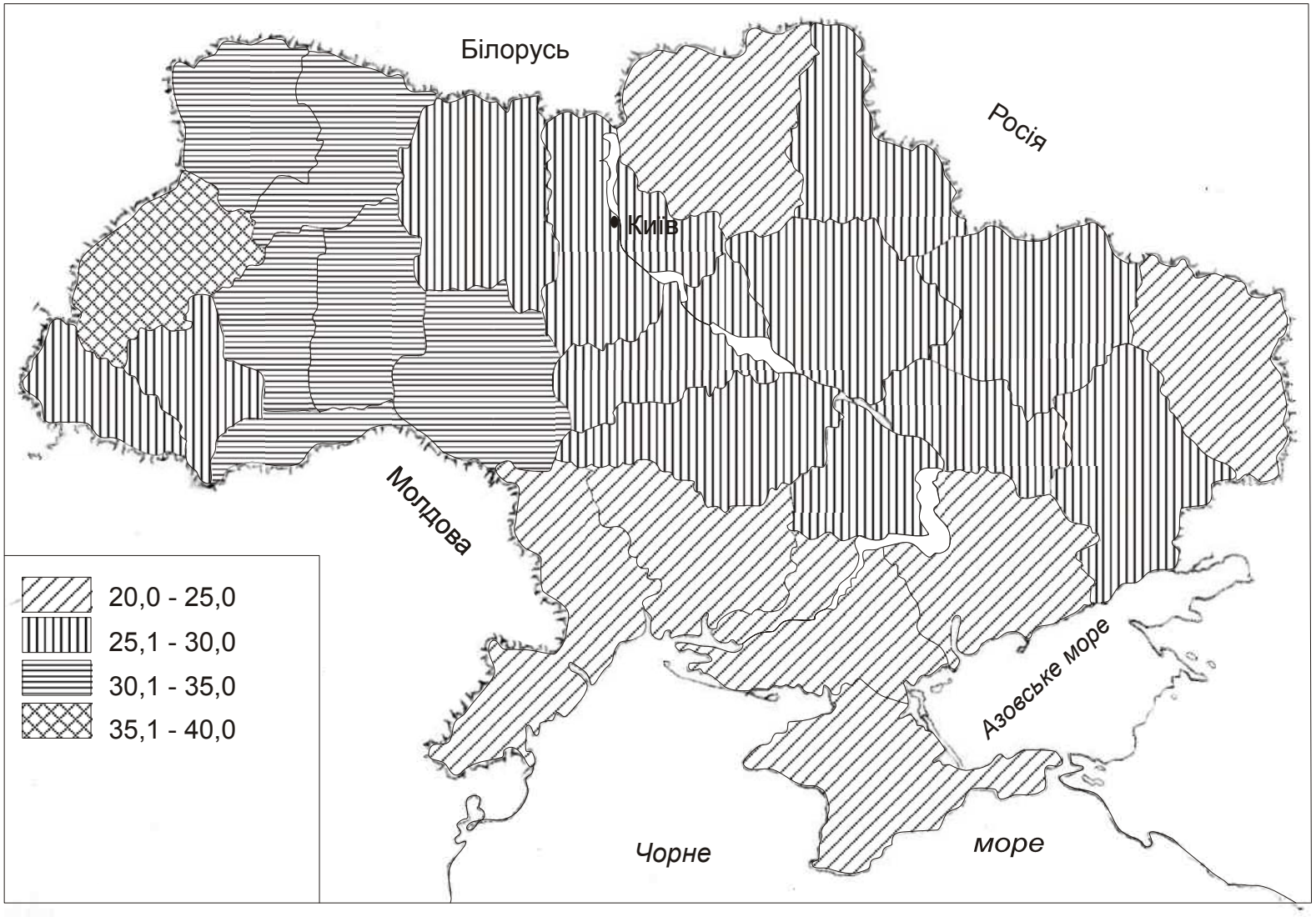


Рис. 5.63. Очікуваний урожай (ц/га) ярої пшениці за кліматичним сценарієм до 2030 – 2040 рр.

Коливання урожайності ярого ячменю в зв'язку зі зміною клімату

Значні зміни агрокліматичних умов вирощування ярого ячменю спричинять значну зміну показників фотосинтетичної діяльності посівів ярого ячменю: різко зміниться динаміка формування площі листкової поверхні та величини фотосинтетичного потенціалу, чистої продуктивності фотосинтезу та приростів біомаси посівів. Зміна цих складових формування урожаю призведе до значної зміни рівнів очікуваних за сценарієм урожаїв ярого ячменю як за абсолютною величиною, так і по відношенню до сучасного рівня урожайності (табл. 5.31, рис. 5.64).

Полісся. При реалізації кліматичного сценарію на території Полісся буде очікуватись збільшення урожайності. У Волинській, Чернігівській та Житомирській областях до 132–145 %, а в Рівненській – до 162 %, це становитиме відповідно 28,2 – 34,0 ц/га, та 37,2 ц/га.

Лісостеп. При реалізації сценарію зміни клімату очікуються умови, сприятливі для формування урожайності в Лісостепу. Виняток складатиме крайня північна частина Лісостепу, де за умов реалізації цього сценарію може очікуватись дещо менше підвищення урожайності. Так, у Київській області вона складатиме 118 % від середньої багаторічної, що буде становити 32,1 ц/га. Агрокліматичні умови вирощування ярого ячменю на решті території Лісостепу будуть зумовлювати зростання урожайності до 141–160 % від сучасного рівня у Львівській, Тернопільській, Хмельницькій, Вінницькій, Сумській та Харківській областях. Рівень урожайності на цій території буде становити 29,7 ц/га у Харківській області та 30,6–35,8 ц/га у Львівській, Тернопільській, Хмельницькій, Вінницькій та Сумській областях. На території Черкаської та Полтавської областей зростання урожайності буде також значним і досягатиме 131–133 % від сучасного рівня. Це становитиме 29,4 ц/га у Полтавській області та 33,1 ц/га у Черкаській області.

Степ. За реалізації сценарію зміни клімату складуться умови, найбільш сприятливі для формування урожайності ярого ячменю в Степу. Дещо нижчим буде збільшення урожайності в західній частині Степу – Одеській та Миколаївській областях. Урожайність становитиме 136–148 % від сучасного рівня й досягатиме 25,7–26,3 ц/га.

Значно більшим підвищення урожайності в порівнянні з сучасним рівнем буде у центральній та східній частині Степу, де відбудеться зростання урожайності до 155–189 % від сучасного рівня. При цьому дещо нижчий рівень урожайності буде у Луганській та Херсонській областях (27,2–27,6 ц/га), на іншій частині території урожайність ярого ячменю становитиме 30,3–35,0 ц/га.

Таблиця 5.31. Оцінка можливої урожайності зерна ярого ячменю за сценарієм зміни клімату

Ґрунтово-кліматична зона, область	Середня багаторічна (1995-2009 рр.) урожайність, ц/га	Урожайність ярого ячменю за кліматичним сценарієм	
		ц/га	по відношенню до сучасного рівня, відн. од.
Полісся			
Волинська	23,5	34,0	1,45
Рівненська	22,9	37,2	1,62
Житомирська	22,4	29,7	1,32
Чернігівська	20,6	28,2	1,37
Лісостеп			
Львівська	22,4	35,8	1,60
Тернопільська	21,8	32,0	1,47
Хмельницька	22,2	32,7	1,47
Вінницька	22,7	32,1	1,41
Київська	27,1	32,1	1,18
Сумська	20,7	30,6	1,48
Черкаська	25,3	33,1	1,31
Полтавська	22,1	29,4	1,33
Харківська	21,0	29,7	1,41
Степ			
Кіровоградська	21,1	35,0	1,66
Дніпропетровська	20,1	32,7	1,63
Донецька	17,7	31,9	1,80
Луганська	14,2	27,6	1,94
Одеська	19,3	26,3	1,36
Миколаївська	17,3	25,7	1,48
Запорізька	17,2	32,2	1,88
Херсонська	17,5	27,2	1,55
АР Крим	16,0	30,3	1,89
Закарпаття та Прикарпаття			
Закарпатська	23,5	27,0	1,15
Івано-Франківська	23,6	30,3	1,28
Чернівецька	20,1	33,2	1,65
По Україні	**20,9**	**31,0**	**1,51**

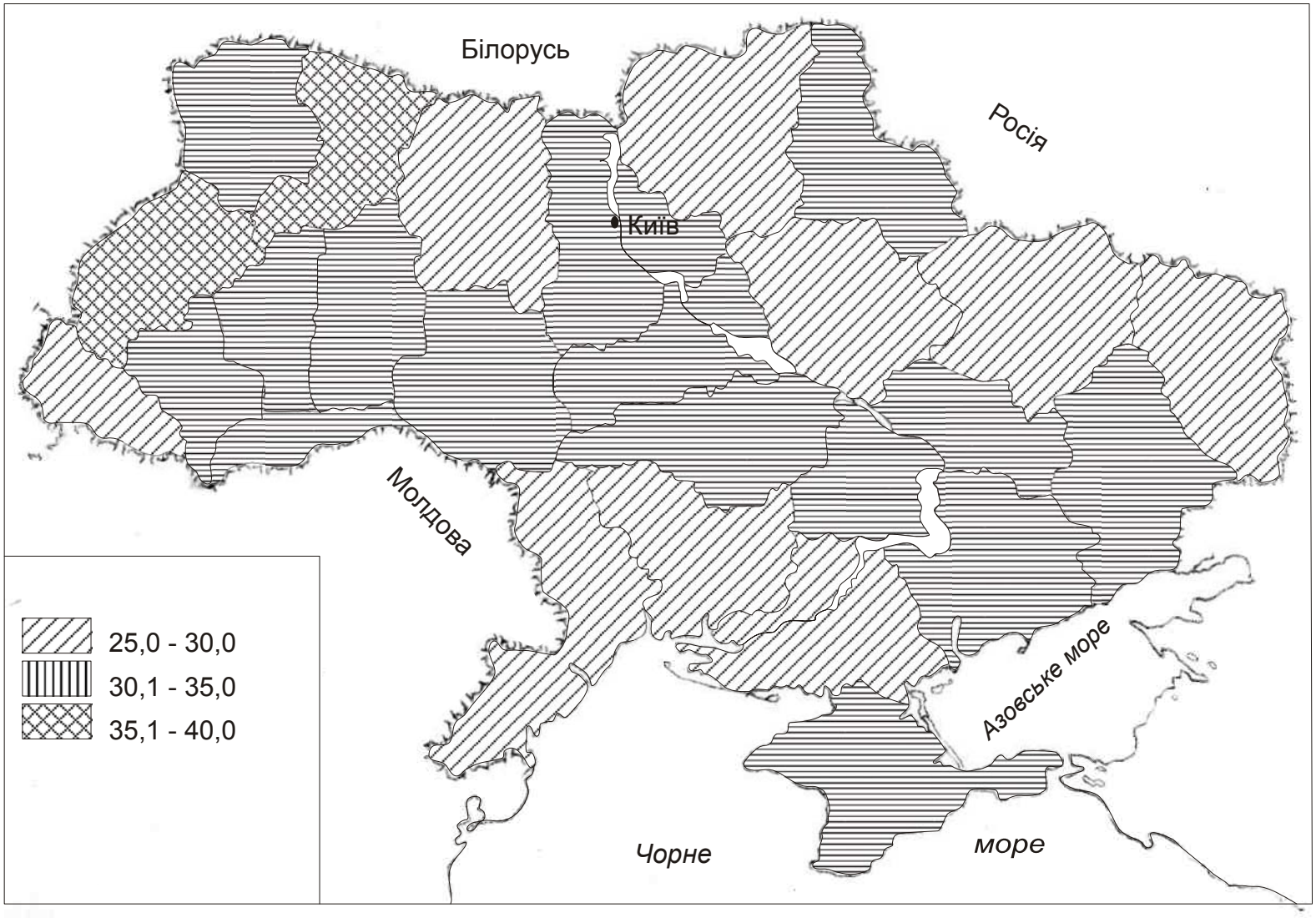


Рис. 5.64. Очікуваний урожай (ц/га) ярого ячменю за кліматичним сценарієм до 2030 – 2040 рр.

Закарпаття та Прикарпаття. При реалізації сценарію *GFDL*-30 % складуться умови, більш сприятливі для формування урожайності ярого ячменю в Чернівецькій області, збільшення урожайності під впливом цих умов буде досить значним, зростання урожайності досягатиме 165 % від сучасного рівня. Можливий рівень урожайності становитиме 33,2 ц/га. В Івано-Франківській області збільшення буде меншим, рівень урожайності підвищиться до 128 % від сучасного рівня. За умови реалізації цього сценарію слід очікувати, що рівень урожайності в Закарпатській області також дещо зросте – до 115 % від сучасного рівня. Очікуваний рівень урожайності ярого ячменю в Закарпатській та Івано-Франківській областях становитиме 27,0–30,3 ц/га.

Коливання урожайності вівса в зв'язку зі зміною клімату

Зміни агрокліматичних умов вирощування вівса спричинять значну зміну показників фотосинтетичної діяльності посівів вівса: різко зміниться динаміка формування площі листової поверхні та величини фотосинтетичного потенціалу, чистої продуктивності фотосинтезу та приростів біомаси посівів. Зміна цих складових формування урожаю призведе до значної зміни рівнів очікуваних за сценарієм урожаїв вівса як за абсолютною величиною, так і по відношенню до сучасного рівня урожайності (табл. 5.32, рис. 5.65).

Полісся. При реалізації сценарію зміни клімату на території Полісся очікуватиметься зростання урожайності в Волинській, Чернігівській та Житомирській областях до 138–146 %, а в Рівненській – до 164 % і досягатиме відповідно 19,7 – 25,7 ц/га та 27,6 ц/га.

Лісостеп. За умови реалізації сценарію *GFDL*-30 % складуться умови, які будуть сприятливі для формування урожайності в Лісостепу. Виняток складатиме крайня північна частина Лісостепу, де при умовах реалізації цього .сценарію може відбутись дещо менше підвищення урожайності. Так, у Київській області вона складатиме 122 % від середньої багаторічної, що буде становити 24,2 ц/га.

Агрокліматичні умови вирощування вівса на решті території Лісостепу будуть зумовлювати зростання урожайності до 145–161 % від сучасного рівня у Львівській, Тернопільській, Хмельницькій, Вінницькій, Сумській та Харківській областях. Рівень урожайності на цій території буде становити 25,3–28,8 ц/га. На території Черкаської та Полтавської областей зростання урожайності буде також значним, досягатиме 135–137 % від сучасного рівня і становитиме 30,8 ц/га у Полтавській області та 31,6 ц/га у Черкаській області.

Степ. При реалізації кліматичного сценарію складуться умови, найбільш сприятливі для формування урожайності вівса в Степу. Дещо нижчим буде збільшення урожайності у Одеській, Миколаївській та Херсонській областях, урожайність становитиме 130–147 % від сучасного

рівня й досягатиме 21,3–21,8 ц/га. Більшим підвищення урожайності в порівнянні з сучасним рівнем буде у центральній та східній частині Степу, де відбудеться зростання урожайності до 161–192 % від сучасного рівня. При цьому дещо нижчий рівень урожайності буде у Луганській, Донецькій, Запорізькій областях та у АР Крим (26,0–27,9 ц/га), в інших областях урожайність ярого ячменю очікується на рівні 29,6–32,7 ц/га.

Таблиця 5.32. Оцінка можливої урожайності зерна вівса за сценарієм зміни клімату

Ґрунтово-кліматична зона, область	Середня багаторічна (1995-2009 рр.) урожайність, ц/га	Урожайність вівса за кліматичним сценарієм	
		ц/га	по відношенню до сучасного рівня, відн. од.
Полісся			
Волинська	17,6	25,7	1,46
Рівненська	16,8	27,6	1,64
Житомирська	14,8	19,7	1,34
Чернігівська	16,9	23,4	1,38
Лісостеп			
Львівська	17,2	27,8	1,61
Тернопільська	16,7	25,3	1,51
Хмельницька	19,0	28,8	1,52
Вінницька	19,8	28,8	1,45
Київська	19,9	24,2	1,22
Сумська	18,7	28,4	1,52
Черкаська	23,4	31,6	1,35
Полтавська	22,5	30,8	1,37
Харківська	19,0	27,7	1,46
Степ			
Кіровоградська	19,9	32,7	1,64
Дніпропетровська	18,4	29,6	1,61
Донецька	15,7	27,9	1,78
Луганська	13,5	26,0	1,92
Одеська	16,1	21,7	1,35
Миколаївська	14,5	21,3	1,47
Запорізька	14,8	27,4	1,86
Херсонська	14,2	21,8	1,3
АР Крим	14,8	27,7	1,87
Закарпаття та	**Прикарпаття**		
Закарпатська	20,4	23,7	1,16
Івано-Франківська	17,6	22,9	1,30
Чернівецька	16,9	28,8	1,70
По Україні	**17,6**	**26,4**	**1,51**

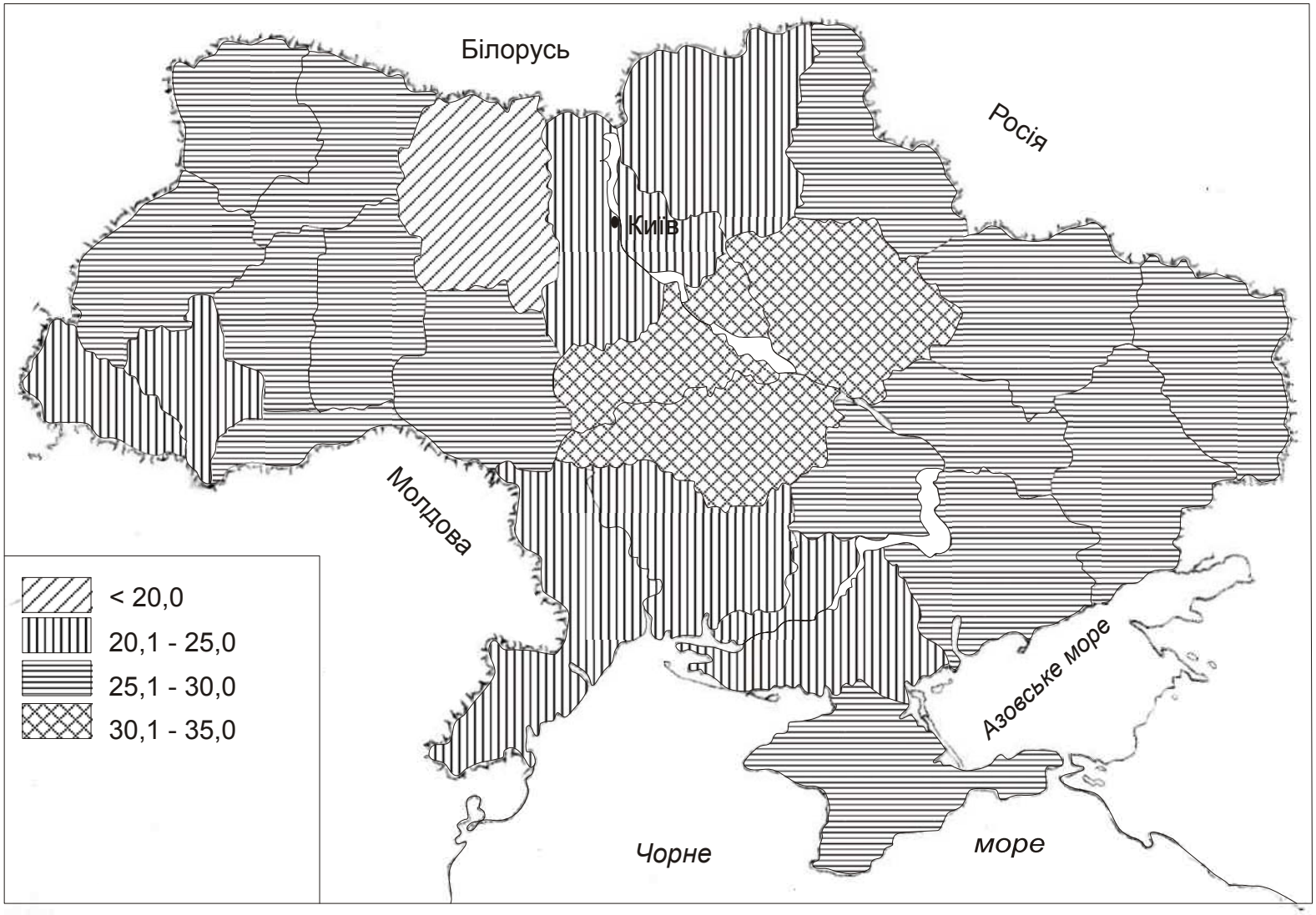


Рис. 5.65. Очікуваний урожай (ц/га) вівса за кліматичним сценарієм до 2030 – 2040 рр.

Закарпаття та Прикарпаття. При реалізації сценарію *GFDL*-30 % складуться умови, які будуть більш сприятливі для формування урожайності вівса в Чернівецькій області, збільшення урожайності буде досить значним, зростання урожайності досягатиме 170 % від сучасного рівня. Можливий рівень урожайності становитиме 28,8 ц/га. В Івано-Франківській області збільшення буде меншим, рівень урожайності підвищиться до 130 % від сучасного рівня. За умови реалізації цього сценарію слід очікувати, що рівень урожайності в Закарпатській області також трохи зросте – до 116 % від сучасного рівня. Очікуваний рівень урожайності в Закарпатській та Івано-Франківській областях становитиме 22,9–23,7 ц/га.

5.3.6. Оцінка зміни агрокліматичних умов росту, розвитку та формування урожайності кукурудзи

Агрокліматичні показники умов вирощування гібридів кукурудзи різних груп стиглості у різних ґрунтово-кліматичних зонах України за зміни клімату

В основу оцінки зміни агрокліматичних умов формування урожайності кукурудзи в умовах зміни клімату було покладено модель продуційного процесу кукурудзи [1, 13] та виконані за допомогою цієї моделі оцінки умов вирощування, росту, розвитку та формування продуктивності культури кукурудзи в Україні [2, 3, 17].

Основними показниками вирощування кукурудзи є тепло- і вологозабезпечення та показник активності фотосинтетичного апарату (серед яких найбільш часто досліджується ФАР). Розглянемо, як зміняться ці показники за умов реалізації кліматичного сценарію *GFDL*-30% у різних ґрунтово-кліматичних зонах України.

У зоні Полісся, порівняно із іншими ґрунтово-кліматичними зонами, за умов реалізації кліматичного сценарію очікуються найвідчутніші зміни температурних показників відносно норми.

У період від сходів до викидання волоті ріст і розвиток рослин кукурудзи відбуватиметься при середній температурі на 1,3–2,6 °С нижче за норму (15,2–16,5 °С), це пов’язано з тим, що цей період припадає на весняні місяці, температура яких значно нижча, ніж влітку.

Кількість опадів за цей період складатиме 141–199 мм, що для ранніх, середньоранніх та середньостиглих гібридів складає 80–95 % норми, для середньопізніх і пізніх гібридів – 104-113 % норми. Сумарна випаровуваність для ранніх та середньоранніх гібридів становитиме 92–100 %, для середньостиглих, середньопізніх і пізніх гібридів ці показники зростуть до 108–122 % сучасного рівня.

Сумарне випаровування становитиме 85–95 % для усіх гібридів за винятком середньостиглих, для яких ця величина збільшиться до 105 % сучасного рівня. Відносна вологозабезпеченість посівів становитиме 62–63 % (табл. 5.33).

За період від викидання волоті до воскової стиглості (червень-липень) температура повітря порівняно з нормою збільшиться на 5,2–5,5 °С внаслідок цього розвиток кукурудзи відбуватиметься за середньої температури цього періоду 20,6–20,9 °С.

Кількість опадів у цей період розвитку збільшиться для гібридів усіх груп стиглості до 164–83 % від середньої багаторічної. Сумарна випаровуваність збільшиться на 60–115 % від сучасного рівня. Сумарне випаровування становитиме 162–202 % від сучасного рівня, відносна вологозабезпеченість цього періоду збільшиться на 6,6–9,2 %. Сума ФАР, яку отримають посіви, збільшиться для ранніх, середньоранніх та ранньостиглих гібридів на 1,2–5,5; для середньопізніх та пізніх гібридів – на 6,5–9,1 ккал/см^2.

У Лісостеповій зоні за умов реалізації сценарію *GFDL*-30% відбудуться такі зміни основних агрокліматичних показників вирощування кукурудзи.

Середня температура періоду сходи – викидання волоті для ранніх гібридів буде нижчою від сучасної на 1,5 °С, для гібридів решти груп скоростиглості вона буде близькою до сучасного рівня. Сумарна кількість опадів цей період складатиме 132–191 мм, що відповідає – 82-87 % норми.

Сумарна випаровуваність для гібридів усіх груп стиглості змінюватиметься від 80 до 98 % від сучасного рівня. Сумарне випаровування становитиме 92–94 % для усіх гібридів. Відносна вологозабезпеченість посівів буде у межах 91–93 % від середньої багаторічної.

Агрокліматичні показники періоду від викидання волоті до воскової стиглості, який відбуватиметься у червні –липні, зміняться більш істотно, ніж періоду сходи – викидання волоті. Так, середня температура повітря періоду порівняно з нормою збільшиться на 2–4 °С для ранніх і середньоранніх гібридів та на 5,0–6,7 °С для середньостиглих, середньопізніх та пізніх гібридів, в абсолютному значенні температура повітря становитиме 21,6–23,0 °С. Сумарна кількість опадів збільшиться для гібридів усіх груп стиглості і становитиме 110–132 % від норми.

За таких температурних умов та зволоження сумарна випаровуваність буде змінюватись від 84 до 117 % норми. Сумарне випаровування становитиме 108–134 % від сучасного рівня, відносна вологозабезпеченість ранніх гібридів у цьому періоді майже не зміниться, для решти гібридів збільшиться на 12–30 %.

Таблиця 5.33. Агрокліматичні умови вирощування гібридів кукурудзи різних груп стиглості. Полісся, Чернігівська область

Група Стиглості	Період сходи – викидання волоті					Період викидання волоті –воскова стиглість					Сума ФАР за вегетацій ний період, ккал/см^2
	кіль-кість опадів, мм	середня температ ура повітря, °С	сумарна випаров уваність, мм	сумарне випаров ування, мм	віднос на волого забезпе ченість %	кількіс ть опадів, мм	середня температ ура повітря, °С	сумарна випаров уваність, мм	сумарне випаров ування, мм	відносна вологоза безпече-ність, %	
Середні багаторічні											
Ранньостиглі	176	17,8	319,0	216,2	67,8	117	15,4	203,3	111,5	54,9	27,3
Середньоранні	176	17,8	319,0	216,2	67,8	117	15,4	203,3	111,5	54,9	27,3
Середньостиглі											
Середньопізні											
Пізньостиглі											
Сценарій *GFDL*-30%											
Ранньостиглі	141	15,2	294,1	185,4	63,0	205	20,9	263,8	162,2	61,5	28,5
Середньоранні	151	15,3	316,1	197,6	62,5	213	20,7	297,3	188,8	63,5	31,5
Середньостиглі	167	15,9	344,1	214,1	62,2	208	20,6	294,8	188,9	64,1	32,8
Середньопізні	183	15,9	366,7	228,1	62,2	201	20,7	292,3	186,8	63,9	33,8
Пізньостиглі	199	16,5	389,9	207,0	62,1	192	20,8	318.5	201,6	63,3	36,4

Сума ФАР, яку отримають посіви за рахунок скорочення вегетаційного періоду, зменшиться на 1,5–4,2 ккал/см^2. Для ранніх, середньоранніх, ранньостиглих гібридів та середньопізніх гібридів вона становитиме 27,5–32,7 ккал/см^2, для пізніх сума ФАР практично не зміниться і становитиме 35,0 ккал/см^2 (рис. 5.34).

В областях Північного Степу за умов збільшення в атмосфері вмісту CO_2 на 30 % модельні розрахунки показали такі зміни агрокліматичних умов вирощування гібридів кукурудзи різної стиглості.

Період від сходів до викидання волоті відбуватиметься за температурних умов, аналогічних нинішнім, кількість опадів практично не зміниться. Відповідно на сучасному рівні залишаться і показники вологозабезпеченості посівів.

Суттєві зміни очікуються в період від викидання волоті до воскової стиглості зерна, який відбуватиметься за середньої температури цього періоду, на 2,5–5,1 °С вищої за норму. Кількість опадів за цей міжфазний період збільшиться для гібридів усіх груп стиглості на 6–25 %. Сумарна випаровуваність та випаровування знаходитимуться в межах 86–118 % від сучасного. Відносна вологозабезпеченість зросте на 9–19 %. Сумарна ФАР за рахунок скорочення вегетаційного періоду зменшиться на 0,4–3,1 ккал/см^2 (табл. 5.35).

У південному Степу відбудуться такі зміни агрокліматичних показників за кліматичним сценарієм *GFDL*-30 %. Середня температура періоду сходи – викидання волоті для ранніх гібридів очікується нижчою від сучасної на 0,8–1,9 °С. Сумарна кількість опадів, яка випаде за цей період, складатиме 87–125 мм або 87–96 % норми. Сумарна випаровуваність складатиме для гібридів усіх груп стиглості 102–109 %, для пізніх гібридів – 158 % від сучасного рівня. Сумарне випаровування становитиме 88–97 % для усіх гібридів. Відносна вологозабезпеченість посівів у цей період розвитку знизиться до 84–90 % від сучасного, для пізніх гібридів – до 60 %.

Агрокліматичні показники періоду від викидання волоті до воскової стиглості, який триватиме у червні – липні, зміняться більш істотно, що пов’язано з істотним (на 1,9–2,6 °С, а для пізніх гібридів – на -5,8 °С) підвищенням температури повітря у цей період. Одночасно очікується і збільшення сумарної кількості опадів по міжфазних періодах гібридів усіх груп стиглості до 115–153 % від середньої багаторічної.

За таких температурних показників та умов зволоження сумарна випаровуваність складатиме 84-94%, а сумарне випаровування – 95-115 % від сучасного рівня, відносна вологозабезпеченість цього періоду у ранніх гібридів майже не зміниться, у решти гібридів збільшиться на 10–25 %. Сума ФАР, яку отримають посіви, становитиме 93–97 % або 26,1–36,5 ккал/см^2 (табл. 5.36).

Таблиця 5.34. Агрокліматичні умови вирощування гібридів кукурудзи різних груп стиглості. Лісостеп, Черкаська область

Група Стиглості	Період сходи – викидання волоті					Період викидання волоті – воскова стиглість					Сума ФАР за вегетацій ний період, ккал/см^2
	кількість опадів, мм	середня температура повітря, °С	сумарна випаровуваність, мм	сумарне випаровування, мм	відносна вологозабезпеченість, %	кількість опадів, мм	середня температура повітря, °С	сумарна випаровуваність, мм	сумарне випаровування, мм	відносна вологозабезпеченість, %	
Середні багаторічні											
Ранньостиглі	132	16,3	286,1	176,1	61,5	131	19,6	265,6	133,9	50,4	28,2
Середньоранні	153	16,7	319,3	192,5	60,3	152	17,8	326,1	159,5	48,9	33,2
Середньостиглі	170	16,7	339,0	206,6	60,9	135	17,6	350,5	146,9	41,9	33,3
Середньопізні	186	17,1	378,3	229,7	60,7	136	16,3	283,8	134,0	47,2	34.,4
Пізньостиглі	190	17,1	389,3	233,6	59,9	132	16,3	272	128,9	47,4	34,5
Сценарій *GFDL*-30%											
Ранньостиглі	113	14,6	230,8	131,7	57,1	160	21,6	311,6	162,6	52,2	27,5
Середньоранні	130	16,1	256,3	145,8	56,9	166	22,0	316,2	172,7	54,6	29,0
Середньостиглі	141	16,1	332,7	188,4	56,6	178	22,6	296,3	161,5	54,5	31,8
Середньопізні	155	16,8	356,4	201,7	56,6	168	22,6	290,9	158,0	54,3	32,7
Пізньостиглі	166	16,8	374,1	209,8	56,1	173	23,0	319,6	172,7	54,0	35,0

Таблиця 5.35. Агрокліматичні умови вирощування гібридів кукурудзи різних груп стиглості
Північний Степ, Дніпропетровська область

Група стиглості	Період сходи – викидання волоті					Період викидання волоті – воскова стиглість					Сума ФАР за вегетаційний період, ккал/см^2
	кількість опадів мм	середня температура повітря, °С	сумарна випаровуваність, мм	сумарне випаровування, мм	відносна вологозабезпеченість, %	кількість опадів, мм	середня температура повітря °С	сумарна випаровуваність, мм	сумарне випаровування, мм	відносна вологозабезпеченість, %	
Середні багаторічні											
Ранньостиглі	104	16,1	270,7	158,9	58,7	78	21,4	248,2	95,9	38,6	26,3
Середньоранні	116	16,6	299,5	173,4	57,9	87	21,3	280,0	101,9	36,4	29,5
Середньостиглі	124	17,2	322,3	183,9	57,1	88	21,3	283,5	99,3	35,0	30,8
Середньопізні	134	17,1	295,5	170,0	57,5	86	20,7	332,1	120,4	36,2	32,0
Пізньостиглі	142	17,1	392,8	212,7	54,1	106	19,2	318,8	106,1	33,3	36,6
Сценарій *GFDL*-30%											
Ранньостиглі	104	16,1	264,2	149,4	56,5	85	23,9	249,5	97,6	39,1	25,9
Середньоранні	120	17,2	289,8	161,2	56,0	93	23,9	270,4	107,3	39,7	28,8
Середньостиглі	122	17,1	308,1	164,3	53,3	97	23,7	287,2	114,9	40,0	29,9
Середньопізні	124	17,1	333,3	178,7	53,6	108	23,7	284,7	112,7	39,6	31,1
Пізньостиглі	139	17,6	352,2	186,5	52,9	117	24,3	315,7	125,2	39,7	33,5

Таблиця 5.36. Агрокліматичні умови вирощування гібридів кукурудзи різних груп стиглості
Південний Степ, Одеська область

Група Стиглості	Період сходи – викидання волоті					Період викидання волоті – воскова стиглість					Сума ФАР за вегетаційний період, ккал/см^2
	кіль-кість опадів, мм	середня температура повітря, °С	сумарна випаровуваність, мм	сумарне випарування, мм	відносна вологозабезпеченість, %	кількість опадів, мм	середня температура повітря, °С	сумарна випаровуваність, мм	сумарне випарування, мм	відносна вологозабезпеченість, %	
Середні багаторічні											
Ранньостиглі	87	18,3	248,4	139,4	56,1	92	22,1	262,3	96,4	36,7	25,4
Середньоранні	99	18,4	277,9	162,4	58,4	94	21,8	304,0	106,1	34,9	29,0
Середньостиглі	109	18,8	301,1	162,3	53,9	97	21,2	302,6	102,3	33,8	30,2
Середньопізні	117	19,0	324,3	173,2	53,4	89	21,3	302,2	99,3	32,9	31,4
Пізньостиглі	126	18,9	240,6	182,2	75,7	116	18,6	372,9	119,4	32,0	36,5
Сценарій *GFDL*-30 %											
Ранньостиглі	78	16,4	271,1	136,5	50,3	107	24,0	246,9	92,0	37,3	26,1
Середньоранні	86	16,5	290,0	143,4	49,4	144	24,0	294,0	113,3	38,5	29,3
Середньостиглі	96	17,3	315,2	153,8	48,8	126	23,9	286,4	112,2	39,2	30,2
Середньопізні	103	17,3	333,8	161,9	48,5	136	23,9	290,7	114,2	39,3	31,3
Пізньостиглі	120	18,1	380,2	171,9	45,2	135	24,4	316,8	126,4	39,9	34,1

Фотосинтетична продуктивність гібридів кукурудзи різних груп стиглості за середніми багаторічними даними та кліматичним сценарієм зміни клімату

Під впливом зміни агрокліматичних умов вирощування кукурудзи, які розглянуто вище, відбудеться зміна показників процесів фотосинтезу посівів кукурудзи, що зумовлюватиме рівень її урожайності, та стануть можливими зміни в ареалі розповсюдження гібридів кукурудзи різних груп стиглості. Згідно теорії фотосинтетичної продуктивності посівів такими показниками є розміри фотосинтезуючої площі та фотосинтетичний потенціал посівів, кількісні показники приростів рослинної біомаси на одиницю площі, чиста продуктивність фотосинтезу (ефективність процесу фотосинтезу на одиницю площі листкової поверхні), урожай загальної біомаси посівів та урожай зерна.

Розглянемо розподіл цих показників по ґрунтово-кліматичних зонах України при зміні кліматичних умов за сценаріями *GFDL*-30 % у порівнянні із показниками фотосинтетичної продуктивності кукурудзи, розрахованими за середніми багаторічними даними. Рівень основних показників процесів фотосинтезу гібридів кукурудзи різних груп стиглості нами розраховано для посівів із високим рівнем агротехніки, який застосовується при проведенні дослідів у науково-дослідних сільськогосподарських інститутах та дослідних станціях України.

У зоні Полісся за зміни кліматичних умов за сценарієм на основі моделі *GFDL*-30 % формування асимілюючого апарату посівів відбуватиметься у більш ранні строки, площа листкової поверхні у період її максимального росту порівняно з середніми багаторічними показниками буде дещо нижчою або відрізнятиметься незначно.

Чиста продуктивність фотосинтезу зросте для ранніх та середньоранніх гібридів на 1,3–1,9 г/м^2 за·добу. Максимальний приріст біомаси спостерігатиметься на одну – дві декади пізніше, ніж за середніх багаторічних умов і досягатиме величин 613–642 г/м^2 за декаду, що на 144–198 % більше, ніж формують ранні і середньоранні гібриди в умовах сучасного клімату.

Фотосинтетичний потенціал посівів (ФСП), за умов реалізації кліматичного сценарію *GFDL*-30 % зменшиться на 15–25 %. Це буде спричинено загальним скороченням періоду вегетації внаслідок прискорення темпів розвитку рослин, зумовленого підвищенням температури повітря, особливо у другу половину вегетації культури. Різниця середньої температури повітря періоду від викидання волоті до воскової стиглості зерна у порівнянні з середніми багаторічними показниками може досягти 4–5 °С.

За рахунок високого рівня чистої продуктивності фотосинтезу, який може зрости на 18–30 %, незважаючи на зменшення ФСП, буде спостерігатися збільшення урожаю загальної біомаси рослин на 9–12 %

(табл. 5.37). Внаслідок цього урожай зерна кукурудзи ранніх гібридів може зрости на 0,96 т/га, середньоранніх – на 2,42 т/га.

Таблиця 5.37. Фотосинтетична продуктивність гібридів кукурудзи різних груп стиглості. Полісся, Чернігівська область

Група стиглості	Період максимального росту		За період вегетації			
	площа листкової поверхні, $м^2/м^2$	приріст загальної сухої маси, $г/м^2$ за декаду	фотосинтетичний потенціал посівів, млн. днів* $м^2$/на га	чиста продуктивність фотосинтезу, $г/м^2$ за добу	урожай загальної маси, $кг/м^2$	урожай зерна, т/га
Середні багаторічні						
Ранньостиглі	3,84	469,1	3,179	5,5	2,135	4,89
Середньоранні	4,03	443,7	3,177	7,1	2,643	5,22
Середньостиглі						
Середньопізні						
Пізньостиглі						
Сценарій *GFDL*-30 %						
Ранньостиглі	3,99	613,0	2,380	7,37	2,337	5,85
Середньоранні	4,09	642,2	2,692	8,41	2,966	7,44
Середньостиглі	4,64	838,4	3,334	8,38	3,501	8,75
Середньопізні	4,69	810,7	3,379	8,83	3,773	9,06
Пізньостиглі	4,49	603,5	3,468	7,06	3,072	6,95

У зоні Полісся за умов реалізації кліматичного сценарію *GFDL*-30%, підвищення температури повітря в усі весняні та літні місяці спричинить значне зростання теплозабезпеченості вегетаційного періоду. Суми ефективних температур вище 10 °С, що будуть накопичуватись у цій зоні за вегетаційний період, відповідатимуть потребі у теплі середньоранніх, середньопізніх і навіть пізньостиглих гібридів кукурудзи. Гібриди цих груп скоростиглості зможуть у цій зоні визрівати вже у серпні, їхня потенційна урожайність буде вищою, ніж ранніх та середньоранніх гібридів на 30–50 %. Потенціальний урожай загальної біомаси вищий на 40–60 %.

У Лісостеповій зоні, якщо реалізується сценарій *GFDL*-30 %, можна очікувати зменшення фотосинтетичного потенціалу кукурудзи усіх груп стиглості у порівнянні із середніми багаторічними даними на 0,60 для ранньостиглих та на 1,41 млн. днів*$м^2$/га для середньопізніх гібридів за період вегетації (табл. 5.38).

Таблиця 5.38. Фотосинтетична продуктивність гібридів кукурудзи різних груп стиглості. Лісостеп, Черкаська область

Група стиглості	Період максимального росту		За період вегетації			
	площа листкової поверхні, $м^2/м^2$	приріст загальної сухої маси, $г/м^2$ за декаду	фотосинтетичний потенціал посівів, млн. днів*$м^2$/на га	чиста продуктивність фотосинтезу, $г/м^2$ за добу	урожай загальної маси, $кг/м^2$	урожай зерна, т/га
Середні багаторічні						
Ранньостиглі	3,94	699,5	2,676	7,526	2,564	5,85
Середньоранні	4,08	540,3	3,742	6,429	2,728	6,57
Середньостиглі	4,34	605,2	3,863	7,073	3,138	7,36
Середньопізні	4,55	616,0	4,550	6,843	3,312	7,15
Пізньостиглі	4,43	413,4	4,330	4,636	2,466	3,51
Сценарій *GFDL*-30 %						
Ранньостиглі	3,80	654,7	2,04	8,568	2,355	5,26
Середньоранні	4,06	719,0	2,454	8,513	2,767	6,88
Середньостиглі	4,36	719,0	2,966	8,934	3,328	8,38
Середньопізні	4,65	586,3	3,139	9,564	3,810	9,57
Пізньостиглі	4,63	712,8	3,363	6,099	3,121	8,08

Одночасно, за рахунок збільшення рівня чистої продуктивності фотосинтезу від 1,04 $г/м^2$ за добу у ранньостиглих до 2,72 $г/м^2$ за добу (114–140 %) у середньопізніх гібридів кукурудзи буде спостерігатися збільшення урожаю загальної біомаси маси середньостиглих, середньопізніх і пізньостиглих гібридів кукурудзи на 106–127 %.

У ранніх гібридів, навпаки, можливе зменшення урожаю загальної біомаси маси на 10 %, у середньоранніх –зміни незначні. За рахунок зміни агрокліматичних умов у разі реалізації кліматичного сценарію *GFDL*-30 % відбудуться значні позитивні зміни величин можливого урожаю зерна кукурудзи: для ранньостиглих, середньоранніх та середньостиглих гібридів – збільшення на 0,3–1,0 т/га. Для середньопізніх і пізньостиглих гібридів кукурудзи можливе збільшення потенційної урожайності на 2,5–4,5 т/га. Таким чином, за умов розвитку клімату за вищерозглянутим сценарієм, найбільш рентабельними для лісостепової зони стануть середньопізні і пізньостиглі гібриди кукурудзи.

Аналіз отриманих розрахунків показує, що у зоні північного Степу за умов реалізації сценарію *GFDL*-30 % фотосинтетичний потенціал посівів ранніх, середньоранніх, середньопізніх та пізньостиглих гібридів зменшиться на 0,141–1,137 млн. днів*$м^2$/га, лише для середньостиглих гібридів можливе підвищення ФСП на 0,128 млн. днів*$м^2$/га (табл. 5.39).

Таблиця 5.39. Фотосинтетична продуктивність гібридів кукурудзи різних груп стиглості. Північний Степ, Дніпропетровська область

Група Стиглості	Період максимального росту		За період вегетації			
	площа листкової поверхні, $м^2/м^2$	приріст загальної сухої маси, $г/м^2$ за декаду	фотосинтетичний потенціал посівів, млн. днів*$м^2$/на га	чиста продуктивність фотосинтезу, $г/м^2$ за добу	урожай загальної маси, $кг/м^2$	урожай зерна, т/га
Середні багаторічні						
Ранньостиглі	3,88	616,3	2,092	7,673	2,265	5,32
Середньоранні	3,96	597,5	2,790	7,445	2,5	5,53
Середньостиглі	4,27	674,3	2,910	8,102	2,861	6,17
Середньопізні	4,45	641,7	3,421	7,424	2,955	6,54
Пізньостиглі	4,30	479,9	4,061	5,136	2,329	5,33
Сценарій GFDL-30%						
Ранньостиглі	4,22	613,8	1,945	8,280	2,173	5,09
Середньоранні	4,30	673,2	2,373	8,240	2,534	5,38
Середньостиглі	4,96	809,2	3,038	8,517	3,231	7,78
Середньопізні	5,25	842,2	3,292	8,732	3,567	8,97
Пізньостиглі	4,28	644,8	2,924	6,834	2,585	6,74

Таблиця 5.40. Фотосинтетична продуктивність гібридів кукурудзи різних груп стиглості. Південний Степ, Одеська область

Група стиглості	Період максимального росту		За період вегетації			
	площа листкової поверхні, $м^2/м^2$	приріст загальної сухої маси, $г/м^2$ за декаду	фотосинтетичний потенціал посівів, млн. днів* $м^2$/на га	чиста продуктивність фотосинтезу, $г/м^2$ за добу	урожай загальної маси, $кг/м^2$	урожай зерна, т/га
Середні багаторічні						
Ранньостиглі	3,87	596,3	2,206	7,214	2,121	4,52
Середньоранні	3,97	623,6	2,422	7,080	2,23	5,00
Середньостиглі	4,26	614,1	2,824	6,437	2,387	5,97
Середньопізні	4,43	672,2	3,064	7,407	2,794	6,38
Пізньостиглі	4,12	422,1	3,612	5,290	2,199	5,35
Сценарій *GFDL*-30 %						
Ранньостиглі	3,87	649,7	1,837	8,269	2,040	4,24
Середньоранні	3,77	544,4	2,119	7,909	2,058	3,59
Середньостиглі	4,04	555,1	2,567	7,140	2,251	4,98
Середньопізні	4,63	682,1	2,750	8,322	2,931	7,35
Пізньостиглі	4,24	613,2	2,915	6,464	2,396	6,01

Основні показники фотосинтетичної продуктивності гібридів кукурудзи для зони Південного Степу наведені в табл. 5.54. Аналіз показників фотосинтетичної продуктивності гібридів кукурудзи різних груп стиглості при збільшенні в атмосфері вмісту CO_2 на 30 % показує, що відбудуться суттєві зміни (табл. 5. 40).

Потенційна урожайність гібридів кукурудзи різних груп стиглості за умови зміни клімату

Потенційна урожайність гібридів кукурудзи різних груп стиглості за умови зміни клімату за сценарієм *GFDL*-30 % у різних ґрунтово-кліматичних зонах України представлена на рис. 5.66 – 5.69.

Співвідношення температури та опадів, які складеться у разі збільшення в атмосфері вмісту CO_2 на 30 %, зумовить скорочення періоду вегетації. Внаслідок цього ФСП гібридів кукурудзи усіх груп стиглості зменшиться до 81–91 % від середнього багаторічного. Урожай загальної маси збільшиться лише для середньопізніх та пізніх гібридів – до 105-109 %, для більш ранніх гібридів – зменшиться до 92–94 %.

На відміну від розмірів площі листкової поверхні у період максимального росту для північного Степу, Лісостепу та Полісся, які розглядалися вище, у південному Степу не очікується значних відхилень цього показника від сучасного – він або не зміниться, або дещо зменшиться.

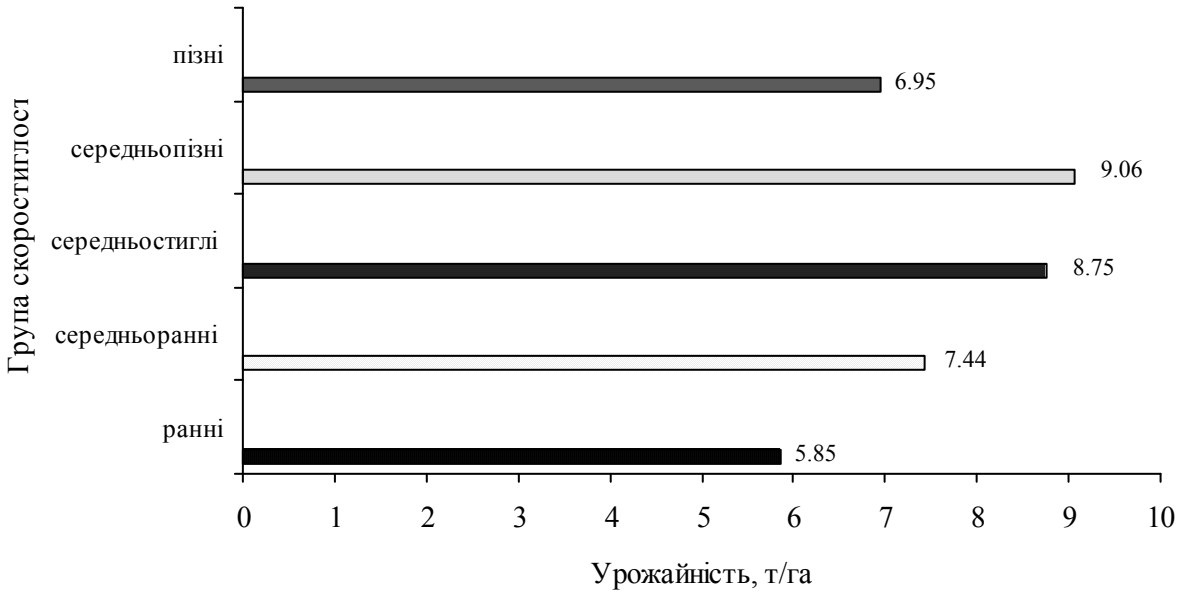


Рис. 5.66. Потенційна урожайність гібридів кукурудзи різних груп стиглості за умови зміни клімату за сценарієм *GFDL*-30 %. Полісся

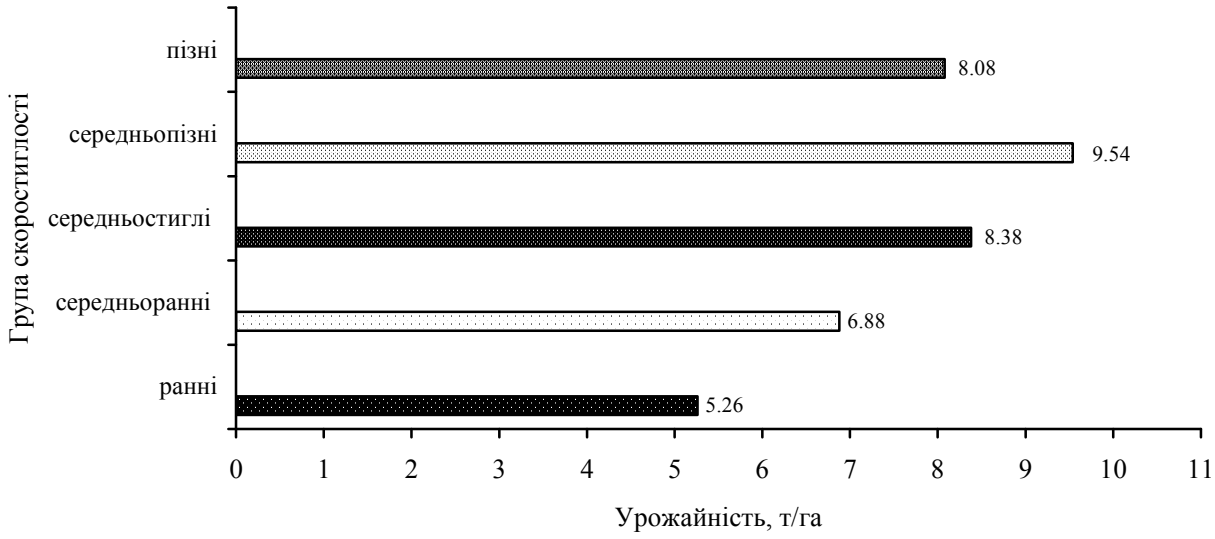


Рис. 5.67. Потенційна урожайність гібридів кукурудзи різних груп стиглості за умови зміни клімату за сценарієм *GFDL*-30 %. Лісостеп

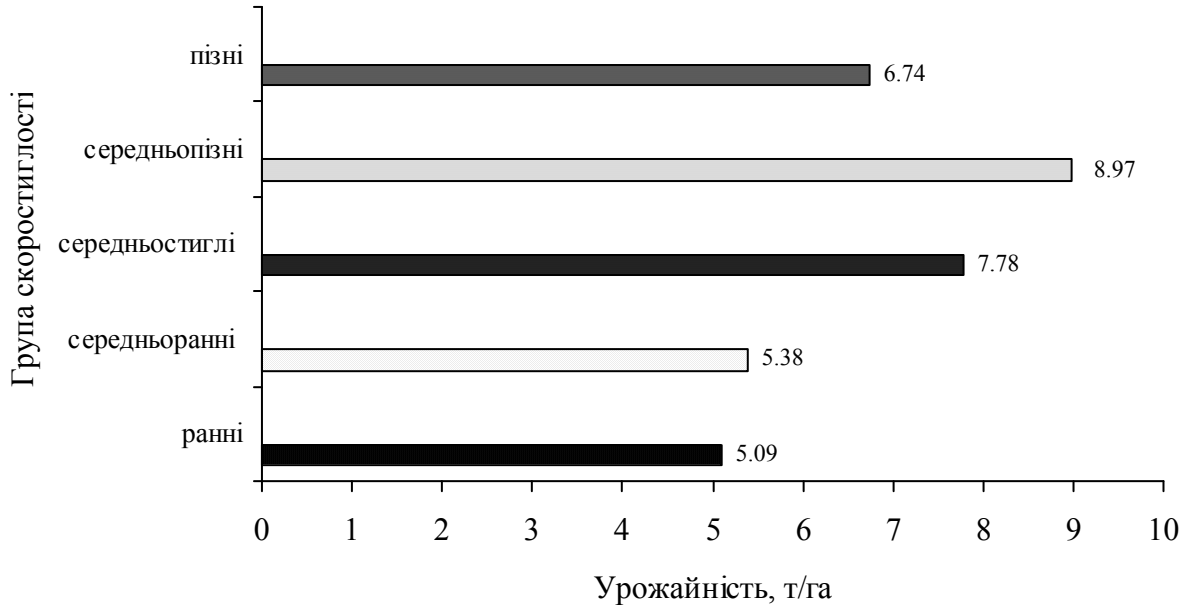


Рис. 5.68. Потенційна урожайність гібридів кукурудзи різних груп стиглості за умови зміни клімату за сценарієм *GFDL*-30 %. Північний Степ

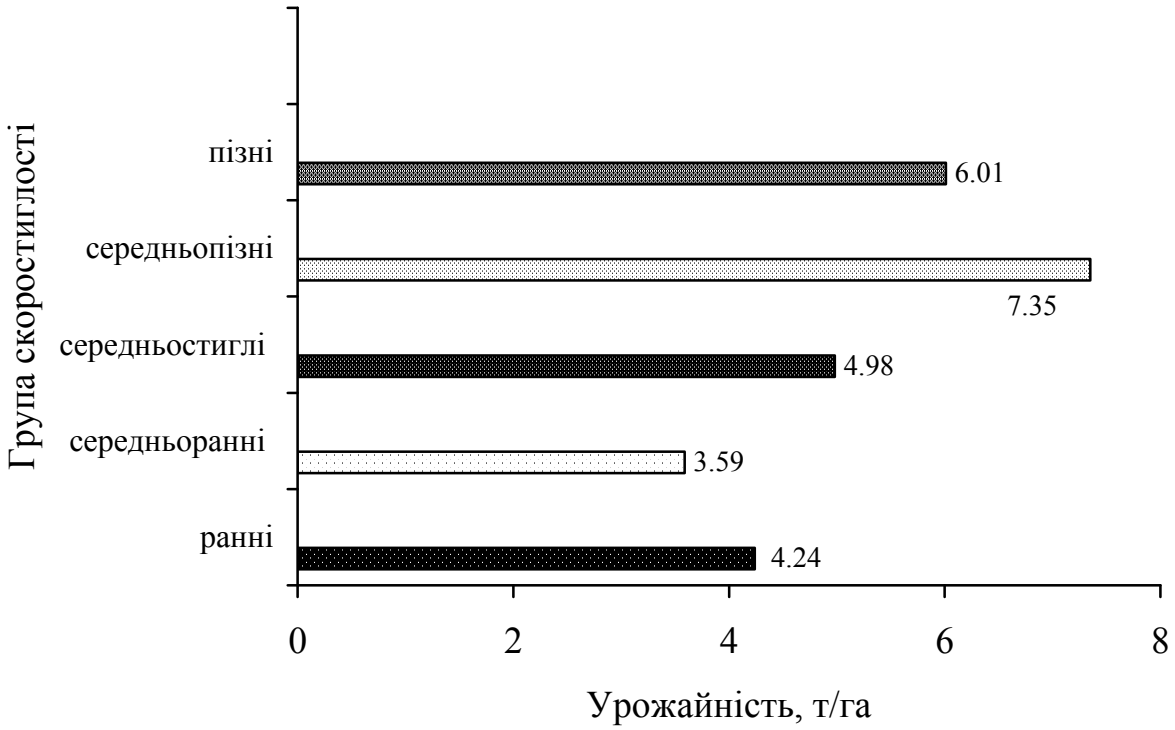


Рис. 5.69. Потенційна урожайність гібридів кукурудзи різних груп стиглості за умови зміни клімату за сценарієм *GFDL*-30 %. Південний Степ

Приріст загальної сухої маси у період максимального росту збільшиться для ранніх гібридів до 109 %, для пізніх – до 145 % від сучасного рівня. У середньоранніх, середньостиглих гібридів приріст загальної сухої маси може зменшитися до 87–90 %, у середньопізніх – не зміниться. Період найбільших за вегетацію приростів загальної біомаси настане на 1–2 декади раніше порівняно із середніми багаторічними строками.

5.3.7. Оцінка зміни агрокліматичних умов росту, розвитку та формування урожайності гороху

Оцінка зміни агрокліматичних умов розвитку гороху

Розглянемо результати оцінки зміни агрокліматичних умов вирощування гороху за умов реалізації сценарію зміни клімату *GFDL*-30%.

Сприятливі умови для посіву гороху будуть складатися уже наприкінці лютого і в першій декаді березня, що на один-півтора місяця раніше від середніх багаторічних термінів (табл. 5.41). У зв'язку з ранніми строками сівби сходи гороху сформуються у Північному Степу, Південному Степу, Прикарпатті та Закарпатті в другій декаді березня, у

Поліссі – в другій та третій декадах березня, що раніше середніх багаторічних термінів більше, чим на місяць.

Таблиця 5.41. Дати настання фаз розвитку гороху
(чисельник – за сценарієм зміни клімату *GFDL*-30 %, знаменник – середні багаторічні дані)

Ґрунтово-кліматична зона, область	Фази розвитку гороху				
	Посів	сходи	утворення суцвіть	дозрівання	тривалість вегетаційного періоду, дні
Полісся Волинська	2.03 15.04	18.03 20.04	26.04 3.06	14.06 21.07	104 97
Лісостеп Черкаська	28.02 11.04	18.03 6.04	27.04 30.05	9.06 11.07	101 91
Північний Степ Дніпропетровська	2.03 7.04	20.03 24.04	27.04 28.05	4.06 5.07	94 89
Південний Степ Херсонська	27.02 25.03	16.03 19.04	23.04 24.05	2.06 30.06	95 97
Прикарпаття Чернівецька	1.03 9.04	17.03 25.04	21.04 28.05	11.06 15.07	102 97

Агрокліматичні умови розвитку гороху наведені в табл. 5.42 за середньобагаторічними даними і в табл. 5.43 за кліматичним сценарієм.

Період сходи – утворення суцвіть у гороху буде проходити при зниженій порівняно з кліматологічною нормою температурою повітря. Більшим це зниження температури повітря буде спостерігатись у Поліссі, Лісостепу, Північному Степу, де воно сягатиме в середньому 1,0–2,0 °С, меншим в Південному Степу, Прикарпатті та Закарпатті.

Кількість опадів за цей період для всіх ґрунтово-кліматичних зон зменшиться у порівнянні з середньою багаторічною величиною. Так, у Поліссі і Лісостепу кількість опадів за період сходи – утворення суцвіть гороху зменшиться до 64–72 % кліматичної норми. Виняток складають Чернігівська та Харківська області, де кількість опадів за цей період збільшиться на 30–40 % кліматичної норми. У Черкаській та Полтавській областях відбудеться незначне підвищення кількості опадів за період сходи – утворення суцвіть гороху. В Північному та Південному Степу кількість опадів за період сходи – утворення суцвіть гороху зменшиться до 80–90 % кліматичної норми, в Прикарпатті – до 70 % кліматичної норми.

Утворення суцвіть гороху буде відбуватися протягом третьої декади квітня, а цвітіння – першої декади травня, що на 30–40 днів раніше багаторічних термінів, а дозрівання бобів настане у Поліссі, Лісостепу, Північному Степу, Прикарпатті та Закарпатті у другій декаді червня, а в Південному Степу – в першій декаді червня (табл. 5.41).

Таблиця 5.42. Агрокліматичні умови вирощування гороху за середніми багаторічними даними

Ґрунтово-кліматична зона, область	Кіль-кість опа-дів, мм	Середня температура повітря за період, °С		Сума опадів за період, мм		Сума ФАР за вегета-ційний період, ккал/с м^2	Сумарне випаро-вування за вегета-ційний період, мм	Дефіцит вологи за вегета-ційний період, мм
		сходи – утво-рення суцвіть	утворе ння суцвіть –дозрі-вання	сходи – утворен ня суцвіть	утворен-ня суцвіть – дозрі-вання			
Полісся								
Волинська	194	13,9	17,2	70	124	18,32	243	42
Рівненська	210	13,8	17,3	72	138	19,46	234	68
Житомирська						19,73	236	52
Чернігівська	190	15,2	18,1	56	134	20,38	238	94
Лісостеп								
Львівська						18,82	253	13
Тернопільська	325	13,4	17,0	87	148	18,79	270	18
Хмельницька	227	138	18,1	78	149	18,87	248	40
Вінницька	204	13,8	17,5	59	145	18,31	254	40
Київська	171	14,7	18,1	54	117	17,72	203	51
Сумська	168	14,9	18,0	57	111	17,09	191	54
Черкаська	165	14,6	18,4	52	113	19,22	214	84
Полтавська	141	15,4	19,0	53	88	17,83	207	81
Харківська	141	15,8	19,4	51	90	18,03	199	97
Степ								
Кіровоградська	125	14,3	19,6	53	72	17,94	186	84
Дніпропетровськ	134	15,0	19,4	51	83	17,47	175	119
Донецька	132	14,6	19,2	57	75	17,64	190	107
Луганська	117	12,4	20,8	50	67	16,83	161	124
Одеська	124	13,8	19,0	51	73	18,13	178	136
Миколаївська	122	14,6	19,5	49	73	17,39	165	136
Запорізька	107	14,6	19,0	52	55	15,56	150	107
Херсонська	101	14,3	19,6	42	59	18,49	159	174
АР Крим						18,92	169	179
Закарпаття та Прикарпаття								
Закарпатська						19,14	235	12
Ів.-Франківська						18,11	272	–
Чернівецька	246	13,6	18,4	81	165	18,77	222	17

Таблиця 5.43. Агрокліматичні умови вирощування гороху за сценарієм зміни клімату *GFDL*-30 %

Ґрунтово-кліматична зона, область	Кількість опадів, мм	Середня температура повітря за період, °С		Сума опадів за період, мм		Сума ФАР за вегетаційний період ккал/см^2	Сумарне випаровування за вегетаційний період мм	Дефіцит вологи за вегетаційний період, мм
		Сходи – утворення суцвіть	Утворення суц-віть–дозрівання	Сходи - утворення суцвіть	Утворення суц-віть–дозрівання			
Полісся								
Волинська	164	12,1	16,9	50	114	18,35	248	53
Рівненська	199	12,8	17,0	52	147	18,93	243	66
Житомирська						18,50	239	80
Чернігівська	201	9,9	19,8	80	121	19,62	260	82
Лісостеп								
Львівська						19,37	271	28
Тернопільська	205	12,4	16,6	56	149	18,39	266	50
Хмельницька	196	12,5	17,6	65	131	17,90	225	82
Вінницька	167	12,9	17,5	46	121	17,46	237	95
Київська	132	15,1	16,5	47	85	16,32	191	109
Сумська	151	12,4	18,1	63	88	17,28	213	35
Черкаська	145	12,4	18,0	54	91	18,31	210	121
Полтавська	139	13,5	19,0	55	84	17,18	199	138
Харківська	116	13,7	19,0	66	50	17,87	212	104
Степ								
Кіровоградська	123	12,8	18,5	48	75	17,09	183	107
Дніпропетровск	107	13,4	19,4	45	62	17,26	186	122
Донецька	115	12,8	19,8	52	63	16,54	201	88
Луганська	99	12,4	18,2	40	59	16,22	156	138
Одеська	98	13,4	18,5	42	56	15,74	161	124
Миколаївська	97	13,4	19,5	42	55	16,06	151	153
Запорізька	103	13,1	19,0	45	58	15,26	167	98
Херсонська	92	13,2	18,2	41	51	16,58	160	143
АР Крим						15,93	177	112
Закарпаття та Прикарпаття								
Закарпатська						15,53	239	–
Ів.-Франківська						18,83	264	–
Чернівецька	222	12,8	17,3	56	166	15,46	203	35

Дозрівання бобів гороху відбудеться на 30–40 днів раніше середніх багаторічних дат настання цієї фази розвитку гороху. Період утворення суцвіть – дозрівання бобів у гороху буде проходити в умовах температур повітря, які переважно близькі до середніх кліматичних даних.

Майже у всіх ґрунтово-кліматичних зонах кількість опадів в період утворення суцвіть – дозрівання бобів у гороху зменшиться. Так, у Поліссі кількість опадів за цей період зменшиться до 90 % від кліматичної норми, виняток становитиме Рівненська область, де кількість опадів трохи збільшиться.

У Лісостепу кількість опадів в період утворення суцвіть – дозрівання бобів зменшиться. Особливо значним (до 70 % кліматичної норми) це зменшення буде в Київській, Сумській і Черкаській областях. В Степу кількість опадів в цей період зменшиться до 70–80 % кліматичної норми, за винятком Кіровоградської та Запорізької областей, де вони залишаться практично на рівні кліматичної норми. В Прикарпатті кількість опадів в цей період також залишиться практично на рівні кліматичної норми.

Кількість опадів за період вегетації гороху зменшиться в порівнянні з кліматичною нормою. Ранній початок вегетаційного періоду призведе до зменшення суми фотосинтетичної радіації за вегетаційний період.

Сумарне випаровування за вегетацію гороху збільшиться у Поліссі. Для Лісостепу буде характерним збільшення сумарного випаровування за вегетацію у Львівській, Сумській та Харківській областях, в інших областях Лісостепу відбудеться зменшення сумарного випаровування за вегетацію.

В умовах Степу збільшення сумарного випаровування за вегетацію буде спостерігатись у Дніпропетровській, Донецькій областях та Кримській АР. На решті території відбудеться зменшення сумарного випаровування за вегетацію. В Прикарпатті також відбудеться зменшення сумарного випаровування за вегетацію. Дефіцит вологи в ґрунті за період вегетації гороху на більшій частині території збільшиться.

Оцінка зміни фотосинтетичної продуктивності гороху в очікуваних кліматичних умовах

При зміні агрокліматичних умов вирощування гороху відбудеться зміна показників фотосинтетичної діяльності посівів гороху, які зумовлюють рівень його урожайності. Основними показниками є розміри асимілюючої площі та фотосинтетичний потенціал посівів, кількісні показники приростів рослинної біомаси на одиницю площі, чиста продуктивність фотосинтезу, урожай загальної біомаси посівів та урожай біомаси зерна, коефіцієнт господарської ефективності, який показує частку господарсько-цінної частини урожаю в загальному урожаї біомаси посівів. Зупинимось детально на розподілі цих показників у ґрунтово-кліматичних зонах України при зміні кліматичних умов за сценарієм зміни клімату

(табл. 5.44) в порівнянні з показниками фотосинтетичної продуктивності гороху, які розраховані за середніми багаторічними даними (табл. 5.45).

Полісся. За умови зміни клімату в порівнянні з середніми багаторічними даними буде спостерігатись зростання фотосинтетичного потенціалу посівів на 12–24 % до 1,13–1,41 млн. $м^2$/га за період вегетації. В період утворення суцвіть – цвітіння максимальна площа листя (рис. 5.70) буде сягати 2,5–3,5 $м^2/м^2$. Підвищиться рівень чистої продуктивності фотосинтезу до 6,3–8,5 $г/м^2$ за добу, що зумовить високий рівень приростів загальної сухої біомаси (29–44 $г/м^2$ за добу).

За таких умов можливе зростання урожаю загальної сухої біомаси до 890–1299 г(с.р.)/$м^2$. Коефіцієнт господарської ефективності у Чернігівській області буде трохи вищий від середнього багаторічного, у Волинській і Рівненській – на рівні середнього багаторічного, а в Житомирській – нижче середнього багаторічного. Урожай сухої біомаси зерна буде вищий від середнього багаторічного у Волинській та Чернігівській областях на 12–15%, а у Рівненській та Житомирській на 1–4 % і буде складати 140–191 г(с.р.)/$м^2$.

Лісостеп. Якщо буде спостерігатись реалізація сценарію зміни клімату, то це приведе до більш інтенсивного формування площі асимілюючої поверхні (рис. 5.71) в порівнянні з середніми багаторічними даними.

В період максимального росту площа листя становитиме 2,7–4,3 $м^2/м^2$. За рахунок такого наростання площі листя відбудеться зростання фотосинтетичного потенціалу посівів в 1,1–1,5 разу. Рівень чистої продуктивності фотосинтезу дещо підвищиться, прирости загальної біомаси в період максимального росту будуть становити 38–52 $г/м^2$ за добу. За рахунок сполучення більшого фотосинтетичного потенціалу посівів та більш вищого рівня чистої продуктивності фотосинтезу рівень урожаю загальної біомаси може зрости до 998–1350 г(с.р.)/$м^2$.

Коефіцієнт господарської ефективності у Вінницькій, Київській, Полтавській та Харківській областях буде трохи нижчий від середнього багаторічного, у Львівській, Сумській, Черкаській – на його рівні, а у Тернопільській та Хмельницькій – вище середнього багаторічного. Урожай сухої біомаси зерна у всіх областях буде вищий від середнього багаторічного: більш високий рівень його буде у Хмельницькій, Київській, Сумській, Черкаській, Полтавській областях (190–203 г(с.р.)/$м^2$), дещо нижчий (162–184 г(с.р.)/$м^2$) у решті областей Лісостепу.

Степ. При реалізації можливих змін клімату відбудеться зростання фотосинтетичного потенціалу посівів гороху до 0,94–1,36 млн. $м^2$/га за період вегетації у всіх областях в порівнянні з середніми багаторічними даними. Майже у всіх областях Степу воно зумовлено більш раннім (особливо в Південному Степу) та більш інтенсивним формуванням площі

асиміляційного апарату в порівнянні з середньою багаторічною динамікою площі листя гороху (рис. 5.72 і 5.73).

Таблиця 5.44. Фотосинтетична продуктивність гороху за середніми багаторічними даними

Ґрунтово-кліматична зона, Область	Період максимального росту		За період вегетації				
	площа листкової поверхні $м^2/м^2$	приріст загальної сухої маси, $г/м^2$ за добу	фотосинтетичний потенціал млн. $м^2/га$	чиста продуктивність фотосинтезу, $г/м^2$ за добу	урожай сухої загальної біомаси, $г(с.в.)/м^2$	коефіцієнт господарської ефективності	урожай сухої біомаси зерна, $г/м^2$
Полісся							
Волинська	2,63	35,7	0,98	6,2	887	0,17	146
Рівненська	2,41	27,6	0,96	6,8	774	0,17	134
Житомирська	3,0	40,2	1,14	8,2	1084	0,17	188
Чернігівська	2,55	34,3	1,06	5,9	907	0,16	148
Лісостеп							
Львівська	2,56	35,0	0,96	7,0	941	0,17	160
Тернопільська	2,94	41,6	1,07	6,8	1069	0,16	164
Хмельницька	2,80	40,5	1,01	8,2	1158	0,16	188
Вінницька	2,84	31,5	1,03	7,2	927	0,18	168
Київська	2,96	40,9	1,02	9,2	1075	0,18	189
Сумська	2,81	38,3	0,92	7,4	931	0,17	163
Черкаська	2,80	46,5	1,13	7,3	1163	0,16	185
Полтавська	2,92	33,8	0,94	9,5	954	0,18	175
Харківська	2,59	34,2	0,87	7,9	879	0,18	157
Степ							
Кіровоградська	2,05	37,8	0,74	8,1	858	0,17	150
Дніпропетровська	2,68	39,6	0,87	7,6	906	0,17	158
Донецька	2,22	34,4	0,73	8,0	764	0,17	135
Луганська	2,51	32,4	0,79	7,1	826	0,16	140
Запорізька	2,28	37,6	0,66	8,5	795	0,17	142
Миколаївська	2,36	38,1	0,71	7,4	797	0,15	125
Одеська	2,30	32,8	0,72	7,3	775	0,16	128
Херсонська	2,64	36,2	0,77	7,8	871	0,14	132
АР Крим	2,62	45,5	0,86	8,8	1090	0,15	173
Закарпаття та Прикарпаття							
Закарпатська	2,62	35,6	0,90	7,1	1020	0,16	170
Івано-Франківська	2,66	38,6	1,08	6,8	1107	0,15	182
Чернівецька	3,16	43,2	1,02	7,7	1184	0,19	237

Таблиця 5.45. Фотосинтетична продуктивність гороху за сценарієм зміни клімату *GFDL*-30 %

Ґрунтово-кліматична зона, Область	Період максимального росту		За період вегетації				
	площа листкової поверхні, $м^2/м^2$	приріст загальної сухої маси, $г/м^2$ за добу	фотосинтетичний потенціал млн. $м^2/га$	чиста продуктивність фотосинтезу, $г/м^2$ за добу	урожай сухої загальної біомаси, $г(с.в.)/м^2$	коефіцієнт господарської ефективності	урожай сухої біомаси зерна, $г/м^2$
Полісся							
Волинська	2,76	36,8	1,15	6,3	1004	0,17	163
Рівненська	2,53	29,3	1,13	6,9	887	0,17	140
Житомирська	3,54	43,9	1,41	8,5	1299	0,15	191
Чернігівська	2,90	36,2	1,19	6,5	1032	0,18	171
Лісостеп							
Львівська	2,71	38,0	1,04	7,1	998	0,17	162
Тернопільська	3,03	42,9	1,17	7,1	1149	0,17	180
Хмельницька	2,83	44,4	1,10	9,6	1260	0,17	203
Вінницька	4,14	48,3	1,56	7,7	1299	0,15	184
Київська	3,62	52,2	1,32	7,0	1283	0,15	190
Сумська	3,17	39,9	1,12	8,3	1197	0,17	193
Черкаська	3,14	46,9	1,26	7,5	1268	0,16	200
Полтавська	4,34	45,9	1,44	9,6	1350	0,15	196
Харківська	2,95	41,0	1,06	8,2	1155	0,16	177
Степ							
Кіровоградська	2,90	50,4	0,94	9,4	1190	0,16	191
Дніпропетровськ	3,53	48,7	1,36	8,6	1424	0,14	205
Донецька	2,71	40,8	0,93	8,4	1037	0,15	158
Луганська	2,80	41,8	0,88	8,0	979	0,16	157
Запорізька	2,73	48,3	0,86	10,7	1188	0,16	192
Миколаївська	2,52	39,1	0,81	8,4	981	0,14	141
Одеська	2,94	49,4	0,99	8,0	1140	0,16	180
Херсонська	2,68	45,3	0,94	8,4	1176	0,14	163
АР Крим	2,80	48,0	1,05	10,2	1263	0,17	216
Закарпаття та Прикарпаття							
Закарпатська	2,83	42,9	1,06	7,6	1182	0,14	173
Івано-Франківська	3,07	40,3	1,20	7,0	1193	0,16	195
Чернівецька	3,58	57,5	1,48	7,9	1519	0,16	257

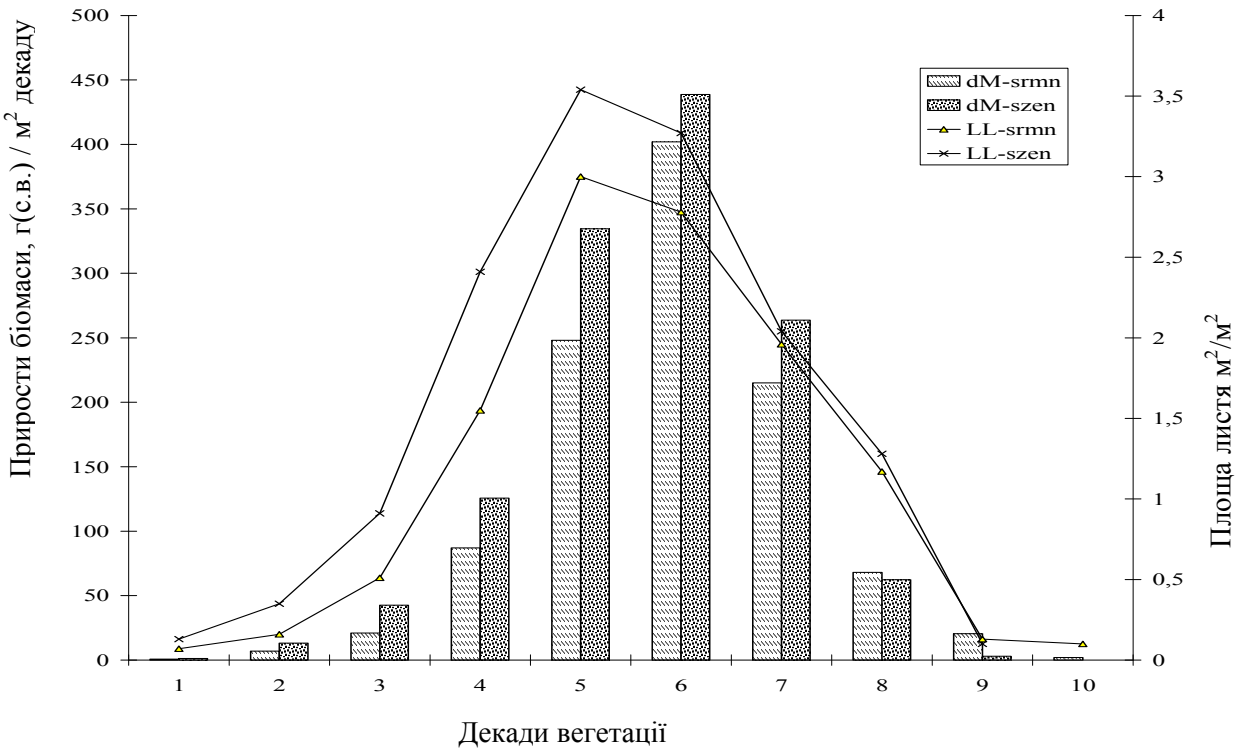
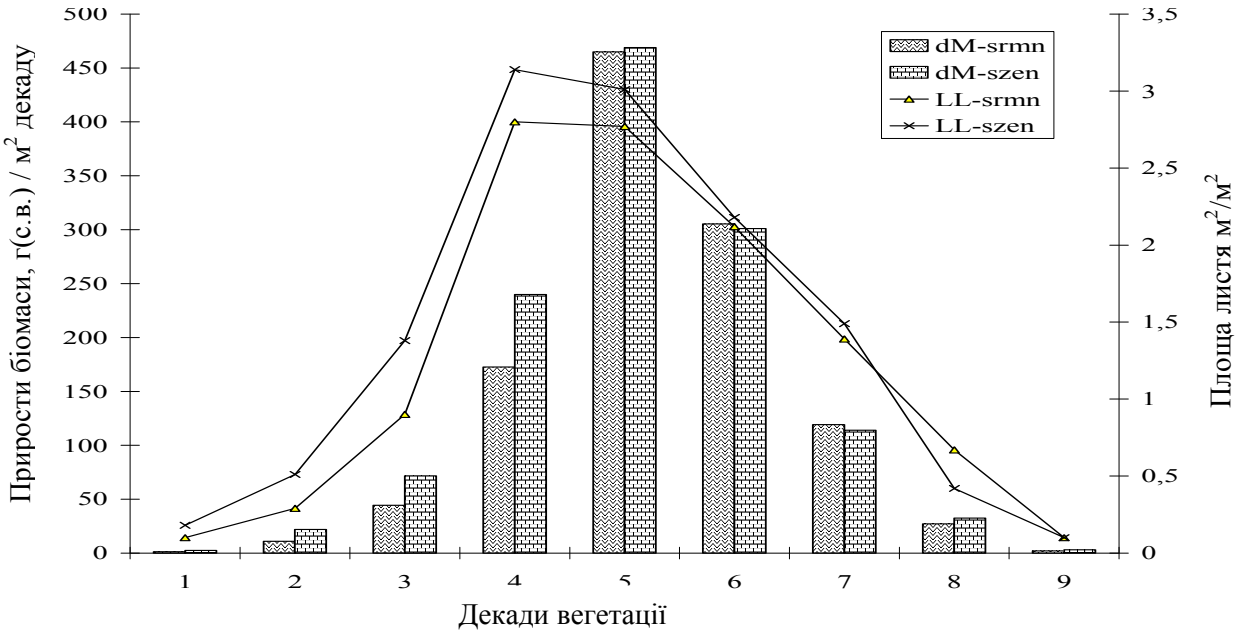


Рис. 5.70. Динаміка площі листя (LL) та приростів загальної рослинної біомаси (dM) гороху за середніми багаторічними даними та при умовах реалізації сценарію зміни клімату. Полісся



Рису. 5.71. Динаміка площі листя (LL) та приростів загальної рослинної біомаси (dM) гороху за середніми багаторічними даними та при умовах реалізації сценарію зміни клімату. Лісостеп

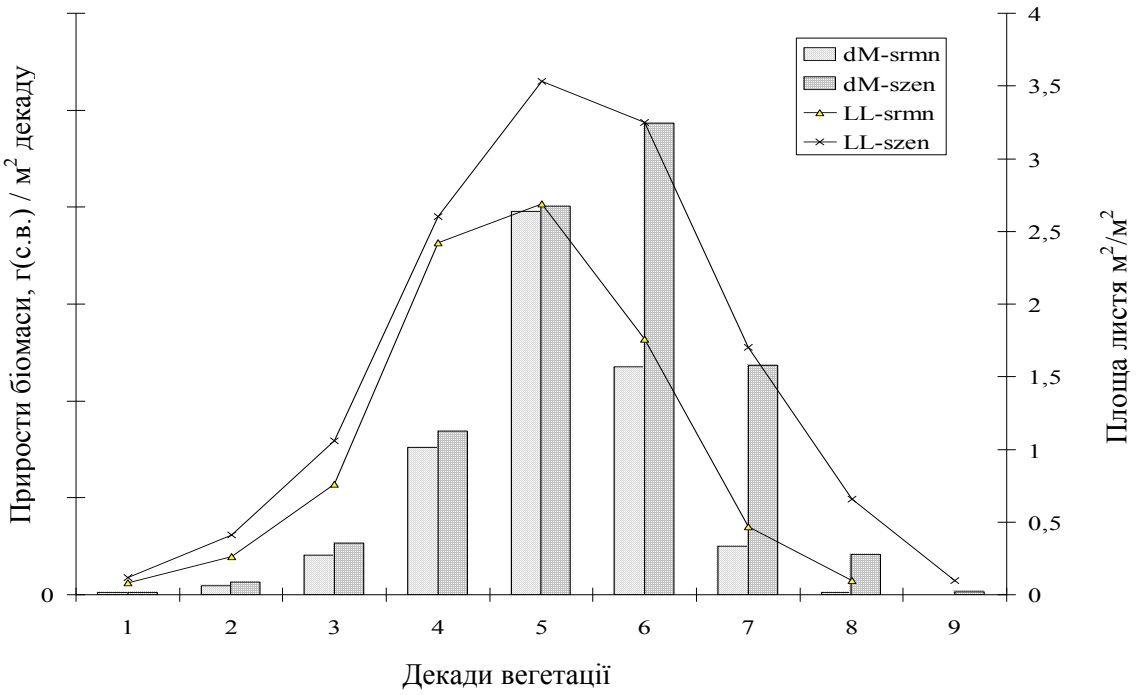


Рис. 5.72. Динаміка площі листя (LL) та приростів загальної рослинної біомаси (dM) гороху за середніми багаторічними даними та при умовах реалізації сценарію зміни клімату. Північний Степ

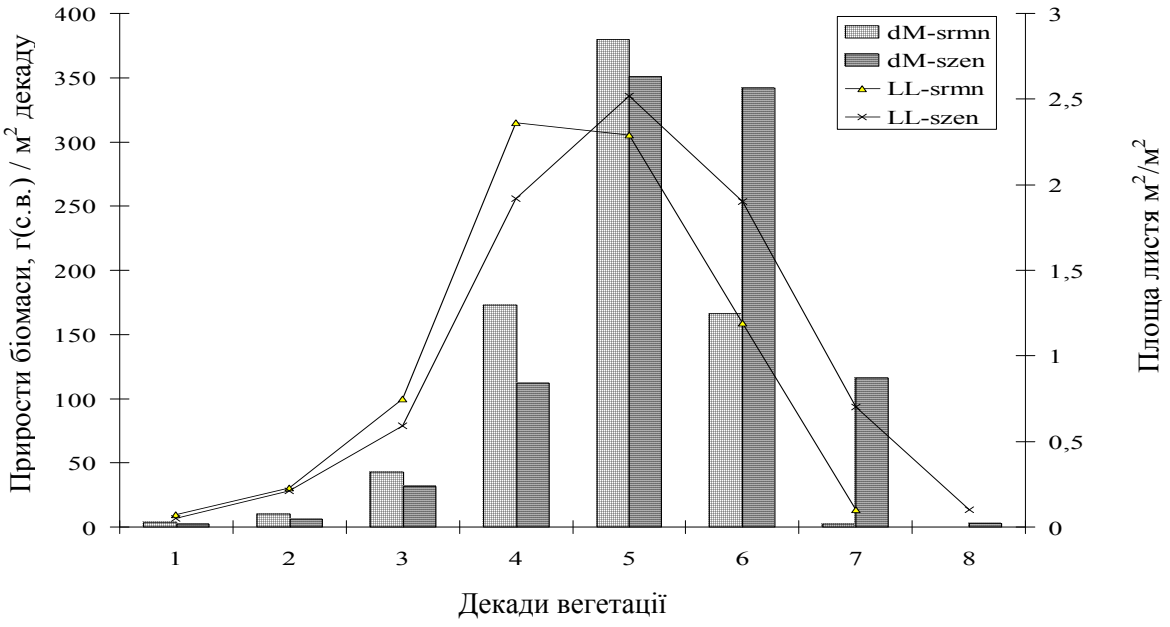


Рис. 5.73. Динаміка площі листя (LL) та приростів загальної рослинної біомаси (dM) гороху за середніми багаторічними даними та при умовах реалізації сценарію зміни клімату. Південний Степ

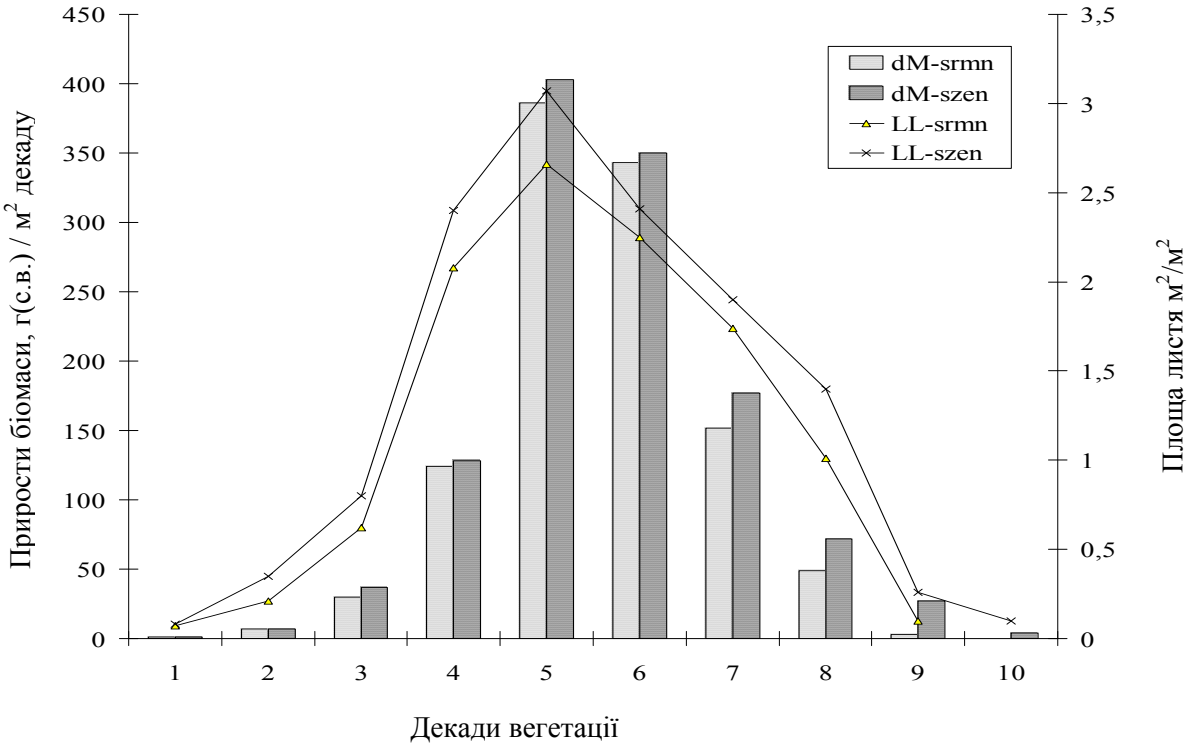


Рис. 5.74. Динаміка площі листя (LL) та приростів загальної рослинної біомаси (dM) гороху за середніми багаторічними даними та при умовах реалізації сценарію зміни клімату. Прикарпаття

Максимальний приріст загальної біомаси збільшиться до 39–50 г/м^2 за добу. Чиста продуктивність фотосинтезу буде знаходитись на вищому рівні від середнього багаторічного у всіх областях Степу (до 8,0–10,7 г/м^2 за добу). Більш високий рівень фотосинтетичного потенціалу посівів та чистої продуктивності фотосинтезу зумовлять підвищення рівня урожайності загальної сухої біомаси в 1,2–1,6 разів і він зросте до 980–1424 г(с.р.)/м^2.

Коефіцієнт господарської ефективності буде вищий від середнього багаторічного у АР Крим, на рівні середнього багаторічного залишиться у Луганській, Одеській та Херсонській областях, в решті областей він буде нижчим від середнього багаторічного. Урожай сухої біомаси зерна в усіх областях буде вищий від середнього багаторічного майже на 10–40 % і буде становити 163–216 г(с.р.)/м^2.

Закарпаття та Прикарпаття. Порівняння з середніми багаторічними даними показує, що зміни клімату створять такі агрокліматичні умови вирощування гороху, за яких відбудеться зростання на 11–45 % фотосинтетичного потенціалу посівів до 1,06–1,48 млн. м^2/га за період вегетації. Сформується більш високий рівень площі листя посівів (рис. 5.74), збільшаться прирости загальної сухої маси в період

максимального росту до 40–58 г/м^2 за добу. Чиста продуктивність фотосинтезу повсюди очікуватиметься до 7,0–7,9 г/м^2 за добу.

За таких умов фотосинтетичної діяльності посівів гороху урожай загальної сухої біомаси у всіх областях буде вищий від середнього багаторічного на 8–28 % і буде становити 1182–1519 г(с.р.)/м^2. Коефіцієнт господарської ефективності у Закарпатській та Чернівецькій областях буде трохи нижчий від середнього багаторічного, а в Івано-Франківській – вищий. Урожай сухої біомаси зерна у всіх областях буде вищий від середнього багаторічного на 2–8 % і становитиме 173–257 г(с.р.)/м^2.

Коливання урожайності гороху в зв'язку зі зміною клімату

Зниження урожайності за умов зміни клімату у останні два десятиріччя в ряді районів порівнювалось з її зростанням за рахунок підвищення технології виробництва, і хоча в більшості країн світу удосконалення технології продовжує давати позитивний внесок в збори зерна, подекуди збільшення його вирощування зменшилось.

В Україні в зв'язку з очікуваними змінами глобального та регіонального клімату значні зміни агроклімат0-ичних умов вирощування гороху призведуть до зміни в першу чергу умов тепло- та вологозабезпеченості, світлового режиму протягом періоду весняно-літньої вегетації, що зумовить значну зміну тривалості цих періодів. Такі умови вирощування спричинять значну зміну показників фотосинтетичної діяльності посівів гороху: різко зміниться динаміка формування площі листової поверхні та величини фотосинтетичного потенціалу, чистої продуктивності фотосинтезу та приростів біомаси посівів. Зміна цих складових формування урожаю призведе до значної зміни рівнів очікуваних за сценарієм урожаїв гороху як за абсолютною величиною, так і по відношенню до сучасного рівня урожайності (табл. 5.46, рис. 5.75).

Полісся. При реалізації сценарію *GFDL*-30 % на території Полісся буде очікуватись зростання урожайності: в Волинській, Чернігівській та Житомирській областях до 124–130 %, а в Рівненській – до 112 % і це становитиме відповідно 21,3–22,9 ц/га та 17,5 ц/га.

Лісостеп. При реалізації сценарію складуться умови, сприятливі для формування урожайності в Лісостепу. Виняток становитиме крайня північна частина Лісостепу, де при умовах реалізації цього .сценарію може відбутись значно менше підвищення урожайності. Так, у Київській області вона складатиме 103 % від середньої багаторічної, що буде становити 22,9 ц/га. Агрокліматичні умови вирощування гороху на решті території Лісостепу будуть зумовлювати зростання урожайності до 121–140 % від сучасного рівня. У Хмельницькій, Вінницькій, Сумській, Черкаській та Полтавській областях рівень урожайності становитиме 23,8–25,0 ц/га, дещо менший рівень урожайності 19,6–22,5 ц/га очікується у Львівській, Тернопільській і Харківській областях.

Таблиця 5.46. Оцінка можливої урожайності зерна гороху за сценарієм зміни клімату

Ґрунтово-кліматична зона, область	Середня багаторічна (1995-2009 рр.) урожайність, ц/га	Урожайність гороху за кліматичним сценарієм	
		ц/га	по відношенню до сучасного рівня, відн. од.
Полісся			
Волинська	15,8	20,5	1,30
Рівненська	15,6	17,5	1,12
Житомирська	18,5	22,9	1,24
Чернігівська	16,4	21,3	1,30
Лісостеп			
Львівська	15,3	19,6	1,28
Тернопільська	18,6	22,5	1,21
Хмельницька	19,2	25,0	1,30
Вінницька	18,3	23,1	1,26
Київська	22,3	22,9	1,03
Сумська	16,6	23,8	1,43
Черкаська	19,7	24,0	1,22
Полтавська	17,0	23,9	1,40
Харківська	16,5	22,0	1,33
Степ			
Кіровоградська	16,0	21,5	1,34
Дніпропетровська	17,7	23,1	1,31
Донецька	15,2	17,8	1,17
Луганська	13,2	17,7	1,34
Одеська	15,1	20,6	1,36
Миколаївська	14,4	16,0	1,11
Запорізька	15,9	21,9	1,38
Херсонська	14,8	18,5	1,25
АР Крим	16,3	24,6	1,51
Закарпаття та	**Прикарпаття**		
Закарпатська	16,7	19,5	1,17
Івано-Франківська	19,0	21,0	1,11
Чернівецька	18,5	28,4	1,54
По Україні	**16,9**	**21,6**	**1,28**

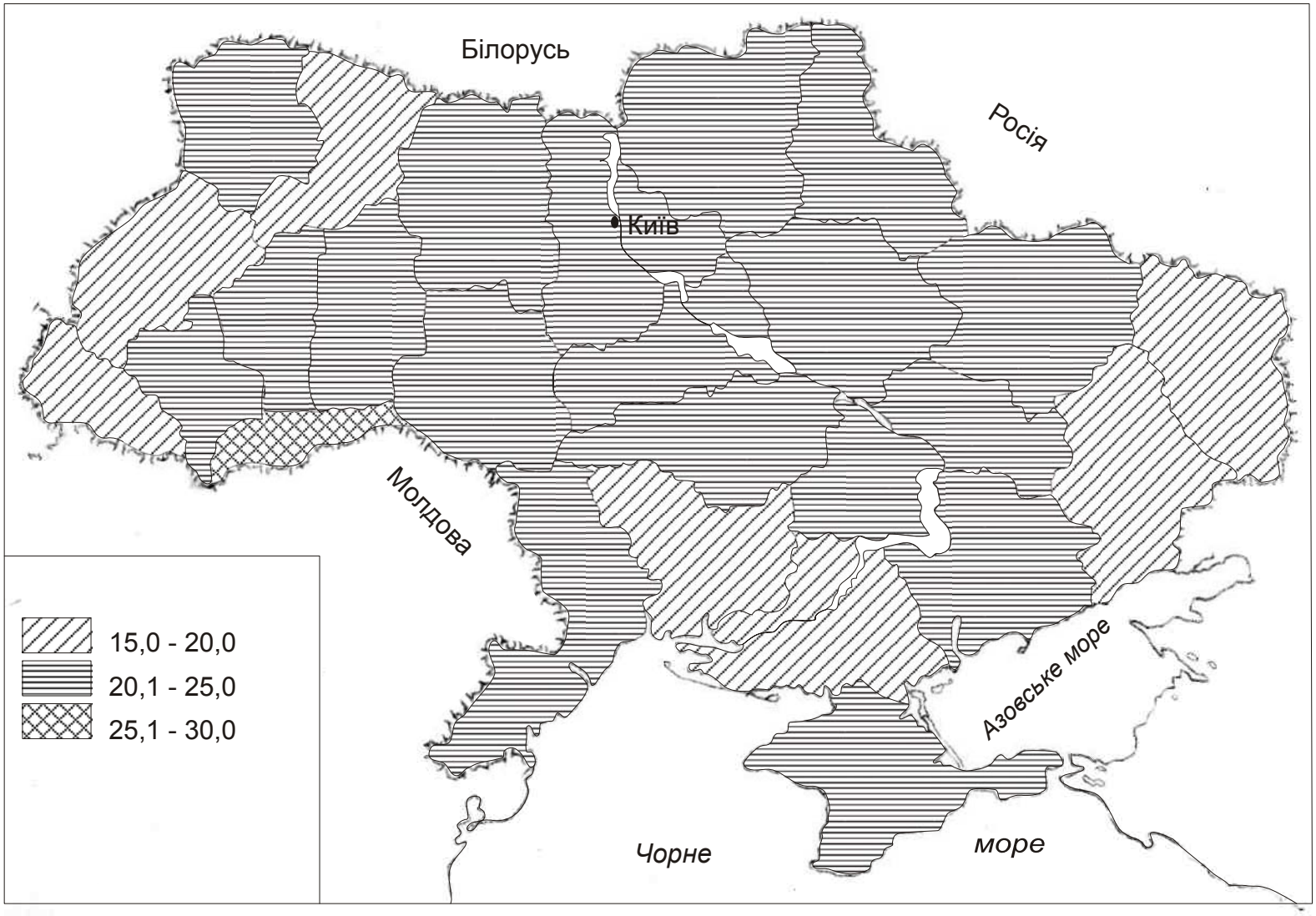


Рис. 5.75. Очікуваний урожай (ц/га) гороху за кліматичним сценарієм до 2030 – 2040 рр.

Степ. За умови реалізації сценарію зміни клімату складатимуться умови, найбільш сприятливі для формування урожайності ярої пшениці в Степу. Дещо нижчим буде збільшення урожайності у Донецькій та Миколаївській областях. Урожайність становитиме 111–117 % від сучасного рівня й досягатиме 16,0–17,8 ц/га. Більшим підвищення урожайності в порівнянні з сучасним рівнем буде у Кіровоградській, Дніпропетровській, Луганській, Одеській, Запорізькій, Херсонській областях та АР Крим. Воно сягатиме 125–151 % від сучасного рівня, рівень урожайності становитиме 17,7–23,1 ц/га.

Закарпаття та Прикарпаття. При реалізації сценарію зміни клімату складуться умови, більш сприятливі для формування урожайності гороху в Чернівецькій області, збільшення урожайності під впливом цих умов буде досить значним, зростання урожайності досягатиме близько 154 % від сучасного рівня. Можливий рівень урожайності становитиме 28,4 ц/га. В Закарпатській області збільшення буде меншим, рівень урожайності підвищиться до 117 % від сучасного рівня. За умови реалізації кліматичного сценарію слід очікувати, що рівень урожайності в Івано-Франківській області також зросте до 111 % від сучасного рівня. Очікуваний рівень урожайності в Закарпатській та Івано-Франківській областях становитиме 19,5–21,0 ц/га.

5.3.8. Оцінка коливань валових зборів зерна сільськогосподарських культур за сценарієм зміни клімату

Для оцінки реакції посівів сільськогосподарських культур на очікувані зміни кліматичних умов вирощування найбільш перспективним є, як вказувалося вище, використання динамічної моделі формування урожайності певної культури, яка ґрунтується на теорії фотосинтетичної продуктивності посівів. Модель описує вплив факторів навколишнього середовища (концентрації CO_2, сонячної радіації, волого-температурного режиму) на продуційний процес та адекватно відображає реакцію рослин на умови вирощування. На підставі сценаріїв зміни клімату виконані розрахунки урожайності сільськогосподарських культур в зв'язку з можливою зміною клімату (розд. 5.3.3–5.3.7) і на їхній основі оцінено можливі коливання валових зборів зерна в Україні за різною ймовірністю. На основі часових рядів середньої обласної урожайності сільськогосподарських культур y в Україні було розраховано середнє квадратичне відхилення урожайності σ_y для кожної культури та встановлено зв'язок цієї величини з характеристиками волого-температурного режиму весняно-літнього періоду вегетації.

На основі сценарію зміни клімату виконані розрахунки очікуваної урожайності кожної сільськогосподарської культури в зв'язку з можливою зміною клімату $y_{сцен.}$ та середнє квадратичне відхилення сценарної урожайності $\sigma_{y_{сцен.}}$. Надійні межі урожайності (найменш та найбільш можливі значення) визначались як

$$y_{сцен.} - k_\sigma \sigma_{y_{сцен.}} \quad \text{та} \quad y_{сцен.} + k_\sigma \sigma_{y_{сцен.}}. \tag{5.71}$$

Для ймовірності 95 % величина k_σ приймалась рівною 2,0.

За базову приймалась посівна площа кожної сільськогосподарської культури на рівні 2009 р.

Розглядалися можливі коливання валових зборів зерна кожної сільськогосподарської культури при середніх кліматичних умовах з ймовірністю 95 % та при сценарії зміни клімату з ймовірністю 95 %.

Мінімальний (максимальний) можливий валовий збір визначався як добуток посівної площі кожної сільськогосподарської культури на мінімальну (максимальну) можливу урожайність.

Коливання валових зборів зерна озимої пшениці

Розглянемо результати розрахунків коливань валових зборів зерна озимої пшениці з різною ймовірністю при середніх багаторічних умовах (табл. 5.47). За кліматичними даними мінімальний валовий збір зерна озимої пшениці може знижуватись з ймовірністю 95 % до 7,66 млн. т, а максимальний – підвищуватись до 26,69 млн. т.

За умов реалізації сценаріїв зміни клімату коливання валових зборів зерна озимої пшениці в Україні будуть досить значно змінюватись.

Мінімальні валові збори зерна озимої пшениці

В цілому по Україні при зміні кліматичних умов за сценарієм мінімальний валовий збір зерна озимої пшениці з імовірністю 95 % може становити 14,91 млн. т (табл. 5.48). По відношенню до середніх кліматичних умов (табл. 5.47) можна очікувати зростання мінімального валового збору в цілому по Україні відповідно до 195 % з ймовірністю 95 %.

Полісся. За умови реалізації кліматичного сценарію мінімальний валовий збір зерна озимої пшениці з ймовірністю 95 % у Волинській, Рівненській, Житомирській та Чернігівській областях може становити 0,15–0,36 млн. т. У Житомирській області має місце тенденція до деякого зниження мінімального валового збору до 99 % від найбільш імовірної на 95 % величини за середніми кліматичними даними, у Волинській, Рівненській та Чернігівській областях можливе зростання до 128–159 %.

Лісостеп. При умові реалізації кліматичного сценарію мінімальний валовий збір зерна озимої пшениці з ймовірністю 95 % у Лісостеповій зоні

може зрости від 0,34 (Львівська область) до 1,13 млн. т (Харківська область) або 139–232 % від найбільш імовірного мінімального валового збору. Найбільше зростання до 178–232 % мінімального валового збору за сценарієм відносно мінімального валового збору за середніх кліматичних умов очікується у Тернопільській, Вінницькій, Полтавській та Харківській областях.

Таблиця 5.47. Коливання валових зборів зерна озимої пшениці за середніми кліматичними даними з різною ймовірністю, млн. т

Ґрунтово-кліматична зона, область	Посівна площа озимої пшениці на рівні 2009 р., тис. га	Ймовірність		
		50 %	95 %	
		середній збір	мінімальний збір	максимальний збір
Полісся				
Волинська	122,2	0,321	0,225	0,416
Рівненська	101,7	0,267	0,179	0,355
Житомирська	102,7	0,254	0,150	0,358
Чернігівська	147,0	0,351	0,149	0,554
Лісостеп				
Львівська	133,2	0,345	0,246	0,443
Тернопільська	189,3	0,510	0,280	0,741
Хмельницька	196,3	0,545	0,315	0,776
Вінницька	338,0	1,036	0,549	1,522
Київська	221,0	0,706	0,396	1,016
Сумська	225,0	0,585	0,260	0,910
Черкаська	230,6	0,777	0,350	1,205
Полтавська	318,8	0,920	0,314	1,527
Харківська	459,1	1,324	0,485	2,163
Степ				
Кіровоградська	294,5	0,847	0,290	1,404
Дніпропетровська	461,7	1,310	0,401	2,219
Донецька	387,4	1,027	0,435	1,618
Луганська	302,7	0,670	0,173	1,167
Одеська	449,8	1,156	0,427	1,884
Миколаївська	362,1	0,852	0,276	1,428
Запорізька	485,4	1,279	0,579	1,980
Херсонська	408,0	0,968	0,406	1,528
АР Крим	385,1	0,838	0,604	1,071
Закарпаття та	**Прикарпаття**			
Закарпатська	29,4	0,085	0,055	0,115
Івано-Франківська	43,4	0,109	0,066	0,151
Чернівецька	35,1	0,092	0,049	0,135
По Україні	**6429,5**	**17,17**	**7,66**	**26,69**

Таблиця 5.48. Коливання очікуваних в зв'язку з можливими змінами клімату валових зборів зерна озимої пшениці з різною ймовірністю, млн. т

Ґрунтово-кліматична зона, область	Посівна площа озимої пшениці на рівні 2009 р., тис. га	Ймовірність		
		50 %	95 %	
		середній збір	мінімальний збір	максимальний збір
Полісся				
Волинська	122,2	0,454	0,359	0,550
Рівненська	101,7	0,317	0,230	0,405
Житомирська	102,7	0,253	0,148	0,357
Чернігівська	147,0	0,425	0,222	0,628
Лісостеп				
Львівська	133,2	0,442	0,344	0,541
Тернопільська	189,3	0,822	0,591	1,052
Хмельницька	196,3	0,758	0,527	0,988
Вінницька	338,0	1,467	0,980	1,953
Київська	221,0	0,767	0,457	1,077
Сумська	225,0	0,756	0,431	0,081
Черкаська	230,6	1,022	0,594	0,450
Полтавська	318,8	1,031	0,694	1,907
Харківська	459,1	1,965	1,126	2,804
Степ				
Кіровоградська	294,5	1,181	0,624	1,738
Дніпропетровська	461,7	1,962	1,054	2,871
Донецька	387,4	1,309	0,718	1,901
Луганська	302,7	0,938	0,441	1,435
Одеська	449,8	1,592	0,864	2,321
Миколаївська	362,1	1,300	0,724	1,876
Запорізька	485,4	1,932	1,232	2,632
Херсонська	408,0	1,620	1,058	2,181
АР Крим	385,1	1,510	1,276	1,743
Закарпаття та Прикарпаття				
Закарпатська	29,4	0,071	0,041	0,101
Івано-Франківська	43,4	0,126	0,084	0,169
Чернівецька	35,1	0,135	0,092	0,178
По Україні	**6429,5**	**24,42**	**14,91**	**33,94**

Дещо меншим зростання мінімального валового збору по відношенню до середніх кліматичних умов очікується у Львівській, Хмельницькій, Сумській та Черкаській областях до 140–169 %. У Київській області можливе найменше збільшення мінімального валового збору до 115 %.

Степ. Слід підкреслити, що за умов реалізації кліматичного сценарію мінімальний валовий збір зерна озимої пшениці з ймовірністю 95 % у всіх областях Степової зони значно зросте і буде становити від 0,62 до 1,28 млн. т або 165–262 % від найбільш ймовірного мінімального валового збору. Найбільше зростання до 255–262 % мінімального валового збору за сценарієм відносно мінімального валового збору за середніх кліматичних умов очікується у Дніпропетровській, Луганській, Миколаївській та Херсонській областях. Дещо меншим, але досить значним, зростання мінімального валового збору по відношенню до середніх кліматичних умов очікується у Кіровоградській, Одеській, Запорізькій областях та в АР Крим до 202–215 %. У Донецькій області можливе менше збільшення мінімального валового збору до 165 %.

Закарпаття та Прикарпаття. За умов реалізації кліматичного сценарію мінімальний валовий збір зерна озимої пшениці з ймовірністю 95 % в Закарпатській області може істотно знизитись до 75 %, у Івано-Франківській області він зросте до 126 %, а у Чернівецькій області збільшиться до 189 %.

Максимальний валовий збір зерна озимої пшениці

В цілому по Україні при зміні кліматичних умов за сценарієм максимальний валовий збір зерна озимої пшениці з імовірністю 95 % може досягати 33,94 млн. т (табл. 5.48). По відношенню до середніх кліматичних умов можна очікувати зростання максимального валового збору в цілому по Україні відповідно до 127 % з ймовірністю 95 %.

Полісся. За умови реалізації кліматичного сценарію максимальний валовий збір зерна озимої пшениці з ймовірністю 95 % у Волинській, Рівненській, Житомирській та Чернігівській областях може становити 0,36–0,63 млн. т. У Житомирській області має місце тенденція до збереження максимального валового збору на рівні величини за середніми кліматичними даними, у Волинській, Рівненській та Чернігівській областях можливе зростання до 113–132 %.

Лісостеп. За умов реалізації кліматичного сценарію максимальний валовий збір зерна озимої пшениці з ймовірністю 95 % у Лісостеповій зоні може зрости від 0,54 (Львівська область) до 2,80 млн. т (Харківська область) або 106–142 % від найбільш імовірного максимального валового збору. Найбільше зростання до 120–142 % максимального валового збору за сценарієм відносно максимального валового збору за середніх кліматичних умов очікується у Львівській, Тернопільській, Хмельницькій, Вінницькій, Черкаській, Полтавській та Харківській областях. Дещо меншим зростання максимального валового збору по відношенню до середніх кліматичних умов очікується у Сумській області до 119 %. У Київській області можливе найменше збільшення максимального валового збору до 106 %.

Степ. За умов реалізації кліматичного сценарію максимальний валовий збір зерна озимої пшениці з ймовірністю 95 % у всіх областях Степової зони зросте і буде становити від 1,44 до 2,88 млн. т, або 117–163 % від найбільш ймовірного максимального валового збору. Найбільше зростання до 131–163 % максимального валового збору за сценарієм відносно максимального валового збору за середніх кліматичних умов очікується у Миколаївській, Запорізькій, Херсонській областях та АР Крим. Дещо меншим зростання максимального валового збору по відношенню до середніх кліматичних умов очікується у Кіровоградській, Дніпропетровській, Луганській, Одеській областях до 123–129 %. У Донецькій області можливе менше збільшення максимального валового збору до 117 %.

Закарпаття та Прикарпаття. За умов реалізації кліматичного сценарію максимальний валовий збір зерна озимої пшениці з ймовірністю 95 % в Закарпатській області може істотно знизитись до 88 %, у Івано-Франківській області він зросте до 112 %, а у Чернівецькій області збільшиться до 132 %.

Коливання валових зборів зерна озимого жита

Розглянемо результати розрахунків коливань валових зборів зерна озимого жита з різною ймовірністю при середніх багаторічних умовах (табл. 5.49). За кліматичними даними мінімальний валовий збір зерна озимого жита може знижуватись з ймовірністю 95 % до 0,538 млн. т, а максимальний – підвищуватись до 1,141 млн. т.

При умовах реалізації сценаріїв зміни клімату коливання валових зборів зерна озимого жита в Україні будуть досить значно змінюватись.

Мінімальні валові збори зерна озимого жита

В цілому по Україні при зміні кліматичних умов за сценарієм мінімальний валовий збір зерна озимого жита з імовірністю 95 % може складати 0,824 млн. т (табл. 5.50). По відношенню до середніх кліматичних умов (табл. 5.49) можна очікувати зростання мінімального валового збору в цілому по Україні відповідно до 153 % з ймовірністю 95 %.

Полісся. За умови реалізації кліматичного сценарію мінімальний валовий збір зерна озимого жита з ймовірністю 95 % у Волинській, Рівненській, Житомирській та Чернігівській областях може становити 0,05-0,16 млн. т. У Житомирській області має місце слабка тенденція до деякого підвищення рівня мінімального валового збору до 102 % від найбільш імовірної на 95 % величини за середніми кліматичними даними, у Волинській, Рівненській та Чернігівській областях можливе зростання до 131–168 %.

Лісостеп. При умові реалізації кліматичного сценарію мінімальний валовий збір зерна озимого жита з ймовірністю 95 % у Лісостеповій зоні може зрости від 0,03 (Тернопільська область) до 0,05 млн. т (Хмельницька

та Полтавська області) або 130–225 % від найбільш імовірного мінімального валового збору.

Таблиця 5.49. Коливання валових зборів зерна озимого жита за середніми кліматичними даними з різною ймовірністю, млн. т

Ґрунтово-кліматична зона, Область	Посівна площа озимого жита на рівні 2009 р., тис. га	Ймовірність		
		50 %	95 %	
		середній збір	мінімальний збір	максимальний збір
Полісся				
Волинська	33,7	0,055	0,036	0,075
Рівненська	32,5	0,054	0,036	0,071
Житомирська	69,7	0,104	0,073	0,135
Чернігівська	105,2	0,186	0,122	0,249
Лісостеп				
Львівська	13,1	0,023	0,0174	0,029
Тернопільська	6,9	0,013	0,0079	0,018
Хмельницька	20,2	0,041	0,0574	0,055
Вінницька	14,6	0,031	0,0206	0,041
Київська	24,7	0,046	0,0301	0,063
Сумська	43,8	0,080	0,0516	0,109
Черкаська	12,6	0,032	0,0197	0,044
Полтавська	18,5	0,042	0,0272	0,057
Харківська	12,9	0,030	0,0166	0,043
Степ				
Кіровоградська	6,3	0,014	0,0074	0,0217
Дніпропетровська	7,4	0,016	0,0076	0,0248
Донецька	4,1	0,009	0,0051	0,0126
Луганська	12,5	0,022	0,010	0,033
Одеська	3,8	0,007	0,0036	0,0112
Миколаївська	2,5	0,004	0,0021	0,0069
Запорізька	3,0	0,006	0,0034	0,0088
Херсонська	6,6	0,011	0,0044	0,0172
АР Крим	0,3	0,0005	0,0003	0,0007
Закарпаття та	**Прикарпаття**			
Закарпатська	0,5	0,001	0,0008	0,0017
Івано-Франківська	4,2	0,008	0,0061	0,0104
Чернівецька	1,0	0,002	0,0011	0,0027
По Україні	**460,2**	**0,84**	**0,54**	**1,14**

Таблиця 5.50. Коливання очікуваних в зв'язку з можливими змінами клімату валових зборів зерна озимого жита з різною ймовірністю, млн. т

Ґрунтово-кліматична зона, область	Посівна площа озимого жита на рівні 2009 р., тис. га	Ймовірність		
		50 %	95 %	
		середній збір	мінімальний збір	максимальний збір
Полісся				
Волинська	33,7	0,080	0,061	0,010
Рівненська	32,5	0,065	0,048	0,082
Житомирська	69,7	0,105	0,074	0,136
Чернігівська	105,2	0,229	0,0165	0,293
Лісостеп				
Львівська	13,1	0,030	0,025	0,036
Тернопільська	6,9	0,023	0,018	0,028
Хмельницька	20,2	0,063	0,049	0,077
Вінницька	14,6	0,048	0,038	0,059
Київська	24,7	0,055	0,039	0,072
Сумська	43,8	0,114	0,085	0,143
Черкаська	12,6	0,046	0,034	0,058
Полтавська	18,5	0,065	0,050	0,080
Харківська	12,9	0,049	0,036	0,062
Степ				
Кіровоградська	6,3	0,021	0,014	0,028
Дніпропетровська	7,4	0,026	0,017	0,034
Донецька	4,1	0,012	0,008	0,016
Луганська	12,5	0,032	0,020	0,043
Одеська	3,8	0,011	0,007	0,014
Миколаївська	2,5	0,007	0,005	0,010
Запорізька	3,0	0,010	0,007	0,012
Херсонська	6,6	0,016	0,012	0,025
АР Крим	0,3	0,001	0,0008	0,001
Закарпаття та	**Прикарпаття**			
Закарпатська	0,5	0,001	0,0006	0,002
Івано-Франківська	4,2	0,010	0,008	0,012
Чернівецька	1,0	0,003	0,002	0,004
По Україні	**460,2**	**1,13**	**0,82**	**1,43**

Найбільше зростання до 185–225 % мінімального валового збору за сценарієм відносно мінімального валового збору за середніх кліматичних умов очікується у Тернопільській, Вінницькій, Полтавській та Харківській областях. Дещо менше зростання мінімального валового збору по відношенню до середніх кліматичних умов очікується у Львівській, Хмельницькій, Сумській та Черкаській областях до 141–172 %. У

Київській обл. можливе найменше збільшення мінімального валового збору до 130 %.

Степ. Слід підкреслити, що за умов реалізації кліматичного сценарію мінімальний валовий збір зерна озимого жита з ймовірністю 95 % у всіх областях Степової зони зросте і буде становити від 0,01 до 0,02 млн. т або 159–286 % від найбільш ймовірного мінімального валового збору. Найбільше зростання до 201–286 % мінімального валового збору за сценарієм відносно мінімального валового збору за середніх кліматичних умов очікується у Дніпропетровській, Луганській, Миколаївській, Запорізькій, Херсонській областях та в АР Крим. Дещо меншим, але досить значним, зростання мінімального валового збору по відношенню до середніх кліматичних умов очікується в Донецькій та Одеській областях до 159–191 %.

Закарпаття та Прикарпаття. За умов реалізації кліматичного сценарію мінімальний валовий збір зерна озимого жита з ймовірністю 95 % в Закарпатській області може істотно знизитись до 77 %, у Івано-Франківській області він зросте до 125 %, а у Чернівецькій області збільшиться до 206 %.

Максимальний валовий збір зерна озимого жита

В цілому по Україні при зміні кліматичних умов за сценарієм максимальний валовий збір зерна озимого жита з ймовірністю 95 % може складати 1,427 млн. т (табл. 5.50). По відношенню до середніх кліматичних умов можна очікувати зростання максимального валового збору в цілому по Україні відповідно до 125 % з ймовірністю 95 %.

Полісся. За умови реалізації кліматичного сценарію максимальний валовий збір зерна озимого жита з ймовірністю 95 % у Волинській, Рівненській, Житомирській та Чернігівській областях може становити 0,08-0,29 млн. т. У Житомирській області має місце тенденція до збереження максимального валового збору на рівні величини за середніми кліматичними даними, у Волинській, Рівненській та Чернігівській областях можливе зростання до 116–133 %.

Лісостеп. При умові реалізації кліматичного сценарію максимальний валовий збір зерна озимого жита з ймовірністю 95 % у Лісостеповій зоні може зрости від 0,03 млн. т. (Тернопільська область) до 0,14 млн. т (Сумська область) або 114–156 % від найбільш імовірного максимального валового збору. Найбільше зростання до 140–156 % максимального валового збору за сценарієм відносно максимального валового збору за середніх кліматичних умов очікується у Тернопільській, Хмельницькій, Вінницькій, Полтавській та Харківській областях. Дещо меншим зростання максимального валового збору по відношенню до середніх кліматичних умов очікується у Львівській, Сумській, Черкаській областях до 125–132 %. У Київській області можливе найменше збільшення максимального валового збору до 114 %.

Степ. За умов реалізації кліматичного сценарію максимальний валовий збір зерна озимого жита (з ймовірністю 95 %) у всіх областях Степової зони зросте і буде становити від 0,01 до 0,04 млн. т. або 124–166 % від найбільш ймовірного максимального валового збору. Найбільше зростання до 140–166 % максимального валового збору за сценарієм відносно максимального валового збору за середніх кліматичних умов очікується у Запорізькій, Херсонській областях та АР Крим. Дещо меншим зростання максимального валового збору по відношенню до середніх кліматичних умов очікується у Кіровоградській, Дніпропетровській, Луганській, Миколаївській, Одеській областях до 130–139 %. У Донецькій області можливе збільшення максимального валового збору до 124 %.

Закарпаття та Прикарпаття. За умов реалізації кліматичного сценарію максимальний валовий збір зерна озимого жита з ймовірністю 95 % в Закарпатській області може істотно знизитись до 85 %, у Івано-Франківській області він зросте до 115 %, а у Чернівецькій області збільшиться до 144 %.

Коливання валових зборів зерна озимого ячменю

Розглянемо результати розрахунків коливань валових зборів зерна озимого ячменю з різною ймовірністю при середніх багаторічних умовах (табл. 5.51). За кліматичними даними мінімальний валовий збір зерна озимого ячменю може знижуватись з ймовірністю 95 % до 0,761 млн. т, а максимальний – підвищуватись до 4,276 млн. т.

При умовах реалізації сценаріїв зміни клімату коливання валових зборів зерна озимого ячменю в Україні будуть досить значно змінюватись.

Мінімальні валові збори зерна озимого ячменю

В цілому по Україні при зміні кліматичних умов за кліматичним сценарієм мінімальний валовий збір зерна озимого ячменю з імовірністю 95 % може складати 2,727 млн. т (табл. 5.52). По відношенню до середніх кліматичних умов (табл. 5.51) можна очікувати зростання мінімального валового збору в цілому по Україні відповідно більше, чим втричі з ймовірністю 95 %.

Полісся. За умови реалізації кліматичного сценарію мінімальний валовий збір зерна озимого ячменю з ймовірністю 95 % у Волинській, Рівненській, Житомирській та Чернігівській областях може становити 0,001–0,005 млн. т. Рівень мінімального валового збору в порівнянні з середніми кліматичними даними збільшиться в 2–5 разів.

Лісостеп. При умові реалізації кліматичного сценарію мінімальний валовий збір зерна озимого ячменю з ймовірністю 95 % у Лісостеповій зоні може зрости від 0,01 (Львівська, Київська області) до 0,14 млн. т (Вінницька область), або в 3–6 разів більше відносно мінімального валового збору за середніх кліматичних умов.

Степ. За умов реалізації кліматичного сценарію мінімальний валовий збір зерна озимого ячменю з ймовірністю 95 % у всіх областях Степової зони зросте і буде становити від 0,02 до 0,53 млн. т, в 3-6 разів більше відносно мінімального валового збору за середніх кліматичних умов.

Таблиця 5.51. Коливання валових зборів зерна озимого ячменю за середніми кліматичними даними з різною ймовірністю, млн. т

Ґрунтово-кліматична зона, область	Посівна площа озимого ячменю на рівні 2009 р., тис. га	Ймовірність		
		50 %	95 %	
		середній збір	мінімальний збір	максимальний збір
Полісся				
Волинська	0,2	0,001		0,0007
Рівненська	3,3	0,007	0,0025	0,0107
Житомирська	3,0	0,006	0,0005	0,0109
Чернігівська	1,3	0,003	0,0002	0,005
Лісостеп				
Львівська	4,7	0,009	0,0049	0,0137
Тернопільська	7,7	0,016	0,0044	0,0278
Хмельницька	14,4	0,029	0,014	0,0444
Вінницька	50,0	0,115	0,0573	0,1726
Київська	8,0	0,019	0,0046	0,0341
Сумська	0,3	0,001	0,0001	0,0011
Черкаська	23,9	0,061	0,024	0,099
Полтавська	14,8	0,034	0,009	0,059
Харківська	9,8	0,023	0,0034	0,042
Степ				
Кіровоградська	99,2	0,222	0,070	0,374
Дніпропетровська	78,8	0,172	0,054	0,291
Донецька	12,7	0,026	0,008	0,044
Луганська	11,9	0,022	0,006	0,038
Одеська	342,1	0,649	0,154	1,143
Миколаївська	276,7	0,504	0,082	0,926
Запорізька	70,7	0,141	0,044	0,239
Херсонська	72,7	0,127	0,028	0,226
АР Крим	185,8	0,301	0,172	0,430
Закарпаття та Прикарпаття				
Закарпатська	6,1	0,014	0,009	0,019
Івано-Франківська	2,4	0,005	0,002	0,007
Чернівецька	5,4	0,011	0,005	0,016
По Україні	**1305,7**	**2,52**	**0,76**	**4,28**

Таблиця 5.52. Коливання очікуваних у зв'язку з можливими змінами клімату валових зборів зерна озимого ячменю з різною ймовірністю, млн. т

Ґрунтово-кліматична зона область	Посівна площа озимого ячменю на рівні 2009 р., тис. га	Ймовірність		
		50 %	950 %	
		середній збір	мінімальний збір	максимальний збір
Полісся				
Волинська	0,2	0,0007	0,0004	0,001
Рівненська	3,3	0,009	0,005	0,013
Житомирська	3,0	0,007	0,002	0,011
Чернігівська	1,3	0,004	0,001	0,006
Лісостеп				
Львівська	4,7	0,014	0,010	0,019
Тернопільська	7,7	0,032	0,020	0,043
Хмельницька	14,4	0,050	0,035	0,065
Вінницька	50,0	0,201	0,143	0,259
Київська	8,0	0,026	0,011	0,040
Сумська	0,3	0,001	0,0005	0,001
Черкаська	23,9	0,099	0,062	0,136
Полтавська	14,8	0,059	0,034	0,084
Харківська	9,8	0,041	0,022	0,060
Степ				
Кіровоградська	99,2	0,370	0,218	0,521
Дніпропетровська	78,8	0,308	0,189	0,427
Донецька	12,7	0,040	0,022	0,058
Луганська	11,9	0,037	0,021	0,053
Одеська	342,1	1,065	0,570	1,559
Миколаївська	276,7	0,913	0,492	1,395
Запорізька	70,7	0,256	0,158	0,353
Херсонська	72,7	0,253	0,154	0,352
АР Крим	185,8	0,658	0,530	0,787
Закарпаття та Прикарпаття				
Закарпатська	6,1	0,014	0,009	0,019
Івано-Франківська	2,4	0,007	0,004	0,009
Чернівецька	5,4	0,020	0,014	0,025
По Україні	**1305,7**	**4,48**	**2,73**	**6,24**

Закарпаття та Прикарпаття. За умов реалізації кліматичного сценарію мінімальний валовий збір зерна озимого ячменю з ймовірністю 95 % в Закарпатті та Прикарпатті становитиме 0,01–0,02 млн. т. У

Закарпатській області валовий збір зерна озимого ячменю залишиться на сучасному рівні, у Івано-Франківській області він зросте до 180 %, а у Чернівецькій області збільшиться до 271 %.

Максимальний валовий збір зерна озимого ячменю

В цілому по Україні при зміні кліматичних умов за сценарієм максимальний валовий збір зерна озимого ячменю з імовірністю 95 % може становити 6,242 млн. т (табл. 5.52). По відношенню до середніх кліматичних умов можна очікувати зростання максимального валового збору в цілому по Україні відповідно до 146 % з ймовірністю 95 %.

Полісся. За умови реалізації кліматичного сценарію максимальний валовий збір зерна озимого ячменю з ймовірністю 95 % у Волинській, Рівненській, Житомирській та Чернігівській областях може становити 0,01 млн. т, що в порівнянні з середніми кліматичними даними буде становити до 109–138 %.

Лісостеп. При умові реалізації кліматичного сценарію максимальний валовий збір зерна озимого ячменю з ймовірністю 95 % у Лісостеповій зоні може зрости від 0,001 (Сумська область) до 0,26 млн. т (Вінницька область) або 119–150 % від найбільш імовірного максимального валового збору в порівнянні з середніми кліматичними умовами.

Степ. За умов реалізації кліматичного сценарію максимальний валовий збір зерна озимого ячменю з ймовірністю 95 % у всіх областях Степової зони зросте і буде становити від 0,05 до 1,56 млн. т або 131–183 % від найбільш ймовірного максимального валового збору. Найбільше зростання до 140–183 % максимального валового збору за сценарієм відносно максимального валового збору за середніх кліматичних умов очікується у Кіровоградській, Дніпропетровській, Миколаївській, Запорізькій, Херсонській областях та АР Крим. Дещо меншим зростання максимального валового збору по відношенню до середніх кліматичних умов очікується у Донецькій, Луганській та Одеській областях до 131–139%.

Закарпаття та Прикарпаття. За умов реалізації кліматичного сценарію максимальний валовий збір зерна озимого ячменю з ймовірністю 95 % в Закарпатській області залишиться на сучасному рівні, у Івано-Франківській області він зросте до 126 %, а у Чернівецькій області збільшиться до 153 %.

Коливання валових зборів зерна ярої пшениці

Розглянемо результати розрахунків коливань валових зборів зерна ярої пшениці з різною ймовірністю при середніх багаторічних умовах (табл. 5.53). За кліматичними даними мінімальний валовий збір зерна ярої пшениці може знижуватись з ймовірністю 95 % до 0,383 млн. т, а максимальний – підвищуватись до 0,212 млн. т. За умов реалізації

сценаріїв зміни клімату коливання валових зборів зерна ярої пшениці в Україні будуть досить значно змінюватись.

Мінімальні валові збори зерна ярої пшениці

В цілому по Україні при зміні кліматичних умов за сценарієм мінімальний валовий збір зерна ярої пшениці з імовірністю 95 % може складати відповідно 0,686 млн. т (табл. 5.54).

По відношенню до середніх кліматичних умов (табл. 5.53) можна очікувати зростання мінімального валового збору в цілому по Україні відповідно до 179 % з ймовірністю 95 %.

Полісся. За умови реалізації кліматичного сценарію мінімальний валовий збір зерна ярої пшениці з ймовірністю 95 % у Волинській, Рівненській, Житомирській та Чернігівській областях може становити 0,03–0,04 млн. т. Порівняння величини мінімального валового збору з ймовірністю 95 % з середніми кліматичними даними показує, що він буде становити 165–214 % від сучасного.

Лісостеп. При умові реалізації кліматичного сценарію мінімальний валовий збір зерна ярої пшениці з ймовірністю 95 % у Лісостеповій зоні може зрости від 0,01 млн. т (Харківська область) до 0,12 млн. т (Тернопільська область) або 135–216 % від найбільш імовірного мінімального валового збору за середніми кліматичними даними. Найбільше зростання до 182–216 %) мінімального валового збору за сценарієм відносно мінімального валового збору за середніх кліматичних умов очікується у Львівській, Тернопільській, Хмельницькій, Вінницькій, Сумській, Полтавській та Харківській областях. Дещо меншим зростання мінімального валового збору по відношенню до середніх кліматичних умов очікується Київській та Черкаській областях до 135–169 %.

Степ. Слід підкреслити, що за умов реалізації кліматичного сценарію мінімальний валовий збір зерна ярої пшениці з ймовірністю 95 % у Степовій зоні значно зросте і становитиме від 0,001 до 0,01 млн. т і буде в 2–5 разів більше від найбільш ймовірного мінімального валового збору за середніх кліматичних умов.

Закарпаття та Прикарпаття. За умов реалізації кліматичного сценарію мінімальний валовий збір зерна ярої пшениці з ймовірністю 95 % в Закарпатській області буде становити 129 %, у Івано-Франківській збільшиться до 148 %, а у Чернівецькій областях становитиме 243 % від найбільш ймовірного мінімального валового збору за середніх кліматичних умов.

Максимальний валовий збір зерна ярої пшениці

В цілому по Україні при зміні кліматичних умов за сценарієм максимальний валовий збір зерна ярої пшениці з імовірністю 95 % може складати відповідно 1,231 млн. т (табл. 5.54). По відношенню до середніх кліматичних умов можна очікувати зростання максимального валового збору в цілому по Україні відповідно до 132 % з ймовірністю 95 %.

Полісся. За умови реалізації кліматичного сценарію максимальний валовий збір зерна ярої пшениці з ймовірністю 95 % у Волинській, Рівненській, Житомирській та Чернігівській областях може становити 0,05-0,07 млн. т. Очікується зростання рівня максимального валового збору зерна порівняно з середніми кліматичними даними до 123–146 %.

Таблиця 5.53. Коливання валових зборів зерна ярої пшениці за середніми кліматичними даними з різною ймовірністю, млн. т

Ґрунтово-кліматична зона, область	Посівна площа ярої пшениці на рівні 2009 р., тис. га	Ймовірність		
		50 %	95 %	
		середній збір	мінімальний збір	Максимальний збір
Полісся				
Волинська	14,1	0,029	0,021	0,038
Рівненська	14,2	0,030	0,017	0,042
Житомирська	17,5	0,35	0,015	0,054
Чернігівська	21,6	0,038	0,023	0,052
Лісостеп				
Львівська	22,6	0,051	0,038	0,063
Тернопільська	48,3	0,098	0,063	0,133
Хмельницька	18,8	0,039	0,026	0,052
Вінницька	29,1	0,060	0,030	0,091
Київська	42,0	0,097	0,068	0,127
Сумська	17,7	0,032	0,015	0,049
Черкаська	10,9	0,023	0,013	0,034
Полтавська	23,2	0,046	0,019	0,074
Харківська	6,9	0,012	0,006	0,018
Степ				
Кіровоградська	3,7	0,006	0,001	0,0115
Дніпропетровська	5,4	0,009	0,0033	0,015
Донецька	2,6	0,004	0,0014	0,0061
Луганська	1,0	0,001	0,0002	0,0019
Одеська	1,7	0,003	0,0009	0,0046
Миколаївська	0,8	0,001	0,0002	0,002
Запорізька	3,5	0,005	0,0013	0,0078
Херсонська	2,0	0,003	0,0005	0,0054
АР Крим	0,4	0,0005	0,0002	0,0008
Закарпаття та Прикарпаття				
Закарпатська	2,7	0,006	0,004	0,009
Івано-Франківська	9,8	0,021	0,014	0,028
Чернівецька	2,9	0,006	0,003	0,008
По Україні	**323,2**	**0,66**	**0,383**	**0,929**

Таблиця 5.54. Коливання очікуваних у зв'язку з можливими змінами клімату валових зборів зерна ярої пшениці з різною ймовірністю, млн. т

Ґрунтово-кліматична зона, область	Посівна площа ярої пшениці на рівні 2009 р., тис. га	Ймовірність		
		50 %	95 %	
		середній збір	мінімальний збір	максимальний збір
Полісся				
Волинська	14,1	0,045	0,035	0,052
Рівненська	14,2	0,051	0,037	0,062
Житомирська	17,5	0,048	0,028	0,066
Чернігівська	21,6	0,055	0,038	0,068
Лісостеп				
Львівська	22,6	0,085	0,070	0,095
Тернопільська	48,3	0,151	0,116	0,186
Хмельницька	18,8	0,060	0,047	0,073
Вінницька	29,1	0,090	0,059	0,120
Київська	42,0	0,121	0,091	0,150
Сумська	17,7	0,050	0,033	0,067
Черкаська	10,9	0,032	0,021	0,043
Полтавська	23,2	0,065	0,037	0,092
Харківська	6,9	0,018	0,011	0,024
Степ				
Кіровоградська	3,7	0,011	0,005	0,015
Дніпропетровська	5,4	0,015	0,009	0,020
Донецька	2,6	0,007	0,004	0,009
Луганська	1,0	0,002	0,001	0,003
Одеська	1,7	0,004	0,002	0,006
Миколаївська	0,8	0,002	0,0007	0,0025
Запорізька	3,5	0,009	0,005	0,012
Херсонська	2,0	0,005	0,002	0,007
АР Крим	0,4	0,001	0,0006	0,0012
Закарпаття та	**Прикарпаття**			
Закарпатська	2,7	0,008	0,005	0,010
Івано-Франківська	9,8	0,029	0,020	0,035
Чернівецька	2,9	0,010	0,007	0,012
По Україні	**323,2**	**0,97**	**0,69**	**1,23**

Лісостеп. При умові реалізації кліматичного сценарію максимальний валовий збір зерна ярої пшениці з ймовірністю 95 % у Лісостеповій зоні може зрости від 0,02 (Харківська область) до 0,19 млн. т (Тернопільська) або 113–145 % від найбільш імовірного максимального валового збору порівняно з середніми кліматичними даними. Найбільше зростання до 130–145 % максимального валового збору за сценарієм відносно

максимального валового збору за середніх кліматичних умов очікується у Львівській, Тернопільській, Хмельницькій, Вінницькій та Сумській областях. Дещо меншим зростання максимального валового збору по відношенню до середніх кліматичних умов очікується у Черкаській, Полтавській та Харківській областях (121–126 %). У Київській області можливе найменше збільшення максимального валового збору до 113 %.

Степ. За умов реалізації кліматичного сценарію максимальний валовий збір зерна ярої пшениці з ймовірністю 95 % у всіх областях Степової зони зросте і буде становити від 0,001 до 0,02 млн. т або 128–158 % від найбільш ймовірного максимального валового збору порівняно з середніми кліматичними даними. Найбільше зростання до 140–158 % максимального валового збору за сценарієм відносно максимального валового збору за середніх кліматичних умов очікується у Кіровоградській, Донецькій, Луганській, Запорізькій областях та АР Крим. Дещо меншим зростання максимального валового збору по відношенню до середніх кліматичних умов очікується у Дніпропетровській, Миколаївській, Херсонській та Одеській областях до 122–132 %.

Закарпаття та Прикарпаття. За умов реалізації кліматичного сценарію максимальний валовий збір зерна ярої пшениці з ймовірністю 95 % в Закарпатській області дещо підвищиться до 110 %, у Івано-Франківській області він зросте до 122 %, а у Чернівецькій області збільшиться до 148 % відносно максимального валового збору за середніх кліматичних умов.

Коливання валових зборів зерна ярого ячменю

Розглянемо результати розрахунків коливань валових зборів зерна ярого ячменю з різною ймовірністю при середніх багаторічних умовах (табл. 5.55). За кліматичними даними мінімальний валовий збір зерна ярого ячменю може знижуватись з ймовірністю 95 % до 3,637 млн. т, а максимальний – підвищуватись до 11,550 млн. т.

При умовах реалізації сценаріїв зміни клімату коливання валових зборів зерна ярого ячменю в Україні будуть досить значно змінюватись.

Мінімальні валові збори зерна ярого ячменю

В цілому по Україні при зміні кліматичних умов за сценарієм мінімальний валовий збір зерна ярого ячменю з імовірністю 95 % може складати 7,435 млн. т (табл. 5.56). По відношенню до середніх кліматичних умов (табл. 5.55) можна очікувати зростання мінімального валового збору в цілому по Україні відповідно до 204 % з ймовірністю 95 %.

Полісся. За умови реалізації кліматичного сценарію мінімальний валовий збір зерна ярого ячменю з ймовірністю 95 % у Волинській, Рівненській, Житомирській та Чернігівській областях може становити 0,09–0,18 млн. т. Порівняння величини мінімального валового збору з

ймовірністю 95 % з середніми кліматичними даними показує, що він буде становити 147–189 % від сучасного.

Таблиця 5.55. Коливання валових зборів зерна ярого ячменю за середніми кліматичними даними з різною ймовірністю, млн. т

Ґрунтово-кліматична зона, область	Посівна площа ярого ячменю на рівні 2009 р., тис. га	Ймовірність		
		50 %	95 %	
		середній збір	мінімальний збір	максимальний збір
Полісся				
Волинська	32,2	0,076	0,053	0,098
Рівненська	52,1	0,119	0,076	0,163
Житомирська	77,0	0,173	0,119	0,226
Чернігівська	83,0	0,171	0,071	0,270
Лісостеп				
Львівська	35,5	0,080	0,054	0,106
Тернопільська	124,6	0,272	0,179	0,365
Хмельницька	156,4	0,347	0,234	0,460
Вінницька	215,3	0,489	0,303	0,676
Київська	159,7	0,433	0,271	0,595
Сумська	158,5	0,328	0,178	0,479
Черкаська	191,0	0,483	0,255	0,711
Полтавська	287,7	0,637	0,330	0,944
Харківська	288,2	0,605	0,265	0,945
Степ				
Кіровоградська	275,5	0,582	0,213	0,951
Дніпропетровська	309,7	0,622	0,247	0,997
Донецька	199,9	0,354	0,165	0,543
Луганська	100,6	0,143	0,054	0,233
Одеська	199,7	0,386	0,142	0,629
Миколаївська	184,4	0,320	0,099	0,540
Запорізька	237,9	0,408	0,108	0,708
Херсонська	202,7	0,356	0,109	0,602
АР Крим	74,3	0,119	0,051	0,187
Закарпаття та Прикарпаття				
Закарпатська	1,7	0,004	0,002	0,006
Івано-Франківська	22,1	0,052	0,036	0,068
Чернівецька	18,2	0,037	0,024	0,049
По Україні	**3687,9**	**7,59**	**3,64**	**11,55**

Таблиця 5.56. Коливання очікуваних в зв'язку з можливими змінами клімату валових зборів зерна ярого ячменю з різною ймовірністю, млн.т

Ґрунтово-кліматична зона, Область	Посівна площа ярого ячменю на рівні 2009 р., тис. га	Ймовірність		
		50 %	95 %	
		середній збір	мінімальний збір	максимальний збір
Полісся				
Волинська	32,2	0,109	0,087	0,132
Рівненська	52,1	0,194	0,151	0,237
Житомирська	77,0	0,229	0,175	0,282
Чернігівська	83,0	0,234	0,135	0,33
Лісостеп				
Львівська	35,5	0,127	0,101	0,153
Тернопільська	124,6	0,399	0,306	0,492
Хмельницька	156,4	0,511	0,399	0,624
Вінницька	215,3	0,691	0,504	0,878
Київська	159,7	0,513	0,350	0,675
Сумська	158,5	0,485	0,334	0,636
Черкаська	191,0	0,632	0,444	0,860
Полтавська	287,7	0,846	0,539	1,153
Харківська	288,2	0,856	0,516	1,196
Степ				
Кіровоградська	275,5	0,964	0,595	1,333
Дніпропетровська	309,7	1,013	0,638	1,388
Донецька	199,9	0,638	0,449	0,826
Луганська	100,6	0,278	0,188	0,367
Одеська	199,7	0,525	0,282	0,769
Миколаївська	184,4	0,474	0,253	0,695
Запорізька	237,9	0,766	0,466	1,066
Херсонська	202,7	0,551	0,305	0,798
АР Крим	74,3	0,225	0,157	0,293
Закарпаття та Прикарпаття				
Закарпатська	1,7	0,005	0,003	0,006
Івано-Франківська	22,1	0,065	0,051	0,083
Чернівецька	18,2	0,060	0,048	0,073
По Україні	**3687,9**	**11,39**	**7,44**	**15,35**

Лісостеп. При умові реалізації кліматичного сценарію мінімальний валовий збір зерна ярого ячменю з ймовірністю 95 % у Лісостеповій зоні може зрости від 0,1 (Львівська область) до 0,54 млн. т (Полтавська

область) або 129–195 % від найбільш імовірного мінімального валового збору за середніми кліматичними даними. Найбільше зростання до 163–195 % мінімального валового збору за сценарієм відносно мінімального валового збору за середніх кліматичних умов очікується у Львівській, Тернопільській, Хмельницькій, Вінницькій, Сумській, Полтавській та Харківській областях. Дещо меншим зростання мінімального валового збору по відношенню до середніх кліматичних умов очікується Київській та Черкаській областях до 129–159 %.

Степ. Слід підкреслити, що за умов реалізації кліматичного сценарію мінімальний валовий збір зерна ярого ячменю з ймовірністю 95 % у всіх областях Степової зони значно зросте і буде становити від 0,19 до 0,64 млн. т і буде в 2–4 рази більше від найбільш ймовірного мінімального валового збору за середніх кліматичних умов.

Закарпаття та Прикарпаття. За умов реалізації кліматичного сценарію мінімальний валовий збір зерна ярого ячменю з ймовірністю 95 % в Закарпатській області буде становити 125 %, у Івано-Франківській збільшиться до 141 %, а у Чернівецькій області становитиме 198 % від найбільш ймовірного мінімального валового збору за середніх кліматичних умов.

Максимальний валовий збір зерна ярого ячменю

В цілому по Україні при зміні кліматичних умов за сценарієм максимальний валовий збір зерна ярого ячменю з імовірністю 95 % може складати 15,348 млн. т (табл. 5.56). По відношенню до середніх кліматичних умов (табл. 5.55) можна очікувати зростання максимального валового збору в цілому по Україні з ймовірністю 95 % до 133 %

Полісся. За умови реалізації кліматичного сценарію максимальний валовий збір зерна ярого ячменю з ймовірністю 95 % у Волинській, Рівненській, Житомирській та Чернігівській областях може становити 0,13–0,33 млн. т. Відбудеться зростання рівня максимального валового збору зерна порівняно з середніми кліматичними даними до 123–146 %.

Лісостеп. При умові реалізації кліматичного сценарію максимальний валовий збір зерна ярого ячменю з ймовірністю 95 % у Лісостеповій зоні може зрости від 0,15 (Львівська область) до 1,20 млн. т (Харківська область), або 113–145 % від найбільш імовірного максимального валового збору порівняно з середніми кліматичними даними. Найбільше зростання до 130–145 % максимального валового збору за сценарієм відносно максимального валового збору за середніх кліматичних умов очікується у Львівській, Тернопільській, Хмельницькій, Вінницькій та Сумській областях. Дещо меншим зростання максимального валового збору по відношенню до середніх кліматичних умов очікується у Черкаській, Полтавській та Харківській областях (121–126 %). У Київській області можливе найменше збільшення максимального валового збору до 113 %.

Степ. За умов реалізації кліматичного сценарію максимальний валовий збір зерна ярого ячменю з ймовірністю 95 % у всіх областях Степової зони зросте і буде становити від 0,29 до 1,39 млн. т або 122–158 % від найбільш ймовірного максимального валового збору порівняно з середніми кліматичними даними. Найбільше зростання до 140–158 % максимального валового збору за сценарієм відносно максимального валового збору за середніх кліматичних умов очікується у Кіровоградській, Донецькій, Луганській, Запорізькій областях та АР Крим.. Дещо меншим зростання максимального валового збору по відношенню до середніх кліматичних умов очікується у Дніпропетровській, Миколаївській, Херсонській та Одеській областях до 122–132 %.

Закарпаття та Прикарпаття. За умов реалізації кліматичного сценарію максимальний валовий збір зерна ярого ячменю з ймовірністю 95% в Закарпатській області дещо підвищиться до 110 %, у Івано-Франківській області він зросте до 122 %, а у Чернівецькій області збільшиться до 148 % відносно максимального валового збору за сучасних середніх кліматичних умов.

Коливання валових зборів зерна вівса

Розглянемо результати розрахунків коливань валових зборів зерна вівса з різною ймовірністю при середніх багаторічних умовах (табл. 5.57). За кліматичними даними мінімальний валовий збір зерна вівса може знижуватись з ймовірністю 95 % до 0,462 млн. т, а максимальний – підвищуватись до 0,972 млн. т.

При умовах реалізації сценаріїв зміни клімату коливання валових зборів зерна вівса в Україні будуть досить значно змінюватись.

Мінімальні валові збори зерна вівса

В цілому по Україні при зміні кліматичних умов за сценарієм мінімальний валовий збір зерна вівса з імовірністю 95 % може складати 0,826 млн. т (табл. 5.58). По відношенню до середніх кліматичних умов (табл. 5.57) можна очікувати зростання мінімального валового збору в цілому по Україні відповідно до 178 % з ймовірністю 95 %.

Полісся. За умови реалізації кліматичного сценарію мінімальний валовий збір зерна вівса з ймовірністю 95 % у Волинській, Рівненській, Житомирській та Чернігівській областях може становити 0,05-0,13 млн. т. Порівняння величини мінімального валового збору з ймовірністю 95 % з середніми кліматичними даними показує, що він буде становити 149-215 % від сучасного.

Лісостеп. При умові реалізації кліматичного сценарію мінімальний валовий збір зерна вівса з ймовірністю 95 % у Лісостеповій зоні може зрости від 0,01 (Черкаська область) до 0,07 млн. т (Сумська область) або 130–184 % від найбільш імовірного мінімального валового збору за середніми кліматичними даними. Найбільше зростання до 166–184 %

мінімального валового збору за сценарієм відносно мінімального валового збору за середніх кліматичних умов очікується у Львівській, Тернопільській, Хмельницькій, Вінницькій, Сумській та Харківській областях. Дещо меншим зростання мінімального валового збору по відношенню до середніх кліматичних умов очікується у Київській, Полтавській та Черкаській областях до 130–154 %.

Таблиця 5.57. Коливання валових зборів зерна вівса за середніми кліматичними даними з різною ймовірністю, млн. т

Ґрунтово-кліматична зона, область	Посівна площа вівса на рівні 2009 р., тис. га	Ймовірність		
		50 %	95 %	
		середній збір	мінімальний збір	максимальний збір
Полісся				
Волинська	38,6	0,068	0,045	0,096
Рівненська	25,9	0,044	0,024	0,063
Житомирська	52,4	0,077	0,053	0,102
Чернігівська	69,2	0,117	0,081	0,153
Лісостеп				
Львівська	25,4	0,044	0,033	0,054
Тернопільська	9,6	0,016	0,011	0,021
Хмельницька	19,7	0,037	0,027	0,048
Вінницька	8,6	0,017	0,012	0,022
Київська	17,7	0,035	0,026	0,045
Сумська	34,6	0,065	0,040	0,089
Черкаська	6,0	0,014	0,0097	0,00183
Полтавська	10,6	0,024	0,0164	0,0313
Харківська	16,2	0,031	0,0176	0,044
Степ				
Кіровоградська	8,1	0,016	0,007	0,025
Дніпропетровська	8,7	0,016	0,008	0,024
Донецька	5,8	0,009	0,005	0,013
Луганська	25,1	0,034	0,015	0,053
Одеська	5,4	0,009	0,0037	0,014
Миколаївська	2,2	0,003	0,001	0,005
Запорізька	3,1	0,005	0,002	0,007
Херсонська	4,2	0,006	0,0023	0,0097
АР Крим	7,7	0,011	0,0066	0,0162
Закарпаття та Прикарпаття				
Закарпатська	2,3	0,005	0,0036	0,0058
Івано-Франківська	7,0	0,012	0,0098	0,0149
Чернівецька	1,7	0,003	0,0023	0,0035
По Україні	**415,7**	**0,72**	**0,463**	**0,972**

Таблиця 5.58. Коливання очікуваних в зв'язку з можливими змінами клімату валових зборів зерна вівса з різною ймовірністю, млн. т

Ґрунтово-кліматична зона, Область	Посівна площа вівса на рівні 2009 р., тис. га	Ймовірність		
		50 %	95 %	
		середній збір	мінімальний збір	максимальний збір
Полісся				
Волинська	38,6	0,100	0,077	0,122
Рівненська	25,9	0,072	0,052	0,090
Житомирська	52,4	0,104	0,079	0,128
Чернігівська	69,2	0,164	0,126	0,198
Лісостеп				
Львівська	25,4	0,071	0,060	0,081
Тернопільська	9,6	0,024	0,019	0,029
Хмельницька	19,7	0,057	0,046	0,067
Вінницька	8,6	0,025	0,020	0,030
Київська	17,7	0,043	0,033	0,052
Сумська	34,6	0,099	0,074	0,123
Черкаська	6,0	0,019	0,015	0,023
Полтавська	10,6	0,033	0,025	0,040
Харківська	16,2	0,045	0,032	0,058
Степ				
Кіровоградська	8,1	0,026	0,018	0,035
Дніпропетровська	8,7	0,026	0,018	0,034
Донецька	5,8	0,016	0,012	0,020
Луганська	25,1	0,064	0,046	0,084
Одеська	5,4	0,012	0,007	0,017
Миколаївська	2,2	0,005	0,003	0,007
Запорізька	3,1	0,008	0,006	0,011
Херсонська	4,2	0,009	0,005	0,013
АР Крим	7,7	0,021	0,016	0,026
Закарпаття та Прикарпаття				
Закарпатська	2,3	0,005	0,004	0,007
Івано-Франківська	7,0	0,016	0,013	0,018
Чернівецька	1,7	0,005	0,004	0,005
По Україні	**415,7**	**1,07**	**0,81**	**1,32**

Степ. Слід підкреслити, що за умов реалізації кліматичного сценарію мінімальний валовий збір зерна вівса з ймовірністю 95 % у всіх областях Степової зони значно зросте і буде становити від 0,003 до 0,05 млн. т і буде в 2–3 рази більше від найбільш ймовірного мінімального валового збору за середніх кліматичних умов.

Закарпаття та Прикарпаття. За умов реалізації кліматичного сценарію мінімальний валовий збір зерна вівса з ймовірністю 95 % в Закарпатській області буде становити 121 %, у Івано-Франківській збільшиться до 138 %, а у Чернівецькій області становитиме 188 % від найбільш ймовірного мінімального валового збору за середніх кліматичних умов.

Максимальний валовий збір зерна вівса

В цілому по Україні при зміні кліматичних умов за сценарієм максимальний валовий збір зерна вівса з імовірністю 95 % може складати 1,325 млн. т (табл. 5.58). По відношенню до середніх кліматичних умов (табл. 5.57) можна очікувати зростання максимального валового збору в цілому по Україні до 136 % з ймовірністю 95 %.

Полісся. За умови реалізації кліматичного сценарію максимальний валовий збір зерна вівса з ймовірністю 95 % у Волинській, Рівненській, Житомирській та Чернігівській областях може становити 0,09–0,20 млн. т. Відбудеться зростання рівня максимального валового збору зерна порівняно з середніми кліматичними даними до 126–144 %.

Лісостеп. При умові реалізації кліматичного сценарію максимальний валовий збір зерна вівса з ймовірністю 95 % у Лісостеповій зоні може зрости від 0,02 (Черкаська область) до 0,12 млн. т (Сумська область) або 117–149 % від найбільш імовірного максимального валового збору порівняно з середніми кліматичними даними. Найбільше зростання до 132–149 % максимального валового збору за сценарієм відносно максимального валового збору за середніх кліматичних умов очікується у Львівській, Тернопільській, Хмельницькій, Вінницькій, Сумській та Харківській областях. Дещо меншим зростання максимального валового збору по відношенню до середніх кліматичних умов очікується у Черкаській та Полтавській областях (127–128 %). У Київській області можливе найменше збільшення максимального валового збору до 117 %.

Степ. За умов реалізації кліматичного сценарію максимальний валовий збір зерна вівса з ймовірністю 95 % в усіх областях Степової зони зросте і буде становити від 0,01 до 0,08 млн. т або 122–162 % від найбільш ймовірного максимального валового збору порівняно з середніми кліматичними даними. Найбільше зростання до 140–162 % максимального валового збору за сценарієм відносно максимального валового збору за середніх кліматичних умов очікується у Кіровоградській, Дніпропетровській, Донецькій, Луганській, Запорізькій областях та АР Крим. Дещо меншим зростання максимального валового збору по відношенню до середніх кліматичних умов очікується у Миколаївській, Херсонській та Одеській областях до 122–133 %.

Закарпаття та Прикарпаття. За умов реалізації кліматичного сценарію максимальний валовий збір зерна вівса з ймовірністю 95 % в Закарпатській області дещо підвищиться до 112 %, у Івано-Франківській

області він зросте до 125 %, а у Чернівецькій області збільшиться до 158 % відносно максимального валового збору за сучасних середніх кліматичних умов.

Коливання валових зборів зерна гороху

Розглянемо результати розрахунків коливань валових зборів зерна гороху з різною ймовірністю при середніх багаторічних умовах (табл. 5.59). За кліматичними даними мінімальний валовий збір зерна гороху може знижуватись з ймовірністю 95 % до 0,206 млн. т, а максимальний – підвищуватись до 0,986 млн. т.

За умов реалізації сценаріїв зміни клімату коливання валових зборів зерна гороху в Україні будуть досить значно змінюватись.

Мінімальні валові збори зерна гороху

В цілому по Україні при зміні кліматичних умов за сценарієм мінімальний валовий збір зерна гороху з імовірністю 95 % може складати 0,385 млн. т (табл. 5.60). По відношенню до середніх кліматичних умов (табл. 5.59) можна очікувати зростання мінімального валового збору в цілому по Україні відповідно до 187 % з ймовірністю 95 %.

Полісся. За умови реалізації кліматичного сценарію мінімальний валовий збір зерна гороху з ймовірністю 95 % у Волинській, Рівненській, Житомирській та Чернігівській обл. може становити 0,003–0,034 млн. т. Порівняння величини мінімального валового збору з ймовірністю 95 % з середніми кліматичними даними показує, що він становитиме 149–215 %.

Лісостеп. При умові реалізації кліматичного сценарію мінімальний валовий збір зерна гороху з ймовірністю 95 % у Лісостеповій зоні може зрости від 0,005 (Львівська область) до 0,034 млн. т (Хмельницька та Сумська області) або 106-228 % від найбільш імовірного мінімального валового збору за середніми кліматичними даними.

Найбільше зростання мінімального валового збору за сценарієм відносно мінімального валового збору за середніх кліматичних умов очікується у Полтавській та Харківській областях до 220–228 %, дещо меншим до 141–182 % буде у Львівській, Хмельницькій, Вінницькій, Сумській та Черкаській областях. Значно меншим зростання мінімального валового збору по відношенню до середніх кліматичних умов очікується у Тернопільській та Київській областях до 106–133 %.

Степ. Слід підкреслити, що за умов реалізації кліматичного сценарію мінімальний валовий збір зерна гороху з ймовірністю 95 % у всіх областях Степової зони значно зросте і буде становити від 0,001 до 0,066 млн. т і буде в 2–5 разів більше від найбільш ймовірного мінімального валового збору за середніх кліматичних умов.

Закарпаття та Прикарпаття. За умов реалізації кліматичного сценарію мінімальний валовий збір зерна гороху з ймовірністю 95 % в Закарпатській області буде становити 212 %, в Івано-Франківській

збільшиться до 119 %, а у Чернівецькій області становитиме 226 % від найбільш ймовірного мінімального валового збору за середніх кліматичних умов.

Таблиця 5.59. Коливання валових зборів зерна гороху за середніми кліматичними даними з різною ймовірністю, млн. т

Ґрунтово-кліматична зона, область	Посівна площа гороху на рівні 2009 р., тис. га	Ймовірність		
		50 %	95 %	
		середній збір	мінімальний збір	максимальний збір
Полісся				
Волинська	3,4	0,005	0,0023	0,0084
Рівненська	3,0	0,005	0,0025	0,0069
Житомирська	8,8	0,016	0,0108	0,0218
Чернігівська	28,8	0,017	0,020	0,074
Лісостеп				
Львівська	3,8	0,006	0,0032	0,0084
Тернопільська	10,4	0,019	0,0124	0,0263
Хмельницька	17,0	0,032	0,024	0,041
Вінницька	15,9	0,029	0,014	0,0443
Київська	15,0	0,033	0,0166	0,0502
Сумська	21,0	0,035	0,0184	0,0512
Черкаська	20,9	0,041	0,017	0,066
Полтавська	17,0	0,029	0,0098	0,048
Харківська	23,1	0,038	0,0099	0,066
Степ				
Кіровоградська	19,4	0,031	0,0043	0,0578
Дніпропетровська	9,8	0,017	0,0033	0,0313
Донецька	8,0	0,012	0,0018	0,0226
Луганська	2,1	0,003	0,0002	0,005
Одеська	80,9	0,122	0,0212	0,223
Миколаївська	12,3	0,018	0,0017	0,034
Запорізька	15,0	0,024	0,0022	0,0455
Херсонська	4,8	0,007	0,0013	0,013
АР Крим	6,4	0,010	0,0032	0,0176
Закарпаття та Прикарпаття				
Закарпатська	2,1	0,004	0,0005	0,0065
Івано-Франківська	5,0	0,009	0,0053	0,0137
Чернівецька	1,0	0,002	0,0008	0,0029
По Україні	**354,9**	**0,60**	**0,21**	**0,99**

Таблиця 5.60. Коливання очікуваних у зв'язку з можливими змінами клімату валових зборів зерна гороху з різною ймовірністю, млн. т

Ґрунтово-кліматична зона, Область	Посівна площа гороху на рівні 2009 р., тис. га	Ймовірність		
		50 %	95 %	
		середній збір	мінімальний збір	максимальний збір
Полісся				
Волинська	3,4	0,007	0,004	0,010
Рівненська	3,0	0,005	0,003	0,007
Житомирська	8,8	0,020	0,015	0,026
Чернігівська	28,8	0,061	0,034	0,088
Лісостеп				
Львівська	3,8	0,008	0,005	0,010
Тернопільська	10,4	0,023	0,016	0,030
Хмельницька	17,0	0,042	0,034	0,051
Вінницька	15,9	0,037	0,021	0,052
Київська	15,0	0,034	0,018	0,051
Сумська	21,0	0,050	0,034	0,066
Черкаська	20,9	0,050	0,026	0,075
Полтавська	17,0	0,041	0,021	0,060
Харківська	23,1	0,051	0,023	0,079
Степ				
Кіровоградська	19,4	0,042	0,015	0,068
Дніпропетровська	9,8	0,023	0,009	0,037
Донецька	8,0	0,014	0,004	0,025
Луганська	2,1	0,004	0,001	0,006
Одеська	80,9	0,167	0,066	0,268
Миколаївська	12,3	0,020	0,004	0,036
Запорізька	15,0	0,033	0,010	0,054
Херсонська	4,8	0,009	0,003	0,015
АР Крим	6,4	0,016	0,008	0,023
Закарпаття та Прикарпаття				
Закарпатська	2,1	0,004	0,001	0,007
Івано-Франківська	5,0	0,010	0,006	0,015
Чернівецька	1,0	0,003	0,002	0,004
По Україні	**354,9**	**0,77**	**0,38**	**1,16**

Максимальний валовий збір зерна гороху

В цілому по Україні при зміні кліматичних умов за сценарієм максимальний валовий збір зерна гороху з імовірністю 95 % може складати 1,164 млн. т (табл. 5.60). По відношенню до середніх кліматичних умов (табл. 5.59) можна очікувати зростання максимального валового збору в цілому по Україні до 118 % з ймовірністю 95 %.

Полісся. За умови реалізації кліматичного сценарію максимальний валовий збір зерна гороху з ймовірністю 95 % у Волинській, Рівненській, Житомирській та Чернігівській обл. може становити 0,007–0,088 млн. т. Відбудеться зростання рівня максимального валового збору зерна порівняно з середніми кліматичними даними до 108–119 %.

Лісостеп. При умові реалізації кліматичного сценарію максимальний валовий збір зерна гороху з ймовірністю 95 % у Лісостеповій зоні може зрости від 0,01 (Львівська область) до 0,079 млн. т (Харківська область) або 102–130 % від найбільш імовірного максимального валового збору порівняно з середніми кліматичними даними. Найбільше зростання до 120–130 % максимального валового збору за сценарієм відносно максимального валового збору за середніх кліматичних умов очікується у Львівській, Хмельницькій, Сумській та Полтавській областях. Дещо меншим зростання максимального валового збору по відношенню до середніх кліматичних умов очікується у Тернопільській, Вінницькій, Черкаській та Харківській областях (115–119 %). У Київській області можливе найменше збільшення максимального валового збору до 102 %.

Степ. За умов реалізації кліматичного сценарію максимальний валовий збір зерна гороху з ймовірністю 95 % у всіх областях Степової зони зросте і буде становити від 0,006 до 0,268 млн. т або 109–130 % від найбільш ймовірного максимального валового збору порівняно з середніми кліматичними даними. Найбільше зростання до 120–130 % максимального валового збору за сценарієм відносно максимального валового збору за середніх кліматичних умов очікується в Одеській, Запорізькій областях та АР Крим. Дещо меншим зростання максимального валового збору по відношенню до середніх кліматичних умов очікується у Кіровоградській, Дніпропетровській, Донецькій, Луганській, Миколаївській та Херсонській областях до 109–118 %.

Закарпаття та Прикарпаття. За умов реалізації кліматичного сценарію максимальний валовий збір зерна гороху з ймовірністю 95 % у Закарпатській та Івано-Франківській областях дещо підвищиться до 108–109 %, а у Чернівецькій області збільшиться до 134 % відносно максимального валового збору за сучасних середніх кліматичних умов.

5.4. РЕКОМЕНДАЦІЇ ЩОДО ЗМІНИ СТРУКТУРИ ПОСІВНИХ ПЛОЩ СІЛЬСЬКОГОСПОДАРСЬКИХ КУЛЬТУР ТА ВРАХУВАННЯ ФАКТОРА ЗМІНИ КЛІМАТУ В СФЕРІ ВИРОБНИЦТВА ЗЕРНА В УКРАЇНІ

5.4.1. Оцінка можливих коливань валових зборів урожаю сільськогосподарських культур в цілому по Україні

В розд. 5.3.8 нами розглянуто можливі коливання валових зборів зерна в розрізі адміністративних областей України при середніх багаторічних умовах та за сценарієм зміни клімату з ймовірністю 95%. Мінімальний (максимальний) можливий валовий збір визначався як добуток посівної площі сільськогосподарських культур (на рівні 2009 р.) на мінімальну (максимальну) можливу урожайність.

Зупинимось на характері коливання валових зборів зерна в цілому по Україні.

Озима пшениця. За кліматичними даними середній валовий збір зерна озимої пшениці може дорівнювати 17,17 млн. т, мінімальний – знижуватись до 7,66 млн. т, а максимальний буде підвищуватись до 26,69 млн. т (табл. 5.47).

При зміні кліматичних умов за сценарієм середній валовий збір зерна озимої пшениці може складати 24,42 млн. т, мінімальний – 14,91 млн. т, а максимальний – 33,94 млн. т (табл. 5.48). По відношенню до середніх кліматичних умов можна очікувати зростання середнього валового збору зерна озимої пшениці в цілому по Україні до 142 %.

Озиме жито. За кліматичними даними середній валовий збір зерна озимого жита може досягати 0,84 млн. т, мінімальний – знижуватись до 0,54 млн. т, а максимальний – підвищуватись до 1,14 млн. т (табл. 5.49).

При зміні кліматичних умов за сценарієм середній валовий збір зерна озимого жита може складати 1,13 млн. т, мінімальний – 0,82 млн. т, а максимальний – 1,43 млн. т (табл. 5.50). По відношенню до середніх кліматичних умов можна очікувати зростання середнього валового збору зерна озимого жита в цілому по Україні до 134 %.

Озимий ячмінь. За кліматичними даними середній валовий збір зерна озимого ячменю може становити 2,52 млн. т, мінімальний – знижуватись до 0,76 млн. т, а максимальний – підвищуватись до 4,28 млн. т (табл. 5.51).

При зміні кліматичних умов за сценарієм середній валовий збір зерна озимого ячменю може досягати 4,48 млн. т, мінімальний – 2,73 млн. т, а максимальний – 6,24 млн. т (табл. 5.52). По відношенню до середніх кліматичних умов можна очікувати зростання середнього валового збору зерна озимого ячменю в цілому по Україні до 178 %.

Яра пшениця. За кліматичними даними середній валовий збір зерна ярої пшениці становитиме 0,66 млн. т, мінімальний – знижуватись до 0,38 млн. т, а максимальний – збільшуватись до 0,93 млн. т (табл. 5.53).

При зміні кліматичних умов за сценарієм середній валовий збір зерна ярої пшениці може становити 0,97 млн. т, мінімальний – складати 0,69 млн. т, а максимальний – 1,23 млн. т (табл. 5.54). По відношенню до середніх кліматичних умов можна очікувати зростання середнього валового збору зерна ярої пшениці в цілому по Україні до 147 %.

Ярий ячмінь. За кліматичними даними середній валовий збір зерна ярого ячменю може складати 7,59 млн. т, мінімальний – знижуватись до 3,64 млн. т, а максимальний – підвищуватись до 11,55 млн. т (табл. 5.55).

При зміні кліматичних умов за сценарієм середній валовий збір зерна ярого ячменю може складати 11,39 млн. т, мінімальний – 7,44 млн. т, а максимальний – 15,35 млн. т (табл. 5.56). По відношенню до середніх кліматичних умов можна очікувати зростання середнього валового збору зерна ярого ячменю в цілому по Україні до 150 %.

Овес. За кліматичними даними середній валовий збір зерна вівса може складати 0,72 млн. т, мінімальний – знижуватись до 0,46 млн. т, а максимальний – підвищуватись до 0,97 млн. т (табл. 5.57).

При зміні кліматичних умов за сценарієм середній валовий збір зерна вівса може складати 1,07 млн. т, мінімальний – 0,81 млн. т, а максимальний – 1,32 млн. т (табл. 5.58). По відношенню до середніх кліматичних умов можна очікувати зростання середнього валового збору зерна вівса в цілому по Україні до 149 %.

Горох. За кліматичними даними середній валовий збір зерна гороху може складати 0,60 млн. т, мінімальний – знижуватись до 0,21 млн. т, а максимальний – підвищуватись до 0,97 млн. т (табл. 5.59).

При зміні кліматичних умов за сценарієм середній валовий збір зерна гороху може складати 0,77 млн. т, мінімальний – складати 0,38 млн. т, а максимальний – 1,16 млн. т (табл. 5.60). По відношенню до середніх кліматичних умов можна очікувати зростання середнього валового збору зерна гороху в цілому по Україні до 128 %.

5.4.2. Рекомендації щодо зміни структури посівних площ сільськогосподарських культур в Україні

Очікувані зміни глобального та регіонального клімату призведуть до значної зміни кліматичних ресурсів України, деякої зміни меж ґрунтово-кліматичних зон і, як наслідок цього, до суттєвої зміни агрокліматичних умов вирощування сільськогосподарських культур, які зумовлять зміну рівнів урожайності сільськогосподарських культур. Оскільки зернові

колосові та зернобобові культури є головними зерновими культурами України, то розміщення їх посівних площ в розрізі ґрунтово-кліматичних зон та окремих адміністративних областей склалося уже досить давно. Незважаючи на це, у зв'язку з можливими змінами агрокліматичних умов вирощування та коливаннями урожайності, питання яких детально розглянуті в розд. 5.1 і 5.2, виникає необхідність оптимізації структури посівних площ сільськогосподарських культур з врахуванням нових можливих умов клімату, яку можна виконати на основі методів лінійного програмування [2].

Запишемо математичну модель оптимізації структури посівних площ сільськогосподарських культур у зв'язку з можливими змінами клімату. Цільовою функцією оптимізації є отримання максимального валового збору зерна сільськогосподарських культур при можливій реалізації різноманітних сценаріїв:

$$\sum_{i=1}^{N} P_i x_i \to \max, \tag{5.72}$$

за таких граничних умов:

$$x_i^{\min} \le x_i \le x_i^{\max}, \tag{5.73}$$

та

$$\sum_{i=1}^{N} x_i \le S_{баз.}, \tag{5.74}$$

де N – номер області; x_i – посівна площа конкретної сільськогосподарської культури в i-й області; P_i – можлива урожайність конкретної сільськогосподарської культури при реалізації кліматичного сценарію; $x_i^{\min}, x_i^{\max}$ – мінімально або максимально можлива площа посівів конкретної сільськогосподарської культури в i-й області; $S_{баз}$ – загальна посівна площа конкретної сільськогосподарської культури в Україні, прийнята за базову.

Розглянемо складові цієї моделі.

Рівень можливої урожайності конкретної сільськогосподарської культури (P_i) в кожній області при реалізації кліматичного сценарію оцінено та наведено нами в розд. 5.3. За базову посівну площу ($S_{баз}$) прийнята загальна посівна площа конкретної сільськогосподарської культури в Україні на рівні 2009 року. При прийнятті граничних умов (обмежень) ми виходили із таких міркувань: на підставі аналізу динаміки посівних площ конкретної сільськогосподарської культури по областях України за 1996–2009 рр. для кожної області були знайдені мінімальні та максимальні посівні площі, які приймались нами відповідно як нижня та верхня ($x_i^{\min}, x_i^{\max}$) граничні умови. Вони приймаються нами як мінімально

або максимально можлива площа конкретної сільськогосподарської культури в *i*-й області.

Розглянемо результати оптимізації структури посівних площ конкретних сільськогосподарських культур у зв'язку з можливими змінами клімату (табл. 5.61–5.67), яка спрямована на одержання максимального валового збору зерна сільськогосподарських культур при можливій реалізації кліматичних сценаріїв.

Озима пшениця

Полісся. При умові реалізації кліматичного сценарію необхідно по відношенню до сучасної площі (табл. 5.61), зменшити посівні площі озимої пшениці в Рівненській (до 0,54), Житомирській (до 0,47) та Чернігівській областях (до 0,44), але збільшити їх у Волинській області до 1,04. По відношенню до загальної посівної площі озимої пшениці в Україні це складатиме відповідно 0,009; 0,007; 0,010 для Рівненської, Житомирської та Чернігівської областей та 0,020 для Волинської області. В абсолютних величинах розміри посівної площі сільськогосподарських культур становитимуть: в Рівненській, Житомирській та Чернігівській областях 48–64 тис.га, в Волинській області 127 тис.га.

Лісостеп. Реалізація кліматичного сценарію викличе необхідність розширення посівних площ озимої пшениці в переважній більшості областей Лісостепу по відношенню до сучасної площі , абсолютні розміри якої наведені в табл. 5.62. Посівні площі повинні збільшитись в Хмельницькій, Вінницькій, Київській, Черкаській, Полтавській, Харківській областях до 1,03–1,42 від сучасної посівної площі. У Тернопільській області посівні площі практично можуть залишитись на сучасному рівні, а в Львівській та Сумській областях вони повинні зменшитись: менше у Львівській області (до 0,77) і більше у Сумській (до 0,277) від сучасної площі. По відношенню до загальної посівної площі озимої в Україні це складатиме 0,010–0,016 для Львівської та Сумської областей, 0,029–0,040 для Тернопільської, Київської, Черкаської областей, 0,043 для Хмельницької області та 0,055-0,073 для Вінницької, Полтавської та Харківської областей. В абсолютних величинах розміри посівної площі озимої пшениці становитимуть: в Львівській та Сумській області 62–103 тис. га, в Тернопільській області 189 тис. га, в Хмельницькій, Київській, Черкаській областях 250–279 тис. га, у Вінницькій, Полтавській та Харківській областях 355–471 тис. га.

Степ. За умови реалізації кліматичного сценарію необхідно деяке зменшення посівних площ озимої пшениці в АР Крим (до 0,96) по відношенню до сучасної площі. Значно на більшу величину вони повинні зменшитись в Донецькій та Луганській областях до 0,20–0,26 від сучасної посівної площі.

Таблиця 5.61. Оцінка структури посівних площ озимої пшениці в зв'язку з можливими змінами клімату

Ґрунтово-кліматична зона, область	Посівна площа озимої пшениці на рівні 2009 р.		Граничні розміри посівної площі, тис. Га		Оптимальна посівна площа озимої пшениці за кліматичним сценарієм		
	тис. га	по відношенню до загальної площі оз. пшениці в Україні	мініма-льні	Максим альні	тис. га	по відношенню до	
						сучасної посівної площі оз пшениці в області	загальної посівної площі оз. пшениці в Україні
Полісся							
Волинська	122,2	0,019	91,7	126,9	126,9	1,038	0,020
Рівненська	101,7	0,016	55,4	111,1	55,4	0,545	0,009
Житомирська	102,7	0,016	48,2	176,7	48,2	0,469	0,007
Чернігівська	147,0	0,023	64,1	187,9	64,1	0,436	0,010
Лісостеп							
Львівська	133,2	0,021	102,8	146,0	102,8	0,772	0,016
Тернопільська	189,3	0,029	90,5	189,3	189,3	1,000	0,029
Хмельницька	196,3	0,031	116,8	278,9	278,9	1,421	0,043
Вінницька	338,0	0,053	110,8	363,3	363,3	1,075	0,057
Київська	221,0	0,034	22,2	261,3	250,3	1,133	0,039
Сумська	225,0	0,035	62,3	225,0	62,3	0,277	0,010
Черкаська	230,6	0,036	30,2	257,5	257,5	1,117	0,040
Полтавська	318,8	0,050	33,1	354,7	354,7	1,113	0,055
Харківська	459,1	0,071	117,5	470,9	470,9	1,026	0,073
Степ							
Кіровоградська	294,5	0,046	38,7	364,8	364,8	1,239	0,057
Дніпропетров-ська	461,7	0,072	123,0	506,0	506,0	1,072	0,077
Донецька	387,4	0,060	101,8	390,2	101,8	0,263	0,016
Луганська	302,7	0,047	61,9	302,7	61,9	0,204	0,010
Одеська	449,8	0,070	126,9	591,6	591,6	1,315	0,092
Миколаївська	362,1	0,056	21,1	563,8	563,8	1,557	0,088
Запорізька	485,4	0,076	122,0	512,1	512,1	1,055	0,080
Херсонська	408,0	0,063	147,4	622,7	622,7	1,526	0,097
АР Крим	385,1	0,060	237,0	385,1	385,1	0,965	0,058
Закарпаття та Прикарпаття							
Закарпатська	29,4	0,005	11,9	29,7	11,9	0,405	0,002
Івано-Франківська	43,4	0,007	25,0	54,6	25,0	0,576	0,004
Чернівецька	35,1	0,005	27,3	58,4	58,4	1,664	0,009
По Україні	**6429,5**		**1989,6**	**7531,2**	**6429,7**		
Валовий збір зерна, млн. т	**20,04**				**25,06**		

У Дніпропетровській та Запорізькій областях посівні площі можуть розширитись до 1,06–1,07, у Кіровоградській та Одеській областях до 1,24–1,32, у Миколаївській та Херсонській до 1,53–1,56. По відношенню до загальної посівної площі озимої пшениці в Україні це складатиме 0,010-0,016 для Донецької та Луганської областей, 0,057–0,58 для Кіровоградської області та АР Крим, 0,077–0,088 для Дніпропетровської, Запорізької та Миколаївської областей, 0,097 для Херсонської області. В абсолютних величинах розміри посівної площі озимої пшениці становитимуть: в Донецькій та Луганській областях 62–102 тис. га, в Кіровоградській області та АР Крим до 365–385 тис. га, а в Дніпропетровській, Одеській, Миколаївській, Запорізькій та Херсонській областях 506–512 тис. га.

Закарпаття та Прикарпаття. За умови реалізації кліматичного сценарію необхідно по відношенню до сучасної площі збільшити посівні площі озимої пшениці в Чернівецькій області (до 1,66), але зменшити їх в Івано-Франківській (до 0,576) та Закарпатській (до 0,40) областях. По відношенню до загальної посівної площі озимої в Україні це складатиме 0,002 для Закарпатської області та відповідно 0,009 і 0,004 для Івано-Франківської та Чернівецької областей. В абсолютних величинах розміри посівної площі озимої пшениці порівняно незначні і становитимуть: 12 тис. га в Закарпатській області, 25 тис. га в Івано-Франківській області, а в Чернівецькій області 58 тис. га.

Валовий збір зерна озимої пшениці в Україні в 2009 році становив 20,04 млн. т. При збереженні посівних площ озимої пшениці на рівні 2009 року та середній багаторічній урожайності валовий збір зерна озимої пшениці буде складати 17,17 млн. т. При оптимізації структури посівних площ на рівні адміністративних областей та їх зміні з урахуванням можливих змін клімату валовий збір зерна озимої пшениці в Україні буде в середньому становити 25,06 млн. т.

Озиме жито

Полісся. При умові реалізації кліматичного сценарію необхідно по відношенню до сучасної площі (табл. 5.62), зменшити посівні площі озимого жита в Рівненській (до 0,96), Житомирській (до 0,74) та Чернігівській областях (до 0,67). У Волинській області слід залишити посівні площі озимого жита на сучасному рівні. По відношенню до загальної посівної площі озимого жита в Україні це складатиме відповідно 0,068; 0,113; 0,153 для Рівненської, Житомирської та Чернігівської областей та 0,073 для Волинської області. В абсолютних величинах розміри посівної площі озимого жита становитимуть: у Волинській, Рівненській та Житомирській областях 31–52 тис. га, у Чернігівській області 70,5 тис. га.

Лісостеп. Реалізація кліматичного сценарію зумовить необхідність суттєвого розширення посівних площ озимого жита у Вінницькій, Черкаській (до 1,56–1,58), а особливо в Полтавській та Харківській (до 2,40–2,66) областях по відношенню до сучасної площі.

Таблиця 5.62. Оцінка структури посівних площ озимого жита в зв'язку з можливими змінами клімату

Ґрунтово-кліматична зона, область	Посівна площа озимого жита на рівні 2009 р.		Граничні розміри посівної площі, тис. га		Оптимальна посівна площа озимого жита за кліматичним сценарієм		
	тис. га	по відношенню до загальної площі оз. жита в Україні	мінімальні	максимальні	тис. га	по відношенню до	
						сучасної посівної площі оз. жита в області	загальної посівної площі оз. жита в Україні
Полісся							
Волинська	33,7	0,073	33,7	82,4	33,7	1,000	0,073
Рівненська	32,5	0,071	31,1	61,6	31,1	0,957	0,068
Житомирська	69,7	0,151	51,8	95,8	51,8	0,743	0,113
Чернігівська	105,2	0,229	70,5	147,4	70,5	0,670	0,153
Лісостеп							
Львівська	13,1	0,028	12,0	28,8	12,0	0,916	0,026
Тернопільська	6,9	0,015	6,0	14,8	6,0	0,870	0,013
Хмельницька	20,2	0,044	10,1	28,7	10,1	0,500	0,022
Вінницька	14,6	0,032	6,0	27,2	23,1	1,582	0,050
Київська	24,7	0,054	19,0	46,6	6,0	0,243	0,013
Сумська	43,8	0,095	22,2	55,2	22,2	0,507	0,048
Черкаська	12,6	0,027	6,1	19,7	19,7	1,563	0,043
Полтавська	18,5	0,040	14,1	49,3	49,3	2,665	0,107
Харківська	12,9	0,028	5,0	31,0	31,0	2,403	0,067
Степ							
Кіровоградська	6,3	0,014	2,9	30,5	30,5	4,841	0,066
Дніпропетровська	7,4	0,016	3,8	40,7	40,7	5,500	0,088
Донецька	4,1	0,009	2,9	26,4	2,9	0,707	0,006
Луганська	12,5	0,027	7,4	47,8	7,4	0,592	0,016
Одеська	3,8	0,008	2,2	12,9	2,2	0,579	0,005
Миколаївська	2,5	0,005	1,3	19,6	1,3	0,520	0,003
Запорізька	3,0	0,007	2,4	19,3	2,4	0,800	0,005
Херсонська	6,6	0,014	3,4	24,8	3,4	0,515	0,007
АР Крим	0,3	0,001	0,3	5,0	0,3	1,000	0,001
Закарпаття та Прикарпаття							
Закарпатська	0,5	0,001	0,2	2,4	0,2	0,400	0,000
Івано-Франківська	4,2	0,009	3,8	10,5	3,8	0,905	0,008
Чернівецька	1,0	0,002	1,0	3,6	1,0	1,000	0,002
По Україні	**460,2**		**319,2**	**932,0**	**460,2**		
Валовий збір зерна, млн т	**0,52**				**1,27**		

У Львівській та Тернопільській областях посівні площі дещо зменшаться відносно сучасного рівня (до 0,87–0,92). Майже вдвічі вони повинні зменшитись у Хмельницькій та Сумській областях (до 0,50–0,51). Ще суттєвіше посівні площі озимого жита мають зменшитись у Київській області (до 0,24 від сучасної площі). По відношенню до загальної посівної площі озимого жита в Україні це складатиме 0,013–0,026 для Львівської, Тернопільської, Хмельницької та Київської областей, 0,043–0,050 для Вінницької, Сумської та Черкаської областей, 0,067 для Харківської області та 0,107 для Полтавської області. В абсолютних величинах розміри посівної площі озимого жита становитимуть: у Львівській, Тернопільській, Хмельницькій, Київській області 6–12 тис. га, у Вінницькій, Сумській та Черкаській областях 20–23 тис. га, у Полтавській області 49 тис. га.

Степ. За умови реалізації кліматичного сценарію посівна площа озимого жита повинна зрости майже в 5 раз у Кіровоградській та Дніпропетровській областях, а в АР Крим вона залишиться на сучасному рівні. У Донецькій та Запорізькій областях вона зменшиться до 0,71–0,80 від сучасної площі, а у Луганській, Одеській, Миколаївській та Херсонській областях до 0,52–0,59 від сучасної посівної площі. По відношенню до загальної посівної площі озимого жита в Україні це складатиме 0,001–0,006 для Донецької, Одеської, Миколаївської, Запорізької, Херсонської областей та АР Крим, 0,016 – для Луганської області, 0,066–0,088 для Кіровоградської та Дніпропетровської областей. В абсолютних величинах розміри посівної площі озимого жита становитимуть: в АР Крим 0,3 тис. га, у Донецькій, Одеській, Миколаївській, Запорізькій та Херсонській областях 1,3–3,4 тис. га, у Луганській області 7,4 тис. га, у Кіровоградській області та Дніпропетровській областях 30–41 тис. га.

Закарпаття та Прикарпаття. За умови реалізації кліматичного сценарію по відношенню до сучасної площі озимого жита в Чернівецькій області залишаться на сучасному рівні. Дещо зменшаться вони у Івано-Франківській області (до 0,90) та суттєво зменшаться у Закарпатській області (до 0,40) порівняно з сучасним рівнем. По відношенню до загальної посівної площі озимого жита в Україні це складатиме 0,0004 для Закарпатської області та відповідно 0,008 і 0,002 для Івано-Франківської та Чернівецької областей. В абсолютних величинах розміри посівної площі озимого жита порівняно незначні і становитимуть: в Закарпатській 0,2 тис. га, в Івано-Франківській 3,8 тис. га, а в Чернівецькій областях – 1,0 тис. га.

Валовий збір зерна озимого жита в 2009 році становив 0,952 млн. т. При збереженні посівних площ озимого жита на рівні 2009 р. та середній багаторічній урожайності валовий збір зерна озимого жита буде складати 0,840 млн. т. При оптимізації структури посівних площ на рівні

адміністративних областей з урахуванням можливих змін клімату валовий збір зерна озимого жита в Україні буде в середньому складати 1,27 млн. т.

Озимий ячмінь

Полісся. При умові реалізації кліматичного сценарію необхідно по відношенню до сучасної площі (табл. 5.63), значно зменшити посівні площі озимого ячменю у Житомирській області (до 0,15). У Чернігівській та Рівненській областях посівні площі озимого ячменю залишаться на сучасному рівні. У Волинській області посівні площі озимого ячменю збільшаться вдвічі порівняно з сучасним рівнем. По відношенню до загальної посівної площі озимого ячменю в Україні це складатиме 0,0003 у Волинській та Житомирській областях, 0,001–0,003 для Рівненської та Чернігівської областей. В абсолютних величинах розміри посівної площі озимого ячменю становитимуть: у Волинській та Житомирській областях 0,4 тис. га, у Чернігівській області 1,3 тис. га, а у Рівненській області 3,3 тис. га.

Лісостеп. Реалізація кліматичного сценарію викличе необхідність збереження посівних площ озимого ячменю у всіх областях Лісостепу на сучасному рівні. По відношенню до загальної посівної площі озимого ячменю в Україні це складатиме 0,0002 для Сумської області, 0,004–0,006 для Львівської, Тернопільської, Київської областей, 0,008–0,018 для Хмельницької, Черкаської, Полтавської та Харківської областей, 0,038 для Вінницької області. В абсолютних величинах розміри посівної площі озимого ячменю становитимуть: у Сумській області 0,3 тис. га, у Львівській, Тернопільській, Київській, Харківській областях 5–10 тис. га, у Хмельницькій та Полтавській областях 14–15 тис. га, у Черкаській області 24 тис. га, у Вінницькій області 50 тис. га.

Степ. За умови реалізації кліматичного сценарію посівна площа озимого ячменю у всіх областях Степу залишиться на сучасному рівні. По відношенню до загальної посівної площі озимого ячменю в Україні це складатиме: 0,009-0,010 для Донецької та Луганської областей; 0,054–0,076 для Кіровоградської, Дніпропетровської, Запорізької та Херсонської областей; 0,142 для АР Крим та 0,216–0,262 для Одеської та Миколаївської областей. В абсолютних величинах розміри посівної площі озимого ячменю становитимуть: у Донецькій та Луганській областях 12–13 тис. га, у Кіровоградській, Дніпропетровській, Запорізькій та Херсонській областях 71–99 тис. га, у АР Крим 186 тис. га, у Одеській та Миколаївській областях 277–342 тис. га.

Закарпаття та Прикарпаття. За умови реалізації кліматичного сценарію по відношенню до сучасної площі озимого ячменю збільшаться в Прикарпатті та Закарпатті: у Закарпатській та Івано-Франківській області до 1,04–1,11 від сучасного рівня. У Чернівецькій області вони складатимуть 1,26 порівняно з сучасним рівнем.

По відношенню до загальної посівної площі озимого ячменю в Україні це складатиме 0,005 для Закарпатської, Чернівецької областей та 0,002 для Івано-Франківської області. В абсолютних величинах розміри посівної площі озимого ячменю порівняно незначні і становитимуть: у Івано-Франківській області 2,5 тис. га, а в Закарпатській та Чернівецькій області 6,8 тис. га.

Таблиця 5.63. Оцінка структури посівних площ озимого ячменю в зв'язку з можливими змінами клімату

Ґрунтово-кліматична зона, область	Посівна площа озимого ячменю на рівні 2009 р.		Граничні розміри посівної площі, тис. га		Оптимальна посівна площа озимого ячменю за кліматичним сценарієм		
	тис. га	по відношенню до загальної площі оз. ячменю в Україні	мінімальні	максимальні	тис. га	по відношенню до сучасної посівної площі оз ячменю в області	по відношенню до загальної посівної площі оз. ячменю в Україні
Полісся							
Волинська	0,2	0,000	0,1	0,4	0,4	2,000	0,0003
Рівненська	3,3	0,003	0,1	3,3	3,3	1,000	0,003
Житомирська	3,0	0,002	0,1	3,0	0,4	0,146	0,0003
Чернігівська	1,3	0,001	0,0	1,3	1,3	1,000	0,001
Лісостеп							
Львівська	4,7	0,004	1,9	4,7	4,7	1,000	0,004
Тернопільська	7,7	0,006	0,5	7,7	7,7	1,000	0,006
Хмельницька	14,4	0,011	1,1	14,4	14,4	1,000	0,011
Вінницька	50,0	0,038	1,7	50,0	50,0	1,000	0,038
Київська	8,0	0,006	0,1	8,0	8,0	1,000	0,006
Сумська	0,3	0,000	0,0	0,3	0,3	1,000	0,0002
Черкаська	23,9	0,018	0,1	23,9	23,9	1,000	0,018
Полтавська	14,8	0,011	0,1	14,8	14,8	1,000	0,011
Харківська	9,8	0,008	0,1	9,8	9,8	1,000	0,008
Степ							
Кіровоградська	99,2	0,076	0,1	99,2	99,2	1,000	0,076
Дніпропетровська	78,8	0,060	0,1	78,8	78,8	1,000	0,060
Донецька	12,7	0,010	0,2	12,7	12,7	1,000	0,010
Луганська	11,9	0,009	0,2	11,9	11,9	1,000	0,009
Одеська	342,1	0,262	2,4	342,1	342,1	1,000	0,262
Миколаївська	276,7	0,212	0,1	276,7	276,7	1,000	0,212
Запорізька	70,7	0,054	0,3	70,7	70,7	1,000	0,054
Херсонська	72,7	0,056	0,1	72,7	72,7	1,000	0,056
АР Крим	185,8	0,142	78,6	185,8	185,8	1,000	0,142
Закарпаття та Прикарпаття							
Закарпатська	6,1	0,005	3,5	8,1	6,8	1,108	0,005
Ів.-Франківська	2,4	0,002	0,8	2,7	2,503	1,043	0,002
Чернівецька	5,4	0,004	2,1	6,8	6,8	1,259	0,005
По Україні	**1305,7**		**94,4**	**1309,8**	**1305,7**		
Валовий збір зерна, млн.. т	**3,62**				**4,49**		

Валовий збір зерна озимого ячменю в Україні в 2009 р. становив 3,62 млн. т. При збереженні посівних площ озимого ячменю на рівні 2009 року та середній багаторічній урожайності валовий збір зерна озимого ячменю буде складати 2,52 млн. т. При оптимізації структури посівних площ на рівні адміністративних областей та їх зміні з урахуванням можливих змін клімату валовий збір зерна озимого ячменю в Україні буде в середньому складати 4,49 млн. т.

Яра пшениця

Полісся. При умові реалізації кліматичного сценарію необхідно по відношенню до сучасної площі (табл. 5.64) значно зменшити посівні площі ярої пшениці у Житомирській області (до 0,14), дещо меншим буде зменшення у Чернігівській області (до 0,76). У Волинській та Рівненській області посівні площі ярої пшениці збільшаться до 1,34–1,70 порівняно з сучасним рівнем. По відношенню до загальної посівної площі ярої пшениці в Україні це складатиме 0,008 у Житомирській області, 0,050–0,059 для Рівненської та Чернігівської областей, 0,074 для Волинської області. В абсолютних величинах розміри посівної площі ярої пшениці становитимуть: у Житомирській області 2,5 тис. га, у Рівненській та Чернігівській областях 16–19 тис. га, у Волинській області 24 тис. га.

Лісостеп. Реалізація кліматичного сценарію по відношенню до сучасної посівної площі ярої пшениці викличе необхідність суттєвого скорочення посівних площ у Київській та Полтавській областях (до 0,19–0,24), дещо меншого скорочення у Сумській та Харківській областях (до 0,59–0,72). У Львівській, Тернопільській, Хмельницькій, Вінницькій областях посівні площі ярої пшениці збільшаться до 1,23–1,75. У Черкаській області це збільшення складатиме 2,63 від сучасного рівня. По відношенню до загальної посівної площі ярої пшениці в Україні це складатиме 0,014–0,032 для Київської, Сумської областей; 0,087–0,089 для Хмельницької та Черкаської областей; 0,118–0,157 для Львівської та Вінницької областей; 0,184 для Тернопільської області. В абсолютних величинах розміри посівної площі ярої пшениці становитимуть: у Полтавській, Харківській, Київській, Сумській областях 4,4–10,5 тис. га, у Львівській, Хмельницькій, Черкаській областях 28,1–38,2 тис. га, у Хмельницькій та Полтавській областях 14–15 тис. га, у Тернопільській та Вінницькій областях 51–60 тис. га.

Степ. За умови реалізації кліматичного сценарію посівна площа ярої пшениці у Дніпропетровській, Донецькій, Луганській, Одеській областях та в АР Крим зменшиться майже вдвічі порівняно з сучасним рівнем.

У Запорізькій та Херсонській областях це скорочення посівних площ буде дещо меншим (до 0,80). У Кіровоградській та Миколаївській областях посівна площа ярої пшениці залишиться на сучасному рівні.

Таблиця 5.64. Оцінка структури посівних площ ярої пшениці в зв'язку з можливими змінами клімату

Ґрунтово-кліматична зона, область	Посівна площа ярої пшениці на рівні 2009 р.		Граничні умови посівної площі, тис. га		Оптимальна посівна площа ярої пшениці за кліматичним сценарієм		
	тис. га	по відношенню до загальної площі ярої пшениці в Україні	мінімальні	максимальні	тис. га	по відношенню до сучасної посівної площі яр. пшениці в області	по відношенню до загальної посівної площі ярої пшениці в Україні
Полісся							
Волинська	14,1	0,044	3,9	23,9	23,9	1,695	0,074
Рівненська	14,2	0,044	2,5	19,1	19,1	1,345	0,059
Житомирська	17,5	0,054	2,5	21,6	2,5	0,143	0,008
Чернігівська	21,6	0,067	16,3	33,3	16,3	0,755	0,050
Лісостеп							
Львівська	22,6	0,070	16,2	38,2	38,2	1,690	0,118
Тернопільська	48,3	0,149	5,0	59,6	59,6	1,234	0,184
Хмельницька	18,8	0,058	2,3	28,1	28,1	1,495	0,087
Вінницька	29,1	0,090	9,9	50,9	50,9	1,749	0,157
Київська	42,0	0,130	8,5	93,0	9,9	0,236	0,031
Сумська	17,7	0,055	10,5	33,6	10,5	0,593	0,032
Черкаська	10,9	0,034	2,6	32,2	28,7	2,633	0,089
Полтавська	23,2	0,072	4,4	27,3	4,4	0,190	0,014
Харківська	6,9	0,021	4,0	16,5	5,0	0,725	0,015
Степ							
Кіровоградська	3,7	0,011	3,7	15,5	3,7	1,000	0,011
Дніпропетровська	5,4	0,012	2,2	19,7	2,2	0,407	0,007
Донецька	2,6	0,008	1,3	4,2	1,3	0,500	0,004
Луганська	1,0	0,003	0,5	5,5	0,5	0,500	0,002
Одеська	1,7	0,005	1,0	9,0	1,0	0,588	0,003
Миколаївська	0,8	0,002	0,8	7,1	0,8	1,000	0,002
Запорізька	3,5	0,011	2,8	10,6	2,8	0,800	0,009
Херсонська	2,0	0,006	1,6	5,1	1,6	0,800	0,005
АР Крим	0,4	0,001	0,2	2,5	0,2	0,500	0,001
Закарпаття та Прикарпаття							
Закарпатська	2,7	0,008	0,2	5,7	0,2	0,074	0,001
Івано-Франківська	9,8	0,030	7,2	13,2	7,2	0,735	0,022
Чернівецька	2,9	0,009	0,2	7,4	7,4	2,552	0,023
По Україні	**323,2**		**110,3**	**582,8**	**323,3**		
Валовий збір зерна, млн.. т	**0,85**				**1,00**		

По відношенню до загальної посівної площі ярої пшениці в Україні це складатиме: 0,001-0,005 для Донецької, Луганської, Одеської, Миколаївської, Херсонської областей та для АР Крим, 0,007–0,011 для Кіровоградської, Дніпропетровської та Запорізької областей. В абсолютних величинах розміри посівної площі ярої пшениці становитимуть: у Луганській, Одеській, Миколаївській областях та в АР Крим 0,2–1,0 тис. га, у Донецькій та Херсонській областях 1,3–1,6 тис. га., у Кіровоградській, Дніпропетровській та Запорізькій обл. 2,2–3,7 тис. га.

Закарпаття та Прикарпаття.

За умови реалізації кліматичного сценарію по відношенню до сучасної площі ярої пшениці збільшаться у Чернівецькій області до 2,55 від сучасного рівня. У Івано-Франківській області вона зменшиться до 0,74 від сучасного рівня, а у Закарпатській області до 0,074 від сучасного.

По відношенню до загальної посівної площі ярої пшениці в Україні це складатиме 0,001 для Закарпатської області та 0,022–0,023 для Чернівецької та Івано-Франківської областей. В абсолютних величинах розміри посівної площі ярої пшениці порівняно незначні і становитимуть: у Івано-Франківській та Чернівецькій області 7,2–7,4 тис. га, а в Закарпатській області 0,2 тис. га.

Валовий збір зерна ярої пшениці в Україні в 2009 р. становив 0,85 млн. т. При збереженні посівних площ ярої пшениці на рівні 2009 р. та середній багаторічній урожайності валовий збір зерна ярої пшениці буде складати 0,66 млн. т. При оптимізації структури посівних площ на рівні адміністративних областей та їх зміні з урахуванням можливих змін клімату валовий збір зерна ярої пшениці в Україні в середньому складатиме 1,0 млн. т.

Ярий ячмінь

Полісся. За умови реалізації кліматичного сценарію необхідно по відношенню до сучасної площі (табл. 5.65) зменшити посівні площі ярого ячменю у Житомирській та Чернігівській областях (до 0,77–0,88). У Волинській та Рівненській областях посівні площі ярого ячменю збільшаться до 1,56–2,12 порівняно з сучасним рівнем. По відношенню до загальної посівної площі ярого ячменю в Україні це складатиме 0,016–0,018 у Житомирській та Волинській областях, 0,020–0,022 для Рівненської та Чернігівської областей. В абсолютних величинах розміри посівної площі ярого ячменю становитимуть: у Житомирській області 59,4 тис. га, у Рівненській та Чернігівській областях 73–81 тис. га, у Волинській області 68 тис. га.

Лісостеп. Реалізація кліматичного сценарію викличе по відношенню до сучасної посівної площі ярого ячменю необхідність скорочення посівних площ у Сумській та Полтавській областях (до 0,58–0,80), більш суттєвого скорочення у Харківській області (до 0,34).

Таблиця 5.65. Оцінка структури посівних площ ярого ячменю в зв'язку з можливими змінами клімату

Ґрунтово-кліматична зона, область	Посівна площа ярого ячменю на рівні 2009 р.		Граничні розміри посівної площі, тис. Га		Оптимальна посівна площа ярого ячменю за кліматичним сценарієм		
	тис. га	по відношенню до загальної площі ярого ячменю в Україні	мініма-льні	макси-мальні	тис. га	по відношенню до	
						сучасної посівної площі ярого ячменю в області	загальної посівної площі ярого ячменю в Україні
Полісся							
Волинська	32,2	0,009	31,3	68,1	68,1	2,115	0,018
Рівненська	52,1	0,014	47,2	81,4	81,4	1,562	0,022
Житомирська	77,0	0,021	59,4	119,3	59,4	0,771	0,016
Чернігівська	83,0	0,023	73,1	141,4	73,1	0,881	0,020
Лісостеп							
Львівська	35,5	0,010	27,9	83,7	83,7	2,358	0,023
Тернопільська	124,6	0,034	96,9	144,5	144,5	1,160	0,039
Хмельницька	156,4	0,042	132,1	181,5	181,5	1,160	0,049
Вінницька	215,3	0,058	169,9	248,8	248,8	1,156	0,067
Київська	159,7	0,043	95,7	204,5	204,5	1,281	0,055
Сумська	158,5	0,043	126,6	198,8	126,6	0,799	0,034
Черкаська	191,0	0,052	96,4	240,1	240,1	1,257	0,065
Полтавська	287,7	0,078	167,0	326,4	167,0	0,580	0,045
Харківська	288,2	0,078	155,1	344,5	96,9	0,336	0,026
Степ							
Кіровоградська	275,5	0,075	141,3	385,7	385,7	1,400	0,105
Дніпропетровська	309,7	0,084	204,7	418,7	418,7	1,352	0,114
Донецька	199,9	0,054	187,4	348,7	242,4	1,213	0,066
Луганська	100,6	0,027	87,7	162,0	87,7	0,872	0,024
Одеська	199,7	0,054	91,5	412,1	91,5	0,458	0,025
Миколаївська	184,4	0,050	112,4	350,1	112,4	0,610	0,030
Запорізька	237,9	0,065	206,2	347,4	347,4	1,460	0,094
Херсонська	202,7	0,055	113,0	251,7	113,0	0,557	0,031
АР Крим	74,3	0,021	64,2	120,9	64,2	0,864	0,017
Закарпаття та Прикарпаття							
Закарпатська	1,7	0,000	1,3	6,9	1,3	0,765	0,000
Івано-Франківська	22,1	0,006	16,7	42,9	16,7	0,756	0,005
Чернівецька	18,2	0,005	16,6	31,3	31,3	1,720	0,008
По Україні	**3687,9**		**2521,6**	**5261,4**	**3687,9**		
Валовий збір зерна, млн.. т	**8,21**				**11,73**		

У Тернопільській, Хмельницькій, Вінницькій, Київській, Черкаській областях посівні площі ярого ячменю збільшаться до 1,16–1,28. У Львівській області це збільшення складатиме 2,36 від сучасного рівня. По відношенню до загальної посівної площі ярого ячменю в Україні це складатиме 0,023–0,026 для Львівської та Харківської областей 0,034–0,045 для Сумської та Полтавської областей, 0,049–0,067 для Хмельницької, Вінницької, Київської та Черкаської областей. В абсолютних величинах розміри посівної площі ярого ячменю становитимуть: у Львівській, Тернопільській, Хмельницькій, Сумській, Полтавській та Харківській областях 84–182 тис. га, у Вінницькій, Київській, Черкаській областях 204–249 тис. га.

Степ. За умови реалізації кліматичного сценарію посівна площа ярого ячменю у Луганській, Одеській, Миколаївській, Херсонській областях та АР Крим зменшиться до 0,46–0,87 порівняно з сучасним рівнем. У Кіровоградській, Дніпропетровській, Донецькій, Запорізькій областях посівна площа ярого ячменю збільшиться до 1,21–1,46 від сучасного рівня. По відношенню до загальної посівної площі ярого ячменю в Україні це складатиме: 0,017–0,031 для Луганської, Одеської, Миколаївської Херсонської областей та для АР Крим; 0,066–0,094 для Донецької та Запорізької областей; 0,105–0,114 для Кіровоградської та Дніпропетровської областей. В абсолютних величинах розміри посівної площі ярого ячменю становитимуть: у Луганській, Одеській, Миколаївській, Херсонській областях та в АР Крим 64–113 тис. га, у Донецькій області 242 тис. га, у Кіровоградській, Дніпропетровській та Запорізькій областях 347–419 тис. га.

Закарпаття та Прикарпаття.

За умови реалізації кліматичного сценарію по відношенню до сучасної площі ярого ячменю збільшаться у Чернівецькій області до 1,72 від сучасного рівня. У Івано-Франківській та Закарпатській областях вона зменшиться 0,76 від сучасного рівня. По відношенню до загальної посівної площі ярого ячменю в Україні це складатиме 0,0001 для Закарпатської області та 0,005-0,008 для Чернівецької та Івано-Франківської областей. В абсолютних величинах розміри посівної площі ярого ячменю порівняно незначні і становитимуть: у Івано-Франківській та Чернівецькій областях 17–31 тис. га, а в Закарпатській області 1,3 тис. га.

Валовий збір зерна ярого ячменю в Україні в 2009 році становив 8,21 млн. т. При збереженні посівних площ ярого ячменю на рівні 2009 року та середній багаторічній урожайності валовий збір зерна ярого ячменю буде складати 7,59 млн. т. При оптимізації структури посівних площ на рівні адміністративних областей та їхній зміні з урахуванням можливих змін клімату валовий збір зерна ярого ячменю в Україні в середньому складатиме 11,73 млн. т.

Овес

Полісся. При умові реалізації кліматичного сценарію необхідно по відношенню до сучасної площі (табл. 5.66) зменшити посівні площі вівса майже у всіх областях Полісся: у Волинській області до 0,45 порівняно з сучасним рівнем, у Рівненській та Житомирській областях до 0,72–0,77, у Чернігівській області вона залишиться практично на сучасному рівні. По відношенню до загальної посівної площі вівса в Україні це складатиме 0,042–0,048 у Волинській та Рівненській областях, 0,091 у Житомирській області та 0,163 у Чернігівській. В абсолютних величинах розміри посівної площі вівса становитимуть: у Волинській та Рівненській 17–20 тис. га, у Житомирській області 38 тис. га, а у Чернігівській області 68 тис. га.

Лісостеп. Реалізація кліматичного сценарію по відношенню до сучасної посівної площі вівса викличе необхідність скорочення посівних площ у Львівській, Київській, Харківській областях (до 0,48–0,80), у Тернопільській області вона залишиться практично на сучасному рівні (до 0,94). У Хмельницькій, Сумській областях посівні площі вівса збільшаться до 1,27–1,28. У Вінницькій, Черкаській та Полтавській областях це збільшення складатиме 2,10–2,62 від сучасного рівня. По відношенню до загальної посівної площі вівса в Україні це складатиме 0,021–0,038 для Тернопільської, Київської, Черкаської, Харківської областей, 0,044–0,067 для Львівської, Хмельницької, Вінницької, Полтавської областей та 0,107 для Сумської області. В абсолютних величинах розміри посівної площі вівса становитимуть: у Львівській, Тернопільській, Вінницькій, Київській, Черкаській, Харківській областях 9–20 тис. га, у Хмельницькій і Полтавській 25–28 тис. га, у Сумській області 44 тис. га.

Степ. За умови реалізації кліматичного сценарію посівна площа вівса у Луганській, Одеській, Миколаївській, Херсонській областях та АР Крим зменшиться до 0,48-0,59 порівняно з сучасним рівнем. У Запорізькій області та АР Крим вона буде близька до сучасного рівня (0,90–1,0). У Дніпропетровській та Донецькій областях посівна площа вівса збільшиться до 1,86–2,14 від сучасного рівня, а у Кіровоградській області збільшення сягне до 3,54 від сучасного рівня. По відношенню до загальної посівної площі вівса в Україні це складатиме: 0,003–0,007 для Одеської, Миколаївської, Запорізької, Херсонської областей, для Донецької, Луганської областей та АР Крим вона становитиме 0,017–0,031, а для Кіровоградської та Дніпропетровської областей сягне рівня 0,045–0,069. В абсолютних величинах розміри посівної площі вівса становитимуть: в Одеській, Миколаївській, Запорізькій, Херсонській областях та в АР Крим 1,3–6,9 тис. га, у Донецькій та Луганській областях 10,8–12,8 тис. га, у Кіровоградській та Дніпропетровській областях 18,6–28,7 тис. га.

Таблиця 5.66. Оцінка структури посівних площ вівса в зв'язку з можливими змінами клімату

Ґрунтово-кліматична зона, область	Посівна площа вівса на рівні 2009 р.		Граничні розміри посівної площі, тис. га		Оптимальна посівна площа вівса за кліматичним сценарієм		
	тис. га	по відношенню до загальної площі вівса в Україні	мінімальні	максимальні	тис. га	по відношенню до	
						сучасної посівної площі вівса в області	загальної посівної площі вівса в Україні
Полісся							
Волинська	38,6	0,093	17,3	41,0	17,3	0,448	0,042
Рівненська	25,9	0,062	20,0	29,1	20,0	0,772	0,048
Житомирська	52,4	0,126	37,7	60,8	37,7	0,719	0,091
Чернігівська	69,2	0,166	67,8	97,2	67,8	0,980	0,163
Лісостеп							
Львівська	25,4	0,061	19,3	31,3	20,2	0,795	0,049
Тернопільська	9,6	0,023	9,0	17,2	9,0	0,938	0,022
Хмельницька	19,7	0,047	15,8	25,1	25,1	1,274	0,060
Вінницька	8,6	0,021	8,6	18,1	18,1	2,105	0,044
Київська	17,7	0,043	15,8	31,7	8,6	0,486	0,021
Сумська	34,6	0,083	28,9	44,3	44,3	1,280	0,107
Черкаська	6,0	0,014	4,7	15,6	15,6	2,600	0,038
Полтавська	10,6	0,026	9,9	27,8	27,8	2,623	0,067
Харківська	16,2	0,039	10,0	20,3	9,0	0,556	0,022
Степ							
Кіровоградська	8,1	0,020	3,7	28,7	28,7	3,543	0,069
Дніпропетровська	8,7	0,021	5,8	18,6	18,6	2,138	0,045
Донецька	5,8	0,014	5,8	10,8	10,8	1,862	0,026
Луганська	25,1	0,060	12,8	37,5	12,8	0,510	0,031
Одеська	5,4	0,013	2,6	26,2	2,6	0,481	0,006
Миколаївська	2,2	0,005	1,3	24,2	1,3	0,591	0,003
Запорізька	3,1	0,007	3,1	12,2	3,1	1,000	0,007
Херсонська	4,2	0,010	2,0	19,9	2,0	0,476	0,005
АР Крим	7,7	0,019	6,9	22,9	6,9	0,896	0,017
Закарпаття та Прикарпаття							
Закарпатська	2,3	0,006	2,3	7,6	2,3	1,000	0,006
Івано-Франківська	7,0	0,017	4,9	9,5	4,9	0,700	0,012
Чернівецька	1,7	0,004	1,7	4,3	4,3	2,529	0,010
По Україні	**415,7**		**317,7**	**681,9**	**415,8**		
Валовий збір зерна, млн. т	**0,73**				**1,12**		

Закарпаття та Прикарпаття.

За умови реалізації кліматичного сценарію по відношенню до сучасної площі вівса збільшаться у Чернівецькій області до 2,52 від сучасного рівня. У Закарпатській області площі вівса залишаться на сучасному рівні, а у Івано-Франківській області вони зменшаться до 0,70 від сучасного рівня. По відношенню до загальної посівної площі вівса в Україні це складатиме 0,006 для Закарпатської області та 0,010–0,012 для Чернівецької та Івано-Франківської областей. В абсолютних величинах розміри посівної площі вівса порівняно незначні і становитимуть: у Івано-Франківській та Чернівецькій областях 4,3–4,9 тис. га, а в Закарпатській області 2,3 тис. га.

Валовий збір зерна вівса в Україні в 2009 р. становив 0,73 млн. т. При збереженні посівних площ вівса на рівні 2009 р. та середній багаторічній урожайності валовий збір зерна вівса буде складати 0,72 млн. т. При оптимізації структури посівних площ на рівні адміністративних областей та їх зміні з урахуванням можливих змін клімату валовий збір зерна вівса в Україні в середньому становитиме 1,12 млн. т.

Горох

Полісся. При умові реалізації кліматичного сценарію необхідно по відношенню до сучасної площі (табл. 5.67), значно зменшити посівні площі гороху у всіх областях Полісся: у Волинській та Чернігівській областях до 0,059–0,062 порівняно з сучасним рівнем, у Рівненській та Житомирській областях до 0,170–0,267. По відношенню до загальної посівної площі гороху в Україні це складатиме 0,001–0,002 у Волинській та Рівненській областях, 0,004–0,005 у Житомирській та Чернігівській області. В абсолютних величинах розміри посівної площі гороху становитимуть: у Волинській та Рівненській 0,2–0,8 тис. га, а у Житомирській та Чернігівській областях 1,5–1,8 тис. га.

Лісостеп. Реалізація кліматичного сценарію по відношенню до сучасної посівної площі гороху викличе необхідність значного скорочення посівних площ у Львівській, Харківській областях (до 0,079–0,333), скорочення посівних площ у Тернопільській, Вінницькій, Київській областях (до 0,740–0,847). Посівні площі гороху залишаться практично на сучасному рівні у Сумській області (до 1,062). Значно збільшаться вони у Хмельницькій, Черкаській та Полтавській областях, це збільшення складатиме 3,424–4,9 від сучасного рівня. По відношенню до загальної посівної площі гороху в Україні це складатиме 0,001 для Львівської області, 0,022–0,063 для Тернопільської, Вінницької, Київської, Сумської, Харківської областей, 0,164–0,235 для Хмельницької, Черкаської та Полтавської областей. В абсолютних величинах розміри посівної площі гороху становитимуть: у Львівській області 0,3 тис. га, у Тернопільській, Вінницькій, Київській, Харківській областях 7,7–12,7 тис. га, у Сумській

області 22,3 тис. га, у Хмельницькій, Черкаській та Полтавській областях 58,2–83,3 тис. га.

Таблиця 5.67. Оцінка структури посівних площ гороху в зв'язку з можливими змінами клімату

Ґрунтово-кліматична зона, область	Посівна площа гороху на рівні 2009 р.		Граничні розміри посівної площі, тис. га		Оптимальна посівна площа гороху за кліматичним сценарієм		
	тис. га	по відношенню до загальної площі гороху в Україні	мінімальні	Максимальні	тис. га	по відношенню до	
						сучасної посівної площі гороху в області	загальної посівної площі гороху в Україні
Полісся							
Волинська	3,4	0,010	0,2	4,9	0,2	0,059	0,001
Рівненська	3,0	0,008	0,8	6,7	0,8	0,267	0,002
Житомирська	8,8	0,025	1,5	10,6	1,5	0,170	0,004
Чернігівська	28,8	0,081	1,8	28,8	1,8	0,062	0,005
Лісостеп							
Львівська	3,8	0,011	0,3	4,4	0,3	0,079	0,001
Тернопільська	10,4	0,029	7,7	31,2	7,7	0,740	0,022
Хмельницька	17,0	0,048	16,0	58,2	58,2	3,424	0,164
Вінницька	15,9	0,045	12,7	84,8	12,7	0,799	0,036
Київська	15,0	0,042	13,9	53,2	12,7	0,847	0,036
Сумська	21,0	0,059	11,7	49,0	22,3	1,062	0,063
Черкаська	20,9	0,059	14,1	78,0	78,0	3,732	0,220
Полтавська	17,0	0,048	14,3	83,3	83,3	4,9	0,235
Харківська	23,1	0,065	12,2	46,6	7,7	0,333	0,022
Степ							
Кіровоградська	19,4	0,055	10,1	38,7	10,1	0,521	0,028
Дніпропетровська	9,8	0,028	6,9	36,7	6,9	0,714	0,019
Донецька	8,0	0,023	6,3	15,5	6,3	0,788	0,018
Луганська	2,1	0,006	1,8	28,7	1,8	0,857	0,005
Одеська	80,9	0,228	22,4	80,9	22,4	0,277	0,063
Миколаївська	12,3	0,035	2,7	13,5	2,7	0,220	0,008
Запорізька	15,0	0,042	7,2	19,4	7,2	0,480	0,020
Херсонська	4,8	0,014	2,7	20,0	2,7	0,562	0,008
АР Крим	6,4	0,018	0,1	6,4	6,4	1,000	0,018
Закарпаття та Прикарпаття							
Закарпатська	2,1	0,006	0,1	2,2	0,1	0,048	0,000
Івано-Франківська	5,0	0,014	0,1	5,8	0,1	0,020	0,000
Чернівецька	1,0	0,003	0,4	8,2	8,2	8,2	0,023
По Україні	**354,9**		**168,0**	**815,7**	**355,0**		
Валовий збір зерна, млн. т	**0,76**				**0,83**		

Степ. За умови реалізації кліматичного сценарію посівна площа гороху в Одеській і Миколаївській областях зменшиться до 0,220–0,277 порівняно з сучасним рівнем, у Кіровоградській, Запорізькій та Херсонській областях зменшиться до 0,480–0,562 відносно сучасного рівня. Меншим буде скорочення посівних площ у Дніпропетровській, Донецькій та Луганській областях (до 0,714–0,857). По відношенню до загальної посівної площі гороху в Україні це складатиме: 0,005–0,008 для Луганської та Херсонської областей, 0,018–0,028 для Кіровоградської, Дніпропетровської, Донецької, Запорізької області та АР Крим, 0,063 для Одеської області. В абсолютних величинах розміри посівної площі гороху становитимуть: у Луганській, Миколаївській, Херсонській областях 1,8–2,7 тис. га, у Кіровоградській, Дніпропетровській, Донецькій, Запорізькій областях та АР Крим 6,3–10,1 тис. га, в Одеській області 22,4 тис. га.

Закарпаття та Прикарпаття.

За умови реалізації кліматичного сценарію по відношенню до сучасної площі гороху збільшаться у Чернівецькій області до 8,2 від сучасного рівня. У Закарпатській та Івано-Франківській областях посівна площа гороху зменшиться до 0,20–0,48 від сучасного рівня. По відношенню до загальної посівної площі гороху в Україні це складатиме 0,0003 для Закарпатської та Івано-Франківської областей та 0,023 для Чернівецької області. В абсолютних величинах розміри посівної площі гороху порівняно незначні і становитимуть: у Закарпатській та Івано-Франківській областях 0,1 тис. га, а в Чернівецькій області 8,2 тис. га.

Валовий збір зерна гороху в Україні в 2009 році становив 0,76 млн. т. При збереженні посівних площ гороху на рівні 2009 року та середній багаторічній урожайності валовий збір зерна гороху складатиме 0,60 млн. т. При оптимізації структури посівних площ на рівні адміністративних областей та їх зміні з урахуванням можливих змін клімату валовий збір зерна гороху в Україні буде в середньому становити 0,83 млн. т.

5.4.3. Рекомендації щодо врахування фактора зміни клімату в сфері виробництва зерна в Україні

Виробництво зерна озимих зернових та ранніх ярих культур, кукурудзи, гороху в Україні спирається на сприятливі ґрунтово-кліматичні умови, високоурожайні сорти та сучасну технологію вирощування культури.

1. На підставі оцінки агрокліматичних умов осінньої вегетації озимої пшениці при реалізації сценарію зміни клімату для кожної ґрунтово-кліматичної зони встановлено оптимальні строки сівби, що суттєво (до 40–50 днів) відрізняються від встановлених науково-дослідними установами.

Реалізація кліматичного сценарію *GFDL*-30 % призведе до того, що оптимальними строками сівби будуть такі строки: у Поліссі – третя декада вересня, у Лісостепу – третя декада вересня, у Північному Степу – друга декада жовтня, у Південному Степу – початок першої декади листопада, у Прикарпатті – третя декада жовтня.

Врахування строків сівби за умови реалізації кліматичних сценаріїв дозволить найбільш ефективно використовувати сприятливі умови осінньої вегетації. За цих умов в осінній період сформується достатня кількість (3-5) розвинутих стебел, рослини добре загартуються і менше пошкоджаться під час перезимівлі.

2. На підставі оцінки агрокліматичних умов весіннього періоду при реалізації сценарію зміни клімату для кожної ґрунтово-кліматичної зони встановлено оптимальні строки сівби ярого ячменю, кукурудзи, гороху, що суттєво (до 40–50 днів) відрізняються від встановлених науково-дослідними установами.

3. Оцінка агрокліматичних умов весняно-літньої вегетації озимої пшениці, вегетації ярого ячменю, кукурудзи, гороху при реалізації сценарію зміни клімату дозволила встановити строки настання фази воскової стиглості, що дуже суттєво корегують прийняті строки збирання урожаю всіх сільськогосподарських культур. Строки стиглості зерна визначають способи та строки початку збирання урожаю озимої пшениці, ярого ячменю, кукурудзи та гороху.

Зміна кліматичних умов за сценарієм *GFDL*-30 % може спричинити зсув строків збирання урожаю до таких: у Поліссі – перша декада червня, у Лісостепу – перша декада червня, у Північному Степу – перша декада червня, у Південному Степу – третя декада травня, у Прикарпатті – друга декада червня.

Врахування строків збирання урожаю, якщо реалізуються кліматичні сценарії, дозволить завчасно підготувати збиральну техніку, щоб уникнути недобору урожаю за рахунок осипання, стікання та щуплості зерна, підготувати хлібоприймальні підприємства та елеватори для приймання, зберігання та переробки зерна.

4. Оцінка коливань урожайності та валових зборів озимої пшениці, ярого ячменю, кукурудзи та гороху в Україні та оптимізація структури посівних площ в зв'язку з можливими змінами клімату показала, що складуться сприятливі умови вирощування цих сільськогосподарських культур при реалізації сценарію *GFDL*-30 % , при яких (при посівних площах на рівні 2009 року):

– середній валовий збір зерна озимої пшениці може складати 24,42 млн. т, мінімальний – складати 14,91 млн. т, а максимальний досягатиме 33,94 млн. т ;

– середній валовий збір зерна ярого ячменю складатиме 11,39 млн. т, мінімальний – 7,44 млн. т, а максимальний – 15,35 млн. т ;

– середній валовий збір зерна гороху може складати 0,77 млн. т, мінімальний – складати 0,38 млн. т, а максимальний – 1,16 млн. т .

5. Оцінка агрокліматичних умов перезимівлі озимої пшениці показала, що значні зміни умов перезимівлі, які відбудуться за умов реалізації кліматичних сценаріїв, потребують суттєвого перегляду складу вирощуваних сортів озимої пшениці. Очікуються умови, при яких буде спостерігатися часткова або повна відсутність снігового покриву, глибокі довготривалі відлиги, значне скорочення періоду зимівлі. Такі умови перезимівлі потребують впровадження або створення нових сортів озимої пшениці, які характеризуються меншим (на 50–70 днів) спокоєм при зимівлі, здатні продовжувати вегетацію при знижених температурах та, маючи більш низьку стійкість проти негативних температур, витримувати різкі але раптові зниження температури ґрунту на глибині вузла кущіння до –4…–6 °С .

6. Значні зміни агрокліматичних умов формування урожаю озимої пшениці визначають необхідність перегляду розподілу спеціалізованих зон насінництва, де виробляється насіння з високими посівними якостями. Необхідна повна реалізація екологічного принципу з врахуванням кліматичних змін при виділенні нових районів одержання високоякісного насіннєвого матеріалу з максимально можливим набором його позитивних властивостей.

6. ОЦІНКА ЗМІНИ АГРОКЛІМАТИЧНИХ РЕСУРСІВ ФОРМУВАННЯ УРОЖАЮ ОВОЧЕВИХ КУЛЬТУР В УКРАЇНІ

6.1 ЗАГАЛЬНА ХАРАКТЕРИСТИКА БАЗОВОЇ МОДЕЛІ ОЦІНКИ АГРОКЛІМАТИЧНИХ РЕСУРСІВ ФОРМУВАННЯ ПРОДУКТИВНОСТІ ОВОЧЕВИХ КУЛЬТУР

Продуктивність сільськогосподарських культур зумовлюється сукупністю агрокліматичних показників, які характеризують агрокліматичні ресурси території. Показники агрокліматичних ресурсів повинні всебічно відображати: наскільки сільськогосподарські культури забезпечені цими ресурсами; співвідношення ресурсів і потреб рослин; ступінь використання цих ресурсів.

Найбільш адекватне відображення агрокліматичних ресурсів реалізується в агроекологічних категоріях урожайності, які ґрунтуються на принципах максимальної продуктивності і відповідності умов зовнішнього середовища потребам рослин [8, 10 – 12].

Згідно з першим принципом – максимальної продуктивності – рослини та фітоценози в природних умовах мають максимальну в існуючих умовах продуктивність, а також максимальний коефіцієнт корисної дії (ККД) використовування фотосинтетичний активної радіації (ФАР). Згідно з другим принципом – відповідні умови – максимальна продуктивність і висока урожайність забезпечуються шляхом створення умов, які задовольняють потреби рослин. Принцип відповідності умов реалізується антропогенним впливом [9, 10, 12]:

1) зміна умов навколишнього середовища відповідно до потреб сільськогосподарських культур реалізується шляхом використання відповідних агротехнічних заходів;

2) досягнення кращої відповідності біологічних властивостей рослин умовам навколишнього середовища за допомогою селекції;

3) розміщення сільськогосподарських культур, їх окремих сортів та гібридів відповідно до ґрунтово-кліматичних умов та з урахуванням мікрокліматичних особливостей території;

4) цілеспрямований і обґрунтований захист рослин від хвороб і шкідників.

Запропонована Х. Тоомінгом система еталонних урожаїв дозволяє значно глибше підходити до вирішення питань оцінки відповідності кліматичних ресурсів біологічним вимогам різних сільськогосподарських культур. Цей принцип набув широкого використання [3, 4, 9].

На основі концепції максимальної продуктивності Х.Тоомінга [10, 11] і результатів моделювання формування урожаю, отриманих в роботах А.М Польового [6, 7], була розроблена модель оцінки агрокліматичних умов формування урожаю овочевих культур, призначена для оцінки продуктивності клімату України. Для більш детальної оцінки агрокліматичних умов за крок моделі взято декаду [9].

Модель має блокову структуру і містить шість блоків (рис. 6.1):

– блок вхідної інформації;
– блок показників сонячної радіації і волого-температурного режиму;
– блок функцій впливу фази розвитку і метеорологічних чинників на продуційний процес рослин;
– блок родючості ґрунту і забезпеченості рослин мінеральним живленням;
– блок агроекологічних категорій урожайності;
– блок узагальнених оціночних характеристик.

Розглянемо більш детально окремо кожен блок моделі.



Рис. 6.1. Блок-схема базової моделі оцінки агрокліматичних ресурсів

Блок вхідної інформації

Цей блок складається із даних стандартних метеорологічних і агрометеорологічних спостережень і містить у собі всі необхідні для виконання розрахунків характеристики. Вони поділяються на три групи:

Перша група – запаси продуктивної вологи у ґрунті, середньодекадна температура повітря, середня за декаду кількість годин сонячного сяйва, сума опадів за декаду, середній за декаду дефіцит насичення повітря, кількість днів у розрахунковій декаді.

Друга група – інформація про внесення доз азотних, фосфорних і калійних добрив, дані про оптимальні дози цих добрив, дані про внесення органічних добрив та їхні оптимальні дози, рік внесення органічних добрив, бал ґрунтового бонітету.

Третя група – інформація про експозицію та крутість схилу, на якому розташоване поле, характеристика типу схилу і місця розташування поля на схилі.

Блок показників сонячної радіації і волого-температурного режиму з врахуванням експозиції поля

Для розрахунку інтенсивності сумарної сонячної радіації використовується формула С.І. Сівкова [13]

$$Q_0^j = 12{,}66 \cdot (SS^j)^{1{,}31} + 315 \cdot (A^j + B^j)^{2{,}1}, \qquad (6.1)$$

де Q_0 – сумарна сонячна радіація, що надходить на горизонтальну поверхню, кал/(см^2·д); SS – середня за декаду кількість годин сонячного сяйва,год.; j – номер розрахункової декади; A і B – проміжні характеристики, що визначаються в залежності від широти місцевості та схилення Сонця.

Інтенсивність сумарної сонячної радіації з урахуванням експозиції і крутості схилу визначається за виразом

$$Q_{eks}^j = k_{eks}^{Q(j)} \cdot Q_0^j, \qquad (6.2)$$

де Q_{eks} – сумарна сонячна радіація в залежності від експозиції і крутості схилу, кал/(см^2·д); k_{eks}^Q – коефіцієнт для перерахунку середньої за декаду сумарної сонячної радіації з горизонтальної поверхні для схилів різної крутості, відн. од.

Величина k_{eks}^Q визначається в залежності від широти місцевості, календарного місяця, експозиції і крутості схилу.

Для розрахунку температури повітря на схилі використовується вираз

$$T_{S\,eks}^{j} = k_{eks}^{T(j)} \cdot T_{S}^{j}, \tag{6.3}$$

де $T_{S\,eks}$ – середньодекадна температура повітря на схилі, °С; k_{eks}^{T} – коефіцієнт для перерахунку температури повітря на схилі, відн. од.; T_s – середньодекадна температура повітря на горизонтальній поверхні,°С.

Величина k_{eks}^{T} визначається в залежності від широти місцевості та крутості схилу:

а) північний схил

$$k_{eks}^{T(j)} = 1 - 0{,}003 \cdot (1 + 0{,}02\varphi) \cdot \beta_{kp}, \tag{6.4}$$

б) південний схил

$$k_{eks}^{T(j)} = 1 + 0{,}001 \cdot (1 + 0{,}007\varphi) \cdot \beta_{kp}, \tag{6.5}$$

в) східний і західний схили

$$k_{eks}^{T(j)} = 1 - 0{,}001 \cdot (1 - 0{,}005\varphi) \cdot \beta_{kp}, \tag{6.6}$$

г) північно-східний і північно-західний схили

$$k_{eks}^{T(j)} = 1 - 0{,}0025 \cdot (1 + 0{,}02\varphi) \cdot \beta_{kp}, \tag{6.7}$$

д) південно-східний і південно-західний схили

$$k_{eks}^{T(j)} = 1 - 0{,}00085 \cdot (1 + 0{,}07\varphi) \cdot \beta_{kp}, \tag{6.8}$$

де φ – широта пункту, град; β_{kp} – крутість схилу, град.

Режим зволоження ґрунту з урахуванням експозиції схилу визначається двома способами:

1) перший спосіб – при наявності даних про вологість ґрунту

$$W_{eks}^{j} = k_{eks}^{W(j)} W_{o}^{j}, \tag{6.9}$$

де W_0 – запаси продуктивної вологи у метровому шарі ґрунту на горизонтальній поверхні, мм; W_{eks}-запаси продуктивної вологи в шарі ґрунту 0–100 см на схилі, мм; k_{eks}^{W} – коефіцієнт для перерахунку запасів вологи на схилі, відн. од. Величина k_{eks}^{W} визначається в залежності від зволоження місцевості, пори року, експозиції схилу і форми рельєфу;

2) другий спосіб – при відсутності даних про вологість ґрунту визначається сума опадів з урахуванням факторів зволоження території, експозиції схилу та форми рельєфу

$$O_{S\,eks}^{j} = k_{eks}^{O_S} \cdot O_S^{j}, \tag{6.10}$$

де $O_{S\,eks}$ – сума опадів за декаду з урахуванням схилу, мм; $k_{eks}^{O_S}$ – коефіцієнт для перерахунку опадів на схилі, відн. од; O_s – сума опадів за декаду на горизонтальну поверхню,мм.

Величина $k_{eks}^{O_s}$ визначається в залежності від зволоження території, експозиції схилу і форми рельєфу.

Для розрахунку випаровуваності E_0 використовується метод А.М. Алпатьєва [1]

$$E_O^{j} = 0{,}65 \cdot DWW^{j} \cdot dv^{j} \cdot 0{,}75, \tag{6.11}$$

де DWW – середній за декаду дефіцит насичення повітря; dv – кількість днів у розрахунковій декаді.

Розрахунок випаровуваності з врахуванням експозиції схилу виконується за співвідношенням

$$E_{0eks}^{j} = k_{eks}^{E(j)} \cdot E_O^{j}, \tag{6.12}$$

де E_{0eks} – випаровуваність на схилі; k_{eks}^{E} – коефіцієнт для перерахування випаровуваності на схилі.

Сумарне випаровування визначається за формулою С.І.Харченка [14]

$$E_{eks}^{j} = \frac{2W_{eks}^{j} + O_{S\,eks}^{j} + P_{нор}^{j}}{1 + \dfrac{2W_{HB}}{E_{O\,eks}^{j}}}, \tag{6.13}$$

де E_{eks} – сумарне випаровування на схилі; $P_{нор}$ – норма вегетаційних поливів; W_{HB} – найменша вологоємність у шарі ґрунту 0-100 см; $O_{S\,eks}$ – сума опадів за декаду з урахуванням схилу; W_{eks} – запаси продуктивної вологи у метровому шарі ґрунту на схилі.

Величина коефіцієнта для перерахунку випаровуваності на схилі k_{eks}^{E} визначається в залежності від зволоження території, пори року, експозиції і крутості схилу.

За допомогою наступного співвідношення розраховується інфільтрація у нижні шари ґрунту

$$F_{ilt\,eks}^{j} = W_{eks}^{j} + O_{S\,eks}^{j} + P_{nor}^{j} - E_{eks}^{j} - W_{HB}, \qquad (6.14)$$

де $F_{ilt_{eks}}$ – інфільтрація в нижні шари ґрунту на схилі за декаду, мм.

Для розрахунку запасів продуктивної вологи на схилі використовується рівняння водного балансу

$$W_{eks}^{j+1} = W_{eks}^{j} + O_{S\,eks}^{j} + P_{nor}^{j} - E_{eks}^{j} - F_{ilt\,eks}^{j}. \qquad (6.15)$$

Блок функцій впливу фази розвитку і метеорологічних факторів на продуційний процес рослин

В основі продуційного процесу рослин лежить фотосинтез. Його інтенсивність зумовлюється фазою розвитку рослин і умовами навколишнього середовища. Для розрахунку онтогенетичної кривої фотосинтезу використовується формула [6]

$$\alpha_{\Phi}^{j} = \exp\cdot\left[- a_{\Phi}\left(\frac{TS_2 - \Sigma t_1}{10} \right)^2 \right], \qquad (6.16)$$

де величина α_{Φ} знаходиться за виразом

$$\alpha_{\Phi} = \frac{-100 \cdot \ln \alpha_{\Phi}^{o}}{(\Sigma t_1)^2}, \qquad (6.17)$$

де α_{Φ} – онтогенетична крива фотосинтезу, відн. од.; α_{Φ}^{o} – початкове значення онтогенетичної кривої фотосинтезу, відн. од.; Σt_{1_1} – сума ефективних температур повітря від сходів, при якій спостерігається

максимальна інтенсивність фотосинтезу рослин,°С; TS_2 – сума ефективних температур,°С.

Функція впливу температури повітря на продуційний процес рослин визначається як

$$\psi_{\Phi} = \begin{cases} 13{,}7 \cdot \sin(0{,}077 \cdot x_1^j) \quad при \quad (T^j - T_{\Phi}) < T_{opt1}^j, \\ 1 \qquad при \quad T_{opt1} \le (T^j - T_{\Phi}) \le T_{opt2}^j, \\ 1{,}13 \cdot \cos(1{,}570 \cdot x_2^j) \quad при \quad (T^j - T_{\Phi}) > T_{opt2}^j, \end{cases} \tag{6.18}$$

де ψ_{Φ} – температурна крива фотосинтезу, відн. од.; T – середньодекадна температура повітря,°С; T_{Φ} – середньодекадна температура повітря, при якій починається фотосинтез,°С; T_{opt1} – нижня межа температурного оптимуму для фотосинтезу,°С; T_{opt2} – верхня межа температурного оптимуму для фотосинтезу,°С.

У рівнянні (6.18) проміжні величини знаходяться за формулами:

$$x_1^j = (T_s^j \cdot k_{eks}^T - T_{\Phi}) / (T_{opt1}^j - T_{\Phi}); \tag{6.19}$$

$$x_2^j = (T_s^j \cdot k_{eks}^T - T_{opt2}^j) / (T_{\max} - T_{opt2}^j), \tag{6.20}$$

де $T_{\max}$ – середньодекадна температура повітря, при якій припиняється фотосинтез,°С; T_s – температура повітря на горизонтальній поверхні,°С; k_{eks}^T – коефіцієнт для перерахування температури повітря на схилі.

Значення нижньої і верхньої межі температурного оптимуму для фотосинтезу визначаються як функції часу.

Функція впливу вологості ґрунту на фотосинтез γ_{ϕ} знаходиться як

$$\gamma_{\Phi} = \begin{cases} -1{,}163 \cdot (x_3^j)^2 + 2{,}187 \cdot x_3^j \quad при \quad W^j \cdot k_{eks}^W < W_{opt1}^j, \\ 1 \quad при \quad W_{opt1}^j \le W^j \cdot k_{eks}^W \le W_{opt2}^j, \\ -0{,}654 + 3{,}824 \cdot x_4^j - 2{,}633 \cdot (x_4^j)^2 + 0{,}467 \cdot (x_4^j)^3 \\ \qquad при \quad W^j \cdot k_{eks}^W > W_{opt2}^j, \end{cases} \tag{6.21}$$

де W – запаси продуктивної вологи у метровому шарі ґрунту, мм; W_{opt1} – нижня межа оптимальних запасів вологи, мм; W_{opt2} – верхня межа оптимальних запасів вологи, мм.

$$x_3^j = W^j \cdot k_{eks}^W / W_{opt1}^j; \tag{6.22}$$

$$x_4^j = W^j \cdot k_{eks}^W / W_{opt2}^j \ , \tag{6.23}$$

де k_{eks}^W – коефіцієнт для перерахування запасів вологи на схилі, відн. од.

Функція впливу вологозабезпеченості посівів розглядається як сполучення двох функцій. Враховується функція впливу вологості ґрунту на продуктивність рослин (за даними про фактичні запаси вологи) і відношення сумарного випаровування посівів до випаровуваності з врахуванням експозиції і крутості схилів

$$FW = \left(\gamma_{\Phi}^j \cdot \frac{E_{eks}^j}{E_{0\,eks}^j} \right)^{0,5} \ , \tag{6.24}$$

де FW – відносна вологозабезпеченість посівів, відн. од..

Аналогічно визначається узагальнена функція впливу термічного режиму і вологозабезпеченості FTW_1 на фотосинтез

$$FTW_1 = (\psi_{\Phi} \cdot FW)^{0,6} . \tag{6.25}$$

До цієї функції вводиться корекція на рівень температури в сполученні з вологозабезпеченістю

$$FTW_2 = \begin{cases} FTW_1[1 + (1 - \Psi_{\Phi})(1 - FW) & при \quad t_n < t_{opt1} \\ FTW_1 & при \quad t_{opt1} \le t_n \le t_{opt2} \\ FTW_1[1 - (1 - \Psi_{\Phi})(1 - FW)] & при \quad t_n > t_{opt2} \end{cases} . \tag{6.26}$$

Блок родючості ґрунту і забезпеченості рослин мінеральним живленням

Родючість ґрунту характеризується вмістом у ній гумусу, що залежить від міри впливу ерозії ґрунту:

$$G_{um\,eks} = k_{er}^{G} \cdot G_{um}; \tag{6.27}$$

$$F_{G_{um}} = \frac{G_{um\,eks}}{G_{um\,opt}}, \tag{6.28}$$

де G_{um} – вміст гумусу у ґрунті, %; $G_{um\,eks}$ – вміст гумусу у ґрунті на схилах з врахуванням ерозії, %; k_{er}^{G} – функція впливу ерозії ґрунту на вміст гумусу у ґрунті, відн. од; $G_{um\,opt}$ – оптимальний для вирощування сільськогосподарської культури вміст гумусу у ґрунті, %.

Функція впливу вмісту гумусу у ґрунті визначається за формулою О.С. Образцова [5] для розрахунку забезпеченості рослин елементами мінерального живлення

$$FW_{G_{um}} = (F_{G_{um}})^{1,35} \cdot \exp[1,1 \cdot (1 - F_{G_{um}}), \tag{6.29}$$

де $FW_{G_{um}}$ – функція впливу вмісту гумусу у ґрунті на формування урожаю, відн. од.

Значення функцій оптимальності азотного, фосфорного і калійного живлення розрахується за методом О.С. Образцова [5, 8] з деякими модифікаціями:

$$F_N = \frac{N_m}{N_{opt}}; \tag{6.30}$$

$$FW_N^j = \left\{(F_N)^{1,35} \cdot \exp\left[1,1 \cdot (1 - F_N)\right]\right\} \cdot k_{ef}^{j}, \tag{6.31}$$

де N_m– внесена доза азотних добрив, кг/га; N_{opt} – оптимальна доза азотних добрив, необхідна для одержання максимального урожаю, кг/га; FW_N – функції впливу забезпеченості азотом, відн. од.; k_{ef} – коефіцієнт ефективності добрив в залежності від вологості ґрунту, відн. од.

Аналогічно визначаються функції впливу забезпеченості фосфором FW_P і калієм FW_K.

Вплив режиму зволоження ґрунту на ефективність добрив враховується за виразом

$$k_{ef}^{j} = \begin{cases} 1 \quad при \quad \dfrac{W_{eks}^{j}}{W_{opt1}^{j}} \geq 0{,}85, \\ 0{,}8 \quad при \quad 0{,}70 < \dfrac{W_{eks}^{j}}{W_{opt1}^{j}} < 0{,}85, \\ 0{,}6 \quad при \quad \dfrac{W_{eks}^{j}}{W_{opt1}^{j}} \leq 0{,}70. \end{cases} \tag{6.32}$$

Аналогічно визначається співвідношення дози органічних добрив до їх оптимальної величини і розрахується функція впливу внесення органічних добрив з врахуванням року внесення добрив:

$$F_{O_{rg}} = \frac{O_{rg}}{O_{rg_{opt}}}; \tag{6.33}$$

$$FW_{O_{rg}}^{j} = \left\{\left(F_{O_{rg}}\right)^{1{,}35} \cdot \exp\left[1{,}1 \cdot \left(1 - F_{O_{rg}}\right)\right]\right\} \cdot k_{O_{rg}}^{g} \cdot k_{ef}^{j}, \tag{6.34}$$

де $FW_{O_{rg}}$ – функція впливу внесення органічних добрив на урожай; O_{rg} – внесена доза органічних добрив, т/га; $O_{rg_{opt}}$ – оптимальна для вирощування сільськогосподарської культури доза внесення органічних добрив, т/га; $k_{O_{rg}}^{g}$ – коефіцієнт впливу року внесення органічних добрив, відн. од.

Узагальнена функція впливу родючості ґрунту і внесення мінеральних та органічних добрив розрахується за принципом Лібіха

$$FWM_{ef}^{j} = \min\left\{FW_{O_{rg}}^{j}, FW_{N}^{j}, FW_{P}^{j}, FW_{K}^{j}\right\}, \tag{6.35}$$

де FWM_{ef} – функція впливу ефективної родючості грунту на урожай, відн. од.

Блок агроекологічних категорій урожайності

Визначення величини різних агроекологічних категорій урожайності здійснюється з врахуванням внесених модифікацій, із залученням більш повної інформації і наповненням цих категорій новим значенням [9].

Збільшення потенційної урожайності загальної біомаси за декаду визначається в залежності від інтенсивності фотосинтетично активної радіації (ФАР) і біологічних особливостей культури з врахуванням зміни здатності рослин до фотосинтезу протягом вегетації

$$\frac{\Delta ПУ^{j}}{\Delta t} = \alpha_{Ф}^{j} \frac{\eta \cdot Q_{фар}^{j} \cdot k_{eks}^{Q^{j}} \cdot d\nu^{j}}{q}, \qquad (6.36)$$

де $\Delta ПУ / \Delta t$ – приріст потенційної урожайності загальної біомаси за декаду, г/м^2; $\alpha_{Ф}$ – онтогенетична крива фотосинтезу, відн. од.; η – ККД посівів, відн. од.; $Q_{фар}$ – середньодекадна за добу сума ФАР, кал/(см^2·д.); $k_{eks}^{Q^{j}}$ – коефіцієнт для перерахування середньої за декаду сумарної сонячної радіації з горизонтальної поверхні для схилів різної експозиції і крутості, відн. од.; q – калорійність.

Приріст метеорологічно-можливої урожайності загальної біомаси являє собою приріст потенційної урожайності, який буде обмежуватись впливом волого-температурного режиму:

$$\frac{\Delta ММУ^{j}}{\Delta t} = \frac{\Delta ПУ^{j}}{\Delta t} \cdot FTW_2, \qquad (6.37)$$

де $\Delta ММУ / \Delta t$ – приріст метеорологічно-можливої урожайності загальної біомаси за декаду, г/м^2; FTW_2 – узагальнена функція впливу волого-температурного режиму з корекцією на сполучення різних екстремальних умов, відн. од.

Формування дійсно можливої урожайності загальної біомаси обмежується рівнем природної родючості ґрунту:

$$\frac{\Delta ДМУ^{j}}{\Delta t} = \frac{\Delta ММУ^{j}}{\Delta t} B_{пл} F_{Gum}, \qquad (6.38)$$

де $\Delta ДМУ / \Delta t$ – приріст дійсно можливої урожайності загальної біомаси за декаду, г/м^2; $B_{пл}$ – бал ґрунтового бонітету, відн. од.

Одержання рівня господарської урожайності загальної біомаси обмежується реально існуючим рівнем культури землеробства й ефективністю внесених мінеральних і органічних добрив

$$\frac{\Delta УВ^{j}}{\Delta t} = \frac{\Delta ДМУ^{j}}{\Delta t} k_{земл} FWM_{ef}^{j}, \qquad (6.39)$$

де $\Delta УВ / \Delta t$ – приріст урожайності загальної біомаси у виробництві, г/м^2; $k_{земл}$ – коефіцієнт, що характеризує рівень культури землеробства і господарської діяльності, відн. од.; FWM_{ef} – функція ефективності внесення органічних і мінеральних добрив в залежності від умов вологозабезпеченості декад вегетації, відн. од.

Різні агроекологічні категорії урожаю плодів при його стандартній 14 %-ій вологості визначаються за виразом

$$ПУ_{плодів} = ПУ \cdot К^{ПУ}_{госп.} 1{,}92 \cdot 0{,}1, \tag{6.40}$$

де $ПУ_{плодів.}$ – потенційний урожай плодів, ц/га; $К^{ПУ}_{госп.}$ – частка плодів в загальній масі потенційного урожаю, відн. од., яка визначається в залежності від величини урожаю загальної біомаси.

Аналогічно визначаються відповідно метеорологічно-можливий $ММУ_{плодів.}$, дійсно можливий $ДМУ_{плодів}$ і урожай у виробництві $УВ_{плодів.}$ плодів.

Блок узагальнених оціночних характеристик

Аналіз різноманітних агроекологічних категорій урожайності (*ПУ*, *ММУ*, *ДМУ*, *УВ*), а також їхніх співвідношень і відмінностей дозволяє судити про природні й антропогенні ресурси сільського господарства, а також про ефективність господарського використання цих ресурсів стосовно вирощування сільськогосподарських культур.

Розглянемо п'ять узагальнених характеристик:

1. Ступінь сприятливості метеорологічних умов вирощування культури характеризує співвідношення метеорологічно-можливої урожайності і потенційної урожайності

$$К_м = ММУ_{плодів} / ПУ_{плодів} \tag{6.41}$$

де $К_м$ – коефіцієнт сприятливості метеорологічних умов, відн. од.

2. Сприятливість ґрунтових умов показує відношення дійсно можливої урожайності до метеорологічно-можливої урожайності

$$К_г = ДМУ_{плодів} / ММУ_{плодів}, \tag{6.42}$$

де $К_г$ – коефіцієнт сприятливості ґрунтових умов, відн. од.

3. Співвідношення урожайності у виробництві і метеорологічно-можливої урожайності встановлює ефективність використання агрокліматичних ресурсів. Якщо це співвідношення розраховується за середніми багаторічними даними, то воно відображає ефективність використання агрокліматичних ресурсів

$$К_{акл} = УВ_{плодів} / ММУ_{плодів}, \quad (6.43)$$

де $К_{акл}$ – коефіцієнт ефективності використання агрокліматичних ресурсів, відн. од.

4. При реальних ґрунтових умовах співвідношення урожайності у виробництві і дійсно можливої урожайності можна розглядати як показник досконалої агро технології

$$К_{замл} = УВ_{плодів} / ДМУ_{плодів}, \quad (6.44)$$

де $К_{земл}$ – коефіцієнт ефективності використання існуючих агрометеорологічних і ґрунтових умов характеризує рівень культури землеробства стосовно ефективності господарського використання існуючого комплексу агрометеорологічних і ґрунтових умов, відн. од.

5. Величина відношення урожайності у виробництві до потенційної урожайності характеризує рівень реалізації агроекологічного потенціалу

$$К_{акл.пот} = УВ_{плодів} / ПУ_{плодів}, \quad (6.45)$$

де $К_{аек.пот}$ – коефіцієнт реалізації агроекологічного потенціалу, відн. од.

Підвищення рівня $УВ_{плодів}$ і доведення його до $ДМУ_{плодів}$ вимагає ретельного дотримання всіх засобів агротехніки, виконання їх у повній відповідності з агрометеорологічними умовами на конкретному полі. Це є першочерговою задачею програмування урожаїв, спрямованого на усунення дії різноманітних господарських факторів, які знаходяться у мінімумі.

Наближення $ДМУ_{плодів}$ до $ММУ_{плодів}$ вимагає виконання різноманітних заходів для підвищення родючості ґрунту. Різниця між $ММУ_{плодів}$ і $ПУ_{плодів}$ компенсується за рахунок меліоративних заходів, а також внаслідок правильного підбору сортів і культур, які краще пристосовані до особливостей конкретного клімату. Підвищення рівня $ПУ_{плодів}$ забезпечується головним чином шляхом селекції нових сортів, які будуть мати більш високий рівень урожайності за рахунок ефективного використання сонячної радіації.

Формули (6.1)–(6.45) дозволяють визначити основні агроекологічні категорії урожайності овочевих культур для різних елементів рельєфу, що формуються під впливом ґрунтово-кліматичних умов і мікрокліматичних особливостей досліджуваних територій, та виконати для цих територій оцінку агрокліматичних ресурсів формування продуктивності овочевих культур.

6.2. ОЦІНКА ЗМІНИ АГРОКЛІМАТИЧНИХ УМОВ РОСТУ, РОЗВИТКУ ТА ФОРМУВАННЯ УРОЖАЙНОСТІ ОВОЧЕВИХ КУЛЬТУР В УКРАЇНІ

Оцінка агрокліматичних ресурсів щодо вирощування баклажанів, капусти, огірків, солодкого перцю та томатів виконувалась на основі фондових матеріалів Українського Гідрометеорологічного центру та матеріалів статистичного управління України. Територія України була поділена на чотири агрокліматичні зони: 1 – Лісова (Полісся); 2 – Лісостепова; 3 – Північний Степ; 4 – Південний Степ. Оцінка агрокліматичних умов виконувалась на рівні обласних значень відповідно по всіх областях кожної зони.

Овочеві культури на більшості території України вирощуються з використанням зрошення і тільки в Поліссі та в Лісостеповій зоні зрошення використовується частково при висаджуванні розсади. Тривалість вегетаційного періоду в середньому по зонах становить для Лісової зони 10–11 декад, Лісостепової 11–12 декад, Північного Степу 12–13 декад і для Південного Степу 14–15 декад. Для огірків тривалість вегетаційного періоду по зонах на одну – дві декади коротша, а для капусти – на одну – дві декади довша.

Оптимальне забезпечення рослин вологою, теплом та мінеральним живленням сприяє тому, що максимальні урожаї фітомаси (потенційні урожаї) посівів визначаються надходженням ФАР. Продуктивність овочевих культур визначається не тільки надходженням ФАР, але і мірою відповідності кліматичних умов біологічним особливостям цих культур та агротехнікою вирощування.

Клімат України має значну чутливість до зміни глобального клімату. Було виявлено, що зміни річної температури в бік потепління за столітній період становлять у Поліссі і Лісостепу 0,7–0,9 °С, а в Степу – 0,2–0,3 °С.

Для оцінки умов вирощування овочевих культур при очікуваних змінах клімату нами було використаний кліматичний сценарій *GFDL*-30 % (збільшення CO_2 на 30 % в атмосфері) можливих змін клімату.

В табл. 6.1 наведені результати, отримані на основі розрахунків за середніми багаторічними даними та за кліматичним сценарієм *GFDL*-30 % зміни основних кліматичних показників, осереднених по агрокліматичних зонах України.

Розглянемо, як же зміняться агрокліматичні показники розвитку овочевих культур при розрахунках за кліматичним сценарієм *GFDL*-30 % в порівнянні з середніми багаторічними (табл. 6.2).

За умов реалізації сценарію *GFDL*-30 % агрокліматичні умови вирощування овочевих культур будуть змінюватись по-різному в різних ґрунтово-кліматичних зонах (табл. 6.3).

Таблиця 6.1. Зміна температури повітря, опадів та дефіциту вологості повітря за кліматичним сценарієм зміни клімату *GFDL*-30% (1) в порівнянні з середніми багаторічними значеннями (2)

Показник	**Травень**			**Червень**			**Липень**			**Серпень**			**Вересень**			**Жовтень**	
	1	**2**	**3**	**1**	**2**	**3**	**1**	**2**	**3**	**1**	**2**	**3**	**1**	**2**	**3**	**1**	**2**
Лісова зона																	
Температура, °С 1		15,4	15,7	18,3	22,1	22,2	23,5	20,1	21,0	20,7	25,4	24,3	22,7	22,2	19,9	17,9	15,7
2		13,3	15,8	16,5	16,5	17,2	17,9	18,6	19,5	20,3	19,8	19,8	16,0	14,4	12,4	10,2	8,6
Опади, мм 1		15	18	14	26	31	35	33	53	37	36	27	23	19	12	10	10
2		20	28	30	30	28	27	28	28	29	28	21	17	13	12	11	11
Дефіцит насичення 1		5,0	6,9	8,3	8,7	12,3	12,5	14,0	9,4	10,4	10,0	14,5	13,6	12,3	12,4	10,7	9,4
повітря, мб 2		6,9	7,3	7,6	7,7	7,7	7,5	7,4	7,2	7,0	6,8	5,9	5,3	4,7	3,6		
Лісостепова зона																	
Температура, °С 1		13,1	15,9	15,9	18,0	18,6	22,5	22,6	23,9	20,6	21,5	21,2	25,8	24,8	23,2	22,7	20,4
2		15,2	16,8	17,2	18,0	19,6	20,4	20,8	20,9	19,9	18,4	17,0	15,9	14,0	12,1	10,1	8,7
Опади, мм 1		13	15	18	17	12	28	33	36	26	49	33	37	15	21	18	9
2		22	28	28	29	29	28	25	20	19	18	18	16	14	14		
Дефіцит насичення 1		4,2	5,1	7,1	8,0	8,9	12,7	12,8	14,4	9,7	11,1	10,7	14,9	12,7	12,8	11,1	10,0
повітря, мб 2		8,7	9,3	9,7	9,9	9,9	9,9	10,0	10,0	10,0	10,0	9,7	9,1	8,1	7,0		

Продовження таблиці 6.1

Показник	Травень			Червень			Липень			Серпень			Вересень			Жовтень	
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2
Північний Степ																	
Температура, °С 1	15,6	17,6	19,9	20,3	24,0	24,1	26,2	22,6	23,4	23,1	27,3	26,6	25,0	23,4	21,0	18,8	16,1
2	17,4	18,3	19,4	20,6	21,4	21,7	21,5	21,7	21,5	20,3	18,7	16,6	16,4	13,2	12,5		
Опади, мм 1	13	14	15	21	20	31	23	30	24	24	13	19	20	19	14	16	9
2	18	20	21	21	20	18	16	15	13	11	10	9	10	10	10		
Дефіцит насичення 1	5,0	8,3	9,9	10,0	14,5	14,7	16,3	12,3	13,2	12,9	16,1	15,5	14,2	13,2	11,6	10,0	8,1
повітря, мб 2	10,4	11,0	11,7	12,4	13,0	13,0	13,0	12,4	11,8	10,3	8,3	6,3	5,8	5,2	4,6		
Південний Степ																	
Температура, °С 1	15,6	17,4	19,8	20,6	23,7	24,2	25,8	22,5	23,6	23,3	27,7	27,0	25,3	24,2	22,1	20,2	19,7
2	14,0	16,1	17,7	19,0	20,0	21,0	21,9	22,6	23,0	22,9	22,1	20,6	18,7	17,1	15,4		
Опади, мм 1	11	14	14	20	25	26	22	34	29	25	16	20	17	18	21	18	7
2	11	13	16	18	19	19	16	14	13	13	13	12	11	11	10		
Дефіцит насичення 1	5,0	8,1	9,8	10,4	14,0	14,8	16,7	12,1	13,4	13,1	16,5	15,8	14,5	13,8	12,3	11,0	8,0
повітря, мб 2	5,9	6,8	7,7	8,7	9,6	10,7	12,2	13,3	13,4	12,2	10,9	9,6	8,2	6,8	5,4		

Таблиця 6.2. Агрокліматичні умови вирощування огірків за середніми багаторічними даними

Грунтово-кліматична зона, область	Сума ФАР за вегетаційний період, ккал/см^2	Сума температур, вище 10 °С	Середня температура за вегетаційний період, °С	Сума опадів мм	Сумарне випаровування за вегетаційний період, мм	Дефіцит вологи за вегетаційний період, мм
Лісова зона						
Волинська	22,1	1618	16,9	280	397	16
Рівненська	21,4	1709	16,9	277	322	6
Житомирська	22,6	1695	17,1	27	380	28
Чернігівська	22,6	1796	17,6	261	468	5
Київська	23,2	1840	18,4	276	410	12
Львівська	21,2	1752	18,2	264	380	13
Тернопільська	21,3	1752	18,3	264	381	13
Хмельницька	21,3	1752	18,3	264	382	11
Чернівецька	24,9	1871	17,3	326	473	135
Івано-Франківська	21,2	1752	18,3	264	380	13
Закарпатська	24,1	1868	18,3	278	407	20
Лісостепова зона						
Черкаська	23,7	1992	18,2	233	482	22
Сумська	23,6	1996	18,3	234	414	12
Харківська	28,3	2332	18,7	294	493	23
Полтавська	26,3	2268	17,8	230	463	20
Вінницька	27,5	2158	18,4	234	471	18
Північний Степ						
Кіровоградська	30,3	2268	17,9	260	526	20
Дніпропетровська	29,8	2418	18,6	192	501	26
Луганська	33,7	2498	18,0	192	590	30
Донецька	33,2	2501	19,6	193	593	29
Південний Степ						
Одеська	34,9	2518	19,6	209	589	26
Миколаївська	33,5	2517	18,5	218	625	20
Херсонська	32,2	2565	20,9	143	571	18
Запорізька	33,2	2816	20,5	195	565	40
АР Крим	36,0	2946	20,2	179	681	23

.

Таблиця 6.3. Агрокліматичні умови вирощування овочевих культур при зміні клімату за умови реалізації сценарію *GFDL*-30 %

Грунтово-кліматична Зона, область	Кількість опадів, Мм	Сума температур вище 10 °С	Сума ФАР, ккал/см^2	**Капуста**		**Огірки**		**Солодкий перець**		**Томати**	
				Сумарне випаровування *E*, мм	Дефіцит вологи, мм	Сумарне випаровування, *E*, мм	Дефіцит вологи, мм	Сумарне випаровування, *E*, мм	Дефіцит вологи, мм	Сумарне випаровування, *E*, мм	Дефіцит вологи, мм
Лісова зона											
Волинська	408	3236	36,6	510	153	468	71	550	104	586	97
Рівненська	431	3082	35,7	594	63	534	84	548	102	583	59
Житомирська	415	3212	39,8	598	140	546	56	472	213	577	71
Чернігівська	444	3340	39,4	468	275	468	45	556	118	419	226
Київська	398	3462	41,2	603	168	554	72	492	236	584	145
Львівська	516	3225	37,7	594	102	510	82	534	112	504	261
Тернопільська	453	3332	38,0	589	110	513	86	576	98	584	106
Хмельницька	453	3329	37,9	587	109	512	97	597	91	575	99
Чернівецька	497	3474	42,3	538	257	493	111	490	216	490	216
Лісостеп											
Черкаська	410	3828	45,5	686	177	582	122	603	171	613	324
Сумська	388	3395	39,0	593	130	516	106	558	121	551	115
Харківська	328	3453	39,9	553	190	563	111	566	177	549	185
Полтавська											
Вінницька	437	3330	40,2	620	129	571	120	614	74	582	122

Продовження таблиці 6.3

Грунтово-кліматична зона, область	Кількість опадів, Мм	Сума температур вище 10 °С	Сума ФАР, ккал/см^2	**Капуста**		**Огірки**		**Солодкий перець**		**Томати**	
				Сумарне випарову-вання *E*, мм	Дефіцит вологи, мм	Сумарне випарову вання, *E*, мм	Дефіцит вологи, Мм	Сумарне випарову вання, *E*, мм	Дефіцит вологи, мм	Сумарне випаров уван-ня, *E*, мм	Дефіцит вологи, мм
Північний Степ											
Кіровоградська	385	3829	44,8	668	183	636	132	648	158	645	155
Дніпропетровська	356	3982	43,2	643	172	635	143	679	210	600	289
Луганська	337	4066	47,0	693	193	617	150	747	128	689	187
Донецька	348	4089	47,8	903	207	693	176	747	144	692	200
Південний Степ											
Одеська	354	4221	49,2	741	194	669	96	726	209	742	194
Миколаївська	336	4243	49,0	745	185	678	98	676	165	745	186
Херсонська	287	4137	50,2	759	200	682	120	729	229	707	252
Запорізька	320	4238	48,8	716	212	685	140	770	159	711	204
АР Крим	289	4463	52,7	847	166	785	220	734	145	740	206

Значно довшим стане вегетаційний період всіх овочевих культур, які нами розглядаються. Погіршаться умови зволоження за рахунок підвищення температури повітря і збільшення витрат води на сумарне випаровування.

За реалізації сценарію *GFDL*-30 % значно збільшиться надходження ФАР в Лісовій зоні в середньому на 10 ккал/см^2, у Лісостеповій зоні найбільше підвищення надходження ФАР буде спостерігатись у Сумській області на 16 ккал/см^2 , найменше – у Вінницькій 12,7 ккал/см^2 . В зоні Північного Степу в усіх областях надходження ФАР збільшиться на 14 ккал/см^2 . В областях Південного Степу сума ФАР збільшиться на 14–16 ккал/см^2 за вегетаційний період овочевих культур.

За умови реалізації сценарію *GFDL*-30 % в зв'язку з підвищенням середньої температури повітря та значним збільшенням тривалості вегетаційного періоду у всіх агрокліматичних зонах різко зростуть суми температур. У Лісовій зоні в середньому зростання за вегетаційний період становитиме 1150 °С. Найвищі відхилення сум температур відзначатимуться в Чернівецькій, Хмельницькій та Тернопільській областях, де суми збільшаться на 1430–1600 °С. Найменші відхилення сум температур від середніх багаторічних відзначатимуться в Чернігівській та Львівській областях 1072 та 987 °С відповідно.

В областях Лісостепової зони відхилення сум температур, які накопичаться за реалізації сценарію, будуть вищі за середні багаторічні суми в середньому на 1370 °С. Найбільші відхилення будуть в Черкаській (1836 °С), Сумській (1430 °С) та Полтавській (1338 °С) областях. Найменші – у Харківській (1121 °С) та Вінницькій (1172 °С) областях.

В зоні Північного Степу відхилення сум температур за сценарієм найвищі і становитимуть в середньому 1798 °С. Найвищі відхилення будуть спостерігатись в Луганській та Донецькій областях і становитимуть 2090 °С. Найменше відхилення – в Дніпропетровській області 1410 °С.

В областях Південного Степу середнє відхилення сум температур за сценарієм від середніх багаторічних сум становитиме 1500 °С. Найвищі відхилення будуть в Одеській області (1703 °С) та в АР Крим (1520 °С).

В зв'язку зі зміною напруги термічного режиму значно підвищиться сумарне випаровування всіх овочевих культур у всіх агрокліматичних зонах та зросте дефіцит вологи у ґрунті

При зміні клімату за умови реалізації сценарію *GFDL*-30 % значно зросте тривалість вегетаційного періоду всіх овочевих культур в усіх зонах. У Лісовій зоні до 16 декад, в Лісостеповій – до 17 декад, в Північному Степу до 17 – 18 декад, в Південному Степу – до 19 декад.

Зміна кліматичних умов спричинить зміну в динаміці ходу сумарного випаровування та значно збільшить дефіцит вологи для нормального розвитку рослин баклажанів, капусти, огірків, солодкого перцю та томатів. Розглянемо динаміку сумарного випаровування по агрокліматичних зонах.

Збільшення сумарного випаровування при зміні клімату відбудеться як за рахунок збільшення тривалості вегетаційного періоду, так і за рахунок підвищення його впродовж вегетаційного періоду.

Більш детально розглянемо, як же зміняться умови вегетації окремих овочевих культур при зміні клімату за кліматичним сценарієм *GFDL*-30 % в порівнянні з середніми багаторічними даними.

Баклажани. Найбільш поширені посівні площі баклажанів в південних областях України. Середні багаторічні агрокліматичні показники для вирощування баклажанів наведені в табл. 6.4.

Розглянемо, як змінюється сумарне випаровування по областях Лісової зони за вегетаційний період баклажанів (рис. 6.2).

Як видно із даних рис. 6.2, в областях Лісової зони України при зміні клімату за сценарієм *GFDL*-30 % сумарне випаровування буде змінюватись неоднаково. Найбільші зміни відбудуться у Житомирській та Чернігівській областях на 250–280 мм. Найменше зростає сумарне випаровування в Львівській та Івано-Франківській областях – на 70–75 мм. На території інших областей Лісової зони збільшення сумарного випаровування при зміні клімату становить 175–195 мм.

Впродовж вегетаційного періоду збільшення сумарного випаровування при зміні клімату відбуватиметься неоднаково від декади до декади. Як видно із даних рис. 6.3 (на прикладі Рівненської області), в першу декаду після висаджування розсади значення сумарного випаровування майже однакове за середніми багаторічними даними і за даними сценарію і досягає 25 мм.

Починаючи з другої декади, сумарне випаровування за сценарієм перевищує середні багаторічні значення до п’ятої декади вегетації на 10–13 мм. З шостої декади сумарне випаровування за сценарієм різко зменшується і становить 23 мм, тоді як середнє багаторічне значення становить 26 мм. У подальшому значення сумарного випаровування за сценарієм зростає і в одинадцяту декаду вегетації становить 37 мм.

У Лісостеповій зоні, до якої відносяться Черкаська, Сумська, Харківська та Полтавська області, впродовж вегетаційного періоду баклажанів сумарне випаровування за середніми багаторічними значеннями коливалось від 340 мм в Сумській області до 466 мм в Черкаській області. За даними зміни клімату за сценарієм *GFDL*-30 % сумарне випаровування становило від 560 мм в Харківській та Сумській областях до 660 мм в Полтавській області.

Найбільші зміни в динаміці сумарного випаровування за зміни клімату очікуються в Полтавській області, де сумарне випаровування зросте на 235 мм. Впродовж вегетаційного періоду зростання сумарного випаровування у Лісостеповій зоні теж відбувалось нерівномірно, це видно на прикладі Полтавської області (табл. 6.5)

Таблиця 6.4. Агрокліматичні умови вирощування баклажанів за середніми багаторічними даними

Грунтово-кліматична зона, область	Сума ФАР за вегета-ційний період, ккал/см^2	Сума темпера-тур вище 10°С	Середня темпера тура за вегета-ційний період, °С	Сума опа-дів, мм	Сумарне випаро-вування за вегета ційний період, мм	Дефіцит вологи за вегетацій ний період, мм
Лісова зона						
Волинська	23,6	1765	16,7	300	371	67
Рівненська	22,7	1845	16,6	294	296	95
Житомирська	25,3	1967	16,5	237	296	158
Чернігівська	23,9	1922	17,2	278	273	138
Київська	26,2	2161	18,0	314	370	100
Львівська	23,2	1868	16,7	292	468	61
Тернопільська	22,7	1894	17,9	284	400	22
Хмельницька	22,7	1894	17,9	284	403	16
Чернівецька	24,7	1872	17,2	326	314	135
Івано-Франківськ	22,7	1894	17,9	284	400	20
Закарпатська	25,8	2033	18,1	299	342	117
Лісостепова зона						
Черкаська	28,3	2331	18,1	294	466	49
Сумська	23,6	1992	18,3	233	338	86
Харківська	26,3	2268	19,2	230	405	78
Полтавська	27,3	2159	17,8	234	433	55
Вінницька	27,6	2389	18,4	305	450	42
Північний Степ						
Кіровоградська	30,3	2495	17,8	260	512	34
Дніпропетровськ	28,0	2268	18,6	192	494	72
Луганська	33,7	2520	18,0	192	588	34
Донецька	29,7	2520	19,6	231	528	9
Південний Степ						
Одеська	34,6	2797	20,5	208	560	108
Миколаївська	33,4	2517	18,5	218	610	35
Херсонська	34,6	2841	19,9	160	520	103
Запорізька	33,2	2701	20,5	195	548	57
АР Крим	36,0	2668	20,2	179	649	46

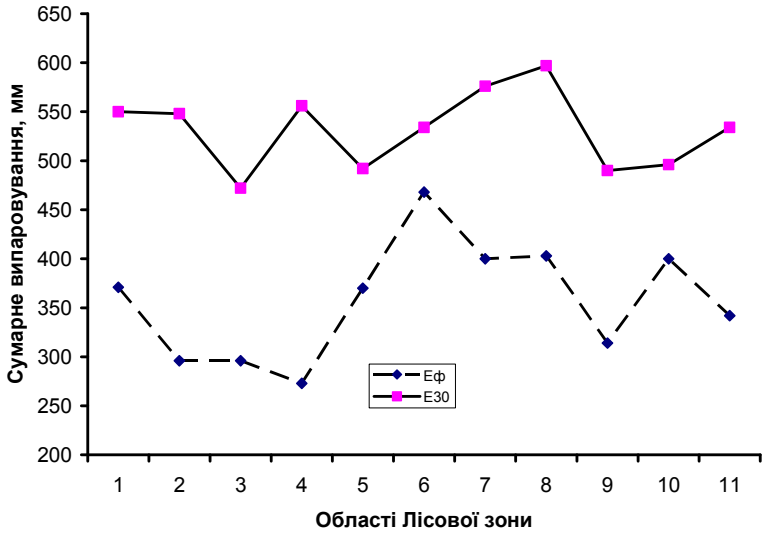


Рис. 6.2. Динаміка сумарного випаровування (мм) по областях Лісової зони за середніми багаторічними даними ($E_ф$) і за кліматичним сценарієм *GFDL*-30 %

Номера областей: 1 – Волинська, 2 – Рівненська, 3 – Житомирська, 4 – Чернігівська, 5 – Київська, 6 – Львівська, 7 – Тернопільська, 8 – Хмельницька, 9 – Чернівецька, 10 – Івано-Франківська, 11 – Закарпатська.

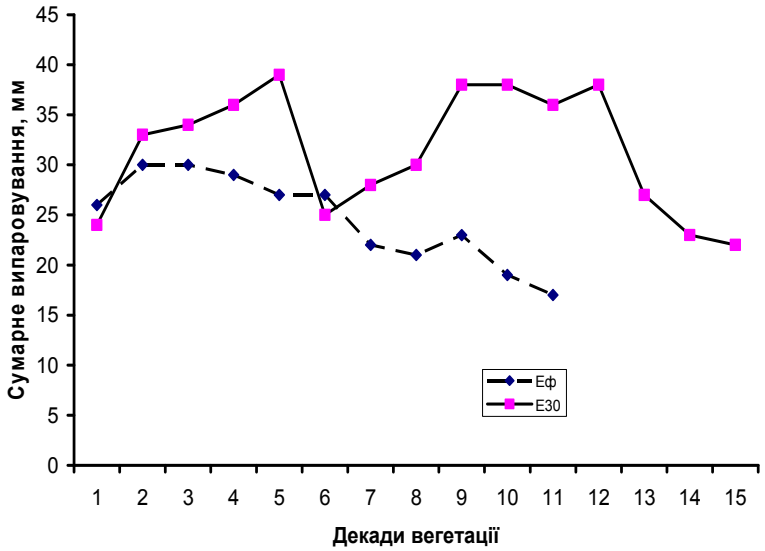


Рис. 6.3. Динаміка сумарного випаровування з поля баклажанів за середніми багаторічними даними ($E_ф$) і за сценарієм (E_{30}) у Лісовій зоні, на прикладі Рівненської області

Як видно із даних табл. 6.5, в перші три декади вегетації сумарне випаровування за сценарієм нижче від значень середнього багаторічного. Починаючи з четвертої декади, воно зростає і до кінця вегетації перевищує середнє багаторічне значення на 10–13 мм.

В областях Північного Степу середнє багаторічне сумарне випаровування коливалось від 494 мм в Дніпропетровській області до 588 мм в Луганській області. Сумарне випаровування при зміні клімату за вказаним вище сценарієм коливалось від 648 мм в Кіровоградській області до 747 мм в Донецькій. Найбільше відхилення сумарного випаровування за сценарієм відзначалось в Донецькій області і становило 219 мм. Найменше – в Кіровоградській області – 133 мм.

Динаміка сумарного випаровування впродовж вегетаційного періоду баклажанів в Південному Степу (на прикладі Запорізької області) наводиться на рис. 6.4.

В областях Південного Степу, де тривалість вегетаційного періоду баклажанів за зміни клімату збільшиться до 19 декад, сумарне випаровування за сценарієм коливатиметься від 680 мм в Миколаївській області до 770 мм в Запорізькій області. Середнє багаторічне значення сумарного випаровування коливається від 520мм в Херсонській області до 649 мм в АР Крим.

Як видно із рис. 6.4, сумарне випаровування з поля баклажанів за сценарієм *GFDL*-30 % в перші чотири декади було значно нижче, ніж за середніми багаторічними даними. Після четвертої декади вегетації воно підвищиться на 10 – 20 мм і це перевищення спостерігаєтиметься до кінця вегетаційного періоду. Розглянемо, як вплине зміна тривалості вегетаційного періоду та всіх його характеристик на накопичення сухої маси *ММУ* та *УВ* баклажанів.

Таблиця 6.5. Сумарне випаровування $E_ф$ (мм) по декадах вегетації баклажанів у Лісостеповій зоні, Полтавська область

Декади вегетації											
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
За середніми багаторічними даними ($E_ф$)											
31	39	43	45	47	45	46	43	45	45	35	31
За кліматичним сценарієм *GFDL*-30 % (E_{30})											
19	30	38	46	60	56	57	45	54	55	60	51

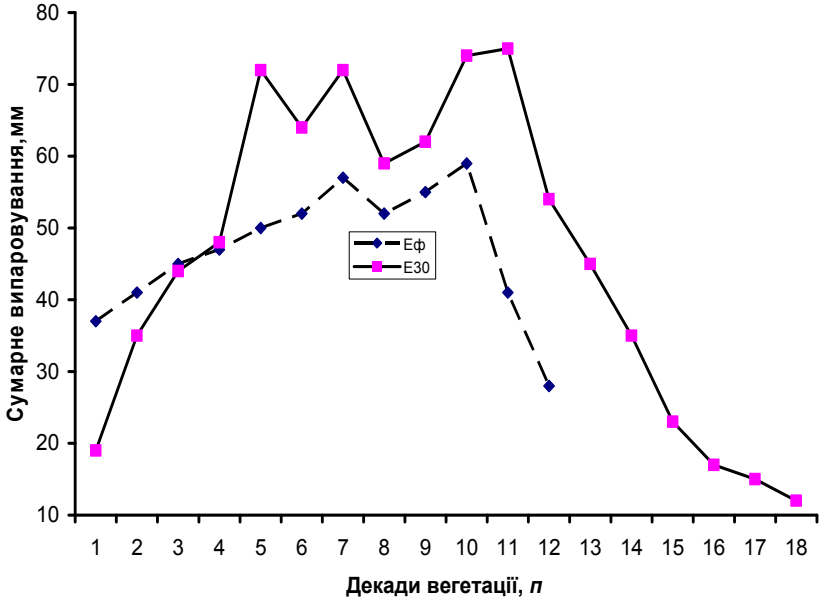


Рис. 6.4. Динаміка сумарного випаровування впродовж вегетаційного періоду баклажанів за середніми багаторічними даними ($E_ф$) та за сценарієм (E_{30}) в Південному Степу

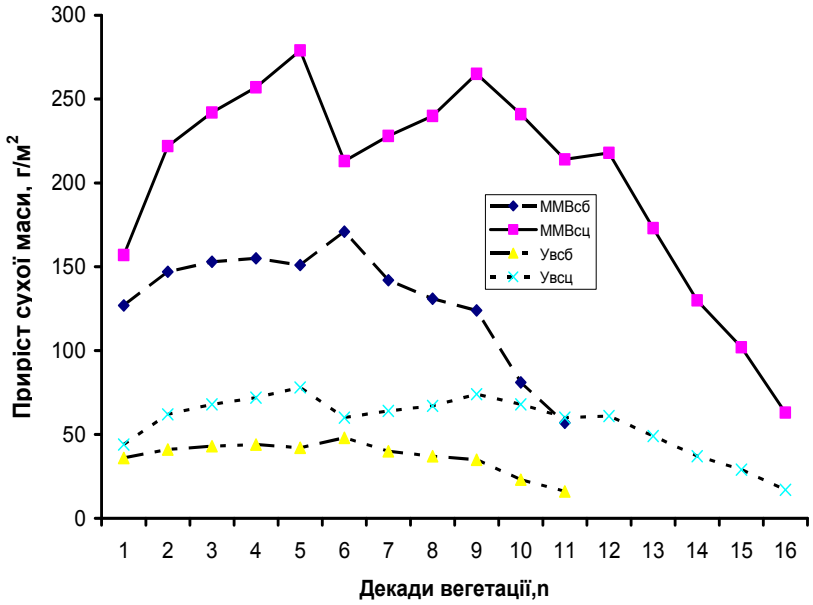


Рис. 6.5. Динаміка середніх багаторічних приростів сухої маси ($ММУ_{сб}$) і ($УВ_{сб}$) та приростів за зміни клімату ($ММУ_{сц}$) і ($УВ_{сц}$) баклажанів у Лісовій зоні, Чернігівська область

Як видно із рис. 6.5, прирости *ММУ* та *УВ* при зміні клімату за умови реалізації вищевказаного сценарію різко зростуть на початку періоду на 20–40 г/м^2, починаючи з сьомої декади – на 100–120 г/м^2. Таке збільшення приростів за зміни клімату зумовлено підвищенням середньої за декаду температури повітря впродовж всього періоду вегетації. А баклажани дуже вимогливі до тепла і за середніми багаторічними показниками перша агрокліматична зона забезпечена теплом для вирощування баклажанів тільки на 60–65 %. Тому підвищення температури повітря при зміні клімату сприятиме підвищенню урожайності і розширенню зони виробничого вирощування баклажанів.

На рис. 6.6 наводиться динаміка приростів сухої маси баклажанів в четвертій агрокліматичній зоні (на прикладі Одеської області).

Як видно із рис. 6.6, прирости сухої маси *ММУ* баклажанів при зміні клімату за сценарієм *GFDL*-30 % в четвертій агрокліматичній зоні вищі за середні багаторічні значення. Особливо це помітно у другій половині вегетаційного періоду. Різниця між приростами сухої маси баклажанів у виробництві не така відчутна в перші декади вегетації до сьомої декади. Після сьомої декади різниця між приростами сухої маси дещо збільшується.

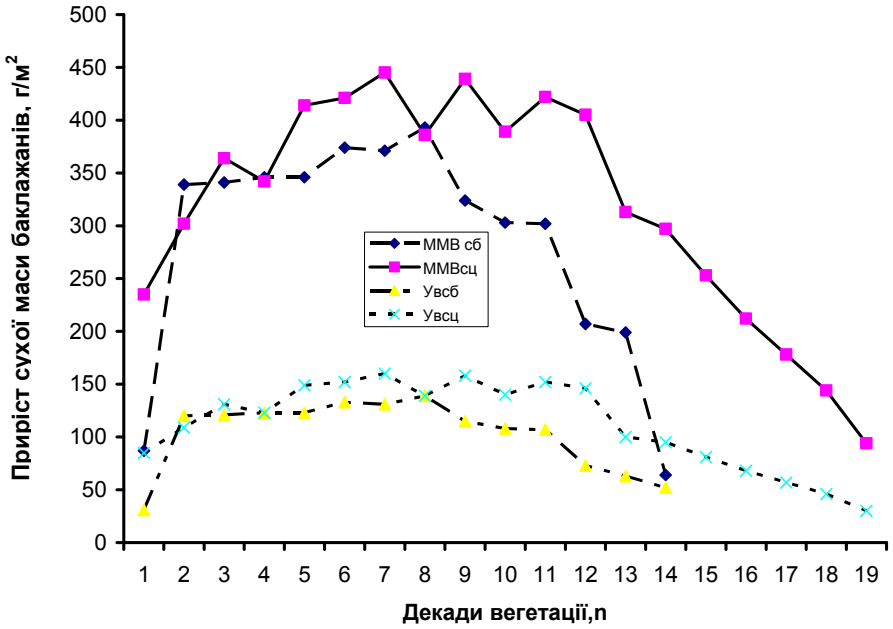


Рис. 6.6. Динаміка середніх багаторічних приростів сухої маси ($ММУ_{сб}$), ($УВ_{сб}$) баклажанів та приростів при зміні клімату ($ММУ_{сц}$,$УВ_{сц}$) в четвертій агрокліматичній зоні, Одеська область

Якщо порівняти динаміку приростів по агрокліматичних зонах, то можна зробити висновок, що різниці між приростами збільшуються від четвертої агрокліматичної зони до першої. Це свідчить про те, що четверта агрокліматична зона в середньому багаторічному забезпечена теплом для вирощування баклажанів, а Північний Степ, Лісостепова і Лісова зони менш забезпечені теплом, і тому підвищення температури за реалізації зміни клімату за сценарієм *GFDL*-30 % покращить теплозабезпеченість вегетаційного періоду баклажанів, і прирости сухої маси зростатимуть. Причому, зростання збільшуватиметься з південних областей до північних, де воно буде найвищим. В табл. 6.6 наводяться узагальнені характеристики волого-температурного режиму та показників формування продуктивності баклажанів при зміні клімату за умов реалізації сценарію *GFDL*-30 %.

Таблиця 6.6. Узагальнені характеристики агрокліматичних умов вирощування баклажанів при зміні клімату за умов реалізації сценарію *GFDL*-30 %

№ п/п	Загальні показники за період вегетації	Агрокліматичні зони			
		1	2	3	4
1	Сума активних температур, °С	3112	3548	3692	4239
2	Сума ФАР за вегетаційний період, ккал/см^2	35,8	41,3	42,7	48,8
3	Тривалість вегетаційного періоду, д	162	172	172	192
4	Сума опадів, мм	394	382	372	320
5	Потреба рослин у воді, мм	654	774	805	928
7	Сумарне випаровування , мм	549	603	647	770
8	Дефіцит вологи за вегетаційний період, мм	104	171	158	159
9	*ПУ* сухої маси, г/м^2	3667,4	3587	3975	5565
10	*ММУ* сухої маси, г/м^2	3343,4	3312	3729	5205
11	*ДМУ* сухої маси, г/м^2	1571,2	2650	2461	3071
12	*УВ* сухої маси, г/м^2	883,4	1486	1384	1702
13	*ПУ* плодів, ц/га	387,7	379	420	588
14	*ММУ* плодів, ц/га	353,6	349	393	550
15	*ДМУ* плодів, ц/га	166,3	279	260	324
16	*УВ* плодів, ц/га	93	157	146	180
17	Оцінка міри сприятливості кліматичних умов $K_м$, відн.од.	0,912	0,923	0,911	0,935
18	Оцінка рівня використання агрокліматичних ресурсів $K_е$	0,264	0,449	0,338	0,327

Вегетаційний період баклажанів зросте в першій агрокліматичній зоні на 3 декади, в другій та третій – на 4 декади і в четвертій – на 5 декад.

Дефіцит вологи зросте на 100–130 мм і найвідчутніше це буде в зонах Лісостепу та Північного Степу. Підвищаться оцінки ступеня сприятливості кліматичних умов вирощування баклажанів в усіх агрокліматичних зонах, окрім Південного Степу, де вони залишаться на тому ж рівні. Погіршаться оцінки рівня використання агрокліматичних ресурсів в зоні Південного Степу та підвищаться в зоні Лісостепу.

Капуста. Виробничі посівні площі капусти серед овочевих культур займають перше місце в Лісовій та Лісостеповій зонах України.

Середні багаторічні агрокліматичні умови вирощування капусти наведені в табл. 6.7.

На рис 6.7 наведена динаміка сумарного випаровування капусти, розрахована за середніми багаторічними даними та за даними реалізації сценарію *GFDL*-30 % (на прикладі Київської області). Як видно із рис. 6.7, сумарне випаровування з поля капусти в Лісовій зоні за умови реалізації сценарію *GFDL*-30 % від початку вегетації до п'ятої декади вегетації нижче, ніж сумарне випаровування за середніми багаторічними даними. З початку шостої декади вегетації воно різко зростатиме на 10 – 13 мм.

Далі до кінця вегетації переважає сумарне випаровування за умови зміни клімату при реалізації сценарію *GFDL*-30 %.

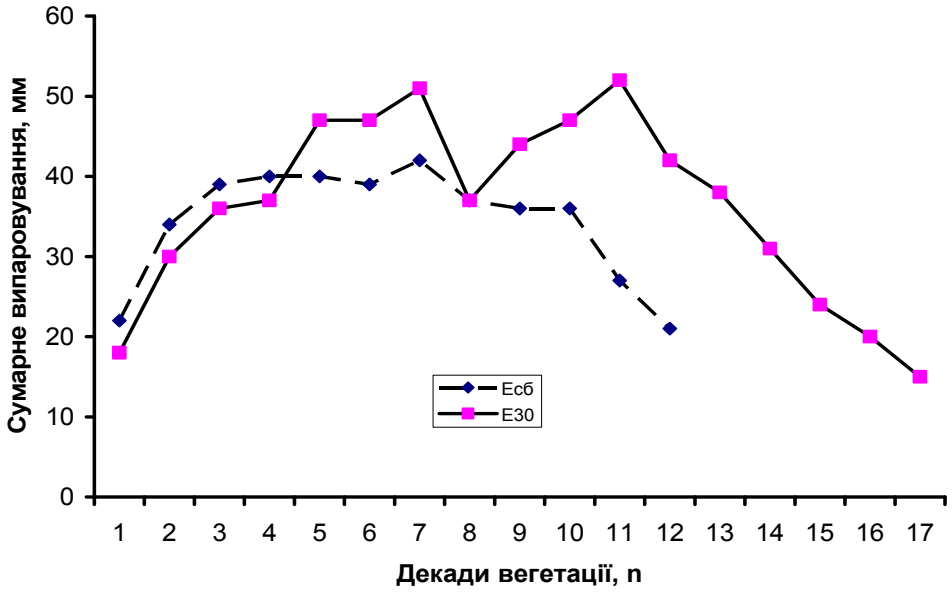


Рис. 6.7. Динаміка середнього багаторічного сумарного випаровування ($E_{сб}$) та за реалізації сценарію ($E_{сц}$) з поля капусти в Лісовій зоні, Київська область

Таблиця 6.7. Агрокліматичні умови вирощування капусти за середніми багаторічними даними

Грунтово-кліматична зона, область	Сума ФАР за вегетаційний період, ккал/см^2	Сума температур, вище 10 °С	Середня температура за вегетаційний період, °С	Сума опадів, мм	Сумарне випаровування за вегетаційний період, мм	Дефіцит вологи за вегетаційний період, Мм
Лісова зона						
Волинська	23,5	1795	16,7	300	438	66
Рівненська	22,7	1845	16,6	294	382	12
Житомирська	25,3	1967	16,5	237	432	81
Чернігівська	27,9	2268	17,5	262	468	75
Київська	26,2	2161	18,0	314	459	36
Львівська	27,2	2268	16,7	292	468	61
Тернопільська	22,7	1894	17,9	284	400	22
Хмельницька	22,7	1895	17,9	284	406	31
Чернівецька	23,1	1722	17,4	297	406	13
Івано-Франківськ	22,7	1894	17,9	284	400	20
Закарпатська	25,8	2033	18,1	299	442	20
Лісостепова зона						
Черкаська	23,7	1862	18,8	246	413	19
Сумська	22,3	1840	18,6	219	385	16
Харківська	24,9	2124	19,7	219	443	15
Полтавська	24,3	1865	18,5	210	386	50
Вінницька	25,0	2060	18,7	273	430	22
Північний Степ						
Кіровоградська	26,6	2109	19,2	229	467	20
Дніпропетровська	26,6	2143	19,1	183	440	31
Луганська	29,24	2153	19,6	165	532	10
Донецька	28,2	2239	19,9	218	502	7
Південний Степ						
Одеська	30,9	2404	20,7	177	524	76
Миколаївська	30,5	2235	19,5	198	576	12
Херсонська	34,6	2701	19,9	160	598	26
Запорізька	30,2	2347	21	175	549	15
АР Крим	31,4	2496	21,5	157	615	18

У другій агрокліматичній зоні спостерігається подібний хід динаміки сумарного випаровування, але зростання його при зміні клімату за умов реалізації сценарію *GFDL*-30 % починається вже з п'ятої декади. Рівень сумарного випаровування в Лісостеповій зоні вищий, ніж в Лісові зоні і за середніми багаторічними даними і за умов реалізації сценарію на 7–10 мм.

У зоні Північного Степу (Дніпропетровської області (рис. 6.8) сумарне випаровування, розраховане за середніми багаторічними даними ($E_{сб}$), вище від сумарного випаровування при зміні клімату за сценарієм *GFDL*-30 % ($E_{сц}$) майже до десятої декади вегетації і становить на початку періоду 40мм, а в десяту декаду вегетації – 62 мм. $E_{сб}$ на початку вегетації становить 22 мм, в десяту декаду – 60 мм. Починаючи з десятої декади, $E_{сб}$ поступово зменшується і наприкінці вегетації становить 18мм. $E_{сц}$ знижується повільніше і в чотирнадцяту декаду вегетації становить 28 мм, а наприкінці вегетації – 12 мм.

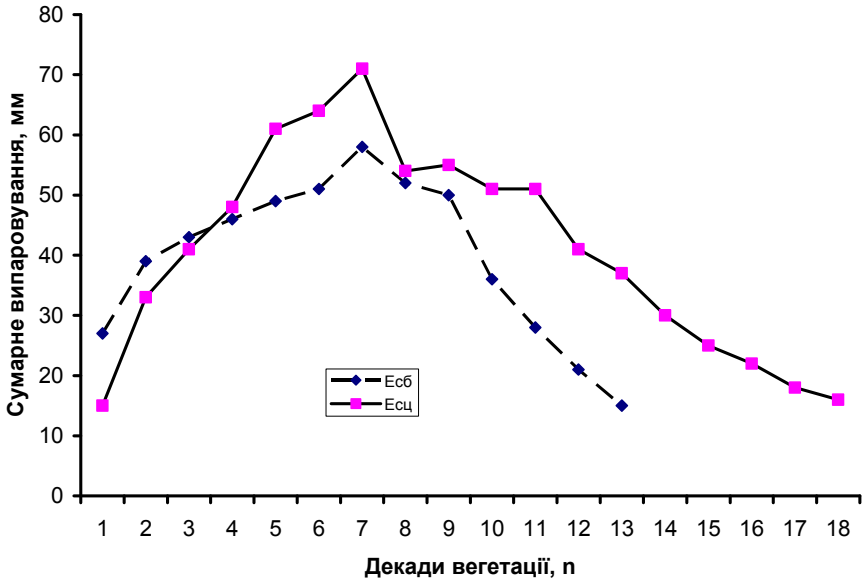


Рис. 6.8. Динаміка середнього багаторічного випаровування ($E_{сб}$) і випаровування при зміні клімату за умов реалізації сценарію ($E_{сц}$) з поля капусти в Північному Степу, Дніпропетровська область

У Південному Степу (на прикладі Одеської області) сумарне випаровування з поля капусти за середніми багаторічними даними і за сценарієм *GFDL*-30 % незначно відрізняються (на 2–5 мм) до восьмої декади вегетації. З восьмої по десяту декади вегетації сумарне випаровування за середніми багаторічними даними перевищує його значення при зміні клімату за умов реалізації сценарію *GFDL*-30 % впродовж двох декад на 12 мм і на 3 мм. В десяту декаду вегетації

значення $E_{сб}$ та $E_{сц}$ вирівнюються і становлять 59 мм. Починаючи з одинадцятої декади, $E_{сц}$ перевищує $E_{сб}$ на 3–8 мм.

На рис. 6.9 представлена динаміка приростів сухої маси капусти в Лісовій зоні на прикладі Житомирської області.

Як видно із даних рис. 6.9 та табл. 6.8, середнє багаторічне значення приросту сухої маси капусти як *ММУ,* так і *УВ* вище в північних та центральних областях України. В південних областях термічний режим для розвитку капусти несприятливий через те, що середні температури впродовж вегетаційного періоду значно вищі від температурного оптимуму для розвитку капусти.

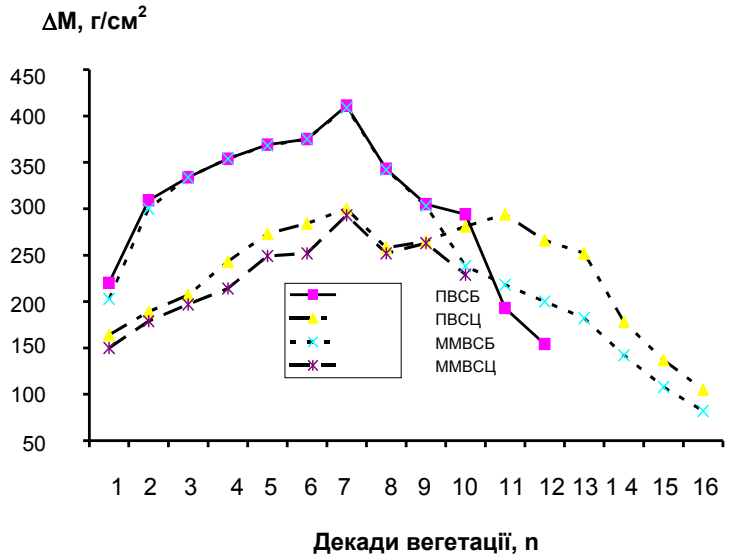


Рис. 6.9. Динаміка приростів сухої маси капусти Δ*M* ,потенційного та метеорологічно-можливого урожаю за середніми багаторічними даними ($ПУ_{сб}$ і $ММУ_{сб}$) та за даними сценарію (*ПУ* і *ММУ*) у Лісовій зоні

Вплив змін клімату за умов реалізації сценарію *GFDL*-30 % на прирости сухої маси капусти впродовж періоду вегетації в різних агрокліматичних зонах представлено в табл. 6.8.

За умов реалізації сценарію *GFDL*-30 % прирости сухої маси *ММУ* та *УВ* будуть вищими майже впродовж всього вегетаційного періоду. В цілому за вегетаційний період приріст сухої маси капусти збільшується за рахунок збільшення тривалості вегетаційного періоду та приростів сухої маси капусти в середині вегетаційного періоду.

Особливо відчутним збільшення приростів сухої маси та качанів капусти буде в областях Південного Степу.

Таблиця 6.8. Динаміка середніх багаторічних приростів сухої маси *ММУ* та *УВ* капусти по агрокліматичних зонах України та при зміні клімату за умови реалізації сценарію *GFDL*-30 %

Декади вегетації	Приріст сухої маси, г/м^2, середні багаторічні							
	ММУ,				*УВ*			
	агрокліматичні зони				агрокліматичні зони			
	1	2	3	4	1	2	3	4
1	202	141	246	176	74	73	98	72
2	300	239	284	219	110	123	113	90
3	334	287	317	270	122	148	126	111
4	355	303	345	138	130	156	137	57
5	368	313	354	145	135	161	141	58
6	375	303	390	148	137	156	155	61
7	410	329	318	160	150	169	127	66
8	343	286	299	156	126	147	119	64
9	303	270	299	163	111	139	119	67
10	291	245	201	130	107	126	80	54
11	190	191	166	119	69	98	66	49
12	149	161	132	114	55	83	53	47
13		112		183		58		75
14				154				64
	За умов реалізації сценарію *GFDL*-30 %							
1	115	154	137	222	45	69	51	80
2	177	222	181	258	70	100	67	93
3	193	221	196	274	76	100	73	99
4	209	237	233	315	82	107	87	113
5	236	265	243	316	87	119	90	114
6	203	261	253	313	80	104	94	113
7	210	268	250	298	83	107	93	107
8	228	265	247	323	90	107	92	116
9	214	259	250	319	84	103	98	115
10	193	270	265	347	76	121	71	125
11	188	291	191	240	74	131	65	87
12	164	227	175	211	64	102	61	76
13	136	215	184	228	54	86	55	73
14	108	221	166	209	37	79	49	67
15	81	198	148	197	28	69	40	63
16	60	172	123	173	21	57	34	56
17	30	142	103	144	12	43	26	46
18		109	80	117		49		37
19				93				29

Солодкий перець. Посівні площі солодкого перцю мають найбільше поширення в областях Південного Степу. Трохи менші посівні площі його в областях Північного Степу. В Лісостеповій та Лісовій зонах України виробничі посівні площі солодкого перцю майже не зустрічаються, а розповсюджені переважно на присадибних ділянках. Середні багаторічні агрокліматичні умови вирощування солодкого перцю наведені в табл. 6.9.

Динаміка сумарного випаровування з поля солодкого перцю, розрахованого за середніми багаторічними даними, та при зміні клімату за умов реалізації сценарію *GFDL*-30 % в Лісовій зоні (на прикладі Київської області) представлена на рис. 6.10. Як видно із даних рис. 6.10, сумарне випаровування за умов реалізації сценарію *GFDL*-30 % в перші чотири декади буде нижчим за середні багаторічні значення. Починаючи з п'ятої декади, воно стає вищим на 10 – 20 мм, особливо після дев'ятої декади.

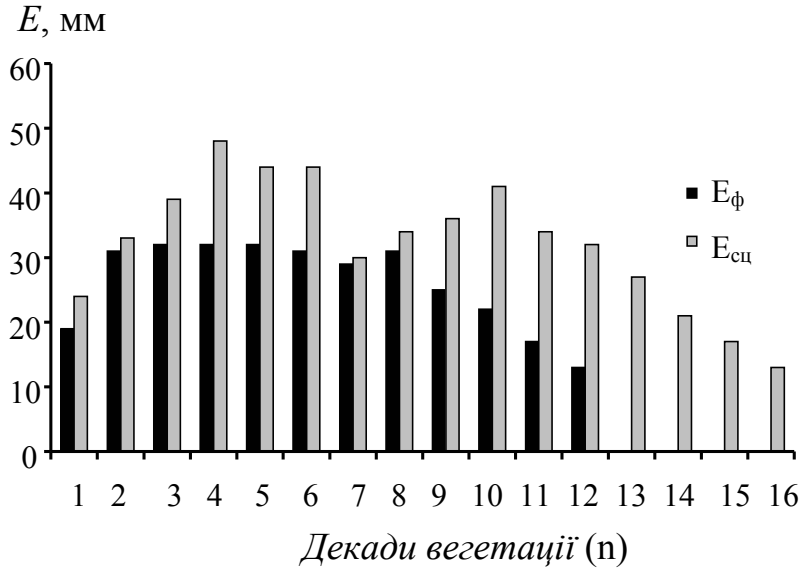


Рис. 6. 10. Динаміка середнього багаторічного випаровування ($E_{сб}$) та випаровування за умов реалізації сценарію ($E_{сц}$) з поля солодкого перцю в Лісовій зоні, Київська область

Подібна динаміка сумарного випаровування спостерігається на полях солодкого перцю і в Лісостеповій зоні (рис. 6.11). Порівняння величин сумарного випаровування з полів солодкого перцю в областях Північного та Південного Степу показало, що їх динаміка подібна (рис. 6.12). На початку вегетації перевищують значення багаторічного випаровування. Починаючи з четвертої декади середні багаторічні значення і значення сумарного випаровування при зміні клімату за умови реалізації сценарію *GFDL*-30 % вирівнюються, а з п'ятої декади сумарне випаровування за

сценарієм перевищує середні багаторічні на 8–20 %. Особливо це помітно з дев'ятої декади вегетації.

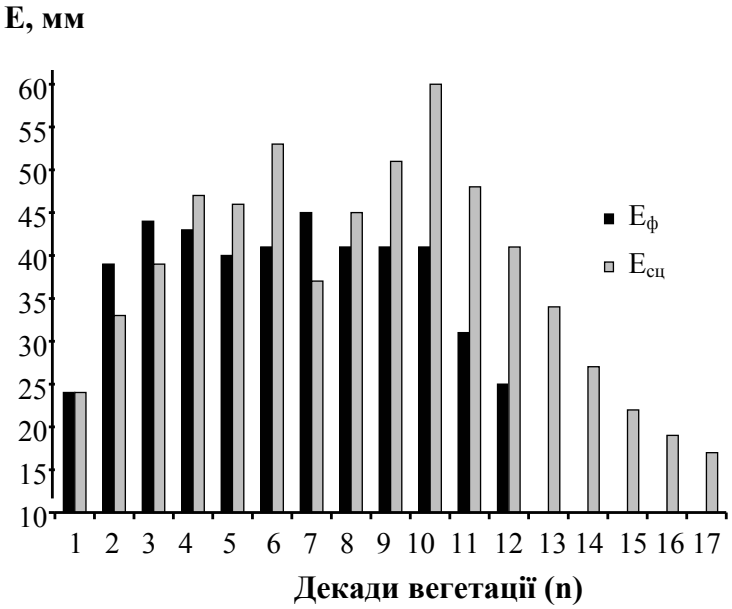


Рис. 6.11. Динаміка середнього багаторічного випаровування ($E_ф$) та випаровування за умов реалізації сценарію ($E_{сц}$) з поля солодкого перцю. Лісостепова зона, Черкаська область

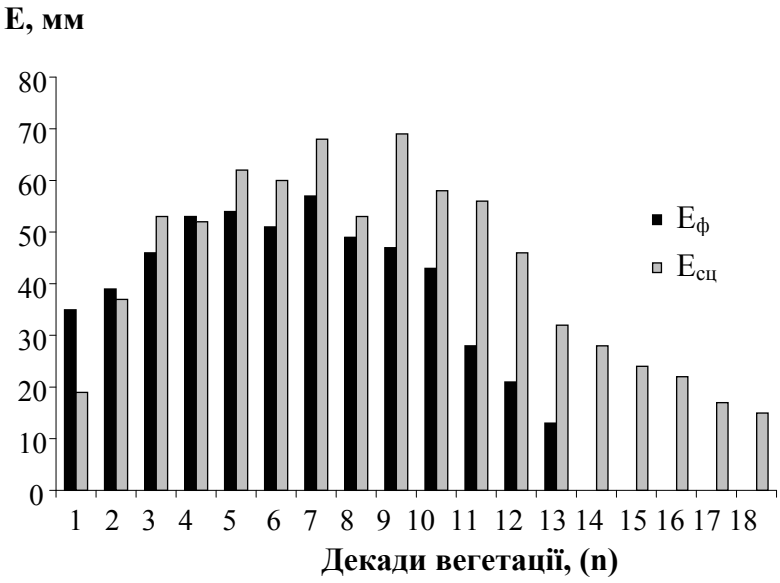


Рис. 6.12. Динаміка середнього багаторічного випаровування ($E_{сб}$) та випаровування за умов реалізації сценарію ($E_{сц}$) з поля солодкого перцю. Південний Степ, Одеська область

Таблиця 6.9. Агрокліматичні умови вирощування солодкого перцю за середніми багаторічними даними

Ґрунтово-кліматична зона, область	Сума ФАР за вегетаційний період, ккал/см^2	Сума температур, вище 10°С	Середня температура за вегетаційний період, °С	Сума опадів мм	Сумарне випаровування за вегетаційний період, мм	Дефіцит вологи за вегетаційний період, мм
Лісова зона						
Волинська	23,6	1765	16,7	300	406	33
Рівненська	22,7	1845	16,6	294	314	77
Житомирська	23,3	1967	16,5	237	367	87
Чернігівська	23,9	1922	17,1	278	277	138
Київська	26,2	2160	18,0	314	370	100
Львівська	23,2	1868	16,7	292	468	61
Тернопільська	22,7	1894	17,9	284	400	22
Хмельницька	22,7	1894	17,9	284	397	22
Чернівецька	24,7	1871	17,2	326	314	135
Івано-Франківська	22,7	1894	17,9	284	400	20
Закарпатська	25,8	2033	18,1	299	421	37
Лісостепова зона						
Черкаська	28,3	2331	18,1	294	465	49
Сумська	23,7	1992	18,3	233	397	35
Харківська	26,3	2268	19,2	230	434	48
Полтавська	27,3	2158	17,8	234	461	26
Вінницька	27,6	2389	18,4	305	469	24
Північний Степ						
Кіровоградська	30,3	2494	17,8	260	504	45
Дніпропетровська	28,0	2268	18,6	192	474	20
Луганська	33,7	2520	18,0	192	584	37
Донецька	33,7	2520	18,0	192	584	37
Південний Степ						
Одеська	32,3	2558	20,5	185	519	70
Миколаївська	33,4	2517	18,5	218	617	28
Херсонська	34,6	2841	19,7	160	528	95
Запорізька	33,2	2701	20,5	195	564	43
АР Крим	36,0	2946	20,2	179	650	45

Зміна волого-температурних показників за умов реалізації сценарію зміни клімату *GFDL*-30 % зумовить зміну в накопиченні рослинної маси солодкого перцю і у величині урожаю його плодів.

Як вказувалось вище, за умов зміни клімату за сценарієм *GFDL*-30 % в областях Лісової і Лісостепової зон значно зростуть суми температур за вегетаційний період солодкого перцю і забезпеченість теплом цієї теплолюбної культури також зросте. Тому прирости сухої маси впродовж вегетаційного періоду як *ММУ,* так і *УВ* також зростуть (рис. 6.13).

В перші дві декади вегетації прирости сухої маси *ММУ* в порівнянні з середніми багаторічними зростуть незначно. А вже з третьої декади і до кінця вегетаційного періоду прирости сухої маси при зміні клімату зростатимуть спочатку на 40 г/м^2, а у наступні декади - на 80–100 г/м^2 .

Динаміка приростів сухої маси *УВ* відзначається більшою згладженістю як середніх багаторічних значень, так і за умови зміни клімату за сценарієм.

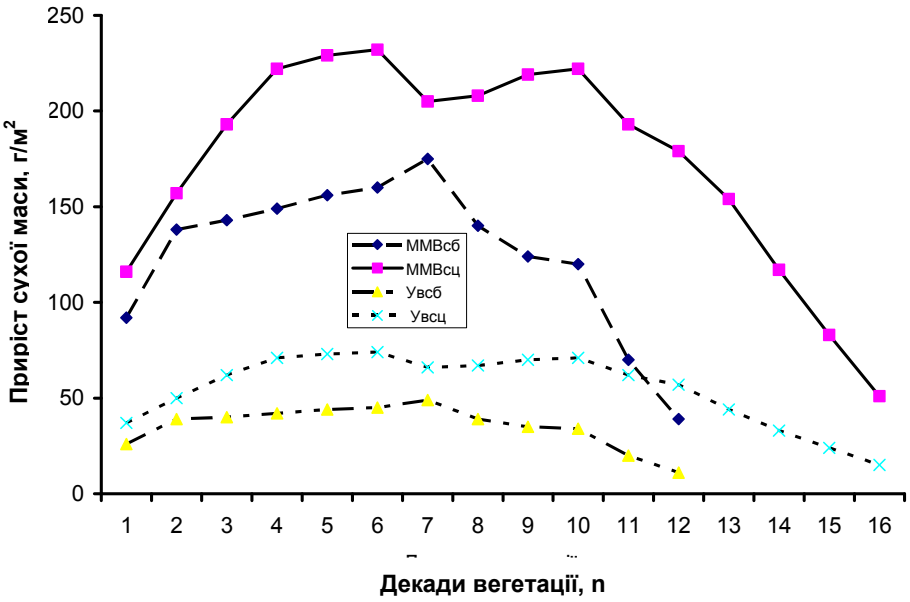


Рис. 6.13. Динаміка середніх багаторічних приростів ($ММУ_{сб}$, $УВ_{сб}$) та приростів при зміні клімату ($ММУ_{сц}$, $УВ_{сц}$) сухої маси солодкого перцю у першій агрокліматичній зоні, Житомирська область

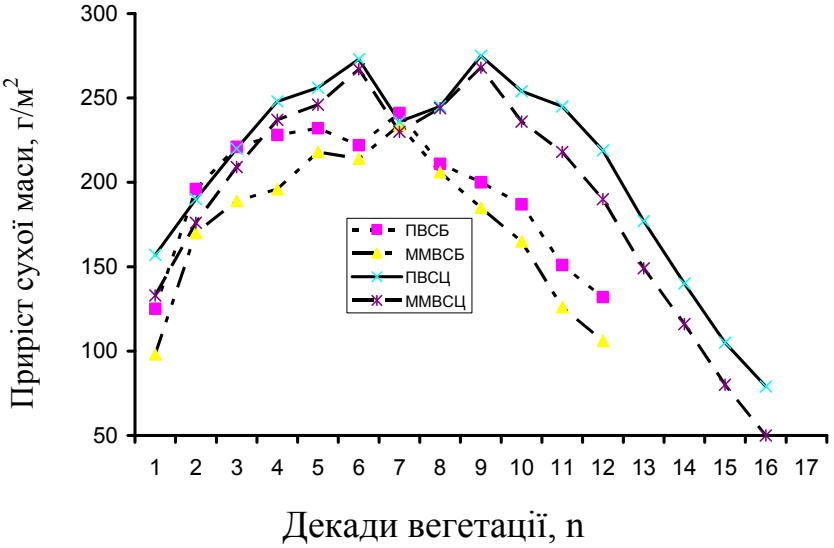


Рис. 6.14. Динаміка середніх багаторічних приростів ($ММУ_{сб,}$) та приростів при зміні клімату ($ММУ_{сц,}$) сухої маси солодкого перцю в другій агрокліматичній зоні, Черкаська область

Як видно із даних рис. 6.14, у динаміці приростів сухої маси *ММУ* солодкого перцю при зміні клімату за умов реалізації сценарію в Лісостеповій зоні будуть спостерігатися незначні відхилення від середніх багаторічних значень.

Динаміка приростів сухої маси *УВ* солодкого перцю при зміні клімату за умов реалізації сценарію відрізняється від середніх багаторічних значень тільки в період з другої по п'яту декади вегетаційного періоду. В наступні декади відхилення незначне.

Як видно із даних рис. 6.15, в областях Південного Степу в перші чотири декади вегетації середні багаторічні прирости сухої маси *ММУ* та *УВ* вища за прирости, які відбудуться при зміні клімату за умови реалізації сценарію *GFDL*-30 %. Впродовж п'ятої та шостої декад прирости сухої маси *ММУ* та *УВ* солодкого перцю будуть однаковими. Починаючи з сьомої декади, прирости сухої маси *ММУ* та *УВ* при зміні клімату будуть вищі, особливо збільшиться різниця після десятої декади вегетації.

Як видно із рис. 6.13 – 6.15, при зміні клімату за умови реалізації сценарію *GFDL*-30 % не по всій території України відбудуться ідентичні зміни в показниках розвитку солодкого перцю.

В табл. 6.10 наведені узагальнені характеристики зміни волого-температурних показників та приростів рослинної маси і плодів солодкого перцю по всіх агрокліматичних зонах України.

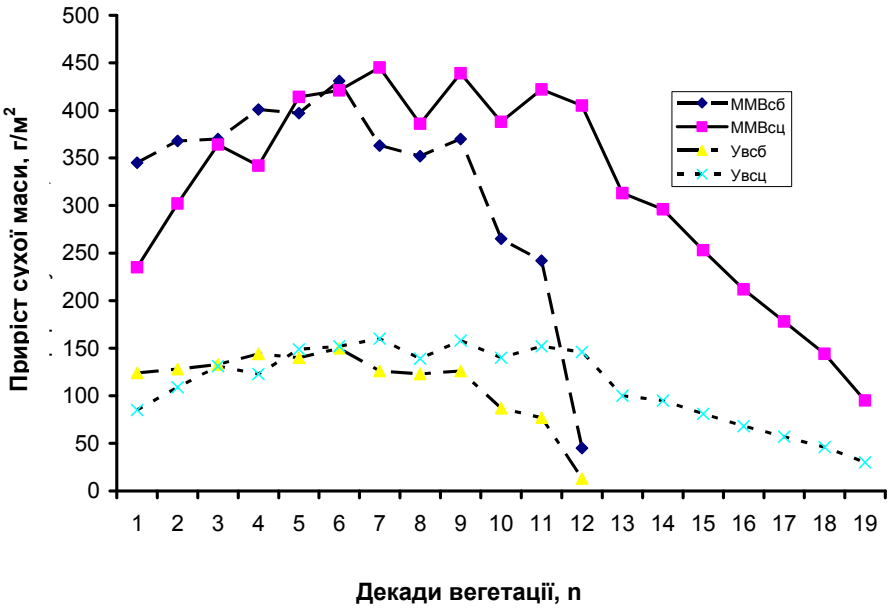


Рис. 6.15. Динаміка середніх багаторічних приростів ($ММУ_{сб}$, $УВ_{сб}$) та приростів при зміні клімату ($ММУ_{сц}$, $УВ_{сц}$) сухої маси солодкого перцю в Південному Степу, Одеська область

Порівняння показників табл. 6.10 з середніми багаторічними показниками (табл. 6.9) показує, що при зміні клімату за умови реалізації сценарію *GFDL*-30 % відбудеться значне підвищення сум температур за вегетаційний період солодкого перцю, надходження ФАР і суми опадів.

Потреба рослин у воді зросте від 650 мм в Лісовій зоні до 950 мм в Південному Степу, а сумарне випаровування – від 470 мм у Лісовій зоні до 730 мм в областях Південного Степу. До 200 мм зросте дефіцит вологи в областях Північного і Південного Степу. Тривалість вегетаційного періоду зросте на 3 декади в Лісостеповій зоні, чотири декади – в Лісостеповій та 5 декад в зонах Північного і Південного Степу. Такі зміни волого-температурних показників сприятимуть зростанню сухої маси рослин урожаїв всіх рівнів солодкого перцю. В зв'язку з потеплінням поширеться на північ зона виробничого вирощування культури, зміняться оцінки сприятливості кліматичних умов для вирощування солодкого перцю ($К_м$), оцінки ефективності використання кліматичних умов ($К_е$) та оцінки господарського використання метеорологічних та ґрунтових умов ($К_{агро}$).

Зростуть оцінки рівня сприятливості кліматичних умов ($К_м$) для вирощування солодкого перцю в Лісової зоні до 0,86 – 0,90 відн. од., у Лісостеповій зоні до 0,91 – 0,94 відн. од. Не зміняться оцінки рівня сприятливості кліматичних умов в областях Північного та Південного Степу.

Таблиця 6.10. Узагальнені характеристики агрокліматичних умов вирощування солодкого перцю при зміні клімату за умови реалізації сценарію *GFDL*-30 %

№ п/п	Загальні показники за період вегетації	Агрокліматичні зони			
		1	2	3	4
1	Сума активних температур,°С	3082	3606	3983	4212
2	Сума ФАР, ккал/см^2	35,78	42,8	46,7	49,1
3	Тривалість вегетаційного періоду, д	160	172	182	192
4	Сума опадів, мм	431	347	335	354
5	Потреба рослин у воді, мм	656	807	889	935
7	Сумарне випаровування , мм	473	668	679	726
8	Дефіцит вологи за вегетаційний період, мм	184	139	210	209
9	*ПУ* сухої маси, г/м^2	3653,4	3710	4565	6615
10	*ММУ* сухої маси, г/м^2	3244,4	3472	4160	6059
11	*ДМУ* сухої маси, г/м^2	1622,2	2153	2579	3878
12	*УВ* сухої маси, г/м^2	912,4	1199	1404	2121
13	*ПУ* плодів, ц/га	385,7	392	482	686
14	*ММУ* плодів, ц/га	342,6	367	439	628
15	*ДМУ* плодів, ц/га	171,3	227	272	402
16	*УВ* плодів, ц/га	96,3	126	148	220
17	Оцінка ступеня сприятливості кліматичних умов $К_м$, відн.од.	0,888	0,936	0,911	0,916
18	Оцінка рівня використання агрокліматичних ресурсів $К_е$, відн.од.	0,281	0,345	0,338	0,350
19	Оцінка господарського використання ґрунтових та метеорологічних умов, $К_{агр}$	0,562	0,557	0,562	0,547

Оцінка ефективності рівня використання агрокліматичних умов ($К_е$) також зросте в областях Лісової зони до 0,285 відн.од, в областях Лісостепової зони залишиться незмінною в Хмельницькій, Вінницькій та Черкаській областях і зменшиться до 0,345 відн. од. в Полтавській та Харківській областях. В областях Північного Степу оцінка ефективності рівня використання агрокліматичних умов залишиться незмінною в Кіровоградській та Дніпропетровській областях.

В Луганській та Донецькій областях знизиться до 0,350 відн. од. Знизяться оцінки рівня використання агрокліматичних умов в усіх областях Південного Степу.

Оцінка господарського використання метеорологічних та ґрунтових умов залишиться незмінною по території України і коливатиметься від 0,547 до 0,562 відн. од.

Зміни волого-температурних показників за умови реалізації сценарію сприятимуть підвищенню урожаїв плодів всіх рівнів у всіх агрокліматичних зонах. В областях Лісової зони *ММУ* плодів підвищиться до 342 ц/га, Лісостепової – до 367 ц/га, Північного Степу – до 440 ц/га, Південного Степу – до 630 ц/га.

УВ буде вище на 40–50 ц/га в областях Лісової зони, в Харківській та Полтавській областях Лісостепової зони, 20–30 ц/га в інших областях Лісостепової зони та Кіровоградській, Дніпропетровській, Луганській та Донецькій областях Північного Степу. В Південному Степу збільшення урожаїв по областях буде нерівномірним і вищим на 40 – 50 ц/га в Запорізькій, Херсонській та Миколаївській областях і на 60–70 ц/га в Одеській області та АР Крим.

Томати. Томати в Україні займають найбільші серед овочевих культур посівні площі. Середні багаторічні агрокліматичні показники вирощування томатів наведені в табл. 6.11.

При зміні клімату за умови реалізації сценарію *GFDL*-30 %, як і для інших культур, відбудеться зміна волого-температурних показників розвитку томатів. Збільшення надходження ФАР та підвищення середньої температури впродовж вегетаційного періоду сприятимуть підвищенню сумарного випаровування.

Як видно із рис. 6.16, при зміні клімату за умови реалізації сценарію *GFDL*-30 % сумарне випаровування зростатиме впродовж всього вегетаційного періоду томатів. В перші три декади вегетації перевага незначна, в наступні декади вона збільшуватиметься, особливо в дев’яту та десяту декади і досягне значень 52–57 мм.

Потреба рослин у воді становитиме з четвертої по тринадцяту декади вегетації 60–70 мм за декаду, тоді як за середніми багаторічними даними вона становить 30–37 мм.

В областях Лісостепової зони середнє багаторічне сумарне випаровування коливалось від 30 до 38 мм в перші шість декад вегетації до 13–25 мм в останні декади вегетації. При зміні клімату за умови реалізації сценарію *GFDL*-30 % сумарне випаровування зросте і коливатиметься в межах 26–39 мм до дванадцятої декади вегетації та від 15 до 27 мм з 13-ої по 17-ту декади .

Таблиця 6.11. Агрокліматичні умови вирощування томатів за середніми багаторічними даними

Грунтово-кліматична зона, область	Сума ФАР за вегетаційний період, ккал/см^2	Сума температур, вище 10 °С	Середня температура за вегетаційний період, °С	Сума опадів, мм	Сумарне випаровування за вегетаційний період, мм	Дефіцит вологи за вегетаційний період, мм
Лісова зона						
Волинська	23,6	1765	16,7	300	372	66
Рівненська	22,7	1845	16,6	294	379	11
Житомирська	25,3	1967	16,5	295	374	81
Чернігівська	24,5	1921	17,5	278	285	151
Київська	25,3	1967	16,5	237	374	81
Львівська	22,2	1848	16,7	292	468	61
Тернопільська	22,1	1854	16,9	284	400	36
Хмельницька	22,7	1894	17,9	284	400	20
Чернівецька	24,7	1872	17,2	326	314	134
Івано-Франківськ	22,7	1894	17,9	284	400	20
Закарпатська	25,8	2033	18,2	299	433	25
Лісостепова зона						
Черкаська	28,3	2332	18,1	294	344	170
Сумська	23,7	1992	18,3	233	403	21
Харківська	26,3	2568	19,8	230	433	49
Полтавська	27,3	2158	17,8	234	471	17
Вінницька	27,6	2389	18,4	305	455	38
Північний Степ						
Кіровоградська	30,3	2495	18,8	260	501	45
Дніпропетровська	28,0	2268	18,6	102	405	90
Луганська	33,7	2520	18,0	192	566	56
Донецька	29,8	2392	19,6	231	504	33
Південний Степ						
Одеська	28,9	2968	19,5	209	374	32
Миколаївська	33,4	2518	18,5	218	605	40
Херсонська	34,6	2840	19,7	160	577	47
Запорізька	33,2	2701	20,5	195	566	40
АР Крим	36,0	2946	20,2	179	659	36

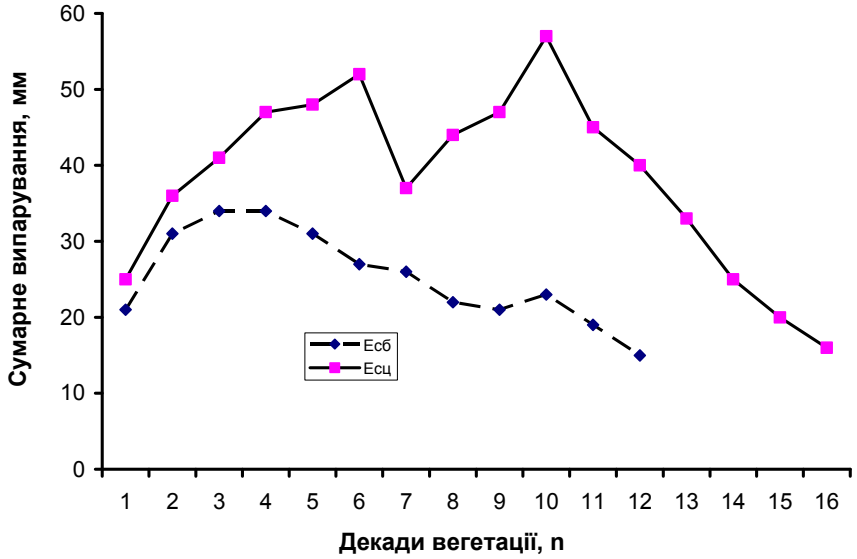


Рис. 6.16. Динаміка середнього багаторічного випаровування ($E_{сб}$) та випаровування при зміні клімату за сценарієм ($E_{сц}$) з поля томатів в Лісовій зоні, Чернігівська область

Співставлення середнього багаторічного випаровування з випаровуванням при зміні клімату за сценарієм для областей Північного Степу наведено в табл. 6.12.

При зміні клімату сумарне випаровування відчутно зростатиме, починаючи з четвертої декади вегетації. Особливо відчутне зростання буде спостерігатись в п’яту та шосту декади і з 8-ої до 14-ої декад.

Таблиця 6.12. Середнє багаторічне сумарне випаровування ($E_{сб}$) та випаровування за умов зміни клімату ($E_{сц}$) з поля томатів у Північному Степу, Дніпропетровська обл.

Сумарне випаровування	Декада вегетації								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
$E_{сб}$	27	38,9	43	46,2	49,5	51,3	58,4	52,2	46,4
$E_{сц}$	27,7	38,5	45,9	59,2	60,9	67,8	51,7	59,2	58,1
Декада	10	11	12	13	14	15	16	17	18
$E_{сб}$	41,9	28,6	22,5	17,2	12,8				
$E_{сц}$	57,4	45	40,3	32,2	24,3	22,8	19,0	17,4	

Порівняння значень середнього багаторічного випаровування та випаровування при зміні клімату в областях Південного Степу (рис. 6.17) показало, що в областях Південного Степу різниця між середнім багаторічним сумарним випаровуванням і випаровуванням за сценарієм менш відчутна, ніж в інших зонах.

В перші три декади вегетації сумарне випаровування за сценарієм нижче від середніх багаторічних значень і коливається в межах 18–47 мм. З четвертої декади вегетації до сьомої $E_{сц}$ перевищує $E_{сб}$ і коливається від 57 до 83 мм. У восьму та дев'яту декади значення $E_{сб}$ та $E_{сц}$ однакові. Починаючи з десятої декади і до кінця вегетаційного періоду, $E_{сц}$ вище за величину $E_{сб}$.

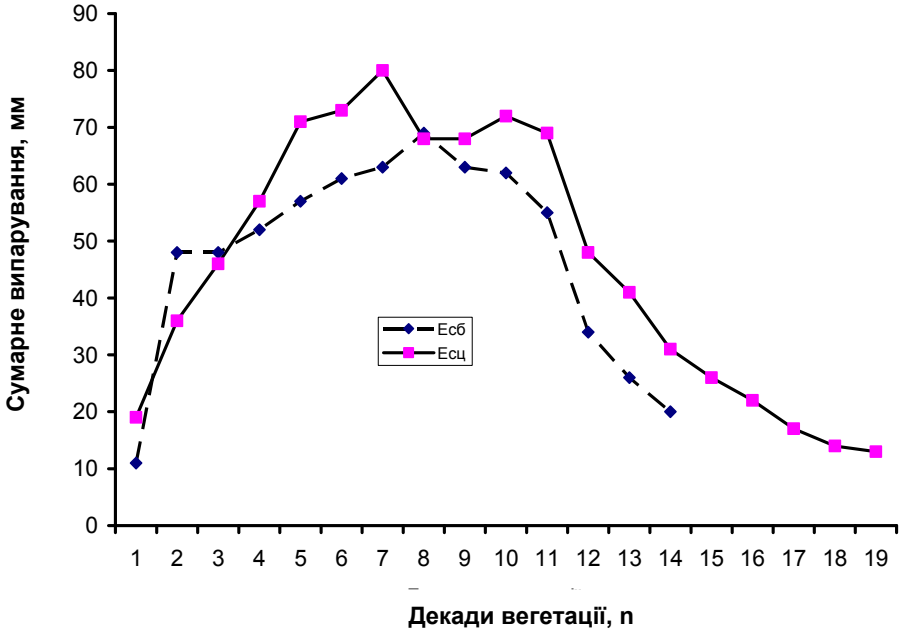


Рис. 6.17. Динаміка середнього багаторічного випаровування ($E_{сб}$) та випаровування при зміні клімату за сценарієм ($E_{сц}$) з поля томатів в Південному Степу, Запорізька область

Зміна волого-температурних показників при зміні клімату за умов реалізації сценарію *GFDL*-30 % сприятиме зміні в приростах сухої маси томатів. Розглянемо це по агрокліматичних зонах. Співставлення середніх багаторічних приростів *ММУ* та *УВ* з приростами за сценарієм видно на рис. 6.18 – 6.21.

Як видно із рис 6.18, динаміка приростів сухої маси *ММУ* при зміні клімату поступово збільшується до шостої декади та досягає 292 г/м^2, тоді як середні багаторічні прирости становлять 267 г/м^2.

В сьому декаду вегетаційного періоду вони зрівнюються, а в наступні декади прирости $ММУ_{сц}$ будуть вищі і становитимуть від 280–303 г/м^2 до

тринадцятої декади, далі поступово зменшуватимуться до 70 г/м^2 наприкінці вегетації.

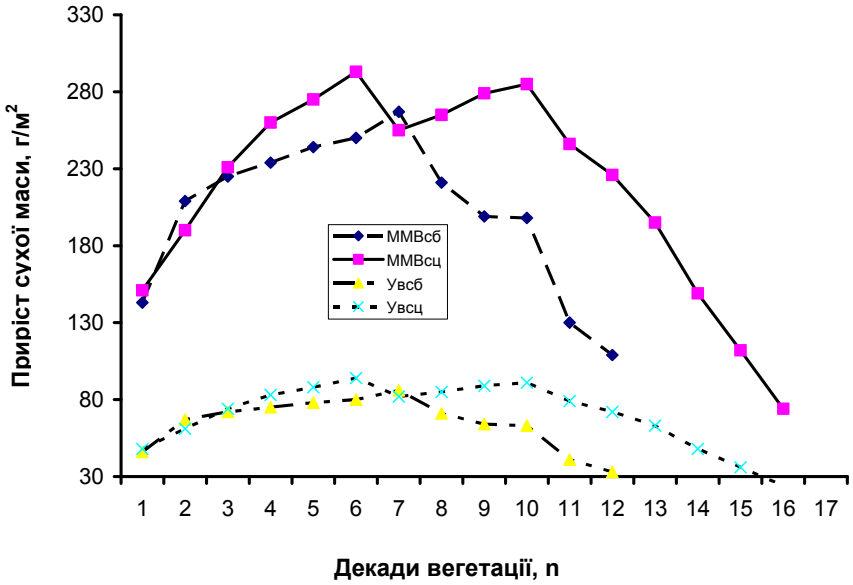


Рис. 6.18. Динаміка середніх багаторічних приростів сухої маси $ММУ_{сб}$, $УВ_{сб}$ томатів та приростів $ММУ_{сц}$, $УВ_{сц}$ при зміні клімату в Лісовій зоні, Київська область

Середні багаторічні прирости сухої маси *УВ* до п'ятої декади вегетації однакові з приростами, які очікуються при зміні клімату, і становлять від 48 до 93 г/м^2. Після шостої декади вегетації прирости сухої маси *УВ* за сценарієм вищі, ніж середні багаторічні прирости.

Динаміка приростів сухої маси *ММУ* та *УВ* в областях Лісостепової зони наводиться на рис. 6.19. Як видно із даних рисунка, динаміка середніх багаторічних приростів сухої маси *ММУ* та *УВ* і динаміка приростів за сценарієм подібні до динаміки в областях Лісової зони, але значення приростів *ММУ* та *УВ* в Лісостеповій зоні вищі впродовж всього вегетаційного періоду на 35–40 г/м^2 і становлять в другу декаду вегетації 236 та 106 г/м^2.

Слід відзначити, що після шостої декади вегетації прирости сухої маси як *ММВ,* так і *УВ* за середніми багаторічними значеннями починають знижуватись, тоді як приріст сухої маси, який очікується при зміні клімату за сценарієм, починає знижуватись тільки після дев'ятої декади.

В цілому за вегетаційний період томатів в областях накопичується середня багаторічна суха маса *ММУ* 2896– 2920г/м^2, *УВ* – 1303 – 1313 г/м^2; за сценарієм *ММУ* = 4050 – 4098 г/м^2, *УВ* = 1793 – 1810 г/м^2.

Як видно із даних рис. 6.20, прирости сухої маси томатів *ММУ* та *УВ* як за середніми багаторічними значеннями, так і за умови зміни клімату мають ідентичну динаміку з динамікою в областях Лісостепової зони.

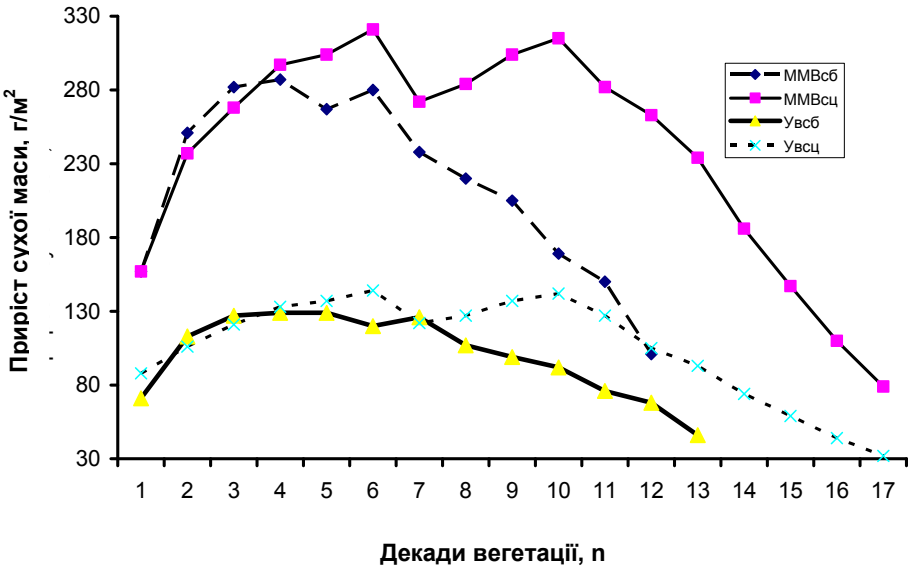


Рис. 6.19. Динаміка середніх багаторічних приростів сухої маси $ММУ_{сб}$ та $УВ_{сб}$ і приростів $ММУ_{сц}$, $УВ_{сц}$ томатів за умови зміни клімату в Лісостеповій зоні, Черкаська область

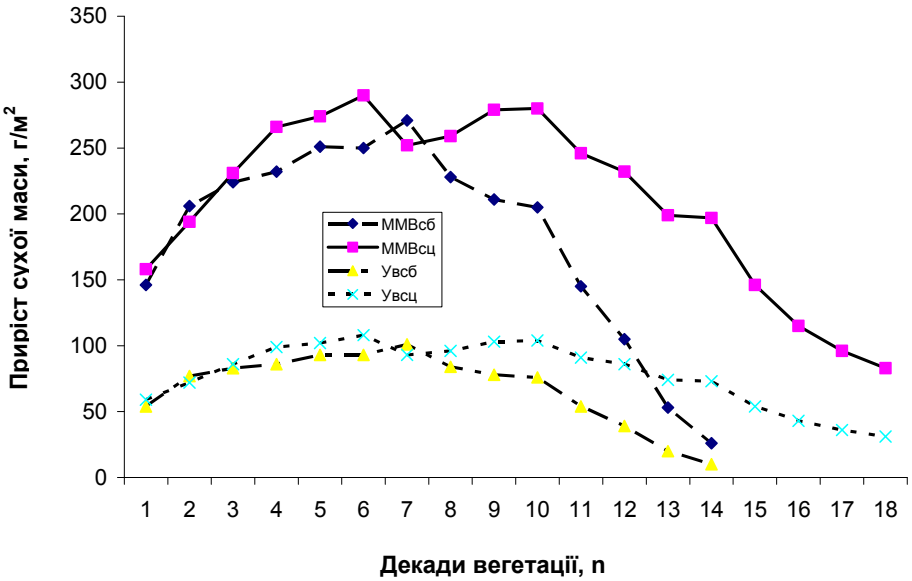


Рис. 6.20. Динаміка середніх багаторічних приростів сухої маси $ММУ_{сб}$ та $УВ_{сб}$ і приростів $ММУ_{сц}$, $УВ_{сц}$ томатів за умови зміни клімату в Північному Степу, Дніпропетровська область

Слід відзначити, що прирости сухої маси *ММУ* та *УВ* в областях Північного Степу в порівнянні з Лісостеповою зоною за умови зміни клімату будуть нижчі і коливатимуться в межах 194–290 г/м^2. Найвищі прирости сухої маси томатів будуть відзначатись з шостої по десяту декади вегетації. В умовах Північного Степу погіршаться умови зволоження і зросте необхідність у розширенні зрошуваних земель для одержання високих урожаїв.

В областях Південного Степу середні багаторічні прирости $МВУ_{сб}$ та $УВ_{сб}$ сухої маси томатів в перші три декади вегетації будуть вищі.

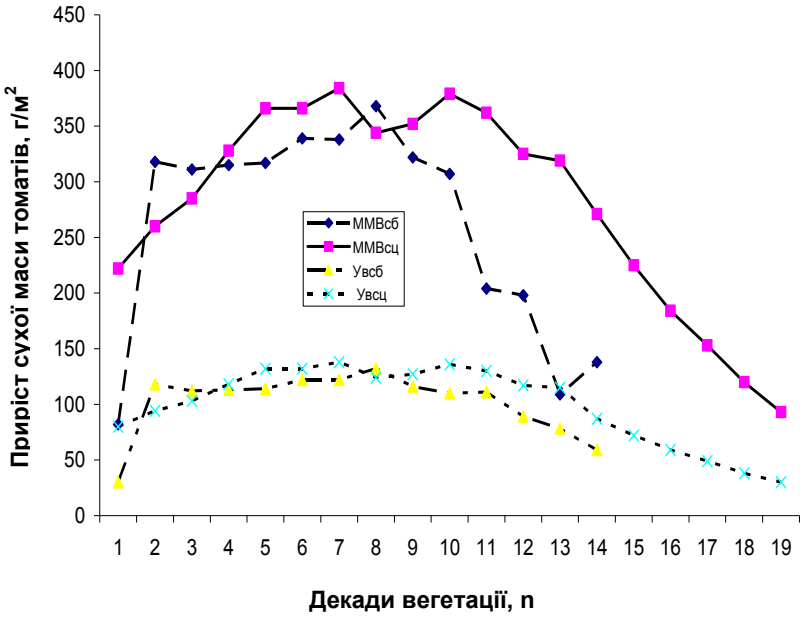


Рис. 6. 21. Динаміка середніх багаторічних приростів сухої маси $ММУ_{сб}$ та $УВ_{сб}$ і приростів $ММУ_{сц}$, $УВ_{сц}$ томатів за умови зміни клімату в Південному Степу, АР Крим

В четвертій декаді прирости сухої маси *ММУ*, які відбудуться за умови зміни клімату, досягнуть значень середніх багаторічних і вже з п'ятої декади ці прирости будуть вищі. Але відчутне збільшення відбудеться, тільки починаючи з десятої декади вегетації (рис. 6.21).

Прирости сухої маси *УВ* томатів дещо вищі за умов зміни клімату, тільки починаючи з десятої декади вегетації.

Слід відзначити, що в динаміці приростів *ММУ* за умов зміни клімату спостерігається зменшення приростів в Лісовій, Лісостеповій зонах та в Північному Степу в шосту, сьому декади вегетації. В Південному Степу таке зниження спостерігатиметься у восьму, дев'яту декади.

Зміна волого-температурного режиму, збільшення вегетаційного періоду за умов зміни клімату сприятиме збільшенню декадних приростів сухої маси по декадах і в цілому за вегетаційний період. Це, в свою чергу, зумовить збільшення урожаю плодів і зміни оцінок сприятливості агрокліматичних умов та використання кліматичних ресурсів (табл. 6.13).

Таблиця 6.13. Узагальнені характеристики агрокліматичних умов вирощування томатів при зміні клімату за умови реалізації сценарію *GFDL*-30 %

№ п/п	Загальні показники за період вегетації	Агрокліматичні зони			
		1	2	3	4
1	Сума активних температур, °С	3308	3548	3709	4244
2	Сума ФАР, ккал/см^2	39,4	41,3	42,9	49,0
3	Тривалість вегетаційного періоду, д	162	172	183	193
4	Сума опадів, мм	383	382	372	336
5	Потреба рослин у воді, мм	729	774	800	931
6	Сумарне випаровування , мм	473	585	645	746
7	Дефіцит вологи за вегетаційний період, мм	184	189	154	186
8	*ПУ* сухої маси, г/м^2	3720	4737	3891	5794
9	*ММУ* сухої маси, г/м^2	3486	4098	3618	5341
10	*ДМУ* сухої маси, г/м^2	1987	3278	2388	3418
11	*УВ* сухої маси, г/м^2	1117	1793	1343	1881
12	*ПУ* плодів, ц/га	400	509	418	622
13	*ММУ* плодів, ц/га	374	440	389	574
14	*ДМУ* плодів, ц/га	214	352	257	368
15	*УВ* плодів, ц/га	120	192	144	202
16	Оцінка ступеня сприятливості кліматичних умов $K_м$, відн.од.	0,937	0,865	0,911	0,922
17	Оцінка рівня ефективності використання агрокліматичних ресурсів $K_е$, відн. од.	0,321	0,438	0,338	0,352
18	Оцінка господарського використання ґрунтових та метеорологічних умов $К_{агро}$	0,562	0,547	0,562	0,550

При зміні клімату за умови реалізації сценарію *GFDL*-30 % тривалість вегетаційного періоду томатів зросте в областях Лісової зони до 16 декад, областях Лісостепу – до 17 декад, Північного Степу – до 18 декад і Південного Степу – до 19 декад. Крім тривалості вегетаційного періоду

зростуть всі волого-температурні показники за вегетаційний період. Так, сума опадів зросте в Лісовій зоні на 80–100 мм, в Лісостеповій – на 90–150 мм, в зоні Північного Степу – на 110–180 мм, Південного Степу – на 120–150 мм.

Зростання сум температур вище 10 °С до 3300, 3500, 3700, 4240 °С відповідно по зонах спричинить підвищення сумарного випаровування до 470 мм – у Львівській, Волинській, Тернопільській та Івано-Франківській областях. До 450 мм зросте сумарне випаровування у Житомирській, Чернігівській, Київській, Хмельницькій та Чернівецькій областях. В Лісостеповій зоні найвище сумарне випаровування буде в Харківській, Полтавській, Вінницькій та Черкаській областях – 585 мм, найменше – в Сумській області – 517 мм.

Різко зросте потреба рослин у воді від – 730 мм в областях Лісової зони до 930 мм в зоні Південного Степу. Підвищення сум опадів, яке буде спостерігатись при зміні клімату, не забезпечить рослини вологою і значно зросте потреба рослин у воді у всіх зонах – на 50–180 мм.

Збільшення тривалості вегетаційного періоду та підвищення приростів сухої маси рослин щодекадно у всіх зонах сприятиме значному збільшенню накопичення рослинної маси урожаїв томатів всіх рівнів, а відповідно і плодів. Слід зазначити, що підвищення урожаїв томатів не у всіх областях України буде відбуватись рівномірно. В областях Північного Степу збільшення буде менш значним, ніж в областях Лісостепової зони і Південного Степу.

Підвищаться оцінки сприятливості кліматичних умов вирощування томатів в областях Лісової та Лісостепової зони. В областях Північного та Південного Степу вони трохи погіршаться або залишаться без змін.

Оцінки ефективності використання агрокліматичних ресурсів підвищаться в областях Лісової та Лісостепової зон і коливатимуться в межах 0,321–0,438 відн. од., але зменшаться в областях Північного та Південного Степу до 0,338 та 0,352 відн. од. відповідно.

Висновки

Аналіз літературних джерел, обробка та аналіз експериментальних матеріалів та матеріалів багаторічних спостережень за розвитком та формуванням урожайності овочевих культур по областях України дозволили дійти висновку, що ґрунтово-кліматичні умови території України і наявність зрошення в посушливих районах дозволяють досить успішно вирощувати такі овочеві культури, як баклажани, капуста, огірки, солодкий перець та томати.

На основі базової моделі оцінки агрокліматичних ресурсів формування продуктивності сільськогосподарських культур, яка заснована на концепції максимальної продуктивності рослин Х.Тоомінга, результатах

моделювання формування урожаю рослин А.М. Польового, виконана оцінка щодекадної динаміки в середині вегетаційного періоду показників приростів агроекологічних категорій урожайності баклажанів, капусти, огірків, солодкого перцю та томатів під впливом радіаційного, теплового та водного режимів по території України, визначені рівні агроекологічних категорій урожайності, одержані кількісні комплексні показники оцінок ступеня сприятливості кліматичних ресурсів вирощування овочевих культур в різних агрокліматичних зонах, оцінки ступеня ефективності використання агрокліматичних ресурсів, виділені райони, найбільш сприятливі для вирощування овочевих культур, що дозволить більш раціонально розміщувати посівні площі під ними.

Очікувані зміни глобального та регіонального клімату призведуть до значної зміни кліматичних ресурсів України, деякої зміни меж ґрунтово-кліматичних зон і, як наслідок цього, до суттєвої зміни агрокліматичних умов вирощування овочевих культур, які зумовлять зміну рівнів їх урожайності.

На основі моделі А.М. Польового виконані дослідження впливу зміни клімату за умов реалізації сценарію *GFDL*-30 % на ріст та формування урожайності овочевих культур. Дослідження показали, що при потеплінні клімату межа Північного і Південного Степу значно просунеться на північ і буде знаходитись в нинішніх межах Лісостепової зони. Внаслідок потепління у всіх агрокліматичних зонах збільшиться тривалість вегетаційного періоду, зростуть суми температур за вегетаційний період, надходження ФАР та сумарне випаровування, зросте нестача води для задоволення потреб рослин. Внаслідок цього північна межа виробничого вирощування баклажанів, солодкого перцю та томатів відступить на північ і в усіх зонах ці культури будуть забезпечені теплом.

Через різке підвищення температур зменшиться територія агрокліматичних районів, сприятливих для вирощування капусти та огірків. Значно зросте територія недостатнього зволоження, де потрібно буде розвивати зрошення.

7. ОЦІНКА СТАНУ ВОДНИХ РЕСУРСІВ УКРАЇНИ В УМОВАХ ЗМІН РЕГІОНАЛЬНОГО КЛІМАТУ ТА ЇХ ВПЛИВ НА ЕКОНОМІКУ УКРАЇНИ

Під терміном "*водні ресурси*" розуміють поверхневі та підземні води певної території, придатні до використання. Основну частину водних ресурсів України становлять поверхневі води, які формуються та існують безпосередньо на земній поверхні, тобто води природних (озер) та штучних водойм, водотоків. Інтегральною характеристикою водних ресурсів значних територій є річний стік їхніх річок [39].

На території України нараховується 71183 річки, з яких понад чотири тисячі мають довжину більше 10 км (130 з них – понад 100 км). Загальна протяжність річок складає 248,3 тис. км, а сумарний річний стік становить (без Дунаю) 85,1 км^3 [11]. Безпосередньо на території країни формується 51 км^3 води, а решту складають води, які утворюються за межами країни та протікають через Україну транзитом. Найбільшими річками України є: Сіверський Донець, Дніпро, Південний Буг, Дністер, Дунай.

Поверхневі водні ресурси впливають на стан навколишнього середовища, вони забезпечують існування людей та тваринного й рослинного світу, пов'язані із соціальним становищем суспільства і здоров'ям людини. Використання водних ресурсів в Україні є одним з найбільш високих у світі й складає до 100 % техногенного перетворення поверхневих вод і до 10–20 % підземних. Проте водні ресурси є обмеженими й уразливими. В умовах нарощування антропогенних навантажень на природне середовище, розвитку суспільного виробництва виникає необхідність раціонального використання та екологічно спрямованого їх захисту.

Зміни глобального клімату, які спостерігаються протягом останніх десятиріч [1, 12, 13, 43, 44], впливають на кліматичні умови формування стоку річок України, а отже, зумовлюють зміни її поверхневих водних ресурсів. У нових кліматичних умовах, особливо при зростанні посушливості, збільшується потреба у прісній води різних споживачів, що зумовлює необхідність розроблення нової стратегії подальшого розвитку водного господарства та усієї економіки України. Дослідження наслідків змін клімату у зв'язку зі станом поверхневих водних ресурсів України виконували у кінці минулого та на початку нового сторіччя рядом українських науковців, серед яких слід відзначити роботи В.І. Вишневського [3, 4], який установив основні тенденції щодо змін кліматичних характеристик та характеристик стоку на початку XXI сторіччя; А.І. Шерешевського та Л.К. Синицької [41], у роботах яких відмічається зменшення випаровування з водної поверхні, особливо у

східних та південних територіях України. Дослідження сучасних змін максимального стоку річок проводилися В.О. Войцехович та Л.І.Лузан [6], Є.Д. Гопченком, В.А. Овчарук, Ж.Р. Шакірзановою [9]. Показано, що зменшення максимального стоку весняного водопілля може впливати на режим наносів, величина яких відповідно зменшується [32]. Зміни річного, внутрішньорічного та мінімального стоку р. Дніпро, що відбувалися протягом останніх десятиріч, детально проаналізовані у монографії вчених Київського Національного університету імені Тараса Шевченка [38]. Разом із водним режимом у результаті глобального потепління установлені зміни льодового режиму річок: скорочується тривалість стійкого льодового покриву, змінюються на більш пізні строки настання осінніх льодових явищ [24], а скресання річок відбувається раніше [36], зростає ймовірність відсутності льодових явищ у зимові місяці [5].

Просторово-часове узагальнення змін кліматичних характеристик та характеристик водного режиму річок у межах усієї України виконав В.В. Гребінь [10] на основі проведеного ним ландшафтно-гідрологічного районування. Установлено, що впродовж останніх двадцяти років середня річна температура повітря у межах рівнинної частини України зросла на 0,8 °С. Найбільший внесок у зміну річної температури повітря належить зимовому та весняному сезонам. При несуттєвих змінах річних опадів (у межах 10 %) відбувся перерозподіл їх сезонних та місячних значень. Кількість опадів зросла в усі сезони (крім зимового), а найбільше – у перехідні сезони (навесні та восени). Зміна ресурсів тепла та вологи зумовила зменшення снігового та збільшення підземного живлення річок. Частка весняного водопілля у внутрішньорічному розподілі стоку річок зменшилася з 42-53 % до 35-37 %. За період 1989-2008 рр. зростання річних витрат стоку відбулося у Дніпровсько-Сіверськодонецькій (+22 %), Прут-Дністровській (+9 %), Бузько-Дністровській (+5 %), Деснянській (+1 %) ландшафтно-гідрологічних провінціях. Зменшення річних витрат за цей же період установлено для Лівобережно-Дніпровської (-11 %), Причорноморсько-Приазовської (-8 %), Нижньобузько-Дніпровської (-4 %) і Дністровсько-Дніпровської (-4 %) провінцій. Для окремих річок Причорноморсько-Приазовської провінції зменшення річного стоку за 1989–2008 рр. досягло 40 % [10].

Оскільки наявність змін у водному та льодовому режимі річок при сучасних змінах регіонального клімату є встановленою, постає питання про прогнозування стану поверхневих водних ресурсів України на основі кліматичних сценаріїв. Такого роду прогнози можна надати за допомогою математичних моделей, які враховують зв’язки між кліматичними чинниками та характеристиками водності річок. У Одеському державному екологічному університеті розроблена модель “клімат-стік” [8], яка базується на рівнянні водно-теплового балансу території й використовує метеорологічні дані, як спостережені, так і наведені в кліматичних

сценаріях. Параметри річного стоку, встановлені за цією моделлю, використовуються при імітаційному стохастичному моделюванні побутового річного стоку у нових кліматичних умовах при заданих масштабах водогосподарської діяльності [16]. Результатом математичного моделювання є функції антропогенного впливу або "функції відгуку" поверхневих водних ресурсів на водогосподарські перетворення (зрошування, осушування, створення штучних водойм, споживання води населенням). На основі функцій антропогенного впливу визначаються допустимі масштаби водогосподарських перетворень в існуючих або можливих кліматичних умовах.

Потреба у передбаченні стану поверхневих водних ресурсів України у наступні роки знайшла своє відображення у Постанові Кабінету Міністрів України (№ 468 від 10 квітня 2006 р.), де відзначається необхідність вжиття заходів щодо пом'якшення наслідків зміни клімату та забезпечення проведення досліджень, пов'язаних із змінами клімату. Розв'язання проблем у сфері використання та охорони водних ресурсів належить до пріоритетних напрямів державної політики у проведенні соціально-економічних реформ.

7.1. ЗМІНИ КЛІМАТИЧНИХ ФАКТОРІВ ФОРМУВАННЯ СТОКУ ТА ПОВЕРХНЕВИХ ВОДНИХ РЕСУРСІВ УКРАЇНИ НА ПОЧАТКУ XXI СТОРІЧЧЯ

Аналіз різницевих інтегральних кривих річних сум опадів, побудованих за даними спостережень із значною тривалістю (близько 100 років) на метеостанціях України, підтвердив існування асинхронності у коливаннях опадів західної та східної частин України. На території східної (Лівобережної) частини України суха або негативна фаза коливань сум річних опадів спостерігалася з 30-х років XX сторіччя до 1964 року, після чого відбувся перехід до позитивної або зволоженої фази, яка тривала до початку XXI сторіччя. Для території західної (Правобережної) частини України також була характерна наявність сухої фази у коливаннях річних опадів, яка тривала до 1964 року. З 1965 року почалася позитивна або зволожена фаза коливань опадів, яка з 1982 року змінилася на негативну і тривала до початку XXI сторіччя із незначним "сплеском" у 90-ті роки [27].

У коливаннях середніх за рік температур повітря західної та східної частин України також існувала певна відмінність. Холодна (негативна) фаза у ході середніх річних температур на території західної частини України спостерігалася з початку 50-х і до кінця 80-х років XX сторіччя, а на території східної – з кінця XIX сторіччя до 1933 року. Таким чином,

тепла або позитивна фаза коливань річних температур повітря установилася на території Лівобережної України набагато раніше, ніж на території Правобережної України. Можна зазначити, що з кінця 80-х років минулого сторіччя коливання річних температур повітря стають синфазними у межах усієї України. Одержані висновки підтверджуються результатами факторного аналізу, застосованого до полів опадів і температур повітря. Дослідження статистичної структури полів середньої річної температури повітря, а також середніх температур повітря теплого та холодного періодів року за період з 1981 по 2002 рр. з використанням факторного аналізу показали, що кожне поле температур можна описати лише одним фактором, внесок якого перевищує 80 %. Статистична структура річних сум опадів та опадів теплого періоду описується двома факторами, внесок яких у дисперсію вхідних даних перевищує 60 % і тільки поле сум опадів холодного періоду можна представити лише одним фактором. Це означає, що на режим формування опадів теплого періоду та року впливають різні за своєю природою атмосферні процеси, які зумовлюють різницю у характері коливань опадів східної і західної частин України [19].

У період з 1981 -2002 рр. виявлено значущий статистичний зв'язок між індексами Північно-Атлантичного коливання (ПАК) та температурами повітря: коефіцієнти кореляції змінюються від 0,80 до 0,40 (табл. 7.1). Вплив ПАК на температуру повітря у найбільшій мірі проявляється у зимовий та весняний сезони [26] й зумовлює зміни у термічному режимі річок під час утворення льодових явищ [28]. Стосовно опадів, то тісні лінійні зв'язки із індексом ПАК установлені тільки для метеостанцій західної частини України. Слід зазначити, що у попередній період (до 1981р.) тісних зв'язків індексів ПАК із метеорологічними характеристиками не виявлено.

До аналізу ролі різних атмосферних процесів у формуванні водних ресурсів досліджувалися поля річного стоку у межах України та на прилеглих територіях з використанням методу головних компонент [25]. До розгляду увійшли дані по таких водозборах: р. Дніпро – м. Речиця (Білорусь); р. Сож – м. Гомель (Білорусь); р. Десна – м. Чернігів (Україна); р. Прип'ять – м. Мозир (Білорусь); р. Дунай – м. Рені (Україна); р. Дністер – с. Заліщики (Україна); р. Південний Буг – с. Олександрівка (Україна); р. Дунай – м. Братислава (Словаччина); р. Тиса – р. Польгар (Угорщина); р. Мюреш – м. Арад (Румунія); р. Сан – м. Радомишль (Польща); р. Західний Буг – м. Вишків (Польща); р. Дон – ст. Раздорська (Росія), р. Німан – р. Смалінінкай (Литва); р. Рейн – м. Кельн (Німеччина); р. Вісла – м. Тзеу (Польща); р. Одер – м. Гоздовіце (Польща). Розкладанню за природними ортогональними функціями були піддані кореляційні та коваріаційні матриці річного стоку, за якими визначалися закономірності просторового та часового розподілу річного стоку, які поєднувалися із

певними показниками атмосферних процесів, що впливають на умови формування стоку річок Європи [47].

Внесок перших трьох головних компонент в опис загальної дисперсії початкових даних склав 48 %, 20 % та 11 % відповідно для першої, другої й третьої компонент. Їхній сумарний внесок перевищує 70 %, що є достатнім для опису даних полів річного стоку через головні компоненти. Установлено статистично значущий зв'язок між другою амплітудною функцією (часовою складовою розкладання) та індексами ПАК, а також між третьою амплітудною функцією та індексами Скандинавського коливання. Тіснота лінійних зв'язків характеризується коефіцієнтами кореляції, що дорівнюють 0,3–0,4 [25].

Таблиця 7.1. Коефіцієнти кореляції між індексами ПАК, опадами (X) і температурами повітря (T) за період спостережень після 1980 року

Метеостанції	Характе-ристика	Рік	Зима (XII-II)	Весна (III-V)	Літо (VI-VIII)	Осінь (IX-XI)
Житомир	X	0,19	0,03	0,18	0,21	0,22
	T	0,64	0,75	0,67	0,00	0,50
Умань	X	0,26	0,06	0,12	0,10	0,18
	T	0,59	0,59	0,54	0,00	0,27
Київ	X	0,47	0,14	0,29	0,18	0,43
	T	0,59	0,60	0,52	0,00	0,43
Кам'янець-Подільський	X	0,54	0,21	0,36	0,23	0,60
	T	0,80	0,53	0,56	0,04	0,49
Тернопіль	X	0,75	0,43	0,36	0,57	0,61
	T	0,79	0,70	0,61	0,10	0,58
Луганськ	X	0,34	0,15	0,19	0,23	0,39
	T	0,40	0,47	0,48	0,11	0,01
Харків	X	0,41	0,20	0,00	0,21	0,28
	T	0,47	0,51	0,51	0,08	0,19

Просторовий розподіл вагових коефіцієнтів другої компоненти дозволив обґрунтувати виділення за закономірностями коливань річного стоку України її східну та західну частини. Просторовий розподіл вагових коефіцієнтів третьої компоненти показав на існування відмінностей в коливаннях річного стоку річок за географічною широтою, при цьому виділяються північна та південна частини України. Одержані результати підтверджують вище зазначений висновок про значний вплив Північно-Атлантичного коливання на формування річного стоку західної частини

України та вплив Скандинавського коливання на формування стоку північної частини України.

Дослідження характеристик стоку у різні фази водного режиму річок України дозволили встановити, що у останні десятиріччя відбуваються значні зміни характеристик максимального і мінімального стоку: максимальний стік зменшується, а мінімальний зростає (табл. 7.2).

Такий перерозподіл стоку в межах року відбувається через збільшення температур повітря холодного періоду, що спричиняє зростання кількості та тривалості відлиг, зменшення глибини промерзання ґрунту, збільшення втрат талих вод на їхню фільтрацію у водоносні горизонти, зменшення запасів води, накопичених у сніговому покриві перед початком весняного водопілля. Внаслідок цих процесів поверхневий стік у період весняної повені зменшується, а запаси підземних вод і відповідно й стік літньо-осінньої межені зростають.

Таблиця 7.2. Зміни характеристик водності у створі р. Сіверський Донець – м. Зміїв (Лісостепова зона, Середньоруська провінція)

Період осереднення	Характеристики стоку, осереднені по різних періодах багаторічних спостережень			
	$q_{рік}$, л/(с/км$^{2)}$	$Y_{рік}$, мм	$q_{\max}$, л/(с/км$^{2)}$	$q_{\min}$, л/(с/км^{2})
1923-1962	2,70	85	4,9	0,3
1963-1970	2,72	86	4,7	0,4
1971-1975	2,64	83	4,4	0,4
1976-1980	2,71	86	4,3	0,5
1981-1985	3,46	109	2,1	1,4
1986-1990	2,84	90	2,2	1,4
1991-1995	2,54	80	1,4	1,3
1996-2000	3,00	94	1,3	1,6
2001-2005	2,55	80	0,8	1,5

Одержані результати підтверджуються дослідами В.І. Вишневського [3], В.С. Мельника [22], висновками з праць Київського Національного університету імені Тараса Шевченка [10, 39], Українського науково-дослідного гідрометеорологічного інституту [6], Одеського державного екологічного університету [9].

На річках західної частини України, де значну роль у формуванні стоку відіграють паводки, зменшення величин максимального стоку $q_{\max}$ та зростання мінімального $q_{\min}$ виражені значно меншою мірою або

зовсім не спостерігаються, як це відбувається у Гірській зоні Українських Карпат (табл.7.3) або в Закарпатті (табл.7.4).

Таблиця 7.3. Зміни характеристик водності у створі р. Дністер – м. Заліщики (Західно-Українська провінція та Гірська зона Карпат)

Період осереднення	Характеристики стоку, осереднені по різних періодах багаторічних спостережень			
	$q_{рік}$, л/(с/км^2)	$Y_{рік}$, Мм	$q_{\max}$, л/(с/км^2)	$q_{\min}$, л/(с/км^2)
1895-1964	9,39	278	99,2	0,76
1965-1970	9,90	346	110,2	1,75
1971-1975	8,80	278	76,9	2,52
1976-1980	11,72	325	68,7	2,74
1981-1985	8,88	280	66,5	2,82
1986-1990	7,45	235	61,6	2,20
1991-1995	8,31	271	68,5	2,84
1996-2000	11,41	362	85,5	3,28
2001-2005	9,27	288	68,4	2,93

Таблиця 7.4. Зміна характеристик водності за багаторічний період в створі р. Уж – м. Ужгород (Закарпаття)

Період осереднення	Характеристики стоку, осереднені по різних періодах багаторічних спостережень			
	q_p, л/(с/км^2)	$Y\max$, мм	$q_{\max}$, л/(с/км^2)	$q_{\min}$, л/(с/км^2)
1956-1960	14,3	27	187	0,95
1961-1965	12,7	27	264	0,68
1966-1970	17,6	31	224	1,05
1971-1975	14,3	39	160	1,08
1976-1980	17,2	47	133	1,34
1981-1985	15,8	36	141	1,78
1986-1990	13,9	37	180	1,39
1991-1995	13,1	27	112	1,35
1996-2000	15,5	30	129	2,37
2001-2005	14,5	-	141	1,81

7.2. ПРОГНОЗИ ВПЛИВУ ЗМІН КЛІМАТУ НА ВОДНІ РЕСУРСИ УКРАЇНИ ЗА СЦЕНАРІЯМИ ГЛОБАЛЬНОГО ПОТЕПЛІННЯ

Модель "клімат – стік", розроблена в ОДЕКУ, дозволяє врахувати як зміни кліматичних факторів формування річного стоку, так і відповідні зміни у складових водогосподарських балансів [8, 16]. Модель складається з двох частин. Перша дозволяє виконувати оцінку річного стоку на основі метеорологічних даних, друга – оцінку побутового (перетвореного водогосподарською діяльністю) стоку з урахуванням існуючих кліматичних умов. На вході у першу частину моделі використовуються метеорологічні дані, спостережені або встановлені за сценаріями глобального потепління, у другу – природний або непорушений водогосподарською діяльністю річний стік та кількісні показники водогосподарських перетворень. Розглядається ланцюг послідовностей формування стоку: “клімат → кліматичний стік → підстильна поверхня → природний стік → водогосподарські перетворення → побутовий стік”. Таким чином, вивчається та моделюється водогосподарська система, яка зазнає зовнішніх (кліматичних) та внутрішніх (водогосподарських) впливів й певним чином реагує на цей вплив. У моделі використовується поняття “кліматичний стік”, тобто стік, зумовлений кліматичними факторами й розрахований за метеорологічними даними. Кліматичний стік відповідає природному зональному стоку річок. Для малих та середніх водозборів, на формування стоку яких значною мірою впливають фактори підстильної поверхні, розроблені регіональні залежності, за якими можна оцінити перехідні коефіцієнти від кліматичного стоку до природного [18]. Таким чином, при використанні метеорологічних даних сценаріїв глобального потепління визначається зональний стік, який відповідає новим кліматичним умовам [7, 45]. Для визначення побутового стоку розроблена стохастична модель, яка враховує в ймовірнісній формі взаємодію між природним (кліматичним) стоком й антропогенними чинниками.

7.2.1. Модель “клімат–стік”

Перша (кліматична) частина моделі базується на рівнянні водно-теплового балансу ділянки суші у модифікації В.С. Мезенцева [35], диференціальна форма якого записується таким чином

$$\frac{\partial \beta_E}{\partial \beta_H} + \frac{\partial \beta_Y}{\partial \beta_H} = 1, \qquad (7.1)$$

де H – характеристика ресурсів зволоження, під якою розуміють опади X, що випадають за розрахунковий період, та зміни $w_1 - w_2$ запасів вологи в ґрунті, тобто $H = X + w_1 - w_2$; $\beta_E, \beta_H, \beta_Y$ – складові рівняння водного балансу, наведені у відносних одиницях; E – випаровування з поверхні суші; Y – стік води.

Величини $\beta_E, \beta_H, \beta_Y$ представляють собою відношення складових рівняння водного балансу до характеристики теплоенергетичних ресурсів клімату E_m

$$\beta_H = \frac{H}{E_m};\ \beta_E = \frac{E}{E_m};\ \beta_Y = \frac{Y}{E_m}. \tag{7.2}$$

Величина E_m входить до прибуткової частини теплового балансу ділянки суші й добуток LE_m розглядається як граничні ресурси енергії, які забезпечують процес випаровування з поверхні суші у визначених кліматичних умовах

$$LE_m = R^+ + P^+ + (B_1 - B_2), \tag{7.3}$$

де R^+ – позитивна (прибуткова) частина радіаційного балансу; P^+ – позитивна складова турбулентного теплообміну або тепло, що надходить на ділянку суші в зв'язку з рухом повітря, тобто адвективне тепло; $B_1 - B_2$ – зміна запасів тепла в діяльному шарі ґрунту (теплообмін у ґрунті ΔB); L – приховане тепло пароутворення; LE – витрата тепла на випаровування.

Величина E_m має назву "теплоенергетичний еквівалент" або "максимально можливе випаровування" і являє собою шар води, який міг би випаритися з поверхні суші, якби на процес випаровування були витрачені усі теплоенергетичні ресурси клімату LE_m [35]

$$E_m = \frac{R^+ + P^+ + (B_1 - B_2)}{L}. \tag{7.4}$$

Граничні умови складових (7.1) записуються таким чином

$$0 \le \beta_E \le 1 \text{ при } 0 \le \beta_H \le \infty \text{ та } 0 \le \beta_Y \le \beta_H \le \infty. \tag{7.5}$$

Після наближеного розв'язку (7.1) частинне рівняння зв'язку між складовими водного та теплового балансів представляється у такий спосіб [35]

$$\beta_E = (1 + \beta_H^{-n})^{-\frac{1}{n}}, \tag{7.6}$$

де n – параметр, що інтегрує вплив фізико-географічних умов формування стоку і визначається коефіцієнтом стоку в оптимальних умовах тепло- і вологозабезпеченості [35].

З урахуванням позначень (7.2), визначення випаровування з поверхні суші можна виконувати за рівнянням, виведеним із (7.6)

$$E = E_m \left[1 + \left(\frac{H}{E_m} \right)^{-n} \right]^{-\frac{1}{n}}. \tag{7.7}$$

Тоді рівняння водного балансу ділянки суші ($H = E + Y$) набуде вигляду

$$H = Y + E_m \left[1 + \left(\frac{H}{E_m} \right)^{-n} \right]^{-\frac{1}{n}}. \tag{7.8}$$

Рівняння (7.8) містить складову (випаровування з поверхні суші E), яка входить як у рівняння теплового балансу земної поверхні, так і у рівняння водного балансу у зв'язку з чим вираз (7.8) дістав назву рівняння водно-теплового балансу.

Рівняння водно-теплового балансу, виражене відносно величини стоку Y, можна представити в такий спосіб

$$Y = H - E_m \left[1 + \left(\frac{H}{E_m} \right)^{-n} \right]^{-\frac{1}{n}}. \tag{7.9}$$

З урахуванням $H = X + w_1 - w_2$, рівняння (7.9) записується у вигляді

$$Y = X + w_1 - w_2 - E_m \left[1 + \left(\frac{X + w_1 - w_2}{E_m} \right)^{-n} \right]^{-\frac{1}{n}}. \tag{7.10}$$

Різниця $w_1 - w_2$, яка представляє собою змінення вологовмісту розрахункового шару ґрунту, набирає істотних додатних та від'ємних значень усередині року (місяця, декади) і в окремі роки (групи років).

Для багаторічного періоду, коли виконується умова

$$w_1 - w_2 = 0, \tag{7.11}$$

рівняння водно-теплового балансу набуває вигляду

$$\overline{Y} = \overline{X} - \overline{E}_m \left[1 + \left(\frac{\overline{X}}{\overline{E}_m} \right)^{-n} \right]^{-\frac{1}{n}}, \tag{7.12}$$

де $\overline{Y}, \overline{X}, \overline{E}_m$ – середні багаторічні величини (норми) річного стоку, опадів та теплоенергетичного еквівалента відповідно.

Результати досліджень [14] показали, що при розрахунках норм річного стоку достатньо використовувати $n = 3$ як у гірських, так і рівнинних умовах.

Норма річного стоку $\overline{Y}$, визначена за (7.12), зумовлюється кліматичними факторами – нормою річних опадів $\overline{X}$ й максимально можливого випаровування $\overline{E}_m$, які підкоряються закону географічної зональності та можуть бути представлені у вигляді карт ізоліній. Отже, розраховані при постійному n величини стоку залежать від співвідношення показників ресурсів вологи $\overline{X}$ та тепла $\overline{E}_m$ й відображають їхню взаємодію.

Рівняння водно-теплового балансу (7.12) було використано як теоретична база визначення норм природного річного стоку за метеорологічними даними [14, 16]. Норма річного стоку, розрахована за цим рівнянням, отримала назву “норми кліматичного стоку” і у подальшому позначається як $\overline{Y}_K$.

На основі реалізації водно-теплового балансу для території України у Одеському державному екологічному університеті під керівництвом проф. Є.Д. Гопченка та проф. Н.С. Лободи було розроблено метод визначення характеристик природного річного стоку [8, 18]. Матеріалами необхідними для розрахунків кліматичного стоку є складові радіаційного та теплового балансів підстильної поверхні, величини опадів, температур повітря, дефіцитів вологості повітря за календарні місяці та рік. В результаті були побудовані карти ізоліній норм річних опадів, максимально можливого випаровування та кліматичного стоку для рівнинних територій, а також розроблені регіональні залежності цих характеристик від висоти місцевості для гірських територій (Українські Карпати та Гірський Крим). Виконані просторові узагальнення відповідають стану кліматичних та поверхневих водних ресурсів (у непорушених водогосподарською діяльністю умовах) до початку значущих проявів глобального потепління, тобто до 80-х років минулого сторіччя. За розрахунками кліматичного стоку по роках були визначені залежності, які описують зв’язки між багаторічною мінливістю

(коефіцієнтом варіації C_V) річного стоку та нормою кліматичного стоку, а також виконане районування відношення C_S / C_V, де C_S - коефіцієнт асиметрії. Одержані регіональні формули для визначення середніх багаторічних величин максимально можливого випаровування за даними про температури повітря [7]:

$$\overline{E}_m = 0{,}224 \sum \overline{T}_{>10} + 226, r = 0.91; \quad (7.13)$$

$$\overline{E}_m = 0{,}209 \sum \overline{T}_{>0} + 179, r = 0.87; \quad (7.14)$$

$$\overline{E}_m = 13{,}3 \sum_{V}^{IX} \overline{\overline{T_M}} - 307, r = 0.94, \quad (7.15)$$

де $\sum_{V}^{IX} \overline{\overline{T_M}}$ – сума норм середньомісячних температур повітря за літній період (із травня по вересень включно); $\sum T_{>10}$ – сума температур повітря більше 10 °С; $\sum T_{>0}$ – сума температур повітря більше 0 °С.

Проведені просторо-часові узагальнення дозволяють виконувати розрахунки характеристик річного природного стоку як за багаторічний період, так і у роки різної водності для річок з відсутністю даних спостережень або при значній трансформації їхнього стоку водогосподарською діяльністю.

Апробація моделі "клімат – стік" як способу визначення характеристик природного (непорушеного водогосподарською діяльністю) річного стоку була виконана на даних водозборів різних природних зон України, а також на даних великих річок [14, 18, 45, 47]. Установлено, що точність визначення статистичних параметрів річного стоку за описаною моделлю знаходиться у межах точності розрахунків цих параметрів за даними гідрометричних спостережень [33].

7.2.2. Визначення поверхневих водних ресурсів України за моделлю “клімат-стік” з використанням даних сценаріїв змін клімату

Зміни кліматичних характеристик, зумовлені глобальним потеплінням черезбільшення концентрації парникових газів, або з інших причин, неминуче приведуть до перерозподілу водних ресурсів як у часі, так і в просторі. Кліматичний стік, величини якого залежать від співвідношення ресурсів вологи та тепла, найкращим чином відображає кліматичні зміни. Визначення норм кліматичного річного стоку, який в інтегральній формі характеризує поверхневі водні ресурси, відбувається за (7.12). До

складових рівняння входять норми опадів та максимально можливого випаровування, які беруться з кліматичних сценаріїв. Рівняння водно-теплового балансу ділянки суші в умовах змін клімату можна представити у такому вигляді

$$\overline{Y}'_K = (\overline{X} \pm \Delta\overline{X}) - \overline{E}'_m \left[1 + \left(\frac{\overline{X} \pm \Delta\overline{X}}{\overline{E}'_m} \right)^{-n} \right]^{-\frac{1}{n}}, \qquad (7.16)$$

де $\overline{Y}'_K$ – середньобагаторічна величина кліматичного річного стоку, мм; $\overline{E}'_m$ – середньобагаторічна величина максимально можливого випаровування, мм; $\overline{X}$ – вихідна норма річних опадів,мм; $\overline{E}_m$ – вихідна норма максимально можливого випаровування, мм; $\Delta\overline{X}$ – зміни норм річних опадів, мм.

Матеріали, наведені у сценаріях, найчастіше представляються у вигляді поправкових коефіцієнтів k_X до сум середніх багаторічних опадів ($\Delta\overline{X} = k_X \overline{X}$) та поправок ΔT до величин середніх багаторічних температур повітря за календарні місяці. Величина максимально можливого випаровування розраховується за формулами (7.13)–(7.15) з використанням даних про зміни температур $\overline{E}'_m = f(T + \Delta T)$.

Числові експерименти, виконані на основі рівняння водно-теплового балансу (7.12), показали, що зміна норм кліматичного стоку стає значущою, тобто перевищує точність розрахунку даної величини, при зміні річних опадів на ± 3,5 % або при зміні сум середньомісячних температур повітря за період червень-серпень на ± 2,5 °С [7, 45]. Передбачувані сценаріями зміни метеорологічних характеристик перевищують зазначені межі й, отже, модель “клімат-стік” може успішно застосовуватись при прогнозуванні стану водних ресурсів України за різними сценаріями змін глобального клімату.

Серед сценаріїв ВМО найбільш відомі сценарії “раптового” або “одночасного” подвоєння концентрації CO_2 атмосфері: сценарій GISS – модель інституту Годдара з космічних досліджень, у якому чутливість до подвоєння CO_2 становить 4,2 °С; сценарій GFDL – модель Лабораторії геофізичної гідродинаміки США, у якому чутливість становить 4,0 °С; CCCM – модель Канадського кліматичного центру, в якому чутливість дорівнює 3,5 °С; UKMO – модель Метеорологічного бюро Об’єднаного королівства, в якому чутливість також 3,5 °С [37]. Більш реалістичними вважаються сценарії, в яких підвищення концентрації CO_2 розглядається поступово. Це дозволяє простежити інерцію кліматичної системи, тобто її відставання від зміни концентрацій парникових газів в атмосфері. До таких

моделей відносяться сценарії GFDL, побудовані за моделлю Лабораторії геофізичної динаміки США та MPI (модель інституту Макса Планка, Німеччина).

Зазвичай сценарії глобального потепління адаптуються для територій різних країн [37]. Слід зазначити, що такого роду адаптація найчастіше проводиться не за басейновим, а за географо-гідрологічним принципом. Оскільки зміна поверхневих водних ресурсів у просторі відбувається у залежності від співвідношення ресурсів тепла та вологи β_H, то регіональна адаптація сценаріїв виконувалася по природних географічних зонах (зона мішаних лісів, лісостепова та степова зони). При такому підході водозбори великих річок розглядалися як сукупність ландшафтів, де кожна природна рівнинна або гірська зона входять до розрахункової величини $\overline{Y}_K$ із своїм ваговим коефіцієнтом [30, 31]. Перехід до стоку малих та середніх водозборів відбувався після визначення норми кліматичного стоку шляхом введення до його розрахункового значення перехідного коефіцієнта, який ураховує вплив підстильної поверхні [8].

За даними сценаріїв глобального потепління, адаптованих до території України [37], виконані розрахунки норм кліматичного стоку різних природних зон України.

Наведені сценарії містять у собі прогнозні дані змін регіональних характеристик клімату на 2000–2010 рр. (нестаціонарна модель GFDL), що надає можливість порівняти визначені за моделлю характеристики із фактичними. За розрахунками установлено, що у степовій зоні зменшення поверхневих водних ресурсів буде досягати 22–24 %, у лісостеповій зоні буде спостерігатися зростання водних ресурсів до 3–6 %, у області Українських Карпат суттєвих змін річного стоку не відбудеться, що співпадає з висновками В.В. Гребеня. У роботі В.В. Гребеня [10] надані відомості про зміни річного стоку за період з1989 по 2008 рр. для різних ландшафтно-гідрологічних провінцій (ЛГП), де відзначається тенденція до збільшення стоку на 9 % у Прут-Дністровській ЛГП, відсутність змін у Тисо-Латорицькій ЛГП, зростання стоку у Бузько-Дністровській (5 %), Дніпровсько-Сіверськодонецькій та Деснянській (1 %) провінціях. У степовій зоні ним встановлене зменшення поверхневих водних ресурсів до 8 % (Причорноморсько-Приазовська ЛГП). При цьому зміни на таких річках як Інгул, Берда, Тілігул, Чорний Ташлик можуть досягати 30-40 %. Таким чином, можна зазначити, що розраховані за моделлю “клімат-стік” та фактичні дані про стан водних ресурсів узгоджуються між собою.

За даними розрахунків середніх багаторічних величин річного зонального стоку з використанням прогнозів змін регіонального клімату за різними сценаріями установлено, що найбільше зміни клімату впливають на водні ресурси природної зони степу (табл. 7.5). Слід зазначити, що за рекомендаціями ООН зменшення середньої багаторічної величини річного стоку на 10 % означає наявність значущих змін водних ресурсів; на 50 % –

руйнацію водних ресурсів, а на 70 % – безповоротну (невідновну) руйнацію.

Таблиця 7.5. Зміни водних ресурсів у зоні степу за сценаріями глобального потепління

Сценарій	$\overline{E}_m$, мм	$\overline{X}$, мм	$\overline{Y}_K$, мм	Зміни водних ресурсів, %
0 (вихідний стан)	950	500	22	-
CCCM	1203	490	11	-50,0
GISS	1203	490	11	-50,0
GFDL	1234	565	17	-22,7
UKMO	1236	520	12	-45,5
Нестаціонарна модель GFDL (2000-2010)	1086	515	17	-22,7
Нестаціонарна модель GFDL (2030-2040)	1246	530	13	-40,9
Нестаціонарна модель GFDL (2070-2080)	1655	565	7	-68,2

За сценаріями CCCM, GISS, UKMO у випадку одночасного подвоєння вмісту CO_2 зниження водних ресурсів степової зони буде досягати 45–50 %, а за сценарієм GFDL – тільки 24 %. У разі поступового підвищення концентрації CO_2 в атмосфері (нестаціонарна модель GFDL) вже у 2000–2010 рр. зменшення поверхневих водних ресурсів досягне 24 %, на десятиріччя 2030-2040 рр. – 40 %, а до 2080 року – 68 %. Хоча за прогнозом до 2040р. руйнації поверхневих водних ресурсів степу не передбачається, їх стан буде наближатися до критичного з точки зору забезпеченості водою господарства та населення, оскільки життєдіяльність посушливих територій у значній мірі пов'язана із використанням стоку річок.

У Дністровсько-Донецькій (табл. 7.6) та Західно-Українській провінціях лісостепової зони вплив регіональних змін клімату зменшується у порівнянні із степовою зоною.

За умов одночасного подвоєння концентрації забруднювальних газів в атмосфері зменшення водних ресурсів досягне 28-30 % за сценаріями CCCM, GISS, UKMO та 22 % за сценарієм GFDL. Згідно із нестаціонарною моделлю GFDL у лісостеповій зоні зменшення поверхневих водних ресурсів перетне позначку 50 % тільки у десятиріччя (2070-2080рр.). Але вплив глобального потепління стане суттєвим вже у десятиріччя 2030-2040 і буде наближатися до 40 %.

Таблиця 7.6. Зміни водних ресурсів у лісостеповій зоні Дністровсько-Донецької провінції за сценаріями глобального потепління

Сценарій	$\overline{E}_m$, мм	$\overline{X}$, мм	$\overline{Y}_K$, мм	Зміни водних ресурсів, %
0 (вихідний стан)	850	575	49	-
CCCM	1068	610	34	-30,6
GISS	1068	610	34	-30,6
GFDL	1119	650	38	-22,4
UKMO	1092	627	35	-28,6
Нестаціонарна модель GFDL (2000-2010)	916	615	52	6,12
Нестаціонарна модель GFDL (2030-2040)	1129	615	30	-38,8
Нестаціонарна модель GFDL (2070-2080)	1434	661	20	-59,2

Лісова зона (Полісся) найменшою мірою серед інших природних зон рівнинної частини України зазнає впливу змін клімату. При одночасному подвоєнні концентрації CO_2 та інших газів у атмосфері зміни водних ресурсів можуть становити 15 % (CCCM, GISS,), а при використанні у розрахунках даних сценаріїв (GFDL, UKMO) – 24 % (табл.7.7). За нестаціонарною моделлю GFDL у лісовій зоні до 2010 року буде відбуватися зростання водних ресурсів, яке відзначається і в даних спостережень. Подальше зменшення водних ресурсів має відбуватись поступово, досягаючи значення 30 % у 2030-2040рр. та 40 % до 2080 року. У гірській зоні басейну р. Дністер на період 2000-2010рр. за нестаціонарною моделлю GFDL значущих змін поверхневих водних ресурсів не прогнозується, а на десятиріччя (2030-2040рр.) передбачається їх зменшення до 20-30 %. Зменшення середньої багаторічної величини річного стоку, яке прогнозується при використанні розглянутих сценаріїв ВМО, супроводжується зростанням мінливості та асиметрії розподілу річного стоку, що зумовлює значуще зменшення стоку маловодних років при невеликому зниженні середньої багаторічної величини. Так, за результатами розрахунків для Донської та Лівобережно-Дніпровської північно-степової провінцій [11], у межах яких знаходиться значна частина басейну р. Сіверський Донець (табл.7.8), на 2000-2010рр. Прогнозоване зниження середньої багаторічної величини річного стоку становило 7 %, але у роки дуже малої забезпеченості воно досягло 62 % у порівнянні із вихідним станом [21].

Таблиця 7.7. Зміни водних ресурсів у зоні мішаних лісів за сценаріями глобального потепління

Сценарій	$\overline{E}_{\max}$, Мм	$\overline{X}$, Мм	$\overline{Y}_K$, мм	Зміни водних ресурсів, %
0 (вихідний стан)	750	725	140	-
CCCM	957	783	106	-24,3
GISS	957	783	106	-24,3
GFDL	1020	848	119	-15,0
UKMO	988	827	118	-15,7
Нестаціонарна модель GFDL (2000-2010)	775	798	174	24,3
Нестаціонарна модель GFDL (2030-2040)	998	790	99	-29,3
Нестаціонарна модель GFDL (2070-2080)	1264	863	76	-45,7

Таблиця 7.8. Статистичні параметри річного стоку Донської та Лівобережно-Дніпровської північно-степової провінції та стік дуже маловодних років за сценаріями глобального потепління

Сценарій	Норма річного стоку, мм	Коефіцієнт варіації, C_V	Коефіцієнт асиметрії C_S	Величина стоку 95% -ної забезпеченості, мм
0 (вихідний стан)	41	0,64	1,29	8,0
CCCM	21	0,95	1,91	1,5
GISS	21	0,95	1,91	1,5
GFDL	32	0,74	1,49	3,0
UKMO	25	0,86	1,73	2,0
Нестаціонарна модель GFDL (2000-2010)	38	0,68	1,35	3,0
Нестаціонарна модель GFDL (2030-2040)	25	0,87	1,74	2,0
Нестаціонарна модель GFDL (2070-2080)	17	1,10	2,21	0,8

7.3. ПРОГНОЗИ ВПЛИВУ ЗМІН КЛІМАТУ НА ПОВЕРХНЕВІ ВОДНІ РЕСУРСИ З УРАХУВАННЯМ ВОДОГОСПОДАРСЬКОЇ ДІЯЛЬНОСТІ

7.3.1. Стохастичні моделі річного побутового стоку в умовах водогосподарської діяльності

Зміна поверхневих водних ресурсів річок, які зазнають впливу змін клімату та водогосподарських перетворень у межах водозбору, описується таким диференціальним рівнянням

$$\frac{\partial Y}{\partial t} + L(\Lambda, Y) = \varepsilon, \tag{7.17}$$

де Y – характеристика поверхневих водних ресурсів; $L(\Lambda, Y)$ – характеристика внутрішніх впливів (насамперед, водогосподарської діяльності); ε – характеристика зовнішніх впливів на водозбір (кліматичних змін); Λ – функції та коефіцієнти, які характеризують фізичні, геометричні, морфологічні та інші параметри системи; t – час.

Після інтегрування (7.17), одержимо

$$Y(t) = Y(t_0) - \int L(\Lambda, Y)dt + \int \varepsilon dt, \tag{7.18}$$

де $Y(t_0)$ – початковий стан системи, тобто стан водних ресурсів до початку змін глобального клімату при відсутності водогосподарської діяльності (так званий природний стік).

Початковий стан розглядуваної системи $Y(t_0)$ можна охарактеризувати нормою кліматичного або природного зонального стоку річок до початку значущих змін клімату, тобто до 80-х років минулого сторіччя.

Характеристика $L(\Lambda, Y)$ має назву оператора перетворення, який відображає усі зміни, що відбуваються у межах системи (водозбору). За необхідності (при розрахунках стоку малих та середніх річок) вплив підстильної поверхні враховується за допомогою перехідних коефіцієнтів до норми кліматичного стоку, які є складовою частиною моделі "клімат-стік" [14]. Визначення виду оператора перетворень $L(\Lambda, Y)$ при наявності водогосподарської діяльності на водозборі є основною задачею математичного моделювання [17].

Зміни чинників, які показують масштаби водогосподарських перетворень (площі осушених боліт, площі водної поверхні штучних водойм, площі зрошуваних масивів, кількість населення та ін.)

включаються у вектор Λ. Задача оцінки впливу господарської діяльності на стік зводиться до пошуку оператора перетворення L початкового стану гідрологічної системи.

У загальному випадку рівняння (7.18) має стохастичну природу. Природний стік $Y(t_0)$, зовнішні впливи (опади, випаровування) є випадковими процесами [2]. Більш того, й водогосподарські баланси водозборів включають випадкові складові (норми зрошування та осушування, дефіцит споживання води рослинами, норми споживання води населенням), оскільки їх величини залежать певною мірою від кліматичних факторів [34]. Так, вплив сукупності ставків і водосховищ, що знаходяться на водозборі як штучні об'єкти ландшафту, визначається не тільки сумарною площею їх водної поверхні, але й додатковим випаровуванням з цієї поверхні, яке, у свою чергу, залежить від кліматичних умов [42].

Вирішення проблеми оцінки характеристик стоку в умовах водогосподарських перетворень на водозборах досягається шляхом стохастичного моделювання, при якому виконуються імітаційні експерименти, що відображають різні ситуації, пов'язані як із змінами клімату, так і з водогосподарською діяльністю на водозборах річок.

В ОДЕКУ розроблена математична модель річного стоку в умовах водогосподарських перетворень на водозборах, яка поєднує в собі стохастичний та детерміністичний підходи до розрахунків річного стоку [16, 46]. В її основі лежить рівняння водогосподарського балансу водозбору, яке записується в ймовірнісній формі. Стохастичне моделювання відбувається в два етапи. На першому етапі за статистичними параметрами кліматичного стоку генеруються ряди природного стоку за модифікацією простого ланцюга Маркова, де на основі використання двовимірної щільності розподілу забезпеченостей відбувається перехід до гамма розподілених величин стоку із лінійною кореляцією між сумісними членами ряду [2]. На другому етапі розглядається взаємодія природного стоку із водогосподарськими чинниками на основі водогосподарського балансу. Стохастичне моделювання ряду побутового стоку виконувалося роздільно для кожного з досліджуваних чинників водогосподарських перетворень [16]:

а) при заборах води з місцевого стоку на зрошування сільськогосподарських угідь

$$Y_{ПОБ,P} = Y_{ПР,P} - \frac{M_{0,100-P}}{\eta} f_{ЗР} \; ; \qquad (7.19)$$

б) за наявності на водозборі штучних водойм, з водної поверхні яких формуються втрати на додаткове випаровування

$$Y_{ПОБ,P} = Y_{ПР,P}(1 - f_B) - (E_B - X) f_B ; \qquad (7.20)$$

в) за наявності скидних вод із сільськогосподарських масивів, які зрошуються за рахунок річок-донорів

$$Y_{ПОБ,P} = Y_{ПР,P} + \xi \frac{M_{0,100-P}}{\eta}(1-\eta) f_{ЗР} ; \qquad (7.21)$$

г) при осушуванні боліт та заболочених земель

$$Y_{ПОБ,P} = У_{ПР,P} + \mu \Delta H_{ГР,P} f_{ОС} + (w_{ПР} - w_{ОС}) \Delta H_{ГР,P} f_{ОС} ; \qquad (7.22)$$

д) при водоспоживанні води населенням

$$\mathrm{Y}_{ПОБ,P} = \mathrm{Y}_{ПР,P} - \frac{d_{P,100-P} N_{НАС}}{F} K_{розм} , \qquad (7.23)$$

де $Y_{ПОБ,P}, Y_{ПР,P}$ – побутовий та природний річний стік із заданою забезпеченістю P, виражений в мм; $f_{ЗР}, f_B$ – сумарна площа зрошуваних масивів та водної поверхні штучних водойм, виражені в частках від загальної площі водозбору F; η – коефіцієнт корисної дії зрошувальної системи; ξ – коефіцієнт зворотних вод, що утворилися за рахунок втрат стоку на інфільтрацію при зрошуванні сільськогосподарських масивів й надходять до русла річки підземним шляхом; X – опади, які випали на загальну водну поверхню ставків і водосховищ; E_B – сумарне випаровування з водної поверхні ставків і водосховищ; $M_{0,100-P}$ – зрошувальна норма-нетто з ймовірністю перевищення $100 - P$; μ – коефіцієнт водовіддачі ґрунтів, який оцінюється як різниця між повною й найменшою вологомісткістю, поділеною на товщину даного шару; $\Delta H_{ГР}$ – зміна середнього рівня ґрунтових вод в результаті осушування; $f_{ОС}$ – показник меліорованості території; $w_{ПР}$ – об'ємна вологість торф'яного покладу до осушування; $w_{ОС}$ – об'ємна вологість торф'яного покладу після осушування; $d_{P,100-P}$ – норма водоспоживання, л/(люд/добу); $\mathrm{N}_{НАС}$ – кількість населення, люд.; F – площа водозбору, км^2; $\mathrm{K}_{розм}$ – коефіцієнт розмірності ($\mathrm{K}_{розм}$=3,16).

На кожному кроці імітаційного стохастичного моделювання для розглядуваного виду водогосподарської діяльності масштаби водогосподарських перетворень (площа зрошування, площа осушування,

площа водної поверхні, кількість населення) задавалися постійними, що дозволяло зберегти стаціонарність одержаних рядів. Виходом моделі є статистичні параметри річного побутового стоку при заданих кліматичних умовах та масштабах водогосподарської діяльності. Результати стохастичного моделювання узагальнювалися у вигляді графічних рішень або аналітичних функцій, які являють собою "функції відгуку" характеристик річного стоку на водогосподарські перетворення. Оскільки в межах однієї і тієї ж річки кількісний склад водогосподарських чинників може змінюватися, з метою врахування їх сумісного впливу запропоновано використовувати "коефіцієнти антропогенного впливу" [18]

$$k = \frac{A_f}{A_0}, \tag{7.24}$$

де A_0 – значення того або іншого статистичного параметра річного стоку в природних умовах; A_f – значення параметра побутового стоку при заданих показниках антропогенного впливу.

Установлено, що вплив водогосподарських чинників посилюється у міру збільшення масштабів водогосподарських перетворень, до яких відносяться площі осушування, площі зрошування, кількість населення, площі водної поверхні штучних водойм, та зменшення загального зволоження території [17]. Непрямим показником загального зволоження території може служити норма кліматичного річного стоку.

Сумісну дію m водогосподарських чинників можна врахувати за таким рівнянням

$$A_f = A_0[k_1 + k_2 + k_3 ... + k_m - (m-1)]. \tag{7.25}$$

За наявності трьох чинників водогосподарської діяльності сумісний облік їхнього впливу виконувався за рівнянням

$$A_f = A_0(k_1 + k_2 + k_3 - 2), \tag{7.26}$$

яке при двох чинниках має такий вигляд

$$A_f = A_0(k_1 + k_2 - 1), \tag{7.27}$$

де $k_1, k_2, k_3, ... k_m$ – коефіцієнти, які кількісно враховують зміни статистичних параметрів річного стоку.

Для практичного застосування були виконані узагальнення результатів імітаційних випробувань на основі моделі множинної регресії з покроковим вибором оптимальних предикторів.

Загальний вигляд рівнянь множинної лінійної регресії для визначення коефіцієнтів антропогенного впливу при вилученні води на зрошення за рахунок місцевого стоку для досліджуваної території, такий:

$$k_{\overline{Y}} = 1{,}00 - a_{\overline{Y}} \lg(f_{ЗР} + 1) - b_{\overline{Y}} v_0 + m_{\overline{Y}} \eta; \tag{7.28}$$

$$k_{C_v} = 1{,}00 + a_{Cv} \lg(f_{ЗР} + 1) + b_{Cv} v_0 - m_{Cv} \eta; \tag{7.29}$$

$$k_{C_s} = 1{,}00 + a_{Cs} \lg(f_{ЗР} + 1) + b_{Cs} v_0 - m_{Cs} \eta, \tag{7.30}$$

де $k_{\overline{Y}}, k_{Cv}, K_{Cs}$ – коефіцієнти впливу зрошування за рахунок місцевих водних ресурсів на середню багаторічну величину стоку $\overline{Y}_K$ та на коефіцієнти варіації Cv й асиметрії Cs, відповідно; a_A, b_A, m_A- коефіцієнти рівнянь множинної регресії; v_0 – безрозмірна характеристика середнього за весь вегетаційний період рівня зволоження ґрунту, при якому розвиток відповідної сільськогосподарської культури є оптимальним.

Величина v_0 визначається як відношення оптимального запасу вологи w_0 у розрахунковому шарі ґрунту до найменшої вологомісткості $w_{нв}$

$$v_0 = \frac{w_0}{w_{нв}}. \tag{7.31}$$

Для садових та зернових культур рівень оптимального зволоження ґрунту v_0 береться рівним 0,8; для овочевих та трав'яних – 0,9; для рослин, які потребують значного зволоження, наприклад, рису v_0=1,0-1,2 [35].

Значення коефіцієнтів рівнянь змінюються по географічних зонах. Наведені рівняння показують існуючі в природі тенденції до зменшення величини середнього багаторічного стоку і зростання його мінливості та асиметрії при збільшенні площ зрошування $f_{ЗР}$ та оптимального зволоження ґрунту v_0. Із зростанням коефіцієнта корисної дії зрошувальних систем η вплив вилучення води з річок для зрошування за рахунок місцевих водних ресурсів зменшується.

Коефіцієнти $a_{\overline{Y}}, b_{\overline{Y}}, m_{\overline{Y}}$ розраховуються за формулами:

$$a_{\overline{Y}} = 24{,}4 \exp\left(-0.0211 \overline{Y}_K\right); \tag{7.32}$$

$$b_{\overline{Y}} = 1{,}26 \exp\left(-0.0224 \overline{Y}_K\right); \tag{7.33}$$

$$m_{\overline{Y}} = 0{,}986 \exp\left(-0.0209 \overline{Y}_K\right). \tag{7.34}$$

Коефіцієнти антропогенного впливу при зрошуванні сільськогосподарських масивів за рахунок стоку річок-донорів можна розрахувати за такими регресійними рівняннями [40]:

$$k''_{\overline{Y}} = 1{,}00 + n_{\overline{Y}} f_{Зр} + l_{\overline{Y}} v_0 \xi + m_{\overline{Y}} \eta; \tag{7.35}$$

$$k''_{C_v} = 1{,}00 - n_{Cv} f_{Зр} - l_{Cv} v_0 \xi + m_{Cv} \eta; \tag{7.36}$$

$$k''_{C_s} = 1{,}00 + n_{Cs} f_{Зр} + l_{Cs} v_0 \xi - m_{Cs} \eta, \tag{7.37}$$

де k''_A – коефіцієнти впливу зрошування за рахунок річки-донора на досліджуваний статистичний параметр A; n_A, l_A, m_A – коефіцієнти рівнянь множинної регресії.

При наявності скиду зворотних вод із сільськогосподарських масивів, які зрошуються за рахунок річок – донорів, відбувається зростання середньої багаторічної величини річного стоку та зменшення його мінливості при збільшенні масштабів зрошування. Наближення коефіцієнта корисної дії η зрошувальної системи до одиниці зумовлює зменшення об'ємів зворотних вод, а, отже, зменшення їх впливу на формування стоку річок. Використання сільськогосподарських культур, які потребують значного зволоження ґрунту, наприклад, вирощування рису в Одеській області ($v_0 = 1$), сприяє збільшенню кількості води, що потрапляє у русло зрошуваного водозбору. На малих річках Причорноморської низовини, що входять до мережі великих зрошувальних систем, стік малих річок-колекторів може збільшуватися у порівнянні з природним стоком у декілька разів. Але ці води забруднені залишками добрив та інших шкідливих речовин.

Загальний вигляд аналітичних рівнянь для оцінки коефіцієнтів антропогенного впливу при наявності на водозборах штучних водойм, які є штучними об'єктами ландшафту, описується таким чином [8, 15, 16]:

$$k'_{\overline{Y}} = e^{-\alpha_{\overline{Y}} f_B}; \tag{7.38}$$

$$k'_{Cv} = e^{\alpha_{Cv} f_B}; \tag{7.39}$$

$$k'_{Cs} = e^{\alpha_{Cs} f_B}, \tag{7.40}$$

де $k'_{\overline{Y}}$, k'_{Cv}, k'_{Cs} – коефіцієнти впливу додаткового випаровування з поверхні штучних водойм на статистичні параметри; α_A – коефіцієнти, які залежать від співвідношення ресурсів вологи та тепла β_H або від норми кліматичного стоку $\overline{Y}_K$ як інтегрального показника зволоженості водозбору (рис. 7.1 і рис. 7.2).

Для Гірського Криму, де вплив кліматичних умов змінюється з висотою, величина $\alpha_{\overline{Y}}$ визначається за β_H [15]

$$\alpha_{\overline{Y}} = 0{,}622(1 - \beta_H), \tag{7.41}$$

а для рівнинних територій:

$$\alpha_{\overline{Y}} = 0{,}767\overline{Y}_K^{(-0.49)}; \tag{7.42}$$

$$\alpha_{C_V} = 0{,}247e^{(-0.274\overline{Y}_K)}; \tag{7.43}$$

$$\alpha_{C_S} = 0{,}179e^{(-0.246\overline{Y}_K)}. \tag{7.44}$$

Для передбачення стану водних ресурсів при заборі води з метою забезпечення населення водою визначені такі аналітичні функції антропогенного впливу [23]

$$k_{H,\overline{Y}} = 1 - 0{,}000417N_{HAC} - 0{,}0019d + 0{,}210\lg(F+1), \tag{7.45}$$

де $k_{H,\overline{Y}}$ – коефіцієнт антропогенного впливу на середню багаторічну величину річного стоку; N_{HAC} – кількість населення, тис.

Залежність (7.45) можна використовувати для площ рівнинних водозборів, що знаходяться у діапазоні: $100 \text{ км}^2 \le F \le 50000 \text{ км}^2$.

Для оцінки впливу осушування на середню багаторічну величину річного стоку визначені функції антропогенного впливу (рис. 7.3), які відображають зміни рівня підземних вод та вологості ґрунту при осушуванні [16].

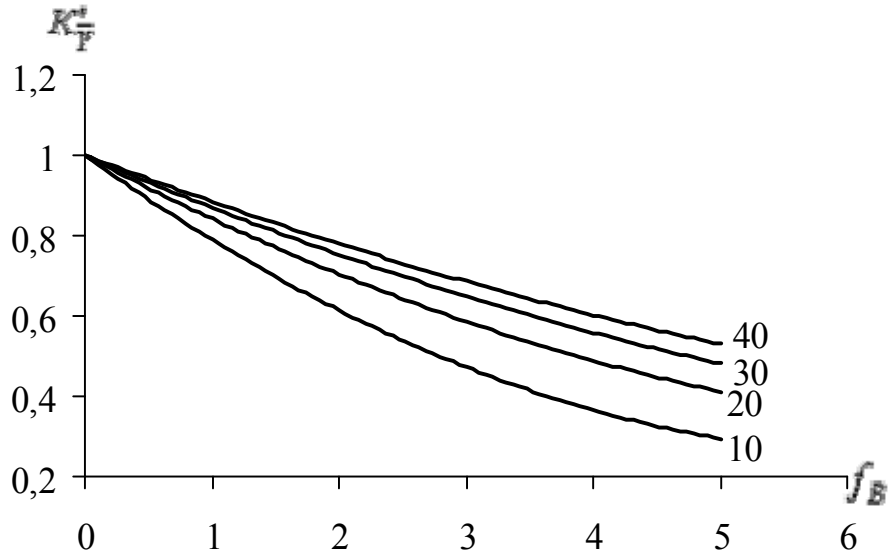


Рис. 7.1. Функція антропогенного впливу додаткового випаровування з водної поверхні штучних водойм (f_B – відносна площа водної поверхні,%) на середню багаторічну величину річного стоку (біля кривих показані величини норм річного кліматичного стоку)

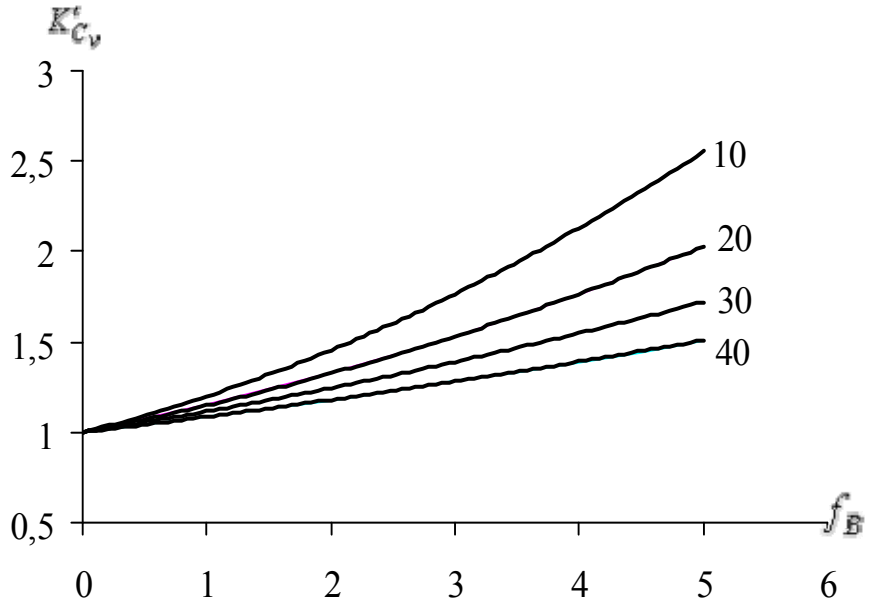


Рис. 7.2. Функція антропогенного впливу додаткового випаровування з водної поверхні штучних водойм (f_B – відносна площа водної поверхні, %) на коефіцієнт варіації річного стоку (біля кривих показані величини норм річного кліматичного стоку)

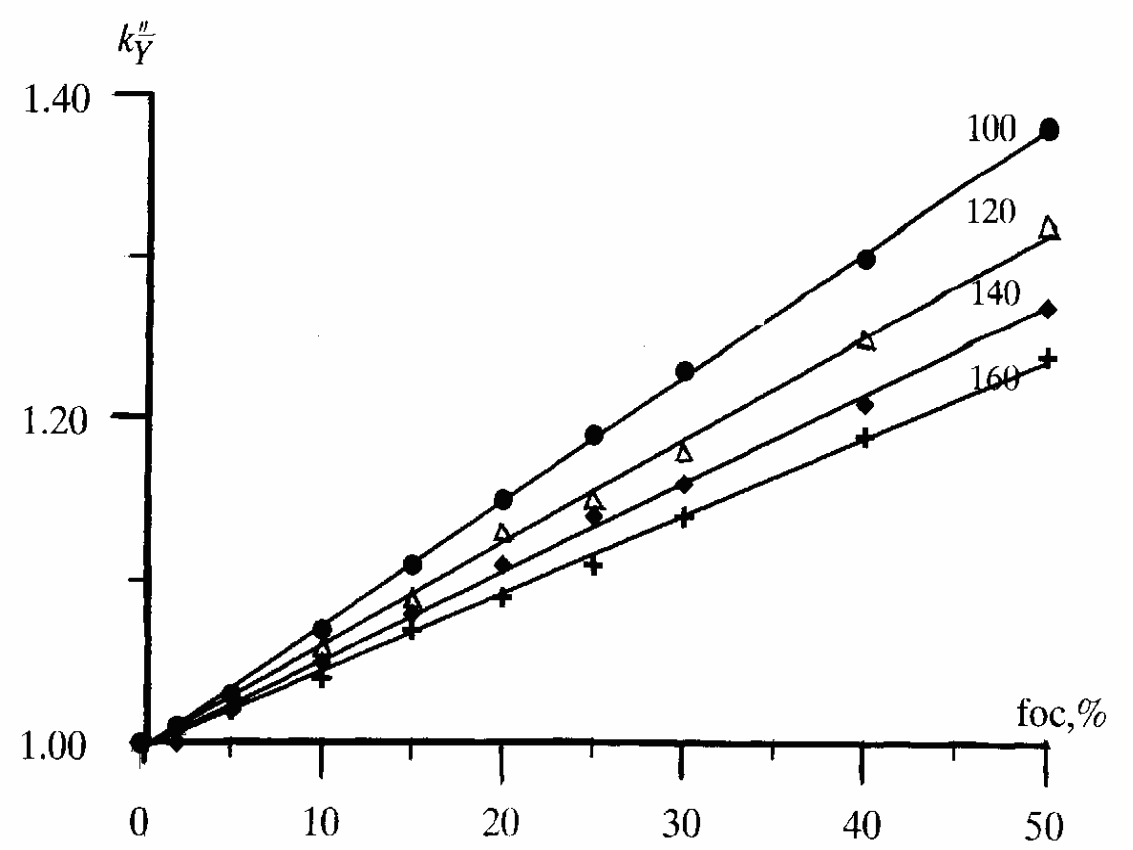


Рис. 7.3. Залежності для визначення поплавкових коефіцієнтів до норми природного річного стоку, які враховують зниження рівня підземних вод від відносної площі меліорованості водозборів (Житомирське Полісся) (біля ліній – норми кліматичного стоку, мм)

Аналітичні (7.28)–(7.30), (7.32)–(7.35), (7.38)–(7.40), (7.45) та графічні (рис. 7.1 – 7.3) залежності являють собою функції антропогенного впливу або функції відгуку водозборів на антропогенне навантаження. На їх основі можна оцінювати диференційований та інтегральний (сумарний) вплив водогосподарських чинників на статистичні параметри річного стоку в залежності від заданої норми кліматичного стоку, виду водогосподарських заходів та відповідного набору антропогенних чинників (f_B, f_{3P}, η, v_0). На основі одержаних функцій відгуку водозборів на водогосподарські перетворення можливе наукове обґрунтування стратегії використання водних ресурсів: по заданих коефіцієнтах антропогенного впливу встановлюються порогові або критичні значення масштабів водогосподарських перетворень.

7.3.2. Прогнози змін поверхневих водних ресурсів України за сценаріями глобального потепління з урахуванням впливу водогосподарської діяльності

На базі моделі "клімат-стік" була виконана оцінка змін водних ресурсів та наслідків впливу водогосподарської діяльності (осушування, зрошування, створення штучних водойм та інше) в різних природних зонах України.

Урахування у стохастичних моделях змін кліматичних факторів формування стоку відбувається через кліматичний стік: величина річного стоку $\overline{Y}_K$ обчислюється на основі водно-теплового балансу з використанням метеорологічних даних сценаріїв змін глобального клімату.

Вплив такого чинника водогосподарської діяльності як штучні водойми залежить, по-перше, від площі їх водної поверхні, а , по-друге від кліматичних умов. У степовій зоні, де величини випаровування з поверхні суші обмежені запасами вологи у ґрунті, водна поверхня створених людиною ставків та водоймищ виконує роль штучного випарника [42]. Значна різниця між випаровуванням з водної поверхні та поверхні суші зумовлює втрати на додаткове випаровування. На річках України ця сумарна площа займає у середньому менше 1,5 % від загальної площі водозборів, що спричиняє зменшення середніх багаторічних величин стоку у степовій та лісостеповій зонах на 10-15 % та незначне (у межах точності розрахунків) збільшення мінливості рядів й асиметричності розподілу (табл. 7.9). У кінцевому результаті цей вид водогосподарської діяльності при f_B<1,5 %, спричинює зменшення стоку, головним чином, у маловодні роки. Так, при розгляді річного стоку лівобережних приток р. Дністер, які знаходяться у межах лісостепової зони, встановлено, що при f_B=1,5 % додаткове випаровування з поверхні штучних водойм не чинить суттєвого впливу на річний стік у роки різної забезпеченості. Проте при переході до степової зони (р. Ягорлик, $\overline{Y}_K$=29 мм) річний стік зменшується у роки із забезпеченістю P=75 % та P=95 % на 13 % та 22 % відповідно у порівнянні із природним річним стоком маловодних років [29].

Зростання температур повітря, яке передбачається сценаріями глобального потепління, зумовлює збільшення максимально можливого випаровування, а, отже, й зростання різниці між випаровуванням з водної поверхні та поверхні суші. Втрати поверхневих водних ресурсів на додаткове випаровування збільшуються.

Таблиця 7.9. Визначення впливу додаткового випаровування з водної поверхні штучних водойм на статистичні параметри річного стоку в басейні р. Сіверський Донець

Річка – пост	F, км^2	F_B, тис га	f_B, %	$\overline{Y}_K$, мм	$k'_{\overline{Y}}$	k'_{Cv}	k'_{C_S}
Сів. Донець – м. Чугуїв	10300	10,3	1,00	88	0,92	1,02	1,02
Сів. Донець – м. Зміїв	15600	14,3	0,92	87	0,92	1,02	1,02
Вовча – м. Вовчанськ	1330	0,22	0,16	85	0,99	1,00	1,00
Уди – с. Безлюдівка	3300	2,69	0,82	82	0,93	1,02	1,02
Харків – с. Циркуни	890	1,47	1,65	80	0,86	1,05	1,04
Оскіл – м. Куп’янськ	12700	13,2	1,04	80	0,91	1,03	1,02
Казенний Торець – с. Райське	936	0,88	0,94	50	0,90	1,06	1,05
Каз. Торець – м. Слов’янськ	5350	6,48	1,21	44	0,86	1,09	1,07
Кр.Торець – м. Олексіївo-Дружківка	1530	2,00	1,31	50	0,86	1,09	1,06
Сухий Торець –с.Черкаське	1340	1,49	1,11	44	0,88	1,09	1,06
Бахмутка – с. Яма (Сєверськ)	1560	0,60	0,38	50	0,96	1,02	1,02
Жеребець – с. Торське	857	1,28	1,49	40	0,83	1,01	1,10
Красна – с. Краснопопівка	2540	1,33	0,52	45	0,94	1,04	1,03

Цей процес є найбільш впливовим у межах степової зони України, де місцеві водні ресурси малих та середніх річок вкрай обмежені (табл. 7.10) й характеризуються нормою кліматичного стоку менше 30 мм.

Таблиця 7.10. Зміни водних ресурсів у зоні степу за сценаріями глобального потепління

Сценарій	$\overline{Y}_K$ при $f_B = 0$, мм	$k'_{\overline{Y}}$	$\overline{Y}_{ПОБ}$ при $f_B = 1\%$, мм	Зміни водних ресурсів за рахунок втрат на додаткове випаровування, %	Зміни водних ресурсів у порівнянні з вихідним (0) станом, %
0 (вихідний стан)	22	0.84	19	-15	-15
CCCM	11	0.79	9	-21	-61
GISS	11	0.79	9	-21	-61
GFDL	17	0.83	14	-17	-36
UKMO	12	0.80	10	-20	-57
Нестаціонарна модель GFDL (2000-2010)	17	0.83	14	-17	-36
Нестаціонарна модель GFDL (2030-2040)	13	0.80	10	-20	-52
Нестаціонарна модель GFDL (2070-2080)	7	0.74	5	-26	-76

За сценаріями глобального потепління при f_B=1 % руйнування поверхневих водних ресурсів (їх зменшення більш ніж на 50 %) при одночасному подвоєнні концентрації вуглекислого газу буде спостерігатися за сценаріями CCCM, UKMO, GISS. Згідно із нестаціонарним сценарієм глобального потепління (GFDL), руйнування водних ресурсів у степовій зоні при f_B=1 % буде спостерігатися у 2030–2040 рр. Найменше підлягають впливу штучних водойм лісова та гірська зони.

При розрахунках водних ресурсів в басейні р. Дністер (табл. 7.11), яка включає до себе гірську природну зону, зону мішаних лісів, лісостепову та степову зони, зменшення річного стоку за рахунок втрат на додаткове випаровування з поверхні штучних водойм в умовах глобального потепління буде відбуватися дуже поступово, оскільки степова зона цього водозбору займає менше третини території [30]. Руйнування водних ресурсів водозбору р. Дністер на 2030-2040 рр. не передбачається, хоча можливе зменшення на 30 %.

Таблиця 7.11. Зміни водних ресурсів р. Дністер за сценаріями глобального потепління при наявності штучних водойм

Сценарій	$\overline{Y}_K$ при $f_B = 0$, мм	$k'_{\overline{Y}}$	$\overline{Y}_{ПОБ}$ при $f_B = 0{,}5\%$, мм	Зміни водних ресурсів за рахунок втрат на додаткове випаровування, %	Зміни водних ресурсів у порівнянні з вихідним (0) станом, %
0 (вихідний стан)	147	0.97	142	-3	3
CCCM	108	0.96	104	-4	-29
GISS	108	0.96	104	-4	-29
GFDL	115	0.96	111	-4	-25
UKMO	110	0.96	106	-4	-28
Нестаціонарна модель GFDL (2000-2010)	148	0.97	143	-3	-2.6
Нестаціонарна модель GFDL (2030-2040)	98	0.96	94	-4	-36
Нестаціонарна модель GFDL (2070-2080)	68	0.95	65	-5	-56

Потреба сільськогосподарських рослин у зрошуванні для степової зони України настільки велика, що при використанні місцевих водних ресурсів для зрошування навіть при f_B=0,5 % зменшення водних ресурсів у вихідних умовах (на початку 80-х років минулого сторіччя) становило 17 %. При розвитку подій за сценаріями глобального потепління наслідки використання води для зрошування посилюються (табл.7.12). За період 2000-2010 рр. (нестаціонарний сценарій GFDL) зменшення водних ресурсів степової зони України досягне 38 %, а на десятиріччя 2030-2040 рр. – 36 %.

При поєднанні дії втрат на додаткове випаровування з поверхні штучних водойм та вилучення води на зрошування водні ресурси степової зони України зазнають невідновного руйнування (зменшення середньої багаторічної величини на 70 %) їх водних ресурсів вже в 2030–2040 рр. (табл. 7.13).

Таблиця 7.12. Зміни водних ресурсів у степовій зоні за сценаріями глобального потепління при зрошуванні сільськогоспо дарських угідь за рахунок місцевих водних ресурсів ($v_0 = 0.9; \eta = 0.9$)

Сценарій	$\overline{Y}_K$ при $f_{ЗР} = 0$, мм	$\overline{Y}_{ПОБ}$ при $f_{ЗР} = 0{,}5\%$, мм	Зміни водних ресурсів у порівнянні з вихідним (0) станом, %
0 (вихідний стан)	22	18	-17
CCCM	11	9	-61
GISS	11	9	-61
GFDL	17	14	-38
UKMO	12	10	-57
Нестаціонарна модель GFDL (2000-2010)	17	14	-36
Нестаціонарна модель GFDL (2030-2040)	13	10	-55
Нестаціонарна модель GFDL (2070-2080)	7	5	-77

Вплив втрат на додаткове випаровування у поєднанні із заборами води на зрошування в умовах глобального потепління настільки великий, що за результатами оцінки гідрологічного стану малих та середніх річок Одещини на 2010 рік було виявлено, що із 1190 водойм на цих річках, пересохло 344 та на 182 водоймах рівень води знаходиться нижче позначки горизонту мертвого об'єму. Матеріали обстеження річок степової зони свідчать, що зменшується водність і глибина малих річок, вони замулюються і заростають. На середніх та великих річках України гідрологічний стан задовільний, але подальше зростання температур повітря може спричинити погіршення кількості та якості вод в найближчому майбутньому.

Ситуація може поліпшитися, коли забори води на зрошування відбуваються не за рахунок місцевих водних ресурсів, а за рахунок річок-донорів. При цьому зберігаються водні ресурси малих та середніх річок й забезпечується додаткове надходження зворотних вод. Наявність великих зрошувальних систем таких, як Дунай-Дністровська, Північно-Кримська, які використовують для зрошування води річок-донорів, можуть забезпечити зростання річного стоку у річках-колекторах у півтора або два

рази [8] й здатні зменшити наслідки впливу глобального потепління на стан водних ресурсів степової зони України.

Таблиця 7.13. Сумарний коефіцієнт впливу зрошування за рахунок місцевих водних ресурсів ($\nu_0 = 0.9; \eta = 0.9$) та втрат на додаткове випаровування з поверхні штучних водойм у степовій зоні за сценаріями глобального потепління

Сценарій	$\overline{Y}_K$ при $f_{ЗР} = 0$, мм	$k'_{\overline{Y}}$ при $f_B = 0{,}5\%$, мм	$k_{\overline{Y}}$ при $f_{ЗР} = 0{,}5\%$, мм	$k_{\overline{Y},СУМ}$	Зміни водних ресурсів у порівнянні з вихідним (0) станом, %
0 (вихідний стан)	22	0,78	0,83	0,61	-39
CCCM	11	0,70	0,78	0,48	-76
GISS	11	0,70	0,78	0,48	-76
GFDL	17	0,75	0,81	0,56	-57
UKMO	12	0,71	0,78	0,48	-74
Нестаціонарна модель GFDL (2000-2010)	17	0,75	0,81	0,56	-57
Нестаціонарна модель GFDL (2030-2040)	13	0,72	0,79	0,51	-70
Нестаціонарна модель GFDL (2070-2080)	7	0,64	0,75	0,39	-88

Додаткове надходження води до русел річок забезпечують також заходи з осушування заболочених земель. Відносна площа осушуваних земель становить 15 % у межах лісової природної зони, яка входить до водозбору р. Дніпро (табл. 7.14). Відведення вод з осушувальних систем шляхом зниження рівнів підземних вод сприяє зростанню середньої багаторічної величини стоку до 7 %. Посилення посушливості клімату може привести до того, що після 2030 р. необхідність меліорації боліт та заболочених територій відпаде.

За сценаріями змін глобального клімату на десятиріччя 2030-2040 рр. прогнозується зростання посушливості у лісовій зоні України.

Оцінки впливу вилучення води з річок для забезпечення населення водою проводились окремо для великих (площа водозбору перевищує 50000 км^2) та малих водозборів (площа водозбору менше 2000 км^2). Одержані результати дозволили зробити висновки, що великі річки будуть спроможні надати необхідний об'єм води в умовах глобального потепління [23]. Водні ресурси малих та середніх річок ($F \le 3000$ км^2) Північного Степу в умовах глобального потепління при забезпеченні водою населення більше за 100 тис. будуть безповоротно зруйновані вже у десятиріччя 2030–2040 (табл. 7.15). Водні ресурси Південного Степу досягають стану руйнації при значно менших показниках водовикористання.

Таблиця 7.14. Зміни водних ресурсів у зоні мішаних лісів (р. Дніпро) за сценаріями глобального потепління при наявності на водозборі осушуваних земель (f_{OC}=15 %)

Сценарій	$\overline{E}_{\max}$, Мм	$\overline{X}$, мм	$\beta_H = \frac{\overline{X}}{\overline{E}_m}$	$\overline{Y}_{ПР}$, мм	$K''_{\overline{Y}}$	$\overline{Y}_{ПОБ}$, мм	Зміни водних ресурсів,%
0 (вихідний стан)	750	725	0,97	140	1,07	150	7,14
CCCM	957	783	0,82	106	1,10	117	10,4
GISS	957	783	0,82	106	1,10	117	10,4
GFDL	1020	848	0,83	119	1,09	129	9,00
UKMO	988	827	0,84	118	1,09	129	9,00
Нестаціонарна модель GFDL (2000-2010)	775	798	1,03	174	1,06	184	6,00
Нестаціонарна модель GFDL (2030-2040)	998	790	0,79	99	-	-	-
Нестаціонарна модель GFDL (2070-2080)	1264	863	0,68	76	-	-	-

Таблиця 7.15. Вплив забезпечення водою населення на стан водних ресурсів України в умовах глобального потепління клімату (Північний Степ)

Коефіцієнти антропогенного впливу $K_{\overline{y}}$						
Сценарії глобального потепління	Площа водозбору км^2	кількість населення, тис.				
		5 тис.	50 тис.	100 тис.	500 тис.	1млн.
CCCM	1000	0,94	0,33	0,10	0,1	0,1
	2000	0,96	0,67	0,33	0,1	0,1
	3000	0,98	0,78	0,56	0,1	0,1
GISS	1000	0,94	0,33	0,10	0,1	0,1
	2000	0,96	0,67	0,33	0,1	0,1
	3000	0,98	0,78	0,56	0,1	0,1
GFDL	1000	0,96	0,57	0,14	0,1	0,1
	2000	0,98	0,79	0,57	0,1	0,1
	3000	0,99	0,86	0,71	0,1	0,1
UKMO	1000	0,94	0,39	0,10	0,1	0,1
	2000	0,97	0,70	0,39	0,1	0,1
	3000	0,98	0,80	0,60	0,1	0,1
Нестаціонарна модель GFDL (2000-2010)	1000	0,96	0,57	0,14	0,1	0,1
	2000	0,98	0,79	0,57	0,1	0,1
	3000	0,99	0,86	0,71	0,1	0,1
Нестаціонарна модель GFDL (2030-2040)	1000	0,95	0,44	0,10	0,1	0,1
	2000	0,97	0,72	0,44	0,1	0,1
	3000	0,98	0,82	0,63	0,1	0,1
Нестаціонарна модель GFDL (2070-2080)	1000	0,90	0,10	0,10	0,1	0,1
	2000	0,95	0,48	0,10	0,1	0,1
	3000	0,97	0,65	0,31	0,1	0,1

7.4. РЕКОМЕНДАЦІЇ ЩОДО ВИКОРИСТАННЯ ПОВЕРХНЕВИХ ВОДНИХ РЕСУРСІВ УКРАЇНИ З МЕТОЮ ПОПЕРЕДЖЕННЯ НАСЛІДКІВ ГЛОБАЛЬНОГО ПОТЕПЛІННЯ

Реформування господарського комплексу в умовах глобального потепління має гарантувати екологічну безпеку населення на основі оцінки наявного та максимально допустимого технологічного навантаження на водозбори річок. Величини цього навантаження в умовах глобального потепління та водогосподарської діяльності визначаються на основі розроблених функцій антропогенного впливу.

За прогнозами на основі “клімат–стік” з використанням даних сценаріїв глобального потепління, адаптованих до території України [37], установлено, що на десятиріччя 2030-2040 найбільшому антропогенному навантаженню піддаватимуться степова та лісостепова зони, причому верхня межа степової зони буде поширюватись. За результатами розрахунку норм кліматичного стоку при різних кліматичних сценаріях та імітаційного стохастичного моделювання можливо встановити критичні значення масштабів водогосподарської діяльності при відповідних кліматичних умовах. Так, до початку 80-х років минулого сторіччя, коли у степовій зоні України норма річного кліматичного стоку становила близько 20 мм, значущі зміни водних ресурсів спостерігалися при f_B=0,6 % (табл. 7.16), їх руйнування було можливим при f_B= 3,5 %, а невідновне руйнування – при f_B=7 %. За прогнозом на базі даних нестаціонарної моделі GFDL (табл. 7.5) на 2030–2040 рр. норма кліматичного річного стоку у степовій зоні становитиме 13 мм. Це означає зменшення оптимальної відносної площі, яку займає водна поверхня штучних водойм, до 0,4 %. Згідно із цим сценарієм руйнування водних ресурсів річок степової зони може початися при значно меншій площі водної поверхні штучних водойм, а саме при f_B=2,5 %.

Відповідним чином визначаються критичні масштаби площ зрошування при використанні місцевих водних ресурсів або стоку річок-донорів (табл. 7.17 і 7.18). При наявності на водозборі різних чинників водогосподарської діяльності допустимі масштаби водогосподарських перетворень визначаються на основі розрахунків коефіцієнтів сумарного антропогенного впливу (7.25) за розробленою методикою.

Рекомендовані заходи щодо запобігання наслідків глобального запобігання.

Необхідна інспекція існуючих штучних водойм та виведення із дії тих ставків і водосховищ, які здійснюють тільки сезонне регулювання стоку, мають малі глибини при значній площі водної поверхні. Такі штучні водойми в умовах глобального потепління виступають у ролі великих випарників, що сприяє значному зменшенню водних ресурсів.

При зрошуванні сільськогосподарських угідь за рахунок місцевих водних ресурсів рекомендовано використовувати воду штучних водойм, які здійснюють не сезонне, а багаторічне регулювання стоку, наповнюючись переважно у багатоводні роки.

Зменшення втрат поверхневих водних ресурсів досягається також завдяки використанню переважно зернових та інших засухостійких культур, які потребують меншої кількості води для свого оптимального розвитку.

Збільшення коефіцієнта корисної дії зрошувальних систем в результаті їх модернізації має забезпечити зменшення втрат водних

ресурсів в процесі транспортування води з русел річок до сільськогосподарських масивів.

Таблиця 7.16. Критичні значення площ штучних водойм

Характеристика змінювання водних ресурсів	Коефіцієнт антропогенного впливу $K'_{\overline{Y}}$	Норма природного стоку $\overline{Y}$, мм	Відносна площа водної поверхні f_B, %
Значущі зміни водних ресурсів	0,9	5	0,3
		10	0,4
		20	0,6
		30	0,7
		40	0,8
		50	0,9
		60	1,0
		70	1,0
		80	1,1
		90	1,2
		100	1,2
Руйнування	0,5	5	2,0
		10	2,5
		20	3,5
		30	4,0
		40	5,0
		50	6,0
		60	6,6
		70	7,4
		80	7,7
		90	8,0
		100	8,6
Невідновне руйнування	0,3	5	3,5
		10	5,0
		20	7,0
		30	8,0
		40	10,0
		50	10,5
		60	11,6
		70	12,4
		80	13,5
		90	14,0
		100	15,0

Таблиця 7.17. Критичні значення площ зрошуваних земель при зрошуванні за рахунок місцевих водних ресурсів у степовій зоні $(v_0 = 0.9; \quad \eta = 0.75)$

Характеристика змінювання водних ресурсів	Коефіцієнт впливу зрошення $k_{\overline{Y}}$	Норма кліматичного стоку $\overline{Y}$, мм	Відносна площа зрошуваних земель $f_{ЗР}$,%
Значущі зміни водних ресурсів	0,9	10	0,2
		20	0,3
		30	0,5
Руйнування	0,5	10	1,5
		20	2,5
		30	3,5
Невідновне руйнування	0,3	10	2,5
		20	4,0
		30	6,5

Таблиця 7.18. Критичні значення площ зрошування за рахунок річки-донора (для рівня оптимального зволоження та коефіцієнта корисної дії зрошувальних систем $\eta = 0{,}9$)

Характеристика змінювання водних ресурсів	Коефіцієнт впливу зворотних вод $K_{\overline{Y}}^{п}$	Норма природного стоку $\overline{Y}$, мм	Відносна площа масивів, що зрошуються $f_{Зр}$, %
Значущі зміни водних ресурсів	1,1	10	7
		20	10
		30	13
Руйнування	1,5	10	15
		20	30
		30	45
Невідновне руйнування	1,7	10	19
		20	40
		30	63

При зрошуванні сільськогосподарських угідь водами річок-донорів при низьких коефіцієнтах корисної дії зрошувальних систем зростає об'єм зворотних вод і відбувається часткова компенсація водних ресурсів тих водозборів, які увійшли до складу зрошувальної мережі. Проте

надходження забруднених вод через річки-колектори до водоприймачів значно погіршує екологічний стан останніх.

Забезпечення населення водою необхідно здійснювати з резервуарів підземних вод та за рахунок стоку великих річок, сумарна водність яких значно менше зазнає впливу змін клімату, ніж водність малих та середніх річок степової та лісостепової зон України.

Відновленню та модернізації необхідно піддати вже існуючі зрошувально-осушувальні системи та розглянути можливість побудови нових, оскільки саме ці системи будуть здійснювати перекид стоку великих річок до посушливих зон України, межа розташування яких буде зміщуватись у північному напрямі.

Висновки

За даними гідрометеорологічних спостережень установлено, що в результаті змін глобального клімату в останнє десятиріччя (2000–2010 рр.) відбувається деяке збільшення водності великих річок України. “Сплески” водності відмічені навіть на тих річках, що знаходилися у маловодній фазі коливань стоку. Зменшення водності річок установлене у степовій та Дністровсько-Дніпровській провінції лісостепової зони.

Зміни клімату, особливо збільшення температур холодного періоду, спричиняють перерозподіл стоку у межах року: максимальний стік річок зменшується, а мінімальний збільшується. Такі тенденції найбільше виражені у північно-східній частині України. Не відмічається суттєвого зростання температур повітря холодного періоду у зоні Південного степу. Зростання температур повітря у холодний період року зумовило збільшення кількості та тривалості відлиг, зменшення глибини промерзання ґрунту, зростання фільтрації талих вод при весняному сніготаненні у підземні водоносні горизонти й відповідно збільшення втрат при формуванні весняного водопілля, а також зменшення запасів води у сніговому покриві перед початком весняного водопілля.

У західній частині України у період з 1981 по 2002 рр. посилився вплив Північно-Атлантичного коливання на термічний режим повітря. Дія ПАК зменшується в міру переходу від західних до східних областей. Північна частина України знаходиться під впливом Скандинавського коливання.

Прогнозування стану водних ресурсів України на основі моделі “клімат-стік”, розробленої в ОДЕКУ, з використанням даних сценаріїв глобального потепління (CCCM, GISS,GFDL, UKMO), адаптованих до території України, дозволило зробити такі висновки.

Найбільш негативні наслідки впливу глобального потепління очікуються в степовій зоні України. Вже на десятиріччя 2000–2010 рр. зменшення водних ресурсів цієї зони має становити 23–24 %, а на

десятиріччя 2030–2040 рр. зниження водних ресурсів досягне 40 % (нестаціонарна модель GFDL). Згідно із сценаріями одночасного подвоєння вуглекислого газу (CO_2) в атмосфері, найбільш обтяжливим буде розвиток подій за сценарієм CCCM: зменшення водних ресурсів досягне 50 %, що відповідає стану руйнації водогосподарської системи. Таким чином, басейни річок Південний Буг та Сіверський Донець, значну частини площі яких займає степова зона, а також річки Приазов'я, межиріч Дунай-Дністер, Дністер-Південний Буг знаходяться під найбільшою загрозою.

Для річок, головна частина стоку яких формується у гірській зоні або зоні мішаних лісів, наслідки змін глобального клімату будуть проявлятися більш поступово. Так, у гірській частині басейну р. Дністер зміни водних ресурсів на десятиріччя 2000–2010 рр. за прогнозами не будуть відбуватись, але вже на 2030–2040 рр. передбачувані зміни будуть становити мінус 24 % (нестаціонарна модель GFDL). Згідно із сценаріями одночасного подвоєння CO_2 в атмосфері, зменшення водних ресурсів гірської зони може досягти 19 %.

У зоні мішаних лісів (верхня частина р. Дніпро), Західно-Українській та Дністровсько-Донецькій провінціях лісостепової зони України на 2000–2010 рр. за нестаціонарною моделлю GFDL прогнозувалось зростання водних ресурсів від 3–6 % (Дністер) до 20 % (Дніпро), що відповідає реальному перебігу подій, оскільки на фоні маловодної фази багаторічних коливань стоку з 1995 року позначився "сплеск" водності на річках Західної (Правобережної) України, та перехід стоку до багатоводної фази на р. Дніпро. Проте за прогнозами вже на десятиріччя 2030–2040 рр. прогнозується зниження водних ресурсів цих зон на 40 %.

Гідрологічна зона недостатньої водності має розширитися до сучасних північних меж Дністровсько-Донецької провінції лісостепової зони України вже у 2030–2040 рр., тобто площа існування дефіциту води для забезпечення нею населення, промисловості та сільського господарства значно збільшиться.

При формуванні стратегії розвитку водного господарства головна увага має бути приділена збереженню потенціалу водних ресурсів таких великих річок України як Дніпро та Дністер. Зона формування стоку р. Дністер на відміну від р. Дніпро цілком знаходиться у межах України й підлягає екологічному контролю.

Перекид стоку великих річок має набути особливої значущості. Відтворення побудованих у минулому сторіччі каналів, водоводів та мереж зрошувально-осушувальних систем має стати запорукою для забезпечення водою господарства і населення.

Слід зазначити, що саме в зоні степу водність річок найбільше реагує на водогосподарські втручання, серед яких головне місце займає створення штучних водойм. Якщо втрати на додаткове випаровування з водної

поверхні штучних водойм наприкінці минулого сторіччя значно впливали на стік малих та середніх річок степової зони, то в умовах зміни клімату “внесок” такого антропогенного фактора у стан водних ресурсів великих річок буде збільшуватися. У північно-західному Причорномор’ї “критичною” площею водної поверхні штучних водойм вважалася площа 1,5 % від загальної площі водозбору. Але за рахунок змін клімату, особливо при зростанні температур повітря теплого сезону, ця межа буде зменшуватися й обмежувати можливості водогосподарського будівництва.

Для оптимізації роботи зрошувальних систем в умовах глобального потепління необхідно створювати системи з високим рівнем коефіцієнта корисної дії, що буде сприяти зменшенню втрат стоку при вилученні вод для зрошування за рахунок водних ресурсів малих та середніх річок й покращенню якості води малих річок, які є колекторами великих зрошувальних мереж, що використовують воду річок-донорів.

Необхідними заходами з національної безпеки України є створення сучасних водоочисних споруд, оскільки зменшення об’єму вод знижує природну самоочисну здатність водного середовища та сприяє погіршенню якості води.

ВИСНОВКИ

Успішна соціально-економічна політика країни залежить від багатьох чинників. Серед них важливе місце посідають проблеми продовольчої безпеки, забезпечення населення тепловою енергією, водогосподарської діяльності, перехід на шлях економії природних і енергетичних ресурсів і зменшення їх споживання.

Проведені дослідження виконані з врахуванням змін клімату в сучасну епоху та в майбутньому до 2030–2040 рр.

Основні досягнуті результати полягають у наступному:

1. Зроблена спроба вивчити особливості погодо- і кліматоутворювальних процесів, що розвиваються в результаті енерго- і масообміну між атмосферою й океаном у Північній Атлантиці, а також відгуки клімату України й частини території Західної Європи на зазначені кліматоутворювальні фактори. Основою для цих досліджень послужила статистична модель у вигляді системи нелінійних регресійних рівнянь третього ступеня з оберненими зв'язками. Визначена система утворюючих функцій, які дозволили знайти оцінки коефіцієнтів регресії. У створеній моделі для стиску вихідної інформації про діючі фактори у районі розташування кораблів погоди було застосовано факторний аналіз, що дозволив виявити тенденції в зміні характеристик, які беруть участь в енерго- і масообміні. Реакція клімату в різних регіонах України на процеси в Північній Атлантиці визначалася шляхом використання кластерного аналізу, алгоритм якого розроблено авторами. Проведено ряд експериментів з різними ситуаціями в районі Північної Атлантики, можливими внаслідок глобального потепління клімату. Досліджена реакція кліматоутворювальних факторів на території України при подібних процесах. На основі реальної ситуації в лютому 2006 року перевірена адекватність створеної моделі. Показується, що модель задовільно описує відгуки кліматичних характеристик у регіонах України на зміну факторів у Північній Атлантиці.

Відзначається досить добре узгодження з погляду особливостей розвитку атмосферних процесів положень основних кластерів місячних кількостей опадів і середньомісячної температури в грудні і лютому, коли атмосферні процеси на розглянутим регіоном відрізняються великою стійкістю в межах більшого часового масштабу, чим у січні. Положення вторинних кластерів досить добре узгоджується з циркуляційними процесами, які переважають у зимовий період і формують визначений температурний режим і режим опадів на зазначених територіях. Запропонована статистична модель взаємозв'язку процесів енерго- і масообміну між океаном і атмосферою в акваторії Північної Атлантики адекватно відбиває вплив цих процесів на формування особливостей

клімату регіонів України. Чисельні експерименти з моделлю при різних температурних характеристиках поверхні океану й повітря й при різних положеннях центрів Азорського максимуму й Ісландської депресії дають відгуки кліматичних характеристик на території України, які знаходять переконливі фізичні обґрунтування. Експеримент,який визначає умови значного танення арктичних шельфових льодів і виносу більших мас опріснених поталих вод в акваторію Північної Атлантики, показує, що на території України регіональний клімат буде характеризуватися від'ємними аномаліями температури та опадів, тобто значним похолоданням. Існуючі дані досліджень у Північній Атлантиці показують, що інтенсивність Північноатлантичної течії в цей час слабшає, що можна пояснити зазначеними вище ефектами. Таким чином є підстави припустити, що реакція кліматичної системи, а, отже й регіонально клімату України буде відповідати результатам, одержаним в чисельному експерименті.

2. Виконано дослідження тенденції зміни середньомісячної температури повітря поблизу підстильної поверхні та місячної кількості опадів – для періодів 1986–2000 рр. і 2011–2025 рр. та для трьох сценаріїв зміни клімату – «жорсткого» А2, «помірного» А1В і «м'якого» В1 – у вузлах регулярної сітки, обмеженої широтами 43,5° та 53,5° півн. ш. і довготами 21,25° та 41,25° сх. д.

На фоні глобального потепління до 2025 року на 0,5 °С в Україні відбуватимуться достатньо нерівномірні зміни температурного режиму, причому найменш істотними вони будуть за «жорстким» сценарієм А2, коли майже для всієї України температура у середньому збільшиться не більше, ніж на 0,5 °С. Найістотніші ж зміни температури спостерігатимуться за «м'яким» сценарієм В1, коли майже уся північна, центральна та східна Україна характеризуватиметься потеплінням, більшим за 0,5 °С.

В Україні відбуватимуться достатньо нерівномірні зміни режиму опадів, причому найменш істотними вони будуть за «м'яким» сценарієм В1, коли майже для всієї України річна сума опадів зміниться у середньому не більше ніж на 7 відсотків від сьогоденної. За іншими двома сценаріями найістотніших змін зазнає режим опадів на південному заході України, де річна сума може збільшитися на 10–15 відсотків від тієї, що спостерігається у теперішній час.

3. Для виявлення особливостей біоклімату в зв'зку зі змінами клімату на теренах України застосовані комплексні показники, які відбивають тепловий стан людини, оскільки клімат і погода впливають, насамперед, на термічний режим організму і його функціональну діяльність, яка багато в чому залежить від умов теплообміну з навколишнім середовищем. Ці показники дозволяють оцінити біокліматичні ресурси конкретних територій, визначити їхній рекреаційний потенціал, розв'язати низку окремих задач, пов'язаних з оптимізацією біоклімату. До таких показників

належать еквівалентно-ефективні температури, показники суворості погоди тощо .

За допомогою еквівалентно-ефективних температур оцінено тепловідчуття людини, захищеної одягом стандартного типу для певного сезону. Виконано класифікацію нормально-еквівалентно-ефективних температур, яка по суті своїй є класифікацією клімату з точки зору біометеорології людини.

Виконано оцінку суворості погоди – фактора, який обмежує перебування людини на відкритому повітрі і зумовлює потребу у відповідній одежі, за допомогою різноманітних показників холодового впливу метеорологічних чинників на організм.

Очікується, що в майбутньому до 2011–2025 рр. еквівалентно-ефективна температура по всій території України суттєво зросте і взимку, і влітку. Взимку буде домінувати тепловідчуття «холодно» (*EET* = -11,9 – 0,0 °С). Але у Закарпатті (лише у грудні) та Південному степу (у грудні і січні) можуть спостерігатись умови, які надають організму людини тепловідчуття «дуже прохолодно» (*EET* = 0,1–6,0 °С). Влітку у Закарпатті і Передкарпатті, Поліссі та лісостеповій зоні буде переважати тепловідчуття «комфортно помірно тепло» (*EET* = 12,1–18,0 °С). У степовій зоні буде домінувати тепловідчуття «комфортно тепло» (за винятком липня). Зими стануть більш комфортними, бо значення індексу Бодмана по території України коливатимуться в межах 1,0–1,7, що характеризує зиму як мало сувору. Величина індексу Арнольді зросте, але буде знаходитись в тих же межах, як і раніше, від 0,0 до -15,0 °С, що відповідає слабкому напруженню апарата терморегуляції людини.

Значення зведеної температури підвищаться. Найнижча $T_{зв}$ у лютому у Північному степу, Лісостепу та Поліссі (від -16,3 до -4,6 °С). У грудні і січні у Закаратті і Криму $T_{зв}$ може мати навіть додатні значення (до 2,6 °С). Таким чином, $T_{зв} > -17{,}0$ °С на усій території протягом зими, а це означає, що ніяких обмежень для перебування людей на відкритому повітрі нема. Температура шкіри обличчя людини $\Theta_{об}$ в усі місяці зимової пори буде перевищувати 10,0 °С, тобто ніяких порушень кровообігу в тканинах зовнішніх ділянок тіла (шкіри обличчя, рук) не буде спостерігатись.

4. В ході роботи було досліджено вплив зміни клімату (потепління) на тривалість опалювального періоду в Україні і представлені результати дослідження термічного режиму, який спостерігався впродовж минулого сторіччя. Були виявлені зміни і коливання клімату в різних регіонах України. Оцінено відносну зміну енергоспоживання при заданій зміні середніх температур опалювального періоду.

Середня тривалість опалювального періоду на 50 % станцій України, більшість яких розташована у степовій зоні, зменшується від одного до шести днів в останньому десятиріччі двадцятого століття. Слід зазначити,

що практично всі станції, на яких спостерігається зменшення тривалості опалювального періоду, знаходяться в області порушення широтної спрямованості ізотерм та ізогон. На решті станцій тривалість опалювального періоду або лишалась незмінною, або навіть збільшувалась на 1–2 дні, тобто тривалість опалювального періоду має невелику тенденцію вирівнюватись для всієї території України, особливо для її південної частини.

Наприкінці XX століття для більшості міст України витрати тепла поступово зменшуються у порівнянні з кліматичною нормою. Найбільш суттєво вони зменшуються для окремих областей степової та лісостепової зон, що знаходяться під впливом виносу тепла з Чорного та Середземного морів. Віковий хід тривалості опалювального періоду характеризується зміною циклів теплих, з короткою тривалістю, і холодних, з довгою тривалістю опалювального періоду. Причому чітко виявився основний 30-32 –ти річний цикл, який у свою чергу складався з більш коротких 6–8 та 4-5-ти річних циклів, що включали 2–3-ти річні цикли. Тренд вікового ходу вказує на зменшення тривалості опалювального періоду, найбільш значним зменшення виявилось у центральних районах України.

За сценаріями стаціонарних моделей *GFDL*, *UKMO* та *CCCM*/*GISS* при миттєвому подвоєнні еквівалентної концентрації CO_2 було визначено значне скорочення тривалості опалювального періоду за рахунок зміщення дат початку та кінця ОП. Навіть за моделями *CCCM*/*GISS*, які дають найменші зміни відносно кліматичної норми, найбільше значення ТОП (154 дні) практично співпадає з найменшим значенням ТОП (153 дні) за період 1961-1990 рр. Найбільші зміни відносно кліматичної норми надає модель *UKMO*, для якої максимальна та мінімальна тривалості ОП набувають значень 55 та 134 днів відповідно.

При поступовому збільшенні еквівалентної концентрації CO_2 кожного року на 1 % за нестаціонарною моделлю *GFDL* для природно-кліматичних зон було визначено, що у 2030–2040 рр. тривалість опалювального періоду коливатиметься в межах від 55 до 136 днів, а у 2070–2080 рр. її максимум становитиме взагалі 56 діб (м. Суми), причому в південних районах опалювальний період буде відсутнім. Для даних, усереднених по всій Україні, нестаціонарна модель *GFDL* на 2070–2080 рр. дає таку саму зміну кліматичних характеристик ОП, як і стаціонарні моделі.

За всіма стаціонарними моделями найбільші зміни енерговитрат по всіх містах надано сценарієм моделі *UKMO* (енерговитрати зменшуються у порівнянні з кліматичною нормою у два рази), а найменші – *CCCM*/*GISS* (енерговитрати зменшуються у порівнянні з кліматичною нормою в середньому на 30 %).

За нестаціонарною моделлю *GFDL* для природнокліматичних зон енерговитрати на 2070-2080 рр. для степової зони зменшуються на 67–81 %, для лісостепу – на 65–83 % і для зони полісся – на 76–81 %, тобто

для всієї території України – майже на однакову величину відносно кліматичної норми.

5. Протягом другої половини двадцятого століття на території України намітились деякі зміни в режимі хмарності. Вони не однозначні за порами року і для окремих регіонів. Річна кількість днів з ясним і напіясним станом неба на території України повсюдно перевищує 200 днів, що свідчить про значний енергетичний потенціал країни і можливість розглядати її перспективною в плані використання енергії Сонця.

Однак значний енергетичний потенціал теплого періоду потребує розробки таких геліосистем, які б могли акумулювати енергію сонця в тепле півріччя. В південних районах, де навіть в холодний період число ясних і напівясних днів складає майже половину від мінімального значення критерію доцільності, безперебійну роботу геліоустановок можна передбачити протягом усього року.

6. Згідно оцінці тривалості дії вітрів тільки прибережні райони Північного Причорномор'я можна вважати придатними об'єктами для додаткових досліджень про доцільність розміщення ВЕУ, оскільки тільки тут середньорічні значення швидкості вітру можуть сягати 5 м/с і більш. Крім того, наведені оцінки треба уточнити для рівнів близьких до 50 м, де зазвичай розташовуються вітроколеса сучасних ВЕУ.

Отже поки можна константувати стриманий оптимізм щодо оцінки вітроенергетичного потенціалу Одеської області та рекомендувати двигуни невеликої потужності з низькими швидкостями зрушування, щоб вони були економічно вигідними.

7. Сучасне потепління спричиняє значну зміну агрокліматичних умов росту, розвитку та формування продуктивності сільськогосподарських культур.

Воно супроводжується істотним підвищенням температури повітря у зимові місяці, збільшенням кількості тривалих відлиг, часового зрушення розвитку природних процесів, змінами тривалості сезонів року, подовженням безморозного періоду та тривалості вегетаційного періоду сільськогосподарських культур, збільшенням теплозабезпеченості вегетаційного періоду, деяким покращенням вологозабезпеченості майже усіх зон України. Можливе зростання частоти екстремальних погодних явищ, загальне зниження вологості ґрунтів та зменшення їхньої родючості, виснаження ресурсів прісної води у південних регіонах, деградація земель. Світовими вченими визнано той факт, що зміна клімату в останні десятиріччя явно збільшилася, одночасно збільшилася частота екстремальних явищ погоди.

Більше 30 % території України з кращими землями, де зосереджено виробництво близько 65 % товарного зерна, знаходиться у зоні недостатнього зволоження. Основною особливістю періоду потепління стала нерівномірність випадіння опадів у середині року і за окремі роки,

що призвело до збільшення кількості засушливих явищ. Засухи нерідко збігаються із суховіями, спричиняючи пошкодження рослин у різних фазах розвитку та зменшуючи їх продуктивність.

Несприятливі кліматичні умови можуть посилити порушення структури ґрунтів і зменшення запасів гумусу у ґрунті, деградацію ґрунтів, що може призвести до виникнення загрози опустелювання у Північному та Південному Степу України.

Розглядаються тенденції зміни агрокліматичних ресурсів у розрізі основних агрокліматичних зон за різні проміжки часу, тенденція зміни урожайності за період 1986–2005 рр.

Надається кількісна оцінка очікуваних в зв'язку зі змінами клімату рівнів урожайності озимих та ярових зернових колосових культур та гороху, оцінені можливі коливання валових зборів урожаю сільськогосподарських культур в Україні з різною ймовірністю.

Оцінка коливань урожайності та валових зборів озимої пшениці, ярого ячменю, кукурудзи та гороху в Україні та оптимізація структури посівних площ в зв'язку з можливими змінами клімату показала, що складуться сприятливі умови вирощування цих сільськогосподарських культур при реалізації сценарію *GFDL*-30 % , при яких (при посівних площах на рівні 2009 року):

– середній валовий збір зерна озимої пшениці може становити 24,42 млн. т, мінімальний – 14,91 млн. т, а максимальний – 33,94 млн. т

– середній валовий збір зерна ярого ячменю становитиме 11,39 млн. т, мінімальний – 7,44 млн. т, а максимальний – 15,35 млн. т

– середній валовий збір зерна гороху може досягати 0,77 млн. т, мінімальний – складати 0,38 млн. т, а максимальний – 1,16 млн. т .

Розроблені рекомендації стосовно зміни структури посівних площ сільськогосподарських культур в Україні з метою адаптації до кліматичних змін.

Валовий збір зерна озимої пшениці в Україні в 2009 році становив 20,04 млн. т, ярого ячменю – 8,21 млн. т. При збереженні посівних площ озимої пшениці на рівні 2009 року та середній багаторічній урожайності валовий збір зерна озимої пшениці буде становити 17,17 млн. т, стосовно ярого ячменю – 7,59 млн. т. При оптимізації структури посівних площ на рівні адміністративних областей та їх зміні з урахуванням можливих змін клімату валовий збір зерна озимої пшениці в Україні буде в середньому дорівнювати 25,06 млн. т, ярого ячменю – 11,73 млн. т.

8. Очікувані зміни глобального та регіонального клімату призведуть до значної зміни кліматичних ресурсів України, деякої зміни меж ґрунтово-кліматичних зон і, як наслідок цього, до суттєвої зміни агрокліматичних умов вирощування овочевих культур, які зумовлять зміну рівнів їх урожайності. При потеплінні клімату межа Північного і Південного Степу значно просунеться на північ і буде знаходитись в

нинішніх межах Лісостепової зони. Внаслідок потепління у всіх агрокліматичних зонах збільшиться тривалість вегетаційного періоду, зростуть суми температур за вегетаційний період, надходження ФАР та сумарне випаровування, зросте нестача води для задоволення потреб рослин. Внаслідок цього північна межа виробничого вирощування баклажанів, солодкого перцю та томатів відступить на північ і в усіх зонах ці культури будуть забезпечені теплом.

Через різке підвищення температур зменшиться територія агрокліматичних районів, сприятливих для вирощування капусти та огірків. Значно зросте територія недостатнього зволоження, де потрібно буде розвивати зрошення.

9. За даними спостережень установлено, що в результаті змін глобального клімату в останнє десятиріччя відбувається збільшення водності великих річок України, яке зумовлено зростанням кількості опадів. "Сплески" водності відмічені навіть для тих річок, що знаходилися у маловодній фазі коливань стоку. Виняток становлять річки, що беруть початок з Середньоруської височини, де вплив зростання температур повітря й відповідне зростання випаровування з поверхні суші перевищує незначне збільшення опадів.

Зміни клімату, особливо збільшення температур холодного сезону, спричиняють перерозподіл стоку у межах року: максимальний стік річок зменшується, а мінімальний збільшується. Такі тенденції найбільше виражені у східній частині України, де переважав континентальний характер клімату, з холодною зимою. Зростання температур повітря у холодний період року зумовило збільшення кількості та тривалості відлиг, зменшення глибини промерзання ґрунту, зростання фільтрації талих вод при весняному сніготаненні у підземні водоносні горизонти й збільшення втрат при формуванні весняного водопілля, а також зменшення запасів води у сніговому покриві перед початком весняного водопілля.

На основі установлення шляхом імітаційного моделювання функцій відгуку водних ресурсів України на масштаби водогосподарської діяльності були визначені критично допустимі масштаби основних видів водогосподарської діяльності. Установлено, що на десятиріччя 2030–2040 рр. найбільшому антропогенному навантаженню будуть піддані степова та лісостепова зони, причому верхня межа степової зони буде поширюватись. За результатами розрахунку норм кліматичного стоку при різних сценаріях та імітаційного стохастичного моделювання можна встановити критичні значення масштабів водогосподарської діяльності при відповідному стані кліматичних водних ресурсів.

З метою попередження наслідків глобального потепління на території України розроблено відповідні рекомендації.

СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

До розділу 1

1. Алексеев Г.В., Иванов В.В., Кораблёв А.А. Климатические изменения в Норвежско-Гренландской энергоактивной зоне и Арктическом бассейне Северного Ледовитого океана // Труды международной конференции, посвященной 75-летию академика Г.И. Марчука и 20-летию Института вычислительной математики, 19-22 июня 2000г. – Т. II. /Под ред. В.П. Дымникова. – М.: Институт вычислительной математики РАН, 2000. – С. 17–39.
2. Андрианова О.Р. О связи тепловых аномалий в Северной Атлантике и на Европейской территории СССР // Метеорология и гидрология. – 1986. – №7. – С. 114–116.
3. Воскресенская Е.Н., Зеленько А.А., Полонский А.Б. Эль-Ниньо 1991-1992 гг. и его проявление в Тропической Атлантике //Морской гидрофизический журнал. – 1992. – № 6. – С. 28–36.
4. Воскресенская Е.Н., Полонский А.Б. Низкочастотная изменчивость гидрометеорологических полей и потоков тепла в Северной Атлантике // Морской гидрофизический журнал. – 2004. – №4. – С. 19–38.
5. Воскресенская Е.Н., Полонский А.Б. Североатлантические колебания и их связь с Эль-Ниньо – южными осцилляциями // Морской гидрофизический журнал. – 1992. – №4. – С. 23–30.
6. Воскресенская Е.Н., Полонский А.Б. Тренды и межгодовая изменчивость параметров низкочастотных взаимодействий атмосферы и океана в Северной Атлантике // Метеорология и гидрология. – 1993. – №11. – С. 73–80.
7. Гулцев С.К., Колинко А.В., Лаппо С.С. Взаимодействие океана и атмосферы в Ньюфаундлендской энергоактивной области в условиях аномальных атмосферных ситуаций // Метеорология и гидрология. – 1987. – №8. – С. 63–70.
8. Гулцев С.К., Лаппо С.С., Тихонов В.А. Межгодовая динамика интегральных характеристик теплового взаимодействия Северной Атлантики с атмосферой // Изв. АН СССР. Сер. ФАО. – 1988. – Т. 24, №8. – С. 861–872.
9. Джиганшин Г.Ф., Полонский А.Б. Межгодовая и десятилетняя изменчивость теплозапаса верхнего 200-метрового слоя в Тропической Атлантике в 1950-1992 г.г. // Известия РАН. Сер. ФАО. – 2001.–Т. 37, №2. – С. 497–505.
10. Дианский Н.А., Глазунов А.В. Моделирование взаимодействия атмосферы и верхнего слоя океана в средних широтах // Труды международной конференции, посвященной 75 - летию академика Г.И. Марчука и 20-летию Института вычислительной математики, 19-22

июня 2000 г. -Том II. /Под ред. В.П. Дымникова. – М.: Институт вычислительной математики РАН, 2000. – С. 69–88.
11. Исследование взаимодействия пограничных слоев атмосферы и океана. Анализ современного состояния и оценка перспективных направлений работ в рамках программы “Разрезы” / Под ред. Ю.А. Волкова, В.Н. Лыкосова. – М., 1987. – 63 с.
12. Кліматологія. / Дроздов О.А., Васильев В.А., Кобышева М.В.и др. – Л.: Гидрометеоиздат, 1989. – 567 с.
13. Кузин В.И. , Моисеев В.М. Моделирование реакции океана на атмосферные воздействия в период Эль-Ниньо// Труды международной конференции, посвященной 75-летию академика Г.И. Марчука и 20-летию Института вычислительной математики, 19-22 июня 2000 г.-Т. II. /Под ред. В.П. Дымникова.–М.: Институт вычислительной математики РАН, 2000. – С. 113–120.
14. Лаппо С.С., Гулев С.К., Рождественский А.Е.. Энергоактивные области Мирового океана // ДАН СССР. – 1984. – Т. 275. – №4. – С. 125–129.
15. Лаппо С.С., Гулев С.К., Рождественский А.Е. Крупномасштабное тепловое взаимодействие в системе океан-атмосфера и энергоактивные области Мирового океана: Л.: Гидрометеоиздат, 1990. – 335 с.
16. Лоули Д., Максвелл А. Факторный анализ как статистический метод. – М.: Мир, 1967. – 211 с.
17. Марчук Г.И. Моделирование изменений климата и проблема долгосрочного прогноза погоды // Метеорология и гидрология. – 1979. – №7. – С. 25–36.
18. Марчук Г.И., Дымников В.П., Курбаткин Г.П., Саркисян А.С. Программа «Разрезы» и мониторинг Мирового океана // Метеорология и гидрология. – 1984. – №8. – С. 9–17.
19. Полонский А.Б. Роль океана в современных изменениях климата // Морской гидрофизический журнал. – 2001, – №6. – С. 32–58.
20. Полонский А.Б., Башарин Д.В., Воскресенская Е.Н., С. Ворли Североатлантическое (арктическое) колебание: описание, механизмы и влияние на климат Европы // Морской гидрофизический журнал. – 2004. – №2. – С. 42–59.
21. Полонский А.Б., Воскресенская Е.Н., Башарин Д.В. О влиянии океана на изменчивость температуры Европейского и Средиземноморского регионов // Морской гидрофизический журнал. – 2000.– №5. – С. 30–45.
22. Полонский А.Б., Воскресенская Е.Н., Башарин Д.В., Михайлова Н.В. Глобальные и региональные проявления Эль-Ниньо в полях приземного давления и температуры в весенний период // Морской гидрофизический журнал. – 2003. – №3. – С. 50–62.
23. Полонский А.Б., Семилетова Е.П., Джиганшин Г.Ф. О роли океана в поддержании Североатлантического колебания // Морской гидрофиз. журнал. – 2002. – № 5 – С. 47–55.

24. Райзин Дж. Вэн. Классификация и кластер. – М.: Мир, 1980. – 244 с.
25. Рождественский А.Е., Тихонов В.А. Векторная параметризация климатических крупномасштабных потоков тепла над океаном и ее адаптация для акватории Северной Атлантики // Гидрометеорологические закономерности формирования среднеширотных энергоактивных областей Мирового океана. Ч.1. – Л.: Гидрометеоиздат, 1986. – С. 202–206.
26. Серга Э.Н. Универсальный адаптивный итерационный метод кластерного анализа // Міжвідомчий наук. зб. України: Метеорологія, кліматологія та гідрологія. – 2003. – Вип.47. – С. 83–89.
27. Средние месячные, декадные и пентадные температуры воды, воздуха, разности температур ’’воздух-вода’’ и скорости ветра в отдельных районах Северной Атлантики (1953–1974гг.). Ч. 1. – Обнинск, 1976.
28. Ту Дж., Гонсалес Р. Принципы распознавания образов. – М.: Мир, 1978.
29. Хохлов В.Н. Влияние Северо-Атлантического колебания на энергетику внетропических широт // Міжвідомчий наук. зб. України: Метеорологія, кліматологія та гідрологія. – 2002. – Вип. 46. – С. 30–34.
30. Школьний Є.П., Лоєва І.Д., Гончарова Л.Д. Обробка та аналіз гідрометеорологічної інформації. Підручник. – К.: Вища школа, 1999. – 600 с.
31. Школьный Е.П. Многофакторная регрессионная модель физико-статистического метода прогноза погоды // Труды УкрНИГМИ, 1976. – Вып. 134. – С. 3–24.
32. Boer G.J., Yu B. Climate sensitivity and response // Clim. Dyn. – 2003. – Vol. 20. – P. 415–429.
33. Bunker A.F. Computation of surface energy flux and annual Sea – air interaction cycles of the North Atlantic Ocean // Mou. Wea. Rev. – 1976. Vol. 104, №9. – P. 1122–1140.
34. Burke E.J., Shuttleworth W.J., Yang Z.-L., Mullen S.L., Arain M.A. The impact of the parameterization of heterogeneous vegetation on the modeled large-scale circulation in CCM3-BATS // Geophys. Res. Lett. – 2000. – Vol. 27. – P. 397–400.
35. Chen W.Y. Assessment of Southern oscillation Sea level pressure indices // Mon. Wea. Rev. – 1982. – Vol 110, №7. – P. 800–807.
36. Chou C., Neelin J.D. Cirrus detrainment-temperature feedback // Geophys. Res. Lett. – 1999. – Vol. 26. – P. 1295–1298.
37. Czaja A., Marshall J. Role of Ocean Dynamics and Atmosphere-Ocean coupling in the observed North Atlantic Decadal Variability. Exchanges. 2001. – Vol. 6, №1. – P. 15–17.
38. Da Costa E.D., de Verdiere A.C. The 7.7 – year North Atlantic Oscillation // Q, J, R. Meteorol Soc – 2002 – Vol. 128. – P. 797–817.
39. Eckhardt S., Stohl A., Beirle S., Spichtinger N., James P., Forster C., Junker C., Wagner T., Platt U., Jennings S.G. The North Atlantic Oscillation

controls air pollution transport to the Arctic // Atmos. Chem. Phys. – 2003. – Vol. 3. – P. 1769–1778.
40. Haarsma R.J., Selten F.M. Mechanisms of extratropical Decadal Variability. Exchanges. – 2001. – Vol. 6, №1, Part 1. – P 8–11.
41. Hurrel J.W., Van Loon H. Decadial variation in climate associated with the North Atlantic Oscillation // Clim. Change. – 1997. – Vol 36. – P. 301–326.
42. Hurrell J.W. Decadial trends in the North Atlantic Oscillation. Regional temperatures and precipitation // Science – 1995 – Vol. 269 – P. 676–679.
43. Julian P.R., Chervin R.M. A study of the Southern oscillation and Walker circulation phenomena // Mon. Wea. Rev. – 1978. – Vol. 106. – P. 1433–1451.
44. Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R., Collins W., Deaven D., Gandin L., Iredell M., Saha S., White G., Woollen J., Zhu Y., Chelliah M., Ebisuzaki W., Higgins W., Janowiak J., Mo K.C., Ropelewski C., Wang J., Leetmaa A., Reynolds R., Jenne R., Joseph D. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project // Bulletin of the American Meteorological Society. – 1996. - Vol. 77. – No. 3. – P. 437–471.
45. Kistler R., Kalnay E., Collins W., Saha S., White G., Woollen J., Chelliah M., Ebisuzaki W., Kanamitsu M., Kousky V., van den Dool H., Jenne R., Fiorino M. The NCEP-NCAR 50-year reanalysis: monthly means CD-ROM and documentation // Bulletin of the American Meteorological Society. – 2002. – Vol. 82. – No. 2. – P. 247–268.
46. Kok C.J., Opsteegn J.D. Possible causes of anomalies during the 1982-83 El-Nino Event // J. Atmosph. Sci. – 1985. – Vol. 42, №7. – P. 677–694.
47. Kutiel H., Benaroch Y. North Sea-Caspian Pattern (NCP) – an upper level atmospheric teleconnection affecting the Eastern Mediterranean: Identification and definition // Theor. Appl. Climatol. – 2002. – Vol 71. – № 1 – 2. – P. 17–28.
48. Oberhuber J., Roeckner E, Christopf M., Esch M.,Latif M. Predicting the El-Nino event with a global climate model. Max-Plank Institute fur Meteorology. Report №254, Hamburg. 1998.
49. Quiros R.S. Observed response of the Northern hemisphere atmospheric circulation to the 1982-83 El-Nino Ocean Warning. // Tropical Ocean – Atmosphere Newsletter. – 1984. – №24. – P. 1–2.
50. Quiros R.S. The climate of the El-Nino winter of 1982-83, a season of extraordinary climatic anomalies // Mon. Wea. Rev. – 1983. – Vol. 111 – P. 1685–1706.
51. Rowan Sutton. Predicate: Mechanisms and Predictability of Decadal Fluctuations in Atlantic-European Climate. Exchanges. 2001. – Vol. 6., – P. 11–15.
52. Thompson D.W. J. and Wallace J.M. The Arctic Oscillation signature in winter geopotential heights and temperature fields. // Geophys. Res. Lett. 1998. – Vol. 25. – P. 1297–1300.

53. North Atlantic Oscilation (NAO). Exchanges. 2001. – Vol. 6, №1. – P 24–25.
54. Wallace J.M., Gutzler D.S. Teleconnections in the geopotential heights field during the hotheris Hemisphere winter // Mon. Wea. Rev. – 1981 – Vol 109. – P. 784–812.
55. World Climate News // Geneva. – 1998. – №12. – 12 p.
56. Wyrtki K. The Southern oscillation ocean – atmosphere interaction and El-Visbeck M, Harrell J.W, Kushnir Y. The first international Conference on the Nino // Mar. Technology Soc. Journ. – 1982. Vol 16, №1. – P. 3–10.

До розділу 2

1. Латиш Л.Г., Хохлов В.М. Зміни режиму вологовмісту ґрунту в Україні у 2011-2025 роках // Фізична географія та геоморфологія. – 2009. – Вип. 57. – С. 43–49.
2. Метеорологія і кліматологія. Підручник. Під ред. С.М. Степаненко. – Одеса: ТЕС, 2008. – 534 с.
3. Хохлов В.Н. Количественное описание изменений климата Европы во второй половине XX века //Український гідрометеорологічний журнал. – 2007. – Вип. 2. – С. 35–42.
4. Хохлов В.М., Бондаренко В.М., Латиш Л.Г. Просторовий розподіл аномалій опадів в Україні у 2011-2025 роках //Український гідрометеорологічний журнал. – 2009. – Вип. 5. – С. 54–62.
5. Хохлов В.Н., Иванов А.В. Количественное описание изменений климата в конце XX – начале XXI века // Міжвідомчий наук. зб. України:Метеорологія, кліматологія та гідрологія. – 2008. – Вип. 50. – Ч. 1. – С. 221–226.
6. Хохлов В.М., Латиш Л.Г., Цимбалюк К.С. Можливі зміни температурного режиму в Україні у 2011-2025 роках //Вісник Одеського державного екологічного університету. – 2009. – Вип. 8. – С. 70–78.
7. Baettig M.B., Wild M., Imboden D.M. A climate change index: Where climate change may be most prominent in the 21st century //Geophys. Res. Lett. – 2007. – V. 34. – L01705.
8. Climate Change 2007: The Physical Science Basis /S. Solomon et al. (eds.) Contribution of Working Group I to the fourth assessment report of the intergovernmental panel on climate change. – Cambridge University Press, 2007. – 996 p.
9. Delworth T.L. et al. GFDL's CM2 Global Climate Model. Part I: Formulation and simulation characteristics //J. Climate. – 2006. – V. 19. – P. 643-674.
10. Forster, P., V. Ramaswamy, P. Artaxo et al. Changes in Atmospheric Constituents and in Radiative Forcing. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth*

Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M.Tignor and H.L. Miller (Eds.). Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
11. Goosse H., Barriat P.Y., Lefebvre W. et al. Introduction to climate dynamics and climate modeling. NOAA-CIRES Clim. Diag. Cent. Boulder, Colorado.
12. Randall, D.A., R.A. Wood, S. Bony et al. Climate models and their evaluation. In: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.). Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
13. Special Report on Emission Scenarios. A Special Report of Working Group III of the Intergovernmental Panel on Climate Change /N. Nakićenović et al. (eds.). – Cambridge University Press, 2000. – 599 p.

До розділу 3

1. Абдрахманов Р.С., Переведенцев Ю.П. Возобновляемые источники энергии. – Казань: Издательство Казанского университета. – 1992. – 131 с.
2. Анапольская Л.Е., Гандин Л.С. Метеорологические факторы теплового режима зданий. – Л.: Гидрометеоиздат, 1973. – 288 с.
3. Анапольская Л.Е., Гандин Л.С. Ветроэнергетические ресурсы и методы их оценки // Метеорология и гидрология. – 1978.– № 7. – С. 11–17.
4. Бабиченко В.Н., Гущина Л.М., Николаева Н.В. Продолжительность отопительного периода на Украине //Труды УкрНИГМИ. – 1980. – Вып. 180. – С. 56–65
5. Бартенева О.Д., Полякова Е.А., Русин Н.П. Режим естественной освещенности на территории СССР. 0020с– Л.: Гидрометеоиздат, 1971.– 360 с.
6. Белокопытов В.Н., Кудрявцева Г.Ф., Липченко М.М. Атмосферное давление и ветер над Черным морем (1961 – 1990 гг.) //Труды УкрНИГМИ. – 1998. – Вып. 246. – С. 174–181
7. Бендат Дж., Пирсол А. Прикладной анализ случайных данных. – М.: Мир, 1989. – 542 с.
8. Берлянд Т.Г. Климатологические исследования режима солнечной радиации для использования их в гелиотехнических целях // Труди ГГО. – 1980. – № 427. – С. 3–33

9. Борисенко М.М., Соколова С.Н., Корнюшин О.Г. Исследование климатических характеристик ветроэнергетических ресурсов. – Обнинск: ВНИИГМИ-МЦД. Обзорная информация. Сер. Метеорология – 1987. – 50 с.
10. Брагинская Л .Л. О климатических ветроэнергоресурсах // Труды ГГО. – 1982. – Вып .447. – С. 38–48.
11. Будыко М.И. Атлас теплового баланса. – Л.: Гидрометеоиздат, 1956. – 41 с.
12. Будыко М.И. Изменения климата. – Л.: Гидрометеоиздат,1974. – 279 с
13. Бызова Н.Л. и др. Статистические характеристики скорости ветра применительно к ветровым нагрузкам. – Обнинск: ВНИИГМИ–МЦД, Обзорная информация. Сер. Метеорология. – 1983. – 52 с.
14. Ветроэнергетика: новейшие разработки. //Под ред. Д. Рензо. – М.: Энергоатомиздат, 1982. – 272 с.
15. Волеваха М.М., Гойса М.І. Енергетичні ресурси клімату України. – К.: Наукова думка, 1967. – 132 с
16. Волошина Ж.В., Волошина О.В. Особливості вікового ходу тривалості опалювального періоду в Одесі // Вестник Гидрометцентра Черного и Азовского морей – 2008. – № 1 (5). – С. 33–41
17. Волошина Ж.В, Волошина О.В Вплив кліматичних змін на енергоспоживання в опалювальний період в Одеській області // Вестник Гидрометцентра Черного и Азовского морей – 2008.– № 4(8) – С. 63–70.
18. Врублевська О.О., Катеруша Г.П., Миротворська Н.К. Кліматологічна обробка окремих метеорологічних величин.– Одесса:ТЄС–2004. –152 с.
19. Врублевська О.О. Природна освітленість і ефективність її використання на території України//Міжвідомчий наук. зб. України: Метеорологія, кліматологія та гідрологія.–Ч.І. – 2008. – Вып.50. – С. 160–165.
20. Врублевська О.О., Гурська Ю.М. Часова мінливість характеристик радіаційного режиму в районі міста Одеси // Вестник Гидрометцентра Черного и Азовского морей. – 2009. – Вып. 1(9). – С. 83–90.
21. Врублевська О.О., Гурська Ю.М. Режим годинних і добових сум прямої сонячної радіації на перпендикулярну поверхню в Одесі. //Вестник Гидрометцентра Черного и Азовского морей. – 2009. – Вып. 1(9). – С. 91–96.
22. Врублевська О.О, Чоботар І.М. Прикладні аспекти використання сонячної радіації в м. Одесі //Вестник Гидрометцентра Черного и Азовского морей. – 2009. – Вып. 2(10). – С. 54–61.
23. Гойса Н.И. Распределение суммарной радиации на территории Украины и Молдавии // Труды УкрНИГМИ.– 1961.– Вып. 26.– С. 14–28.
24. Н.Д.Головатюк**,** А.Л.Казаков, М.В.Трегубова Оцінка змін вітрового режиму в Одеській області у другій половині XX століття //Вестник Гидрометцентра Черного и Азовского морей. – 2008. – № 4. – С. 70–76.

25. Груза Г.В., Ранькова Э.Я. Обнаружение изменений климата: состояние, изменчивость и экстремальность климата. // Метеорология и гидрология. – 2004. – № 4. – 50 с.
26. Дати переходу температури повітря в Україні за сучасних умов клімату //За ред. В.І. Осадчого, В.М. Бабіченко. – К.: Ніка-Центр, 2010. – 304 с.
27. Дегтярев А.Х., Дегтярева Л.Н. Оценка влияния сезонных изменений температуры на энергопотребление на Украине в отопительный период //Метеорология и гидрология. – 2002. – № 12. – С. 58–60.
28. Енгалычева О.Р. Изменение отопительного периода по территории Украины/ Всеукраїнський конкурс студентських наукових робіт з природничих, технічних і гуманітарних наук, березень 2008 р., м. Чернівці.
29. Заварина М.В. Строительная климатология. – Л.: Гидрометеоиздат, 1976. – 312 с.
30. Ивус Г.П., Агайар Э.В., Ешану А.Е. Особенности температурно-ветрового режима в районе Одессы на рубеже XXI века. //Причерноморский экологический бюллетень.Июнь, 2007.– С.181–190.
31. А.В.Мещерская, В.В.Еремин, А.А.Баранова, В.В.Майстрова. Изменение скорости ветра на севере России во второй половине XX века по приземным и аэрологическим данным //Метеорология и гидрология. – 2006. – № 9. – С. 46–58.
32. Исаев А.А. Экологическая климатология. – М.: Наука, 2001. – 456 с.
33. Казаков А.Л., Джамал Абубакар Авад Абад. Оценка ветроэнергетических ресурсов Аравийского полуострова. // Вычислительные технологии. – 2006. – Т.11, ч. 2. – С. 46–51
34. А.Л.Казаков, М.В.Трегубова Оценка изменений ветрового режима в юго-западных областях Украины во второй половине XX века.//Вестник Гидрометцентра Черного и Азовского морей. – 2008. – № 2. – С. 14–18.
35. Клімат України/ За ред. В.М. Ліпінського та ін. – К.: Видавництво Раєвського, 2003. – 564 с.
36. Кліматологічні стандартні норми. (1961-1990 рр.) – Київ: УкрНДГМІ-ЦГО. 2002. – 446 с.
37. Кліматичні ресурси Одеської області для сталого розвитку: Науково-практичний довідник. – Одесса: – 2010. – 180 с.
38. Мартазинова В.Ф., Свердлик Т.А. Крупномасштабная атмосферная циркуляция XX столетия, ее изменения и современное состояние //Труды УкрНИГМИ, 1998. – Вып. 246. – С. 21–27
39. Научно-прикладной справочник по климату СССР. Серия 3. Ч. 1, вып. 10. Многолетние данные. – Л.: Гидрометеоиздат, 1990.
40. Пивоварова З.И. Разработка климатических параметров для оценки потенциальных ресурсов энергии солнечной радиации на территории СССР // В кн.: Материалы XП совещания по актинометрии. – Иркутск: Изд-во госуниверситета – 1984. – С. 57–61.

41. Пивоварова З.И. Оценка суммарного прихода коротковолновой радиации на стены зданий // Труды ГГО. – 1967. – № 209. – С. 22–43.
42. Пивоварова З.И. Прямая солнечная радиация, поступающая на стены зданий // Труды ГГО. – 1967. – № 193. – С. 73–103.
43. Пивоварова З.И. Характеристика радиационного режима на территории СССР применительно к запросам строительства // Труды ГГО. – 1973. – № 321. – 127 с.
44. Рекомендации по определению климатических параметров ветровой нагрузки. – Л.: М.: Потсдам, 1985. – 18 с.
45. Свердлик Т.А. Эволюция крупномасштабной атмосферной циркуляции воздуха Северного полушария во второй период современного глобального потепления климата. // Труды УкрНИГМИ, 1999. – Вып. 247. – С. 63–75
46. Справочник по климату СССР. – Вып. 10, Ч. 1–5, Л.: Гидрометеоиздат, 1966 – 1969.
47. Твайделл Дж., Уэйр А. Возобновляемые источники энергии. – М.: Энергоатомиздат, 1990. – 392 с.
48. Україна та глобальний парниковий ефект. Книга 2. Вразливість і адаптація екологічних та економічних систем до зміни клімату /І.Ф. Букша, П.Ф. Гожик, Ж.Л. Ємельянова, І.В. Трофимова, А.І. Шерешевський / За редакцією В.В. Васильченка, М.В. Рапцуна, І.В. Трофимової. – К.: Агентство з раціонального використання енергії та екології. – 1998. – 208 с.
49. Хандожко Л.А. Региональные синоптические процессы. – Л.: ЛГМИ, 1988. – 104 с.
50. Школьний Є.П. Фізика атмосфери – Київ: КНТ. – 2007. – 506 с.
51. Houghton J.T., Y.Ding. Climate Change 2001: The Scientific Basis. – Cambridge university press. – 2001. – 881 p.

До розділу 4

1. Адаменко В.Н., Хайруллин К.Ш. Проблемы биоклиматической оценки суровости погоды и мелиорация микроклимата застройки.//Труды ГГО. – 1973. – Вып. 306. – С. 3–18.
2. Антоневич В.Д., Литвякова Л.А. Особенности временных рядов скорости ветра // Труды ГГО. – 1979. – Вип. 425. – С. 42–46.
3. Будыко М.И. Климат и жизнь. – Л.: Гидрометеоиздат, 1971. – 472 с.
4. Будыко М.И. Климат в прошлом и будущем. – Л.: Гидрометеоиздат, 1980. – 351 с.
5. Винников К.Я. Чувствительность климата. – Л.: Гидрометеоиздат, 1986. – 224 с.
6. Врублевська О.О., Катеруша Г.П. Прикладна кліматологія: Конспект

лекцій. – Дніпропетровськ: Економіка, 2005. – 131 с.
7. Исаев А.А. Екологическая климатология. – М.: Научный мир, 2001. – 456 с.
8. Климат Украины. // Под ред. Г.Ф. Прихотько, А.В. Ткаченко, В.Н. Бабиченко. – Л.: Гидрометеоиздат, 1967. – 413 с.
9. Клімат України. // За ред. Ліпінського В.М. Ліпінського, В.А. Дячка, В.М. Бабіченко. – К.: Видавництво Раєвського, 2003. – 343 с.
10. Мартазінова В.Ф., Іванова О.К. Сучасний клімат Київської області. – К.: АВЕРС, 2010. – 70 с.
11. Методические рекомендации по изучению влияния изменений климата на строительство, енергетику, транспорт и здоровье человека. С-Пб.: 2000. – 16 с.
12. Русанов В.И. Комплексные метеорологические показатели и методы оценки климата для медицинских целей. Учебное пособие. – Томск: Изд-во Томского ун-та, 1981. – 84 с.
13. Серга Е.М. Универсальный адаптивный итерационный метод кластерного анализа //Міжвідомчий наук. зб. України: Метеорологія, кліматологія, гідрологія. – 2003. – Вип. 47. – С. 83–89.
14. Справочник по климату СССР. Л.: Гидрометеоиздат,1967-1969. – Вып.10 . Ч.2–4.
15. Кліматичні стандартні норми. Київ: 2002. – 446 с.
16. Україна та глобальний парниковий ефект. Книга 2. Вразливість і адаптація екологічних та економічних систем до зміни клімату // За ред. В.В. Васильченка, М.В. Рапцуна, І.В. Трофимової. – К.: Агентство з раціонального використання енергії та екології, 1998. – 208 с.
17. Хентшел Г. Крупномасштабная и локальная классификация климата с точки зрения биометеорологии человека//Труды Международного симпозиума ВМО (ВОЗ) ЮНЕП. – Том 1. – Л.: Гидрометеоиздат**,** 1988. – С. 139–159.
18. Resinger A. Climate Change 2007: the AR4 Synthesis Report. – Geneva (Switzerland): IPCC. 2007. – [Cited 2008. 27 November]. Available from: < http://www.spcc.ch > .
19. Stellman J.M. Encyclopaedia of occupational health and safety. T. 4. – Geneva. 1998.

До розділу 5

1. Адаменко Т.І. Чисельні експерименти з оцінки впливу агрометеорологічних умов на фотосинтетичну продуктивність посівів кукурудзи //Міжвідомчий. наук. зб. України: Метеорологія, кліматологія та гідрологія. – 2004. – Вип. 48. – С. 213–218.

2. Адаменко Т.І. Використання моделі продуктивності для оцінки умов вирощування та прогнозування середньообласного урожаю кукурудзи //Наукові записки Вінницького державного педагогічного університету. Сер.: Географія. – Вінниця: Вид-во Вінницького пед. ун-ту. – 2004. – Вип. 7. – С. 160–165.
3. Адаменко Т.І. Оцінка умов формування продуктивності та прогнозування середньообласного урожаю кукурудзи за допомогою динамічної моделі продуційного процесу // Міжвідомчий наук. зб. України: Метеорологія, кліматологія та гідрологія. – 2005. – Вип. 49. – С. 295–304.
4. Антоненко В.С. Динамическое моделирование роста, развития и формирования продуктивности озимой пшеницы. – К: АртЭк, 2002. – 64 с.
5. Курицкий Б.Я. Поиск оптимальных решений средствами Excel 7.0. – С-Пб.: BHV-Санкт Петербург, 1997. – 384 с.
6. Модели продукционного процесса сельскохозяйственных культур. /Р.А. Полуэктов, Э.И. Смоляр, В.В. Терлеев, А.Г. Топаж. – С-Пб.: Изд-во С.-Петербургского ун-та, 2006. – 396 с.
7. Моделирование продуктивности агроэкосистем. /Н.Ф. Бондаренко, Е.Е. Жуковский, И.Г. Мушкина и др. – Л.: Гидрометеоиздат, 1982. – 264 с.
8. Моделирование роста и продуктивности сельскохозяйственных культур. /Под ред. Ф.В. Пеннинга де Фриза и Х.Х. ван Лаара. – Л.: Гидрометеоиздат, 1996. – 320 с.
9. Обухов В.М. Урожайность и метеорологические факторы. – М.: Госпланиздат, 1949. – 318 с.
10. Пасов В.М. Изменчивость урожаев и оценка ожидаемой продуктивности зерновых культур. – Л.: Гидрометеоиздат, 1986. – 152 с
11. Платонова Т.Ф. Прогнозирование динамики урожайности сельскохозяйственных культур. – Кишинев: Штиинца, 1983. – 87 с.
12. Полевой А.Н. Теория и расчет продуктивности сельскохозяйственных культур. – Л.: Гидрометеоиздат, 1983. – 175 с.
13. Полевой А.Н. Прикладное моделирование и прогнозирование продуктивности посевов. – Л.: Гидрометеоиздат, 1988. – 319 с.
14. Польовий А.М. Моделювання гідрометеорологічного режиму та продуктивності агроекосистем – К.: КНТ, 2007. – 344 с.
15. Польовий А.М. Моделювання впливу підвищення концентрації CO_2 в атмосфері на фотосинтез зеленого листка //Український гідрометеорологічний журнал. – 2009. – № 4. – с.46–56.
16. Полевой А.Н. Моделирование фотосинтеза зеленого листа у растений С-3 и С-4 при изменении концентрации CO_2 в атмосфере //В сб.: Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем. – С-Пб.: Гидрометеоиздат, 2010. – Т. XXIII. – С. 297–316.

17. Полевой А.Н., Адаменко Т.І. Моделирование формирования урожая кукурудзи // Міжвідомчий наук. зб. України: Метеорологія, кліматологія та гідрологія. – 2002. – Вип. 46. – С. 149–157.
18. Полевой А.Н., Кульбида Н.И., Трофимова И.В., Адаменко Т.И. Моделирование влияния изменений климата на формирование продуктивности озимой пшеницы в Украине //В сб.: Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем. – С-Пб.: Гидрометеоиздат, 2005. – Том XX. – С. 191–218.
19. Польовий А.М., Кульбіда М.І., Трофімова І.Т., Адаменко Т.І. Вплив зміни клімату на сільське господарство півдня України //Міжвідомчий. наук. зб. України: Метеорологія, кліматологія та гідрологія. – К.: КНТ, 2005. – Вип. 49. – С. 252–260.
20. Польовий А.М., Кульбіда М.І., Трофімова І.Т., Адаменко Т.І. Моделювання впливу зміни клімату на агрокліматичні умови вирощування та фотосинтетичну продуктивність озимої пшениці в Україні //Український гідрометеорологічний журнал. – 2007. – № 2. – С. 76–91.
21. Полуэктов Р.А., Пых Ю.А., Швытов И.А. Динамические модели экологических систем. – Л.: Гидрометеоиздат, 1986. – 151 с.
22. Раунер Ю.Л. Климат и урожайность зерновых культур. – М.: Наука, 1981. – 163 с.
23. Україна та глобальний парниковий ефект. Книга 2. Вразливість і адаптація екологічних та економічних систем до зміни клімату /За ред. В.В. Васильченка, М.В. Рапцуна, І.В. Трофимової – К.: Агентство з раціонального використання енергії та екології, 1998. – 208 с.
24. Франс Дж., Торнли Дж. Х М. Математические модели в сельском хозяйстве. – М.: Агропромиздат, 1990. – 303 с.
25. Френкель А.А. Математические методы анализа динамики и прогнозирования производительности труда. – М.: Экономика, 1972.– 190 с.
26. Gurry R.B. Dynamic simulation of plant growth /Development of a model. – Trans. ASAE, 1971. – Vol. 14. – № 5. – P. 946–959..
27. Hellwig Z. Schemat budowy prognosy statyczney metody wag harmonicrnych. –Przeglad Statystyczny, 1967. – V.14. – N 2. – P. 133 – 153.
28. Kogan F.N. Climate constants and trends in global grain producction. – Agricultural and Forest Meteorology, 1986. – Vol. 37. – P. 89–107.
29. Weather/climate and sustainable agricultural production and protection. CAgM Report No. 74. WMO/TD-No.838. Geneva, Switzerland. August, 1997. – 111 p.

До розділу 6.

1. Алпатьев А.М. Влагообороты в природе и их преобразования – Л.: Гидрометеоиздат, 1969 – 323 с.
2. Бихеле И.Г., Молдау Х.А., Росс Ю.К. Математическое моделирование транспирации и фотосинтеза растений при недостатке почвенной влаги. – Л.: Гидрометеоиздат, 1980. – 223 с.
3. Божко Л.Ю. Клімат і продуктивність овочевих культур в Україні. – Одеса: Екологія, 2010. – 364 с.
4. Витченко А.Н. Агроклиматическая оценка условий формирования урожая сельскохозяйственных культур //Актуальные проблемы общественных и естественных наук. – Минск: Изд-во Выща школа, 1981. – С. 145–146.
5. Образцов А.С. Системный поход: применение в земледелии. – М.: Агропромиздат, 1990. – 303 с.
6. Полевой А.Н. Теория и расчет продуктивности сельскохозяйственных культур. – Л.: Гидрометеоиздат, 1983. – 175 с.
7. Полевой А.Н. Прикладное моделирование и прогнозирование продуктивности посевов. – Л.: Гидрометеоиздат, 1988. – 319 с.
8. Полевой А.Н. Базовая модель оценки агроклиматических ресурсов формирования продуктивности с.-х. культур // Міжвідомчий наук. зб. України: Метеорологія, кліматологія та гідрологія. – 2004. – Вип. 48. – С. 195–205.
9. Польовий А.М. Моделювання гідрометеорологічного режиму та продуктивності агроекосистем – К.: КНТ, 2007. – 344 с.
10. Тооминг Х.Г. Солнечная радиация и формирование урожая. – Л.: Гидрометеоиздат, 1977. – 200 с.
11. Тооминг Х.Г. Экологические принципы максимальной продуктивности посевов. – Л.: Гидрометеоиздат, 1984. – 263 с.
12. Сепп Ю.В., Тооминг Х.Г. Ресурсы продуктивности картофеля. – Л.: Гидрометеоиздат, 1991 – 261 с.
13. Сивков С.И. Методы расчета характеристик солнечной радиации. – Л.: Гидрометеоиздат, 1968. – 232 с.
14. Харченко С.И. Гидрология орошаемых земель. – Л.: Гидрометеоиздат, 1975. – 373 с.

До розділу 7

1. Барабаш М.Б., Ткач Л.О., Гребенюк Н.П. Корж Т.В., Татарчук О.І. Сучасний і майбутній клімат України // Зб. наук.праць “Географія в інформаційному суспільстві”. – Київ: ВГЛ Обрії, 2008 – Т.3. – С. 34–36.
2. Болгов М.В. Марковские процессы в гидрологии / М.В. Болгов,

И.О. Сарманов, О.В. Сарманов; отв.ред. М.Г.Хубларян.- М.:Институт водных проблем РАН. – 2009. – 210 с.
3. Вишневський В.І. Річки і водойми України. Стан і використання. – К.: Віпол, 2000. – 375 с.
4. Вишневський В.І., Косовець О.О. Гідрологічні характеристики річок України. – К.: – Ніка-Центр,2003. – 324 с.
5. Вишневський В.І. Вплив кліматичних змін і господарської діяльності на термічний та льодовий режим річок // Наук. Праці УкрНДГМІ. – 2002. – Вип.250. – С. 190–202.
6. Войцехович В.О., Лузан Л.І. Сучасні зміни максимального стоку річок Українського Полісся // Наукові праці УкрНДГМІ. – 1999. – Вип.247. – С. 125–135.
7. Гопченко Е.Д., Лобода Н.С. Оценка возможных изменений водных ресурсов Украины в условиях глобального потепления // Гидробиологический журнал. – К.: Институт гидробиологии НАН Украины – 2000. – Т.36, №3. – С. 67–78.
8. Гопченко Е.Д., Лобода Н.С. Водные ресурсы северо-западного Причерноморья (в естественных и нарушенных хозяйственной деятельностью условиях). – К.: КНТ. – 2005. – 188 с.
9. Гопченко Є.Д., В.А. Овчарук, Шакірзанова Ж.Р. Дослідження впливу сучасних змін клімату на характеристики максимального стоку весняного водопілля в басейні р.Прип’ять // Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. – К.:ВГЛ Обрії, 2010. – Т.3. – С. 50–59.
10. Гребінь В.В. Сучасний водний режим річок України (ландшафтно-гідрологічний аналіз). – К.: Ніка –центр, 2010. – 316 с.
11. Коротун І. М., Коротун Л.К., Коротун С.І. Природні ресурси України. - Рівне, 2000. – 192 с.
12. Ліпінський В.М., Осадчий В.І., Бабіченко В.М. Активізація стихійних метеорологічних явищ в Україні в останнє двадцятиріччя // Зб.наук. праць ″Географія в інформаційному суспільстві:″. – К.:ВГЛ Обрії, 2008. – Т.3 . – С. 13–17.
13. Ліпинський В.М., Сніжко С.І.,Осадчий В.І., Бабіченко В.І., Мартазінова В.Ф. Глобальні зміни клімату та їх прояв на території України // Зб. наук.праць “Географія в інформаційному суспільстві”. – К.: ВГЛ Обрії, 2008 – Т.3. – С. 141–147.
14. Лобода Н.С., Гопченко Є.Д. Нормування характеристик природного річного стоку України // Наукові праці УкрНДГМІ. – Вип. 252. – К.: Ніка-Центр, 2003. – С. 5–10.
15. Лобода Н.С., Нгуен Ле Минь. Влияние дополнительного испарения с водной поверхности искусственных водоемов на водные ресурсы рек Крыма // Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. – К.: ВГЛ Обрії, 2005. – Т.7. – С. 89–97.

16. Лобода Н.С. Расчеты и обобщения характеристик годового стока рек Украины в условиях антропогенного влияния: Монография. – Одесса: Экология, 2005. – 208 с.
17. Лобода Н.С., Гопченко Є.Д. Стохастичні моделі у гідрологічних розрахунках. Навчальний посібник. – Одеса: Екологія, 2006. – 200 с.
18. Лобода Н.С., Гопченко Е.Д Нормирование характеристик естественного годового стока рек Украины // Доклады Всероссийского гидрологического съезда (28 сентября – 1 октября,2004г.). Секция 5. Гидрофизические явления и процессы. Формирование и изменчивость годового стока, гидрологические и водохозяйственные расчеты. – М.: Метеоагентство Росгидромета. – 2006. – Ч. 2. – С. 134–137.
19. Лобода Н.С. Оценка влияния атмосферных процессов Северной Атлантики на формирование полей годового стока рек Украины // Український гідрометеорологічний журнал. – 2008. – № 3. – С. 167–177.
20. Лобода Н.С., Коробчинская А.О., Рудник А.О. Коливання річного стоку в басейні р.Дніпро у зв'язку із змінами клімату // Вісник Одеського державного екологічного університету. – 2008. – Вип. 5. – С. 163–167.
21. Лобода Н.С., Бабаева О.В. Антропогенні навантаження та зміни річного стоку в басейні р.Сіверський Донець // Міжвідомчий наук. зб. України. – Метеорологія, кліматологія та гідрологія. – 2008. – Вип. 50. – С.31–36.
22. Лобода Н.С., Мельник С.В. Многолетняя изменчивость климата и водного режима рек Подолии // Український гідрометеорологічний журнал. – 2009. – № 5. – С. 184–191.
23. Лобода Н.С., Отченаш Н.Д. Вплив водоспоживання води населенням на стан водних ресурсів України в умовах змін глобального клімату // Вісник Одеського державного екологічного університету. – 2009. – Вип. 7. – С. 170–175.
24. Лобода Н., Сіренко А. Вплив глобального потепління на льодовий режим річки Дністер // Науковий вісник Чернівецького університету. Сер. Географія – 2009. – Вип. 480-481. – С. 200–203.
25. Лобода Н.С. Закономірності коливань річного стоку річок України при змінах клімату на початку XXI сторіччя // Гідрологія, гідрохімія і гідро екологія / Відп. ред. В.К. Хільчевський – К.: ВГЛ Обрії, 2010 – Т.18. – С. 62–70 .
26. Лобода Н.С., Коробчинська А.О. Оцінка впливу мінливості Північно-Атлантичного та Скандинавського коливань на гідрометеорологічні характеристики України // Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія / Відп. ред. В.К. Хільчевський – К.: ВГЛ Обрії, 2010. – Т. 18 – С. 84–91.
27. Лобода Н.С., Коробчинская А.А., Рудник А.А. Изменения климата и его влияние на реки Украины // Український гідрометеорологічний журнал. Голов. ред. С.М. Степаненко. – 2010 – №6. – С. 199–204.
28. Лобода Н.С., Сіренко А.М. Вплив Північно-Атлантичного коливання на строки продовження льодових явищ на річках Західної України //

Міжвідомчий. наук. зб. України: Метеорологія, кліматологія та гідрологія. – 2010. – Вип. 50. – С. 182–189.
29. Лобода Н.С., Романенко В.П. Імітаційне стохастичне моделювання побутового річного стоку лівобережжя р. Дністер // П'ята науково-практична міжнародна конференція «Математичне та імітаційне моделювання систем МОДС'2010» (21-25 червня). – 2010. – С. 56–58.
30. Лобода Н.С., Тучковенко Ю.С. Дослідження впливу змін річкового стоку за кліматичними сценаріями на гідроекологічний стан північно-західної частини Чорного моря // Наукові записки Тернопільського національного педагогічного університету імені Володимира Гнатюка. Сер.:Біологія. Спеціальний випуск: гідроекологія. – 2010. – № 3 (44). – С. 143–145.
31. Лобода Н.С. Оцінка припливу прісних вод до північно-західної частини Чорного моря. Постановка проблеми та шляхи вирішення //Причорноморський екологічний бюлетень. – 2010. – № 2 (36). – С. 63–67.
32. Мельник С.В., Лобода Н.С. Динаміка водного режиму і стоку наносів річок Поділля // Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. – К.: ВГЛ Обрії, 2009. – Т. 17. – С. 55–62.
33. Пособие по определению расчетных гидрологических характеристик. – Л.: Гидрометеоиздат. – 1984. – 447 с.
34. Раткович Д.Я., Болгов М.В. Стохастические модели колебаний составляющих водного баланса речного бассейна. – М.: РАН ИВП. – 1997. – 262 с.
35. Режимы влагообеспеченности и условия гидромелиораций степного края / В.С. Мезенцев, И.В. Карнацевич, Г.В. Белоненкои др. / Под ред. В.С. Мезенцева. – М.: Колос, 1974. – 240 с.
36. Струтинська В.М., Гребінь В.В. Термічний та льодовий режими річок басейну Дніпра з другої половини XX століття. – К.: Ніка-Центр, 2010. – 196 с.
37. Україна та глобальний парниковий ефект. Книга 2. Вразливість і адаптація екологічних та економічних систем до зміни клімату. /За ред. В.В. Васильченка, М.В. Рапцуна, І.В. Трофімової. – К.: Агентство з раціонального використання енергії та екології, 1998. – Т. 2. – 208 с.
38. Хільчевський В.К., Ромась І.М., Ромась та ін. Гідролого-гідрохімічна характеристика мінімального стоку річок басейну Дніпра. – К.: Ніка-Центр, 2007. – 184 с.
39. Чеботарев А.И. Гидрологический словарь. – Л.: Гидрометеоиздат, 1978. – 308 с.
40. Шахман І.О., Лобода Н.С. Застосування імітаційної стохастичної моделі річного побутового стоку до оцінки стану водних ресурсів Нижнього Подніпров'я в умовах водогосподарської діяльності // Український гідрометеорологічний журнал. – 2009. – № 5. – С. 192–197.

41. Шерешевський А.І., Синицька Л.К. Оцінка змін випаровування з водної поверхні території України // Наук. Праці Укр НДГМІ. – 2000. – Вип. 248. – С. 67–76.
42. Шикломанов И.А. Влияние хозяйственной деятельности на речной сток. – Л.: Гидрометеоиздат, 1989. – 335 с.
43. Hattermann FF, Krysanova V, Post J, Dworak Th, Leipprand, A, Kadner S, Kabat P, (2008) Understanding consequences of Climate Change. In "The Adaptiveness of IWRM, an Analysis of European IWRM Research", IWA Publishing, London, UK, pp 89–112.
44. IPCC (2007) Climate Change 2007: The Physical Science Basis - Summary for Policymakers. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. IPCC Secretariat. – Cambridge University Press, 2007. – 996 p.
45. Loboda N.S. The assessment of present and future Ukrainian water resources on meteorological evidence // Climat and Water. – 1998. – Vol. 1. – P.1486–1494.
46. Loboda N.S. & Phan Van Chinnh. Statistical modelling and estimating the irrigation and man-made effect on annual runoff and water resources // GIS and Remote Sensing in Hydrology, Water Resources and Environment. (proceedings of ICGRHWE held Tree Gerges Dam, Chine.) – 2004. – IAHS Publication 289 in the IAHS Series of Proceedings and Reports. – P. 215–218.
47. Loboda N., Glushkov A., Khohlov V. Using meteorological data for reconsturction of annual runoff series over an ungauged area: Empirical orthogonal function approach to Moldova-Southwest Ukraine region // Atmospheric Research. – 2005. – Vol. 77/1-4. – P. 100–113.

ДОДАТКИ

Додаток А

Таблиця А.1. Середня дата початку опалювального періоду

Природно-кліматична зона	Місто	Середні багаторічні дані	За розрахунками моделі GFDL для природно-кліматичних зон			За розрахунками моделі GFDL, усередненими по Україні			За розрахунками моделі GFDL при подвоєнні CO_2	За розрахунками моделі UKMO при подвоєнні CO_2	За розрахунками моделей СССМ та GISS при подвоєнні CO_2
			2000-2010	2030-2040	2070-2080	2000-2010	2030-2040	2070-2080			
Степ	Одеса	19.X	8.XI	14.XI	26.I	27.X	30.X	9.XI	19.XI	20.XI	5.XI
	Кіровоград	16.X	5.XI	11.XI	22.I	24.X	27.X	6.XI	16.XI	16.XI	2.XI
	Луганськ	14.X	5.XI	12.XI	20.I	23.X	27.X	6.XI	16.XI	17.XI	1.XI
	Дніпропетровськ	17.X	6.XI	12.XI	23.I	25.X	29.X	7.XI	17.XI	17.XI	3.XI
	Донецьк	14.X	4.XI	10.XI	19.I	23.X	26.X	5.XI	13.XI	14.XI	31.X
	Запоріжжя	23.X	11.XI	19.XI	31.I	30.X	3.XI	14.XI	30.XI	26.XI	10.XI
	Миколаїв	27.X	14.XI	24.XI	6.II	3.XI	6.XI	18.XI	29.XI	30.XI	14.XI
	Херсон	25.X	14.XI	24.XI	7.II	2.XI	6.XI	18.XI	29.XI	1.XII	14.XI
	Сімферополь	3.XI	26.XI	12.XII 1.II	-	10.XI	15.XI	30.XI	14.XII	17.XII	28.XI
Лісостеп	Суми	8.X	25.X	1.XI	12.I	17.X	20.X	29.X	2.XI	5.XI	23.X
	Луцьк	14.X	31.X	8.XI	25.I	24.X	27.X	7.XI	17.XI	18.XI	2.XI
	Рівне	14.X	30.X	7.XI	23.I	23.X	26.X	5.XI	15.XI	15.XI	31.X
	Київ	16.X	30.X	7.XI	22.I	24.X	27.X	5.XI	14.XI	15.XI	1.XI
	Львів	15.X	31.X	8.XI	27.I	24.X	27.X	7.XI	17.XI	17.XI	2.XI
	Хмельницький	13.X	29.X	6.XI	23.I	22.X	25.X	4.XI	13.XI	14.XI	30.X
	Тернопіль	12.X	29.X	5.XI	21.I	21.X	24.X	3.XI	11.XI	13.XI	29.X
	Полтава	13.X	29.X	5.XI	17.I	21.X	25.X	3.XI	9.XI	11.XI	29.X
	Харків	11.X	28.X	4.XI	15.I	20.X	23.X	1.XI	8.XI	10.XI	27.X
	Черкаси	14.X	30.X	7.XI	20.I	23.X	26.X	5.XI	14.XI	15.XI	31.X
	Вінниця	13.X	29.X	6.XI	21.I	22.X	25.X	4.XI	12.XI	13.XI	30.X
	Чернівці	18.X	2.XI	10.XI	27.I	26.X	30.X	9.XI	22.XI	20.XI	5.XI
Полісся	Чернігів	9.X	27.X	3.XI	11.I	18.X	22.X	31.X	6.XI	9.XI	25.X
	Житомир	12.X	29.X	6.XI	19.I	21.X	24.X	3.XI	11.XI	13.XI	29.X
Українські Карпати	Ів.-Франківськ	15.X				24.X	28.X	7.XI	17.XI	18.XI	2.XI
	Ужгород	28.X				3.XI	7.XI	19.XI	28.XI	30.XI	15.XI

Таблиця А.2. Середня дата закінчення опалювального періоду

Природно-кліматична зона	Місто	Середні багаторічні дані	За розрахунками моделі GFDL для природно-кліматичних Зон			За розрахунками моделі GFDL, усередненими по Україні			За розрахунками моделі GFDL при подвоєнні CO_2	За розрахунками моделі UKMO при подвоєнні CO_2	За розрахунками моделей СССМ та GISS при подвоєнні CO_2
			2000-2010	2030-2040	2070-2080	2000-2010	2030-2040	2070-2080			
Степ	Одесса	11.IV	11.III	5.III	26.II	2.IV	31.III	26.III	22.III	9.III	17.III
	Кіровоград	12.IV	13.III	7.III	28.II	4.IV	2.IV	28.III	24.III	12.III	19.III
	Луганськ	8.IV	12.III	7.III	1 .III	31.III	29.III	26.III	22.III	8.III	18.III
	Дніпропетровськ	10.IV	12.III	6.III	27.II	2.IV	31.III	26.III	22.III	11.III	18.III
	Донецьк	10.IV	14.III	8.III	1.III	3.IV	1.IV	28.III	23.III	14.III	20.III
	Запоріжжя	8.IV	8.III	3.III	24.II	29.III	27.III	23.III	20.III	9.III	13.III
	Миколаївs	6.IV	4.III	28.II	20.II	26.III	24.III	20.III	17.III	26.II	8.III
	Херсон	7.IV	5.II	28.II	20.II	27.III	25.III	21.III	18.III	6.III	9.III
	Сімферополь	5.IV	25.II	11.I 22.II	-	22.III	19.III	15.III	10.III	10.II	27.II
Лісостеп	Суми	15.IV	16.III	16.III	9.III	9.IV	7.IV	2.IV	28.III	19.III	26.III
	Луцьк	15.IV	10.III	9.III	2.III	6.IV	4.IV	29.III	23.III	11.III	18.III
	Рівне	17.IV	12.III	11.III	4.III	8.IV	6.IV	31.III	25.III	14.III	22.III
	Київ	12.IV	11.III	10.III	3.III	4.IV	2.IV	28.III	23.III	13.III	19.III
	Львів	16.IV	10.III	8.III	1.III	7.IV	4.IV	29.III	23.III	8.III	17.III
	Хмельницький	16.IV	12.III	11.III	4.III	8.IV	5.IV	31.III	25.III	13.III	21.III
	Тернопіль	18.IV	12.III	11.III	4.III	8.IV	5.IV	31.III	25.III	13.III	21.III
	Полтава	12.IV	13.III	13.III	6.III	5.IV	3.IV	30.III	25.III	16.III	22.III
	Харків	12.IV	14.II	13.III	7.III	5.IV	3.IV	30.III	25.III	16.III	23.III
	Черкаси	12.IV	12.III	11.III	4.III	4.IV	2.IV	29.III	24.III	14.III	20.III
	Вінниця	15.IV	12.III	12.III	4.III	7.IV	5.IV	31.III	25.III	14.III	22.III
	Чернівці	12.IV	8.III	7.III	27.II	2.IV	30.III	25.III	20.III	8.III	13.III
Полісся	Чернігів	16.IV	5.III	14.III	9.III	9.IV	7.IV	2.IV	27.III	17.III	25.III
	Житомир	16.IV	14.III	13.III	6.III	9.IV	6.IV	1.IV	26.III	16.III	23.III
Українські Карпати	Івано-Франківськ	15.IV				5.IV	2.IV	27.III	22.III	7.III	15.III
	Ужгород	1.IV				15.III	13.III	10.III	6.III	16.II	26.II

Таблиця А.3. Середня тривалість (дні) опалювального періоду

Природно-кліматична зона	Місто	Середні багаторічні дані	За розрахунками моделі GFDL для природно-кліматичних зон			За розрахунками моделі GFDL, усередненими по Україні			За розрахунками моделі GFDL при подвоєнні CO_2	За розрахунками моделі UKMO при подвоєнні CO_2	За розрахунками моделей CCCM та GISS при подвоєнні CO_2
			2000-2010	2030-2040	2070-2080	2000-2010	2030-2040	2070-2080			
Степ	Одесса	159	101	83	5	140	133	110	100	75	103
	Кіровоград	178	128	116	37	162	156	142	128	118	138
	Луганськ	176	127	115	39	159	154	139	126	112	136
	Дніпропетровськ	175	126	114	35	159	153	139	126	115	135
	Донецьк	179	130	118	41	162	157	143	130	120	140
	Запоріжжя	167	117	106	24	150	144	129	110	104	123
	Миколаїв	161	110	96	14	143	138	121	108	88	114
	Херсон	164	111	101	14	146	140	123	109	95	115
	Сімферополь	153	93	51	0	132	125	105	87	55	91
Лісостеп	Суми	190	142	136	56	174	169	155	146	134	154
	Луцьк	183	130	112	36	165	158	142	124	113	136
	Рівне	185	133	124	40	168	162	146	130	119	141
	Київ	179	132	123	40	162	157	142	129	118	138
	Львів	183	130	120	33	165	159	142	126	111	135
	Хмельницький	185	134	125	40	168	162	147	132	120	142
	Тернопіль	188	135	127	43	171	165	149	135	123	145
	Полтава	181	136	128	48	165	160	147	136	124	144
	Харків	183	165	129	51	167	162	148	138	126	147
	Черкаси	180	133	124	43	164	158	144	130	119	140
	Вінниця	184	134	126	42	167	162	147	133	121	143
	Чернівці	176	126	117	31	157	151	136	119	108	128
Полісся	Чернігів	189	139	131	57	173	167	153	142	129	151
	Житомир	187	135	127	46	170	164	149	135	123	145
Українські Карпати	Івано-Франківськ	182				163	156	140	125	109	132
	Ужгород	156				131	126	111	98	78	103

Таблиця А.4. Середні суми градусо-днів за весь опалювальний період за умови підтримки у приміщеннях температури +18 °С

Природно-кліматична зона	Місто	Середні багаторічні дані	За розрахунками моделі GFDL для природно-кліматичних зон			За розрахунками моделі GFDL, усередненими по Україні			За розрахунками моделі GFDL при подвоєнні CO_2	За розрахунками моделі UKMO при подвоєнні CO_2	За розрахунками моделей СССМ та GISS при подвоєнні CO_2
			2000-2010	2030-2040	2070-2080	2000-2010	2030-2040	2070-2080			
Степ	Одесса	2564	1421	920	53	2118	1882	1445	1400	907	1297
	Кіровоград	3260	2092	1595	470	2835	2624	2205	2072	1653	2065
	Луганськ	3242	2093	1597	500	2818	2588	2186	2056	1618	2075
	Дніпропетровськ	3189	2044	1568	440	2760	2561	2137	2010	1610	2013
	Донецьк	3310	2159	1656	456	2884	2673	2263	2132	1734	2147
	Запоріжжя	2954	1800	1325	301	2514	2278	1862	1728	1377	1724
	Миколаїв	2733	1634	1169	160	2303	2080	1674	1600	1158	1529
	Херсон	2752	1634	1159	160	2326	2090	1681	1606	1207	1531
	Сімферополь	2351	1254	542	0	1885	1775	1268	1389	913	1081
Лісостеп	Суми	3693	2438	2114	755	3236	3002	2606	2529	2078	2503
	Луцьк	3246	2158	1638	456	2779	2532	2131	2076	1559	1982
	Рівне	3379	2103	1605	480	2881	2663	2309	2077	1672	2115
	Київ	3246	2232	1722	512	2829	2618	2210	2072	1667	2073
	Львів	3218	2133	1613	421	2768	2545	2110	1959	1562	1953
	Хмельницький	3362	2255	1750	505	2904	2678	2276	2119	1684	2064
	Тернопіль	3444	2298	1804	539	2976	2746	2342	2201	1746	2194
	Полтава	3423	2370	1884	624	2995	2772	2387	2266	1846	2255
	Харків	3490	2425	1934	670	3048	2832	2454	2316	1894	2323
	Черкаси	3317	2271	1761	552	2860	2663	2259	2118	1707	2129
	Вінниця	3370	2274	1777	534	2915	2698	2297	2148	1722	2157
	Чернівці	3104	2070	1567	397	2670	2443	2012	1858	1483	1856
Полісся	Чернігів	3589	2318	1958	736	3125	2893	2506	2375	1923	2376
	Житомир	3432	2314	1808	585	2978	2750	2349	2202	1769	2207
Українські Карпати	Івано-Франківськ	3138				2754	2526	2093	1958	1520	1944
	Ужгород	2639				2089	1863	1486	1435	1015	1376

Таблиця А.5. Середні енерговитрати впродовж опалювального періоду (для бетонної стіни товщиною у 65 см)

Природно-кліматична зона	Місто	Середні багаторічні дані	За розрахунками моделі GFDL для природно-кліматичних зон			За розрахунками моделі GFDL, усередненими по Україні			За розрахунками моделі GFDL при подвоєнні CO_2	За розрахунками моделі UKMO при подвоєнні CO_2	За розрахунками моделей CCCM та GISS при подвоєнні CO_2
			2000-2010	2030-2040	2070-2080	2000-2010	2030-2040	2070-2080			
Степ	Одесса	2761	1530	991	57	2281	1882	2027	1556	1508	1397
	Кіровоград	3510	2253	1718	506	3053	2825	2375	2232	1780	2223
	Луганськ	3492	2254	1720	533	3035	2787	2354	2214	1743	2234
	Дніпропетровськ	3434	2201	1688	474	2972	2758	2301	2165	1734	2167
	Донецьк	3565	2325	1784	485	3106	2878	2437	2296	1867	2312
	Запоріжжя	3182	1938	1427	324	2708	2453	2005	1860	1483	1856
	Миколаїв	2943	1760	1258	172	2480	2240	1802	1723	1247	1646
	Херсон	2964	1759	1248	172	2505	2250	1811	1730	1300	1649
	Сімферополь	2532	1351	584	0	2030	1912	1366	1496	983	1164
Лісостеп	Суми	3977	2626	2276	813	3485	3233	2791	2724	2238	2622
	Луцьк	3495	2324	1764	491	2992	2727	2295	2236	1679	2134
	Рівне	3638	2265	1728	516	3102	2868	2487	2236	1800	2277
	Київ	3496	2403	1855	531	3047	2819	2380	2231	1795	2232
	Львів	3466	2298	1737	454	2981	2740	2273	2110	1682	2103
	Хмельницький	3621	2428	1885	544	3128	2884	2452	2282	1814	2214
	Тернопіль	3708	2475	1943	581	3205	2957	2522	2370	1881	2346
	Полтава	3686	2552	2029	625	3225	2985	2570	2441	1988	2412
	Харків	3759	2612	2083	721	3283	3050	2642	2494	2039	2468
	Черкаси	3572	2445	1896	594	3080	2868	2432	2281	1839	2293
	Вінниця	3629	2449	1914	575	3139	2905	2473	2313	1855	2315
	Чернівці	3343	2229	1688	428	2875	2631	2166	2001	1598	1998
Полісся	Чернігів	3866	2496	2108	792	3366	3116	2699	2558	2070	2505
	Житомир	3696	2492	1947	630	3207	2961	2529	2371	1905	2360
Українські Карпати	Івано-Франківськ	3380				2966	2720	2254	2109	1637	2093
	Ужгород	2842				2250	2006	1601	1546	1093	1482

Таблиця А.6. Середнє зменшення енерговитрат (%) впродовж опалювального періоду згідно з прогнозом збільшення температур

Природно-кліматична зона	Місто	За розрахунками моделі GFDL для природно-кліматичних зон			За розрахунками моделі GFDL, усередненими по Україні			За розрахунками моделі GFDL при подвоєнні CO_2	За розрахунками моделі UKMO при подвоєнні CO_2	За розрахунками моделей CCCM та GISS при подвоєнні CO_2
		2000-2010	2030-2040	2070-2080	2000-2010	2030-2040	2070-2080			
Степ	Одесса	27	67	79	11	20	36	29	54	42
	Кіровоград	25	51	78	10	17	29	27	46	34
	Луганськ	24	51	77	10	16	29	27	45	33
	Дніпропетровськ	25	51	78	10	17	30	27	47	34
	Донецьк	24	50	81	10	17	29	27	49	33
	Запоріжжя	25	56	67	10	17	32	26	50	36
	Миколаїв	25	63	73	10	19	34	28	49	38
	Херсон	26	59	73	10	19	34	28	52	38
	Сімферополь	26	64	-	11	22	39	36	38	44
Лісостеп	Суми	20	42	78	9	15	27	26	43	32
	Луцьк	19	48	70	10	17	31	29	48	35
	Рівне	21	48	68	10	17	30	28	47	34
	Київ	19	46	76	10	17	30	27	47	34
	Львів	19	43	66	10	17	31	28	48	35
	Хмельницький	20	46	73	10	17	29	27	47	34
	Тернопіль	20	46	76	10	17	29	27	46	34
	Полтава	19	44	83	9	16	27	27	45	33
	Харків	19	43	78	9	16	28	26	44	32
	Черкаси	19	46	75	10	16	29	27	46	33
	Вінниця	19	46	75	10	17	29	27	46	34
	Чернівці	19	49	65	10	17	31	27	48	35
Полісся	Чернігів	21	44	81	9	16	28	26	44	33
	Житомир	20	46	76	10	16	29	27	46	34
Українські Карпати	Івано-Франківськ				10	17	31	28	47	34
	Ужгород				9	18	35	28	56	37

Таблиця А.7. Зміщення дати (дні) початку опалювального періоду відносно дати, визначеної за кліматичною нормою

Природно-кліматична зона	Місто	Темп зміщення дати закінчення опалювального періоду за розрахунками моделі GFDL для природнокліматичних зон			Темп зміщення дати закінчення опалювального періоду за розрахунками моделі GFDL, усередненими по Україні			Темп зміщення дати закінчення опалювального періоду за розрахункам		
		2000-2010	2030-2040	2070-2080	2000-2010	2030-2040	2070-2080	моделі GFDL	моделі UKMO	моделей CCCM та GISS
Степ	Одесса	-20	-33	-102	-7	-11	-29	-31	-32	-17
	Кіровоград	-20	-26	-98	-8	-11	-21	-31	-31	-17
	Луганськ	-22	-29	-98	-9	-13	-23	-33	-34	-18
	Дніпропетровськ	-20	-26	-98	-8	-12	-21	-31	-31	-17
	Донецьк	-21	-27	-97	-9	-12	-22	-30	-31	-17
	Запоріжжя	-19	-27	-100	-7	-11	-22	-38	-34	-18
	Миколаїв	-18	-28	-102	-7	-10	-22	-32	-34	-18
	Херсон	-20	-30	-105	-8	-12	-24	-35	-37	-20
	Сімферополь	-23	-39		-7	-12	-27	-40	-44	-25
Лісостеп	Суми	-17	-24	-96	-9	-12	-21	-25	-28	-15
	Луцьк	-17	-25	-103	-10	-13	-24	-34	-35	-19
	Рівне	-16	-24	-101	-9	-12	-22	-32	-32	-17
	Київ	-14	-22	-98	-8	-11	-20	-29	-30	-16
	Львів	-16	-24	-104	-9	-12	-23	-33	-33	-18
	Хмельницький	-16	-24	-102	-9	-12	-22	-31	-32	-17
	Тернопіль	-17	-24	-101	-9	-12	-22	-30	-32	-17
	Полтава	-16	-23	-96	-8	-12	-21	-27	-29	-16
	Харків	-17	-24	-96	-9	-12	-21	-28	-30	-16
	Черкаси	-16	-24	-98	-9	-12	-22	-31	-32	-17
	Вінниця	-16	-24	-100	-9	-12	-22	-30	-31	-17
	Чернівці	-15	-23	-101	-8	-12	-22	-35	-33	-18
Полісся	Чернігів	-18	-25	-94	-9	-13	-22	-28	-31	-16
	Житомир	-17	-25	-99	-9	-12	-22	-30	-32	-17
Українські Карпати	Івано-Франківськ				-9	-13	-23	-33	-34	-18
	Ужгород				-6	-10	-22	-31	-33	-18

Таблиця А.8. Зміщення дати (дні) закінчення опалювального періоду відносно дати, визначеної за кліматичною нормою

Природно-кліматична зона	Місто	Темп зміщення дати закінчення опалювального періоду за розрахунками моделі GFDL для природно-кліматичних зон			Темп зміщення дати закінчення опалювального періоду за розрахунками моделі GFDL, усередненими по Україні			Темп зміщення дати закінчення опалювального періоду за розрахунками		
		2000-2010	2030-2040	2070-2080	2000-2010	2030-2040	2070-2080	моделі GFDL	моделі UKMO	моделей CCCM та GISS
Степ	Одесса	38	43	52	12	15	20	20	33	25
	Кіровоград	30	36	43	8	10	15	19	31	24
	Луганськ	27	32	38	8	10	13	17	31	21
	Дніпропетровськ	29	35	42	8	10	15	19	30	23
	Донецьк	27	33	40	7	9	13	18	27	21
	Запоріжжя	31	36	43	10	12	16	19	30	26
	Миколаїв	33	37	45	11	13	17	20	39	29
	Херсон	33	38	46	11	13	17	20	32	29
	Сімферополь	45	84		14	17	21	26	54	37
Лісостеп	Суми	30	30	37	6	8	13	18	27	20
	Луцьк	36	37	44	9	11	17	23	35	28
	Рівне	36	37	44	9	11	17	23	34	26
	Київ	32	33	40	8	10	15	20	30	24
	Львів	37	39	46	9	12	18	24	39	30
	Хмельницький	35	36	43	8	11	16	22	34	26
	Тернопіль	37	38	45	10	13	18	24	36	28
	Полтава	30	30	37	7	9	13	18	27	21
	Харків	29	30	36	7	9	13	18	27	20
	Черкаси	31	32	39	8	10	14	19	29	23
	Вінниця	34	34	42	8	10	15	21	32	24
	Чернівці	35	36	44	10	13	18	23	35	30
Полісся	Чернігів	32	33	38	7	9	14	20	30	22
	Житомир	33	34	41	7	10	15	21	31	24
Українські Карпати	Івано-Франківськ				10	13	19	24	39	31
	Ужгород				17	19	22	26	44	34

Таблиця А.9. Середні річні температури за середніми багаторічними даними та за сценаріями моделей загальної циркуляції атмосфери

Природно-кліматична зона	Місто	Середні багаторічні дані	Розрахунки моделі GFDL для природно-кліматичних зон			Розрахунки моделі GFDL, усереднені по Україні			Розрахунки моделі GFDL	Розрахунки моделі UKMO	Розрахунки моделей CCCM та GISS
			2000-2010	2030-2040	2070-2080	2000-2010	2030-2040	2070-2080			
Степ	Одесса	8,3	11,8	14,2	19,4	9,5	10,6	12,4	12,7	13,9	12,5
	Кіровоград	8,0	11,4	13,8	19,0	9,1	10,2	12,0	12,4	13,5	12,2
	Луганськ	8,5	11,9	14,3	19,5	9,6	10,7	12,5	12,9	14,0	12,7
	Дніпропетровс	8,5	12,0	14,4	19,5	9,7	10,8	12,6	12,9	14,0	12,7
	Донецьк	8,0	11,5	13,9	19,0	9,2	10,3	12,1	12,4	13,6	12,2
	Запоріжжя	9,4	12,9	15,3	20,4	10,6	11,6	13,4	13,8	14,9	13,6
	Миколаїв	10,0	13,5	15,9	21,0	11,2	12,3	14,1	14,4	15,6	14,2
	Херсон	9,8	13,2	15,6	20,8	10,9	12,0	13,8	14,2	15,3	14,0
	Сімферополь	10,6	14,0	16,4	21,6	11,7	12,8	14,6	14,9	16,1	14,8
Лісостеп	Суми	6,6	9,3	12,0	16,3	7,8	8,8	10,6	11,0	12,1	10,8
	Луцьк	7,4	10,1	12,8	17,0	8,5	9,6	11,4	11,8	12,9	11,6
	Рівне	7,0	9,7	12,5	16,7	8,2	9,3	11,1	11,4	12,6	11,2
	Київ	7,7	10,4	13,2	17,4	8,9	10,0	11,8	12,1	13,2	11,9
	Львів	7,2	9,9	12,6	16,8	8,3	9,4	11,2	11,6	12,7	11,4
	Хмельницький	7,1	9,8	12,5	16,8	8,2	9,3	11,1	11,5	12,6	11,3
	Тернопіль	6,7	9,4	12,1	16,4	7,9	8,9	10,7	11,1	12,2	10,9
	Полтава	7,6	10,3	13,0	17,2	8,7	9,8	11,6	12,0	13,1	11,8
	Харків	7,5	10,2	12,9	17,2	8,7	9,7	11,5	11,9	13,0	11,7
	Черкаси	7,7	10,4	13,2	17,4	8,9	10,0	11,8	12,1	13,3	11,9
	Вінниця	7,1	9,8	12,6	16,8	8,3	9,4	11,2	11,5	12,7	11,3
	Чернівці	7,9	10,6	13,3	17,6	9,1	10,1	11,9	12,3	13,4	12,1
Полісся	Чернігів	6,7	9,2	12,0	15,9	7,9	8,9	10,7	11,1	12,2	10,9
	Житомир	6,9	9,4	12,2	16,1	8,1	9,1	10,9	11,3	12,4	11,1
Українські Карпати	Івано-Франківськ	7,4				8,5	9,6	11,4	11,8	12,9	11,6
	Ужгород	9,7				10,8	11,9	13,7	14,0	15,2	13,9

Таблиця А.10. Порівняння фактичної сумарної радіації і розрахованої за методикою ГГО (МДж/м^2)

Станція	φ	Січень				Квітень			
		Q_0	Обл.	$Q_{фак}$	$Q_{розр}$	Q_0	Обл.	$Q_{фак}$	$Q_{розр}$
1. Покошичі	51°46′	171	8,0	92	76	723	6,5	390	424
2. Конотоп	51°14′	179	7,8	88	83	733	6,7	398	416
3. Ковель	51°13′	179	7,9	92	81	725	6,4	398	431
4. Тетерів	50°42′	188	7,8	96	87	735	6,6	423	425
5. Київ	50°27′	190	8,0	96	85	740	6,4	419	440
6. Баришівка	50°22′	191	7,7	101	91	741	6,4	432	441
7. Бориспіль	50°20′	192	7,7	101	91	741	6,4	432	441
8.Нова Ушиця	48°51′	216	7,6	117	102	756	6,2	436	463
9. Полтава	49°36′	202	7,8	96	94	750	6,4	390	446
10. Деркул	49°04′	210	7,8	109	99	756	6,4	469	450
11.Знам'янка	48°43′	217	8,0	101	97	758	6,8	419	424
12. Великий Анадоль	47°41′	233	7,3	109	96	669	6,3	436	404
13. Берегове	48°10′	225	7,4	109	113	763	6,3	453	460
14. Одеса	46°26′	255	7,8	117	118	783	6,2	507	479
15. Болград	45°41′	265	7,3	134	136	789	6,5	427	462
16. Ботево	46°40′	248	7,3	105	121	779	5,8	473	503
17. Херсон	46°38′	252	7,7	113	120	781	6,2	473	478
18. Асканія-Нова	46°27′	252	7,8	126	117	781	6,4	486	464
19. Євпаторія	45°10′	273	7,6	142	132	795	5,8	494	513
20. Нікітський Сад	44°30′	285	7,6	130	138	801	6,4	486	476

Продовження таблиці А.10

Станція	φ	Липень				Жовтень			
		Q_0	Обл	$Q_{фак}$	$Q_{розр}$	Q_0	Обл	$Q_{фак}$	$Q_{розр}$
1. Покошичі	51°46′	997	5,3	608	643	373	7,1	205	205
2. Конотоп	51°14′	939	5,5	628	630	383	7,0	189	189
3. Ковель	51°13′	939	5,8	574	607	383	6,3	201	201
4. Тетерів	50°42′	941	5,7	603	616	391	6,7	205	205
5. Київ	50°27′	942	5,3	637	647	394	6,6	226	226
6. Баришівка	50°22′	942	5,1	645	661	396	6,5	214	214
7. Бориспіль	50°20′	942	5,1	637	661	397	6,5	218	218
8. Нова Ушиця	48°51′	946	5,0	641	672	423	6,3	235	235
9. Полтава	49°36′	945	4,8	637	685	408	6,5	197	197
10. Деркул	49°04′	946	4,3	683	716	419	6,5	214	214
11. Знам’янка	48°43′	947	4,9	667	682	424	6,6	236	236
12. Великий Анадоль	47°41′	980	4,0	687	744	441	5,5	256	256
13. Берегове	48°10′	949	5,4	633	644	432	5,1	266	266
14. Одеса	46°26′	955	3,7	738	768	464	6,0	285	285
15. Болград	45°41′	957	4,0	683	750	476	5,5	298	298
16. Ботево	46°40′	954	3,1	721	804	457	5,4	260	260
17. Херсон	46°38′	955	3,9	733	755	461	5,7	281	281
18.Асканія - Нова	46°27′	955	3,8	733	761	461	5,7	277	277
19. Євпаторія	45°10′	959	2,5	763	843	482	5,0	352	325
20. Нікітський Сад	44°30′	961	3,0	721	816	493	5,0	323	323

Таблиця А.11. Сумарна радіація (МДж/м^2), розрахована за методикою ГГО

Станція	Місяць					
	I	II	III	IV	V	VI
1.Чернігів	75	131	279	425	592	643
2. Покошичі	76	135	287	424	592	643
3. Любешів	78	135	304	439	577	628
4. Торби	78	131	277	427	585	652
5. Конотоп	83	139	286	416	578	629
6. Ковель	81	139	294	431	561	603
7. Луцьк	85	138	297	437	572	621
8. Ромни	86	146	300	445	603	667
9. Рівне	85	137	289	438	564	613
10. Тетерів	87	141	285	425	548	597
11. Київ	85	142	291	440	581	645
12. Бориспіль	91	150	298	442	596	653
13. Житомир	87	144	290	434	566	638
14. Рава-Руська	98	147	305	442	566	630
15. Яготин	92	150	304	461	612	669
16. Біла Криниця	89	139	294	450	551	623
17. Броди	93	145	300	438	592	607
18. Лубни	92	149	290	443	598	694
19. Харків	88	143	279	430	583	646
20. Львів	101	153	313	477	575	631
21. Золотоноша	98	154	303	458	606	663
22. Полтава	94	145	292	446	591	670
23. Черкаси	99	155	310	460	607	669
24. Тернопіль	101	157	300	460	568	625
25. Хмельницький	97	151	302	455	592	640
26. Вінниця	101	154	296	448	577	640
27.Івано-Франківськ	103	153	298	436	528	575
28. Долина	107	157	287	409	486	531
29. Ужгород	100	167	446	**596**	578	617
30. Луганськ	100	158	322	464	617	687
31. Умань	103	151	295	451	586	648
32. Знам'янка	97	145	284	424	582	625
33. Кіровоград	101	149	311	458	594	656
34. Дніпропетровськ	105	160	308	472	610	695

Продовження таблиці А.11

Станція	Місяць					
	I	II	III	IV	V	VI
35. Донецьк	100	150	297	459	617	687
36. Комісарівка	101	151	302	459	610	687
37. Синельникове	104	155	296	446	595	672
38. Дебальцеве	104	155	302	466	648	716
39. Берегове	113	166	343	460	538	610
40. Хуст	112	166	354	468	555	601
41. Чернівці	109	159	305	447	538	610
42. Первомайськ	111	164	323	475	603	673
43. Запоріжжя	106	154	318	469	611	688
44. Кривий Ріг	111	162	312	475	596	673
45. Маріуполь	113	167	322	509	649	732
46. Вознесенськ	119	171	339	485	628	689
47. Пришиб	116	173	323	490	621	689
48. Затишшя	125	179	338	495	621	689
49. Мелітополь	119	180	345	502	651	740
50. Миколаїв	117	170	334	490	622	698
51. Бердянськ	115	174	340	503	652	734
52. Херсон	120	168	331	478	607	683
53. Асканія - Нова	117	172	325	464	607	683
54. Одеса	118	173	327	479	608	698
55. Генічеськ	117	170	327	480	632	728
56. Скадовськ	123	182	345	508	632	749
57. Стерегущий	123	170	337	510	648	750
58. Болград	136	193	325	462	570	754
59. Керч	130	170	324	483	641	742
60. Вилкове	145	205	362	524	649	736
61. Клепініно	127	172	345	498	641	736
62. Євпаторія	132	178	347	514	642	764
63. Сімферополь	142	191	349	514	658	737
64. Феодосія	123	163	318	473	627	737
65. Севастополь	133	186	353	504	637	772
66. Нікітський Сад	138	183	347	476	606	737
67. Ялта	141	187	336	490	629	765

Продовження таблиці А.11

Станція	Місяць					
	VII	VIII	IX	X	XI	XII
1.Чернігів	643	516	373	203	132	54
2. Покошичі	643	517	375	198	94	55
3. Любешів	605	499	375	215	88	61
4. Торби	651	548	381	209	100	57
5. Конотоп	630	527	380	207	98	59
6. Ковель	605	497	380	229	96	61
7. Луцьк	607	516	388	230	92	66
8. Ромни	675	675	405	221	104	63
9. Рівне	616	517	386	229	94	65
10.Тетерів	616	616	382	222	99	61
11. Київ	647	557	394	245	100	60
12. Бориспіль	661	552	410	233	103	64
13. Житомир	647	546	400	233	99	66
14. Рава-Руська	632	527	401	250	107	74
15. Яготин	684	570	420	240	107	66
16. Біла Криниця	617	534	398	244	102	70
17. Броди	617	515	393	245	105	73
18. Лубни	677	566	413	232	108	64
19. Харків	677	572	413	232	108	64
20. Львів	632	537	406	255	112	75
21. Золотоноша	713	585	426	239	110	71
22. Полтава	686	585	426	239	110	66
23. Черкаси	706	594	432	247	114	72
24. Тернопіль	641	545	419	253	107	74
25. Хмельницький	664	553	421	247	106	73
26. Вінниця	672	560	421	243	108	71
27.Івано-Франківськ	611	529	399	253	113	78
28. Долина	579	489	384	249	113	81
29. Ужгород	664	563	440	294	127	78
30. Луганськ	721	628	463	266	127	73
31. Умань	672	582	441	260	114	75
32. Знам’янка	682	575	436	245	114	72
33. Кіровоград	708	598	451	256	123	74
34. Дніпропетровськ	742	636	471	272	127	78
35. Донецьк	736	642	471	261	127	74
36. Комісарівка	729	630	467	266	124	76

Продовження таблиці А.11

Станція	Місяць					
	VII	VIII	IX	X	XI	XII
37. Синельникове	709	619	450	264	128	73
38. Дебальцеве	736	652	481	271	128	75
39. Берегове	643	560	441	303	126	83
40. Хуст	658	574	438	290	126	82
41.Чернівці	652	567	433	264	118	84
42. Первомайськ	716	623	472	282	128	83
43. Запоріжжя	743	646	481	282	133	79
44. Кривий Ріг	723	623	473	275	131	80
45. Маріуполь	783	681	511	299	146	87
46. Вознесенськ	752	661	496	290	137	89
47. Пришиб	753	663	498	296	144	86
48. Затишшя	746	642	502	299	141	98
49. Мелітополь	791	699	525	311	148	91
50. Миколаїв	760	661	495	293	142	93
51. Бердянськ	804	688	522	306	148	90
52. Херсон	755	658	503	302	145	93
53. Асканія-Нова	761	664	504	302	142	92
54. Одеса	768	660	505	292	137	93
55. Генічеськ	793	688	534	312	141	93
56. Скадовськ	823	716	539	324	154	101
57. Стерегущий	830	713	538	322	151	96
58. Болград	750	655	513	319	154	106
59. Керч	818	713	531	315	162	99
60. Вилкове	819	716	542	332	164	118
61. Клепініно	801	710	546	328	159	107
62. Євпаторія	843	738	559	342	173	103
63. Сімферополь	814	715	561	345	189	123
64. Феодосія	814	709	535	326	163	104
65. Севастополь	838	735	564	348	186	123
66. Нікітський Сад	816	720	545	335	182	122
67. Ялта	833	735	554	342	188	124

`

Додаток Б

Таблиця Б.1. Еквівалентно-ефективна температура за періоди 1891-1960 і 1961-1990 рр. Літо. Передкарпаття і Закарпаття

Назва станції	*EET*			Δ *EET*			
	VI	VII	VIII	VI	VII	VIII	сезон
Берегове	13,7	16,7	15,8	0,6	-0,8	-0,1	-0,10
	14,3	15,9	15,7				
Ужгород	12,8	15,3	14,5	0,7	-0,2	0,4	0,30
	13,5	15,1	14,9				
Івано-Франківськ	11,4	13,5	12,6	-0,3	-0,8	-0,3	-0,47
	11,1	12,7	12,3				
Коломия	12,0	14,3	12,5	-0,4	-1,1	0,3	-0,40
	11,6	13,2	12,8				
Чернівці	11,3	13,9	13,1	0,1	-0,9	-0,7	-0,50
	11,4	13,0	12,4				
Середнє	-	-	-	-	-	-	**-0,23**

Таблиця Б.2. Еквівалентно-ефективна температура за періоди 1891-1960 і 1961-1990 рр. Літо. Полісся

Назва станції	*EET*			Δ *EET*			
	VI	VII	VIII	VI	VII	VIII	сезон
Володимир-Волинський	10,7	13,0	11,8	0,2	-0,7	0,1	-0,13
	10,9	12,3	11,9				
Ковель	11,0	13,1	12,0	0,6	0,0	0,5	0,37
	11,6	13,1	12,5				
Броди	11,6	13,8	13,0	0,5	-0,1	0,4	0,27
	12,1	13,7	13,4				
Луцьк	11,0	13,1	12,0	0,1	-0,4	0,2	-0,03
	11,1	12,7	12,2				
Любешів	11,5	13,3	12,2	0,4	-0,3	0,4	0,17
	11,9	13,0	12,6				
Сарни	11,8	13,7	12,5	0,2	-0,4	0,3	0,03
	12,0	13,4	12,8				
Новоград-Волинський	10,6	13,2	12,0	1,6	0,3	0,9	0,93
	12,2	13,5	12,9				
Коростень	10,5	13,5	11,9	1,0	-0,2	0,0	0,27
	11,5	13,3	11,9				
Овруч	10,7	12,7	11,9	2,2	0,2	1,3	1,23
	12,9	12,9	13,2				
Житомир	11,3	13,9	12,8	-0,4	-0,7	-1,2	-0,77
	10,9	12,2	11,6				
Поліське	10,6	13,1	11,8	1,8	0,6	1,1	1,17
	12,4	13,7	12,9				
Чернігів	11,7	14,0	12,9	0,1	-0,9	-0,9	-0,57
	11,8	13,1	12,0				
Щорс	11,8	14,3	13,2	1,1	-0,2	0,1	0,33
	12,9	14,1	13,3				
Семенівка	11,5	13,7	12,5	0,1	-0,7	-0,4	-0,33
	11,6	13,0	12,1				
Середнє	-	-	-	-	-	-	**0,21**

Таблиця Б.3. Еквівалентно-ефективна температура за періоди 1891-1960 і 1961-1990 рр. Літо. Лісостеп

Назва станції	*EET*			Δ *EET*			
	VI	VII	VIII	VI	VII	VIII	сезон
Тернопіль	11,2	13,6	12,4	-0,6	-1,5	-0,7	-0,93
	10,6	12,1	11,7				
Ямпіль	11,3	13,3	12,7	-0,4	-1,1	-0,7	-0,73
	10,9	12,2	12,0				
Рівне	10,3	12,3	11,2	0,2	-0,3	0,2	0,03
	10,5	12,0	11,4				
Шепетівка	10,8	13,4	12,0	0,7	-0,5	0,4	0,20
	11,5	12,9	12,4				
Хмельницький	10,7	13,3	12,2	0,4	-0,6	0,0	-0,07
	11,1	12,7	12,2				
Вінниця	10,9	13,8	12,7	0,8	-0,8	-0,2	-0,07
	11,7	13,0	12,5				
Крижопіль (Гайворон)	11,1	14,2	13,7	2,4	1,0	0,9	1,43
	13,5	15,2	14,6				
Біла Церква	11,2	13,7	12,9	1,3	0,4	0,5	0,73
	12,5	14,1	13,4				
Умань	11,6	14,1	13,7	1,0	0,2	0,0	0,40
	12,6	14,3	13,7				
Ім. Старченко (Миронівка)	11,5	14,0	13,2	1,4	0,5	0,6	0,83
	12,9	14,5	13,8				
Шевченко (Сміла)	12,6	15,1	14,3	0,8	0,2	0,0	0,33
	13,4	15,3	14,3				
Ніжин	11,5	13,8	12,8	1,3	0,3	0,3	0,63
	12,8	14,1	13,1				
Яготин	11,5	14,1	13,2	1,4	0,4	0,5	0,77
	12,9	14,5	13,7				
Конотоп	11,8	14,1	12,9	1,5	0,6	1,0	1,03
	13,3	14,7	13,9				
Лубни	12,5	14,9	14,0	1,6	0,5	0,7	0,93
	14,1	15,4	14,7				
Суми	11,1	13,3	12,3	1,0	0,4	0,3	0,57
	12,1	13,7	12,6				
Полтава	11,8	14,5	13,5	1,1	0,1	0,4	0,53
	12,9	14,6	13,9				
Харків	13,4	15,9	15,1	-0,3	-1,1	-1,4	-0,93
	13,1	14,8	13,7				
Середнє	-	-	-	-	-	-	**0,32**

Таблиця Б.4. Еквівалентно-ефективна температура заперіоди 1891-1960 і 1961-1990 рр. Літо. Північний Степ

Назва станції	*EET*			Δ *EET*			
	VI	VII	VIII	VI	VII	VIII	сезон
Затишшя	12,5	15,5	14,9	1,1	0,0	0,1	0,37
	13,6	15,5	15,0				
Любашівка	12,1	15,3	14,3	0,8	-0,6	-0,2	0,00
	12,9	14,7	14,1				
Первомайськ	12,8	15,7	14,9	1,6	0,4	0,5	0,83
	14,4	16,1	15,4				
Вознесенськ	13,9	17,0	16,2	1,2	0,0	0,3	0,50
	15,1	17,0	16,5				
Бобринець	12,2	15,2	14,3	1,4	0,2	0,6	0,73
	13,6	15,4	14,9				
Кіровоград	12,2	15,2	14,0	1,1	-0,1	-0,2	0,27
	12,6	14,2	13,4				
Кривий Ріг	13,0	16,3	15,1	0,6	-1,0	-0,6	-0,33
	13,6	15,3	14,5				
Комісарівка	12,6	15,7	14,8	0,8	-0,4	-0,4	0,00
	13,4	15,3	14,4				
Губиниха	12,6	15,3	14,5	1,4	0,6	0,4	0,80
	14,0	15,9	14,9				
Пришиб	13,8	17,5	16,0	0,7	-0,8	-0,3	-0,13
	14,5	16,7	15,7				
Чапліно	13,1	16,2	15,2	0,9	-0,2	-0,2	0,17
	14,0	16,0	15,0				
Лозова	12,6	15,4	14,3	1,4	0,5	(	0,83
	14,0	15,9	14,9				
Волноваха	12,0	15,3	14,2	1,4	0,4	0,4	0,73
	13,4	15,7	14,6				
Донецьк	13,3	16,2	15,5	-0,4	1,1	-1,5	-0,26
	12,9	15,1	14,0				
Сватове	13,7	16,2	15,4	0,8	0,2	-0,3	0,23
	14,5	16,4	15,1				
Луганськ	13,6	16,4	15,3	1,6	0,8	0,6	1,00
	15,2	17,2	15,9				
Середнє	-	-	-	-	-	-	**0,36**

Таблиця Б.5. Еквівалентно-ефективна температура за періоди 1891-1960 і 1961-1990 рр. Літо.
Південний Степ

Назва станції	*EET*			Δ *EET*			
	VI	VII	VIII	VI	VII	VIII	сезон
Болград	13,3	16,8	15,8	1,3	-0,4	0,2	0,37
	14,6	16,4	16,0				
Сарата	13,6	16,6	15,8	1,2	0,1	0,2	0,50
	14,8	16,7	16,0				
Сербка	13,6	16,8	15,7	0,4	-0,9	-0,2	-0,23
	14,0	15,9	15,5				
Миколаїв	13,9	17,3	16,1	1,2	-0,4	0,3	0,37
	14,7	16,9	16,4				
Бехтери	14,3	17,3	16,3	0,1	-0,4	0,0	-0,10
	14,4	16,9	16,3				
Асканія-Нова	13,7	16,8	15,7	0,3	-0,2	-0,1	0,00
	14,0	16,6	15,6				
Нижні Сірогози	14,3	17,2	16,2	0,2	-0,6	-0,6	-0,33
	14,1	16,6	15,6				
Мелітополь	15,2	18,2	17,4	0,7	0,0	-0,4	0,10
			17,0				
Роздольне			-	-	-	-	-
	14,0	16,6	16,2				
Джанкой	14,4	17,7	16,8	1,0	0,1	0,2	0,43
	15,4	17,8	17,0				
Клепініно	13,7	16,9	16,1	1,1	0,3	0,4	0,60
	14,8	17,2	16,5				
Білогірськ	13,5	16,5	15,8	0,5	-0,2	-0,2	0,03
	14,0	16,3	15,6				
Середнє	-	-	-	-	-	-	**0,16**

Таблиця Б.6. Еквівалентно-ефективна температура за періоди 1891-1960 і 1961-1990 рр. Зима. Передкарпаття і Закарпаття

Назва станції	*EET*			Δ *EET*			
	XII	I	II	XII	I	II	сезон
Берегове	-7,0	-10,8	-9,3	0,9	2,0	3,4	2,10
	-6,1	-8,8	-5,9				
Ужгород	-7,1	-10,6	-9,1	-0,8	0,4	1,5	0,37
	-7,9	-10,2	-7,6				
Ів.Франківськ	-11,8	-14,8	-14,6	-0,5	0,1	1,6	0,40
	-11,3	-14,7	-13,0				
Коломия	-11,3	-14,3	-13,5	1,6	0,8	1,9	1,43
	-9,7	-13,5	-11,6				
Чернівці	-13,2	-16,5	-15,7	0,6	0,2	1,2	0,67
	-12,6	-16,7	-14,5				
Середнє	-	-	-	-	-	-	**0,99**

Таблиця Б.7. Еквівалентно-ефективна температура за періоди 1891-1960 і 1961-1990 рр. Зима. Полісся

Назва станції	*EET*			Δ *EET*			
	XII	I	II	XII	I	II	сезон
Володимир-Волинський	-14,7	-17,9	-16,5	1,8	1,1	1,6	1,5
	-12,9	-16,8	-14,9				
Ковель	-14,4	-17,5	-16,3	2,2	1,8	2,3	2,1
	-12,2	-15,7	-14,0				
Броди	-12,3	-15,2	-14,3	2,4	1,6	2,1	2,0
	-9,9	-13,6	-12,2				
Луцьк	-14,7	-18,4	-16,2	1,1	1,3	4,1	2,2
	-13,6	-17,1	-12,8				
Любешів	-13,8	-17,3	-15,8	1,6	1,6	2,4	1,9
	-12,2	-15,7	-13,4				
Сарни	-13,8	-16,4	-15,3	1,5	0,1	1,0	0,9
	-12,3	-16,3	-14,3				
Новоград-Волинський	-14,6	-17,7	-16,8	3,1	2,4	3,3	2,9
	-11,5	-15,3	-13,5				
Коростень	-15,8	-19,1	-17,9	1,6	1,1	2,4	1,7
	2	0	5				
Овруч	-16,2	-19,6	-18,4	3,8	3,3	4,3	3,8
	-12,4	-16,3	-14,1				
Житомир	-14,9	-17,8	-17,1	-0,6	2,4	-0,6	0,4
	-15,5	-19,4	-17,7				
Поліське	-16,6	-19,8	-18,6	4,2	3,1	3,8	3,7
	-12,4	-16,7	-14,8				
Чернігів	-16,5	-19,2	-19,1	0,2	1,0	0,8	0,7
	-16,3	-20,2	-18,3				
Щорс	-15,7	-18,5	-18,1	1,8	0,5	1,8	1,4
	-13,9	-18,0	-16,3				
Семенівка	-16,3	-19,3	-19,0	0,1	0,9	0,7	0,6
	-16,2	-20,2	-18,3				
Середнє	-	-	-	-	-	-	**1,8**

Таблиця Б.8. Еквівалентно-ефективна температура за періоди 1891-1960 і 1961-1990 рр. Зима. Лісостеп

Назва станції	*EET*			Δ *EET*			
	XII	I	II	XII	I	II	сезон
Тернопіль	-14,7	-17,5	-16,5	0,0	-0,5	0,5	0,0
	-14,7	-18,0	-16,0				
Ямпіль	-13,6	-17,2	-16,3	-0,5	-0,4	0,5	-0,1
	-14,1	-17,6	-15,8				
Рівне	-16,6	-20,4	-19,3	1,2	1,5	2,4	1,7
	-15,4	-18,9	-16,9				
Шепетівка	-15,2	-17,4	-17,5	1,8	0,1	1,9	1,3
	-13,4	-17,3	-15,6				
Хмельницький	-15,3	-18,9	-17,8	0,9	1,1	1,8	1,3
	-14,4	-17,8	-16,0				
Вінниця	-14,4	-17,4	-17,4	0,7	0,0	1,6	0,8
	-13,7	-17,4	-15,8				
Крижопіль (Гайворон)	-15,1	-17,8	-17,3	5,2	3,9	4,7	4,6
	-9,9	-13,9	-12,6				
Біла Церква	-16,3	-19,2	-19,1	3,6	1,9	3,6	3,0
	-12,7	-17,3	-15,5				
Умань	-14,8	-17,9	-18,2	3,3	2,5	4,2	3,3
	-11,5	-15,4	-14,0				
Ім. Старченко (Миронівка)	-16,4	-19,9	-19,0	3,0	2,8	3,4	3,1
	-13,4	-17,1	-15,6				
Ім. Шевченко (Сміла)	-13,9	-16,9	-16,5	1,5	0,7	1,8	1,3
	-12,4	-16,2	-14,7				
Ніжин	-17,0	-19,7	-19,3	3,2	1,8	3,0	2,7
	-13,8	-17,9	-16,3				
Яготин	-16,7	-20,1	-20,2	2,3	1,5	2,8	2,2
	-14,4	-18,6	-17,4				
Конотоп	-18,7	-21,6	-20,9	5,4	3,9	4,7	4,7
	-13,3	-17,7	-16,2				
Лубни	-14,9	-18,6	-18,4	3,0	2,5	3,4	3,0
	-11,9	-16,1	-15,0				
Суми	-20,1	-23,6	-23,4	2,7	2,5	3,9	3,0
	-17,4	-21,1	-19,5				
Полтава	-19,4	-22,2	-21,8	3,8	2,3	3,2	3,1
	-15,6	-19,9	-18,6				
Харків	-14,7	-17,4	-17,3	1,2	-3,2	-1,8	-1,3
	-15,9	-20,6	-19,1				
Середнє	-	-	-	-	-	-	**2,1**

Таблиця Б.9. Еквівалентно-ефективна температура за періоди 1891-1960 і 1961-1990 рр. Зима. Північний Степ

Назва станції	*EET*			Δ *EET*			
	XII	I	II	XII	I	II	сезон
Затишшя	-14,5	-17,6	-16,8	2,9	1,8	2,4	2,4
	-11,6	-15,8	-14,4				
Любашівка	-15,2	-18,6	-17,2	2,2	1,4	1,6	1,7
	-13,0	-17,2	-15,6				
Первомайськ	-14,4	-17,4	-16,9	4,3	3,2	4,1	3,9
	-10,1	-14,2	-12,8				
Вознесенськ	-12,5	-15,0	-14,7	3,9	2,3	3,0	3,1
	-8,6	-12,7	-11,7				
Бобринець	-15,9	-19,5	18,3	3,5	2,7	2,7	3,0
	-12,4	-16,8	-15,6				
Кіровоград	-15,9	-19,5	-18,3	1,3	1,1	1,7	1,4
	-14,8	-19,0	-17,7				
Кривий Ріг	-16,8	-19,7	-18,8	3,0	1,4	2,5	2,3
	-13,8	-18,3	-16,3				
Комісарівка	-15,5	-17,5	-17,7	2,2	-0,3	1,1	1,0
	-13,3	-17,8	-16,6				
Губиниха	-17,9	-20,4	-19,8	4,2	2,3	2,7	3,1
	-13,7	-18,1	-17,1				
Пришиб	-14,1	-17,0	-16,7	2,5	0,8	1,7	1,7
	-11,6	-16,2	-15,0				
Чапліно	-16,7	-19,1	-18,8	3,0	0,8	1,3	1,7
	-13,7	-18,3	-17,5				
Лозова	-17,9	-21,3	-20,9	4,1	3,3	4,1	3,8
	-13,5	-18,0	-16,8				
Волноваха	-19,8	-23,0	-22,8	5,0	3,5	4,2	4,2
	-14,8	-19,5	-18,6				
Донецьк	-18,6	-22,4	-21,9	2,1	1,3	2,0	1,8
	-16,5	-21,1	-19,9				
Сватове	-15,7	-18,6	-18,6	3,9	2,0	3,0	3,0
	-11,8	-16,6	-15,6				
Луганськ	-17,1	-20,3	-20,3	5,2	3,9	4,4	4,5
	-11,9	-16,4	-15,9				
Середнє	-	-	-	-	-	-	**2,7**

Таблиця Б.10. Еквівалентно-ефективна температура за періоди 1891-1960 і 1961-1990 рр. Зима. Південний Степ

Назва станції	*EET*			Δ *EET*			
	XII	I	II	XII	I	II	Сезон
Болград	-12,0	-15,9	-13,8	3,5	4,0	3,5	3,7
	-8,5	-11,9	-10,3				
Сарата	-11,3	-15,4	-13,9	3,3	3,7	3,4	3,5
	-8,0	-11,7	-10,5				
Сербка	-13,2	-16,6	-16,0	2,6	1,9	2,6	2,4
	-10,6	-14,7	-13,4				
Миколаїв	-13,4	-16,6	-15,9	2,4	1,9	2,8	2,4
	-11,0	-14,7	-13,1				
Бехтери	-11,9	-14,7	-14,1	2,7	0,8	2,1	1,9
	-9,2	-13,5	-12,0				
Асканія-Нова	-14,6	-17,9	-17,3	3,2	1,8	0,5	1,8
	-11,4	-16,1	-16,8				
Нижні Сірогози	-14,4	-17,3	-16,6	2,4	0,7	0,8	1,3
	-12,0	-16,6	-15,8				
Мелітополь	-13,3	-16,2	-15,3	5,0	3,4	3,4	3,9
	-8,3	-12,8	-11,9				
Роздольне	-	-	-	-	-	-	
	-9,5	-14,1	-13,3				
Джанкой	-10,4	-13,3	-13,3	4,0	2,3	3,0	3,1
	-6,4	-11,0	-10,3				
Клепініно	-12,0	-15,2	-15,1	4,5	3,0	3,6	3,7
	-7,5	-12,2	-11,5				
Білогірськ	-7,3	-10,6	-10,8	1,8	1,4	2,6	1,9
	-5,5	-9,2	-8,2				
Середнє	-	-	-	-	-	-	**2,7**

Таблиця Б.11. Біокліматичні показники за періоди 1891-1960 і 1961-1990 рр. Грудень. Передкарпаття і Закарпаття

Назва станції	S	T	$T_{зв}$* **зв**	$\Theta_{об}$	ΔS	ΔT	$\Delta T_{зв}$	$\Delta\Theta_{об}$
Берегове	1,4	-2,8	-5,9	13,0	-0,1	0,3	1,1	0,4
	1,3	-2,5	-4,8	13,4				
Ужгород	1,4	-2,9	-6,0	13,0	0,0	-0,6	0,7	-0,2
	1,4	-3,5	-6,7	12,8				
Івано-Франківськ	1,7	-6,2	-10,2	11,5	0,0	0,2	2,0	0,1
	1,7	-6,0	-10,0	11,6				
Коломия	1,6	-5,9	-9,4	11,7	-0,1	0,7	1,3	0,4
	1,5	-5,2	-8,1	12,1				
Чернівці	1,8	-7,1	-12,0	11,0	0,0	0,3	0,0	0,1
	1,8	-6,8	-12,0	11,1				

Таблиця Б.12. Біокліматичні показники за періоди 1891-1960 і 1961-1990 рр. Січень. Передкарпаття і Закарпаття

Назва станції	S	T	$T_{зв}$* **зв**	$\Theta_{об}$	ΔS	ΔT	$\Delta T_{зв}$	$\Delta\Theta_{об}$
Берегове	1,6	-6,1	-9,3	11,7	-0,2	1,1	2,0	0,7
	1,4	-5,0	-7,3	12,4				
Ужгород	1,6	-6,0	-9,4	11,7	0,0	0,3	0,6	0,2
	1,6	-5,7	-8,8	11,9				
Івано-Франківськ	1,8	-8,9	-13,1	10,4	0,0	-0,1	0,1	0,0
	1,8	-9,0	-13,0	10,4				
Коломия	1,8	-8,8	-12,3	10,5	-0,1	0,4	0,7	0,3
	1,7	-8,4	-11,6	10,8				
Чернівці	2,0	-10,1	-15,4	9,7	0,1	-0,1	-0,4	0,0
	2,1	-10,2	-15,8	9,7				

Таблиця Б.13. Біокліматичні показники за періоди 1891-1960 і 1961-1990 рр. Лютий. Передкарпаття і Закарпаття

Назва станції	S	T	$T_{зв}$* **зв**	$\Theta_{об}$	ΔS	ΔT	$\Delta T_{зв}$	$\Delta\Theta_{об}$
Берегове	1,5	-4,7	-8,2	12,2	-0,2	2,3	3,1	1,1
	1,3	-2,4	-5,1	13,3				
Ужгород	1,5	-4,7	-8,2	12,2	0,0	1,8	1,2	0,5
	1,5	-3,5	-7,0	12,7				
Івано-Франківськ	1,9	-8,5	-13,7	10,4	-0,1	1,0	1,8	0,5
	1,8	-7,5	-11,9	10,9				
Коломия	1,8	-7,8	-12,0	10,8	-0,2	1,2	2,0	0,7
	1,6	6,6	-10,0	11,5				
Чернівці	2,0	-9,4	-15,5	9,9	0,0	0,9	1,1	0,4
	2,0	-8,5	-14,4	10,3				

Таблиця Б.14. Біокліматичні показники за періоди 1891-1960 і 1961-1990 рр. Грудень. Полісся

Назва станції	S	T	$T_{зв}$	$\Theta_{об}$	ΔS	ΔT	$\Delta T_{зв}$	$\Delta\Theta_{об}$
Володимир-Волинський	2,0	-8,4	-14,9	10,3	-0,3	1,5	2,7	0,7
	1,8	-6,9	-12,2	11,0				
Ковель	2,0	-8,1	-14,2	10,5	-0,3	1,8	3,1	0,8
	1,7	-6,3	-11,1	11,3				
Броди	1,8	-6,6	-11,6	11,2	-0,3	1,6	3,2	0,9
	1,5	-5,0	-8,4	12,1				
Луцьк	2,0	-8,4	-14,9	10,3	-0,1	1,1	2,0	0,5
	1,9	-7,3	-12,9	10,8				
Любешів	1,9	-7,6	-12,9	10,7	-0,2	1,2	2,1	0,4
	1,7	-6,4	-10,8	11,3				
Сарни	1,8	-7,6	-12,6	10,8	-0,1	1,1	1,7	0,5
	1,7	-6,5	-10,9	11,3				
Новоград-Волинський	1,9	-8,2	-13,5	10,5	-0,3	2,2	3,7	1,1
	1,6	-6,0	-9,8	11,6				
Коростень	2,0	-9,1	-15,0	10,1	-0,1	1,1	1,4	0,4
	1,9	-8,0	-13,6	10,5				
Овруч	2,0	-9,3	-15,4	10,0	-0,3	2,7	4,8	0,7
	1,7	-6,6	-10,6	11,3				
Житомир	1,9	-8,4	-13,9	10,4	0,2	0,6	-1,6	-0,3
	2,1	-9,0	-15,5	10,1				
Поліське	2,1	-9,8	-16,3	9,8	-0,4	3,1	5,4	1,5
	1,7	-6,7	-10,9	11,3				
Чернігів	2,0	-9,7	-15,4	9,9	0,1	0,3	-0,5	0,0
	2,1	-9,4	-15,9	9,9				
Щорс	1,9	-9,2	-14,2	10,1	-0,1	1,5	2,1	0,7
	1,8	-7,7	-12,1	10,8				
Семенівка	2,0	-9,6	-14,5	10,0	0,0	0,2	-0,4	0,0
	2,0	-9,4	-14,9	10,0				

Таблиця Б.15. Біокліматичні показники за періоди 1891-1960 і 1961-1990 рр. Січень. Полісся

Назва станції	S	T	$T_{зв}$	$\Theta_{об}$	ΔS	ΔT	$\Delta T_{зв}$	$\Delta\Theta_{об}$
Володимир-Волинський	2,2	-11,1	-18,0	9,2	-0,1	0,9	2,1	0,5
	2,1	-10,2	-15,9	9,7				
Ковель	2,2	-10,7	-17,2	9,4	-0,3	1,3	2,9	0,7
	1,9	-9,4	-14,3	10,1				
Броди	1,9	-9,2	-14,2	10,1	-0,1	1,0	2,2	0,6
	1,8	-8,2	-12,0	10,7				
Луцьк	2,3	-11,4	-18,3	9,1	-0,2	1,0	2,2	0,5
	2,1	-10,4	-16,1	9,6				
Любешів	2,1	-10,5	-16,2	9,5	-0,1	1,0	2,3	0,6
	1,9	-9,5	-13,9	10,1				
Сарни	2,0	-10,0	-15,0	9,8	0,0	0,1	0,3	0,1
	2,0	-9,9	-14,7	9,9				
Новоград-Волинський	2,1	-10,8	-16,3	9,4	-0,3	1,5	3,0	0,9
	1,8	-9,3	-13,3	10,3				
Коростень	2,2	-11,9	-18,0	8,9	-0,1	0,6	1,1	0,3
	2,1	-11,3	-16,9	9,2				
Овруч	2,3	-12,2	-18,5	8,8	-0,4	2,1	4,4	1,1
	1,9	10,1	14,1	9,9				
Житомир	2,1	-10,9	-16,4	9,4	0,2	1,4	-2,4	-0,6
	2,3	-12,3	-18,8	8,8				
Поліське	2,3	-12,5	-19,0	8,7	-0,4	2,2	4,3	1,1
	1,9	-10,3	-14,7	9,8				
Чернігів	2,2	-11,9	-17,4	9,0	0,1	-0,9	-0,5	-0,4
	2,3	-12,8	-18,9	8,6				
Щорс	2,1	-11,6	-16,5	9,2	-0,1	0,2	0,7	0,1
	2,0	-11,4	-15,8	9,3				
Семенівка	2,1	-12,1	-17,0	9,0	0,1	-0,8	-1,1	-0,4
	2,2	12,9		8,6				

Таблиця Б.16. Біокліматичні показники за періоди 1891-1960 і 1961-1990 рр. Лютий. Полісся

Назва станції	S	T	$T_{зв}$* **зв**	$\Theta_{об}$	ΔS	ΔT	$\Delta T_{зв}$	$\Delta\Theta_{об}$
Володимир-Волинський	2,2	-10,0	-16,9	9,6	-0,2	1,2	2,4	0,6
	2,0	-8,8	-14,5	10,2				
Ковель	2,1	-9,8	-16,3	9,7	-0,2	1,7	3,3	0,9
	1,9	-8,1	-13,0	10,6				
Броди	1,9	-8,4	-13,7	10,4	-0,2	1,6	2,9	0,9
	1,7	-6,8	-10,8	11,3				
Луцьк	2,2	-10,3	-17,0	9,5	-0,5	3,1	5,8	0,6
	1,7	-7,2	-11,2	11,1				
Любешів	2,0	-9,3	-14,9	10,0	-0,2	1,5	2,9	0,8
	1,8	-7,8	-12,0	10,8				
Сарни	2,0	-9,1	-14,3	10,1	-0,1	0,6	1,0	0,3
	1,9	-8,5	-13,3	10,4				
Новоград-Волинський	2,1	-10,3	-16,0	9,6	-0,3	2,7	4,1	1,2
	1,8	-7,6	-11,9	10,8				
Коростень	2,2	-11,1	-17,2	9,3	-0,2	1,6	3,0	0,7
	2,0	-9,5	-14,2	10,0				
Овруч	2,2	-11,5	-18,0	9,1	-0,4	3,0	5,5	1,5
	1,8	-8,5	-12,5	10,6				
Житомир	2,1	-10,5	-16,4	9,5	0,1	1,5	-1,3	-0,2
	2,2	-11,0	-17,7	9,3				
Поліське	2,3	-11,8	-18,5	8,9	-0,4	2,9	5,2	1,4
	1,9	-8,9	-13,3	10,3				
Чернігів	2,2	-11,9	-18,0	8,9	0,0	0,4	0,4	0,3
	2,2	-11,5	-17,6	9,1				
Щорс	2,1	-11,4	-16,4	9,2	-0,1	1,2	1,8	0,6
	2,0	-10,2	-14,6	9,8				
Семенівка	2,1	-12,0	-17,0	9,0	0,0	0,4	-0,9	0,1
	2,1	-11,6	-17,9	9,1				

Таблиця Б.17. Біокліматичні показники за періоди 1891-1960 і 1961-1990 рр. Грудень. Лісостеп

Назва станції	S	T	$T_{зв}$	$\Theta_{об}$	ΔS	ΔT	$\Delta T_{зв}$	$\Delta\Theta_{об}$
Тернопіль	1,9	-8,1	-13,7	10,5	0,0	-0,1	-0,1	0,0
	1,9	-8,2	-13,8	10,5				
Ямпіль	1,8	-7,5	-12,5	10,8	0,1	-0,3	-0,6	-0,1
	1,9	-7,8	-13,1	10,7				
Рівне	2,2	-9,9	-17,6	9,6	-0,1	1,0	1,8	0,5
	2,1	-8,9	-15,8	10,1				
Шепетівка	2,0	-8,7	-14,6	10,2	-0,2	1,5	-2,6	0,8
	1,8	-7,2	-12,0	11,0				
Хмельницький	2,0	-8,7	-14,8	10,2	-0,1	0,6	1,0	0,3
	1,9	-8,1	-13,8	10,5				
Вінниця	1,9	-8,1	-13,0	10,6	-0,1	0,7	0,4	0,2
	1,8	-7,4	-12,6	10,8				
Крижопіль (Гайворон)	1,9	-8,4	-13,7	10,4	-0,4	3,5	5,3	1,7
	1,5	-4,9	-8,4	12,1				
Біла Церква	2,1	-9,5	-15,8	9,9	-0,3	2,7	3,9	1,1
	1,8	-6,8	-11,7	11,1				
Умань	1,9	-8,3	-13,5	10,5	-0,3	2,3	3,7	1,1
	1,6	-6,0	-9,8	11,6				
Ім. Старченко (Миронівка)	2,1	-9,8	-16,3	9,8	-0,3	2,5	4,0	1,1
	1,8	-7,3	-12,3	10,9				
Шевченко (Сміла)	1,8	-7,7	-12,5	10,8	-0,1	1,1	1,5	0,5
	1,7	-6,6	-11,0	11,3				
Ніжин	2,1	-10,0	-16,1	9,7	-0,3	2,4	3,9	1,1
	1,8	-7,6	-12,2	10,8				
Яготин	2,1	-9,9	-16,0	9,7	-0,2	2,0	2,9	0,9
	1,9	-7,9	-13,1	10,6				
Конотоп	2,3	-11,5	-18,5	9,1	-0,6	4,1	7,1	2,1
	1,7	-7,4	-11,4	11,0				
Лубни	2,0	-9,2	-14,4	10,1	-0,4	2,8	4,5	1,4
	1,6	-6,4	-9,9	11,5				
Суми	2,4	-12,6	-20,2	8,6	-0,2	2,2	3,3	0,9
	2,2	-10,4	-16,9	9,5				
Полтава	2,4	-12,4	-20,6	8,7	-0,4	3,4	5,5	1,4
	2,0	-9,0	-15,1	10,1				
Харків	1,8	-8,7	-12,9	10,5	0,3	-0,6	-2,7	-0,5
	2,1	-9,3	-15,6	10,0				

Таблиця Б.18. Біокліматичні показники за періоди 1989-1960 і 1961-1990 рр. Січень. Лісостеп

Назва станції	S	T	$T_{зв}$	$\Theta_{об}$	ΔS	ΔT	$\Delta T_{зв}$	$\Delta\Theta_{об}$
Тернопіль	2,1	-10,7	-16,3	9,5	0,0	-0,4	-0,4	-0,2
	21,	-11,1	-16,7	9,3				
Ямпіль	2,1	-10,5	-16,0	9,6	0,0	-0,2	-0,2	-0,1
	2,1	-10,7	-16,2	9,5				
Рівне	2,5	-13,1	-21,3	8,4	-0,2	1,3	-2,8	0,5
	2,3	-11,8	-18,5	8,9				
Шепетівка	2,1	-10,6	-15,9	9,5	0,0	0,0	0,1	0,0
	2,1	-10,6	-15,8	9,5				
Хмельницький	2,2	-11,7	-18,2	9,0	0,1	0,7	1,5	0,3
	2,1	-11,0	-16,7	9,3				
Вінниця	2,0	-10,7	-15,6	9,6	0,1	0,0	-0,3	-0,1
	2,1	-10,7	-15,9	9,5				
Крижопіль (Гайворон)	2,1	-10,9	-16,2	9,4	-0,3	2,3	4,0	1,2
	1,8	-8,6	-12,2	10,6				
Біла Церква	2,3	-12,0	-18,3	8,9	-0,3	1,3	2,6	0,6
	2,0	-10,7	-15,7	9,5				
Умань	2,1	-11,0	-16,3	9,4	-0,2	1,6	2,9	0,8
	1,9	-9,4	-13,4	10,2				
Ім. Старченко (Миронівка)	2,4	-12,6	-19,6	8,6	-0,4	2,1	3,9	1,0
	2,0	-10,5	-15,7	9,6				
Шевченко (Сміла)	2,0	-10,3	-15,2	9,7	-0,1	0,3	0,8	0,2
	1,9	-10,0	-14,4	9,9				
Ніжин	2,2	-12,3	-18,0	8,8	-0,2	1,1	2,2	0,6
	2,0	-11,2	-15,8	9,4				
Яготин	2,3	-12,5	-18,6	8,7	-0,2	0,9	1,7	0,4
	2,1	-11,6	-16,9	9,1				
Конотоп	2,4	-13,8	-20,5	8,1	-0,4	2,5	5,0	1,3
	2,0	-11,3	-15,5	9,4				
Лубни	2,1	-11,5	-16,5	9,2	-0,2	1,4	2,4	0,7
	1,9	-10,1	-14,1	9,9				
Суми	2,7	-15,4	-23,2	7,5	-0,3	1,8	3,5	0,8
	2,4	-13,6	-19,7	8,3				
Полтава	2,6	-14,5	-22,5	7,8	-0,3	1,8	3,3	1,2
	2,3	-12,7	-19,2	8,6				
Харків	2,0	-11,1	-15,3	9,5	0,4	-2,2	-4,5	0,9
	2,4	-13,3	-19,8	8,4				

Таблиця Б.19. Біокліматичні показники за періоди 1891-1960 і 1961-1990 рр. Лютий. Лісостеп

Назва станції	S	T	$T_{зв}$	$\Theta_{об}$	ΔS	ΔT	$\Delta T_{зв}$	$\Delta\Theta_{об}$
Тернопіль	2,1	-9,9	-15,6	9,8	-0,1	0,2	0,2	0,1
	2,0	-9,7	-15,4	9,9				
Ямпіль	2,1	-9,9	-15,6	9,8	-0,1	0,5	0,7	0,2
	2,0	-9,4	-14,9	10,0				
Рівне	2,5	-12,5	-21,1	8,6	-0,4	1,8	4,3	1,0
	2,1	-10,3	-16,8	9,6				
Шепетівка	2,2	-10,7	-17,0	9,4	-0,2	1,4	2,5	0,7
	2,0	-9,3	-14,5	10,1				
Хмельницький	2,2	-11,0	-17,7	9,3	-0,2	1,4	2,2	0,6
	2,0	-9,6	-15,5	9,9				
Вінниця	2,1	-10,6	-16,2	9,5	-0,1	1,1	1,2	0,5
	2,0	-9,5	-15,0	10,0				
Крижопіль (Гайворон)	2,1	-10,5	-16,2	9,5	-0,4	3,2	4,9	1,6
	1,7	-7,3	-11,3	11,1				
Біла Церква	2,3	-11,9	-18,8	8,9	-0,3	2,6	4,3	1,2
	2,0	-9,3	-14,5	10,1				
Умань	2,2	-11,3	-17,4	9,2	-0,4	3,1	5,0	1,5
	1,8	-8,2	-12,4	10,7				
Ім. Старченко (Миронівка)	2,3	-12,1	-19,1	8,8	-0,3	2,7	4,5	1,2
	2,0	-9,4	-14,6	10,0				
Шевченко (Сміла)	2,0	-10,1	-15,4	9,7	-0,1	1,4	1,9	0,7
	1,9	-8,7	-13,5	10,4				
Ніжин	2,3	-12,2	-18,3	8,8	-0,3	2,2	3,5	1,0
	2,0	-10,0	-14,8	9,8				
Яготин	2,4	-12,8	-19,7	8,5	-0,3	2,0	3,2	0,9
	2,1	-10,8	-16,5	9,4				
Конотоп	2,4	-13,5	-20,5	8,3	-0,5	3,3	5,9	1,5
	1,9	-10,2	-14,6	9,8				
Лубни	2,1	-11,4	-17,0	9,2	-0,2	2,2	3,6	1,1
	1,9	-9,2	-13,4	10,3				
Суми	2,7	-15,5	-23,7	7,4	-0,4	3,0	4,7	1,3
	2,3	-12,5	-19,0	8,7				
Полтава	2,7	-14,7	-23,3	7,7	-0,4	2,7	4,3	1,2
	2,3	-12,0	-19,0	8,9				
Харків	2,0	-11,0	-15,4	9,5	-0,3	-1,2	-3,7	-0,7
	2,3	-12,2	-19,1	8,8				

Таблиця Б.20. Біокліматичні показники за періоди 1891-1960 і 1961-1990 рр. Грудень. Північний степ

Назва станції	S	T	$T_{зв}$ * зв	$\Theta_{об}$	ΔS	ΔT	$\Delta T_{зв}$	$\Delta\Theta_{об}$
Затишшя	1,9	-7,9	-16,0	10,6	-0,2	2,0	2,3	1,1
	1,7	-5,9	-13,7	11,5				
Любашівка	2,0	-8,6	-16,8	10,2	-0,2	1,7	1,9	0,8
	1,8	-6,9	-14,9	11,0				
Первомайськ	2,0	-8,1	-16,3	10,5	-0,4	3,1	3,9	1,5
	1,6	-5,0	-12,4	12,0				
Вознесенськ	1,8	-6,8	-14,8	11,0	-0,3	2,8	3,4	1,4
	1,5	-4,0	-11,4	12,4				
Бобринець	2,1	-9,3	-17,5	10,0	-0,4	2,9	3,3	1,3
	1,7	-6,4	-14,2	11,3				
Кіровоград	2,1	-9,4	-17,7	9,9	-0,1	1,0	1,2	0,4
	2,0	-8,4	-16,5	10,3				
Кривий Ріг	2,2	-10,3	-18,6	9,5	-0,3	2,7	2,8	1,1
	1,9	-7,6	-15,8	10,6				
Комісарівка	2,0	-8,9	-17,0	10,2	-0,2	1,9	2,0	0,8
	1,8	-7,0	-15,0	11,0				
Губиниха	2,2	-10,7	-19,0	9,4	-0,4	3,3	3,7	1,4
	1,8	-7,4	-15,3	10,8				
Пришиб	1,9	-7,8	-15,9	10,6	-0,2	2,1	2,3	0,9
	1,7	-5,7	-13,6	11,5				
Чапліно	2,1	-9,8	-18,0	9,8	-0,3	2,4	2,6	0,2
	1,8	-7,4	-15,4	10,0				
Лозова	2,2	-10,7	-19,0	9,4	-0,4	3,4	3,9	1,4
	1,8	-7,3	-15,1	10,8				
Волноваха	2,5	-12,5	-20,9	8,6	-0,6	4,4	4,7	1,9
	1,9	-8,1	-16,2	10,5				
Донецьк	2,4	-11,6	-19,9	9,0	-0,2	1,8	1,7	0,7
	2,2	-9,8	-18,2	9,7				
Сватове	1,9	-9,3	-17,1	10,1	-0,2	3,0	3,3	1,4
	1,7	-6,3	-13,8	11,5				
Луганськ	2,2	-10,3	-18,6	9,5	-0,5	4,0	3,4	1,9
	1,7	-6,3	-14,0	11,4				

Таблиця Б.21. Біокліматичні показники за періоди 1891-1960 і 1961-1990 рр. Січень. Північний Степ

Назва станції	S	T	$T_{зв}$* **зв**	$\Theta_{об}$	ΔS	ΔT	$\Delta T_{зв}$	$\Delta\Theta_{об}$
Затишшя	2,1	-10,6	-18,7	9,5	-0,1	1,2	1,3	0,5
	2,0	-9,4	-17,4	10,0				
Любашівка	2,2	-11,4	-19,7	9,1	-0,1	0,9	0,9	0,4
	2,1	-10,5	-18,6	9,5				
Первомайськ	2,1	-10,5	-18,7	9,5	-0,3	1,9	2,6	1,0
	1,8	-8,6	-16,1	10,5				
Вознесенськ	2,0	-9,0	-17,0	10,2	-0,2	1,4	1,9	0,7
	1,8	-7,6	-15,1	10,9				
Бобринець	2,3	-12,1	-20,4	8,8	-0,3	2,0	2,3	0,9
	2,0	-10,1	-18,1	9,7				
Кіровоград	2,4	-12,3	-20,7	8,7	-0,2	1,4	0,6	0,2
	2,2	-11,9	-20,1	8,9				
Кривий Ріг	2,4	-12,6	-20,9	8,6	-0,2	1,2	1,2	0,5
	2,2	-11,4	-19,7	9,1				
Комісарівка	2,0	-10,5	-18,5	9,6	0,1	-0,4	-0,5	-0,2
	2,1	-10,9	-19,0	9,4				
Губиниха	2,3	-12,7	-20,9	8,6	-0,2	1,5	1,7	0,7
	2,1	-11,2	-19,2	9,3				
Пришиб	2,0	-10,0	-18,1	9,7	0,0	0,4	0,4	0,2
	2,0	-9,6	-17,7	9,9				
Чапліно	2,2	-11,7	-19,8	9,0	0,0	0,4	0,4	0,2
	2,2	-11,3	-19,4	9,2				
Лозова	2,4	-13,5	-21,7	8,3	-0,3	2,3	2,7	0,9
	2,1	-11,2	-19,0	9,4				
Волноваха	2,7	-14,9	-23,3	7,7	-0,4	2,8	3,0	1,1
	2,3	-12,1	-20,3	8,8				
Донецьк	**2,7**	-14,7	-23,1	7,7	-0,2	1,0	1,0	0,4
	2,5	-13,7	-22,1	8,1				
Сватове	2,1	-11,9	-19,7	9,1	-0,2	1,2	1,5	0,4
	1,9	-10,7	-18,2	9,7				
Луганськ	2,3	-12,9	-21,1	8,5	-0,4	3,0	1,6	1,5
	1,9	-9,9	-17,5	10,0				

Таблиця Б.22. Біокліматичні показники за періоди 1891-1960 і 1961-1990 рр. Лютий. Північний Степ

Назва станції	S	T	$T_{зв}$ * **зв**	$\Theta_{об}$	ΔS	ΔT	$\Delta T_{зв}$	$\Delta\Theta_{об}$
Затишшя	2,1	-10,1	-16,3	9,6	-0,2	1,9	0,0	0,9
	1,9	-8,2	-16,3	10,5				
Любашівка	1,6	-11,2	-19,5	9,1	0,4	2,0	2,1	0,9
	2,0	-9,2	-17,4	10,0				
Первомайськ	2,2	-10,4	-18,7	9,5	-0,4	3,2	3,8	1,5
	1,8	-7,2	-14,9	11,0				
Вознесенськ	2,0	-8,9	-17,0	10,1	-0,3	2,2	2,7	0,8
	1,7	-6,7	-14,3	11,3				
Бобринець	2,3	-11,4	-19,7	9,1	-0,3	2,2	2,4	1,0
	2,0	-9,2	-17,3	10,1				
Кіровоград	2,3	-11,6	-20,0	9,0	-0,1	0,6	0,7	0,3
	2,2	-11,0	-19,3	9,3				
Кривий Ріг	2,4	-12,1	-20,5	8,8	-0,2	1,6	1,6	0,6
	2,2	-10,5	-18,9	9,4				
Комісарівка	2,2	-10,9	-19,0	9,3	-0,1	0,8	0,8	0,4
	2,1	-10,1	-18,2	9,7				
Губиниха	2,3	-12,3	-20,6	8,7	-0,2	1,9	2,0	0,8
	2,1	-10,4	-18,6	9,5				
Пришиб	2,1	-10,0	-18,2	9,7	-0,1	1,2	0,8	0,5
	2,0	-8,8	-17,0	10,2				
Чапліно	2,3	-11,8	-20,1	8,9	-0,1	0,9	0,9	0,4
	2,2	-10,9	-19,2	9,3				
Лозова	2,4	-13,4	-21,7	8,3	-0,4	3,1	3,4	1,4
	2,0	-10,3	-18,3	9,7				
Волноваха	2,8	-15,1	-23,5	7,5	-0,5	3,5	3,6	1,5
	2,3	-11,6	-19,9	9,0				
Донецьк	2,8	-14,7	-23,1	7,7	-0,2	1,4	1,4	0,6
	2,6	-13,3	-21,7	8,3				
Сватове	2,1	-11,9	-19,9	9,0	-0,2	2,1	2,4	1,0
	1,9	-9,8	-17,5	10,0				
Луганськ	2,4	-13,1	-21,4	8,4	-0,4	3,2	3,5	1,4
	2,0	-9,9	-17,9	9,8				

Таблиця Б.23. Біокліматичні показники за періоди 1891-1960 і 1961-1990 рр. Грудень. Південний Степ

Назва станції	S	T	$T_{зв}$	$\Theta_{об}$	ΔS	ΔT	$\Delta T_{зв}$	$\Delta\Theta_{об}$
Болград	1,8	-6,3	-12,8	11,1	-0,3	2,7	5,0	1,4
	1,5	-3,6	-7,8	12,5				
Сарата	1,8	-5,7	-11,4	11,5	-0,3	2,6	4,3	1,2
	1,5	-3,1	-7,1	12,7				
Сербка	1,9	-7,1	-13,0	10,9	-0,2	1,9	2,8	0,9
	1,7	-5,2	-10,1	11,8				
Миколаїв	1,9	-7,3	-13,8	10,7	-0,3	2,2	3,2	1,0
	1,7	-5,4	-11,0	11,6				
Бехтери	1,8	-6,2	-12,5	11,2	-0,3	2,8	4,3	1,2
	1,6	-4,0	-9,3	12,2				
Асканія-Нова	2,1	-8,5	-16,3	10,2	-0,3	2,8	4,3	1,2
	1,8	-5,7	-12,0	11,4				
Нижні Сірогози	2,0	-8,1	-14,8	10,4	-0,2	2,1	2,7	0,9
	1,8	-6,0	-12,1	11,3				
Мелітополь	1,9	-7,1	-13,2	10,9	-0,4	3,7	6,3	1,8
	1,5	-3,4	-6,9	12,7				
Роздольне	-	-	-	-	-	-	-	-
	1,7	-4,1	-10,2	12,1				
Джанкой	1,7	-5,0	-11,1	11,7	-0,3	3,2	5,3	1,6
	1,4	-1,8	-5,8	13,3				
Клепініно	1,9	-6,3	-13,6	11,1	-0,4	3,8	6,2	1,8
	1,5	-2,5	-7,1	12,9				
Білогірськ	1,4	-2,7	-6,7	12,9	-0,1	1,4	1,8	0,6
	1,3	-1,3	-4,9	13,5				

Таблиця Б.24. Біокліматичні показники за періоди 1891-1960 і 1961-1990 рр. Січень. Південний Степ

Назва станції	S	T	$T_{зв}$* **зв**	$\Theta_{об}$	ΔS	ΔT	$\Delta T_{зв}$	$\Delta\Theta_{об}$
Болград	2,1	-9,7	-16,7	9,8	-0,4	3,2	3,2	1,5
	1,7	-6,5	-10,9	11,8				
Сарата	2,1	-9,2	-15,9	10,0	-0,4	2,9	2,9	1,4
	1,7	-6,3	-10,7	11,4				
Сербка	2,1	-9,8	-16,1	9,8	-0,2	1,1	1,1	0,5
	1,9	-8,7	-14,0	10,3				
Миколаїв	2,1	-9,9	-16,4	9,7	-0,1	1,3	1,3	0,6
	2,0	-8,6	-14,3	10,3				
Бехтери	2,0	-8,5	-14,6	10,3	-0,1	0,9	0,9	0,4
	1,9	-7,6	-13,5	10,7				
Асканія-Нова	2,3	-11,1	-19,1	9,2	-0,2	1,5	1,5	0,6
	2,1	-9,6	-16,5	9,8				
Нижні Сірогози	2,1	-10,3	-16,8	9,5	0,0	0,3	0,3	0,2
	2,1	-10,0	-16,5	9,7				
Мелітополь	2,1	-9,5	-15,6	9,9	-0,4	2,2	2,2	1,2
	1,7	-7,3	-11,3	11,1				
Роздольне	-	-	-	-				
	2,0	-8,0	-14,9	10,4	-	-	-	-
Джанкой	1,9	-7,3	-13,0	10,8	-0,2	1,7	1,7	0,9
	1,7	-5,6	-10,0	11,7				
Клепініно	2,1	-8,8	-15,9	10,1	-0,2	2,4	2,4	0,9
	1,8	-6,4	-11,6	11,2				
Білогірськ	1,6	-5,4	-9,6	11,8	-0,1	0,9	0,9	0,4
	1,5	-4,5	-8,3	12,2				

Таблиця Б.25. Біокліматичні показники за періоди 1891-1960 і 1961-1990 рр. Лютий. Південний Степ

Назва станції	S	T	$T_{зв}$ *** зв**	$\Theta_{об}$	ΔS	ΔT	$\Delta T_{зв}$	$\Delta\Theta_{об}$
Болград	2,0	-8,2	-15,2	10,4	-0,3	3,0	4,9	1,4
	1,7	-5,2	-10,1	11,8				
Сарата	2,0	-8,1	-14,6	10,4	-0,4	2,9	4,8	1,4
	1,6	-5,2	-9,8	11,8				
Сербка	2,1	-9,6	-16,3	9,8	-0,2	1,9	2,9	0,9
	1,9	-7,7	-13,4	10,7				
Миколаїв	2,1	-9,6	-16,6	9,8	-0,2	2,2	3,3	1,0
	1,9	-7,4	-13,3	10,8				
Бехтери	2,0	-8,1	-14,6	10,4	-0,2	1,7	2,5	0,8
	1,8	-6,4	-12,1	11,2				
Асканія-Нова	2,3	-11,0	-19,4	9,2	-0,1	0,6	1,3	0,2
	2,2	-10,4	-18,1	9,4				
Нижні Сірогози	2,2	-10,1	-17,1	9,6	-0,1	0,6	0,3	0,2
	2,1	-9,5	-16,8	9,8				
Мелітополь	2,0	-9,0	-15,3	10,1	-0,3	2,5	4,4	1,2
	1,7	-6,5	-10,9	11,3				
Роздольне	-	-	-	-	-	-	-	-
	2,0	-7,5	-14,6	10,6				
Джанкой	1,9	-7,6	-14,1	10,6	-0,3	2,6	4,3	1,2
	1,6	-5,0	-9,8	11,8				
Клепініно	2,1	-9,0	-16,6	10,0	-0,3	3,0	4,9	1,3
	1,8	-6,0	-11,7	11,3				
Білогірськ	1,7	-5,7	-10,9	11,5	-0,2	2,0	3,2	1,0

ДОДАТОК В

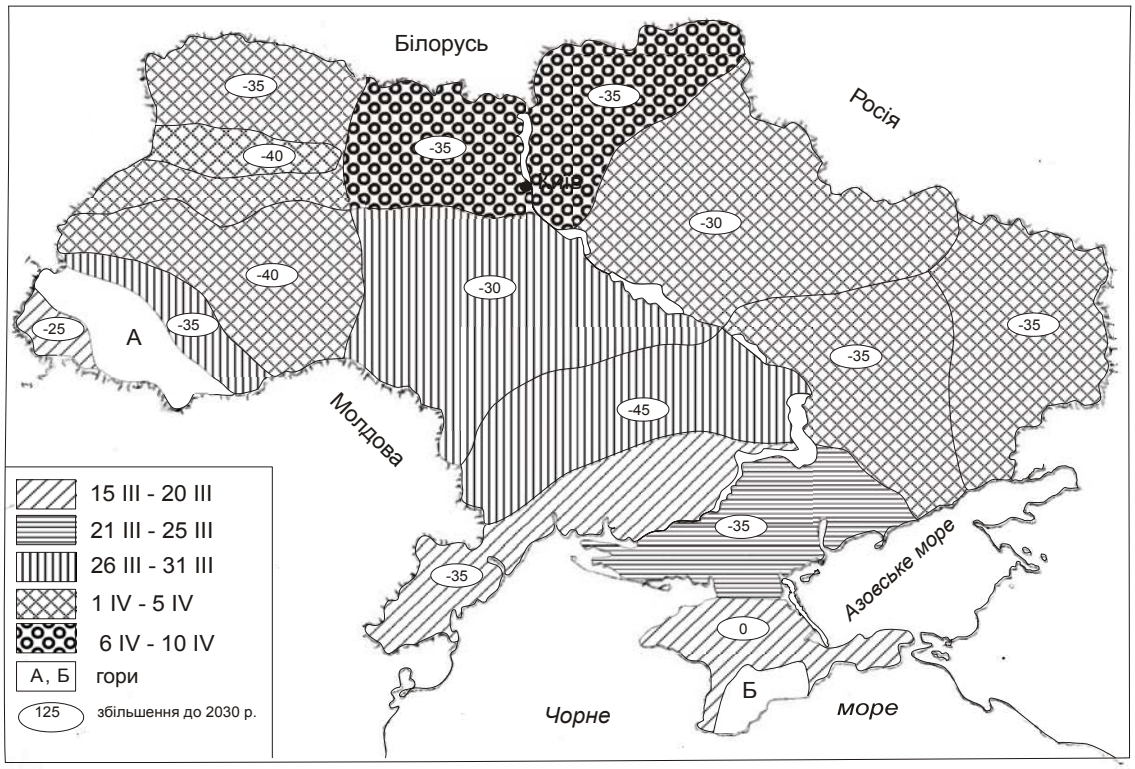


Рис. В.1. Дати переходу температури повітря вище 5 °С навесні за період 1991–2005 рр.

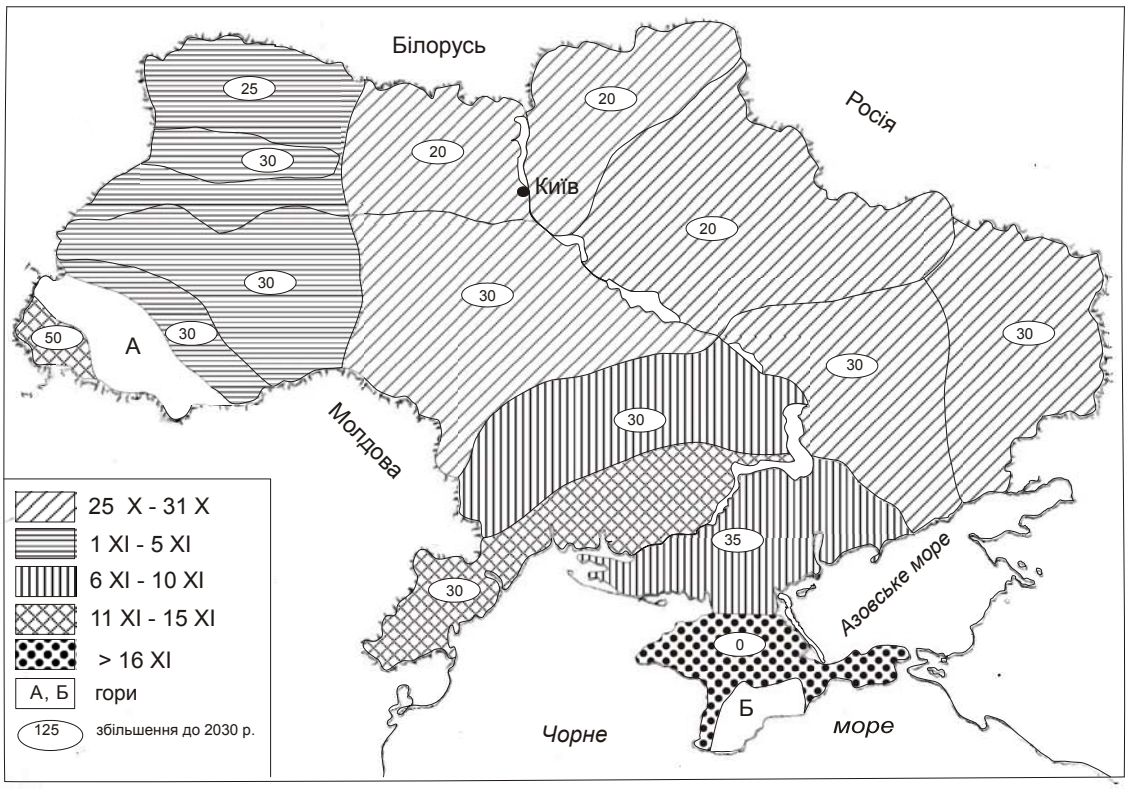


Рис. В.2. Дати переходу температури повітря вище 5 °С восени за період 1991–2005 рр.

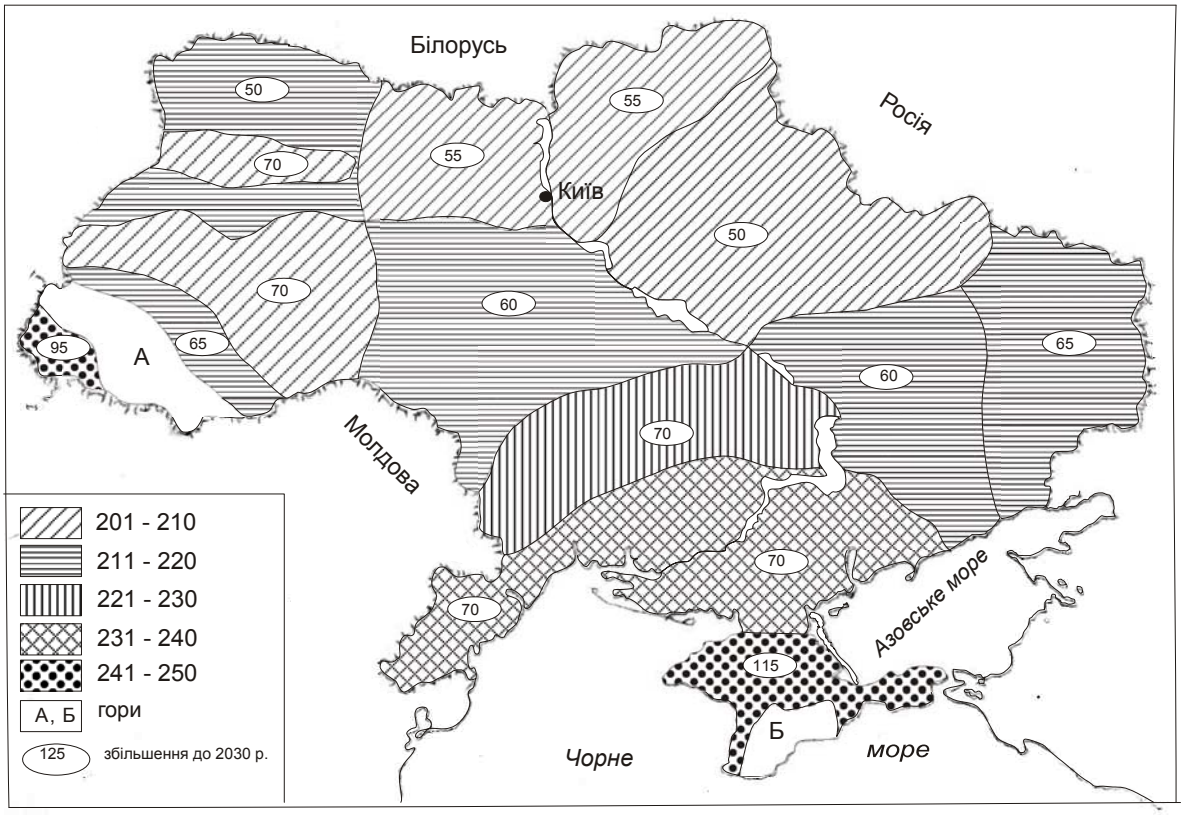


Рис. В.3. Тривалість періоду з температурою повітря вище 5 °С за період 1991–2005 рр., дні

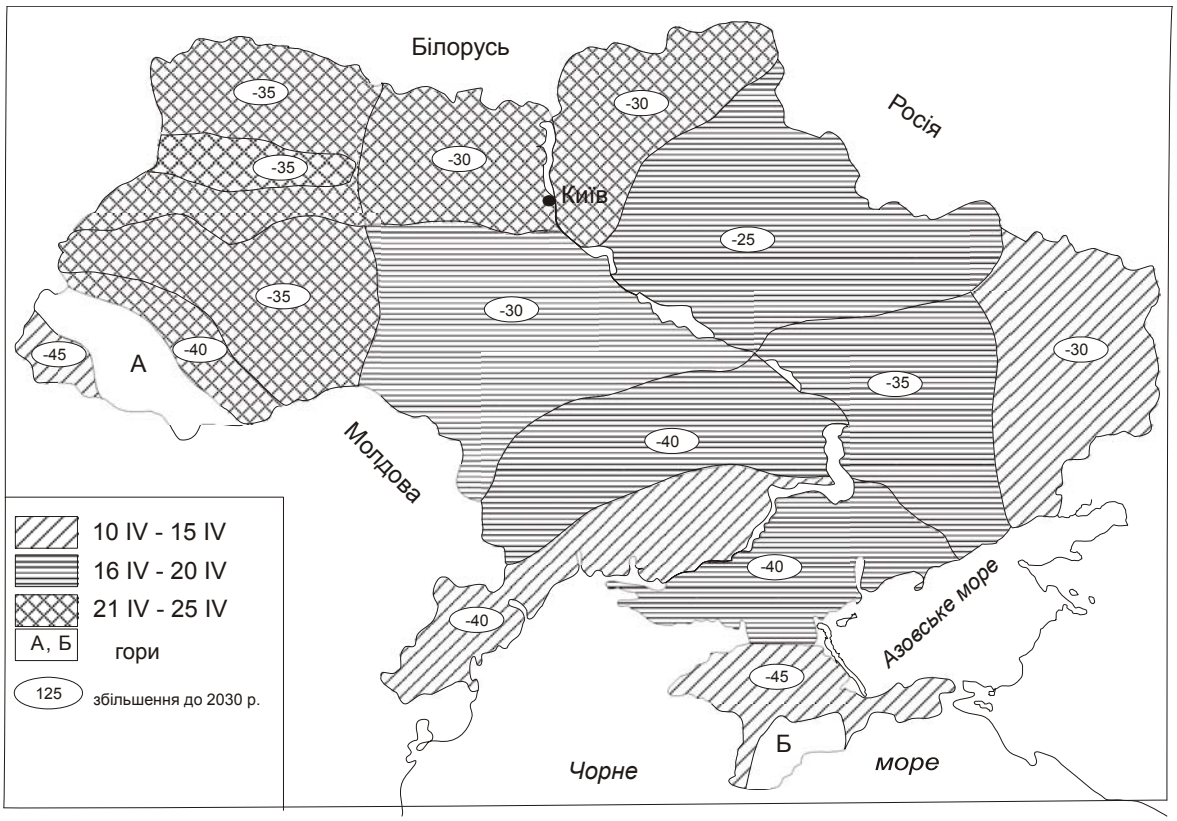


Рис. В.4. Дати переходу температури повітря через 10 °С навесні за _____ період 1991–2005 рр.

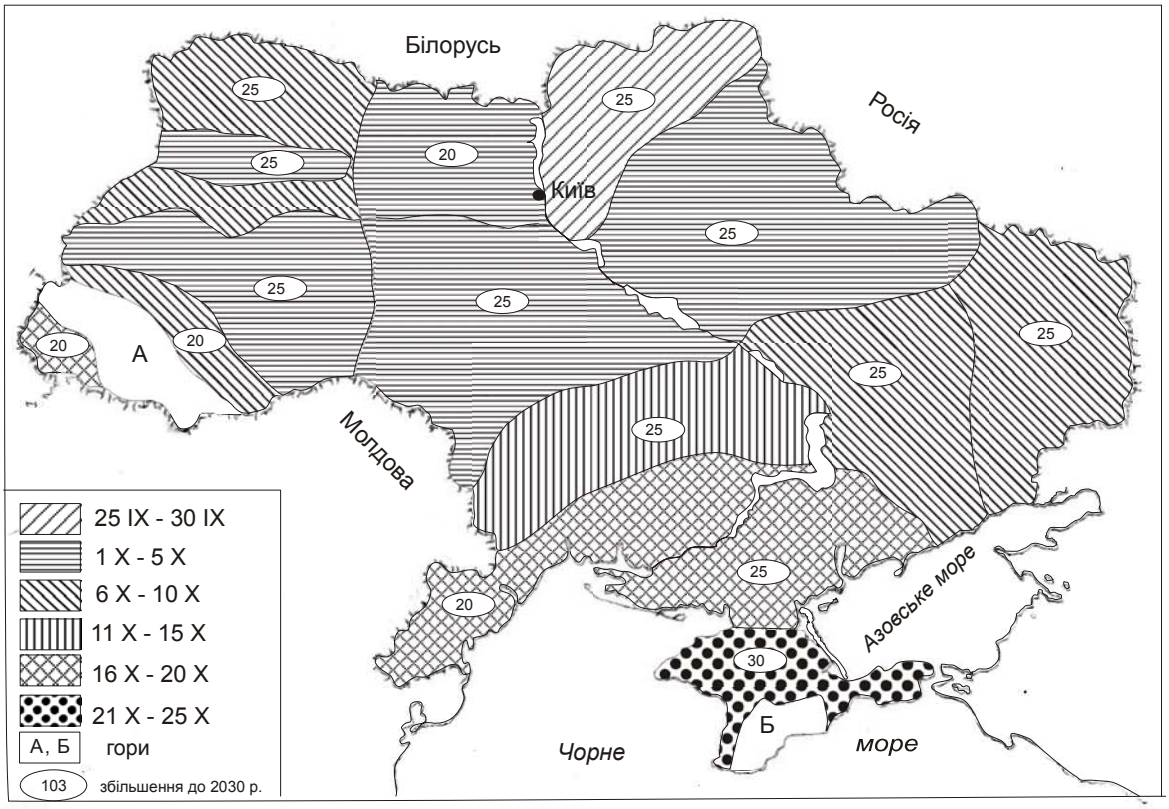


Рис. В.5. Дати переходу температури повітря через 10 °С восени за період 1991–2005 рр.

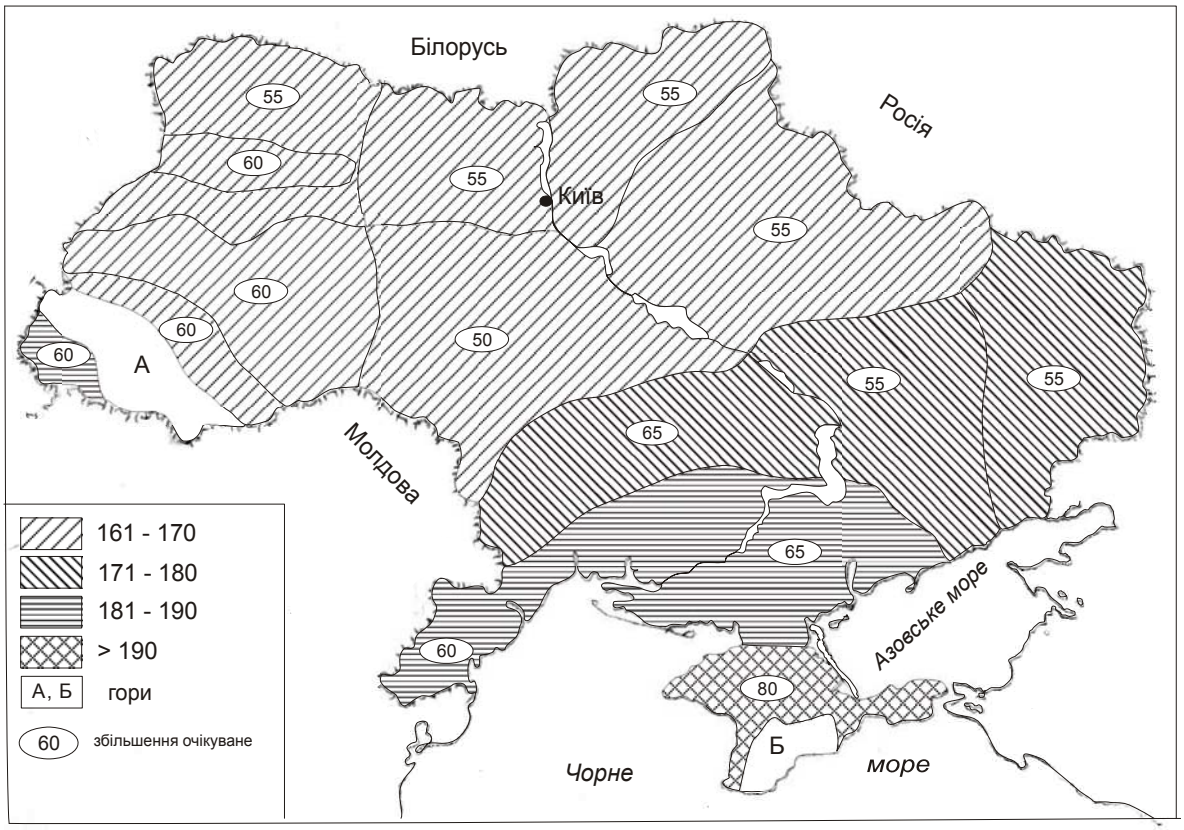


Рис. В.6. Тривалість періоду з температурою повітря вище 10 °С за період 1991–2005 рр., дні

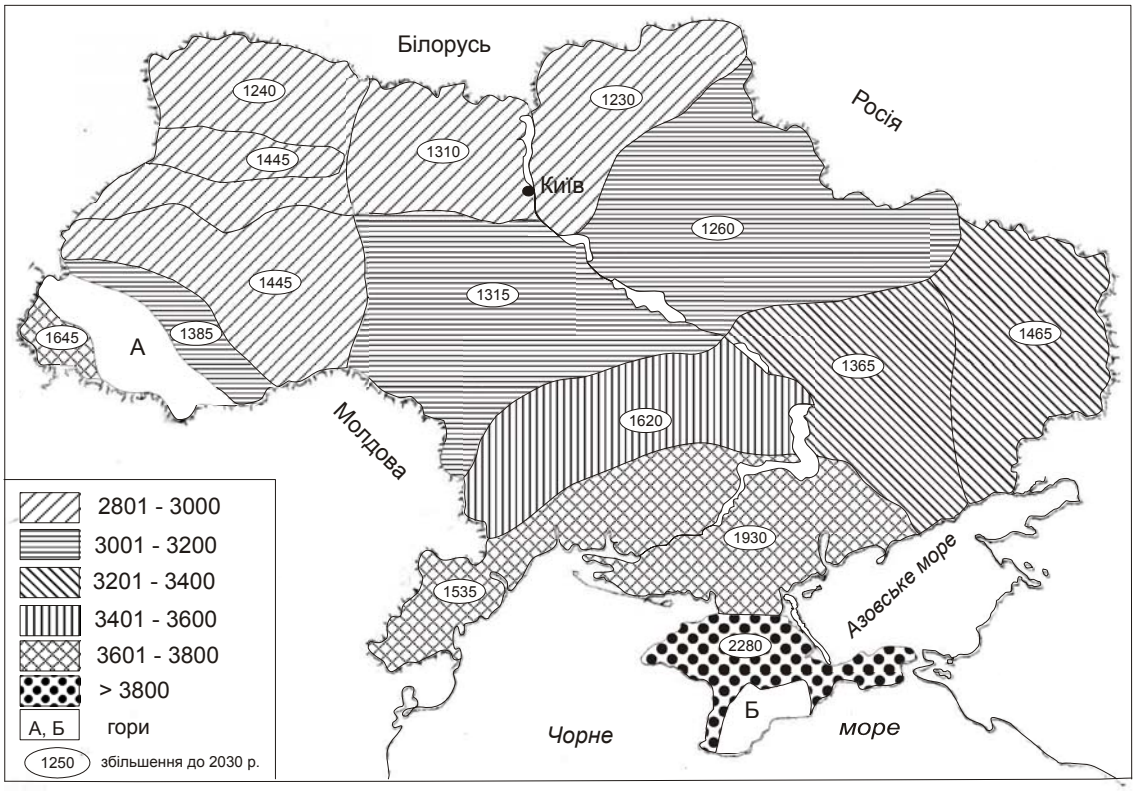


Рис. В.7. Сума температур повітря вище 5 °С за період 1991–2005 рр., °С

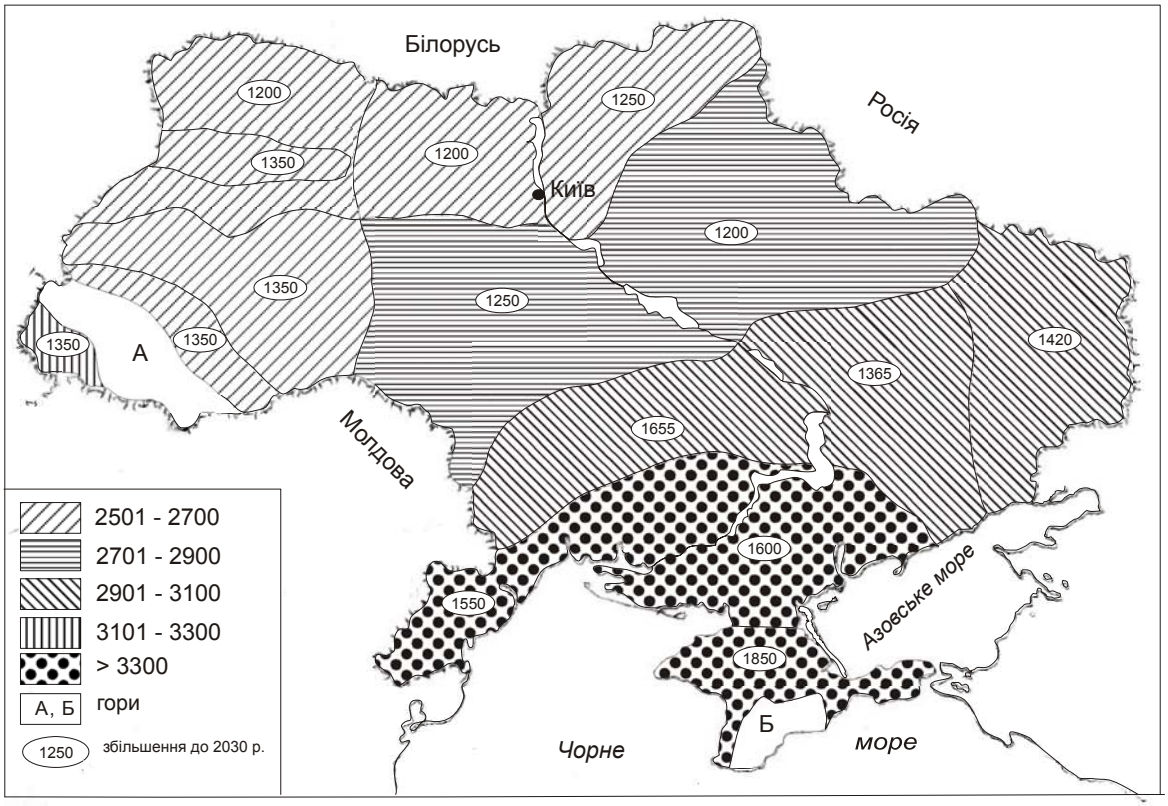


Рис. В.8. Сума температур повітря вище 10 °С за період 1991–2005 рр., °С

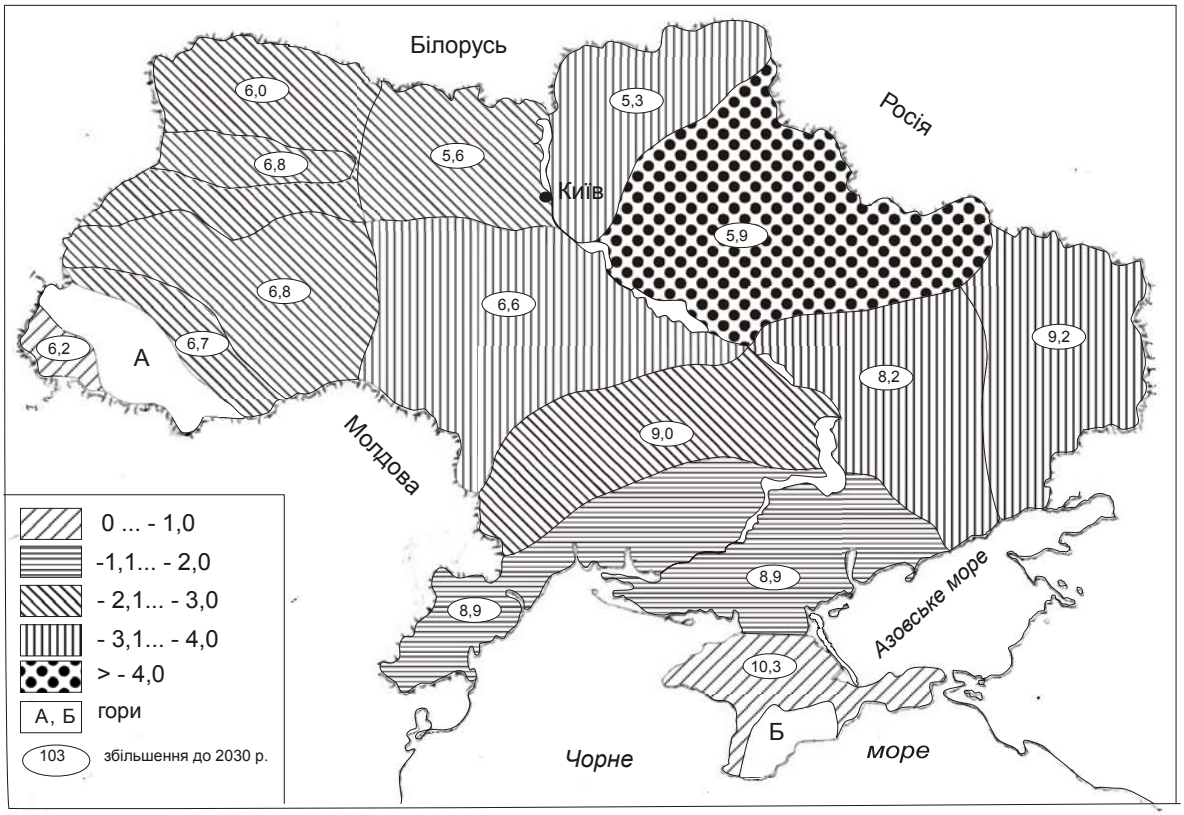


Рис. В.9. Середня температура повітря січня за період 1991–2005 рр., °С

ДОДАТОК Г

Таблиця Г.1. Динаміка відмінностей дат переходу температур повітря навесні вище 0, 5, 10 та 15 °С за різні річні періоди: I – до 1960 р.; II – 1961-1990 рр.; III – 1991-2005 рр.; IV – за кліматичним сценарієм до 2030–2040 рр.

Природно-кліматичний район	**Різниці дат переходу температур повітря навесні за періоди вище**											
	0°С			5°С			10°С			15°С		
Різниця періодів	II–I	III–II	IV–III	II–I	III–II	IV–III	II–I	III–II	IV–III	II–I	III–II	IV–III
Полісся:												
західне	–1	–19		–7	6	–34	0	–4	–34	3	–4	–27
центральне	–3	–18		–8	5	–35	–2	–4	–31	–4	–1	–27
східне	–5	–12	–10	–8	4	–34	0	–3	–31	–1	4	–30
Лісостеп:												
західний	1	–17		–6	4	–38	1	–4	–36	4	–7	–20
центральний	–3	–12		–8	1	–29	–4	–2	–29	–5	3	–25
східний	–5	–11	–10	–11	6	–32	–3	–2	–27	–3	7	–25
Північний Степ:												
правобережжя	–1	–13		–6	1	–46	–2	–3	–38	–3	5	–22
лівобережжя	–4	–8		–8	3	–34	–3	–1	–31	–2	5	–22
донецький	–3	–10		–8	5	–35	–3	–3	–31	–1	7	–22
Південний Степ:												
правобережжя	–1	–14		–6	–3	–37	–1	–3	–40	–1	2	–17
лівобережжя	–2	–12		–5	–1	–37	–2	–1	–38	0	5	–20
Крим	1	–20		–4	–7		–4	–1	–46	–4	6	–24
Прикарпаття	1	–15		–7	3	–34	1	–2	–38	4	–4	–21
Закарпаття	–10	–5		0	–3	–27	–3	4	–43	2	–2	–28

Таблиця Г.2. Динаміка відмінностей дат переходу температур повітря восени вище 0, 5, 10 та 15 °С
за різні річні періоди: I – до 1960 р.; II – 1961-1990 рр.; III – 1991-2005 рр.;
IV – за кліматичним сценарієм до 2030–2040 рр.

Природно-кліматичний район	**Різниці дат переходу температур повітря восени за періоди вище**											
	15 °С			10 °С			5 °С			0 °С		
Різниця періодів	II–I	III–II	IV–III	II–I	III–II	IV–III	II–I	III–II	IV–III	II–I	III–II	IV–III
Полісся:												
західне	1	0	35	2	2	23	0	3	23	1	1	
центральне	2	0	32	2	–1	22	1	3	22	2	0	
східне	0	1	29	–3	4	27	0	1	20	3	2	
Лісостеп:												
західний	0	0	34	2	1	23	0	4	33	2	–2	
центральний	1	0	30	1	–3	24	–1	1	29	6	–6	
східний	–1	1	28	0	1	23	0	2	21	6	–3	
Північний Степ:												
правобережжя	–1	2	32	0	1	26	–1	5	32	7	–4	
лівобережжя	0	0	30	0	0	22	0	3	26	10	–8	
донецький	0	1	29	–2		24	–2	4	28	8	–8	
Південний Степ:												
правобережжя	0	2	29	–1	2	21	1	–1	31	5	–8	
лівобережжя	–2	5	29	–1	2	25	–1	3	36	8	–13	
Крим	–1	6	31	–4	7	32	8	–6	58	–2	–20	
Прикарпаття	0	1	32	0	0	22	0	2	35	2	–3	
Закарпаття	–2	2	28	0	0	18	0	1	52	–7	–7	

Таблиця Г.3. Динаміка відмінностей тривалості періодів з температурами повітря вище 0, 5, 10 та 15 °С
за різні річні періоди: I – до 1960 р.; II – 1961-1990 рр.; III – 1991-2005 рр.;
IV – за кліматичним сценарієм до 2030–2040 рр.

Природно-кліматичний район	**Різниця тривалості періоду з температурами повітря вище**											
	0°С			5°С			10°С			15°С		
Різниця	II–I	III–II	IV–III	II–I	III–II	IV–III	II–I	III–II	IV–III	II–I	III–II	IV–III
Полісся:												
західне	3	20	85	8	3	52	3	6	57	0	4	63
центральне	6	18	87	2	–2	57	4	3	53	6	1	60
східне	10	14	82	9	–2	54	–2	7	57	3	–4	60
Лісостеп:												
західний	3	16	93	7	1	72	1	5	59	–2	6	49
центральний	10	7	100	8	–2	58	4	2	52	7	–3	55
східний	12	8	87	11	1	52	4	3	50	6	–10	55
Північний Степ:												
правобережжя	9	10	88	7	4	68	3	4	63	2	–3	53
лівобережжя	15	0	105	9	0	59	3	2	53	3	–5	51
донецький	14	2	104	8	–2	66	2	6	55	1	–5	51
Південний Степ:												
правобережжя	7	6	73	10	0	70	2	4	62	2	2	46
лівобережжя	11	0	83	8	3	72	2	4	63	0	0	50
Крим	5	21	55	14	4	115	1	8	79	4	–1	55
Прикарпаття	2	11	89	8	–3	67	0	5	59	–3	6	52
Закарпаття	3	–2	70	0	4	94	4	–4	61	1	3	57

Таблиця Г.4. Динаміка відмінностей сум температур повітря з температурами вище 0, 5, 10 та 15 °С
за різні річні періоди: I – до 1960 р.; II – 1961-1990 рр.; III – 1991-2005 рр.;
IV – за кліматичним сценарієм до 2030–2040 рр.

Природно-кліматичний район	**Різниця сум температур повітря вище**											
	0°С			5°С			10°С			15°С		
Різниця періодів	II–I	III–II	IV–III	II–I	III–II	IV–III	II–I	III–II	IV–III	II–I	III–II	IV–III
Полісся:												
західне	72	101	1471	101	78	1242	171	212	1192	–47	138	1295
центральне	98	60	1376	110	40	1309	41	76	1184	63	77	1272
східне	47	68	1361	40	51	1229	–38	109	1250	–18	13	1308
Лісостеп:												
західний	30	77	1598	32	78	1444	–29	125	1358	–71	164	1249
центральний	130	3	1545	112	45	1317	41	97	1256	50	31	1319
східний	112	8	1442	82	38	1258	41	37	1224	37	–96	1323
Північний Степ:												
правобережжя	168	–75	1896	35	70	1621	–11	75	1655	–55	21	1481
лівобережжя	70	9	1707	37	82	1364	2	60	1362	–31	–61	1399
донецький	49	–16	1692	24	51	1467	–4	54	1421	–52	–56	1394
Південний Степ:												
правобережжя	8	107	1695	10	112	1533	–52	116	1542	–80	103	1300
лівобережжя	31	65	1947	20	66	1929	0	44	1602	0	–16	1406
Крим	114	63	2127	30	80	2281	–48	133	1874	–36	70	1532
Прикарпаття	–9	95	1549	24	76	1386	–79	139	1342	–108	169	1267
Закарпаття	32	134	1566	32	60	1647	–41	120	1337	–4	156	1221

Таблиця Г.5. Динаміка відмінностей температур повітря січня і липня за різні річні періоди: I – до 1960 р.; II – 1961-1990 рр.; III – 1991-2005 рр.; IV – за кліматичним сценарієм до 2030–2040 рр.

Природно-кліматичний район	**Різниці температур повітря за періоди**									**Тривалість періодів**					
	Січень			Липень			Амплітуда			від 5 до 15 °С			від 15 до 5 °С		
Різниця періодів	II–I	III–II	IV–III	II–I	III–II	IV–III	II–I	III–II	IV–III	I–II	III–II	IV–III	II–I	III–II	IV–III
Полісся:															
західне	–0,1	2,8	5,9	–0,7	1,2	0,1	–06	–2,0	–5,8	10	–9	8	0	3	–13
центральне	–0,1	3,0	5,6	–0,6	1,4	–0,2	–0,5	–2,3	–5,8	5	–6	8	–1	4	–11
східне	–0,5	3,5	5,2	–0,7	1,6	–0,1	–0,2	–1,8	–5,4	6	1	3	0	0	–9
Лісостеп:															
західний	–0,1	2,5	6,6	–0,8	1,2	0,5	–0,7	–1,3	–4,4	10	–11	17	1	4	0
центральний	–0,1	2,4	6,5	–0,3	1,2	0,2	–0,5	–1,2	–5,7	3	1	4	0	2	–2
східний	0,2	2,9	5,9	–0,4	1,4	0	–0,5	–1,4	–5,9	6	5	7	–1	2	–8
Північний Степ:															
правобережжя	0	2,0	9,1	–0,9	1,7	0,6	–0,6	–0,3	–8,5	4	5	15	1	2	0
лівобережжя	0,5	2,1	8,2	–0,5	1,3	0,5	–0,9	–0,8	–7,6	6	2	12	–1	3	–2
донецький	0,4	2,1	9,2	–0,8	1,7	0,5	–1,1	–0,6	–9,7	7	2	13	–1	2	0
Південний Степ:															
правобережжя	0,6	1,0	9,0	–1,0	1,2	0,3	–1,6	0,2	–8,8	5	5	24	1	–3	2
лівобережжя	0,5	1,4	8,9	–0,7	1,2	0,4	–1,2	0	–8,5	4	6	19	1	–2	7
Крим	0,3	1,0	10,3	–0,6	1,5	0,6	–0,9	0,5	–9,6	1	12	–8	10	–12	–23
Прикарпаття	0	2,3	6,7	-0,7	1,3	–0,1	–0,7	–0,9	–6,8	9	–7	15	1	1	3
Закарпаття	0,1	1,6	6,2	–0,6	1,2	0,6	–0,7	–0,4	–6,8	–1	2	19	2	–1	33

Таблиця Г.6. Динаміка відмінностей сум опадів за окремі пори року за різні річні періоди: I – до1960 р.; II – 1961-1990 рр.; III – 1991-2005 рр.; IV – за кліматичним сценарієм до 2030–2040 рр.

Природно-кліматичний район	**Різниці сум опадів за різні пори року**											
	Зима			Весна			Літо			Осінь		
Різниця періодів	II–I	III–II	IV–III	II–I	III–II	IV–III	II–I	III–II	IV–III	II–I	III–II	IV–III
Полісся:												
західне	–26	–11	12	–9	–4	29	–23	14	42	–8	11	–22
центральне	–12	–15	20	–6	2	22	19	–24	95	–15	16	–20
східне	–10	–22	30	–15	18	10	21	–45	102	–19	42	–43
Лісостеп:												
західний	–11	–20	30	–4	–11	49	5	–6	91	–24	26	–28
центральний	5	–36	41	–5	7	7	17	–5	66	–19	41	–42
східний	–12	–26	35	–10	25	–5	5	–25	72	–19	32	–34
Північний Степ:												
правобережжя	1	–38	33	–3	7	–3	12	–10	51	–7	28	–12
лівобережжя	3	–38	26	–13	24	–20	–5	3	30	–1	18	–7
донецький	2	–24	30	–3	16	–9	–5	13	29	–11	26	–4
Південний Степ:												
правобережжя	–8	–30	35	–5	8	1	9	11	35	–1	36	–20
лівобережжя	–15	–26	33	–1	16	–2	3	–2	48	–5	19	2
Крим	–25	–18	28	–15	10	–4	–24	11	18	–14	15	4
Прикарпаття	–2	–4	12	8	–14	53	8	–18	105	–21	23	–27
Закарпаття	–28	2	32	–8	–10	76	–35	–35	136	–32	44	–11

Таблиця Г.7. Динаміка відмінностей сум опадів за періоди з температурами повітря вище 5 і 10 °С, та 5 – 10 і 5 – 15 °С за різні річні періоди: І – до1960 р.; ІІ – 1961-1990 рр.; ІІІ – 1991-2005 рр.; ІV – за кліматичним сценарієм до 2030–2040 рр.

Природно-кліматичний район	**Різниці сум опадів за період з температурами вище**						**Різниці сум опадів за період з температурами**					
	5 °С			10 °С			від 5 до 10 °С			від 5 до 15 °С		
Різниця періодів	ІІ–І	ІІІ–ІІ	ІV–ІІІ	ІІ–І	ІІІ–ІІ	ІV–ІІІ	ІІ–І	ІІІ–ІІ	ІV–ІІІ	ІІ–І	ІІІ–ІІ	ІV–ІІІ
Полісся:												
західне	–5	19	136	0	26	115	6	–11	–6	18	–24	–5
центральне	27	–14	171	30	–1	137	9	–12	2	4	–9	2
східне	13	7	138	5	6	143	10	–8	4	–5	24	–9
Лісостеп:												
західний	5	8	182	15	17	165	9	–22	7	19	–34	25
центральний	12	35	94	10	30	93	17	–16	–2	13	–10	–5
східний	3	22	114	10	14	97	9	–5	6	6	21	–8
Північний Степ:												
правобережжя	11	52	103	1	38	87	5	–2	9	4	14	18
лівобережжя	1	29	96	3	20	87	6	–4	0	3	13	–1
донецький	–2	42	105	0	37	84	6	–9	6	6	3	15
Південний Степ:												
правобережжя	10	8	146	12	3	123	4	0	–2	3	1	24
лівобережжя	1	28	124	–10	13	131	2	6	–5	3	15	10
Крим	–31	33	160	–37	23	116	–9	29	–	–16	27	–16
Прикарпаття	13	–18	215	11	10	187	10	–12	–17	19	–25	8
Закарпаття	–25	4	380	–4	–22	264	–11	13	–9	–9	3	28

Таблиця Г.8. Динаміка відмінностей характеристик випаровування за різні річні періоди: I – до1960 р.; II – 1961-1990 рр.; III – 1991-2005 рр.; IV – за кліматичним сценарієм до 2030–2040 рр.

Природно-кліматичний район	**Різниці за періоди**								
	Сумарне випаровування, мм			Випаровуваність, мм			Дефіцит випаровування		
Різниця періодів	II–I	III–II	IV–III	II–I	III–II	IV–III	II–I	III–II	IV–III
Полісся:									
західне	–38	22	10	–22	90	269	–16	68	258
центральне	–2	–1	74	28	67	428	30	69	354
східне	–8	8	119	12	76	529	21	67	409
Лісостеп:									
західний	–14	–3	98	–4	59	481	10	62	383
центральний	7	13	31	47	64	311	40	52	280
східний	–14	15	46	34	67	387	48	52	340
Північний Степ:									
правобережжя	–4	11	68	6	53	488	33	42	414
лівобережжя	–3	7	33	47	41	448	50	34	341
донецький	–17	22	50	–5	73	372	12	50	381
Південний Степ:									
правобережжя	5	–16	98	26	36	418	20	52	320
лівобережжя	–7	9	86	34	48	457	40	40	381
Крим	–40	12	58	20	42	349	61	29	290
Прикарпаття	–7	15	133	–5	89	516	1	74	382
Закарпаття	–35	11	184	–11	56	459	24	44	275

Таблиця Г.9. Динаміка відмінностей коефіцієнтів зволоження за різні річні періоди: I – до 1960 р.; II – 1961-1990 рр.; III – 1991-2005 рр.; IV – за кліматичним сценарієм до 2030–2040 рр.

Природно-кліматичний район	**Різниці за періоди**								
	Гідротермічний коефіцієнт, ГТК			Індекс сухості, ІС			Коефіцієнт зволоження, КЗВ		
Різниця періодів	II–I	III–II	IV–III	II–I	III–II	IV–III	II–I	III–II	IV–III
Полісся:									
Західне	0	0	–0,1	0,12	0,05	0,24	–0,16	–0,08	–0,15
Центральнее	0,1	–0,1	–0,1	0,02	0,04	0,17	–0,01	–0,10	–0,11
Східне	0	0	–0,1	0,02	0,04	0,20	0,01	–0,15	–0,11
Лісостеп:									
Західний	0,1	0	–0,2	0,03	0,04	0,21	0,06	–0,11	–0,13
Центральний	0	0,1	–0,2	0,02	0	0,24	0	–0,04	–0,12
Східний	0	0	–0,1	0,06	0,03	0,24	–0,06	–0,06	–0,13
Північний Степ:									
Правобережжя	–0,1	0,1	–0,2	–0,01	0	0,44	0,01	–0,01	–0,19
Лівобережжя	0	0,1	–0,1	0,01	0,01	0,40	–0,03	0	–0,20
Донецький	0	0,1	–0,1	–0,01	–0,06	0,38	0,01	0,02	–0,20
Південний Степ:									
Правобережжя	0	0	0	–0,01	0,11	0,24	0	0,08	–0,07
Лівобережжя	0	0	0	0,05	0	0,39	–0,01	0	–0,11
Крим	0	0	–0,1	0,19	0,02	0,52	–0,08	0,01	–0,16
Прикарпаття	0,2	–0,1	0	–0,01	0,05	0,14	0,04	–0,13	–0,11
Закарпаття	0	–0,1	0,3	0,07	0,03	0,05	–0,03	–0,23	0,18

ДОДАТОК Д

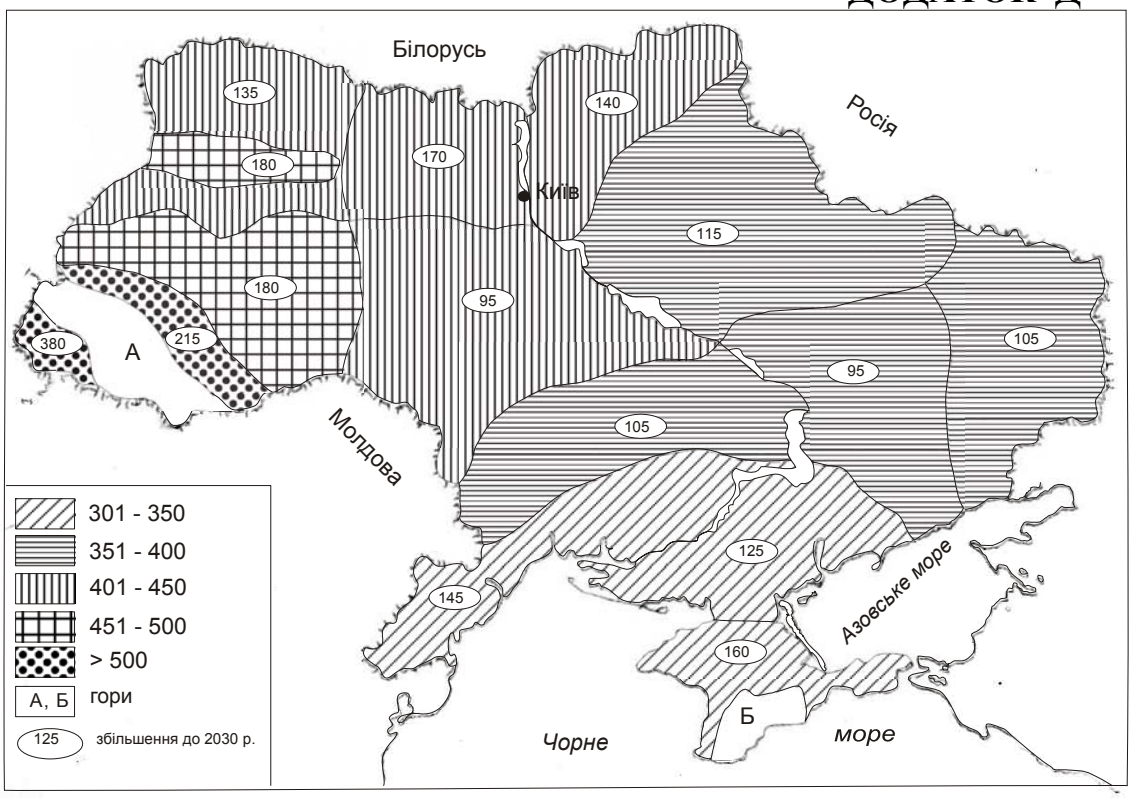


Рис. Д.1. Сума опадів за період з температурою повітря вище 5 °С за 1991–2005 роки, мм

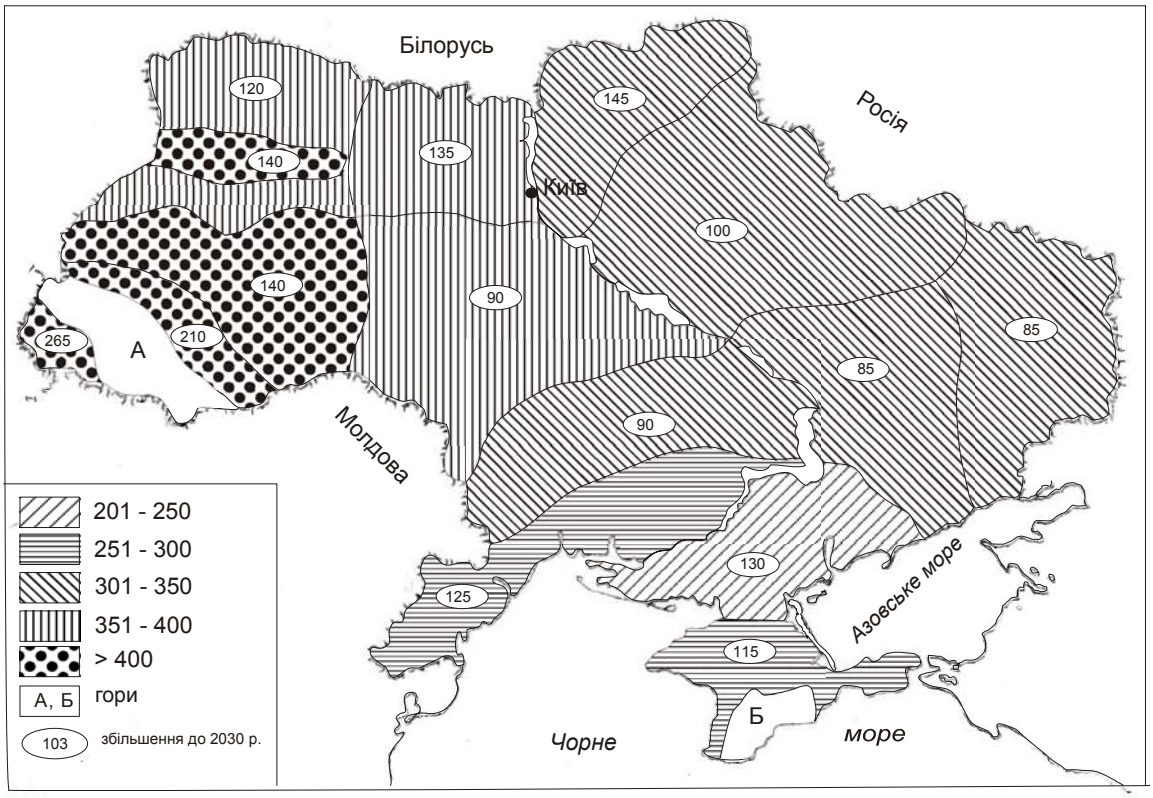


Рис. Д.2. Сума опадів за період з температурою повітря вище 10 °С за 1991–2005 роки, мм

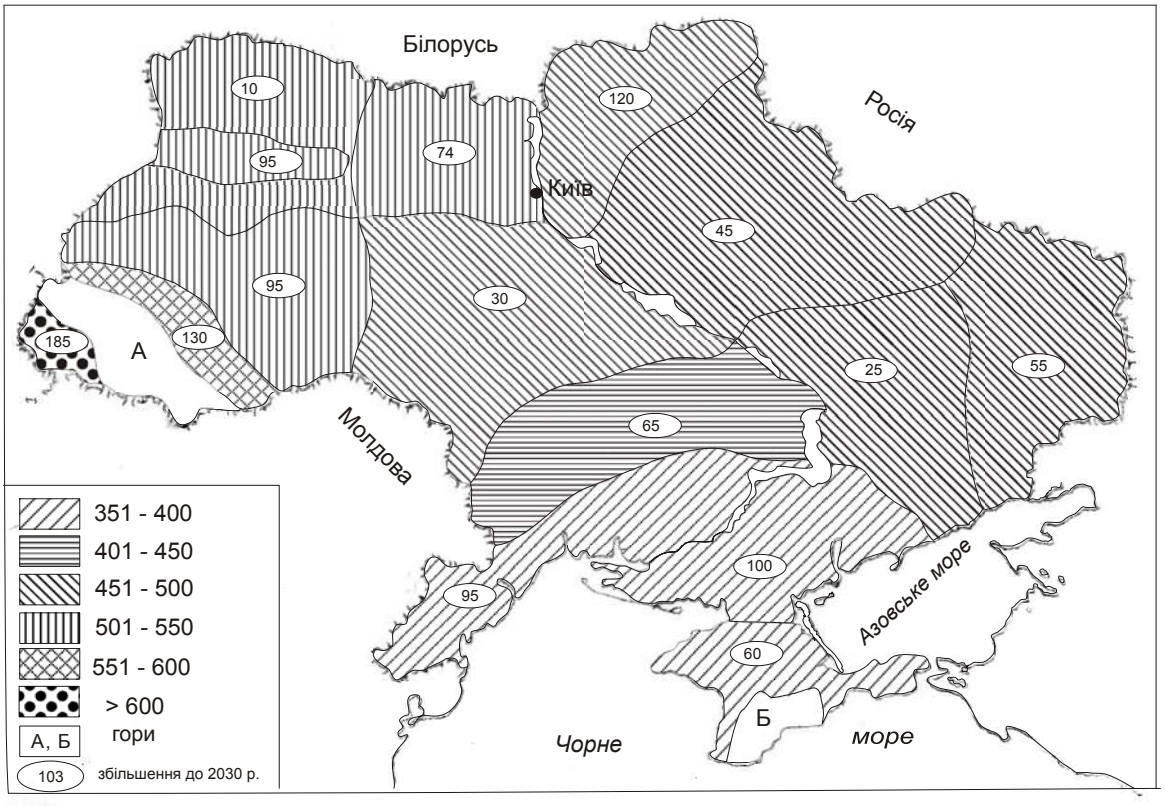


Рис. Д.3. Сумарне випаровування за період 1991–2005 рр., мм

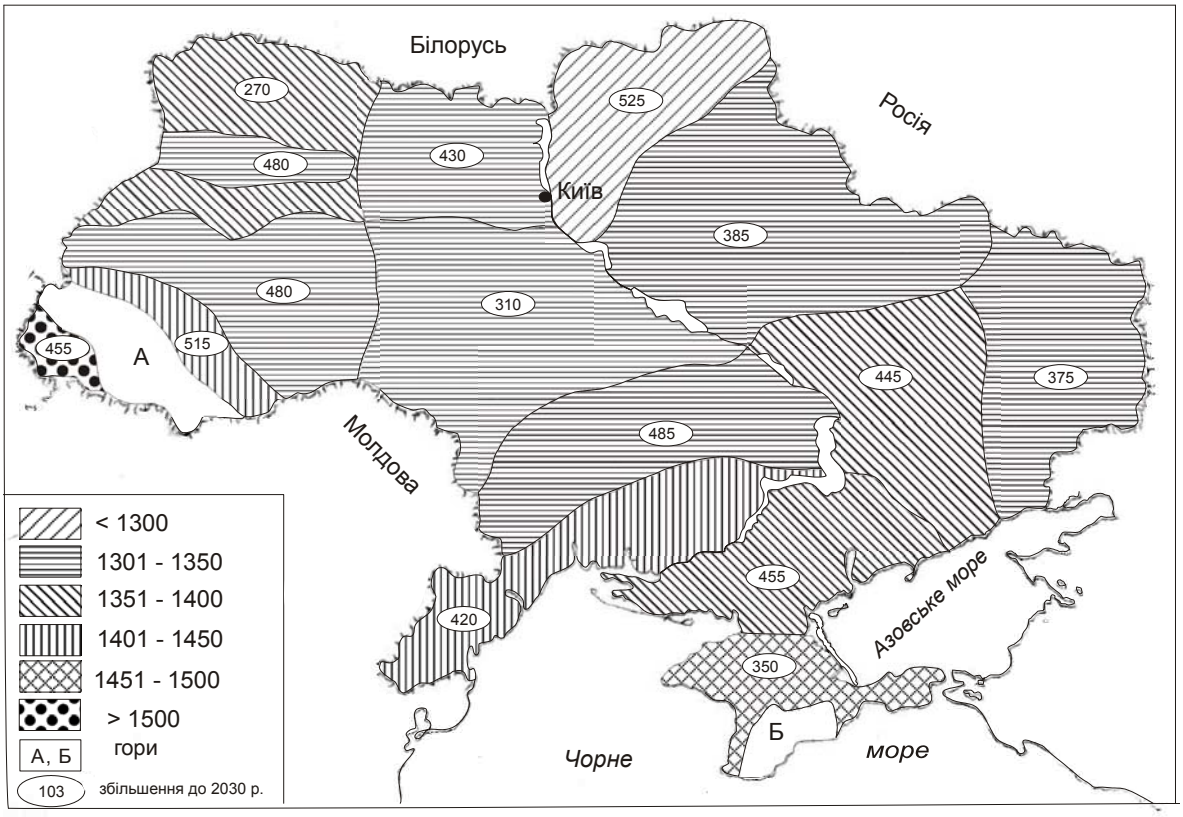


Рис. Д.4. Випаровуваність за період 1991–2005 рр., мм

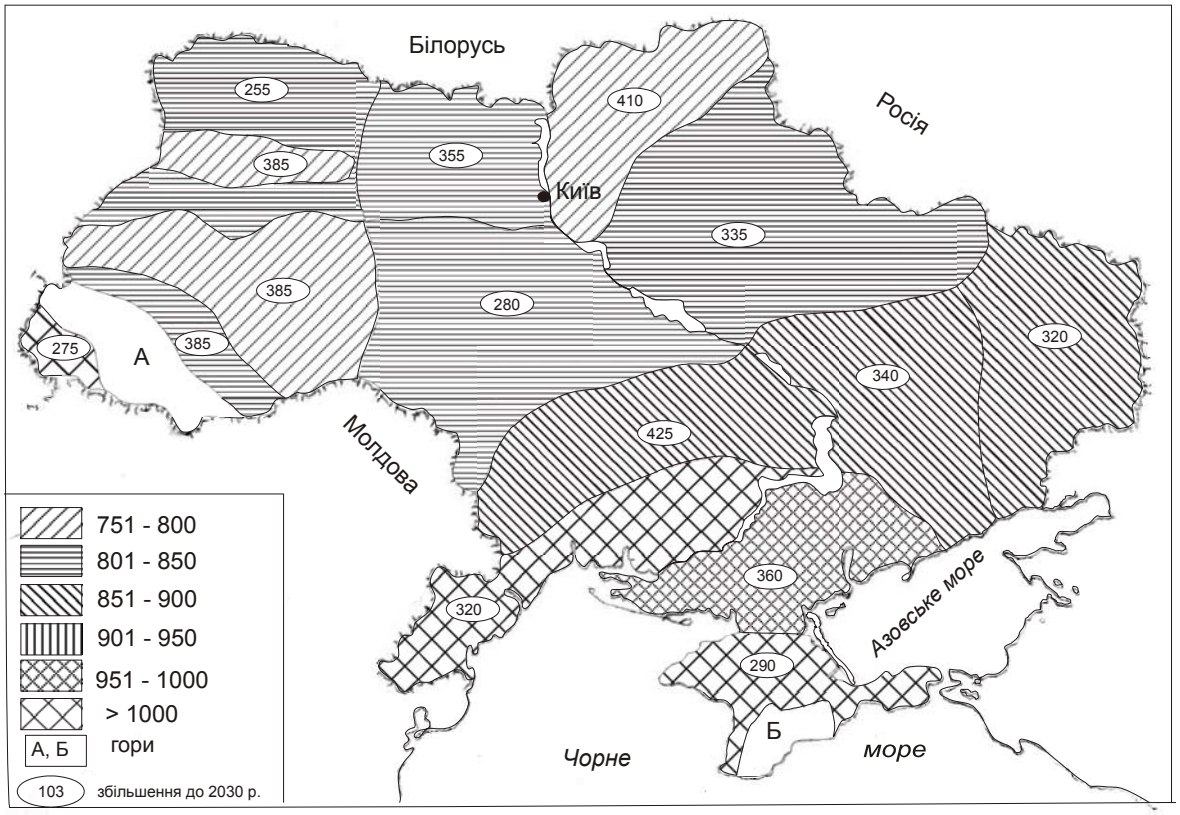


Рис. Д.5. Дефіцит випаровування за період 1991–2005 рр., мм

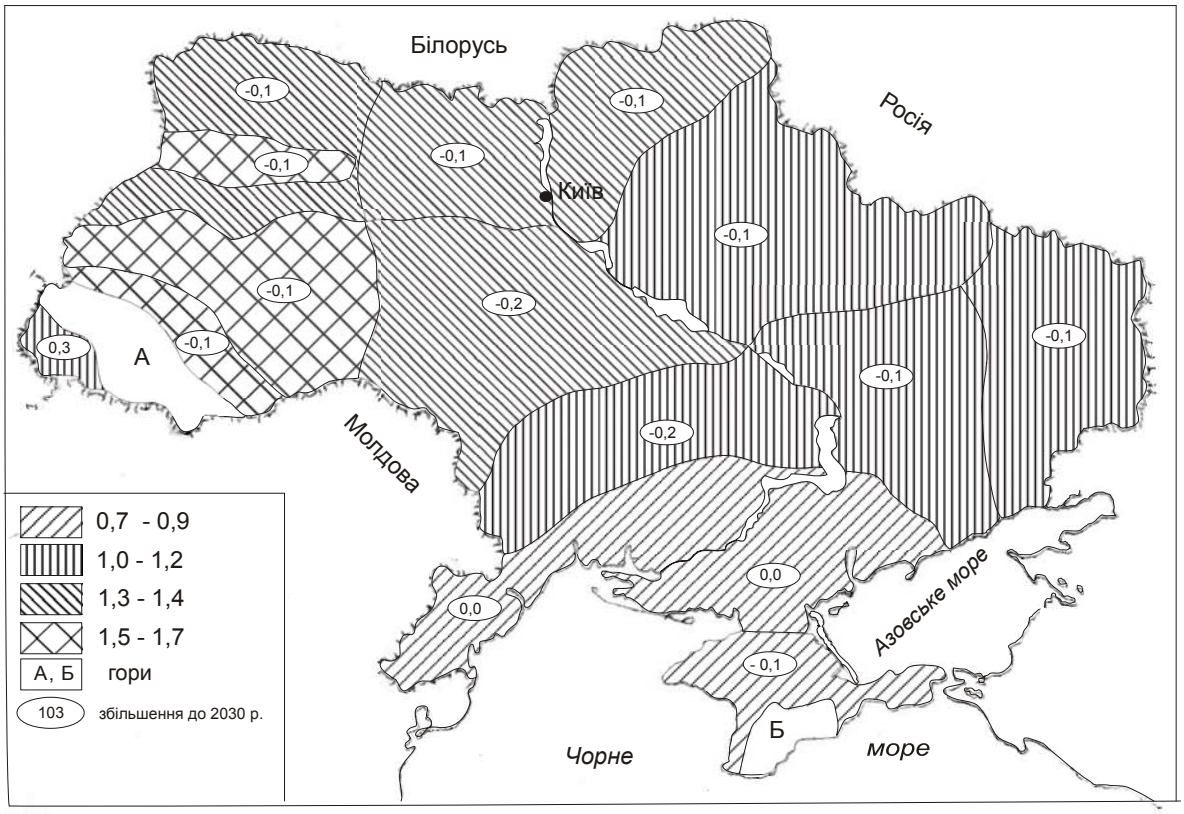


Рис. Д.6. Гідротермічний коефіцієнт за період 1991–2005 рр.

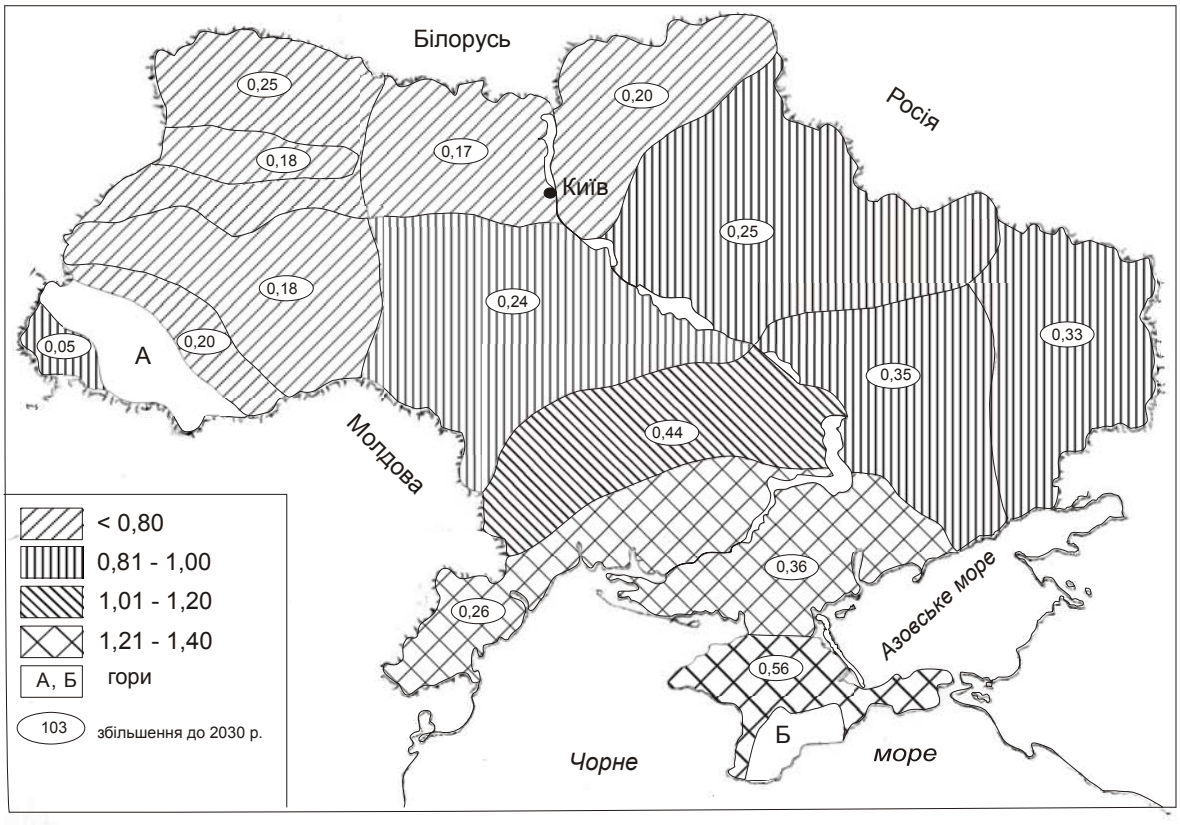


Рис. Д. 7. Індекс сухості за період 1991–2005 рр.

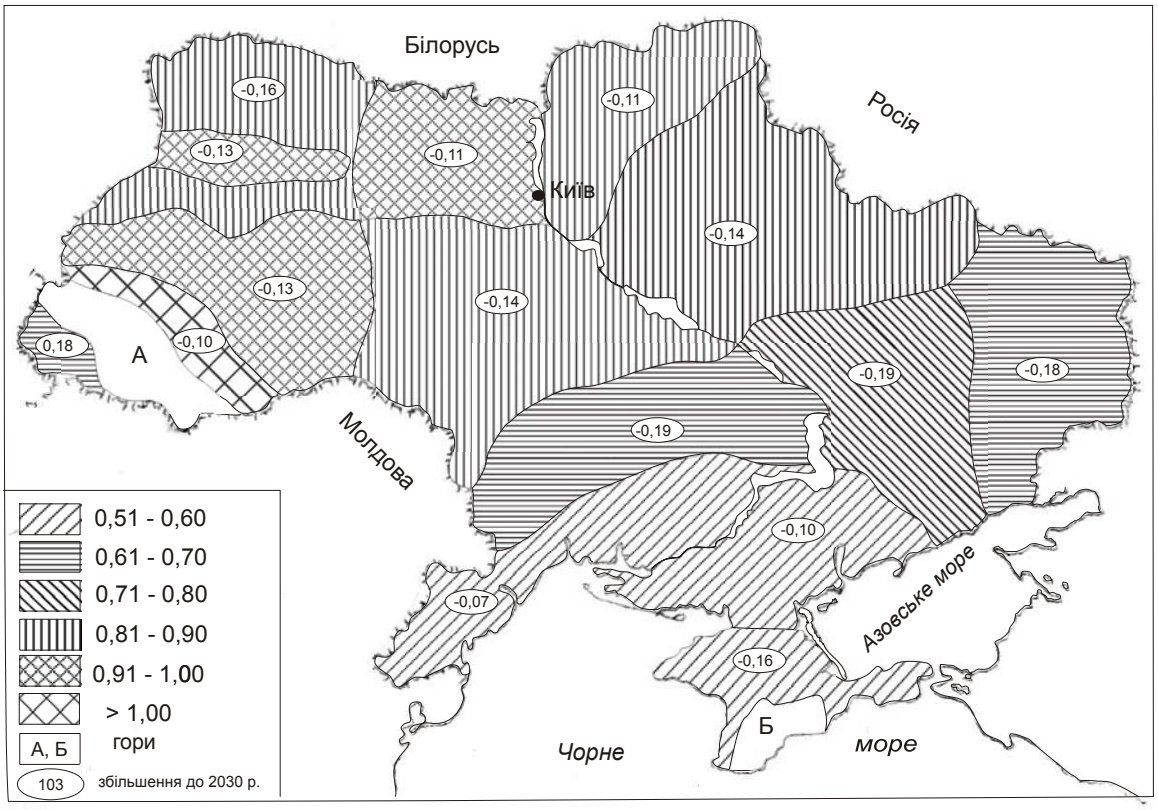


Рис. Д.8. Коефіцієнт зволоження за період 1991–2005 рр.

ЗМІСТ

Передмова…….. 3

1. Дослідження чутливості кліматичних характеристик у різних регіонах в Атлантико-Європейському секторі північної півкулі до можливих змін кліматоутворювальних факторів..... 7

1.1. Регіоналізація температурно-вологісного режиму в Атлантико-Європейському секторі……..……..... 9

1.1.1. Характеристика вихідного матеріалу…….. 9

1.1.2. Алгоритм універсального адаптивного ітераційного методу кластерного аналізу (УАІМКА)…… 11

1.1.3. Опис кластерів кліматичних характеристик в Атлантико-Європейському секторі у зимовий період……. 14

1.1.3.1. Кластери середньомісячної температури повітря.... 14

1.1.3.2. Кластери місячної кількості опадів……... 17

1.2. Побудова математичної моделі взаємозв’язку між кліматичними характеристиками та факторами, що впливають на них …… 21

1.2.1. Обґрунтування факторів, що впливають на формування регіонального клімату України…… 21

1.2.2. Багатовимірна нелінійна регресійна модель і характеристика вихідних даних……. 29

1.2.3. Результати чисельних експериментів…….. 37

2. Зміни глобального клімату та їх вплив на майбутній режим опадів і температури в Україні……..…… 44

2.1. Основні підходи до оцінки чутливості кліматичної системи до збурень……. 44

2.1.1. Визначення радіаційного форсингу…….…… 44

2.1.2. Рівноважний відгук кліматичної системи – визначення зворотного зв'язку…… 45

2.1.3. Швидкоплинний відгук кліматичної системи…… 48

2.2. Сценарії викидів парникових газів та моделювання майбутнього клімату……... 51

2.3. Зміни режиму температури та опадів……..….. 60

2.4. Зміни екстремальних проявів у режимах температури і опадів…… 64

2.4.1. Індекс змін клімату……..…. 64

2.4.2. Індикатори змін температурного режиму……..…… 67

2.4.3. Індикатори змін режиму опадів……... 71

2.4.4. Індикатори змін режиму вологовмісту ґрунту……..... 78

3. Енергетичні ресурси клімату України……..... 82

3.1. Кліматична характеристика опалювального періоду……... 82

3.1.1. Методика дослідження змін кліматичних характеристик опалювального періоду……. 83
3.1.2. Результати досліджень…….…. 85
3.1.3. Динаміка тривалості опалювального періоду за сторіччя (1901-2000 рр.)……. 94
3.1.4. Прогноз змін тривалості опалювального періоду за допомогою сценаріїв……..……. 96
3.2. Оцінка змін геліоресурсів в Україні в умовах потепління клімату…….. 121
3.2.1. Загальні положення……... 121
3.2.2. Показники сонячного кадастру для оцінки геліоресурсів…… 122
3.2.3. Просторово-часовий розподіл середнього бала загальної хмарності……. 125
3.2.4. Просторовий розподіл числа ясних і напівясних днів... 129
3.2.5. Часова мінливість числа ясних і напівясних днів…….. 137
3.2.6. Загальна характеристика тривалості сонячного сяйва... 142
3.2.7. Просторово-часовий розподіл сумарної радіації…… 150
3.2.8. Особливості радіаційного режиму території Одеської області…….….. 157
3.2.9. Добові і годинні суми прямої сонячної радіації на перпендикулярну поверхню……... 174
3.2.10. Прикладні аспекти використання сонячної радіації… 179
3.2.11.Природна освітленість і ефективність її використання 186
3.3. Кліматичні ресурси Одеської області для цілей вітроенергетики……... 195
3.3.1. Вихідні матеріали та методи дослідження……. 197
3.3.2. Оцінка змін вітрового режиму в південно-західних областях України у другій половині XX століття…… 199
3.3.3. Часові зміни режиму швидкості вітру……..…….. 203
3.3.4. Попередній аналіз вітроенергетичних ресурсів Одеської області.…… 223
4. Зміни кліматичних факторів та їх вплив на біокліматичні ресурси України…..……..…….. 232
4.1. Зміна кліматичних чинників з кінця XIX і протягом XX сторіччя …… 233
4.1.1. Тенденція змін режиму температури……... 233
4.1.2. Динаміка режиму відносної вологості…… 238
4.1.3. Характеристика змін режиму швидкості вітру..…… 241
4.2. Оцінка впливу змін клімату на його рекреаційні ресурси….. 245
4.2.1. Методика визначення біокліматичних показників…… 245
4.2.2. Аналіз тенденції змін еквівалентно-ефективної температури та інших біокліматичних показників……..… 249

4.3. Визначення прогностичних значень біокліматичних показників…… 254
4.4. Районування території України по еквівалентно-ефективних температурах…… 265
5. Оцінка зміни агрокліматичних ресурсів України та їхній вплив на формування урожайності сільськогосподарських культур..... 277
5.1. Оцінка зміни агрокліматичних ресурсів України……. 279
5.1.1. Теплозабезпеченість вегетаційного періоду……... 280
5.1.2. Вологозабезпеченість вегетаційного періоду……. 310
5.2. Просторово-часова оцінка мінливості урожаїв зернових культур на території України……. 324
5.2.1. Методи оцінки мінливості урожайності сільськогосподарських культур……..... 324
5.2.2. Динаміка урожаїв озимих зернових культур…..……. 328
5.2.3. Динаміка урожаїв ярих зернових культур……... 356
5.2.4. Оцінка кліматичної складової мінливості урожаїв зернових культур в період 1996–2009 роки…….. 384
5.3. Оцінка зміни агрокліматичних умов росту, розвитку та формування урожайності сільськогосподарських культур в Україні..…… 386
5.3.1. Базова динамічна модель формування урожаю сільськогосподарських культур……. 386
5.3.2**.** Оцінка зміни агрокліматичних умов росту, розвитку та формування урожайності озимої пшениці……... 400
5.3.3. Коливання урожайності озимих зернових культур у зв'язку зі зміною клімату…….… 409
5.3.4. Оцінка зміни агрокліматичних умов росту, розвитку та формування урожайності ярих зернових культур…...…… 420
5.3.5. Коливання урожайності ярих зернових культур у зв'язку зі зміною клімату…… 430
5.3.6. Оцінка зміни агрокліматичних умов росту, розвитку та формування урожайності кукурудзи……. 440
5.3.7. Оцінка зміни агрокліматичних умов росту, розвитку та формування урожайності гороху……... 453
5.3.8. Оцінка коливань валових зборів зерна сільськогосподарських культур за сценарієм зміни клімату…….. 467
5.4. Рекомендації щодо зміни структури посівних площ сільськогосподарських культур та врахування фактора зміни клімату в сфері виробництва зерна в Україні…… 495
5.4.1. Оцінка можливих коливань валових зборів урожаю сільськогосподарських культур в цілому по Україні……... 495
5.4.2. Рекомендації щодо зміни структури посівних площ

сільськогосподарських культур в Україні..…….. 496
5.4.3. Рекомендації щодо врахування фактора зміни клімату в сфері виробництва зерна в Україні……. 514
6. Оцінка зміни агрокліматичних ресурсів формування урожаю овочевих культур в Україні…….…. 517
6.1. Загальна характеристика базової моделі оцінки агрокліматичних ресурсів формування продуктивності овочевих культур……..... 517
6.2 Оцінка зміни агрокліматичних умов росту, розвитку та формування урожайності овочевих культур в Україні…...… 530
7 Оцінка стану водних ресурсів України в умовах змін регіонального клімату та їх вплив на економіку України……. 566
7.1. Зміни кліматичних факторів формування стоку та поверхневих водних ресурсів України на початку XXI сторіччя…….. 568
7.2. Прогнози впливу змін клімату на водні ресурси України за сценаріями глобального потепління……. 573
7.2.1. Модель «клімат–стік»…….…….. 573
7.2.2. Визначення поверхневих водних ресурсів України за моделлю «клімат–стік» з використанням даних сценаріїв змін клімату…...……... 577
7.3. Прогнози впливу змін клімату на поверхневі водні ресурси з урахуванням водогосподарської діяльності……... 583
7.3.1. Стохастичні моделі річного побутового стоку в умовах водогосподарської діяльності…… 583
7.3.2. Прогнози змін поверхневих водних ресурсів України за сценаріями глобального потепління з урахуванням впливу водогосподарської діяльності…… 592
7.4. Рекомендації щодо використання поверхневих водних ресурсів України з метою попередження наслідків глобального потепління…….…… 599
Висновки……..... 606
Список літератури..…….. 613
Додатки…….…… 630
Додаток А……... 631
Додаток Б……... 646
Додаток В……..…. 669
Додаток Г……... 674
Додаток Д……... 683

CONTENTS

Preface……. 3

1. Study on sensitivity of climatic characteristics in various regions of the Atlantic-European sector in the northern hemisphere to possibilities of change in the climate-forming factors……..... 7

1.1. Regionalization of the temperature and humidity regime in the Atlantic-European sector……..... 9

1.1.1. Description of the dataset……..... 9

1.1.2. The algorithm of an adaptive iterative omnibus technique of cluster analysis (AIOTCA)……... 11

1.1.3. Description of clusters of climate characteristics in the Atlantic-European sector in the winter period…….. 14

1.1.3.1. Clusters of monthly averages of air temperature……. 14

1.1.3.2. Clusters of monthly precipitation sums……... 17

1.2. Mathematical modelling of interaction between the climate characteristics and the affecting factors……... 21

1.2.1. Justification of factors to affect formation of the regional climate in Ukraine……... 21

1.2.2. Multidimensional nonlinear regression model and description of the source data……..... 29

1.2.3. Numerical modeling results…….. 37

2. Global climate change and its impact on precipitation and temperature regime in Ukraine in the future……... 44

2.1. Main approaches to assessment of sensitivity of the climate system to disturbances……..... 44

2.1.1. The notion of radiation forcing……... 44

2.1.2. Equilibrium response of the climate system – the notion of feedback……. 45

2.1.3. Transient response of the climate system……... 48

2.2. Scenarios of greenhouse gas emissions and modelling the future climate…… 51

2.3. Changes in the temperature and precipitation regime……... 60

2.4. Changes in extreme events in the temperature and precipitation regime…… 64

2.4.1. Climate change index…….. 64

2.4.2. Indicators of changes in the temperature regime……..... 67

2.4.3 Indicators of changes in the precipitation regime……. 71

2.4.4. Indicators of changes in the soil moisture content regime….. 78

3. **Energy resources of the climate in Ukraine……...** 82

3.1. Climatic description of the heating season…… 82

3.1.1. Exploratory procedure for changes in climate characteristics of the heating season…….. 83

3.1.2. Results of the study…….. 85
3.1.3. Dynamics of heating season length for the period of a century (1901-2000)…… 94
3.1.4. Prediction of changes in heating season length under different scenarios…….. 96
3.2. Assessment of changes in helioresources of Ukraine under the conditions of global warming…… 121
3.2.1. General statements……... 121
3.2.2. Indicators of the solar cadastre for assessment of the helioresources…… 122
3.2.3. Spatial and temporal distribution of an average amount of total cloudiness…….. 125
3.2.4. Spatial distribution of number of clear and semi-clear days... 129
3.2.5. Temporal variability of clear and semi-clear days…….. 137
3.2.6. General description of sunshine duration…… 142
3.2.7. Temporal and spatial distribution of total radiation…… 150
3.2.8. Features of radiation conditions in Odessa province…….. 157
3.2.9. Daily and hourly sums of direct beam solar radiation on a surface perpendicular to the sun rays…… 174
3.2.10. Applied aspects of solar radiation use……... 179
3.2.11 Natural irradiance and efficiency of its use…… 186
3.3. Climate resources of Odessa province to be used in wind-power generation…….. 195
3.3.1 Dataset and analysis techniques…… 197
3.3.2. Assessment of changes in wind regime in the south-western regions of Ukraine in the second half of the XX century……... 199
3.3.3. Temporal changes in wind speed regime……. 203
3.3.4. Preparatory analysis of wind energetic resources of Odessa province……. 223
4. Changes in climate factors and their impact on the bioclimatic resources of Ukraine…….. 232
4.1. Changes in climate factors at the close of XIX century and during the XX century…….. 233
4.1.1. Trend of changes in the temperature regime……... 233
4.1.2. Dynamics of the relative air humidity regime……. 238
4.1.3. Description of changes in the wind speed regime……... 241
4.2. Assessment of impact of climate change on the recreation resources…… 245
4.2.1. Technique for definition of bioclimate parameters……. 245
4.2.2. Analysis of trend of changes in equivalent effective temperature and other bioclimate parameters…… 249
4.3. Definition of prognostic values of bioclimatic parameters…… 254
4.4. Zoning of the territory of Ukraine by the equivalent effective

temperature…… 265
5. Assessment of changes in the agro-climate resources of Ukraine and their impact on forming the rate of crop yield..... 277
5.1. Assessment of changes in agro-climate resources of Ukraine..... 279
5.1.1. Heat probability of the vegetation period…… 280
5.1.2. Moisture probability of the vegetation period……. 310
5.2. Temporal and spatial assessment of variability of cereal crop harvests over the territory of Ukraine…… 324
5.2.1 Technique for assessment of variability in the rate of crop yield…… 324
5.2.2. Dynamics of winter cereal crop yields……. 328
5.2.3. Dynamics of spring cereal crops yields……... 356
5.2.4. Assessment of climate component of variability in cereal crop yields for the period of 1996-2009..... 384
5.3. Assessment of changes in agro-climate conditions of growth, development and formation of the crop yield rate in Ukraine..... 386
5.3.1 Basic dynamic model of crop yield formation…….. 386
5.3.2. Assessment of changes in agro-climate conditions for growth, development and formation of productivity in winter wheat…….. 400
5.3.3. Fluctuation of winter crop capacity in connection with climate change……... 409
5.3.4. Assessment of change in agro-climate conditions of growth, development and formation of productivity in spring cereal crops... 420
5.3.5. Fluctuation of spring cereal crop capacity in connection with climate change……... 430
5.3.6. Assessment of change in agro-climate conditions of growth, development and formation of productivity in maize…… 440
5.3.7. Assessment of change in agro-climatic conditions of growth, development and formation of productivity in pea…… 453
5.3.8. Assessment of fluctuation of gross grain yields under the climate change scenario……. 467
5.4. Guidelines on changes in cultivation area structure and taking account of climate change factor in grain production in Ukraine..... 495
5.4.1. Assessment of potential fluctuations of gross crop yields for Ukraine as a whole……. 495
5.4.2. Guidelines on changes in cultivation area structure in Ukraine……... 496
5.4.3. Guidelines on taking account of the climate change factor in grain production in Ukraine……... 514
6. Assessment of changes in agro-climate resources for vegetable crop formation in Ukraine……..……... 517

6.1. General description of the basic model of assessment of agro-climate resources for formation of vegetable crop productivity…… 517
6.2. Assessment of change in agro-climate conditions of growth, development and formation of vegetable crop yield rate in Ukraine……..... 530
7. Assessment of state of water resources in Ukraine under the conditions of regional climate change and their impact on the economy of Ukraine…… 566
7.1. Changes in climate factors for formation of runoff and surface water resources in the early XXI century…….. 568
7.2. Prediction of climate change impact on the water resources in Ukraine under global warming scenarios…….. 573
7.2.1. Climate-runoff model..... 573
7.2.2. Evaluation of surface water resources of Ukraine under the climate-runoff model with the use of data on climate change scenario..... 577
7.3. Predictions of climate change impact on the surface water resources with water-management activities taken account of..... 583
7.3.1 .Stochastic models of river household runoff under the conditions of water-management activities..... 583
7.3.2. Predictions of climate change in the surface water resources of Ukraine under the global warming scenarios with water-management activities taken account of..... 592
7.4. Guidelines on use of surface water resources in Ukraine with the aim of global warming effect prevention..... 599
Summary…….. 606
References…… 613
Annexes…… 630
Annex А…….. 631
Annex Б…….. 646
Annex В……. 669
Annex Г…….. 674
Annex Д…….. 683

State-of-the-art climate change scenarios and impact of the expected climate change on efficiency of Ukraine's economy are treated in the monograph.

The features of weather- and climate- forming processes that develop as a result of energy-mass exchange between the atmosphere and the ocean in the North Atlantic as well as the response of the climate in Ukraine and a part of Western Europe to the mentioned climate-forming factors are under the study. Global climate change and its impact on the future precipitation and temperature regime in Ukraine are considered. Changes in climate characteristics of the heating season in various regions of Ukraine at the late 20th century are examined and predictions of the future changes in heating season length are made. Assessment and prediction of impact of the climate factors on the bioclimatic resources are derived. Assessment of change in agro-climate conditions for cultivation of crops, their photosynthetic productivity and yield formation are carried out. Guidelines on change in cultivation area structure in connection with the climate change for the period of 2030-2040 are drawn up. Assessment and prediction of water resources under the global climate change are made for Ukraine. Guidelines on the water resource use are presented with the aim of global warming effect prevention.

Наукове видання

СТЕПАНЕНКО С. М., ПОЛЬОВИЙ А. М., ШКОЛЬНИЙ Є. П. та ін.

ОЦІНКА ВПЛИВУ КЛІМАТИЧНИХ ЗМІН НА ГАЛУЗІ ЕКОНОМІКИ УКРАЇНИ

Монографія

За редакцією С. М. Степаненка, А. М. Польового

Надруковано в авторській редакції

Підписано до друку 09.12.2011. Формат 60×84/16. Папір офсетний. Гарнітура
Друк офсетний. Ум. друк. арк. 40, 46
Тираж 200 прим. Вид. № 18. Зам. № 383

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

Надруковано з готового оригінал-макета

Друкарня видавництва ’’Екологія”
65045, м. Одеса, вул. Базарна, 103, к. 313
Тел.:(0482) 33-07-18, 37-07-95, 37-15-27
www. fotoalbom-odessa. C
Свідоцтво суб’єкта видавничої справи ДК № 1873 від 20.07.2044 р.