МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ

ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

А.М.Польовий
Л.Ю.Божко
О.В. Вольвач

ОСНОВИ АГРОМЕТЕОРОЛОГІЇ

Конспект лекцій

Одеса
„ТЭС”-2004

УДК 63:551.5

Друкується за рішенням Вченої ради Одеського державного екологічного університету (протокол № _____від___ ____200__ р.).

Польовий А.М.,Божко Л.Ю., Вольвач О.В.

Основи агрометеорології: Конспект лекцій. – Одеса: Вид-во «ТЭС», 2004 . – 150 с.

У конспекті лекцій викладено основи сільськогосподарської метеорології з точки зору ознайомлення студентів напряму навчання «Гідрометеорологія» з головними закономірностями впливу погодних умов та несприятливих метеорологічних явищ на об'єкти сільськогосподарського виробництва.

Наводяться основні поняття агрометеорології, їх визначення та методи розрахунку.

Розглядаються такі підрозділи сільськогосподарської метеорології як агрокліматологія та агрометеорологічні прогнози.

Конспект лекцій призначений для студентів гідрометеорологічного напряму освіти. Також може бути використаний студентами сільськогосподарських ВНЗ.

© Одеський державний
екологічний університет, 2004

А.М.ПОЛЬОВИЙ
Л.Ю.БОЖКО
О.В.ВОЛЬВАЧ

ОСНОВИ АГРОМЕТЕОРОЛОГІЇ

ПЕРЕДМОВА

Сільське господарство України – це «цех» під відкритим небом. Обсяг сільськогосподарського виробництва, якість продукції врожаїв залежить від родючості ґрунтів, кількості сонячного світла, тепла та вологи, а також від рівня культури землеробства. За словами А.І. Воєйкова «…метеорологічні умови мають величезне значення для сільського господарства; людині необхідно вивчити клімат, щоб повернути його добрі сторони на свою користь і, по можливості, усунути вплив несприятливих умов ...».

Родючі ґрунти, багато тепла і світла на території України створюють добрі умови для отримання високих врожаїв сільськогосподарських культур та розвитку тваринництва.

Але нестійкість погоди: зміна вологих років посушливими, теплих зим – суворими спричиняють значну мінливість валових врожаїв сільськогосподарських культур. За даними наукових досліджень лише третина території України знаходиться в зоні гарантованих врожаїв. На решті території посушливі умови весняно-літнього періоду, несприятливі умови перезимівлі та перезволоження ґрунту зменшують врожаї на 30 – 40 %. Тому фахівцям сільськогосподарського виробництва необхідно вміти ефективно використовувати ресурси клімату і погоди для підвищення продуктивності сільського господарства, боротись з несприятливими метеорологічними явищами. Для цього необхідно знати фізичні основи явищ і процесів, що відбуваються в приземному шарі атмосфери та їх вплив на об’єкти і процеси сільськогосподарського виробництва.

Предмет і задачі агрометеорології

Агрометеорологія або інакше сільськогосподарська метеорологія – наука, що вивчає метеорологічні, кліматичні та гідрологічні умови у їх взаємодії з об’єктами або процесами сільськогосподарського виробництва.

На сучасному етапі розвитку суспільства найважливішими задачами агрометеорології є:

- встановлення і вивчення закономірностей формування метеорологічних і кліматичних умов сільськогосподарського виробництва у просторі та часі;
- розробка методів кількісної оцінки впливу метеорологічних факторів на стан ґрунтів, ріст, розвиток і формування врожаїв агрофітоценозів; на стан тварин, на розвиток і розповсюдження шкідників та хвороб сільськогосподарських рослин;
- розробка методів агрометеорологічних прогнозів;

- агрокліматичне районування та розміщення нових сортів і гібридів сільськогосподарських культур і порід тварин;
- агрокліматичне обґрунтування засобів меліорації земель та зміни мікроклімату полів; впровадження індустріальних технологій в рослинництві;
- розробка методів боротьби з несприятливими та небезпечними для сільського господарства гідрометеорологічними явищами.

Об'єктами вивчення агрометеорології є погода, клімат, водний та тепловий стан ґрунтів, сільськогосподарські культури і тваринництво, процеси сільськогосподарського виробництва. Особливість агрометеорології як науки полягає в тому, що вона знаходиться на межі різних областей знань: географії, кліматології, метеорології, агрономії, біології, ґрунтознавства, фізіології рослин та ін.

Для вирішення задач, які стоять перед агрометеорологією, використовується різноманітна гідрометеорологічна інформація. Для використання цієї інформації у сільськогосподарському виробництві вдосконалюються методи агрометеорологічних досліджень. До основних методів агрометеорологічних досліджень відносяться:

1. Метод паралельних спостережень, який полягає у тому, що на агрометеорологічних станціях та постах, в експедиціях спостереження виконуються за метеорологічними характеристиками середовища та станом рослин.

2. Метод прискорених термінів сівби полягає у тому, що сівба рослин проводиться через рівні відрізки часу (5, 10, 15 днів), починаючи з весни, та передбачає можливість спостережень за рослинами і метеорологічними умовами за неоднакових значень температури, освітлення, вологи та ін.

3.Метод географічних посівів в різних грунтово-кліматичних зонах країни. Цей метод дозволяє використовувати однаковий посівний матеріал, додержуватись єдиної технології вирощування, методик спостережень.

4.Експериментально-польовий метод передбачає використання різних камер штучного клімату, теплиць, газометричних екологічних камер, де б вивчались реакції рослин на точно визначені параметри світла, тепла та вологи і ін.

5. Метод дистанційного визначення параметрів стану підстильної поверхні, фенології рослин, обсягів біомаси та окремих елементів продуктивності рослин передбачає використання спеціального приладдя, що встановлюється на літаючих об'єктах, або на наземному транспорті.

6. Метод математичної статистики дозволяє виконувати обробку матеріалів спостережень з метою встановлення зв'язку розвитку рослин і формування їх продуктивності з умовами погоди.

7. Метод математичного моделювання, який полягає в побудові математичних моделей, що дозволяють за допомогою математичного апарату описати вплив агрометеорологічних умов на ріст та розвиток рослин.

8. Метод теоретичного аналізу передбачає отримання у кількісній формі виявлених теоретичним шляхом закономірностей.

Методи агрометеорологічних досліджень засновуються на використанні основних біологічних законів рослинництва:

1. Закон рівнозначності (не замінності) головних факторів життя. Сутність його полягає в тому, що ні один із необхідних для розвитку рослин факторів не може бути замінено іншим.
2. Закон мінімуму (або лімітуючого фактора), згідно з яким за оптимальних інших умов врожайність визначається фактором, що знаходиться у мінімумі.
3. Закон оптимуму (або сукупної дії), згідно з яким найвища продуктивність рослин забезпечується тільки оптимальним співвідношенням усіх факторів життя рослин.
4. Закон критичних періодів у житті рослин. На основі цього закону встановлюються кількісні значення вимог рослин до факторів навколишнього середовища у різні фази розвитку.
5. Закон нерівнозначності факторів середовища для рослин. За своїм впливом на рослини фактори середовища розподіляються на головні і другорядні, тобто ті, що або підсилюють, або зменшують дію основних факторів на рослини

Історія розвитку агрометеорології. З давніх часів врожаї культур знаходяться у повній залежності від умов погоди. Землероби набули багаторічного досвіду у вирощуванні врожаїв за різних погодних умов.

Розвиток метеорології почався у ІУ віці до н.е. у Древній Греції, але батьківщиною агрометеорології стала Росія у УІІ столітті, коли почались регулярні спостереження за погодою. За наказом Петра 1 у 1722 році були організовані спостереження у Петербурзі. Перша метеорологічна мережа була створена у 1733 р. в Сибіру учасниками Великої північної експедиції. Велику роль у розвитку метеорології зіграв М.В. Ломоносов.

Значним явищем у розвитку метеорології була організація Головної фізичної обсерваторії у 1849 р.

Розвиток метеорології в цілому сприяв розвитку сільськогосподарської метеорології. Наприкінці ХУІІІ та початку Х1Х сторіччя вчені агрономи А.Т. Болотов, І.М. Комов проводили систематичні спостереження.

Засновниками агрометеорології як науки були видатні вчені О.І. Воєйков (1842 – 1916р.р.) та П.І. Броунов (1852 – 1927 р.р).

О.І. Воєйков вперше довів можливість та необхідність використання знань про клімат у сільському господарстві і вперше описав взаємозв’язок між кліматом та рослинністю. Крім того, О.І Воєйков вперше дав оцінку кліматичних ресурсів Росії і зробив важливий висновок про значення снігового покриву як фактора, що утворює клімат.

У 1885 році О.І. Воєйков організував перші 12 агрометеорологічних станцій в Росії та розробив програму спостережень.

Ідеї О.І. Воєйкова були підтримані П.І. Броуновим, який сформулював принципові основи агрометеорологічних спостережень. Йому належить відкриття закону при критичні періоди у розвитку рослин.

Але ідеї цих вчених отримали суттєвий розвиток тільки після жорстких посух 1891 – 1892рр.

У 1887 році при Департаменті землеробства Росії було організоване перше у світі і державі Метеорологічне бюро. Його керівником був П.І. Броунов.

Перші підсумки агрометеорологічних досліджень були надруковані у 1912 році в монографії П.І. Броунова "Полевые культури и погода".

У 1932 році у Ленінграді було започатковано Агрогідрометеорологічний інститут, а трохи пізніше – Інститут посухи у Саратові.

В цьому інституті зусиллями П.І. Колоскова, Г.Т. Селянінова, С.І. Небольсіна була складена перша карта агрокліматичного районування СРСР і надруковано " Микроагроклиматический справочник".

У 1936 році випущено перший навчальний посібник "Сільськогосподарська метеорологія", написаний Р.Є.Давидом і його співробітниками.

У п'ятдесяті роки були організовані регіональні науково-дослідні гідрометеорологічні інститути з відділами агрометеорологічних досліджень.

В 60-ті роки у Гідрометеорологічному центрі СРСР і регіональних науково-дослідних інститутах розроблені та впроваджені в практику методи агрометеорологічних прогнозів (А.І. Шульгін, Є.С. Уланова, В.О. Мойсейчик, Ю.І. Чирков та ін.).

Велике практичне значення мають роботи А.П. Федосєєва, М.С. Кулика, С.О. Веріго, О.О. Разумової, О.Р. Константинова, К.В. Кирилічевої та ін.

Працями І.А. Гольцберг, Ф.Ф. Давітая, А.М. Алпатєва, С.О. Сапожнікової створені основи мікрокліматології та виконано районування де-яких культур, вологообігу культурних рослин, посух, заморозків. Великий внесок в агрокліматологію 60 – 80-х років внесли П.І. Колосков, Ф.Ф. Давітая, Д.І. Шашко, Л.М. Бабушкін, Л.С. Кельчевська, З.А. Міщенко.

У 1977 році в Обнінську було організовано Всесоюзний науково-дослідний інститут сільськогосподарської метеорології. Він координував роботу всіх регіональних науково-дослідних підрозділів НДГМІ. Нині це Всеросійський науково-дослідний інститут сільськогосподарської метеорології, який веде дослідження в системі грунт – рослина – атмосфера, з провідними вченими – Й.Г. Грингоф, О.Д. Клещенко, В.В. Вольвач, О.Д. Сиротенко, А.Д. Пасечнюк та ін.

Український науково-дослідний гідрометеорологічний інститут було організовано у складі інших регіональних інститутів у 50-ті роки. Відділ

агрометеорологічних досліджень виконує роботи щодо вивчення впливу агрометеорологічних умов на ріст, розвиток та формування врожаю сільськогосподарських культур. Відомі дослідження В.М. Лічикакі, І.В. Гойси, І.В. Грушки, В.П. Дмитренка та ін.

З 1932 року готує кадри для роботи на гідрометеорологічній мережі Департаменту гідрометеорологічної служби України Одеський гідрометеорологічний інститут (нині Одеський державний екологічний університет).

Слід зазначити, що важливі роботи в галузі агрометеорології та агрокліматології виконуються за кордоном. Заслуговують уваги дослідження Б.Є. Лівінгстона, А. Сандерса, Т.А. Блайра, К.В. Торнтвейта, Х.Г. Тоомінга, І.Р. Таннехіла, А.Дж. Коннора, М. Монфрі, М. Монсі, Т. Саекі, Х. Аракви та ін.

1 ТЕОРЕТИЧНІ ОСНОВИ АГРОМЕТЕОРОЛОГІЇ

1.1 Агроекологічна система та система ґрунт – рослина – атмосфера

Фотосинтез є матеріальною й енергетичною базою еволюційного процесу і, водночас, однією з найважливіших проблем сучасного природознавства. Це єдиний процес, що протікає на всій планеті, який йде проти падіння енергетичного потенціалу з консервацією колосальної кількості сонячної енергії в продуктах рослинного походження, завдяки котрим можливе існування різноманітних форм життя на Землі. Життєдіяльність рослин не тільки тісно пов'язана з навколишнім середовищем, але й самі рослини суттєво впливають на навколишнє середовище – на склад атмосфери, температуру і вологість повітря та ґрунту і т. п.

Інтенсивність фотосинтетичної діяльності посіву визначається рядом зовнішніх і внутрішніх факторів, які впливають на агробіоценоз як систему.

Зовнішні *(екзогенні) фактори* не входять до складу агробіоценозу, але вони мають вирішальний вплив на його утворення і розвиток. До них відносяться – прихід сонячної радіації, температура і вологість повітря, вміст CO_2 у повітрі над посівом, швидкість вітру, кількість опадів, родючість ґрунтів та ін.

Внутрішні (ендогенні) фактори властиві самому агробіоценозу. Їх можна розділити на дві групи: *біологічні властивості рослин*, що включають комплекс особливостей рослин на клітинному рівні (структура і вміст хлоропластів, продиховий апарат і т. п.) і на рівні окремого органа рослини (кількість листя, співвідношення надземної й підземної частин рослин) та *архітектоніку посіву*, що включає у його склад, побудову і властивості середовища, які входять до складу системи, пов'язаної з рослинним покривом зворотними стосунками (радіаційний режим і фітоклімат посівів, волого-температурний режим шару ґрунту, де розташована коренева система, ґрунтова родючість).

Частина факторів зовнішнього середовища бере безпосередню участь у енерго- і масообміні (сонячна радіація, CO_2, атмосферна та ґрунтова вода, мінеральні речовини), а інші є фоном, і визначають умови проходження біологічних реакцій у рослинах (температура та вологість повітря, вітер, атмосферні явища та ін.).

Добова динаміка процесів життєдіяльності рослинності багато в чому визначається температурою і вологістю ґрунту та повітря міжлисткового простору, а також прилеглого до рослинності приземного шару повітря. З іншого боку, і рослинність має певний вплив на ці характеристики. У рослинному покриві формується свій гідрометеорологічний режим як резуль-

тат взаємодії рослин, продуктів їх життєдіяльності, фізичних тіл і навколишнього середовища.

Істотно впливають на продуційний процес та формування врожаю компоненти агробіоценозу, що складають разом із культурним видом рослин єдину систему. До них відносяться – бур'яни, корисні і шкідливі комахи, мікроорганізми та ін.

Вивчення впливу факторів зовнішнього середовища (метеорологічних, кліматичних, гідрологічних, грунтових) на ріст, розвиток та формування врожаю сільськогосподарських культур складають предмет та основні завдання агрометеорології.

Поняття про агроекосистему і систему ґрунт – рослина – атмосфера. Екологічна система являє собою об'єкт, що складається з десятків, а нерідко з багатьох сотень видів організмів, наділених здатністю до накопичення і багаторазового використання енергії і речовини, з великою кількістю механізмів, підтримуючих цілісність його структури в змінних умовах навколишнього середовища.

При направленому антропогенному впливі природні екосистеми руйнуються і на їх місці створюються штучні екологічні системи – агроекосистеми.

Агроекосистемою називається спеціальний вид екосистеми – екологічна система сільськогосподарського поля, на якому ростуть культурні рослини, знаходяться інші види рослин і тварин та відбувається складна низка фізичних й біогеохімічних трансформацій енергії і речовини.

На відміну від природних екологічних систем, які характеризуються повною пристосованістю і саморегуляцією та забезпечують стійкий рівноважний стан – протективні екосистеми, в агроекосистемах саморегуляція багато в чому порушена, вони нестабільні. В агроекологічних системах розірвана більшість зворотних зв'язків, порушений природний обмін енергією і речовиною на різних трофічних рівнях, що повторюється з року в рік.

Фітоценоз агроекосистеми не може самовідновлюватися, для цього необхідна антропогенна діяльність. Біотична частина агроекосистеми містить весь комплекс, характерний для будь-яких надземних систем: продуценти, консументи і редуценти.

Разом з популяціями живих організмів різних видів в склад агроекосистеми входять певні абіотичні компоненти, які пов'язані з біотичними компонентами, а також із зовнішніми чинниками, різноманітними зв'язками. Вони нарівні з біотичними компонентами утворюють структуру агроекосистеми і відіграють важливу роль в функціонуванні її як цілого.

Абіотична частина системи – *середовище життєдіяльності рослин і тварин* – використовується ними як «життєвий простір» і як джерело енергії та мінеральних елементів.

Сукупність рослин одночасно перебуває в двох середовищах: в приземному шарі атмосфери та верхніх шарах літосфери і активно взаємодіє з ними.

З неорганічних сполук, що надходять із зовнішнього середовища, рослина синтезує вуглеводи і інші багаті хімічною енергією органічні речовини. Надходження енергії і речовин здійснюється шляхом «крайових процесів», що протікають на межі рослини з фізичним середовищем. Так, процес фотосинтезу відбувається в листі, стеблах і репродуктивних органах, що формуються, тобто на межі рослини і атмосфери, а надходження води і мінеральних речовин здійснюється через мережу кореневої системи і ґрунту. Процеси обміну між середовищем і рослинами, що відбуваються у фітоелементах й кореневій системі, функціонально нероздільні, вони можуть відбуватися тільки одночасно. Зв'язок між ними забезпечує складна сукупність процесів перенесення всередині рослини (вуглецевий і водний обмін рослин, обмін мінеральних речовин).

Склад і режим повітряного та ґрунтового середовищ життєдіяльності рослин, що перебуває під безпосереднім і визначальним впливом внутрішніх компонентів агроекосистеми, передусім рослинності, зазнає сильного впливу зовнішніх атмосферних і ґрунтових процесів. Здійснюючи «крайові обмінні процеси», фітоценоз змінює повітряне й ґрунтове середовище своєї життєдіяльності, пом'якшуючи якоюсь мірою різкі коливання зовнішніх умов.

У повітряному середовищі ці зміни охоплюють наступні процеси енерго- та масообміну між рослинним покривом і атмосферою: перенесення сонячної радіації в рослинному покриві, її поглинання і розсіяння фітоелементами, поглинання і відбиття сонячної радіації ґрунтом, ослаблення швидкості вітру та зміна характеристик атмосферної турбулентності в шарах повітря над рослинним покривом і всередині нього, конвективне перенесення тепла в шарах повітря над рослинним покривом і всередині нього, виділення водяної пари з ґрунту (випаровування) і фітоелементів (транспірація) і їх перенесення в повітрі. Під впливом цих процесів формуються температурні режими ґрунту і рослинності. Разом з тепловим випромінюванням атмосфери вони зумовлюють перенесення теплового випромінювання в шарах повітря над рослинним покривом і всередині нього. Процеси фотосинтезу і дихання рослинного покриву визначають режим вуглекислого газу, що охоплює виділення CO_2 з ґрунту, його перенесення в повітрі і поглинання (вдень) або виділення (вночі) рослинами. Протилежно перенесенню CO_2 йде перенесення кисню та його поглинання ґрунтом і виділення (вдень) або поглинання (вночі) рослинами.

Ґрунтове середовище є свого роду фокусом агроекосистеми, оскільки воно пов'язане з усіма іншими її компонентами, причому підтримка цих зв'язків має життєво важливе значення для функціонування всієї агроекосистеми. Її властивості доцільно розбити на дві групи.

Перша група включає відносно консервативні властивості, хоч і різні в ґрунтах різних агроекосистем, але в кожному конкретному типі ґрунту змінюються порівняно мало. Вони відображають початкові умови формування і сучасний комплекс екологічних чинників в даній агроекосистемі. Це основні фізичні і хімічні властивості ґрунтової маси (щільність, пористість, механічний склад, валовий хімічний склад, вміст гумусу і азоту, кислотність, місткість катіонного обміну), а також біомаса і розподіл живих організмів.

Другу групу властивостей ґрунту утворюють досить мінливі характеристики ґрунтового профілю, які визначаються процесами взаємодії ґрунту з атмосферою і рослинним покривом. Під впливом цих процесів формується тепловий, водний і повітряний режим ґрунту, вміст в ґрунті елементів мінерального живлення.

Вся система ґрунт – рослина – атмосфера ділиться на шість горизонтальних шарів (рис. 1.1). По вертикалі від поверхні ґрунту до верхньої межі рослинності $z_o = h_o(t)$ і до нижньої межі поширення коріння $r_o(t)$ виділяється внутрішнє середовище – невід'ємна складова частина агроекосистеми. Це відповідно атмосферне і ґрунтове середовище агроекосистеми. До них примикають перехідні, буферні зони з верхньою межею H_1 для атмосферного середовища та нижньою межею R_1 для ґрунтового середовища агроекосистеми. В цих зонах елементи фітомаси відсутні, але їх фізичні характеристики, завдяки процесам обміну, зберігають деяку залежність від культурного фітоценозу (*агроценозу*).

Властивості внутрішнього атмосферного і ґрунтового середовища агроекосистеми, що охоплюють приземний шар атмосфери і верхні шари ґрунту, визначаються процесами взаємодії з іншими компонентами агроекосистеми (теплообмін, вологообмін, фотосинтез, дихання та ін.) На відміну від них властивості зовнішнього середовища агроекосистеми ($z > H_1$ і $z < R_i$) формуються під впливом процесів іншого, більш великого масштабу, незалежних від впливу агроекосистеми: атмосферних процесів і процесів, що протікають у підстильній породі.

Межа зовнішнього і внутрішнього середовища агроекосистеми вельми рухлива у часі і в просторі, вона визначається ростом і розвитком агрофітоценозу. У залежності від вигляду агрофітоценозу і фази його розвитку, межа атмосферного і ґрунтового середовища агроекосистеми може коливатися від декількох десятків сантиметрів до декількох метрів.

Рис. 1.1 – Схема системи ґрунт – рослина – атмосфера

Для системи ґрунт – рослина – атмосфера характерні такі особливості як висока складність, цілісність, динамічність, здатність до саморегулювання і адаптації.

1.2. Енерго- і масообмін між рослинним покривом і атмосферою

При розгляді процесів енерго- і масообміну в системі рослина – атмосфера буферна та зовнішня зони поєднуються в один верхній горизонтальний шар як зовнішнє атмосферне середовище агроекосистеми. Він починається від верхньої рухомої межі рослинного покриву (РП) $z_o=h_o(t)$ і поширюється до такої висоти z_{oo} (кілька сотень метрів), де рослинність уже не впливає на атмосферні процеси. Нижній горизонтальний шар охоплює надземну частину рослинного покриву і внутрішнє атмосферне середовище агроекосистеми. Він починається від поверхні ґрунту (z = 0) і поширюється до верхньої рухомої межі рослинності z_o. У цьому шарі відбувається інтенсивний енерго – і масообмін між фітоелементами і навколишнім повітрям, що викликає істотну зміну вертикальних потоків енергії і субстанції (див. рис. 1.2).

Часто процеси перенесення енергії і субстанції у верхньому шарі не розглядають, вважаючи метеорологічні умови на верхній межі рослинності заданими.

Слід зазначити, що рівняння перенесення енергії і субстанції в повітрі мають однаковий загальний вигляд в обох шарах повітря. При наявності рослинності у ці рівняння додатково вводять члени (функції джерел), що описують енерго- і масообмін між повітрям і рослинами.

Перенесення радіації в рослинному покриві. Сонячна радіація є первинним джерелом усіх біофізичних і фізіологічних процесів у рослинності. Частина її – фотосинтетично активна радіація (ФАР) – визначає інтенсивність фотосинтезу, інша частина – близька інфрачервона радіація – бере участь разом з тепловою радіацією у формуванні водно-теплового режиму рослинності. Радіаційний режим рослинності визначається умовами приходу на рослинність радіації, оптичними властивостями ґрунту і фітоелементів, переважно листя, і архітектонікою рослинного покриву.

Перенесення радіації в горизонтально однорідному рослинному покриві описується рівнянням:

$$\cos\Theta \frac{dI_k}{dz} = -\frac{dL}{dz} G I_k + \frac{1}{\pi} Q_k, \qquad (1.1)$$

де k = 1 – для сонячної радіації і k = 2 – для теплової радіації;

Θ – зенітний кут пучка радіації інтенсивністю $I_k(z,\Theta)$, Вт·см$^{-2}$;

Рис. 1.2 – Опір на потоку водяної пари (*а*) та вуглекислого газу (*б*) в системі листок – атмосфера.

ВЕ – верхній епідерміс; НЕ – нижній епідерміс; ГМ – губчастий мезофіл; ПМ – палісадний мезофіл; УЩ – вустячкова щілина; r_a – опір приграничного шару; r_{cut} – опір кутикули; r_i – опір міжклітинників; r_{md} – опір мезофілу; r_m – опір в центрах карбоксилування; r_s – опір вустячок; q_A – питома вологість повітря між листками; q_L – питома вологість повітря в міжклітинному просторі; Сс – концентрація CO_2 в центрах карбоксилування.

dL/dz – кількість фітоплощі листя в горизонтальному шарі РП однакової товщини, см^2·см$^{-3}$;

G – коефіцієнт ослаблення радіації;

Q_k – інтенсивність функції джерела, яка неоднакова для сонячної і теплової радіації, Вт·см$^{-3}$.

У фізичному розумінні рівняння (1.1) виражає закон збереження променистої енергії. Залежність функцій G і Q_k від напрямку падіння радіації вказує на те, що РП є оптично анізотропним. Це викликає труднощі і при розв'язанні рівняння (1.2). Вплив архітектоніки РП, що відіграє велику роль у перенесенні радіації, входить у рівняння (1.1) через функції dL/dz, G і Q_k , причому функція dL/dz характеризує вертикальний розподіл площі фітоелементів, а функція G – їхню орієнтацію.

Масообмін між рослинним покривом і атмосферою описується рівнянням перенесення субстанції:

$$\frac{dq_i}{d\tau} = \frac{d}{dz}\left(k_i \frac{dq_i}{dz}\right) + Q_i(z,\tau), \qquad (1.2)$$

де q_i – концентрація i-тої субстанції, г·см$^{-3}$;

k_i – коефіцієнт обміну i-тої субстанції, см·с$^{-1}$;

Q_i – інтенсивність джерела субстанції, г·см$^{-3}$·с$^{-1}$.

Над рослинністю, як правило, $Q_i = 0$

Крайові умови для рівняння (1.2) такі:

$$k_i \frac{dq_i}{dz}\Big|_{z=z_0} = F_{iA}(\tau) \quad \text{і} \quad k_i \frac{dq_i}{dz}\Big|_{z=0} = F_{iS}(\tau), \qquad (1.3)$$

де F_{iA} і F_{iS} – потоки i-тої субстанції відповідно на верхній межі рослинного покриву і на поверхні ґрунту, г·см$^{-2}$·с$^{-1}$.

Початкові умови для рівняння (1.2) на момент $\tau = \tau_o$ такі:

$$q_i(\tau_o, z) = q_{oi}(z). \qquad 1.(4)$$

При цьому враховується концентрація таких субстанцій:

– кількість руху

$$q_M = \rho_A u, \qquad (1.5)$$

– кількість тепла

$$q_H = \rho_A C_p T_A, \qquad (1.6)$$

– водяної пари

$$q_W = \rho_A q_A, \qquad (1.7)$$

– вуглекислого газу

$$q_C = \rho_A C_A, \tag{1.8}$$

– кисню

$$q_{ox} = \rho_A c_{ox}, \qquad 1.9)$$

де ρ_A – щільність повітря, г·см$^{-3}$;

u – швидкість вітру, см·с$^{-1}$.

C_p – питома теплоємність повітря при незмінному тиску. Вт·с·г$^{-1}$·К$^{-1}$;

T_A – температура повітря, К;

q_A , q_C , q_{ox} – концентрація водяної пари, вуглекислого газу і кисню в повітрі відповідно, г·г$^{-1}$. У випадку кількості руху розмірність q_M – г·см$^{-2}$·с$^{-1}$; Q_M – г·см$^{-2}$·с$^{-2}$ і F_M – г·см·с$^{-1}$, у випадку кількості тепла розмірність Q_H – Вт·см$^{-3}$, а q_H – Вт·с·см$^{-3}$.

Звичайно передбачається, що $k_i = k_M$ для всіх субстанцій, хоча справедливість такого припущення не зовсім ясна.

Однак найбільші труднощі при розрахунку рівняння перенесення (1.2) пов'язані із визначенням інтенсивності джерела Q_i , яке визначає сумарну кількість i-тої субстанції, що поглинається ($Q_i > 0$) чи виділяється ($Q_i < 0$) в одиниці об'єму повітря за одиницю часу. Джерелами субстанції є елементи рослинності, переважно листя. Таким чином, визначення зводиться до підсумовування для усіх фітоелементів об’єму. Якщо $\overline{Q}_{Li}$ – середня інтенсивність джерела, розрахована на одиницю поверхні фітоелемента, то:

$$Q_i(z,\tau) = \frac{dL}{dz}\overline{Q}_{Li}(z,\tau). \tag{1.10}$$

Таким чином, інтенсивність джерела Q_i для одиниці об'єму повітря визначається сукупністю інтенсивності джерела окремих фітоелементів Q_{Li} і архітектоніки рослинності, тобто кількістю, орієнтацією і закономірностями розміщення фітоелементів у рослинному покриві.

Енергетичний баланс поверхні ґрунту. Рівняння переносу радіації і субстанції (1.1) і (1.2) не є незалежними, а пов'язані між собою через інтенсивності джерел Q_i і через рівняння енергетичного балансу на поверхні ґрунту. Останнє виражає закон збереження енергії, що застосовується для поверхні ґрунту, і його можна записати у вигляді:

$$I_Q(1 - A_S) + E_{AS} - \delta_S \sigma T_{S0}^4 - F_{HS} + H_{0S} - ЛF_{WS} = 0, \tag{1.11}$$

де I_Q – потік сумарної сонячної радіації на поверхню ґрунту;

A_S – альбедо ґрунту;

E_{AS} – потік низхідної теплової радіації атмосфери і фітоелементів на поверхню ґрунту;

δ_S – коефіцієнт випромінювання ґрунту;

σ – постійна Стефана-Больцмана;

T_{S0} – температура поверхні ґрунту;

F_{HS} – потік конвективного теплообміну між ґрунтом і повітрям;

H_{0S} – низхідний потік тепла від поверхні ґрунту до більш глибоких шарів ґрунту;

F_{WS} – інтенсивність випаровування води з поверхні ґрунту, г·см$^{-2}$·с$^{-1}$;

Л – питома теплота пароутворення, Вт·с·г$^{-1}$.

Усі члени у формулі (1.11) мають розмірність Вт·см$^{-2}$. У залежності від часу й умов потоки F_{HS} , H_{0S} і F_{WS} можуть мати і протилежний знак.

Рівняння енергетичного балансу (1.11) пов'язує між собою потоки радіації і субстанції на поверхні ґрунту. Величина окремих членів у (1.11) і роль самого рівняння (1.11) у енерго- і масообміні системи ґрунт – рослина – атмосфера істотно залежать від висоти і гущини РП.

1.3. Енерго- та масообмін між фітоелементом (листком) і повітрям

Енерго- і масообмін між РП і атмосферою описується в основному теорією фізики приземного шару атмосфери. Опис же енерго- і масообміну між фітоелементом і повітрям вимагає застосування закономірностей тепло- і вологообміну між плоскими пластинками і повітрям, а також знання біофізичних і фізіологічних процесів, що протікають у листку.

Загальновизнаним прийомом збереження енерго- і масообмінних процесів у системі ґрунт – рослина – атмосфера є аналог у вигляді електричних ланцюжків з інтерпретацією зв'язків між об'єктами системи як опору на шляху потоку субстанції (рис.1.2).

Для кількісного опису тепло- та масообміну використовується рівняння дифузії:

$$F_{Li} = \frac{q_{Li} - q_{Ai}}{r_i}, \qquad (1.12)$$

де F_{Li} – потік *i*-тої субстанції між листком і повітрям, що визначає інтенсивність джерела, г·см$^{-2}$·с$^{-1}$;

q_{Li} і q_{Ai} – концентрація субстанції відповідно у листку й у повітрі, г·см$^{-3}$;

r_i – сумарний дифузійний опір на шляху *i*-тої субстанції, с·см$^{-1}$.

Рівняння (1.12) застосовується для опису обміну тепла, водяної пари, вуглекислого газу і кисню.

Для опису перенесення кількості руху замість рівняння (1.12) згідно з експериментальними даними, використовується рівняння:

$$F_{LM} = -\rho_A \frac{C_D}{2} u^2, \qquad (1.13)$$

де C_D – безрозмірний коефіцієнт опору, що залежить від нахилу листя відносно напрямку вітру, від розмірів і виду розміщення листя, від структури їхньої поверхні та ін.

Теплообмін між листком і повітрям проходить через поверхню листка, він визначається опором ламінарного шару повітря у міжлистковому просторі – опором приграничного шару листка (рис.1 2). Враховуючи рівняння (1.12) і приймаючи до уваги, що $q_H = \rho_A c_p T_A$, одержуємо для конвективного теплообміну між листком і повітрям таке рівняння

$$H_L = 2\frac{\rho_A c_p (T_L - T_A)}{r_{aH}}, \qquad (1.14)$$

де r_{aH} - дифузійний опір теплообміну приграничного шару одного боку листка. Коефіцієнт 2 указує, що враховуються обидва боки листка.

Для визначення r_{aH} застосовується теорія конвективного теплообміну і масообміну пластинок:

$$r_{aH} = \frac{\rho c_p}{k_A}\frac{b_L}{Nu}, \qquad (1.15)$$

де k_A – теплопровідність повітря, Вт·см$^{-1}$·К$^{-1}$;

b_L – характеристична довжина (ширина) листка, см;

Nu – число Нуссельта. Для плоских пластинок при ламінарному плині Nu = 0,60Re$^{1/2}$ – випадок змушеної конвекції і Nu = 0,50Gr$^{1/4}$ – випадок вільної конвекції. Тут Re – число Рейнольдса, Gr – число Грасгофа.

Результати експериментів з модельними листками добре апроксимуються напівемпіричною формулою

$$r_{aH} = a_H (b_L / u)^{1/2}, \qquad (1.16)$$

де емпірична постійна a_H, виражена в с$^{1/2}$·см$^{-1}$, залежить від турбулентності вітру, форми й орієнтації листка та інших факторів.

Якщо листки хитаються, то a_H приблизно в 1,4 рази, а у хвойних – у 2 рази менше, ніж a_H нерухомих листків. Практично для «середнього» листка в «середніх» умовах $a_н$= 0,9.

Аналогічно визначається опір приграничного шару листка при дифузії водяної пари r_a і вуглекислого газу r_{ac} :

$$r_{aH} = 1{,}1\, r_a \quad \text{і} \quad r_{ac} = 1{,}6\, r_a\,. \tag{1.17}$$

Розходження між r_a, r_{oc} *і* r_{aH} зумовлене різною молекулярною масою H_2O, CO_2 і повітря.

Вологообмін між листком і повітрям (транспірація). Зовні листок (див. рис.1.2) має одношаровий епідерміс (на верхньому та нижньому боці листка). Зовнішні стінки епідермісу покриті кутикулою – вологозахисним шаром. Епідерміс разом з кутикулою створює ефективний бар'єр на шляху руху води. Між верхнім і нижнім епідермісом розміщені два види рослинної тканини (зверху – палісадний (стовпчатий) мезофіл, внизу – губчастий мезофіл) та велика кількість міжклітинників. Завдяки розвинутій системі міжклітинників мезофіл має величезну поверхню, що в багато разів перевищує зовнішню поверхню листка. Вода в міжклітинниках випаровується із всіх відкритих ділянок клітин мезофілу. У більшості видів рослин на нижньому епідермісі містяться продихові (отвори) щілини – продихи.

Під транспірацією листя розуміють перенесення водяної пари уздовж градієнта концентрації з поверхонь, що випаровують, усередині листка до зовнішньої його поверхні і далі в повітря. Випаровування з листка відбувається в двох місцях: із зовнішніх стінок клітин епідермісу і зі стінок клітин мезофілу, що виходять у міжклітинні простори, заповнені повітрям. Звідси пара рухається до поверхні листка: у першому випадку через кутикулу, долаючи кутикулярний опір r_{cut} а в другому – через продихові щілини, долаючи продиховий опір (рис. 1.2а). Коли продихи відкриті, роль кутикулярної транспірації мала. Оскільки шляхи руху водяної пари – через кутикулу і через продихи – паралельні, то й сумарний внутрішній опір водяної пари r_W виражається через продиховий опір r_s і кутикулярний опір r_{cut} формулою:

$$\frac{1}{r_W} = \frac{1}{r_{cut}} + \frac{1}{r_s}\,. \tag{1.18}$$

На поверхні листка на перенесення водяної пари впливає, як і при теплообміні, опір приграничного шару r_a. На шляху водяної пари опори r_W і r_a послідовні.

Приймаючи до уваги формулу (1.12), інтенсивність транспірації листка визначається формулою:

$$E_L = \rho_A \frac{q_L - q_A}{r_a + r_W}\,, \tag{1.19}$$

де E_L – інтенсивність транспірації листка, г $H_2O \cdot см^{-2} \cdot с^{-1}$;

ρ_A – об'ємна густина повітря, г·см$^{-3}$;

q_L і q_A –питома вологість повітря відповідно у міжклітинному просторі всередині листка і між листками, г H_2O/г повітря.

1.4 Фотосинтез, дихання і газообмін CO_2 листка

Газообмін CO_2 між листком і повітрям є результатом протікання в листку процесів фотосинтезу і дихання. При фотосинтезі листок поглинає CO_2 з повітря в міжлистковому просторі. Молекули CO_2 рухаються через примежовий (приграничний) шар повітря над листком і через продихові (устячкові) отвори в міжклітинний простір усередині листка, де вони дифундують крізь стінки мезофільних клітин (рис.1. 2б). Цей шлях CO_2 описується дифузійним рівнянням типу (1.12). На стінках мезофільних клітин молекули CO_2 розчиняються і подальший їхній шлях у центри карбоксилування в хлоропластах описується законом дифузії розчинених газів у рідині і характеризується опором мезофіла r_{md}. У центрах карбоксилування молекули CO_2 вступають у біохімічний цикл фотосинтезу.

У процесі дихання в темну пору доби молекули CO_2 виділяються в мітохондріях, що містяться у середині клітини на деякій відстані від центрів карбоксилування. Тому вони можуть дифундувати або до стінок клітин і потрапити в міжклітинний простір, або до центрів карбоксилування в межах клітини і поглинатися в процесі фотосинтезу.

У процесі світлового дихання молекули CO_2 виникають у безпосередній близькості від центрів карбоксилування й імовірність їх дифузіювання в міжклітинний простір мала. Дифузійний шлях молекул CO_2, що виділяються в процесі дихання, істотно залежить від побудови і структури клітин.

Фотосинтез. Процес фотосинтезу в листку підрозділяється на два етапи: дифузія молекул CO_2 з повітря до центрів карбоксилування в клітині, що описується законами біофізики, і біохімічний цикл фотосинтезу в хлоропластах, який описується законами фітобіології і біохімії.

Для опису дифузії молекул CO_2 у листку Гаастра застосовував закон Фіка

$$\Phi_L = \frac{c_A - c_c}{r_{ac} + r_{sc} + r_{md}}, \qquad (1.20)$$

де Φ_L – інтенсивність фотосинтезу, мг CO_2·см$^{-2}$·сек$^{-1}$.

c_A і c_c – концентрація CO_2 відповідно в повітрі і в центрах карбоксилування, мгCO_2·см$^{-3}$;

r_{ac}, r_{sc}, r_{md} – дифузійні опори для молекул CO_2 відповідно в приграничному шарі листка, устячках і клітинах мезофіла.

Біохімічний цикл фотосинтезу описується рівнянням Міхаеліса-Ментен:

$$\Phi_L = \frac{1}{\dfrac{1}{\chi_\Phi a_\Phi I_\Phi} + \dfrac{r_{mx}}{c_c}}, \qquad (1.21)$$

де a_Φ – нахил світлової кривої фотосинтезу;

I_Φ – інтенсивність ФАР;

χ_Φ – коефіцієнт поглинання листком ФАР;

r_{mx} – ефективний опір карбоксилування.

Формула Ю.К. Росса і З.Н. Біхеле поєднує залежність фотосинтезу від радіації, концентрації CO_2 і від дифузійних опорів:

$$\Phi_L = \frac{1}{\dfrac{1}{\Phi_m} + \dfrac{1}{\chi_\Phi a_\Phi I_\Phi} + \dfrac{r_{ac} + r_{sc} + r_m}{c_A}}, \qquad (1.22)$$

де Φ_m – потенційний фотосинтез, тобто $\lim\limits_{\substack{I_\Phi \to \infty \\ c_A \to \infty}} \Phi_L = \Phi_m$, що залежить від температури і віку листка, а $r_m = r_{md} + r_{mx}$.

Вплив інших факторів зовнішнього середовища (температури, водного режиму, швидкості вітру і вологості повітря) на фотосинтез враховується побічно, в основному через дифузійні опори.

У формулі (1.22) фотобіологічний бік фотосинтезу визначається через кут нахилу світлової кривої $a_ф$. Біохімічний цикл фотосинтезу виражається через параметри Φ_m і r_{mx}.

Дихання. Процес дихання усієї рослини охоплює дихання листка, а також дихання інших органів у денний час і дихання всіх органів у нічний час доби.

Мак Крі на підставі лабораторних експериментів запропонував розділити темнове дихання рослин на дві складові – дихання росту R_G і дихання підтримки R_M, тобто:

$$R = R_G + R_M. \qquad (1.23)$$

Дихання росту характеризує витрату енергії на створення нової структурної маси, причому добове дихання росту пропорційно денній сумі фотосинтезу Φ, тобто:

$$R_G = k_1 \Phi, \qquad (1.24)$$

де k_1 – безрозмірна стала.

Дихання підтримки характеризує витрату енергії на підтримку життєздатності живих структур рослини, причому дихання підтримки всієї рослини R_M пропорційно масі рослини, тобто:

$$R_M = m_P c/\varepsilon, \qquad (1.25)$$

де m_P – суха фітомаса всієї рослини, г;

ε – перехідний коефіцієнт від засвоєного CO_2 до сухої фітомаси, г сухої речовини $(гCO_2)^{-1}$;

c – стала величина, $час^{-1}$.

1.5 Формалізація ростових процесів рослин

Для опису кількісного росту сухої фітомаси рослини довгий час використовувалися емпіричні криві росту.

Основоположник вчення про ріст рослин Ю. Сакс розумів під цим процесом збільшення об'єму рослин, зумовлене зміною їх форми. Майже такої ж думки дотримувався і В. Ротер в Росії, який визначав ріст "як остаточне, незнищуване збільшення об'єму рослин".

За Д.А. Сабініним ріст – це процес новоутворення елементів структури організму, до яких відносяться органи, клітини, частини клітин і, нарешті, субмікроскопічні компоненти протоплазматичних структур до макромолекул включно.

Ріст, як і всі інші процеси в рослині, є функцією часу, що зовні виражається в періодичних і ритмічних коливаннях його інтенсивності, а також в змінах його масштабності, спрямованості та локалізації. Найбільш загальним виразом залежності ходу ростових процесів у часі від внутрішніх причин, їх спадковості та фізіолого-біохімічного стану є сформульований Ю. Саксом в 1856 р. закон великого періоду росту, який відображає S-подібний хід кривої інтегрального наростання розмірів або маси рослин і параболічний хід диференціальної кривої приростів величини збільшення маси за певний період.

Три послідовні гілки S-подібної кривої росту можуть бути виражені рівняннями першого і другого порядків:

1) нижня висхідна гілка виражається рівнянням геометричної прогресії або близькою до неї формулою експонентної кривої $y = ax$;

2) середня, пряма частина – рівнянням лінійної функції $y = mx + b$;

3) верхня низхідна гілка–рівнянням логарифмічної функції $y = \log a^x$.

Початок і кінець росту також протікають згідно із законом лінійної функції. Зміна приросту маси рослин у часі при оптимальних умовах середовища відбувається за типом параболічної функції $y = \pm\sqrt{2p}$.

Враховуючи ці закономірності росту, а також наявність функціональної залежності між ростом, часом і масою (або розмірами) рослини, багато дослідників застосовують математичні методи опису ростової динаміки і на цій основі шукають шляхи прогнозування темпів росту та формування врожаю. Так, В.Х. Блекман виразив ріст рослин рівнянням складних процентів:

$$\frac{d\omega}{dt} = KW, \tag{1.26}$$

де W – маса або розмір рослини;

t – час росту;

K – коефіцієнт пропорціональності.

В основу цієї формули покладено уявлення про здатність кожної одиниці маси організму (старої і новоутвореної) збільшуватися за одиницю часу на певний процент. Після інтегрування цього рівняння воно має вигляд:

$$W_t = W_o e^{rt}, \tag{1.27}$$

де W_t – маса або розмір рослини через інтервал часу;

W_o – початкова маса при $t = 0$;

e – основа натуральних логарифмів;

t – час;

r – середній процент росту маси або розмірів рослини (питома швидкість росту).

Величина r не залишається постійною навіть при одних і тих же умовах середовища. Вона знаходиться шляхом логарифмування рівняння В.Х. Блекмана:

$$r = \frac{\log W_1 - \log W_O}{t \log e} \tag{1.28}$$

Однак і рівняння В.Х. Блекмана описує лише експонентну частину сигмаподібної кривої росту і до того ж не враховує вплив на ріст умов навколишнього середовища.

Т.В. Робертсон запропонував описувати динаміку росту рівнянням автокаталітичних реакцій:

$$\frac{dW}{dt} = K_1 N(A - W), \qquad (1.29)$$

де K_1 – емпірична константа;

W – маса або розмір рослини;

A – кінцева величина, що досягається при рості.

Після інтегрування рівняння набуває вигляду:

$$K = \frac{1}{t - t_1} \log \frac{W}{A - W}, \qquad (1.30)$$

де $W = 1/2\ A$.

Ці рівняння застосувати практично неможливо, оскільки треба знати дві істотні величини A і $1/2A$. Припущення Т.В. Робертсона про те, що гальмування росту при наявності достатньої кількості початкових продуктів є результат взаємодії авто-каталітично діючих продуктів росту, експериментально не доведене. Тому його рівняння можуть бути застосовані лише для визначення проміжних точок на сигмаподібній кривій росту, між A і $1/2A$, і тільки при постійних умовах середовища.

І.І. Шмальгаузен розробив теорію параболічного росту для вираження ембріонального росту тварин за допомогою наступного рівняння:

$$z = z_o t^k, \qquad (1.31)$$

де z – маса ембріона на задану дату;

z_o – початкова маса ембріона при $t = 0$;

t – час росту;

k – емпіричний коефіцієнт.

Математичну інтеграцію закону великого періоду росту дає також Г.З. Вінцкевич. Він вводить поняття про три етапи росту: перший – вся біомаса складається тільки з активних елементів ($z = ma$); другий – нарівні з активними елементами виникають консервативні елементи ($z = ma + mk$), третій – коли залишаються тільки одні консервативні елементи ($z = mk$). На основі цих уявлень, використовуючи формулу В.Х. Блекмана, що виражає експоненційний ріст, Г.З. Вінцкевич запропонував свої рівняння сигмаподібної кривої росту і методи розрахунку її констант.

При уявленні про ріст як про ряд клітинних ділень, В.Г. Карманов і В.К. Вікторов вивели рівняння росту, що нагадує формулу Робертсона:

$$\frac{dm}{dt} = a(u) - b(u)m^2, \qquad (1.32)$$

де m – математичне очікування розміру (маси) ростового утворення;

u – чинник, що вивчається;

a і b – коефіцієнти.

Методом динамічного програмування з використанням цієї формули визначається залежність, при якій необхідно міняти значення чинника у часі, щоб отримати максимальний ріст рослин.

1.6 Агрометеорологічні умови та фотосинтетична продуктивність посівів

Продуційний процес рослин – це сукупність окремих взаємопов'язаних процесів, з яких фундаментальними є фотосинтез, дихання і ріст, в ході яких відбувається формування урожаю (рис. 1.3). Продуційний процес рослин залежить від умов зовнішнього середовища і сам перетворює довкілля, в основному через архітектоніку, газообмін та транспірацію фітоценозу.

Рослини, поглинаючи листям з атмосфери CO_2 і кореневою системою воду з ґрунту, створюють в процесі фотосинтезу під впливом енергії сонячної радіації органічну речовину у вигляді асимілятів. Одночасно відбувається транспірація, яка відповідальна за забезпечення рослин водою і елементами мінерального живлення і за регуляцію теплового режиму рослин. У залежності від інтенсивності ФАР, водного і температурного режиму, швидкості вітру, концентрації CO_2 в повітрі, родючості ґрунту і видових особливостей рослин процес фотосинтезу може йти з більшою або меншою швидкістю.

Інший фундаментальний процес – дихання – забезпечує постачання енергією різних біохімічних процесів синтезу, пов'язаних із ростом, побудовою нових структурних елементів рослин і з транспортом речовин, а також підтримкою життєдіяльних структур органів рослин. При цьому затрачуються органічні речовині, накопичені в органах рослин.

Третій фундаментальний процес – ріст. Фотосинтез і ріст розглядаються як взаємопов'язані процеси. Енергетичне забезпечення ростової функції з боку фотосинтезу є неодмінною умовою росту. Система донорно-акцепторних відносин є основним виявленням інтеграції фотосинтезу і росту на рівні цілого організму. Між донором і акцептором формуються тимчасові проміжні фонди асимілятів. Фонди можуть знаходитися в кожному органі, але більш мобільні з них, ймовірно, знаходяться в листках і стеблах. Запасні асиміляти на більш тривалий період переважно нагромаджуються у корінні. В умовах екологічного стресу, коли пригнічується фотосинтез, величина фондів стає істотним чинником формування урожаю.

Фонди забезпечують часткову автономність функції фотосинтезу і росту. Можливе обмеження росту без фотосинтезу за умови, що енергетичне

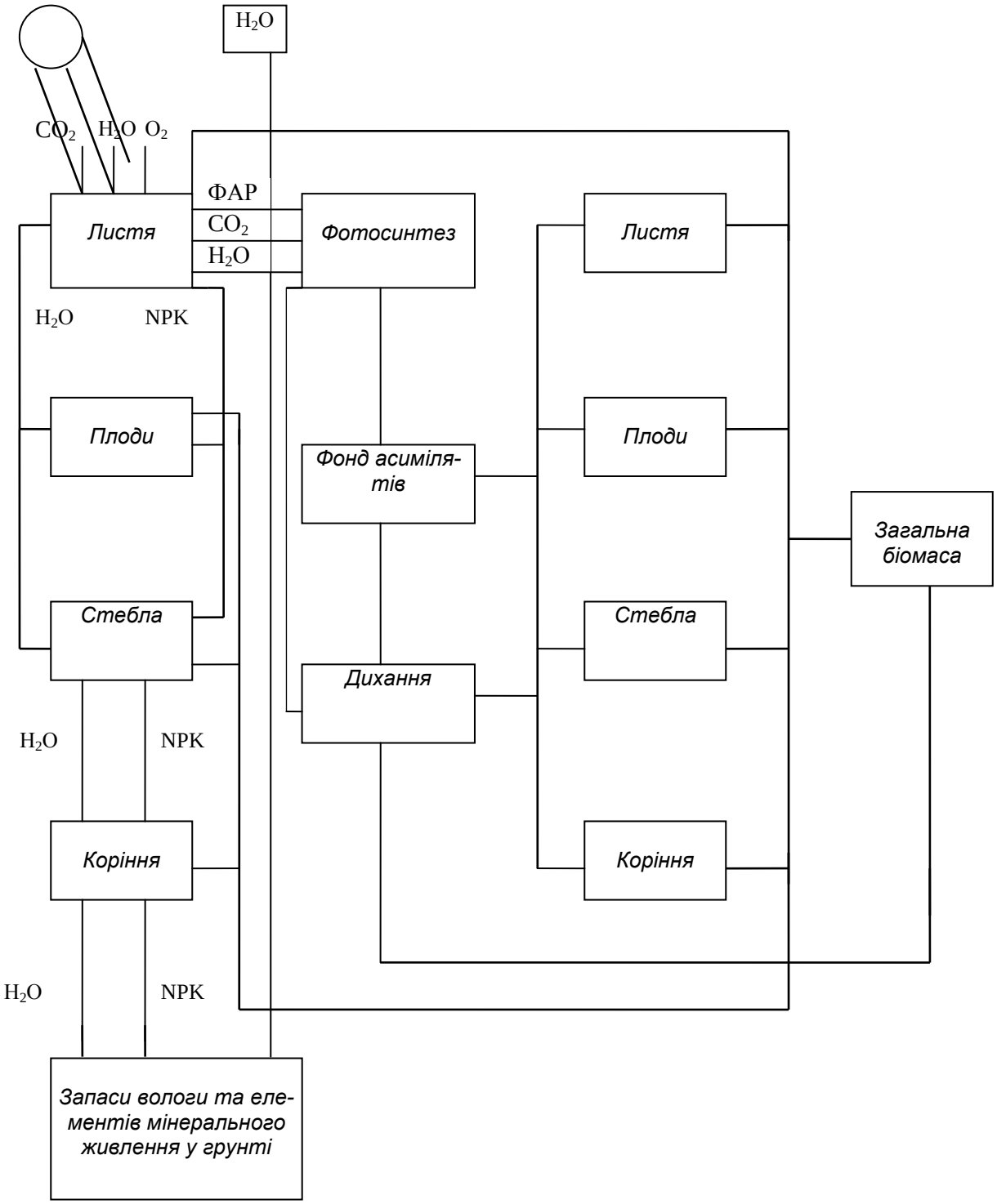


Рис. 1.3 – Блок-схема продуційного процесу

постачання відбувається за рахунок запасних субстратів попереднього фотосинтезу. Таким шляхом ростуть паростки, пагони і листя з бруньок дерев. Так відбувається ріст в нічні години і т.д. Налив зерна у зернових культур і формування бульб у картоплі здійснюється також не тільки за рахунок "свіжих" асимілятів, що утворюються в листках, але і шляхом використання фондів асимілятів.

Ріст – це складова частина продуційного процесу, який супроводжується збільшенням маси і розмірів органів, органел і живого організму в цілому.

Найбільш елементарний показник росту фітомаси – це приріст, тобто різниця між сухою фітомасою за певний проміжок часу

$$\Delta M = M_2 - M_1. \qquad (1.33)$$

Приріст сухої фітомаси не є вичерпною характеристикою при оцінці росту органів рослин, оскільки не враховує хімічний склад фітомаси. Приріст сухої маси відбувається за якийсь інтервал часу Δt, тому вживається поняття абсолютної швидкості росту:

$$\Delta M/\Delta t = (M_2 - M_1)/(t_2 - t_1) \qquad (1.34)$$

і відносного приросту:

$$R_r = (M_2 - M_1)/[\ \bar{M}(t_2 - t_1)], \qquad (1.35)$$

де $\bar{M}$ – середня суха маса рослини за період часу $t_2 - t_1$.

При аналізі приросту біомаси використовується і величина чистої продуктивності фотосинтезу посівів $E_{п.ф.}$, яка розраховується за формулою:

$$E_{п.ф.} = \frac{1}{\bar{L}_0} \cdot \frac{\Delta M}{\Delta t}, \qquad (1.36)$$

де $\bar{L}_0$ – середня сумарна площа листя рослини за період Δt.

Величина $E_{п.ф.}$, широко використовується для характеристики фотосинтетичної активності листкової поверхні.

За період вегетативного росту і в оптимальних умовах збільшення структурної маси відбувається пропорційно самій масі (стадія експоненціального росту). Ріст окремих органів рослини в оптимальних умовах протягом всього онтогенезу має характерні для даного виду закономірності, що задані генетичним кодом рослини. При нестачі будь-якої фондової ре-

човини ріст обмежений і пропорційний концентрації фондової речовини. При повних фондах лімітування росту фондами відсутнє.

Крім фондів вуглеводів і N, P, K, істотний вплив на ріст проявляють температура і водний режим рослин. Ріст відбувається в певному температурному інтервалі, в середині цього інтервалу при оптимальній температурі ріст досягає максимальної швидкості. При великих значеннях водного потенціалу вода не лімітує його ріст, однак при погіршенні водного режиму ріст рослини буде затримуватись і припиниться, якщо водний потенціал досягне деякого критичного значення.

Згідно з роботами Х.Г. Тоомінга найвища продуктивність посівів сільськогосподарських культур може бути досягнута при наступних умовах:

– формується оптимальний за розмірами і по тривалості роботи фотосинтетичний апарат;

– досягається найкраща за інтенсивністю і за якісною спрямованістю його робота в різних фазах росту та розвитку рослин;

– забезпечується найкраще використання продуктів фотосинтезу з найменшими їх витратами на процеси загального метаболізму і росту;

– хід цих процесів підтримується оптимальним співвідношенням чинників середовища: світла, тепла, вологи, вуглекислого газу і елементів мінерального живлення.

Передумовою для створення математичних моделей продуційного процесу рослин є знання закономірностей залежності вищеназваних фундаментальних процесів від чинників зовнішнього середовища і від внутрішніх біологічних, видових та адаптивних особливостей рослин у взаємозв'язку і в динаміці онтогенезу.

1.7 Розподіл асимілятів та рівняння росту рослин

Для кількісного опису накопичення загальної сухої фітомаси принципово нове балансове рівняння, яке пов'язує фотосинтез і дихання з ростом рослин, було запропоновано Л.О. Івановим:

$$M + \Delta m_{оп} = \Phi L \tau - R M_1 \tau_1, \qquad (1.37)$$

де M – суха маса всієї рослини за період, що розглядається;

$\Delta m_{оп}$ – маса відмерлих та опалих частин органів за цей час;

Φ – інтенсивність фотосинтезу;

L – площа асимілюючої поверхні;

τ – тривалість світлого часу доби;

R – інтенсивність дихання;

M_1 – маса органів;

τ_1 – час дихання.

Рівняння Л.О. Іванова показує, що урожай визначається балансом фотосинтезу і дихання, тобто газообміном. Крім того, це рівняння враховує роль асимілюючої поверхні та її впливу на формування врожаю. Таким чином, рівняння (1.37) стало основою для якісно нового етапу в кількісному описі росту рослин.

Розглядаючи ріст як підсумковий процес, що відображає баланс речовин при фотосинтезі та диханні, І.Л. Давідсон і І.Р. Філіпп запропонували наступне рівняння росту:

$$\frac{dM}{dt} = \varepsilon(\overline{\Phi} - \overline{R}), \qquad (1.38)$$

де M – суха біомаса;

$\overline{\Phi}$ – сумарний фотосинтез;

$\overline{R}$ – сумарне дихання рослини;

ε – емпіричний коефіцієнт пропорціональності між кількістю засвоєного CO_2 і накопиченою біомасою.

Істотним кроком у розвитку математичного опису росту стали роботи Ю.К. Росса. Його система рівнянь росту стала основою для інтенсивного розвитку динамічного моделювання продуційного процесу і на цей час є загальновизнаною. Система диференціальних рівнянь Ю.К. Росса для опису росту органів рослини має вигляд:

$$\frac{DM_j}{dt} = \varepsilon_\Phi \sum_{i=1}^{4} A_{ij}\overline{\Phi}_{ci} - \varepsilon_R \overline{R}_{cj} - V_j + M\sum_{i=1}^{4} B_{ij}, \qquad (1.39)$$

де i та j – органи рослини (1 – листя, 2 – стебла, 3 – корені, 4 – репродуктивні органи);

M_j – суха маса органа j;

ε_Φ – коефіцієнт ефективності фотосинтезу;

ε_R – коефіцієнт ефективності дихання;

$\overline{\Phi}_{ci}$ – сумарний фотосинтез органа i за добу;

$\overline{R}_{cj}$ – сумарне дихання органа j за добу;

V – втрати сухої фітомаси за добу внаслідок її опадання;

M – сумарна суха маса рослин;

A_{ij} – частка утворених за добу в i -му органі рослини "свіжих" асимілятів, які перетікають на протязі доби в j-ий орган;

B_{ij} – обмін "старих" асимілятів між i-м та j-м органами, віднесений до одиниці сухої фітомаси всієї рослини;

A_{ij} і B_{ij} подаються у вигляді "ростових матриць". У спрощеному випадку, коли основними синтезуючими органами є листя, замість ростових матриць для періоду вегетативного росту розглядаються функції вегетативного росту A_j , а для періоду репродуктивного росту – функції репродуктивного росту або так звані функції припливу - відтоку B_j.

Рівняння росту для j-го органа тоді записується так:

$$\frac{\Delta m_j}{\Delta t} = A_j \frac{\Delta M}{\Delta t} + MB_j, \tag{1.40}$$

де $\sum A_j = 1$ та $\sum B_j = 0$.

В роботі Х.Г. Тоомінга рівняння Ю.К. Росса трохи модифіковане. Він включив в рівняння (1.39) замість $\Delta M/\Delta t$ добовий газовий обмін посіву і одержав таке рівняння:

$$\frac{\Delta m_j}{\Delta t} = \varepsilon A_j(t)\left[\int_t^{t+1}\int_0^{L_0(t)}(\Phi_1 - R_1)dL\ d\tau - \sum_{i=2}^{n}\overline{R}_{ci}\right] + MB_j, \tag{1.41}$$

де $\sum_{i=2}^{n}\overline{R}_{ci}$ – сумарне за добу дихання всіх органів, крім листя;

t – тривалість світлого часу доби.

Виходячи з припущення, що відтік асимілятів із j-го органа пропорційний масі живої частини $\widetilde{m}_j$ цього органа, Є.П. Галямін запропонував функцію репродуктивного росту визначати за виразом:

$$b_j = \frac{\Delta m_j}{\Delta t} \cdot \frac{1}{\widetilde{m}_j}, \tag{1.42}$$

де $\widetilde{m}$ – біомаса, в складі якої є компоненти, що здійснюють і регулюють обмін речовин, названа А.М. Польовим *функціонуючою біомасою.*

Її кількість оцінюється згідно з роботами А.М. Польового на основі використання універсального закону старіння біологічних систем. Для періоду активного росту рослини вся біомаса є функціонуючою, отже приріст загальної і функціонуючої біомаси однаковий:

$$\frac{\Delta \widetilde{m}_j}{\Delta t} = \frac{\Delta m_j}{\Delta t} \geq 0. \tag{1.43}$$

При виникненні стресових умов або при старінні рослин, коли кількість загальної біомаси знижується внаслідок переваги процесів розпаду над процесами синтезу, зміна кількості функціонуючої біомаси знаходиться за виразом:

$$\frac{\Delta \tilde{m}_j}{\Delta t} = -\left(\frac{\Delta m_j}{\Delta t} \frac{1}{k_s} \right), \tag{1.44}$$

де k_s – параметр, що характеризує долю життєдіяльних структур в загальній біомасі органа.

Для опису динаміки росту сухої біомаси окремих органів А.М. Польовим запропонована така система рівнянь:

$$\frac{\Delta m_{i\,(p)}^{j}}{\Delta t} = \frac{\beta_i^j \Phi^j}{1 + c_{Gi}} - \frac{(\alpha_{Ri}^j c_{mi} \varphi_R^j + \vartheta_i^j) \tilde{m}_i^j}{1 + c_{Gi}},$$

$$\frac{\Delta m_p^j}{\Delta t} = \frac{\beta_p^j \Phi^j}{1 + c_{Gi}} - \frac{\left(\alpha_{Rp}^j c_{mp} \varphi_R^j \tilde{m}_p - \sum_i^{l,s,r} \vartheta_i^j \tilde{m}_i^j \right)}{1 + c_{Gp}}, \tag{1.45}$$

$$\frac{\Delta m_g^j}{\Delta t} = \frac{\Delta m_{g_{\max}}^j}{\Delta t} \cdot \frac{\Delta \tilde{m}_p^j / \Delta t}{k_g + \Delta \tilde{m}_p^j / \Delta t},$$

де $\frac{\Delta m_{i(p)}^{j}}{\Delta t}$ – приріст біомаси i-го вегетативного (репродуктивного) органа;

$\tilde{m}_{i(p)}$ – функціонуюча біомаса i-го вегетативного (репродуктивного) органа;

$\Delta m_g / \Delta t$ – приріст сухої біомаси зерна;

$\Delta m_{g_{\max}} / \Delta t$ – максимально можлива в реальних умовах швидкість приросту сухої біомаси зерна;

β_i – ростова функція вегетативного періоду;

ϑ_i – ростова функція репродуктивного періоду;

c_{Gi} – коефіцієнт дихання росту;

α_R – онтогенетична крива дихання;

c_{mp} – коефіцієнт дихання підтримки;

φ_R – температурна крива дихання;

k_g - константа Міхаеліса-Ментен;

i – органи : l – листя; s – стебла; r – коріння; p – колосся.

Останнім часом все більшого значення і поширення набувають методи кількісного опису процесів росту, розвитку, продуційного процесу і ходу формування урожаю з використанням ПЕОМ. Вирішальною умовою ефективності таких методів є відбір найбільш інформативних динамічних показників, які тісно корелюють з продуційним процесом, кількість яких повинна бути мінімальною і в той же час достатньою для практичних цілей моделювання і прогнозування формування урожаю.

2 ЗЕМНА АТМОСФЕРА ЯК СЕРЕДОВИЩЕ СІЛЬСЬКОГОСПОДАРСЬКОГО ВИРОБНИЦТВА

Ріст, розвиток і продуктивність сільськогосподарських культур обумовлюються зовнішніми факторами та біологічними особливостями самих рослин. Виходячи із основних біологічних законів землеробства і рослинництва і будемо розглядати значення усіх факторів зовнішнього середовища у сільськогосподарському виробництві.

2.1 Склад атмосфери і ґрунтового повітря

Газова оболонка земної кулі, яка обертається разом з нею, називається *атмосферою*. Атмосфера нашої планети - це механічна суміш газів з домішками твердих та рідких часток природного походження та тих , що надходять внаслідок господарської діяльності людини. Суміш газів називається *повітрям*, головними складовими якого є азот (N_2), кисень (O_2), аргон (Ar), вуглекислий газ (CO_2) та водяна пара (H_2O). Інші гази знаходяться в атмосфері в незначній кількості. Характеристика газів, що складають сухе повітря, наведена в табл. 2.1.

Таблиця 2.1 – Характеристика складових сухого повітря поблизу земної кулі

Газ	Об ємний вміст, %	Відносна молекулярна маса	Гущина	
			абсолютна, г/м^3	по відношенню до сухого повітря
Азот (N_2)	78,084	28,106	9	0,967
Кисень (O_2)	28.946	31,9988	129	1,105
Аргон (Ar)	0,934	39,948	1789	1,379
Вуглекислий газ (CO_2)	0,033	44,010	1977	1,529
Неон (Ne)	$1,818 \cdot 10^{-3}$	20,683	900	0,695
Гелій (He)	$5,239 \cdot 10^{-4}$	4,0026	178	0,138
Криптон (Kr)	$1,14 \cdot 10^{-4}$	83,700	3736	2868
Водень (H_2)	$0,5 \cdot 10^{-4}$	2.016	90	0,070
Ксенон (Xe)	$8,7 \cdot 10^{-6}$	131,300	5891	4,524
Озон (O_3)	$(0...0,07) \cdot 10^{-4}$	48,000	2140	1,624
Сухе повітря	100	28,966	1293	1,000

У природі до складу повітря також входить вода у газоподібному, рідкому та твердому стані. Відсотковий вміст водяної пари у повітрі коливається від 0 до 4 %. Склад ґрунтового повітря якісно майже не відрізняється від складу наземного повітря за винятком болотних ґрунтів, в яких є метан та сірководень. Інші гази, що входять до складу ґрунтового повітря, мають інше співвідношення, ніж у наземному повітрі. Життєдіяльність мікроорганізмів та коріння, процеси гниття і розпаду зменшують запаси кисню у ґрунтовому повітрі та збільшують кількість вуглекислоти. Кількість азоту у ґрунтовому повітрі зменшується внаслідок розпаду білків та денітрифікації речовин, що вміщують азот, під дією мікроорганізмів.

Вміст азоту, кисню та вуглекислого газу у ґрунтовому повітрі непостійний і залежить від типу ґрунтів, їх властивостей, пори року, погодних умов, внесення органічних добрив. Також на склад ґрунтового повітря впливають волога та температура ґрунту.

Між атмосферою та ґрунтом існує безперервний обмін повітрям – аерація ґрунту, яка обумовлюється дифузією та дією вітру і коливанням атмосферного тиску.

2.2 Будова атмосфери

Атмосферу можна уявити собі як неймовірну за розмірами сферу, що складається із декількох концентричних шарів у вертикальному напрямку.

Атмосфера за своїми фізичними властивостями неоднорідна як у вертикальному, так і в горизонтальному напрямах. Змінюються усі параметри, що характеризують стан атмосфери: температура, тиск, густина повітря, газовий склад, особливо вологість, концентрація твердих та рідких аерозолей, швидкість вітру. Найбільшою мірою вони змінюються у вертикальному напрямі. Температура повітря, наприклад, на кожний кілометр висоти в середньому змінюється на 6,5 ^{0}С у нижньому шарі атмосфери товщиною до 11 км, а в горизонтальному напрямі – на таку ж величину на відстані 500 – 600 км.

Тиск повітря зменшується з висотою. В залежності від того, який з параметрів атмосфери беруть за основу, запроваджується відповідний принцип поділу атмосфери на шари (рис. 2.1).

Розглядають п’ять принципів, на підставі яких атмосферу у вертикальному розрізі поділяють на шари: за розподілом температури повітря з висотою; за складом атмосферного повітря; за наявністю заряджених часток; за характером взаємодії атмосфери з поверхнею землі; за впливом атмосфери на апарати.

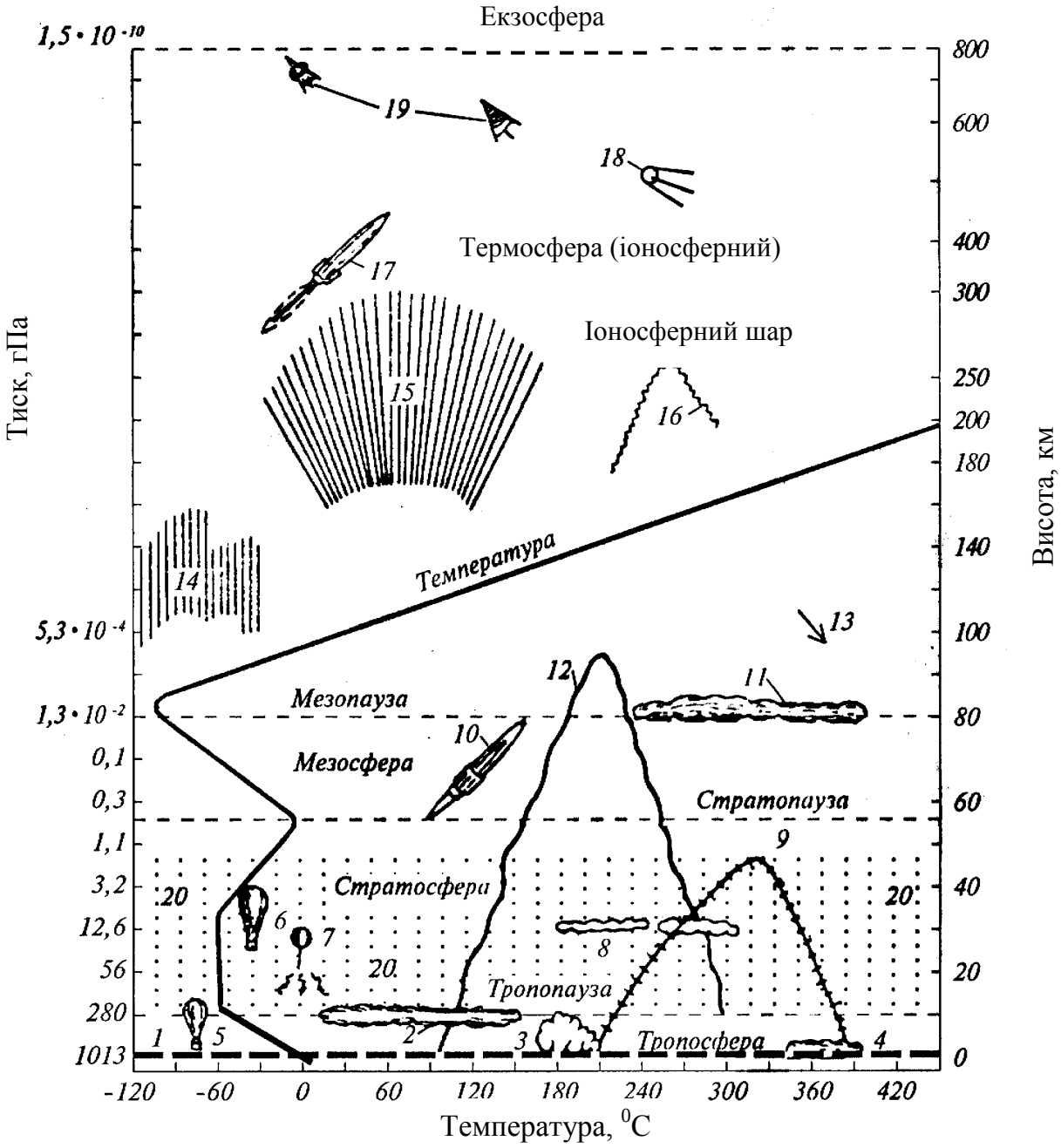


Рис. 2.1 – Будова атмосфери. 1-рівень моря; 2- перисті хмари; 3- купчасті хмари; 4-шаруваті хмари; 5 – вільний аеростат; 6 – стратосфера; 7 – радіозонд; 8 – перламутрові хмари; 9 – відбиття звукових хвиль; 10 – метеорологічна ракета; 11 – сріблясті хмари; 12 – шар відбиття середніх радіохвиль; 13 – метеори; 11,12 – полярне сяйво; 16 – відбиття коротких радіохвиль; 17 – геофізична ракета; 18 – штучний супутник землі; 19 – космічні кораблі; 20 – озоновий шар.

За зміною температури з висотою атмосферу поділяють на п'ять основних шарів: тропосферу, стратосферу, мезосферу, термосферу та екзосферу. Між ними розташовуються проміжні шари:
тропопауза, стратопауза, мезопауза, термопауза.

Тропосфера – шар атмосфери, розташований між поверхнею землі та тропопаузою. Характеризується падінням температури з висотою з середньою швидкістю 0,65 ^{0}С на 100 м висоти.

Тропопауза – перехідний шар між тропосферою та стратосферою. ЇЇ висота і температура залежать від широти. У полярних широтах тропопауза розташована на висоті близько 8 км з температурою повітря 200 ^{0}К в той час коли на екваторі її висота досягає18 км, а температура повітря близько 190^{0}К.

Стратосфера – шар атмосфери, який розташований після тропопаузи до висоти більше 50 км. У нижній частині (до 20 км) температура з висотою змінюється мало. Вище вона зростає і на верхній межі становить 270 ^{0}К.

Стратопауза – перехідний шар між стратосферою та мезосферою і знаходиться на висоті 47 – 52 км. Температура в цьому шарі змінюється мало.

Мезосфера – шар атмосфери, що розташовується вище стратопаузи, і температура в ньому падає до висоти 85 км. На цій висоті спостерігається другий мінімум температури повітря (перший був на рівні тропопаузи). Температура на верхній межі мезосфери у середньому становить 186 ^{0}К.

Мезопауза – перехідний шар між мезосферою та термосферою. Вона спостерігається на висотах 85 – 95 км і характеризується постійною температурою (біля 186 ^{0}К)

Термосфера – шар земної атмосфери, який розташовується вище мезопаузи та простягається у середньому до висоти 450 км. Температура повітря у термосфері зростає від 186 ^{0}К до 200 ^{0}К.

Екзосфера – верхній шар атмосфери, поширюється від висоти 450км до верхньої межі атмосфери. Він характеризується дуже малою густиною повітря. Молекули та атоми газів цієї області атмосфери можуть викидатися у міжпланетний простір та назавжди залишати Землю. Стратосферу, мезосферу, термосферу та екзосферу називають верхньою атмосферою, а тропосферу – нижньою атмосферою.

За складом повітря атмосфера розділяється на два шари: гомосферу та гетеросферу.

Гомосфера поширюється від земної поверхні до висоти 95 км. Вона характеризується тим, що відносний склад газів (азоту, кисню та аргону) та відносна молекулярна маса повітря практично не змінюються з висотою.

Гетеросфера поширюється в атмосфері вище 95 км, в ній поряд з молекулами кисню і азоту є і атоми цих газів. Концентрація атомарних ки-

сню та азоту з висотою збільшується. Тому у гетеросфері відносна молекулярна маса з висотою зменшується.

Молекули повітря до висоти 50 – 60 км не несуть на собі зарядів. З цієї точки зору шар атмосфери від земної поверхні до позначеної висоти називають нейтральною атмосферою. Вище за рахунок поглинення квантів сонячної енергії кількість заряджених часток (іонів та електронів) швидко збільшується. Тому атмосферу вище 50 – 60 км називають *іоносферою.*

2.3. Значення основних газів повітря для біосфери

Найбільше значення для біосфери мають гази – азот, кисень, вуглекислий газ і водяна пара.

Азот має особливе місце в ґрунтовому живленні рослин. Вільний азот не споживається рослинами, але вступає в зв'язок з ґрунтовими та бульбочковими бактеріями, і збагачує ґрунт сполуками азоту, які легко засвоюються рослинами. З опадами за рік в грунт надходить біля 5 кг азоту на 1 га. Для покращання ґрунтового живлення рослин мінеральні та органічні сполуки азоту вносяться у вигляді добрив.

Кисень необхідний для дихання та розкладання органічних речовин, гниття і горіння. При взаємодії органічних речовин з киснем в клітинах живих організмів виділяється енергія, яка забезпечує життєдіяльність рослин та тварин. Збагачення грунту киснем відбувається при поліпшенні аерації грунту. Корінням дерев споживається за добу біля 1 мг кисню.

Озон або трьохатомний кисень знаходиться в шарі від земної поверхні до висоти 70 км. Найбільша кількість озону (90%) знаходиться на висотах від 10 – 17 км до 50 км і називається озоновим шаром або озоносферою. Озоновий шар має дуже велике значення для життя на Землі. Він поглинає жорстку ультрафіолетову радіацію з довжиною хвиль 0,22 … 0,29 мкм.

Руйнування озонового шару може призвести до змін температури і загальної циркуляції атмосфери, вплинути на тепловий баланс. У 1986 році дослідження показали, що в Антарктиді озоновий шар зменшився на 40% та на 20 % на 50 – 60^0 п. ш. Це викликало появу озонових дірок. Руйнування озону відбувається за рахунок забруднення повітря об'єктами промисловості та вживанням фреону.

Вуглекислий газ – це важкий газ і накопичується він біля поверхні Землі та є джерелом повітряного живлення рослин. Крім того, він відіграє значну роль у тепловому балансі Землі, зменшуючи її охолодження.

Водяна пара – важливий ланцюжок у кругообігу води у природі. Вона обумовлює утворення хмар та випадання опадів, впливає на інтенсивність випаровування, бере участь у створенні оранжерейного ефекту. Во-

дяна пара впливає на прозорість атмосфери, її радіаційний режим та поглинає різні речовини, що її забруднюють.

2.4 Методи дослідження атмосфери

Для спостережень за станом атмосфери та впливом метеорологічних явищ на сільськогосподарське виробництво створена мережа метео- та агрометеорологічних станцій і обсерваторій. На них візуально та за допомогою приладдя виконуються спостереження за метеорологічними та агрометеорологічними елементами в приземному шарі атмосфери.

Для вивчення високих шарів атмосфери організовані високогірні обсерваторії і станції. Крім того, використовуються аеростати, кулі-пілоти, радіозонди. Широкого розповсюдження набуло зондування атмосфери на літаках та вертольотах. Найвищі шари атмосфери досліджуються за допомогою метеорологічних і геофізичних ракет та космічних систем спостереження Землі – “Метеор”, “Океан “, “Ресурс” і т. ін.

Для сільського господарства спостереження супутників надають інформацію про запаси води в снігу, температуру підстильної поверхні, рівномірності розподілу фітомаси на угіддях та пасовиськах, міру пошкодження посівів несприятливими явищами, шкідниками, хворобами, про очікуваний врожай та. ін.

3 ПРОМЕНИСТА ЕНЕРГІЯ

3.1 Потоки променистої енергії

Головним джерелом енергії майже всіх процесів, які відбуваються на Землі, в атмосфері є промениста енергія Сонця.

Сонячна енергія є головною умовою існування біосфери та одним із найголовніших кліматоутворюючих факторів. У зв'язку з тим, що Земля охоплена суцільною оболонкою атмосфери, сонячне проміння проходить крізь всю товщу атмосфери, яка частково відбиває це проміння, або розсіює його. При відбитті та розсіюванні променів змінюється кількість і якість світла, що приходить на Землю. Промениста енергія Сонця розподіляється на потоки: пряма сонячна радіація, розсіяна, сумарна, відбита сонячна радіація, власне випромінювання Землі та пересічне випромінювання атмосфери.

Інтенсивність сонячної радіації – це потік радіації, що надходить в одиницю часу на одиницю поверхні. У міжнародній системі (СИ) інтенсивність потоку сонячної радіації виражають у Вт/м^2 [1 кал/ (см^2 · хв) = 698 Вт/м^2]. Суми радіації виражають у Дж/(м^2 · год), Дж /(м^2 ·доба) та ін. (1 кал /см^2 = 4.19 ·10^4 Дж / м^2).

Рослинний світ отримує здебільшого пряму та розсіяну сонячну радіацію і значно менше – відбиту.

<u>Пряма сонячна радіація.</u> Радіація, яка надходить на верхню межу атмосфери і потім на поверхню Землі безпосередньо від сонячного диска у вигляді пучка паралельного проміння, називається прямою сонячною радіацією. Пряма сонячна радіація незначно змінюється з часом, тому її називають *сонячна стала* (S_0). S_0 ≈ 1400 Вт/м^3, якщо відстань до Сонця 149,5 · 10^6 км.

Прихід прямої радіації на земну поверхню залежить від кута падіння сонячного проміння. Потік прямої радіації на горизонтальну поверхню називають *інсоляцією* :

$$S' = S \cdot \sin h \qquad (3.1)$$

Якщо ж поверхня не горизонтальна, то прихід радіації залежить також від нахилу поверхні.

Середні багаторічні суми прямої радіації на території України збільшуються від 210 МДж/м^2 на півночі до 290 МДж/м^2 на півдні.

<u>Розсіяна сонячна радіація</u>. Коли сонячне проміння проходить крізь товщу атмосфери, відбувається його послаблення, викликане поглиненням (15 %), відбиттям від хмар і розсіюванням (25 %). Та частина радіації, яка

після розсіювання атмосферою та відбиття від хмар надходить на поверхню Землі, називається *розсіяною сонячною радіацією* (*Д*).

Кількість розсіяної радіації залежить від кількості хмар, їх вертикальної потужності та оптичних властивостей.

Середні багаторічні суми розсіяної радіації за рік на території країни складають 200 – 215 МДж/м^2 .

Сумарна сонячна радіація. Пряма і розсіяна сонячні радіації складають сумарну сонячну радіацію:

$$Q = S' + D \qquad (3.2)$$

Співвідношення прямої та розсіяної радіації у складі сумарної радіації залежить від висоти Сонця, хмарності і забруднення атмосфери, висоти поверхні над рівнем моря.

Висота Сонця змінюється в залежності від: географічної широти, від місяця або сезону, від часу доби.

Рослини отримують світло та тепло завдяки сумарній сонячній радіації. Тому для сільського господарства мають велике значення величини сумарної радіації за добу, місяць, вегетаційний період. Суми сумарної радіації на території України за період від дати переходу температури повітря через 10 ^{0}С навесні до дати переходу її через 10 ^{0}С восени, які подані на карті (рис. 3.1).

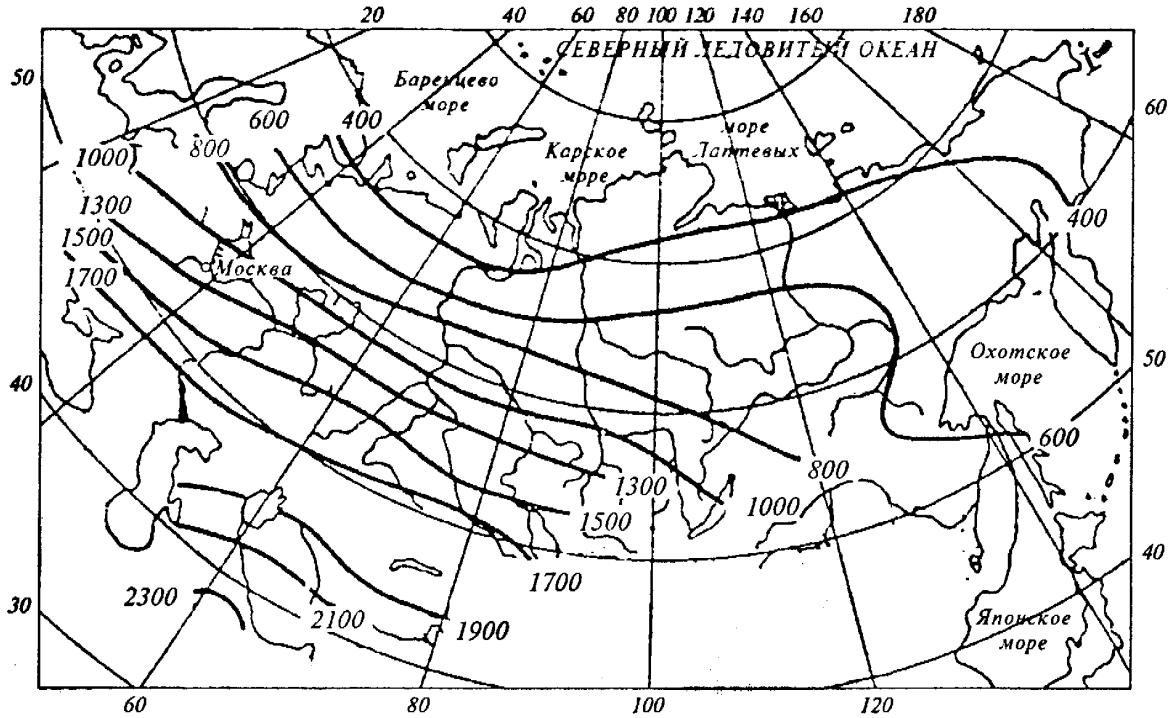


Рис. 3.1 – Розподіл середніх багаторічних сум ФАР за період активної вегетації, МДж/м^2

Як видно з рис. 3.1, суми сумарної радіації змінюються за вегетаційний період в значних межах – від 2700 МДж/м^2 на півночі до 3750 МДж/м^2 на півдні.

Відбита сонячна радіація. Альбедо. Сумарна радіація, що дійшла до земної поверхні , частково відбивається від неї і створює відбиту сонячну радіацію (R), яка має напрям від земної поверхні в атмосферу.

Відбивна здатність поверхні характеризується *альбедо (А).*

Альбедо – це відношення відбитої радіації до сумарної:

$$A_к = (R_к / Q)\ 100\% \qquad (3.3)$$

Альбедо залежить від вологості ґрунту Із збільшенням вологості значення альбедо зменшується. Альбедо має досить добре визначений денний та річний хід. Найменше його значення у полуденні години, а впродовж року – влітку.

3.2 Радіаційний баланс земної поверхні

Залишок між потоками променистої енергії, що приходять і відходять, називається радіаційним балансом земної поверхні.

Прибуткова частина радіаційного балансу земної поверхні вдень складається із прямої та розсіяної сонячної радіації і випромінювання атмосфери (E_a). Витратна частина балансу складається із випромінювання земної поверхні ($E_з$) та відбитої сонячної радіації (R):

$$B = S' + D - E_a - E_з - R_к \qquad (3.4)$$

Для нічної пори рівняння радіаційного балансу має вигляд :

$$B = E_a - E_з, \qquad \text{або} \qquad B = -E_{еф} \qquad (3.5)$$

Якщо приплив радіації перевищує витрати, то радіаційний баланс має позитивний знак і діяльна поверхня нагрівається. При від'ємному балансі вона охолоджується. Влітку радіаційний баланс вдень позитивний, вночі – від'ємний. Перехід через 0 ^{0}С відбувається вранці, за годину після сходу Сонця, а ввечері за 1 – 2 год до заходу Сонця.

Радіаційний баланс в районах, де встановлюється стійкий сніговий покрив, в холодну пору року має від'ємний знак, в теплу – позитивний.

Радіаційний баланс має ярко виражений добовий хід (рис. 3.2).

Мінливість середніх багаторічних сум радіаційного балансу має широтний характер. У високих широтах радіаційний баланс суші становить близько 0, на півдні – 1500 – 1700 Мдж/ (м^2 · рік).

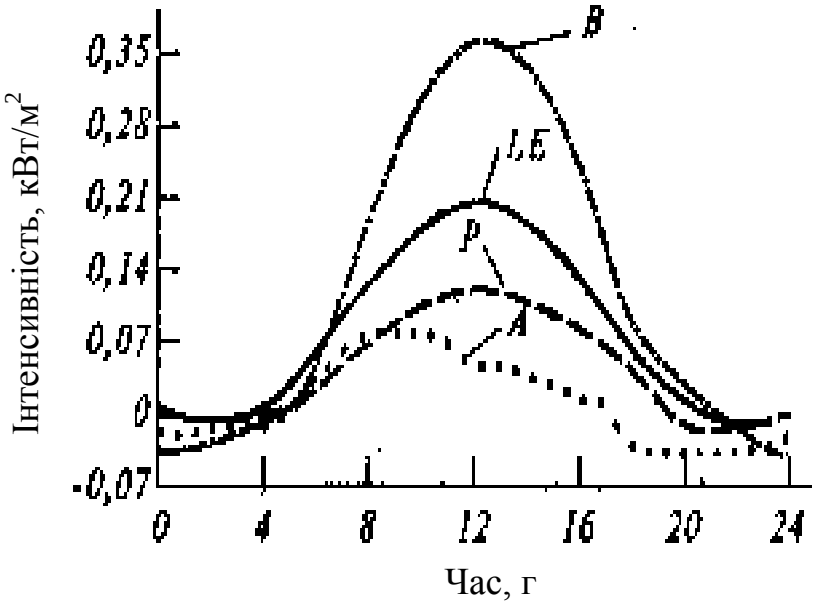


Рис. 3.2 – Добовий хід складових теплового балансу.

Радіаційний режим земної поверхні суттєво впливає на розподіл температури у ґрунті та приземному шарі атмосфери, а також на процеси випарування, сніготанення, утворення туманів і приморозків, трансформацію повітряних мас.

Значення радіаційного балансу необхідні для оцінки різних заходів регулювання температури та вологості ґрунту, випарування, для розрахунку кількості радіації, поглиненої посівами та ґрунтом та ін.

3.3 Промениста енергія і рослини

Промениста енергія складається із електромагнітних хвиль різної довжини (λ). Спектр сонячного світла розділяється на три частини: невидимі ультрафіолетові промені з довжиною хвиль $\lambda < 0{,}40$ мкм, видимі промені з довжиною хвиль $0{,}40 < \lambda < 0{,}75$ мкм і невидимі інфрачервоні промені з довжиною хвиль $0{,}76 \leq \lambda \leq 4$ мкм.

Біологічна дія різних видів радіації на рослини різна. Ультрафіолетова радіація уповільнює ростові процеси але прискорює проходження етапів формування репродуктивних органів у рослин. Близька інфрачервона радіація споживається водою листя та стебел рослин і створює тепловий ефект.

Дія далекої інфрачервоної радіації на рослини дуже незначна.

Видима частина сонячного спектра створює освітленість і до цього спектра відноситься переважна частина так званої фізіологічної радіації, тобто радіації, що поглинається пігментами листків. У межах видимої час-

тини сонячного спектра знаходиться і так звана фотосинтетично активна радіація (ФАР) з довжиною хвиль 0,38 – 0,71 мкм. У процесі фотосинтезу рослин використовується тільки 1 – 3 % ФАР для створення різноманітних органічних речовин.

Встановлено, що для фотосинтезу необхідна інтенсивність сонячної радіації, яка перевищувала б визначену межу, котра називається компенсаційною точкою. Вона для більшості рослин знаходиться у межах від 209 до 349 Вт/м^2. Значення компенсаційної точки змінюється впродовж вегетації сільськогосподарських рослин.

Оскільки ФАР є одним з найважливіших факторів продуктивності рослин, то має дуже велике значення інформація про надходження ФАР, розподіл по території та за часом.

Інтенсивність ФАР розраховується за даними прямої (S') та розсіяної (D) або сумарної радіації (Q) за допомогою коефіцієнтів, запропонованих Б.І. Гуляєвим, Х.Г. Тоомінгом та Н.О. Єфимовою :

$$Q_{ФАР} = 0.43\, S' + 0.57D \qquad (3.6)$$

$$Q_{ФАР} = 0.52\, Q \qquad (3.7)$$

Ефективність використання сонячної радіації фітоценозами характеризується к*оефіцієнтом корисної дії ФАР (ККД).* Він визначається відношенням кількості енергії, що накопичилась у продуктах фотосинтезу або утвореного у фітомасі врожаю до кількості поглиненої радіації:

$$\eta = \frac{qV \cdot 100}{\sum Q_{ФАР}} \qquad (3.8)$$

де q – калорійність рослин, кДж/г;

V – біологічний врожай загальної фітомаси, г/см ^{2};

$\Sigma Q_{ФАР}$ – сума ФАР за вегетаційний період, Мдж/м^2

Середня калорійність сухої біомаси у різних рослин коливається від 16,7 до 20,5 кДж/г.

ККД посівів залежить від строків сівби та гущини посіву, кількості внесених добрив, погодних умов та ін. За значеннями ККД (О.О. Ничипорович) посіви поділяються на групи: що звичайно спостерігаються – 0,5 – 1,5 %, добрі –1,6 – 3%, рекордні –3,1 – 5 %, теоретично можливі – 6 – 8 %.

ККД листя рослин більше, ніж ККД всього посіву і залежить від зміни інтенсивності освітлення. Рослини по–різному реагують на зміну освітленості і, в залежності від реакції на інтенсивність освітлення, всі форми рослинності поділяють на три групи: світлолюбні, тіньовитривалі нейтральні.

Сонячна радіація також впливає на хімічний склад сільськогосподарської продукції. Наприклад, на вміст цукру у фруктах та ягодах, вміст білка у зерні зернових культур, кількості масла у насінні соняшнику і ін. Деякі хвороби сільськогосподарських рослин найбільш активно розвиваються за недостатньої освітленості.

Інтенсивність фотосинтезу лист за ярусами неоднакова, тому що світло падає на листя однієї і тієї ж рослини під різними кутами (рис.3.3).

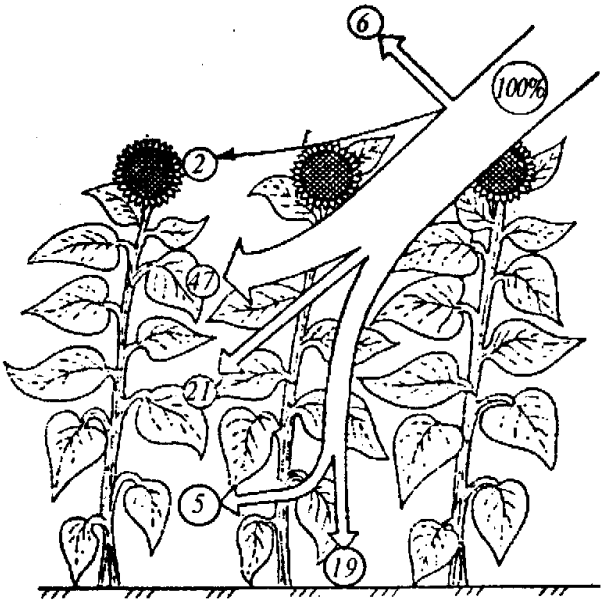


Рис.3.3 – Розподіл ФАР по ярусах листя в посівах соняшника

Залежність інтенсивності фотосинтезу від приходу ФАР характеризується світловими кривими фотосинтезу і газообміну. Світлові криві різних рослин характеризують залежність інтенсивності фотосинтезу [мг CO_2/(дм^2)] від кількості сонячної радіації, що надходить.

Стан, коли при збільшенні ФАР інтенсивність фотосинтезу за даних умов утримується на одному найвищому рівні, називається *рівним плато* (рис. 3.4).

Сонячна радіація має добовий ритм (чергування дня і ночі). Встановлено, що рослини переходять до генеративного розвитку при визначеному співвідношенні тривалості дня і ночі (фотоперіодична реакція). За фотоперіодичною реакцією рослини класифікуються на групи:

- короткого дня (рис, просо, сорго, кукурудза та ін.) Їм необхідна тривалість дня 10 – 12 год.;
- довгого дня (жито, овес, пшениця, льон, горох і ін.). Їм необхідна тривалість дня до 18 – 20 год.;

- нейтральні до тривалості дня (томати, гречка та ін.)

Тривалість світлої пори доби (астрономічна тривалість дня) залежить від пори року і географічної широти. На екваторі тривалість дня становить 12 год. ±30 хв. І збільшується після весняного рівнодення (21.03) при переміщенні на північ та зменшується при переміщенні на південь. Після осіннього рівнодення (23.09) – навпаки.

При збільшенні тривалості дня у північних широтах у вегетаційний період продовжується період фотосинтезу рослин.

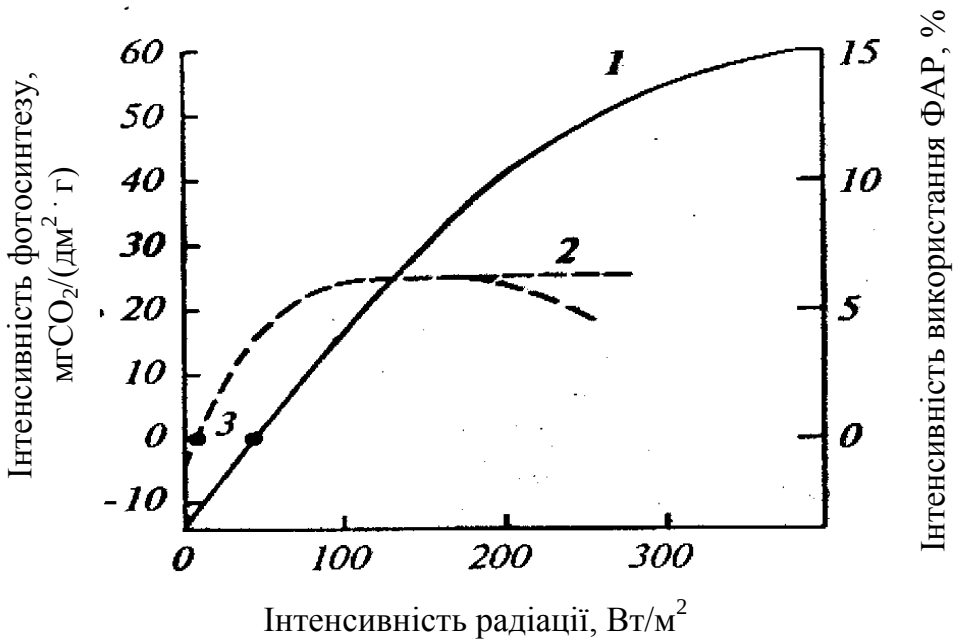


Рис. 3.4 – Світлова крива фотосинтезу світлолюбних (1) і тіньовитривалих (2) рослин (3 – компенсаційні точки. За О.М. Шульгіним)

Тривалість освітлення має велике значення також для формування якості врожаю і впливає на розвиток хвороб рослин. При збільшенні тривалості дня стійкість рослин до хвороб збільшується.

4 ТЕМПЕРАТУРА ПОВІТРЯ І ГРУНТУ

4.1 Температура повітря

Тепловим режимом атмосфери називається характер розподілу і зміни температури в атмосфері. Тепловий режим атмосфери визначається здебільшого її теплообміном з навколишнім середовищем. Велику роль у розвитку процесів, пов'язаних із взаємодією атмосфери та зеленої поверхні, відіграє приземний шар атмосфери. Він має товщину декількох десятків метрів і його стан дуже впливає на флору і фауну, на умови життєдіяльності всього живого.

Основним джерелом нагрівання приземного шару є тепло, що надходить від діяльної поверхні. Перенесення тепла між діяльною поверхнею і атмосферою, а також у самій атмосфері, здійснюється через конвективний і турбулентний потоки. *Потік тепла* – це об'єм тепла, що переноситься потоком повітря через одиницю площі за одиницю часу у напрямку, перпендикулярному до площі.

Конвективний потік тепла обумовлюється горизонтальними складовими швидкості вітру.

Турбулентний потік тепла формується завдяки переносу тепла турбулентними полями. Він формується всередині атмосфери внаслідок закрученого хаотичного руху повітря, тобто турбулентності. Турбулентні потоки поділяються на *динамічні* і *термічні*. *Динамічні потоки* виникають внаслідок появи сили тертя. Теплові потоки (теплова конвекція) – виникає внаслідок нерівномірного нагрівання різних ділянок поверхні. Теплова конвекція на суші розвивається вдень і влітку, над морем – вночі і взимку.

Конвективні і турбулентні потоки тепла обумовлюють зміну температури приземного шару повітря як впродовж доби, так і впродовж року. Добовий хід температури повітря має максимум о 14 – 15 год. І мінімум перед сходом сонця. Амплітуда температурних коливань залежить від погодних умов, пори року, рельєфу, фізичних властивостей ґрунту та є важливою характеристикою клімату.

У ясну погоду амплітуда температур вища ніж у похмуру, оскільки хмари затримують випромінювання і тим самим підвищують нічну температуру. Також амплітуда температур у середніх широтах взимку менше, ніж влітку.

Річний хід температури повітря у різних географічних зонах різний і залежить від широти місця, континентальності його, знаходження та висоти над рівнем моря. Характеристикою річного ходу температури є амплітуда річних коливань температури повітря (різниця між середніми місячними температурами самого теплого та самого холодного місяця).

За величиною середньої багаторічної амплітуди температур і часом наступу екстремальної температури виділено чотири типи річного ходу температури повітря (рис.4.1)

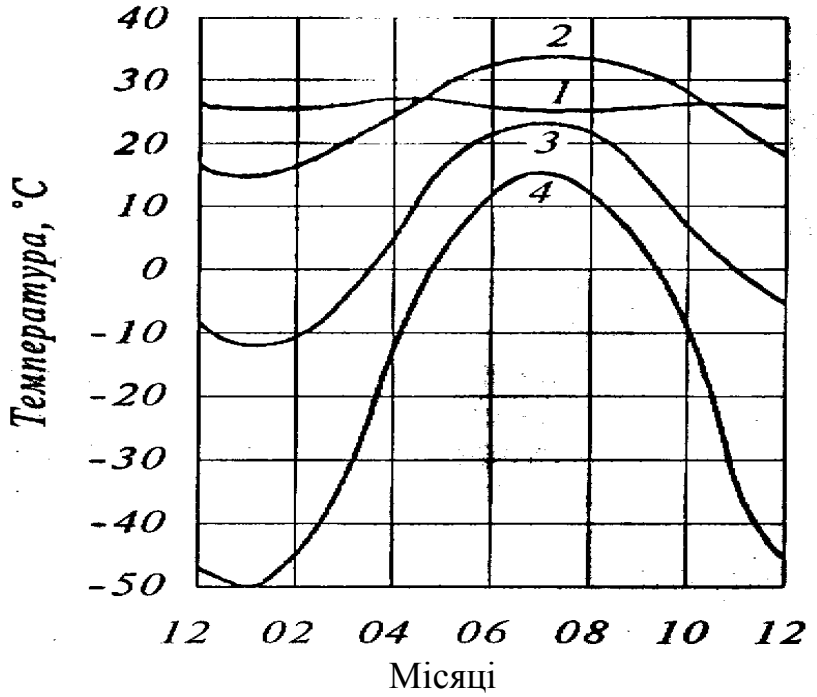


Рис.4.1 – Типи річного ходу температури повітря: 1 – екваторіальний (Джакарта, φ = 6 ^{0} півд. шир.); 2 – тропічний (Асуан, φ = 24^0 півн. шир.); 3 – помірного поясу (Саратов, φ= 52^0 півн. шир.); 4 – полярний (Верхоянськ, φ = 67^0 півн. шир.).

Температура повітря у тропосфері з висотою зменшується приблизно на 0,6 ^{0} С на кожні 100 м висоти. Але в приземному шарі повітря розподіл температури може бути будь-яким: збільшуватись, зменшуватись, залишатись без змін.

Розподіл температури з висотою характеризується вертикальним градієнтом (*ВГТ*):

$$ВГТ = (t_H - t_B) / (Z_B - Z_H) \qquad (4.1)$$

де $t_H - t_B$ –різниця температури між нижнім та верхнім рівнями, ^{0}С;

$Z_B - Z_H$ – відстань між двома рівнями, м.

Зазвичай ВГТ розраховується на 100 м висоти.

У приземному шарі повітря значення ВГТ залежить від погодних умов, пори року, пори доби, вітру, вологості ґрунту, наявності рослинного покриву.

4.1.1 Вплив температури повітря на ріст, розвиток і формування врожаїв сільськогосподарських культур

Фізіологічні процеси, що протікають в організмах рослин – фотосинтез, дихання, транспірація, живлення та інші, відбуваються за певних рівнів температури. Вимоги рослин до тепла змінюються в досить широких межах і визначаються трьома кардинальними точками: температурним мінімумом, нижче якого рослини не розвиваються (біологічний мінімум), температурним оптимумом, тобто найсприятливішою температурою для розвитку рослин та температурним максимумом, за межами якого рослини існувати не можуть.

Значення температури між температурним оптимумом та мінімумом називається *толерантною зоною*.

Для оцінки температурного режиму використовуються такі температурні характеристики:

- середня за добу температура повітря, визначається як середнє арифметичне із усіх значень температури, виміряних в усі строки спостережень (це або чотири, або шість, або вісім значень). На разі на усіх типах гідрометеорологічних станцій мережі Департаменту гідрометеорології температура повітря визначається 8 раз на добу;
- середня температура за декаду, визначається як середнє арифметичне із середньодобових температур за 10 або 11 діб;
- середня температура за місяць, визначається також як середнє арифметичне значення із середньодобових температур.
- середньорічна температура, визначається як середнє арифметичне із середніх за добу, декаду або місяць значень температури повітря.

У сільськогосподарському виробництві найчастіше використовуються значення середньої температури за декаду, міжфазний період розвитку рослин. *Міжфазний період – це відрізок часу у днях між двома якісно новими становищами рослин, що настають один за одним впродовж всієї вегетації рослин. Якісно нове становище рослин, яке настає після проходження певного відрізку часу та накопичення фізіологічних змін в стані рослин* (наприклад: сходи пшениці та утворення третього листка, або розпускання бруньок плодових дерев та цвітіння та ін.).

Однак середні характеристики на відтворюють добовий хід температури повітря, що дуже важливо для сільськогосподарського виробництва. Особливо це необхідно у перехідні сезони року (весна, осінь). Тому вживається поняття максимальних та мінімальних температур вище чи нижче будь-якої межі (0, 5, 10, 15, -5, -10 ^{0}C).

Окрім середніх, максимальних та мінімальних температур ще використовуються для характеристики теплового режиму суми температур. Відрізняють кліматичні і біологічні суми. *Кліматичні суми температур –*

це суми температур вище будь-якої межі (наприклад, від дати переходу температури повітря через 5 ^{0}С навесні до такої ж дати восени) .

Біологічні суми температур – це суми температур за вегетаційний період культури. *Вегетаційним періодом називається період у днях від сівби до збирання врожаю.*

Рослини розвиваються тільки у тому випадку, якщо середня температура повітря досягає межі біологічного мінімуму. Біологічний мінімум для холодостійких рослин (пшениця, жито, овес, ячмінь та ін.) становить + 5 ^{0}С, для теплолюбних рослин він становить – +10 – 15 ^{0}С (кукурудза, рис, виноград, бавовна, деякі овочеві культури). Біологічний мінімум розвитку культур змінюється впродовж вегетації (табл. 4.1).

Таблиця 4.1 – Біологічний мінімум температури у різні періоди вегетації / За В.М. Степановим /

Культури	Поява сходів і формування вегетативних органів, ^{0}С	Формування генеративних органів, ^{0}С
Зернові культури (пшениця, жито, ячмінь)	4 – 5	10 – 12
Горох	4 – 5	8 – 10
Льон	5 – 6	10 – 12
Соняшник	7 – 8	12 – 15
Просо	10 – 11	12 – 15
Кукурудза	10 – 13	12 – 15
Бавовна	14 – 15	15 – 20
Рис	14 - 15	18 – 20

Потреба рослин в теплі за вегетаційний період характеризується сумами середніх за добу температур. Кожна рослина потребує для повного розвитку певну суму температур. Для визначення сум температур, необхідних для розвитку сільськогосподарських культур, використовуються суми температур : активних і ефективних.

Сума активних температур – це сума середніх за добу температур після переходу їх через біологічний мінімум.

Сума ефективних температур – це сума середніх за добу температур, зменшена на величину біологічного мінімуму. Оскільки значення біологічного мінімуму різне не тільки для різних рослин, а і для різних між-

фазних періодів однієї і тієї ж рослини, то сума ефективних температур також різна при однакових значеннях середньої за добу температури.

Дослідженнями Ю.І. Чиркова встановлено, що є деяка мінливість сум ефективних температур за міжфазні періоди в залежності від рівня середньої температури повітря за добу. Підвищення середньої за добу температури вище оптимальних значень температури для даної культури не викликає прискорення її розвитку. Температури, що не викликають прискорення розвитку рослин, називаються *баластними*.

Суми активних та ефективних температур мають екологічне значення, оскільки відображують зв'язок рослин з середовищем мешкання.

Значення сум температур залежить від широти місця та від його висоти над рівнем моря.

Діапазон дії (*або зона толерантності*) температури повітря (або іншого будь-якого чинника) обмежується крайніми пороговими значеннями температури, при якій можливе існування рослинного організму (рис. 4.2).

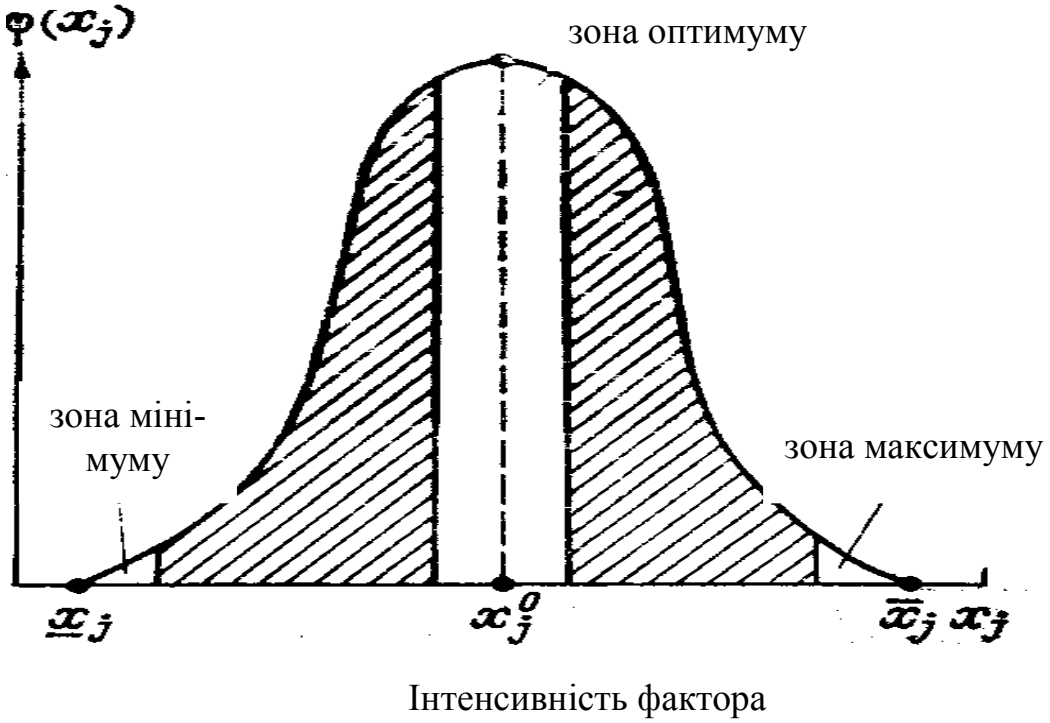


Рис.4.2 – Схема дії температури повітря на рослини (за К.М.Ситником, А.В.Брайоном, О.В.Городецьким). x_j – точка мінімуму, x_j^o – точка оптимуму; $\bar{x}_j$ – точка максимуму.

Таблиця 4.2 – Потреба сільськогосподарських культур в теплі
(в біологічних сумах температур повітря)

Культура	Скоростиглість сорту	Період	Біологічна сума температур для широти 55^0 півн.ш.
Яра пшениця	Ранні	Сівба воскова стиглість	1400
	Середні	,,	1500
	Пізні	,,	1700
Ячмінь	Ранні	,,	1250
	Середні	,,	1350
	Пізні	,,	1450
Овес	Ранні	,,	1250
	Середні	,,	1450
	Пізні	,,	1550
Озима пшениця	Ранні	,,	1400
	Середні	,,	1450
	Пізні	,,	1500
Кукурудза	Ранні	,,	2200
	Середні	,,	2500
	Середньо-пізні	,,	2700
Гречка	Ранні	,,	1200
	Середні	,,	1300
	Пізні	,,	1400
Рис	Ранні	,,	2500
	Середні	,,	2820
	Пізні	,,	3320
Соняшник	Ранні	,,	1850
	Середні	,,	2000
	Пізні	,,	2300
Картопля	Ранні	,,	1400
	Середні	,,	1600
	Пізні	,,	1800
Томати	Ранні	,,	1750
	Середні	,,	1950
	Пізні	,,	2100

Точка на осі абсцис, що відповідає найкращим умовам життєдіяльності рослинних організмів, визначає оптимальне значення елемента. Одну точку визначити досить складно тому, за звичай, визначають зону оптимуму (*зону комфорту*).

Точки мінімуму, оптимуму та максимуму визначають можливі реакції рослинного організму на даний фактор.

Температура повітря є також одним із головних метеорологічних факторів, який визначає можливість вирощування рослин у будь-якій природно-кліматичній зоні, можливість виникнення хвороб рослин та розповсюдження шкідників.

Температура повітря обумовлює життєдіяльність збудників хвороб та можливість їх збереження і розповсюдження.

Тепло – один із основних екологічних факторів життєдіяльності біоценозів, тому його необхідно враховувати при розміщенні сільськогосподарських культур та проведенні агротехнічних заходів.

Для оцінки загальних термічних ресурсів території використовується сума активних температур вище 10^0С, оскільки за такого значення температури активно відбувається вегетація більшості рослин. Для оцінки потреб рослин у теплі використовується біологічна сума температур, тобто сума температур повітря за вегетаційний період рослин (табл.4.2).

Дослідження біологічних сум температур, проведені С.О. Сапожниковою та Д.І. Шашко [49] показали, що вони змінюються в залежності від континентальності клімату.

Характеристика термічного режиму тієї чи іншої місцевості не вичерпується тільки середніми сумами температур за період вегетації сільськогосподарських культур. Для вирішення цілої низки питань необхідно знати, як швидко накопичується тепло навесні та які суми температур бувають за окремі міжфазні періоди. Ф.Ф.Давітая [25] встановив, що розвиток весняних, літніх та осінніх процесів на великих просторах іде закономірно. Ця закономірність обумовлюється макропроцесами: припливом сонячної радіації, циркуляцією атмосфери та особливостями підстильної поверхні. Тому темпи наростання тепла на весні змінюються мало, вони тільки зміщуються за часом.

4.2 Температура ґрунту

4.2.1 Тепловий баланс земної поверхні

Температурний режим ґрунтів здебільшого обумовлюється радіаційним балансом. Промениста енергія у діяльному шарі перетворюється в теплову. При позитивному балансі (вдень, влітку) частина цього тепла ви-

трачається на нагрівання приземного шару повітря, рослин, на випаровування води з ґрунту і рослин. При від'ємному значенні балансу (вночі, взимку) витрати тепла, пов'язані з ефективним випромінюванням, компенсуються приходом тепла від діяльного шару. Ці надбання і витрати енергії на діяльній поверхні характеризуються рівнянням теплового балансу:

$$B=A+P+LE, \qquad (4.2)$$

де B – радіаційний баланс діяльної поверхні;

A – потік тепла між діяльною поверхнею і нижніми шарами;

P – потік тепла між діяльною поверхнею і приземним шаром повітря;

LE – витрати тепла на випаровування.

Інші складові теплового балансу: потоки тепла від опадів, енергії вітру, витрати на фотосинтез і ін., дуже незначні і до уваги приймаються лише при занадто точних обрахунках.

Складові теплового балансу мають чіткий добовий хід.

Зміна теплових потоків повторює зміну радіаційного балансу. Такі ж закономірності спостерігаються і в річному ході теплового балансу.

4.2.2 Температура ґрунту

У ґрунті природного складу першопричиною процесу теплообміну є вертикальний температурний перепад, що змінює знак від дня до ночі. Завдяки цьому виникає процес теплопровідності. Теплообмін у ґрунті здійснюється завдяки: теплопровідності вздовж окремої частки ґрунту, передачі тепла від однієї частки до іншої, молекулярній теплопровідності у середовищі поміж частками, теплопередачі на межі твердих часток і середовища, конвекції газів і вологи.

Денне нагрівання і нічне охолодження ґрунту викликають добові коливання його температури. Максимум температури на поверхні ґрунту спостерігається близько 13 години (за сонячним часом). Мінімум температури ґрунту спостерігається перед сходом Сонця. Різниця між максимумом і мінімумом у добовому або річному ході називається *амплітудою ходу температури*.

На величину добової амплітуди температури поверхні ґрунту впливають: пора року, географічна широта, рельєф, рослинний і сніговий покрив, колір ґрунту, стан поверхні, вологість ґрунту, хмарність.

Хід температури впродовж року визначається різною кількістю сонячної радіації – найменша у січні, найбільша – в липні або серпні. Амплітуда ходу температури впродовж року збільшується із збільшенням широти (у добовому ході цього не спостерігається). В районі екватора вона складає 2 – 3 ^{0}С, у полярних широтах (Якутія) 70 ^{0}С.

Нагрівання та охолодження ґрунту залежать здебільшого від його теплофізичних характеристик: теплоємності та теплопровідності. Теплоємність – це кількість тепла, необхідна для підвищення температури ґрунту на 1 ^{0}С. Теплоємність буває питома та об'ємна. *Питома теплоємність* ($c_{пит}$) – це та кількість тепла, що необхідна для нагрівання 1 кг ґрунту на 1 ^{0}С. *Об'ємна теплоємність* ($c_{об}$) – кількість тепла, необхідна для нагрівання 1 м^3 ґрунту на 1 ^{0}С. Одиниця вимірювання питомої теплоємності – Дж/(кг·К), об'ємної – Дж/(м^3·К).

Теплоємність різних ґрунтів залежить від складу твердої частини ґрунту і кількості повітря і води, що знаходяться у порах. Теплоємність води становить 4,2·10^3 кДж/(м^3·К), а теплоємність повітря – 1,2 кДж/(м^3·К). Таким чином видно, що за однакової кількості надходження тепла сухі ґрунти нагріваються і охолоджуються більше і швидше, ніж вологі.

Здатність ґрунту передавати тепло від шару до шару називається теплопровідністю. Мірою теплопровідності ґрунтів є коефіцієнт теплопровідності (λ). Коефіцієнт теплопровідності – це кількість тепла в Дж, що проходить за 1 сек. крізь перетин основи стовпчика ґрунту діаметром 1 м^2 і висотою 1 м. Одиниця виміру λ у системі СИ – Вт/(м ·К). Коефіцієнт теплопровідності залежить від пористості, вологості, температури та щільності ґрунту. Теплопровідність збільшується при збільшенні вологи і зниженні температури. Із зменшенням щільності ґрунту теплоємність і теплопровідність сухого ґрунту зменшуються. Деякі теплофізичні характеристики наводяться у табл. 4.3.

Таблиця 4.3 – Теплофізичні характеристики і щільність основних компонентів грунтів (по де Фрізу)

Складові частини ґрунту	Питома теплоємність, кДж/(кг·К)	Щільність, кг/м^3	Об'ємна теплоємність, кДж/(м^3·К)	Коефіцієнт	
				теплопроводності, Вт/(м·К)	температуропроводності, м^2/с
Пісок	0.74	2.65·10^3	2.0·10^3	8.80	4.40·10^{-6}
Більшість ґрунтових мінералів	0.80	2.65·10^3	2.1·10^3	2.90	1.40·10^{-6}
Органічна речовина	2.50	1.10· 10^3	2.7·10^3	0.25	0.09·10^{-6}
Вода	4.20	1.00· 10^3	4.2·10^3	0.60	0.14·10^{-6}
Повітря (t = 20^{0}С)	1.00	1.20	1.20	0.03	21·10^{-6}

Для оцінки швидкості вирівнювання температури різних шарів ґрунту використовується його теплопровідність. Мірою температуропровідності ґрунту є коефіцієнт температуропровідності, що характеризує швидкість розповсюдження тепла у ґрунті і визначається як відношення коефіцієнта теплопровідності (α) до об'ємної теплоємності ($C_{об}$):

$$K_T = \alpha / C_{об} \qquad (4.3)$$

Величина коефіцієнта температуропровідності ґрунту залежить здебільшого від вмісту в ньому води і повітря, а також щільності.

Тепло в ґрунті розповсюджується за законами загальної теорії молекулярної теплопровідності, які мають назву законів Фур'є:

- незалежно від типу ґрунту період коливань температури з глибиною не змінюється;
- незалежно від типу ґрунту період коливань температури з глибиною не змінюється;
- незалежно від типу ґрунту період коливань температури з глибиною не змінюється;
- зростання глибини в арифметичній прогресії викликає зменшення амплітуди в геометричній прогресії. Це видно з добового ходу температури ґрунту на різних глибинах (рис. 4.3).
- максимальні і мінімальні температури на глибинах наступають пізніше.

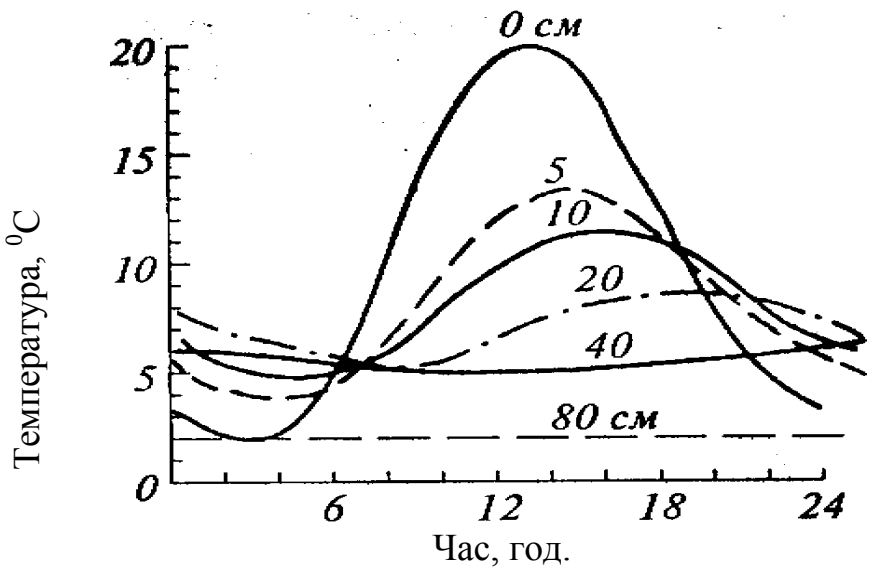


Рис. 4.3 – Добовий хід температури ґрунту на різних глибинах

Як видно з рис. 4.3, на глибині 70 – 100 см незалежно від типу ґрунту амплітуда температури практично дорівнює 0. Річні коливання температури розповсюджуються з глибиною за тими ж законами. Шар ґрунту, в якому спостерігається добовий і річний хід температури називається *активним або діяльним шаром..*

З особливостями добового та річного ходу температури пов'язаний розподіл температури ґрунту по вертикалі в різний час доби і пору року. Розподіл температури впродовж доби, декади, місяця, року розглядають за допомогою графіків (рис. 4.4), які дозволяють визначити зміну температури ґрунту в залежності від часу і глибини. Для побудови такого графіка на вертикальній осі відкладається глибина, на горизонтальній – час. На графік наносять середню температуру за певний відрізок часу. Потім точки з однаковими значеннями температури з'єднуються плавними лініями – *термоізоплетами*.

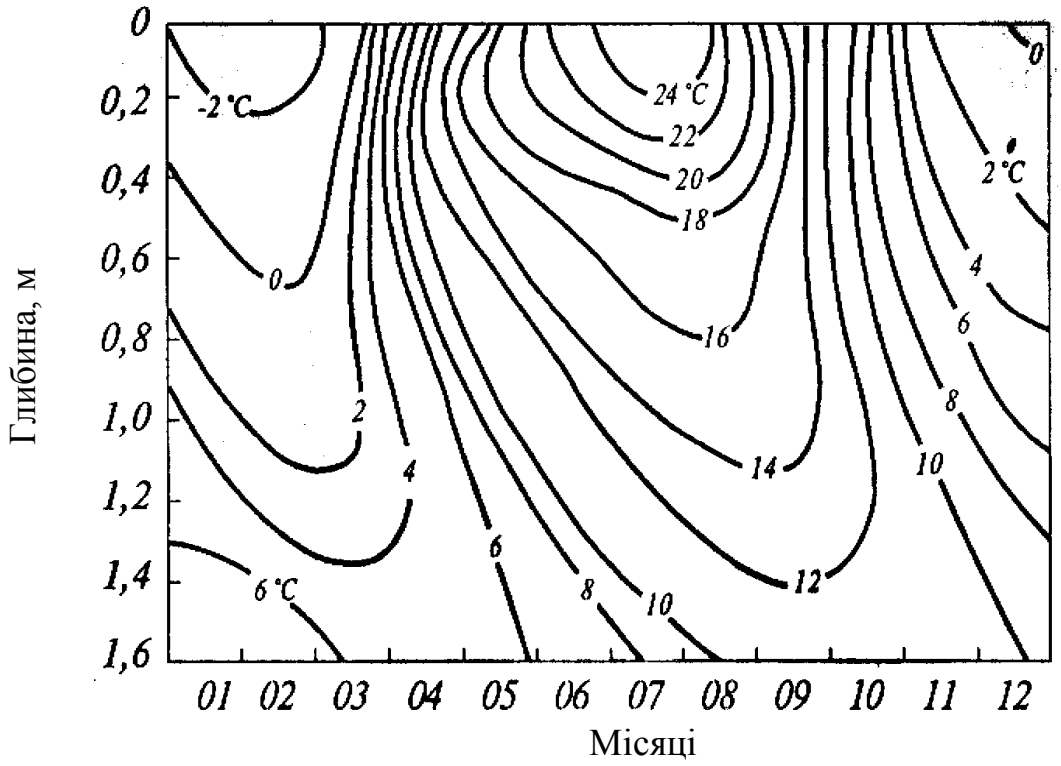


Рис. 4.4 – Термоізоплети річного ходу температури ґрунту

Такі графіки використовують для визначення критичних температур вимерзання озимих культур, а також при розрахунках меліорацій, у комунальному господарстві та при будівництві шляхів.

На температуру ґрунту суттєво впливає рельєф. Навесні і восени південні схили вдень тепліші, а північні холодніші, ніж відкрите рівне місце. Це обумовлено розподілом сумарної сонячної радіації.

На температуру ґрунту впливає наявність рослинного покриву. Дія рослинного покриву на термічний режим ґрунту і приземного шару повітря дуже різноманітна. Нерівномірне затінення ґрунту викликає неоднорідність термічного і радіаційного поля під посівами. Вдень поверхня під рослинами нагрівається менше і менше охолоджується вночі за рахунок зменшення випромінювання. Транспірація рослин та її мінливість з часом в значній мірі визначає розподіл температури у міжлистковому просторі і також зменшує температуру ґрунту за рахунок витрат тепла на випаровування. В холодну пору року на тепловий режим ґрунту дуже впливає наявність снігового покриву. Сніг завдяки малій теплопровідності перешкоджає сильному охолодженню і промерзанню ґрунту. За даними О.М.Шульгіна глибина промерзання ґрунту різко зменшується із збільшенням товщини снігу. Крім того, зменшується середня із абсолютних мінімальних температур на глибині 3 см.

4.2.3. Значення температури ґрунту для рослин

Температура ґрунту має велике значення для перезимівлі озимих культур. Особливо велике значення має температура ґрунту на глибині 3 см. На цій глибині здебільшого розташовується вузол кущіння озимих культур – головний орган, у якому накопичуються речовини, необхідні рослинам у суворих умовах зими. О.М. Шульгіним встановлено, що головними показниками умов перезимівлі озимини є температура ґрунту на глибині 3 см, висота снігу, глибина промерзання ґрунту. Ці три чинники обмежують просування озимих культур у більш північні райони у ЄЧ СНД і в райони Сибіру. Якщо у озимих культур або багаторічних трав пошкоджується вузол кущіння і коренева шийка, то рослини гинуть і навесні їх життєдіяльність не відновлюється.

Навесні температура ґрунту також є важливим фактором в житті рослин. Після сівби проростання насіння, розвиток коріння, засвоєння ним продуктів живлення, життєдіяльність мікрофлори ґрунту залежать від температури ґрунту. З підвищенням температури та за умов доброго зволоження ґрунту всі процеси прискорюються. Зменшення температури ґрунту навесні призводить до загнивання і пошкодження насіння, що, в свою чергу, викликає зрідження посівів.

Проростання насіння зернових культур відбувається при температурі 0 – 5 ^{0}С; соняшника, картоплі – 5 – 8 ^{0}С; кукурудзи, капусти – 8 – 10 ^{0}С; рису 10 – 12 ^{0}С; томатів, баклажанів, перцю – 12 – 15 ^{0}С; бавовни, гарбузів – 13 – 15 ^{0}С; динь, огірків – 15 – 18 ^{0}С.

При підвищенні температури ґрунту проростання насіння прискорюється, але прискорення спостерігається тільки до оптимальних значень температури. Якщо сівба культур проводиться рано у холодний ґрунт, то по-

ява сходів затримується, але прискорюється розвиток коріння. При пізній сівбі – навпаки. Цій закономірності не підлягають озимі культури, бо вони розвиваються восени на фоні безперервного зниження температури повітря і ґрунту.

Температура ґрунту відіграє важливу роль у біологічних та хімічних процесах, що визначають напрям і швидкість перетворення питомих речовин у ґрунті. Встановлено, що при температурі ґрунту 5 ^{0}С надходження азоту і фосфору в рослини в 3 рази менше, ніж при температурі 20 ^{0}С. Перетворенню елементів живлення у доступну для рослин форму сприяють мікроорганізми, активність яких збільшується при підвищенні температури.

З температурою тісно пов'язане розповсюдження шкідників і хвороб. У теплолюбних культур в холодні весни захворювання і пошкодження проростків збільшується.

В холодному ґрунті ($t \leq 5$ ^{0}С) збільшується кількість личинок проволочника. В теплому ґрунті ($t = 10 – 12$ ^{0}С) збільшується кількість бурякового довгоносика, капустної мухи, озимої совки та ін.

Температура ґрунту, як і температура повітря, має добовий і річний хід.

4.2.4 Заходи впливу на температуру ґрунту

З метою покращання температурного режиму ґрунтів у сільськогосподарському виробництві застосовують цілу низку заходів. У північних районах, де ґрунти холодні, заходи спрямовані на підвищення температури ґрунту. В південних районах, де спостерігається надмірне надходження тепла при нестачі вологи, застосовують заходи для зменшення температури поверхні ґрунту і орного шару (0 – 20 см).

Заходи активного впливу на температуру ґрунту поділяють на три групи: *агротехнічні*, *агромеліоративні* і *агрометеорологічні*.

До *агротехнічних* заходів належать: глибока оранка, утворення гребенів, прикатування і інші. Цим зменшується альбедо ґрунту і тим самим змінюється його температурний режим. Температура ґрунту підвищується на 3 – 5 ^{0}С.

До *агромеліоративних* заходів належать: мульчування ґрунту, снігова меліорація, зрошення та осушування. *Мульчування* – це покриття ґрунту різними матеріалами (плівками, торфом, соломою та ін.). В залежності від типу покриття температура ґрунту може змінюватись від ± 4 до ± 7 ^{0}С.

Снігова меліорація підвищує температуру ґрунту внаслідок збільшення товщини снігу за рахунок снігозатримання.

Зрошення та осушування полів змінює тепловий режим ґрунту за рахунок зміни витрат тепла на випаровування. Зрошення збільшує теплоєм-

ність і теплопровідність ґрунтів. Осушення – навпаки. На зрошуваних полях температура поверхні ґрунту зменшується на 15 – 30 ^{0}С, на осушених полях – підвищується на 4 – 8 ^{0}С.

До *агрометеорологічних* заходів відноситься створення полезахисних лісосмуг, утворення димових завіс та ін.

Лісосмуги впливають на швидкість вітру, на температуру повітря і ґрунту, на вологість повітря і ґрунту. В зимову пору року лісосмуги сприяють накопиченню снігу.

Димові завіси застосовують при загрозах весняних або осінніх приморозків для захисту плодових дерев, сходів різних культур та ін. Димові завіси зменшують ефективне випромінювання і зменшують таким чином інтенсивність приморозків.

Вміле і вдале регулювання теплового режиму ґрунту сприяє відновленню родючості ґрунтів і значно підвищує врожайність сільськогосподарських культур.

5 ВОЛОГІСТЬ ПОВІТРЯ ТА ЇЇ ЗНАЧЕННЯ ДЛЯ СІЛЬСЬКОГОСПОДАРСЬКИХ КУЛЬТУР

5.1 Вологість повітря

Вологістю повітря називається вміст водяної пари в атмосфері.

Водяна пара постійно надходить в атмосферу внаслідок випарування води з поверхні водоймищ, ґрунту, снігу, льоду та рослинного покриву. В атмосфері вміст водяної пари та води складає $1{,}29 \cdot 10^3$ %.

Вологість повітря характеризується величинами:

- абсолютна вологість (a, г/м^3) – кількість водяної пари у грамах в 1 м^3 повітря;
- парціальний тиск (e) – фактичний тиск водяної пари, що є в повітрі, вимірюється у міліметрах ртутного стовпчика (мм. рт. ст.), мілібарах (мб) або гектопаскалях (гПа) ;
- тиск насиченої водяної пари або пружність насичення (Е) – найбільше значення парціального тиску за даної температури, вимірюється також у мм, мб, гПа;
- відносна вологість (f) – це відношення парціального тиску водяної пари, що є в повітрі, до тиску насиченої водяної пари за даної температури, вимірюється у відсотках.

$$f = (e / E) \cdot 100 \qquad (5.1)$$

- нестача насичення повітря водяною парою (дефіцит насичення водяної пари) (d) – це різниця між пружністю насичення і фактичною пружністю водяної пари;

$$d = E - e \qquad (5.2)$$

Нестача насичення вимірюється у мм, мб, гПа;

- точка роси (t_d, ^{0}С) – температура, при якій водяна пара, що є у повітрі за даного тиску, сягає стану насичення відносно хімічно чистої плоскої поверхні води;
- питома вологість (q, г/кг) – кількість водяної пари у грамах, що вміщується в 1 кг вологого повітря

$$q = 622e / p, \qquad (5.3)$$

де e – пружність водяної пари, гПа; p – атмосферний тиск, г/Па.

В атмосфері вміст водяної пари змінюється як за часом, так і за простором. Найбільша кількість водяної пари знаходиться біля поверхні, з якої йде випаровування. У вищі шари атмосфери водяна пара проникає внаслідок турбулентної дифузії. Розподіл водяної пари в атмосфері нерівномірний, але в середньому з висотою її кількість зменшується.

У приземному шарі повітря спостерігається добовий і річний хід вологості повітря.

Добовий хід пружності водяної пари і абсолютної вологості над океанами, морями та в прибережних зонах суші майже такий, як хід температури води і повітря. Такий же хід пружності водяної пари над материками взимку.

У теплу пору року над материками добовий хід вологоємності має вигляд подвійної хвилі (рис.5.1).

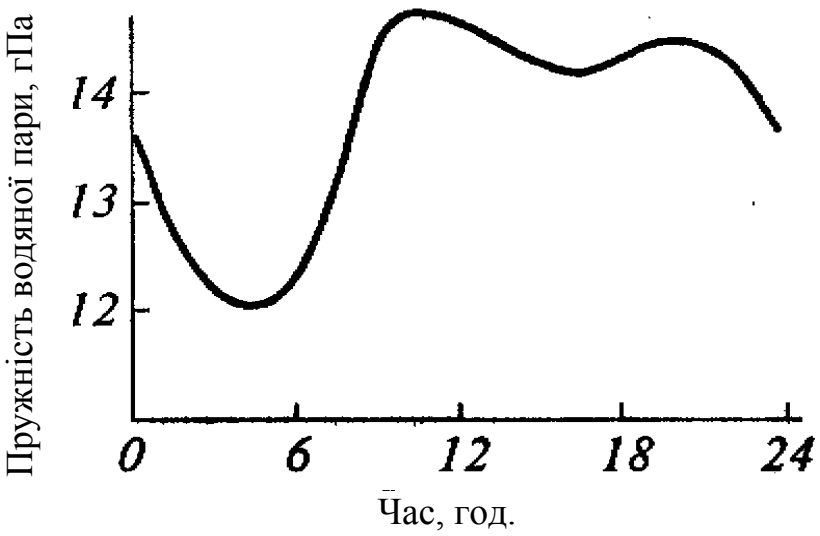


Рис. 5.1– Добовий хід пружності водяної пари над материком

Добовий хід відносної вологості залежить від значень пружності водяної пари і пружності насичення. Підвищення температури викликає підвищення як пружності водяної пари, так і пружності насичення. Але пружність насичення зростає значно швидше, тому значення відносної вологи зменшується. Амплітуда коливань добових значень відносної вологості більша над материками, ніж над водоймищами.

І в річному, і в добовому ході значення відносної вологості змінюються у зворотному порядку ходу температури.

На вологість повітря впливає рослинний покрив. Рослини випаровують велику кількість вологи, а також зменшують швидкість вітру і тим самим збільшують вологість повітря приземного шару. В середині посівів

пшениці і жита відносна вологість на 15 – 30 %, а серед високорослих посівів (кукурудза, соняшник, кунжут та ін.) – на 20 – 30 % більше, ніж на відкритому місці. В середині посіву найбільші значення відносної вологості спостерігаються біля поверхні ґрунту.

Оскільки рослинний покрив значно впливає на такі елементи як: радіаційний баланс, температура повітря і ґрунту, вологість повітря, то в середині нього формується особливий метеорологічний режим, який має назву *фітоклімат.*

5.2 Вплив вологості повітря на сільськогосподарське виробництво

Вологість повітря має суттєвий вплив на сільськогосподарське виробництво. Вологість повітря в значній мірі обумовлює інтенсивність транспірації рослин. При високій температурі і незначній вологості повітря інтенсивність транспірації збільшується і виникає невідповідність між надходженням води та її витратами, що уповільнює ріст і розвиток рослин.

Надмірно висока вологість сприяє великоклітинній будові тканин рослин, що у подальшому викликає полягання у зернових культур. У період цвітіння висока вологість перешкоджає нормальному запиленню рослин, що призводить до зменшення врожаю.

Висока вологість у період достигання хлібів затримує наступ повної стиглості, збільшує вологість зерна і соломи, що, по-перше, ускладнює збирання хлібів, по-друге – викликає проростання зерна. Зменшення дефіциту насичення до 3 гПа викликає повне припинення збирання зерна. Сприяє збиранню значення $d \geq 8$ гПа.

Підвищена вологість повітря влітку обумовлює виникнення і розповсюдження грибкових захворювань рослин: мучнистої роси, білої гнилі, фітофтори, різних видів іржі, а також мільдью на винограді.

Ще більше неприємностей рослинам завдає низька вологість. Зменшення відносної вологості до 30 % і нижче викликає втрату тургору у листках, а якщо це явище спостерігається декілька днів, то листя всихає, зменшується фотосинтезуюча поверхня і втрачається частина врожаю. Особливо шкідливе зменшення вологості повітря до 30 % у період цвітіння і наливу зерна хлібних злаків. Низька вологість викликає пересихання пилку, що сприяє неповному заплідненню і явищу черезерниці. Крім того, низька вологість у період наливання зерна викликає щуплість зерна, зменшення його врожаю.

Особливо небезпечна низька вологість вкупі з нестачею ґрунтової вологи. Якщо відносна вологість становить 30 % і менше, а запаси продуктивної вологи в орному шарі не більше 5 мм, а в метровому – не більше

30 мм в період наливання зерна, то зерно стає щуплим, погіршується його якість.

Високі температури повітря (вище 25 ^{0}С), низька відносна вологість (≤ 30 %) і малі запаси продуктивної вологи (≤ 30 мм у шарі 1 м) викликають явища “запалу” і “захвату” зерна.

“*Запал”* – неповноцінне наливання зерна через високі температури і високу сухість повітря. “*Захват*” – неповноцінне наливання внаслідок високої температури і малих запасів продуктивної вологи або швидке висушування зерна під впливом суховіїв.

Низька відносна вологість повітря і високі температури збільшують тривалість міжфазного періоду кукурудзи “цвітіння волоті – утворення початку” на 10 – 15 днів.

Поєднання низької вологості повітря, високих температур та малих запасів продуктивної вологи призводить до утворення дрібних плодів і ягід, зменшує їх врожай та викликає слабку закладку бруньок під врожай наступного року.

Але низька вологість повітря у період дозрівання винограду і цукрових буряків підвищує вміст цукру у ягодах та коренеплодах. Від вологості повітря також залежать строки проведення сільськогосподарських робіт: сушка зерна, закладка силосу, боротьба з бур’янами і ін.

6 ВИПАРОВУВАННЯ ТА ВИПАРОВУВАНІСТЬ

6.1 Випаровування з поверхні води, ґрунту, рослин

Випаровуванням називається процес переходу речовин із рідкого або твердого стану у газоподібний.

Кількісно випаровування характеризується *швидкістю випаровування* – масою води (товщина шару її), яка випаровується за одиницю часу. Шар води висотою в 1 мм, що випарувалась з площі 1 м^2, відповідає масі води в 1 кг або в 1 л (1 мм шару води = 10 м^3/га = =10 т/га). В природних умовах інтенсивність випаровування залежить від багатьох факторів: від температури поверхні, з якої відбувається випаровування, нестачі насичення повітря вологою у шарі повітря та швидкості вітру.

Згідно закону Дальтона, швидкість випаровування (w) прямо пропорційна різниці між тиском насиченої пари (E_1), що визначається за температурою випарної поверхні, та нормальним тиском водяної пари (e), що знаходиться у повітрі, і зворотно пропорційна атмосферному тиску (P)

$$w = A(E_1 - e)/p \quad , \tag{6.1}$$

де A – коефіцієнт пропорційності, який залежить від швидкості вітру (найчастіше).

У зв'язку з тим, що біля поверхні землі атмосферний тиск коливається у порівняно невеликих межах, то він несуттєво впливає на швидкість випаровування і враховується тільки при порівнянні швидкості випаровування на різних висотах у гірській місцевості. За рівних інших обставин швидкість випаровування з висотою зростає.

Залежність швидкості випаровування від швидкості вітру пояснюється турбулентною дифузією водяної пари, яка зростає при підсиленні вітру.

Швидкість випаровування залежить не тільки від перелічених вище метеорологічних факторів, а і від властивостей поверхні, з якої йде випаровування.

З поверхні води швидкість випаровування зростає із підвищенням температури води, зростанням нестачі насичення повітря вологою, швидкості вітру. Крім того, вона залежить від розмірів водоймища. З малих водоймищ випаровування йде більш інтенсивно завдяки приходу з суші більш сухого повітря. Швидкість випаровування також залежить від солоності води. З водоймища з прісною водою випаровування збільшується, оскільки пружність насичення над прісною водою вище, ніж над розчином.

У деякій мірі випаровування з водної поверхні залежить і від прямої сонячної радіації, що значно прогріває товщу води. Чим прозоріша вода, тим глибше вона прогрівається.

Швидкість випаровування з поверхні ґрунту залежить від стану його поверхні, фізичних властивостей, температури і вологості, рельєфу, наявності та виду рослинного покриву, вологості повітря, швидкості вітру і т. ін.

З вологих і темних ґрунтів випаровування більше, з нерівної поверхні поля (оранка) інтенсивність випарування більше. Тому навесні у посушливих районах для зменшення випаровування оранку поля притрамбовують катками. Піщані ґрунти випарюють води менше, ніж глиняні. Чим більші частинки піску, тим менше випаровування. Якщо діаметр піщинок 2 мм і більше, випаровування майже не спостерігається.

П.А.Костичев встановив, що випаровування з поверхні ґрунту різко зменшується, якщо орний шар ґрунту має будову грудочками.

На випаровування води впливає також глибина залягання ґрунтової води. Випаровування буде більше там, де ґрунтова вода ближче до поверхні.

Рельєф обумовлює зміну швидкості вітру, а це призводить до зміни режиму випаровування. На пагорбах швидкість вітру вище, ніж на рівному місці, тому і випаровування там більше. Рослинний покрив затінює ґрунт від сонячних променів, зменшує перемішування повітря, значно зменшує випаровування з ґрунту.

Випаровування води рослинами називається *транспірацією*. Споживаючи воду з ґрунту, рослини забезпечують себе питомими речовинами та посилюють процеси фотосинтезу.

Кількість води, яка необхідна рослинам для утворення одиниці маси сухої речовини, називається *коефіцієнтом транспірації.* Значення коефіцієнта транспірації залежить від виду і сорту рослини, стану та фази її розвитку, а також від стану навколишнього середовища. Для багатьох рослин помірного поясу коефіцієнт транспірації змінюється від 300 до 800 (табл. 6.1).

Значення коефіцієнтів транспірації змінюється також в залежності від умов вирощування: у вологому кліматі, при значних дозах добрив коефіцієнт транспірації зменшується.

На інтенсивність транспірації впливає вологість шару ґрунту, де розташована переважна більшість коріння. В залежності від умов вирощування рослини мають різні системи регулювання, які дозволяють зменшувати випаровування.

Таблиця 6.1 – Значення коефіцієнтів транспірації різних культур (орієнтовано)

культур (орі-єнтов-но)Культура	Коефіцієнт транспірації	Культура	Коефіцієнт транспірації
Пшениця	450-600	Льон	400-500
Овес	600-800	Соняшник	500-600
Жито	500-800	Трави	500-700
Горох	290-420	Картопля	300-600
Гречка	500-600	Овочі	500-800
Просо	200-250	Ячмінь	310-770
Рис	500-800	Листяні дерева	400-600
Кукурудза	250-300		

Сумарне випаровування – це транспірація, випаровування з ґрунту і випаровування вологи, затриманої рослинами під час опадів.

Складові сумарного випаровування впродовж вегетаційного періоду значно змінюються. На початку вегетації випаровування з поверхні ґрунту більше, ніж з рослин. Під час найбільшого розвитку рослин випаровування з поверхні рослинного покриву значно збільшується, а з поверхні ґрунту – зменшується.

Випаровування впродовж доби та впродовж року змінюється. Найбільші значення сумарне випаровування має о 13 – 14 год. В теплу пору року добовий хід сумарного випаровування чіткіший, ніж взимку (рис. 6.1).

Річне значення сумарного випаровування залежить від ходу температури та вологості повітря і ґрунту. В сухий рік інтегральне значення сумарного випаровування, попри значні енергетичні затрати, значно нижче, ніж у вологі роки (рис. 6.2), коли інтенсивність випаровування через високі вологозапаси значно вища.

Випаровуваністю називається потенційно можливе, не обмежене запасами води, випаровування в даній місцевості із зволоженої поверхні ґрунту або води за існуючих метеорологічних обставин.

Випаровуваність, як і випаровування вимірюється у мм шару води. На теренах СНД випаровуваність змінюється з північного заходу на південний схід від 320 до 1200 мм.

В агрометеорології випаровуваність прирівнюється до вологопотреби рослин, тобто кількості води, що рослина споживає за даних метеорологічних умов при безперебійному постачанні води корінням.

Сумарне випаровування – вологоспоживання або інакше кількість води, що витрачається з поля, зайнятого рослинами, при природному зволоженні за даних метеорологічних умов.

Випаровування з поверхні ґрунту вимірюється за допомогою лізиметрів або ґрунтових випарників ГГІ – 500-50 або ГГІ – 500-100. Це ґрунтові моноліти з непорушеною структурою всередині металевих циліндрів. Найбільш досконалим приладом для вимірювання випаровування є гідравлічний ґрунтовий випарник (ГГВ). Досить складний прилад, в якому ґрунтовий моноліт масою 400 кг з випарною поверхнею 2000 см^2 поміщено у поплавок, що знаходиться у баку з водою. Глибина занурення моноліту змінюється в залежності від випаровування.

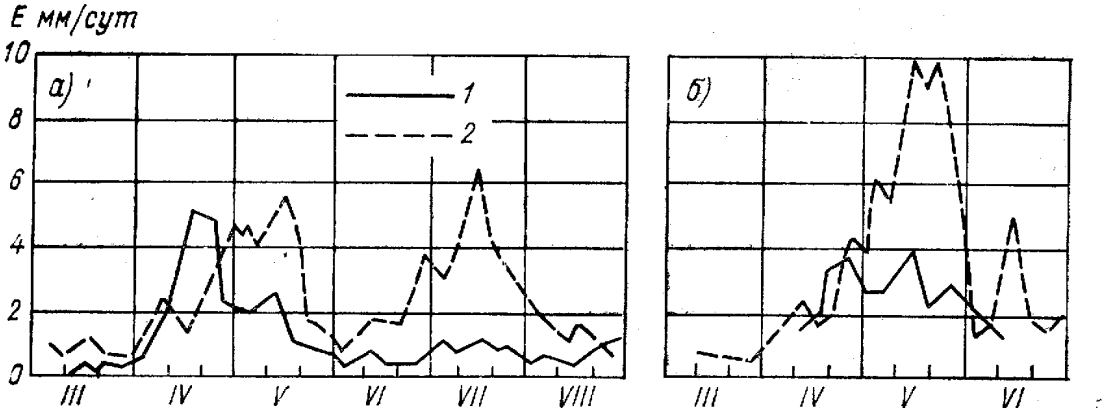


Рис. 6.1 – Інтенсивність сумарного випаровування (Е, мм /доб) при природному зволоженні з поля озимої пшениці (за С.І.Харченко, 1975)
а –цілина, б – озима пшениця.

Для вимірювання випаровуваності з поверхні води застосовуються випарники ГГІ – 3000 (площа 0,3 м^2, глибина 60 см) або будуються випарувальні басейни, площа яких становить 20 м^2.

Величини випарування і випаровуваності мають велике значення для вирішення багатьох задач, серед яких провідними є водопостачання, зрошення, осушування та ін. Тому в практиці для визначення випаровування та випаровуваності застосовують різні емпіричні методи. Для розрахунків сумарного випаровування застосовують методи водного балансу, турбулентної дифузії, метод М.І.Будико, комплексні методи М.І. Будико – Л.І. Зубенок, С.І. Харченко, Пенмана, Торнтвейта, О.Р. Констянтинова і ін.

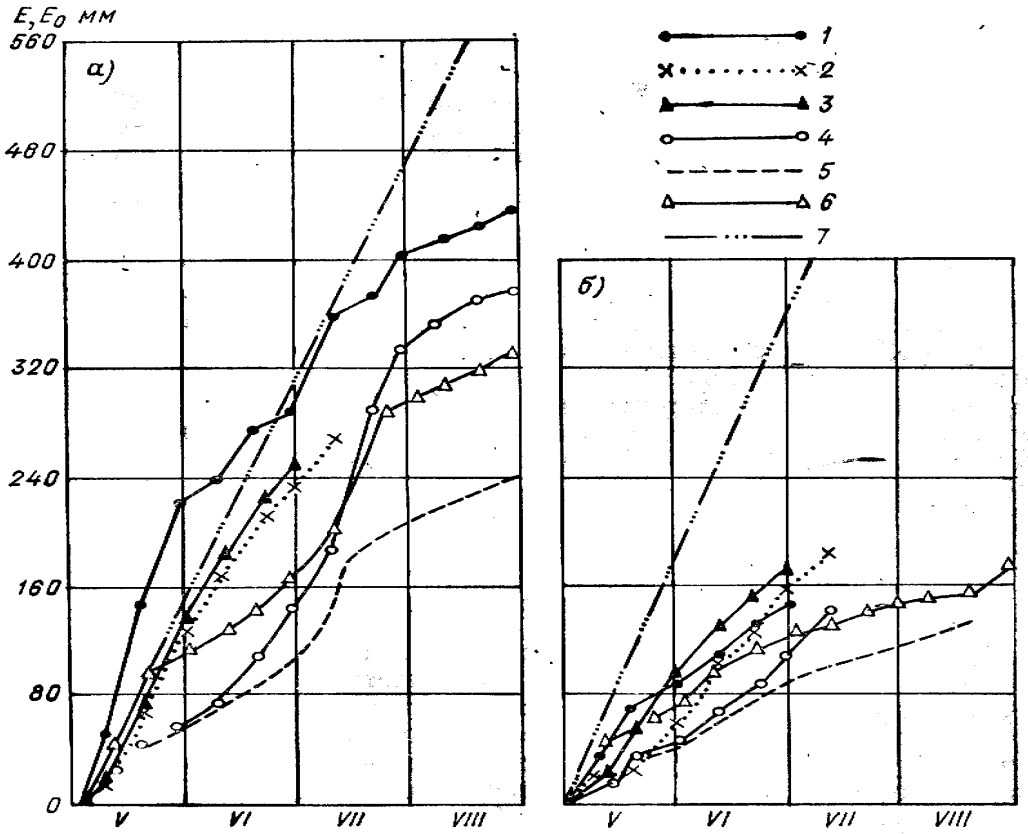


Рис. 6.2 – Інтегральні криві сумарного випаровування (Е):
а) 1997 р., б) 2000 р.
1) сумарне випаровування з поля озимої пшениці;
2) сумарне випаровування з поля кукурудзи;
3) випаровуваність.

Для визначення випаровуваності застосовуються методи О.М. Алпатєва, М.М. Іванова, Г.Т. Селянінова та ін. Деякі методи (М.І. Будико, С.І. Харченко) використовуються як для розрахунків сумарного випаровування, так і для розрахунків випаровуваності.

Однією з найважливіших задач агротехніки є зменшення непродуктивного випаровування з ґрунту та бур'янами. Вирішення цієї задачі досягається різними заходами.

Суттєво змінюють режим випаровування з полів знищення бур'янів, оранка полів на зяб, боронування зябу навесні, обробка полів у міжряддях широкорядних культур, безвідвальна оранка восени, створення лунок на зябу, мульчування стернею, торфом, перегноєм, тирсою, соломою, листям.

Крім перелічених заходів змінює режим випаровування посадка лісозахисних смуг, які зменшують швидкість вітру і послаблюють турбулентне перемішування повітря у приземному шарі. Сприяють накопиченню вологи і куліси із високостебельних рослин.

6.2 Конденсація водяної пари. Опади

6.2.1 Конденсація водяної пари

Конденсацією називається перехід водяної пари із газоподібного стану в рідкий. За певних умов водяна пара може перейти в твердий стан, не переходячи в рідину. Такий перехід називається *сублімацією*. Ці процеси проходять у навколишньому середовищі.

Для конденсації водяної пари необхідно, щоб пружність водяної пари (е) була вище пружності насичення (Е), тобто е > Е, а також щоб були ядра конденсації. Це відбувається за умов, коли температура повітря нижче температури точки роси.

Зменшення температури повітря нижче температури точки роси можливе у випадках:

1 – охолодження діяльної поверхні шляхом випромінювання та охолоджування шару атмосфери, що прилягає до поверхні;

2 – зіткнення теплого повітря з холодною діяльною поверхнею;

3 – змішування двох мас повітря, що вміщують насичену або дуже близьку до насичення водяну пару і мають різну температуру;

4 – адіабатичне підняття повітря.

В залежності від умов охолодження утворюються різні види продуктів конденсації: хмари, тумани, роса, іній, ожеледиця, паморозь.

Роса – дрібні краплі води, які утворюються на рослинах, на поверхні ґрунту та інших предметах, якщо точка роси вище 0^0С. Роса має велике значення для рослин, тому що є додатковим ресурсом вологи, особливо у посушливих районах. В таких районах за теплу пору року за рахунок роси буває від 10 до 30 мм опадів. Крім того, важливу роль роса відіграє у заморозконебезпечних районах. Утворення роси супроводжується виділенням схованої теплоти пароутворення, внаслідок чого охолодження поверхні уповільнюється, приморозок затримується або і зовсім не настає.

Але роса відіграє і негативну роль, особливо в період наливу зерна та збирання врожаю. В період наливу зерна роса на колоссі відіграє роль лінзи, спричиняє швидке висушування і тим самим викликає щуплість зерна. В період збирання хлібів роса збільшує вологість соломи і зерна, що ускладнює роботу комбайнів, погіршує обмолот та призводить до втрат зерна.

Паморозь – це утворення льоду на деревах, проводах та інших предметах при туманах внаслідок сублімації водяної пари або намерзання крапель переохолодженого туману. Товщина паморозі може бути від 1 см до декількох десятків сантиметрів.

Іній – утворюється із дрібних крапель води, якщо температура на поверхні предметів нижче 0 ^{0}С. Іній утворюється переважно при інверсії температури повітря.

Тумани. Накопичення продуктів конденсації або сублімації (а також разом), завислих у повітрі безпосередньо над поверхнею Землі, утворює тумани. Спостерігаються тумани охолодження і тумани випаровування. Тумани охолодження утворюються при надходженні повітря з теплої підстильної поверхні на холодну – це адвективні тумани. Крім того, тумани охолодження виникають через те, що сама підстильна поверхня охолоджується радіаційним шляхом – це радіаційні тумани.

Тумани випаровування утворюються переважно восени та взимку (або вночі влітку) у холодному повітрі над більш теплою відкритою водою.

Тумани в житті рослин відіграють подвійну роль. Вони мають позитивне значення в період пізніх весняних та ранніх осінніх заморозків, бо затримують охолодження підстильної поверхні. Крім того, при утворенні туманів виділяється теплота конденсації, яка зменшує імовірність виникнення радіаційних заморозків.

Але тумани відіграють і негативну роль в житті рослин. Так, у період цвітіння тумани затримують дозрівання пилку, ускладнюють виліт комах, а це, в свою чергу, зменшує продуктивність запилення і утворення зав'язі.

В період формування нижнього міжвузля зернових культур тумани обумовлюють великоклітинну будову тканин, що призводить до послаблення стійкості рослин, до вилягання.

Тумани, що утворюються в період формування та достигання плодів, погіршують їх якість та скорочують термін зберігання. Крім того, в період збирання хлібів тумани підвищують вологість зерна і соломи, що погіршує умови збирання і часто викликає втрати зерна через недомолот.

В період туманів складаються умови для виникнення грибкових хвороб рослин – мучнистої роси, лінійної іржі, мільдью та ін.

Краплі води і кристали льоду, що утримуються в повітрі , зменшують його прозорість, тому видимість у тумані може бути дуже малою – від декількох метрів до 1 км.

Хмари. Конденсація або сублімація водяної пари у вільній атмосфері призводить до утворення хмар. Розміри хмарних елементів – крапель і кристалів – дуже малі і переміщуються повітряними потоками. При збільшенні відносної вологості повітря хмароутворення прискорюється і навпаки – при зменшенні відносної вологості хмари розсіюються.

За складом хмари діляться на три групи:

1 – водяні хмари, що складаються з крапель;

2 – льодові хмари, що складаються тільки з кристаликів при низьких температурах;

3 – змішані хмари, що складаються з переохолоджених крапель та кристаликів льоду при помірно від'ємних температурах.

Висота хмар, їх будова пов'язані з висотою рівня конденсації, нульової температури, обмерзання. Нижня межа хмар, зазвичай, знаходиться на рівні конденсації. Між цим рівнем і рівнем температури, що дорівнює 0 ^{0}С, хмари складаються із крапель або сніжинок, які тануть. Вище, до рівня замерзання, хмари складаються із переохолоджених крапель і сніжинок, а вище рівня замерзання – із кристаликів льоду. Верхня межа хмар визначається висотою підняття повітря.

Процеси, що призводять до утворення хмар, дуже різноманітні. Тому і форми хмар теж дуже різноманітні. На разі при метеорологічних спостереженнях застосовується морфологічна міжнародна класифікація хмар, яка включає чотири сімейства і десять видів форм.

А. Сімейство хмар верхнього ярусу (висота підошви більше 6 км): перисті, перисто-купчасті, перисто- шаруваті;

Б. Сімейство хмар середнього ярусу (висота підошви 2 – 6 км): висококупчасті, високошаруваті;

В. Сімейство хмар нижнього ярусу (висота – 2 км): шаруваті, шарувато-купчасті, шарувато-дощові;

Г. Сімейство хмар вертикального розвитку (нижня підошва на висоті 0,5 – 1,5 км, вершина сягає верхнього ярусу): купчасті, купчасто-дощові.

Хмари за формою, кількістю і потужністю характеризують ті фізичні процеси, що відбуваються в атмосфері. Різні форми хмар і послідовність їх появи тісно пов'язані з типом погоди та її змінами, що очікуються. Хмари є однією із найважливіших ознак визначення погоди на короткий термін (3 – 4 год.).

Значення хмар для сільськогосподарського виробництва полягає в тому, що вони затримують частину сонячної радіації і тим самим впливають на світловий і тепловий стан діяльної поверхні. Крім того, хмари перешкоджають тепловому випромінюванню Землі. Але найголовніше значення хмар у тому, що з них випадають опади, які є найголовнішим джерелом зволоження підстильної поверхні.

6.2 2 Види і типи опадів

За певних умов хмарні елементи (краплі, кристали) збільшуються до таких розмірів, що повітря, яке піднімається, не може утримувати їх у завислому стані і вони випадають на землю у вигляді опадів.

Атмосферні опади за фазовим станом поділяють на рідкі, тверді, змішані. Вид опадів залежить від температури повітря.

До *рідких* опадів належать дощ (діаметр крапель 0,5 – 0,7 мм) і мряка (діаметр менше 0,5 мм). *Тверді* опади – це сніг, снігова крупа, льодяна крупа, снігові зерна, льодовий дощ тощо. До *змішаних* опадів належить

мокрий сніг. За характером випадання опади підрозділяють на облогові, зливові та мрячні. Тип опадів визначається видом хмар.

Облогові опади випадають із шарувато-дощових та високошаруватих хмар. *Зливові* опади (дощ, град, снігова і льодова крупа, мокрий сніг) випадають із купчасто-дощових хмар. *Мрячні* (мряка, снігові зерна) випадають із шаруватих хмар.

Кількість опадів вимірюється товщиною шару води у мм або сантиметрах. Шар опадів 1 мм на площі 1 га відповідає об'єму води 10 $м^3$ або масі 10 т.

Для сільського господарства велике значення має така характеристика опадів як інтенсивність, тобто кількість опадів, що випадають в одиницю часу.

Визначити добовий хід опадів дуже складно. Тому над сушею відрізняють два типи добового ходу – континентальний і морський. Для континентального добового ходу притаманні два максимуми – вранці та після полудня. Для морського максимум опадів – вночі, мінімум – після полудня.

В динаміці опадів за рік відрізняють чотири основних типи: екваторіальний, тропічний, субтропічний, помірних широт.

На Європейській частині СНД річні суми опадів теплої пори року (квітень-жовтень) більші ніж суми опадів холодної пори року (листопад-березень).

6.2.3 Значення опадів для сільського господарства

Опади – це головне джерело поповнення вологи в ґрунті. Вони відіграють важливу роль у розвитку рослин і формуванні врожаю. Вплив опадів на рослини залежить від їх інтенсивності і тривалості, а також від міри розвитку рослин та їх стану.

Сильні зливи з градом і вітром викликають полягання зернових культур, водну ерозію ґрунтів. Тривалі опади у період цвітіння плодових дерев змивають пилок, ускладнюють запліднення і тим самим зменшують врожай.

У зернових тривалі опади в період дозрівання зерна викликають явище "стікання" зерна – вимивання питомих речовин з зерна надмірною вологою. Крім того, у період збирання хлібів дощова погода ускладнює роботу збиральної техніки, викликає проростання зерна, полягання хлібів. Тривала дощова погода викликає загнивання кошика соняшника. А дощі інтенсивністю більше 1 мм ускладнюють збирання картоплі та цукрових буряків, погіршуючи ще й якість врожаю. Часті дощі в період дозрівання винограду зменшують кількість цукру в ягодах, викликають розтріскуван-

ня ягід. Крім того, дощі і часті роси змивають з ягід винограду восковий наліт, який захищає ягоди від загнивання.

В той же час відсутність дощів та ще й при малих запасах продуктивної вологи викликає різке погіршення стану всіх рослин. При тривалій відсутності дощу починається метеорологічне явище – посуха (детальніше див. розділ “Несприятливі явища”). Навіть у районах достатнього зволоження відсутність дощів протягом 10 днів у червні-серпні викликає різке зменшення запасів продуктивної вологи, а ще більш тривала відсутність дощів при високій температурі сприяє повному пересушуванню орного шару ґрунту. А це, в свою чергу, викликає різке зменшення накопичення рослинами органічної речовини, поступове в’янення рослин, а потім їх засихання.

Поповнення запасів продуктивної вологи за рахунок дощів залежить від характеру підстильної поверхні, типу ґрунтів, їх зволоження, рельєфу місцевості та інтенсивності і тривалості опадів. Високоструктурні ґрунти засвоюють більше вологи, ніж безструктурні. Якщо опади випадають на поверхню, вкриту рослинами, то частина опадів втрачається на змочування рослин і тому не досягає поверхні ґрунту. На змочування рослин витрачається від 10 до 35 % опадів. Тому поле без рослин отримує вологи більше. Пухкий ґрунт засвоює більше опадів, ніж щільний. Сухий ґрунт утримує більше опадів, ніж зволожений.

Якщо опади мають облоговий характер, то вони добре засвоюються ґрунтом. Зливові інтенсивні опади засвоюються менше і їх більша частина витрачається на стік.

Слід зазначити, що опади, особливо зливові, випадають вкрай нерівномірно, тому і засвоєння їх має такий же характер.

6.2.4 Сніговий покрив

Сніг, що випадає при від’ємних температурах на діяльну поверхню, утворює сніговий покрив. Тривалість зберігання снігу на полях залежить від широти місця і особливостей ходу атмосферних процесів і становить від декількох днів до 4 – 6 міс. Середня висота снігового покриву за зиму коливається від 1 до 90 – 100 см.

Сніговий покрив за фізичними властивостями має слабку теплопровідність і тому ґрунт, вкритий снігом, захищений від різких коливань температури. Ця властивість снігу дуже корисна для зимуючих культур, бо він є вирішальним фактором формування ґрунтового клімату взимку (табл. 6.2).

Таблиця 6.2 – Вплив снігового покриву на екстремальні температури ґрунту на різних глибинах (за О.М. Шульгіним**)**

Температура, ^{0}C	На поверхні снігу висотою 25 см	На глибині		
		3 см	15 см	25 см
Максимальна	0.0	-1.4	-1.0	-0.7
Мінімальна	-35.5	-7.4	-6.3	-4.5
Амплітуда	35.5	6.0	5.3	3.8

Чисельні дослідження показали, що добре зимують озимі культури в місцевостях, де морози не дуже сильні і висота снігу сягає 20 см (південь Європейської частини СНД).

Крім того, сніговий покрив акумулює опади холодної пори року і навесні дає багато води, частина якої проникає в ґрунт. Кількість вологи, що надходить в ґрунт, залежить від висоти снігу, його щільності, глибини промерзання ґрунту, наявності льодової кірки і характеру весни.

Сніг також захищає ґрунт від прогрівання при відлигах і тим самим затримує рослини від передчасного пробуджування.

Температура ґрунту на глибині 3 см під снігом характеризується більш рівномірним ходом впродовж зими. При висоті снігу більше 30 см температура ґрунту на глибині 3 см на 15 – 16 ^{0}C вища, ніж на голому полі. О.М. Шульгін запропонував номограму для розрахунку температури ґрунту на глибині 3 см за даними температури повітря і висоти снігу (рис.6.3).

Сніговий покрив також зменшує глибину промерзання ґрунту. Однак тривале залягання снігу висотою більше 30 см викликає випрівання озимих культур.

В захисті озимих культур від вимерзання, у збільшенні вологи після танення снігу важливу роль відіграють снігові меліорації, основною з яких є снігозатримання

Для снігозатримання виконують:

- насадження полезахисних лісосмуг;
- посів високостебельних рослин і залишення їх у полі на зиму;
- встановлення снігозатримуючих щитів перпендикулярно до домінуючого напрямку вітру;.
- снігову оранку снігоплугами, які дозволяють збирати сніг у щільні високі вали;

залишають стерню на зиму після збирання зернових культур.

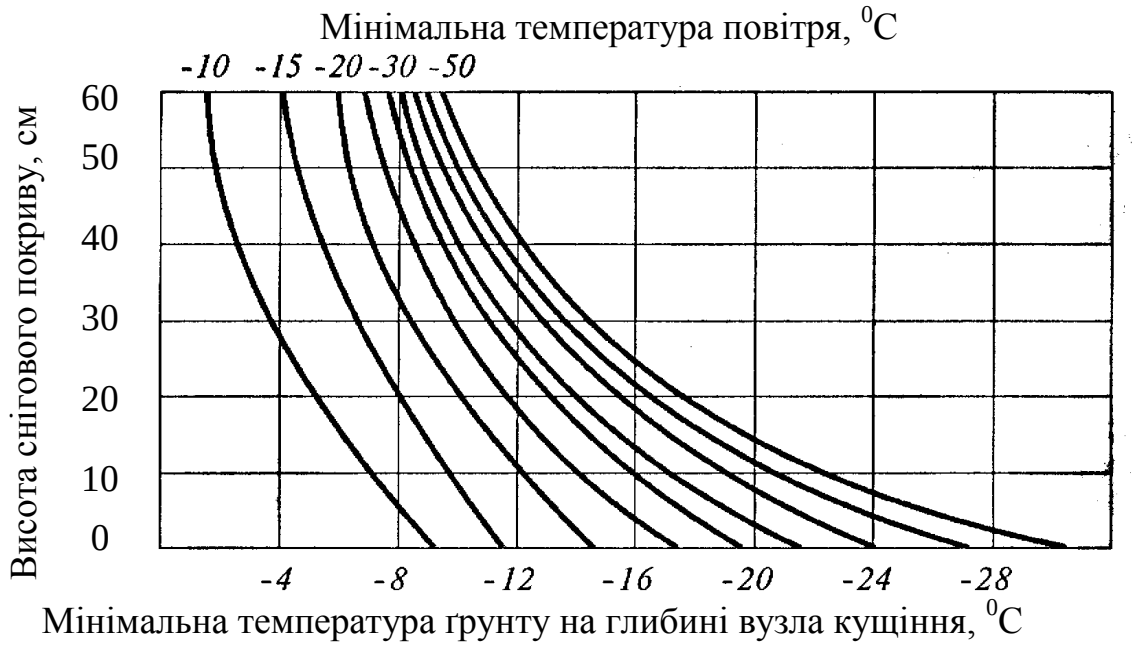


Рис. 6.3 – Зв'язок мінімальної температури ґрунту на глибині 3 см з мінімальною температурою повітря за різної висоти снігу (за О.М. Шульгіним).

Снігозатримання сприяє зменшенню глибини промерзання ґрунту, захисту посівів від сильних морозів та великих амплітуд температури, збільшенню запасів вологи навесні, збільшенню тривалості залягання снігу та зменшенню інтенсивності стоку навесні.

У тих районах, де висота снігу перевищує 50 см, що може викликати випрівання посівів, сніг ущільнюють за допомогою котків.

Для правильного виконання снігових меліорацій необхідно враховувати запаси вологи на полях восени, динаміку висоти снігового покриву впродовж зими, домінуючий напрямок вітру, а також процеси в атмосфері.

7 ГРУНТОВА ВОЛОГА

Ґрунтова волога є одним із головних факторів життя рослин. Волога у шарі розповсюдження коріння – практично єдине джерело водозабезпеченості рослин. Поглинена корінням вода переносить з собою розчинні поживні речовини, підтримує тургор листя, йде на будову органічних сполук, забезпечує терморегуляцію рослин.

Тому в системі гідрометеорологічної служби на станціях і постах проводяться візуальні і інструментальні спостереження за вологістю ґрунту.

7.1 Основні властивості ґрунтової вологи

Атмосферні опади частково стікають по поверхні ґрунту, часткового проникають у ґрунт. У ґрунті опади трансформуються в інші природні форми вологи: водяну пару, ґрунтову вологу, ґрунтові води.

Внаслідок постійного обміну між ґрунтом, рослинами, атмосферою вміст вологи в ґрунті постійно змінюється. Під *режимом вологості* ґрунту розуміють сукупність усіх коливань вмісту вологи у ґрунті.

Поведінка води у ґрунті визначається властивостями самої води та розміром і формою ґрунтових пор. Ґрунтова волога знаходиться у порах різних розмірів і форм, має велику поверхню розділу і вміщує позитивні і негативні іони, що обумовлюють неоднорідність фізичних і хімічних властивостей ґрунтової вологи. Властивості цієї вологи дуже відрізняються від властивостей вільної рідкої води.

Відповідно до механізму утримання виділяють три різних за фізичними і хімічними властивостями категорії ґрунтової води: зв’язану, капілярну і гравітаційну.

Зв’язана вода утримується адсорбційними силами на поверхні ґрунтових часток. Завдяки величезній поверхні часток ґрунт адсорбує значну кількість вологи. За своїми властивостями адсорбційна вода близька до твердого тіла. Вона має назву *міцно зв’язаної води* і може рухатись тільки у вигляді водяної пари.

При віддаленні від адсорбуючої поверхні властивості зв’язаної води змінюються, енергія зв’язку зменшується і молекули утримуються з меншою силою. Зовнішні шари адсорбційної вологи називаються крихкозв’язаною водою. За своїми властивостями вона менше відрізняється від звичайної води. Утворення крихкозв’язаної води починається за рахунок водяної пари.

Капілярна волога утримується в ґрунті за рахунок різниці поверхневих тисків, що утворюється поверхнями розділу вода – повітря різної кривизни. Капілярні сили визначаються геометрією пор і властивостями ґрун-

тового розчину. Капілярна вода розташовується поверх плівкової. Температура її замерзання біля 0 ^{o}C. Капілярна вода здатна розчиняти речовини, рухлива. Рухається під впливом сили тяжіння та меніскових (капілярних) сил. Вона доступна для рослин.

Відрізняють капілярно-підвішену і капілярно-підперту воду. Капілярно-підвішена вода утворюється при проникненні води з поверхні, капілярно-підперта – при надходженні води знизу (від ґрунтових вод). Зона (шар) над дзеркалом ґрунтових вод, насичена капілярно-підпертою водою, називається капілярною каймою. При сполученні капілярно-підвішеної і капілярно-підпертої води, вода заповнює всі пори, витісняє з них повітря. Такий стан води, коли вона утворює суцільне тіло, а повітря або відсутнє, або знаходиться в ізольованих порах, називається *капілярним станом*. Переміщення повітря у порах припиняється і ґрунт переходить в стан капілярного насичення.

*Гравітаційна вода***.** За відсутністю від'ємного тиску вся вода, що додатково надходить, під силою тяжіння проникає вниз. Така вода називається гравітаційною. Гравітаційна вода у ґрунті знаходиться в некапілярних порах. Вона не зв'язана з часточками ґрунту і за властивостями не відрізняється від вільної води у масі.

В ґрунті при зниженні температури до 0 ^{o}C і нижче вода замерзає, утворюється лід, який характеризується силами зчеплення в десятки атмосфер, щільність менше одиниці, теплоємність – 0,5.

У природних умовах невід'ємною складовою частиною ґрунту є пароподібна волога. Вона легко утворюється з усіх категорій ґрунтової вологи. Вода у ґрунті постійно переміщується. При цьому кожна категорія води має свої механізми переміщення, про що сказано вище.

7**. 2 Агрогідрологічні властивості ґрунтів**

Вивчення взаємозв'язків води з ґрунтом, пересування води у ґрунті та засвоєння її рослинами дозволило встановити, що за зміни вологи у ґрунті спостерігаються деякі вузли, в яких змінюється поведінка води, її властивості та споживання рослинами. Такі вузли називаються агрогідрологічними властивостями. До них відноситься недоступна рослинам волога або інакше мертвий запас, максимальна гігроскопічність (МП), вологість стійкого в'янення або вологість розриву капілярів (ВРК), найменша вологоємність (НВ), капілярна вологоємність (КВ), повна вологоємність (ПВ).

За основу визначення агрогідрологічних властивостей взято розподіл ґрунтової вологи за тіснотою сполучення, рухливості та доступності до рослин.

Недоступна волога – це волога, що утримується у ґрунті силами, більшими за осмотичний тиск клітинного соку кореневих мочок та волосків.

Вона не може бути спожита рослинами. Коли кількість вологи у ґрунті досягає рівня недоступної вологи, починається повне в'янення листя. Спостерігається повна втрата тургору не тільки надземною частиною рослин, а і клітинами коріння. Інколи недоступну вологу прирівнюють до вологи стійкого в'янення. Недоступну вологу ще називають мертвим запасом та її кількість практично відповідає кількості міцно зв'язаної води.

Найпростіший засіб визначення міцно зв'язаної води – це по найбільшій кількості гігроскопічної води, яку може поглинути та утримати ґрунт у атмосфері, насичений водяною парою (f = 96 – 98%) – максимальна гігроскопічність.

Максимальна гігроскопічність ґрунту визначається його питомою поверхнею. За даними С.О. Веріго та Л.О. Разумової максимальна гігроскопічність ґрунтів різного гранулометричного складу та вологості стійкого в'янення буде:

Гранулометричний склад ґрунту	Вологість стійкого в'янення, (ВСВ), %	Максимальна гігроскопічність
Піщаний	0,5-1,5	0,5-1,0
Супіщаний	1,5-4,0	1,0-3,0
Легкий суглинок	3,5-7,0	3,0-5,0
Середній суглинок	5,0-7,0	4,0-7,0
Важкий суглинок	8,0-12,0	6,0-9,0
Глинистий	12,0-20,0	9,0-15,0
Торф'яний	40,0-50,0	30,0-40,0

Вологість стійкого в'янення не залежить від виду рослин і становить півтори-дві максимальні гігроскопічності. Чим багатший гумусом ґрунт, тим вище ВСВ. ВСВ залежить від гранулометричного складу ґрунту.

Вологість розриву капілярів, або вологість пригнічення, характеризує межу оптимальної вологості ґрунту і залежить від гранулометричного та агрегатного складів, будови ґрунту і складає приблизно 50 – 70 % НВ.

Якщо вода у ґрунті становить менше ніж ВРК, то зростання рослин уповільнюється і зменшується їх продуктивність.

Найменша вологоємність (НВ) – це найбільша кількість капілярно-підвішеної вологи або найбільша кількість води, яка фактично утримується ґрунтом у природних умовах в стані рівноваги, коли немає випаровування та додаткового припливу води.

НВ залежить від гранулометричного складу, вмісту гумусу, структури і будови ґрунту. НВ визначається на провідних агрометеорологічних станціях 1 раз у 5 років.

Якщо НВ не визначається, то у грубому наближенні її приймають:

для суглинків у шарі ґрунту	0-20см	– 40 - 50мм
	0-100см	– 170 - 190мм
для супіщаних ґрунтів	0-20см	– 30 - 40мм
	0-100см	– 150 - 170мм
для піщаних ґрунтів	0-20см	– 20 - 30мм
	0-100см	– 80...120мм

Різниця між значеннями НВ і фактичними запасами продуктивної вологи називається *дефіцитом вологи у ґрунті*.

Повна вологоємність(ПВ) – кількість води, яка утримується в ґрунті, коли дзеркало ґрунтових вод сягає поверхні і всі пори і шари зайняті водою. При ПВ з ґрунту повністю витісняється повітря, припиняється аерація і рослини пригнічуються.

Значення ПВ практично рівне шпаруватості і становить від 20 – 40 до 50 – 60 % загального об'єму ґрунту.

Капілярна вологоємність (КВ) –це найбільша кількість капілярно-підпертої води, яка може утримуватись у шарі ґрунту над дзеркалом ґрунтових вод. КВ залежить від шпаруватості ґрунту, глибини залягання ґрунтових вод. В суглинках та в глинистих ґрунтах вода може підійматись на висоту до 3 м, в супіщаних – до 1,0 – 1,5 м, у піщаних ґрунтах та у торфі – до 0,5 – 1,0 м.

7.3 Продуктивна волога

Для оцінки водопостачання рослин, які вирощуються на різних ґрунтах, використовується поняття продуктивна волога, тобто волога, яка може бути спожита рослинами. Кількість продуктивної вологи визначається як різниця між загальною вологою і непродуктивною вологою, тобто вологою яка не може бути спожита рослинами.

Для того, щоб визначити вплив вологи на зростання рослин та формування їх врожаю, необхідно спостерігати вміст вологи у ґрунті впродовж всього періоду вегетації рослин. Спостереження проводяться на всій глибині кореневого шару. Найбільш поширеним способом визначення вмісту вологи в ґрунті є спосіб висушування зразків. Існують і інші способи, але саме спосіб висушування зразків є еталоном.

Запаси продуктивної вологи у ґрунті – величина, яка постійно змінюється. Це і надходження води у ґрунт із різних джерел, найсуттєвішим із них є опади, це витрати вологи за рахунок проникнення у нижні шари ґрунту та за рахунок випаровування і т. ін. Сукупність усіх величин надходження вологи у ґрунт та витрат називається *водним балансом*. Щодо потреб сільськогосподарського виробництва, то залишок водного балансу ви-

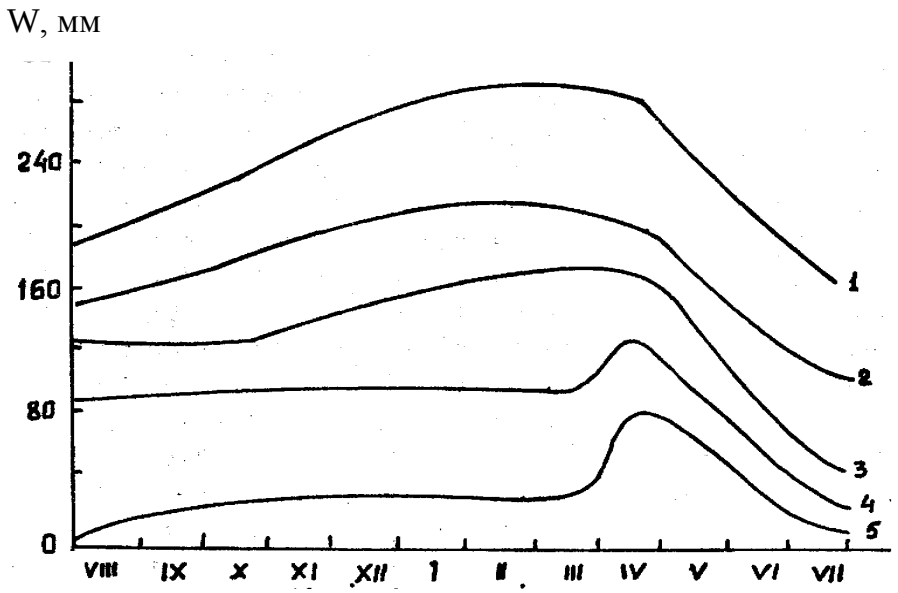
значається у *мм* продуктивної вологи. Водний баланс складається із прихідної частини, яка вміщує ($\theta_{оп}$), а при зрошенні ще й норму поливу ($\theta_{зр}$), надходження із ґрунтових вод ($\theta_{гр}$) і за рахунок конденсації водяної пари ($\theta_к$), а також надходження води внаслідок переміщення із сусідніх шарів ґрунту ($\theta_{пп}$) і за рахунок просочування ($\theta_{вп}$) та витратної частини: витрат води на випаровування ($\theta_в$), поверхневий стік ($\theta_{пс}$), транспірацію ($\theta_{тр}$) та переміщення всередині ґрунту ($\theta_{вс}$), а також інфільтрацію ($\theta_{ін}$). Таким чином, якщо початковий запас води у ґрунті – $W_п$ і кінцевий $W_к$, то рівняння водного балансу має вигляд:

$$W_к - W_п = [(\theta_{оп} + \theta_{зр}) + \theta_{гр} + \theta_{пп} + \theta_{вп} + \theta_к] - \\ - [(\theta_в + \theta_{гр}) + \theta_{пс} + \theta_{вс} + \theta_{ін}] \quad (3.1)$$

Рівняння може бути скорочено за відсутності будь-якої складової. Крім того, в залежності від пори року складові рівняння водного балансу також змінюються. С.О. Веріго та Л.О. Разумовою [3] встановлено, що формування запасів продуктивної вологи у холодну та теплу пори року відбувається з різних джерел. Взимку поповнення запасів вологи відбувається за рахунок опадів, талих вод та пересування вологи всередині ґрунту під впливом кристалізації. В теплу пору року динаміка запасів продуктивної вологи в першу чергу залежить від кількості та розподілу опадів у часі, від температурного режиму, стану поверхні ґрунту, міри розвитку рослин та їх виду, глибини залягання ґрунтових вод. Швидкість витрат води влітку впродовж вегетаційного періоду рослин дуже змінюється. Величина змін залежить від грунтово-кліматичної зони, рельєфу, виду сільськогосподарських культур та стану їх розвитку. В кожній грунтово-кліматичній зоні тип річної зміни запасів продуктивної вологи свій.

7.4 Визначення запасів продуктивної вологи

Роль ґрунтової вологи у житті рослин важко переоцінити. Волога потрібна рослинам протягом усього їхнього життя. У різні періоди вегетації для нормального росту та розвитку рослинний організм потребує різну кількість ґрунтової вологи та використовує її з різних шарів ґрунту. На рослину однаково несприятливо впливає як нестача, так і надлишок ґрунтової вологи. Через це вологість ґрунту часто є вирішальним фактором отримання врожаю. Крім цього, присутність вологи у верхньому шарі ґрунту повністю визначає умови обробки ґрунту та впливає на проведення інших видів сільськогосподарських робіт.



Місяці

Рис.7.1 – Типи річного ходу запасів продуктивної вологи (мм) у метровому шарі ґрунту.
Типи: 1 – обводнення; 2 – капілярного зволоження; 3 – повного весняного промочування; 4 – слабкого весняного промочування (посушливі райони); 5 – слабкого весняного промочування (сильно посушливі райони) (за С.О. Веріго, Л.О. Разумовою).

Таким чином, вологозабезпеченість рослин, а також можливість та якість проведення сільськогосподарських робіт залежить від вмісту вологи у ґрунті, який буває неоднаковий по території та безупинно змінюється з часом. Тому треба систематично його враховувати. Це досягається регулярними спостереженнями.

У системі Держкомгідромету кількість вологи, яка міститься в ґрунті, визначають за масою води, що випаровується внаслідок висушування відібраних у полі зразків ґрунту. Для сушки ґрунту використовують електричні шафи з терморегуляторами. Висушування ґрунтових проб, які розташовуються у спеціальних алюмінієвих стаканчиках, проводять при температурі 100-105°С до постійної маси. Це дозволяє вилучити з ґрунту і зв'язану вологу. Зважують ґрунт на технічних вагах (механічних або електричних) з точністю до 0,1 г. Отже, до величини вологості ґрунту входить сума ґрунтової вологи усіх категорій, як доступної, так і недоступної для рослин.

Вміст вологи у ґрунті не залишається постійним. Він змінюється у часі та у просторі в залежності від метеорологічних факторів, типу ґрунту,

рельєфу, виду, віку рослин та ін. Спостереження за вологістю ґрунту проводять регулярно, у теплий період року кожну декаду, по восьмих днях у чотирикратній повторності до глибини 1,0 – 1,5 м, відбираючи зразки ґрунту через кожні 10 см. Для отримання зразків використовують ґрунтовий бур АМ – 26М, а при його відсутності – АМ – 26.

Записують результати спостережень за вологістю ґрунту у книжку КСГ–3. У цій же книжці виконують первинну обробку даних спостережень, розраховують процент вологості у кожному шарі ґрунту окремо по повторностях.

Вологість ґрунту у відсотках (W %) розраховують як відношення різниці маси зразку ґрунту до сушки ($М_{вол}$) та після неї ($М_с$) до маси абсолютно сухої наважки ($М_с$)

$$W\% = \frac{M_{вол} - M_c}{M_c} \cdot 100 \quad , \qquad (7.1)$$

де $M_{вол}$, M_c – маса зразків до висушування і після, г.

Вологість ґрунту розраховують з точністю до 0,1 %.

Якщо з будь-якої причини дані проби випадають, їх треба доповнити до розрахунку середнього проценту. Процент вологості ґрунту пропущеної глибини розраховують як середнє з даних вищої та нижчої глибини конкретної повторності.

Для прискорення розрахунків можна використовувати "Таблиці для розрахунку вологості ґрунту". Вологість ґрунту по таблицях Овчінникова отримують за масою води, що випаровується, та масою абсолютного сухого ґрунту. Таблиці Кривошликова дозволяють визначити вологість ґрунту за масою сухого та вологого зразку, не розраховуючи масу води, що випаровується.

Результати спостережень за вологістю ґрунту проходять технічний контроль. Середні (з чотирьох) значення вологості по кожному шару ґрунту є вихідною інформацією для розрахунку запасів продуктивної вологи.

Запаси продуктивної вологи в ґрунті за міжфазні періоди розраховуються так, як середнє з усіх строків спостережень за вологістю ґрунту за період між настанням двох суміжних фаз.

У тих випадках, коли початок та кінець міжфазного періоду не співпадають зі строками взяття проб, до підрахунків включаються чинні спостереження за усі строки, починаючи і закінчуючи визначеннями у дати, найближчі до дат масового наступу фаз.

Наприклад: вихід у трубку озимої пшениці 31.V, фаза колосіння – 26.V, середні запаси вологи за період „вихід в трубку – колосіння” визначаються за даними визначення вологості ґрунту, які проводились 28.V –

(121 мм), 8.VI – (106 мм), 18.VI – (89 мм) та 28.VI – (84 мм). Вони становлять:

$$\overline{W} = \frac{121 + 106 + 89 + 84}{4} = \frac{400}{4} = 100 мм.$$

8 НЕСПРИЯТЛИВІ ДЛЯ СІЛЬСЬКОГО ГОСПОДАРСТВА МЕТЕОРОЛОГІЧНІ ЯВИЩА

Екстремальні агрометеорологічні умови для життєдіяльності рослин – поняття біокліматичні, оскільки їх розглядають по реакції рослин на те чи інше явище.

Метеорологічне явище є небезпечним, якщо при його утворенні необхідно приймати спеціальні заходи для зменшення або повної ліквідації збитків у будь-якій галузі народного господарства.

До небезпечних для сільського господарства явищ належать: у теплу пору року посухи, суховії, приморозки, пилові буревії, град; взимку – сильні морози, ожеледиця, малосніжні зими і зими з надто товстим сніговим покривом, льодова кірка та ін.

8.1 Посухи і суховії

Із небезпечних явищ погоди посухи наносять найбільші збитки сільському господарству країни, оскільки більша частина посівних площ сільськогосподарських культур розташована у зонах нестійкого та недостатнього зволоження.

Посухою називається агрометеорологічне явище, яке викликає різку невідповідність між потребою рослин у воді та її надходженням із ґрунту внаслідок малої кількості опадів і підвищеної випаровуваності, а це в свою чергу викликає порушення водопостачання рослин. Відрізняють три типи посух: атмосферну, ґрунтову і загальну.

Атмосферна посуха спостерігається перед ґрунтовою і головною її ознакою є стійка антициклональна погода з нетривалими дощовими періодами, високою температурою і великою сухістю повітря.

Ґрунтова посуха виникає як наслідок атмосферної, коли через значне випаровування різко зменшуються запаси продуктивної вологи.

Найбільш частим супутником посух є суховії, хоча вони можуть виникати і без наявності посух.

Суховійним називається день з температурою повітря вище 25 ^{0}С, відносною вологістю повітря більше 17 гПа та швидкістю вітру більше 5 м/сек. При суховіях найчастіше спостерігаються напрями вітру – східний, південно – східний, інколи – південний.

Під час посух і суховіїв спостерігається швидке обезводнення тканин рослин, яке викликає порушення фізіологічних процесів: фотосинтезу, дихання, вуглецевого і білкового обміну, що призводить до значного скорочення фотосинтетичної діяльності, пригнічення ростових процесів і ін.

Виникнення посух і суховіїв пов'язано з потужними атмосферними процесами, що обумовлюють антициклональну погоду. Повітряні маси антициклонів мають велику прозорість і малу вологість повітря, що рухається вниз.

На Європейську частину СНД антициклони надходять з Арктики (Ісландські) або океанів (Азорські, Гонолульські) і рідко із Сибіру (Азійські).

Особливо жорстокі і тривалі посухи спостерігаються в роки збігу Ісландських і Азорських антициклонів (посуха 1972 р.)

За часом виникнення посухи бувають: весняні, літні, осінні.

Весняні посухи характеризуються високими температурами, низькою відносною вологістю. Вони викликають швидке висушування ґрунту, що призводить до затримки появи сходів, зрідженості посівів, поганого приживання розсади.

За літньої посухи з високими температурами, низькою вологістю повітря, значним випаровуванням спостерігається різке порушення водного споживання, що викликає зменшення врожаю.

Осіння посуха виникає на загальному фоні зниження температури і малої вологості повітря. Вона буває після збирання зернових і шкодить найбільше посівам озимих культур. В південних районах СНД у випадку осінніх засух сівбу озимини взагалі не проводять.

За даними О.В. Процерова на Європейській частині СНД весняні посухи повторюються у 42 % років, літні – 33 %, осінні – 25 %.

Найбільш значний збиток наносять осінньо – весняно – літні посухи, які охоплюють великі території. За даними Є.С. Уланової такі посухи спостерігались у 1946, 1954–55, 1963, 1965, 1972, 1975, 1979, 1981, 1984, 2002, 2003р.

Окрім зменшення врожаю, посухи викликають значну кількість лісних пожеж і пожеж на торфовищах.

Посухи бувають слабкими, середніми, сильними і дуже сильними.

8.1.1 Агрометеорологічні показники посух і суховіїв

Складність і багатогранність посух і суховіїв викликала різноманітність визначення і розробку кількісних показників. Але всі вони мають в основі ідею, яку виказав В.В. Докучаєв, що для характеристики посушливості необхідно співставляти опади з випаровуваністю.

П.І. Колосков запропонував показник зволоженості:

$$V = K\frac{P}{E-e}, \qquad (8.1)$$

де P – опади, мм ;

E – тиск насичення за даної температури;

e – фактичний тиск водяної пари; К- коефіцієнт пропорційності.

В.Г. Нестеров запропонував визначити посушливість за особливим показником K:

$$K_H = \sum td, \qquad (8.2)$$

де t – температура повітря о13 год,^{0} С;

d – нестача насичення повітря вологою о 13 год, гПа.

Цей показник розраховують за даними в останній день дощу. Посуха починається, коли $K_H = 4000$ ^{0}С · гПа.

Н.В. Бова запропонував визначати початок посухи за показником посушливості:

$$K_Б = 10(W_{пр} + P) / \sum t, \qquad (8.3)$$

де $W_{пр}$ – запаси продуктивної вологи у шарі ґрунту 0-100 см навесні, мм;

P – сума опадів з весни до початку розрахунку;

t – сума температур від дати переходу через 0 ^{0}С до початку посухи,^{0}С;

Початок посухи буде, коли $K_Б$ зменшиться до 1,5 мм/^{0}С. Недоліком цього показника є те, що він не враховує зволоження орного шару ґрунту і має невизначений момент розрахунку.

Г.Т. Селянінов для південно-східної частини ЄЧ СНД запропонував гідротермічний коефіцієнт для оцінки посухи (табл. 8.1)

$$ГТК = \frac{\sum P}{0.1\sum t}, \qquad (8.4)$$

де P – місячна сума опадів, мм;

t – сума температур за місяць.

Таблиця 8.1– Оцінка посушливості по ГТК для південно-східних районів ЄЧ СНД

Посуха	ГТК	Посуха	ГТК
Слабка	0.9.....0.6	Сильна	0.5....0.4
Середня	0.6.....0.5	Дуже сильна	< 0.4

Але за ГТК можливо давати оцінку тільки атмосферній посусі.

Для оцінки атмосферно – ґрунтових посух Є.С. Улановою було запропоновано коефіцієнт зволоження:

$$K_y = \frac{W_{пр} + P_{V...VI}}{0{,}01\sum t_{V...VI}} \quad , \qquad (8.5)$$

де $Wпр$ – запаси продуктивної вологи у шарі ґрунту 0-100 см під час стійкого переходу температури повітря через 5 ^{0}С навесні, мм ;

$P_{V...VI}$ – сума опадів за травень-червень, мм ;

$\sum t_{V...VI}$ – сума температур за травень-червень, ^{0}С .

Якщо $Ку$ <15 – дуже сильна посуха, 15≤ $Ку$ ≤ 20 – сильна посуха, 20 ≤ $Ку$ ≤ 25 – середня посуха.

О.В. Процеров запропонував оцінювати інтенсивність посух за допомогою порівняння врожаїв у посушливому році з середнім багаторічним. При цьому дуже сильна посуха буде, якщо врожай зменшився на 50%, сильна - зменшення врожаю від 20-50%, слабка – зменшення врожаю на 20%.

Важливим показником посух є запаси продуктивної вологи.

М.С. Кулик запропонував за початок посухи приймати зменшення запасів вологи у орному шарі до 19 мм, а до 9 мм – початком сухого періоду. Якщо в період кущіння – молочна стиглість спостерігаються 3 сухі декади – середня посуха, якщо 4 – 5 декад – сильна посуха. Якщо ж три сухі декади почались при W_{0-100} < 60мм, то посуха сильна, 4 – 5 – дуже сильна.

Пошкодження посівів суховіями в значної мірі залежить від інтенсивності і тривалості цього явища. Як і посухи, суховії бувають слабкими, середніми, сильними і дуже сильними.

Серед величезної кількості показників суховійності найбільш поширеним є значення нестачі насичення повітря вологою, запропонований Є.О. Цубербілер. Температура повітря і швидкість вітру посилюють суховійність дня. Дослідженнями Є.О. Цубербілер встановлено, що пошкодження рослин суховіями мають той же характер, що і при посухах. За показник суховійності взято значення евапорометричного коефіцієнта:

$$Ке = \frac{I_ф}{I_{ст}} \quad , \qquad (8\ .6)$$

де $Iф$ – фактичне випаровування з поверхні поля, мм;

$Iст$ – випаровування із стандартної водної поверхні, яке розраховується за формулою Меєра-Тихомирова:

$$I_{ст} = 0{,}012D, \qquad (8.7)$$

де D - дефіцит тиску водяної пари, гПа;

Є.О. Цубербілер визначено міру пошкодження рослин за різних значень випаровуваності, $Ке$ – нестачі насичення повітря вологою і запасів

продуктивної вологи у різних шарах ґрунту (табл. 8.2) – агрометеорологічні категорії пошкоджень зернових культур суховіями (за Є.О. Цубербілер).

Міра небезпечності посух і суховіїв залежить в першу чергу від посухостійкості різних видів і сортів рослин. Найбільш негативно впливають посухи і суховії на ярі зернові культури. За даними Л.Е. Пасечнюк і В.О. Сеннікова посушливі умови несприятливо впливають на формування висоти стеблостою і продуктивну кущистість. Встановлена залежність висоти ярих зернових і формування продуктивності від кількості днів з суховіями.

Нестача вологи на початку фази виходу в трубку і в наступні декади викликає збільшення кількості безплідних квіток і колосків.

В цілому відрізняють два типи пошкоджень від суховіїв: захват – пошкодження від обезводнення та запал – пошкодження від перегріву.

Найбільше зменшення врожаю зерна і його якості спостерігаються в тих випадках, коли суховії, особливо інтенсивні, діють на фоні сильної і тривалої ґрунтової посухи.

У різних регіонах кількість суховійних днів різна. Найбільше їх у степовій зоні – 15 – 40 %.

Імовірність можливої кількості днів з суховіями визначається за номограмою при відомій середній багаторічній кількості днів з суховіями (рис. 8.1)

В практиці сільськогосподарського виробництва вживають різні заходи для боротьби з посухами і суховіями. Всі вони спрямовані на зменшення або усунення невідповідності між потребою рослин у воді і фактичною вологозабезпеченістю посівів за допомогою агротехнічних заходів, зрошення, снігозатримання, полезахисного лісоведення, змін строків сівби і т. ін. Особливо ефективне – виведення посухостійких сортів, розміщення посівів з врахуванням агрокліматичних і мікрокліматичних особливостей.

Підвищення загальної культури землеробства є ефективним засобом боротьби з посухами і суховіями.

Таблиця 8.2 – Агрометеорологічні показники суховіїв та ступінь пошкодження ними зернових культур (за Є.О. Цубербілер, 1966)

Суховії	Випаровуваність, мм/доб	Дефіцит насичення водяної пари (гПа) о 13 год. при швидкості вітру, м/с		Запаси продуктивної вологи (мм) в різних шарах (см)			Евапорометричний коефіцієнт, К	Характеристика ступеня пошкодження рослин
		<10	≥10	0...10	0...50	0...100		
Слабкі	3...5	20 ...32	13...27	≤20	≤50	≤80	0,5...0,4	Легке зниження тургору.
Середньої інтенсивності	5...6	33...39	28...32	≤10	≤30	≤50	0,3	Значне зниження тургору листя, його скручування, пожовтіння, підсихання. Захват зерна через 3 – 5 діб.
Інтенсивні	6...8	40...52	33...45	≤10	–	≤30	0,2...0,1	Сильне в’янення та усихання вегетативної маси , захват зерна через 2 – 3 доби.
Дуже інтенсивні	>	≥53	≥46	0	–	≤30	0,2...0,1	Швидке та сильне пошкодження вегетативної маси, захват зерна через 1 – 2 доби.

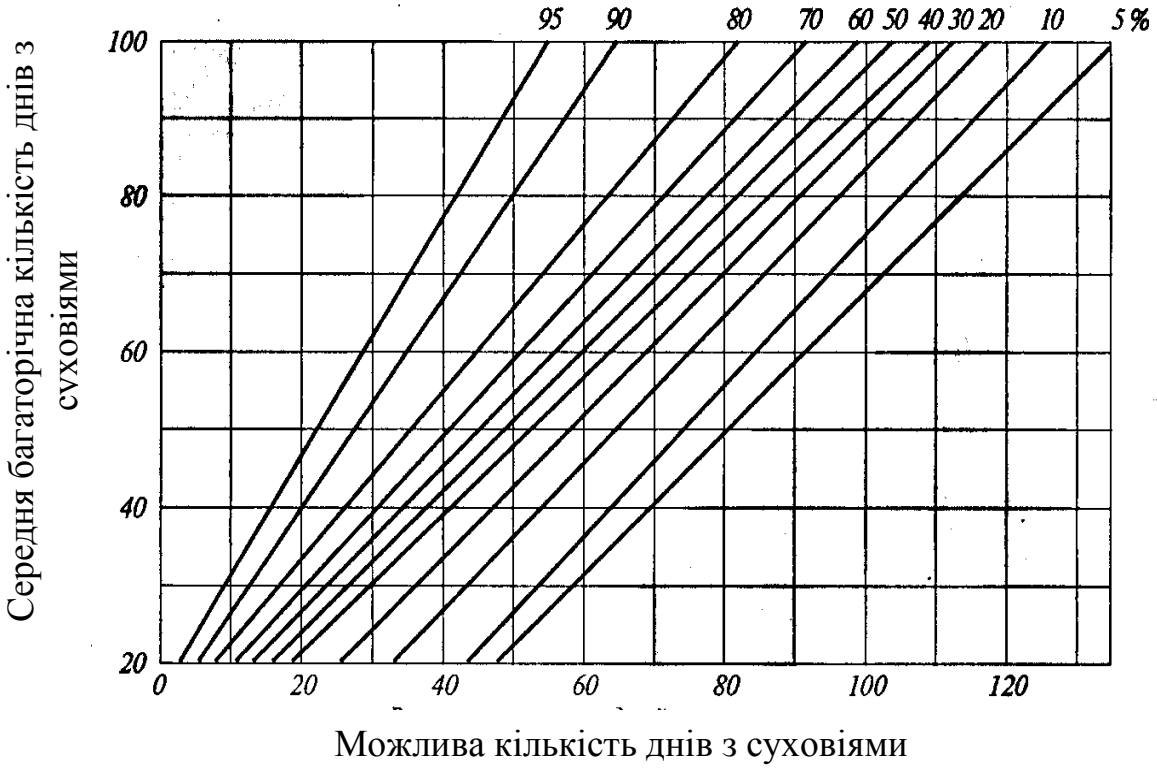


Рис. 8.1 – Номограма сумарної імовірності можливої кількості днів з суховіями в залежності від середньої багаторічної їх кількості за період квітень-вересень на ЄЧ СНД. (за В.О. Селяніновим і Л.Е. Пасечнюк)

8.2 Сильні зливи і град

Сильні зливи і град випадають з потужних купчасто-дощових хмар. Тому вони, зазвичай, охоплюють порівняно невеликі площі. За таких дощів за добу може випасти 80 – 100мм або і річна норма. Тому вони наносять значний збиток сільському господарству. Особливо великі збитки завдають сильні зливи разом з градом.

Град утворюється внаслідок підняття потужними потоками повітря великих дощових крапель у верхню частину хмари, де вони замерзають і утворюють зародки градин, які швидко збільшуються. Градини зростають до тих пір, доки швидкість їх падіння перевищуватиме швидкість потоку повітря, що підіймається, після чого вони падають.

Град випадає смугами шириною 3 – 5км та довжиною 15 – 20км. Рідко, але ці параметри можуть значно збільшуватись. Тривалість випадання граду залежить від потужності купчасто – дощових хмар і градового осередку. Град зриває листя, ламає дрібні гілки і пагони, обдирає кору, руйнує поверхні плодів і ягід, вибиває зерна з колосків,

викликає сильне полягання зернових культур тощо. Збитки, нанесені градом, залежать від розміру градин, їх маси, форм та щільності, а також від фази розвитку рослин, пошкоджених градом.

Дотепер міру пошкодження градом рослин зіставляють з двома чинниками: кількістю градин з діаметром вище критичного та сумарною кінетичною енергією градин на 1 м². Критичний розмір градин встановлено С. Чангномом. Він становить 6,4 мм. Якщо кінетична енергія (U) градин перевищує значення U = 150 Дж/м², то гине весь врожай, якщо U = 50 Дж/м², то гине 25 % рослин. Як встановлено, найбільше значення U за час одного градопаду може сягати $2 \cdot 10^3$ або $2 \cdot 10^4$ Дж/м².

Град буває супутником сильних злив. Але останні частіше спостерігаються й без граду. Інтенсивні зливи з сильним вітром викликають полягання посівів зернових культур на 20 – 30% посівної площі, інколи – на 80%. Поляганню посівів сприяють: розрідження ґрунту при сильних зливах, злам соломини через невідповідність між динамічними навантаженнями на нижню частину соломини та її міцністю, тиском дощу, вітру і граду тощо.

О.Д. Пасечнюк встановив, що внаслідок полягання посівів відбувається перерозподіл біомаси посівів за вертикальним профілем та зміна фітометричних умов. Найбільша частина біомаси зміщується до поверхні ґрунту, а колосся розміщується в усіх шарах посіву. Щільність зеленої біомаси збільшується, через те погіршується розподіл сонячної радіації, зменшується турбулентний обмін та фотосинтез. Це викликає погіршення умов наливу зерна, а також ускладнює збирання хлібів і збільшує втрати врожаю.

Сильні зливи або тривалі облогові дощі викликають стікання зерна (вимивання з нього пластичних речовин) та проростання зерна, як у стеблостої, так і у валках.

Вилягання посівів виникає в роки з підвищеною вологозабезпеченістю посівів і зменшеним температурним режимом. Це сприяє підвищеній кущистості рослин і слабкому відмиранню стебел, що формує густий стеблостій.

За показники стійкості рослин до полягання О.Д. Пасечнюк [36] запропонував висоту рослин на період колосіння, густоту рослин і запаси продуктивної вологи у шарі ґрунту 0 – 50 см. Встановлено, якщо на колосіння висота рослин менше 70 см, запаси продуктивної вологи менше 60 мм, а гущина становить не більше 700 стебел на 1м², то полягання не буде. Розрахована імовірність полягання зернових за різних значень гущини стеблостою (табл. 8.3)

Таблиця 8.3 – Імовірність(%) полягання посівів зернових культур за різної густоти стеблостою

Кількість стебел на 1м^2	Відсутність вилягання	Міра вилягання		
		слабка	середня	сильна
Озима пшениця				
<500	82	18	–	–
501-700	60	34	5	1
701-1000	50	22	14	14
1001-1300	45	24	17	17
>1300	10	11	34	45
Ячмінь				
<700	57	43	-	-
701-900	29	40	19	12
901-1100	12	16	23	49
1101- 1300	14	14	14	58
>1301	14	0	0	86

На втрати врожаю від вилягання впливає не тільки міра вилягання посівів, але і строки початку полягання. За раннього полягання (вихід у трубку) зменшується продуктивна кущистість і кількість зерен у колосі. У випадку пізнього полягання (після молочної стиглості) величина втрат врожаю визначається тільки зменшенням абсолютної маси зерна.

Щорічно збитки від граду та сильних злив у світі складають близько 2 млрд. дол. Левова частка збитків – це збитки в сільському господарстві. Тому у всьому світі розробляються різні методи боротьби з потужною купчасто-дощовою хмарністю та процесами, що утворюють град.

Основою методів боротьби є запобігання процесу утворення великих градин шляхом засіву градових хмар реагентами утворюючими лід. Ядро градових хмар визначають за допомогою локаторів. Реагенти, утворюючі лід, надсилають зенітними пушками або протиградовими комплексами типу „Облако-М”, ПТН-М, „Алазань 2М”.

8.3 Ерозія ґрунтів

До несприятливих явищ природи відноситься також ерозія ґрунтів. Ерозія ґрунтів або дефляція ґрунтів – це процес руйнування і переміщення часточок ґрунту під впливом води і вітру. Відрізняють водну і ґрунтову ерозію ґрунту.

Водна ерозія – це руйнування часточок ґрунту внаслідок інтенсивного дощу або зрошення. Рівнем інтенсивності водної ерозії визначається міра її впливу на ґрунти. По-перше , краплі дощу ущільнюють поверхню ґрунту, а це, в свою чергу, погіршує умови вирощування рослин. По-друге, краплі руйнують орний шар ґрунту, що призводить до змивання ґрунту. Потоки води при сильному дощу викликають утворення рівчаків, канав, байраків, внаслідок чого зменшуються площі поля, придатні для сільськогосподарського виробництва. Розбризкування часточок ґрунту краплями дощу викликає попадання його на рослини, внаслідок чого збільшується кількість хворих рослин, а це, в свою чергу, зменшує врожай і погіршує його якість, особливо трав. Водна ерозія поділяється на: ерозію розбризкування, поверхневого змивання, струмкову, байрачну, руслову і підземну. Джерелом енергії для усіх видів ерозій є кінетична і потенційна енергія атмосферних опадів.

Кожному типу ґрунтів відповідає свій характер ерозійного процесу. Найменш стійкі проти ерозій ґрунти степу. Більш стійкі – структурні чорноземи. Водна ерозія також більше проявляється на ущільнених лесоподібних породах і менше – на моренних суглинках і інших водопроникних породах.

Розвиткові водної ерозії сприяє оранка і рядкова сівба вздовж схилів, а також оранка крутих (більше 10 – 15°) схилів, бровок улоговин, балок, не спланована вирубка лісів і чагарників, освоєння піщаних цілинних та перелогових земель.

Так, непланомірне освоєння земель у Північному Казахстані призвело до загибелі від ерозії 18 млн. га освоєних земель.

Вітрова ерозія – це процес руйнування ґрунту і видування його вітром. Вітрова ерозія ґрунтів виникає під впливом природних і антропогенних факторів. Інтенсивність її залежить від швидкості вітру, розмірів часток ґрунту та їх сполуки.

Об’єм ґрунту, що переноситься вітром, залежить від швидкості вітру і шорсткості поверхні ґрунту. Критичними швидкостями вітру на висоті 15 см від поверхні ґрунту є: для піщаних та супіщаних ґрунтів – 3 – 4 м/сек, суглинків – 4 – 7 м/сек, торф’яників 4 – 5 м/сек.

Найбільше підлягають дефляції легкі за гранулометричним складом ґрунти – піщані, супіщані і легкі суглинки. Структурність верхнього шару ґрунту є діагностичним чинником його вітростійкості.

На міру вітроерозійних процесів впливає рельєф і мікрорельєф місцевості. Частіше видування спостерігається на верхніх і навітряних частинах схилів. Вітровій ерозії особливо підлягають поля з вирівняним зябом. На вирівняній поверхні поля швидкість вітру на 40% вище, ніж на не вирівняній.

У степовій зоні, напівпустелях і пустелях зони дефляції часом набувають критичних розмірів. Сильні вітри підіймають частки ґрунту до 1,5 – 2 км висоти і переносять їх на відстані від декількох метрів до кількох сот кілометрів. Відстань перенесення залежить від розміру часток, швидкості і тривалості дії вітру. Якщо ерозійний вітер зберігається протягом 24 год. то з 1 га втрачається біля 13 тис.т ґрунту. Сильні тривалі вітри називають *пиловими буревіями.* Такий буревій у 1960 р. на Північному Кавказі на відкритих полях за добу здував до 100...400 т/га ґрунту. Під час пилових буревіїв ґрунт втрачає з кожним сантиметром верхнього шару поживні речовини, а це викликає зменшення врожаїв. Крім того, під час пилових буревіїв відбувається засікання рослин, коли сильно пошкоджується листя і молоді пагони і в полі залишаються тільки рештки стебел. Посіви сильно зріджуються. Втрати врожаю становлять від 1 до 3 ц/га і більше.

Пилові буревії бувають і взимку. Вони небезпечні у районах з нестійкою зимою і відсутністю снігового покриву (південні райони). Середня багаторічна кількість днів з пиловими буревіями змінюється з ПЗ на ПС.

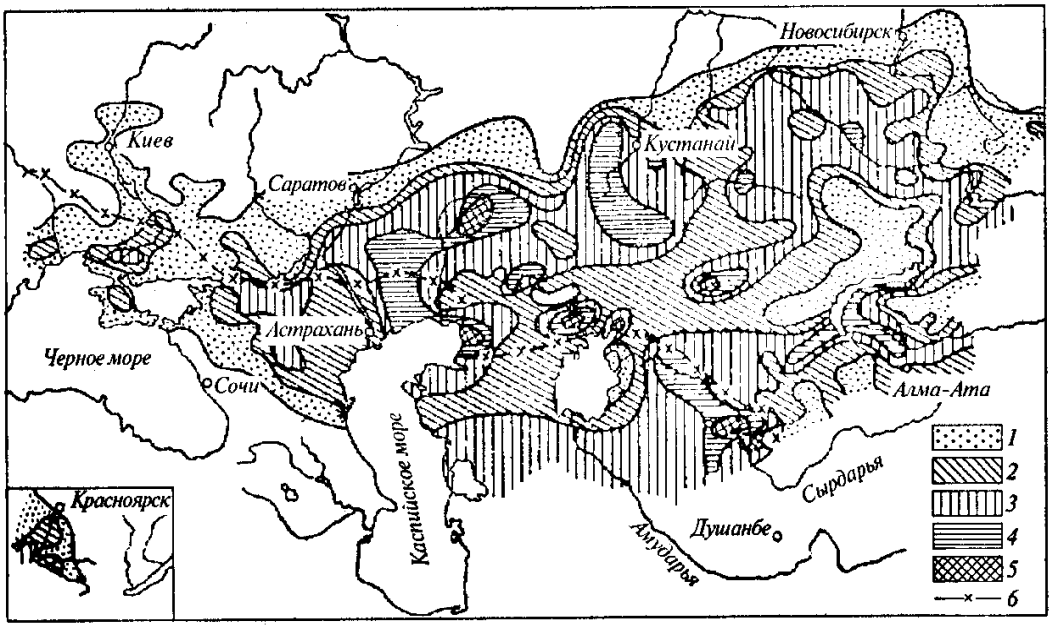


Рис. 8.2 – Середня багаторічна кількість днів з пиловими бурями (за Ю.І. Чирковим)
1 – 1…5; 2 – 6…10; 3 – 11..20; 4 – 20..40; 5 – > 40; 6 – межа стійкого снігового покриву

Стійкість ґрунту до ерозійних процесів підвищується низкою заходів і раціональних методів обробки ґрунтів; внесенням переважно

органічних добрив, сівбою багаторічних трав, збризкуванням поверхні ґрунтів структуроутворювачами.

Головним у боротьбі з вітровою ерозією є створення лісосмуг поперек домінуючого напрямку вітру. Полезахисні лісосмуги зменшують швидкість вітру, сприяють накопиченню снігу в зимовий період.

У буревійних районах застосовують кулісні пари, на яких високостебельні культури (кукурудза, соняшник і ін.) розташовуються також поперек вітру. Взимку проводять снігозатримання.

8.4 Заморозки

Під *заморозком* розуміють зниження мінімальної температури нижче 0 ºС на поверхні ґрунту або травостою на фоні позитивних середніх добових температур повітря. При цьому температура у метеорологічній будці може бути і вище, і нижче 0 ºС. Різниця між температурою повітря в метеорологічній будці (на висоті 2 м) і над поверхнею ґрунту (на висоті 2 см) на рівному відкритому місці становить в середньому 3 ºС. Це дає можливість оцінювати виникнення заморозку та його інтенсивність над поверхнею ґрунту або травостою за даними спостереження в будці.

На більшій частині території в межах помірної зони існують два чітко обмежені періоди із заморозками – весняний і осінній. Деяка небезпека заморозків для сільськогосподарських культур виникає відразу після початку вегетації і зростає в міру зростання рослин. Осінні заморозки наступають до закінчення вегетаційного періоду. Вони представляють меншу загрозу для сільського господарства, тому що до тієї пори врожай найчастіше вже зібрано.

Чим далі на північ, тим більше скорочується тривалість періоду між останнім весняним і першим осіннім заморозком. В північних областях беззаморозковий період майже відсутній і заморозки спостерігаються навіть протягом літа. На півдні тривалість беззаморозкового періоду збільшується: весною заморозки закінчуються раніше, а восени наступають пізніше.

За характером виникнення розрізняють три типи заморозків: адвективні, що виникають внаслідок наступу хвилі холоду і тривають від однієї до декількох діб (найбільш тривалі); радіаційні заморозки виникають у тихі ясні ночі внаслідок добового ходу температури на фоні помірно низьких середніх за добу температур; адвективно-радіаційні виникають внаслідок вторгнення хвилі холоду і наступного нічного вихолодження за рахунок нічного випромінювання. Вони короткочасні і виникають перед сходом Сонця.

За інтенсивністю заморозки бувають слабкі, коли температура діючої поверхні не буває нижче – 2 ºС; середні – температура опускається до 3...-4 ºС і заморозок охоплює нижні шари повітря; сильні заморозки – -5 ºС і нижче.

Заморозки можуть бути тривалі – більше 12 год., середньої тривалості – 5...12 год. і короткочасні – не більше 5 год.

Найбільш небезпечні для рослин радіаційні заморозки через те, що навесні вони закінчуються за середніх добових температур 5...6 ºС, а в більш континентальному кліматі – за середньої температури 10...13 ºС, коли більшість культур вже досить активно почали розвиватись.

Слід зазначити, що заморозки на поверхні ґрунту навесні закінчуються пізніше, а восени наступають раніше, ніж у повітрі.

Дати закінчення приморозків навесні і наступу восени щороку дуже мінливі. Період між останнім заморозком навесні і першим восени називається *беззаморозковим періодом*.

Вперше були побудовані карти середніх дат закінчення весняних і початку осінніх заморозків і тривалості беззаморозкового періоду І.А. Гольцберг для усієї території колишнього СРСР (рис.8.3)

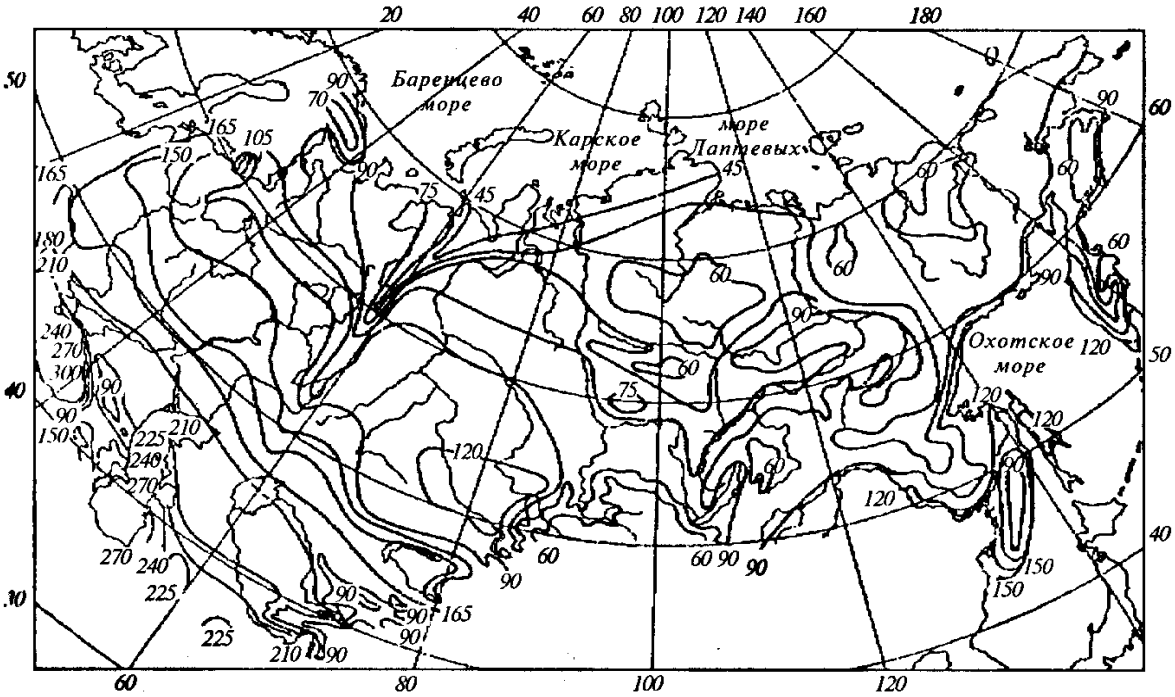


Рис. 8.3 – Середньо - багаторічна тривалість беззаморозкового періоду у повітрі на відкритому місці

На інтенсивність та строки припинення заморозків впливає багато факторів: рельєф місцевості, стан ґрунту, рослинність, віддаленість від водоймищ і та ін.

Горбиста місцевість обумовлює стік і надходження холодного повітря у більш низькі місця рельєфу. Тому біля підніжжя горбів і схилів повітря значно холодніше. Особливо холодно у замкнутих улоговинах. Різниця між температурою повітря біля поверхні ґрунту і на висоті 2 м іноді сягає 10 ºС. Тривалість беззаморозкового періоду в увігнутих формах рельєфу значно зменшується, а інтенсивність заморозків збільшується. Теж саме спостерігається на лісових галявинах. Навпаки, на верхів'ях горбів та верхніх частинах схилів заморозки, в порівнянні з відкритим рівним місцем, слабкі й тривалість беззаморозкового періоду збільшується.

Небезпечність заморозків більша для рослин на східних та південно-східних схилах, оскільки рослини після сходу Сонця попадають під дію прямого сонячного проміння. Вода в клітинах тане, виходить у міжклітинники та швидко випаровується, пошкоджені клітини не встигають встановити дефіцит вологи й засихають.

Пошкодження рослин заморозком спостерігається не відразу після зниження температури до 0 ºС, а лише при досягненні певних негативних значень. Для кожної культури і кожної фази розвитку існує своя межа негативної температури, при якій спостерігається пошкодження або загибель рослин. Таку температуру називають *критичною*.

В.М. Степанов класифікував головні польові культури за стійкістю їх до заморозків в різні фази розвитку за середньої тривалості заморозків 5 – 6 годин (табл. 8.4)

З табл. 8.4 видно, що найбільш стійкі до заморозків рослини на початку розвитку, а найменш стійкі – в період формування генеративних органів. В період цвітіння більшість зернових польових культур гине при температурі -2...-3 ºС.

Таблиця 8.4 – Класифікація основних сільськогосподарських культур щодо стійкості їх до заморозків в різні періоди онтогенезу (за В.М. Степановим)

Культура	Температура початку пошкодження, часткової загибелі рослин, 0ºС			Температура загибелі більшості рослин, 0 ºС		
	сходи	цвітіння	дозрівання	сходи	цвітіння	дозрізрівання
Найбільш стійкі						
Яра пшениця	-9,-10	-1,-2	-2,-4	-10,-12	-2	-4
Овес	-8,-9	-1,-2	-2,-4	-9,-11	-2	-4
Ячмінь	-7,-8	-1,-2	-2,-4	-8,-11	-2	-4
Горох	-7,-8	-3	-3,-4	-8,-11	-3,-4	-4
Сочевиця	7,-8	-2,-3	-2,-4	-8,-11	-3	-4
Стійкі						
Нут	-6.-7	-2,-3	-2,-3	-8	-3	-3,-4
Люпин вузьколистий	-5.-6	-2,-3	-3	-6,-7	-3,-4	-3,-4
Боби	-5,-6	-3	-2,3	-6	-3	-3,-4
Соняшник	-5,-6	-3	-2,-3	-7,-8	-3	-3
Льон, коноплі	-5,-7	-1,-2	-2,-4	-7	-2	-4
Буряки цукрові і кормові	-6,-7	-2,-3	-	-8	-3	-
Середньостійкі						
Соя	-3,-4	-2	-2,-3	-4	-2	-3
Люпин жовтий	-4,-5	-2,-3	-	-6	-3	-
Капуста	-5,-7	-2,-3	-6,-9	-	-	-
Малостійкі						
Кукурудза, сорго	-2.-3	-1,-2	-2,-3	-3	-2	-3
Просо, суданська трава, картопля	-2	-2	-1,-2	-2,-3	-2,-3	-3
Нестійкі						
Гречка	-1,-2	-1	-1.5,-2	-2	-1	-2
Квасоля	-1,-1.5	-0.5	-2	-1,-1.5	-1	-2
Рицина	-1,-2	-1	-2,-3	-1,-2	-1,-2	-3
Бавовна	-0.5	-0.5	-1	-1	-1	-1,-2
Баштанні	-1	-0.5,-1	-0.5,-1	-1	-1	-1
Рис	-0.5,-1	-0.5,-1	-	-1	-0.5	-
Овочеві	-0,-1	0,-1	0,-1	-2	-	-

Заморозки інтенсивністю від 0 до -2 ºС в період цвітіння плодових культур призводять до загибелі всього врожаю (табл. 8.5)

Таблиця 8.5 – Критичні температури пошкодження різних частин рослин деяких плодоягідних культур

Культура	Частина рослини, що пошкоджується заморозками	Критична температура
Лимон	Дерево повністю Крона Листя	-9,-10 -7,-8 -6
Апельсин	Дерево повністю Крона Листя	-10,-11 -8,-9 -7
Мандарин	Дерево повністю Крона Листя	-12 -10 -8
Виноград	Закриті бруньки Квіти	-1 0
Яблуня, груша, вишня, слива	Розпук нуті бруньки Квіти Плодова зав’язь	-4 -2 -1
Черешня	Бруньки і квіти Плодова зав’язь	-2 -1
Абрикос, персик	Закриті бруньки Квіти Плодова зав’язь	-2 -3 -1
Малина, полуниці	Квіти і зав’язь	-2

Дослідження О.І. Коровіна показали, що заморозки на початку вегетації справляють велику післядію на ріст, розвиток і врожай рослини. Після інтенсивного заморозку ростові процеси уповільнюються і запізнюється настання наступних фаз розвитку рослин. Заморозок на початку вегетації викликає збільшення тривалості вегетаційного періоду, а наприкінці вегетації – скорочує його. Дія заморозків на врожай визначається великою кількістю факторів. Перш за все, загроза заморозку для сільськогосподарських культур залежить від тривалості його та інтенсивності, від передуючих йому та наступних агрометеорологічних умов, від біологічних особливостей рослин, їх стану, фази розвитку, засобів агротехніки та ін.

Засоби боротьби. Встановлено, що найбільш небезпечними для сільського господарства є заморозки, які бувають після настання сере-

дньої добової температури повітря 15 ºС або після стійкого переходу її через 10 ºС.

Г.Т. Селянінов [45] прийшов до висновку, що "...заморозки тим більш небезпечні, чим більш енергійно вегетують рослини при їх появі. Якщо перед заморозком була температура, яка послаблювала вегетацію, то він майже ніякої шкоди не завдає. Тобто, небезпечними для даної культури заморозками будуть ті, що настають після деякого періоду з температурою вище рівня вегетації даної рослини і не менше періоду від сівби до сходів. Вважаючи останній не менше 5 днів для пшениці та вівса і не менше 10 днів для соняшнику, кукурудзи, сорго і баштанних, поява заморозків після 5 днів після наступу середньої добової температури 5 ºС для вівса та пшениці і після 10 днів для соняшнику та інших, 12 ºС – для кукурудзи і 15 ºС для овочевих і баштанних – об'єктивно небезпечна. При цьому, оскільки овес і пшениця легко переносять зниження температури до -5 ºС, соняшник – до -3 ºС, а овочеві, кукурудза і баштанні зовсім не переносять негативних температур, то ознакою небезпечності заморозків, окрім часу настання, буде також і вищевказана абсолютна величина їх".

Дослідження О.І. Коровіна і інших авторів показали, що температурні умови перед заморозком певною мірою впливають на стійкість рослин до нього. Низькі середні добові температури перед заморозком сприяють підвищенню стійкості рослин до заморозку і послабляють шкідливу його дію.

Втрати, які наносять сільському господарству пізні весняні заморозки, бувають дуже великими. Тому агрометеорологічна інформація про заморозки має велике практичне значення. Вона широко використовується при вирішенні низки задач сільськогосподарського виробництва. Така інформація необхідна для оцінки заморозконебезпечності території при розміщенні теплолюбних культур, при визначенні найсприятливіших термінів сівби і збирання сільськогосподарських культур, а також при розробці засобів захисту від заморозку.

Визначення найбільш сприятливих термінів сівби теплолюбних культур по температурних умовах обов'язково повинні корегуватися даними про ймовірність настання та інтенсивність заморозків на дату появи сходів.

В зв'язку з тим, що різні види рослин мають неоднакову стійкість до заморозків, визначають терміни та ймовірність припинення заморозків не тільки при 0ºС, але і іншої інтенсивності: -2; -3; -4 ºС. Т.О. Голубєва встановила, що ймовірність виникнення заморозків тісно пов'язана з середньою за декаду температурою повітря (табл. 8.6). Ця залежність дозволяє визначити ймовірність пошкодження заморозками різних сільськогосподарських культур якщо відома їх критична температура.

І.А. Гольцберг також розробила показники ймовірності заморозків. Розрахунки І.А. Гольцберг показали, що навесні в західних районах і на узбережжі морів заморозки закінчуються до переходу середньої добової температури повітря через 5 ºС. Тому ймовірність пошкодження заморозками сходів тут незначна. В континентальних районах заморозки ніколи не закінчуються раніше переходу температури повітря через 5 ºС і можуть довго тривати після стійкого переходу температури повітря через 10 ºС. В цих районах ймовірність пошкоджень заморозками зростає.

Методика І.А. Гольцберг дозволяє вивчати ймовірність припинення заморозків різної інтенсивності на будь-яку дату і на підставі одержаних результатів визначити ймовірність пошкодження заморозками сходів будь-якої культури в будь-якому районі. Для таких розрахунків необхідно знати середню багаторічну дату припинення заморозків в даному районі і вигляд кривої ймовірності, який визначається значенням середньоквадратичного відхилення строків припинення заморозків (σ). І.А. Гольцберг розраховані значення σ для усіх районів СНД і побудовані відповідні карти.

Розрахунки ймовірності припинення заморозків заданої інтенсивності на визначену фазу і ймовірність пошкодження культури весняними заморозками ведуться у такій послідовності:

- по співвідношенню термінів припинення заморозків при 0 ºС і іншої інтенсивності (табл. 8.7) визначається середня дата припинення заморозків у даному районі;
- розраховується відхилення визначеної дати від середньої багаторічної (Δ);
- визначається статистичний коефіцієнт шляхом поділу розрахованого відхилення Δ на σ ($\kappa=\Delta/\sigma$), а шляхом інтерполяції – відповідний йому відсоток ймовірності (табл. 8.6);
- на підставі одержаних результатів визначається можливість припинення заморозків на дану дату і ймовірність пошкодження рослин.

Таблиця 8.6 – Ймовірність настання заморозків в залежності від середньої за декаду мінімальної температури повітря в помірній зоні, %

Середня за декаду температура повітря, ºС	Сильні заморозки (зниження температури повітря до -3, -5 ºС)		Слабкі заморозки (зниження температури повітря до 0, -2 ºС		Заморозки на поверхні ґрунту і травостою	
Сезон	Весна	Осінь	Весна	Осінь	Весна	Осінь
-5	96					
-4	90	100				
-3	84	96				
-2	77	87	100			
-1	68	78	98			
0	56	68	92	100	100	
1	45	57	85	93	98	100
2	37	47	78	83	95	95
3	29	34	71	73	90	88
4	21	22	62	58	84	80
5	14	12	53	44	76	70
6	7	5	44	30	67	57
7	2	0	34	18	56	44
8	0		24	11	45	27
9			14	7	30	17
10			5	3	17	8
11			0	0	2	1
12					0	0

Таблиця 8.7 – Співвідношення в датах припинення заморозків при 0ºС і заморозків різної інтенсивності

Середня дата припинення заморозків при 0°С		Середня дата припинення заморозків нижче вказаної інтенсивності			
в повітрі	на поверхні ґрунту	-1,0 ºС	-2,0 ºС	-3,0 ºС	-4,0 ºС
1	2	3	4	5	6
1.VI	18.IV	28.V	24.V	20.V	15.V
21.V	7.V	17.V	13.V	9.V	4.V
11.V	25.V	5.V	30.IV	24.IV	18.IV
1.V	15.V	25.IV	20.IV	14.IV	8.IV
21.V	5.V	15.IV	10.IV	4.IV	29.III
11.V	21.IV	6.IV	1.IV	27.III	22.III

Примітка: за даними цієї таблиці можна побудувати графік для більш зручного використання.

Таблиця 8.8 – Співвідношення ймовірності (%), коефіцієнтів (к), значень σ

Ймовірність, %	0	10	20	30	40	50	60	70	80	90	100
Коефіцієнт	-2,25	-1,28	-0,84	-0,52	-0,25	0	0,25	0,52	0,84	1,28	2,25
Відхилення від середньої дати, дні	$\Delta = к \cdot \sigma$										

Для розрахунку визначається відхилення у днях (Δ) за формулою $\Delta = к\sigma$

60%	70%	80%	90%
Δ=0,25·10=2,5	0,52·10=5,2	0,84·10=8,4	1,28·10≈13
2.V+3=5.V	7.V	10.V	15.V

Таким чином, на дату появи сходів гречки , 10.V ймовірність припинення заморозків становить 80 %.

Для ефективної боротьби з заморозками необхідно завчасно знати час їх настання та інтенсивність.

Розроблені теоретичні методи прогнозу заморозків з врахуванням теплового балансу на межі земля-повітря та зміни коефіцієнта обміну з висотою. Але ці методи досить складні. В практиці використовуються значно простіші: метод Михалєвського та метод Р.М. Меджитова.

Метод Михалєвського. Для складання прогнозу виникнення заморозків використовуються дані вимірювань по психрометру на висоті 2 м біля 13 годин. Очікувану мінімальну температуру повітря *Мп* розраховують за формулою:

$$Мп = t' - (t-t')C\ , \qquad (8.8)$$

А ґрунту *Мгр* за формулою:

$$М\,гр = t' - (t - t')\,/\,2C \qquad (8.9)$$

де t та t' – температура відповідно по сухому та змоченому термометрах;

C – коефіцієнт, який залежить від відносної вологи повітря, його значення наводяться у таблиці 8.9

Таблиця 8.9 – Коефіцієнт *С* в залежності від вологості повітря

Відносна вологість, %	100	95	90	85	80	75	70	65	60
Коефіцієнт *С*	5,0	4,5	4,0	3,5	3,0	2,5	2,0	1,8	1,5
Відносна вологість, %	55	50	45	40	35	30	25	20	15
Коефіцієнт *С*	1,3	1,2	1,0	0,9	0,8	0,7	0,5	0,4	0,3

Якщо розраховані значення мінімальної температури повітря і ґрунту більше 2 °С, то заморозок мало ймовірний; якщо нижче 2 ºС, але вище -2 °С, то заморозок ймовірний; і якщо мінімальна температура повітря нижче -2 °С, то вночі заморозок буде.

Після 19 год. за середнім сонячним часом прогноз заморозків уточнюється за даними хмарності: хмарність менше 4 балів , то нічний мінімум температури зменшується на 2 °С; якщо хмарність від 4 до 7 балів – поправки не вводять; якщо більше 7 балів – мінімум, який очікується, збільшується на 2 °С.

Метод Р.М. Меджитова. Метод розроблений для осушених торф'яно – болотних земель. Для визначення очікуваної мінімальної температури повітря і ґрунту (Мп і Мг) на осушених торф'яно – болотних ґрунтах використовуються формули:

для повітря $Mn=0,80t + 0.09f -14.1$, (8.10)

для ґрунту $Mг=0.78t + 0.11f -18.3$, (8.11)

де t і f – температура повітря і відносна вологість о 13 год або у будь-який інший строк між полуднем і заходом сонця.

Метод П.І. Броунова. П.І. Броунов для визначення нічної температури на висоті 2 м запропонував графік (рис.8.4).

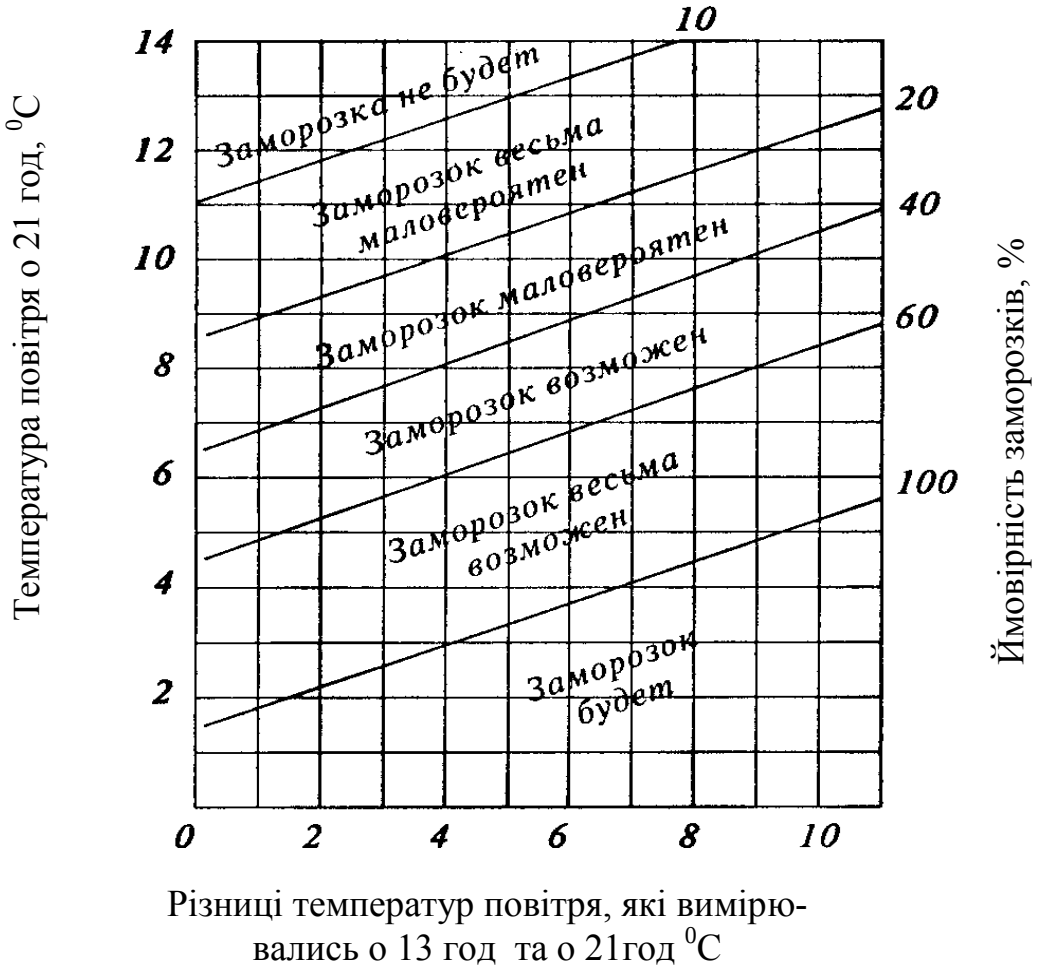


Рис.8.4 – Графік прогнозу ймовірності заморозків за методом Броунова

Для визначення нічної температури необхідні спостереження за температурою повітря о 13 та о 21 год. На осі *X* відкладають значення різниці між даною вечірньою температурою повітря (T_{13} та T_{21}), на осі *Y* – вечірнє значення температури повітря (T_{21}). Точка перетину значень у площині графіка вкаже на ймовірність заморозку.

Пізні заморозки навесні пошкоджують рослини і значно зменшують, а іноді і взагалі знижують врожай сільськогосподарських культур. Тому виникла необхідність захисту рослин від негативної дії низьких температур. Найбільш ефективним заходом боротьби із заморозками є вплив на тепловий режим приземного шару повітря шляхом зменшення ефективного випромінювання поверхнею, підвищення теплопровідності ґрунту, перемішування повітря і т. ін.

Підвищення температури приземного шару повітря на 1 – 2 ºС значно зменшує негативну дію заморозків.

Існує декілька засобів боротьби із заморозками. Це відкритий обігрів укриття рослин, термодинамічні методи, зрошення і т. ін., спрямовані на підвищення температури у приземному шарі повітря, а іноді і у верхньому шарі ґрунту.

Найбільш поширеним заходом боротьби із заморозками є підвищення температури повітря за рахунок обігріву.

Найчастіше для цього використовують димові завіси, які утворюються внаслідок температурної інверсії у приземному шарі повітря. Підвищення температури підстильної поверхні та приземного шару повітря відбувається під дією комплексу факторів: обігріву повітря під час горіння речовин, які утворюють дим, конденсації водяної пари у повітрі з виділенням тепла, зменшення ефективного випромінювання.

Вранці димова завіса не дозволяє сонячному промінню швидко нагрівати рослини, затримує відтавання, що сприяє меншому пошкодженню рослин.

Створення диму можливе при застосуванні димових шашок та димових куч.

Димова завіса дає можливість підвищити температуру на 1 – 2 ºС.

У виробничих умовах створення димових завіс за допомогою димових куч використовуються для захисту садів, виноградників, овочевих культур і т. ін. Ефективність димових завіс найбільша на рівному відкритому місці при відсутності вітру або його швидкості не більше 1 – 2 м/с.

Димові завіси утворюються при температурі повітря на 1 – 1,5 ºС вище критичної для культури, яку необхідно захистити. Утворення диму продовжується ще 1–1,5 години після сходу Сонця.

Відкритий обігрів застосовується на невеликих ділянках з особливо цінними сортами рослин (субтропічних). Для обігріву викорис-

товуються горілки любого типу з будь-якою горючою речовиною. За відкритого обігріву температура у приземному шарі підвищується від 1 до 4 ºС. Відкритий обігрів дуже дорогоцінний засіб і використовується рідко. Крім того, за відкритого обігріву значно підвищується забруднення повітря.

Засіб укриття рослин застосовується по-різному. Якщо вкриваються окремі дерева, то для цього використовують чохли з світлопроникних плівок, марлі, скла, піни. Для укриття великих площ використовуються різні матеріали: тирса, солома, стружка, костриця, рідка піна, торф, земля, темний папір тощо.

Термодинамічні заходи – це підвищення температури за рахунок перемішування повітря серед рослин за допомогою двигунів, які на літаках відбули термін використання, вертольотів, які пролітають над полем на незначній висоті (безпечній). Перемішування теплих і холодних шарів повітря дозволяє підвищити температуру на 0,5 – 1,0 ºС. Цей метод використовується для боротьби з приморозками на невеликих замкнених ділянках.

Для боротьби із заморозками застосовується зрошення полів перед наступом заморозку. Зрошення підвищує температуру точки роси, збільшує теплопровідність ґрунту і сприяє притоку тепла з нижніх шарів. Зрошення підвищує температуру на 1,5 – 2,0 ºС. Дуже ефективним заходом боротьби із заморозками є зрошення дощуванням. Дощування перед заморозком підвищує температуру за наявності вітру до 2 ºС, при відсутності вітру – до +4 ºС. Крім того, зрошення дощуванням безпосередньо під час дії заморозку захищає рослини від досить інтенсивного заморозку (до -8 ºС). Підвищення температури відбувається за рахунок вихолодження води і віддачі тепла у повітря. Льодова кірка, що утворюється на рослинах та поверхні ґрунту, зменшує їх радіаційне охолодження.

В останній час поширюються заходи регулювання росту рослин, які дозволяють затримувати цвітіння плодових і т. ін., а також застосування гідрореагуючих речовин (з класу гідридів кальцію). Речовини наносяться на поверхню ґрунту і за їх взаємодії з водяною парою утворюється тепло. Швидкість реакції гідролізу невелика. Тому цей захід доцільно використовувати тільки за радіаційних та адвективно-радіаційних заморозках, тривалість яких коротка, всього декілька годин.

9. СІЛЬСЬКОГОСПОДАРСЬКА ОЦІНКА КЛІМАТУ

9.1 Поняття про клімат і кліматоутворюючі фактори

Клімат – це закономірна послідовність атмосферних процесів, які формуються у певній місцевості внаслідок взаємодії сонячної радіації, атмосферної циркуляції та фізичних явищ, що відбуваються на підстильній поверхні і обумовлюють в цій місцевості багаторічний режим погоди.

Клімат характеризується середніми значеннями (нормами), екстремальними значеннями метеорологічних елементів (температури та вологості повітря, опадів, вітру, хмарності і т. ін.) та показниками мінливості цих елементів (середнє, середнє відносне та середнє квадратичне відхилення від норми і т. ін.), імовірністю та забезпеченістю тих чи інших значень метеорологічних елементів, що отримані за багаторічними спостереженнями.

Головними кліматоутворюючими факторами будуть сонячна радіація, циркуляція атмосфери та підстильна поверхня. Під сумісною дією цих факторів формується клімат у різних куточках земної кулі. Великий вплив на клімат має господарська діяльність людей, яка змінює властивості підстильної поверхні.

Головним джерелом променистої енергії є Сонце. Кількість сонячної енергії, що находить на землю, залежить від географічної широти. Вона визначає полуденну висоту Сонця над горизонтом, тривалість дня і ночі та, в цілому, надходження і втрати променистої енергії Сонця.

Значний вплив на формування клімату має атмосферна циркуляція, бо вона обумовлює надходження у будь-яку місцевість повітря різного географічного походження.

Велике значення у формуванні клімату відводиться підстильній поверхні, яка складається з води та суші, котрі мають різні фізичні властивості і служать регуляторами річних коливань температури приземного шару повітря. Крім того, у морях та океанах існують теплі і холодні течії, які утворюють на суші, котру омивають, особливі клімати.

Впливає на клімат і рельєф місцевості, особливо великі гірські масиви. У гірській місцевості утворюється особливий тип клімату, який має назву гірський. Крім того, на клімат також впливають великі ліси.

Кліматичні фактори рідко діють по одному . Майже завжди спостерігається сумісна дія декількох факторів, які можуть змінюватись під впливом господарської діяльності людей (вирубка лісів, осушення

боліт, оранка цілинних земель, утворення великих штучних водоймищ та ін).

Різні сполучення кліматоутворюючих факторів сприяють великому різноманіттю кліматів на Землі. За різними кількісними і якісними показниками клімат Землі класифікують. Існує декілька класифікацій різних авторів. Так, за класифікацією російського академіка Л.С. Берга на земній кулі виділено 12 типів клімату, які близькі до ландшафтно-географічних зон: вічної мерзлоти, тундри, тайги, листяних лісів помірних широт, мусонний помірних широт, степів, субтропічний, середземноморський, субтропічних лісів, внутрішньоматерикових пустель помірного поясу, тропічних пустель, тропічних лісостепів (саван), вологих тропічних лісів.

Клімат не залишається незмінним. На протязі історії Землі разом з усією природою змінювався і клімат. Існує багато гіпотез, котрі пояснюють коливання клімату. В цілому їх поділяють на три групи:

1. Астрономічні гіпотези, що пов'язують зміну клімату з періодичними коливаннями елементів земної орбіти.
2. Фізичні гіпотези пояснюють зміни клімату змінами інтенсивності сонячної радіації.
3. Геолого-географічні гіпотези пов'язують зміну клімату з переміщенням материків, зміною меж та глибини океанів, зі зміною напрямків та потужності океанічних течій.

Природні зміни клімату відбуваються дуже повільно, впродовж тисячоліть. Зміни клімату під впливом господарської діяльності людей відбуваються значно швидше (вирубка лісів, осушення і зрошення, збільшення вуглекислого газу у повітрі). Так, оранжерейний ефект призвів до глобального підвищення температури повітря за останнє сторіччя на 0,6 ^{0}С і ця тенденція зберігається і зараз.

Глобальна зміна клімату буде викликати збільшення опадів, прискорення танення льоду у північних широтах. Також вона буде впливати на сільськогосподарське виробництво.

Клімат в значній мірі визначає продуктивність вирощуваних сільськогосподарських культур, їх географічне поширення та умови утримання і випасання тварин. У зв'язку з тим, що сприятливих для вирощування рослин територій мало, то вирощуються вони і на територіях, які не гарантують високий врожай щорічно. Для зменшення негативного впливу несприятливих явищ встановлюються кількісні показники впливу факторів клімату на об'єкти і процеси сільськогосподарського виробництва. За допомогою таких показників виконується сільськогосподарська оцінка клімату.

9.2 Методика сільськогосподарської оцінки клімату

Основи методики агрокліматичної оцінки території розроблялись ще наприкінці XIX століття. О.І. Воєйковим та П.І. Броуновим. У подальшому їх методики удосконалювались та розроблялись нові в дослідженнях Г.Т. Селянінова, П.І. Колоскова, Ф.Ф. Давітая, І.А. Гольцберг, С.О. Сапожникової, О.І. Руденко. Ю.І. Чиркова, Д.І. Шашко, О.М. Шульгіна, О.Р. Костянтинова, О.П. Федосєєва та З.А. Міщенко. Підґрунтям методики сільськогосподарської оцінки клімату стали закони біології.

При сільськогосподарській оцінці клімату обов'язково враховуються біологічні особливості та вимоги сільськогосподарських культур до агрометеорологічних умов вирощування таких як: оптимальні і критичні температури повітря і ґрунту, кількість тепла та вологи, які необхідні для створення врожаю та ін.

Тому при сільськогосподарській оцінці клімату перш за все оцінюються:

- світлові і термічні ресурси вегетаційного періоду;
- умови зволоження як в цілому вегетаційного періоду, так і окремих його відрізків;
- частота і повторність несприятливих для сільського господарства явищ погоди;
- умови перезимівлі рослин;
- несприятливі для сільськогосподарського виробництва метеорологічні явища;
- мікроклімат в умовах гористого рельєфу тощо.

При оцінці клімату для сільськогосподарського виробництва необхідно перш за все знати вимоги біологічних об'єктів до клімату: біологічні мінімуми, критичні і оптимальні температури, суми температур, які необхідні для зростання і розвитку культур.

Співставлення вимог рослин і світлових та водно-теплових ресурсів території дозволяє визначити міру відповідності між ними.

При сільськогосподарській оцінці клімату враховуються не тільки середні багаторічні значення елементів, але і їх повторюваність та забезпеченість.

Впродовж тривалого історичного розвитку у рослин сформувались добре визначені вимоги до умов існування. Потреба рослин в кліматичних умовах впродовж періоду вегетації визначається певними кількісними величинами – показниками.

Агрокліматичні показники – це кількісно виражені зв'язки між факторами клімату та характеристиками зростання, розвитку і формування продуктивності рослин.

Головними агрокліматичними показниками потреби рослин в теплі є суми активних і ефективних температур.

До агрокліматичних показників забезпечення рослин вологою відносяться суми опадів і запаси продуктивної вологи.

Агрокліматичними показниками умов перезимівлі рослин є абсолютний мінімум температури повітря і ґрунту, середній із абсолютних мінімумів, суми від'ємних температур повітря нижче 0,-5, - 10, - 15 ^{0}С.

Крім головних агрокліматичних показників є багато інших: оптимальні та критичні значення температури повітря, тривалість вегетаційного періоду, тривалість беззаморозкового періоду, товщина снігу і т. ін.

В агрокліматичних дослідженнях сільськогосподарську оцінку клімату виконують на підставі лише агрокліматичних умов, які суттєво впливають на життя рослин і тварин.

9.3 Оцінка термічних ресурсів вегетаційного періоду

Термічні ресурси – це кількість тепла, яка накопичується на будь-якій території, де вирощуються сільськогосподарські культури. В агрокліматології термічні ресурси території оцінюються сумами температур (активних і ефективних).

Потреба рослин у теплі оцінюється або в цілому за вегетаційний період, або за окремі його відрізки – міжфазні періоди.

Порівняння термічних ресурсів території і потреб сільськогосподарських рослин у теплі дає змогу визначити забезпеченість рослин теплом.

В табл. 9.1 наводиться потреба деяких культур в теплі, яка відображена у біологічних сумах температур, сумі середніх за добу температур повітря за період вегетації від початку зростання до дозрівання у межах розповсюдження культури.

При використанні даних таблиці для рослин, що вирощуються в інших широтах, вводиться відповідна поправка (див. останній стовпчик).

Оскільки ресурси тепла визначаються кліматичними сумами активних температур вище 10 ^{0}С, а потреба рослин у теплі визначається біологічними сумами температур, які підраховуються від різних значень біологічного мінімуму, то вводиться кліматична поправка до сум біологічних температур за допомогою рис. 9.1.

Таблиця 9.1 – Потреба провідних сільськогосподарських рослин у теплі від сходів до дозрівання (φ = 55 ^{0} півн. ш.)

Культура	Температура		Біологічна сума температур, ^{0}С	Поправка на 1^{0}С широти, ^{0}С
	початку росту	дозрівання		
Яра пшениця (м'які сорти)	5	10	1400 – 1700	- 20
Овес	5	10	1250 – 1550	- 20
Ячмінь (ярий)	5	10	1250 – 1450	- 15
Озиме жито	5	10	1300 – 1400	- 30
Горох	5	10	1250 – 1550	- 8
Соняшник	8	10	1850 – 2300	0
Кукурудза	10	10	2200 – 2900	0
Гречка	7	10	1200 … 1400	0
Картопля	10	-	1000 … 2000	0
Просо	10	10	1570 … 1875	15
Соя	10	10	2140 … 3060	10

Середня багаторічна сума активних температур може відрізнятись від суми температур поточного року. Тому, щоб знати наскільки забезпечені рослини теплом, необхідно розраховувати забезпеченість певних сум за допомогою кривих забезпеченості термічних ресурсів, запропонованих Ф.Ф Давітая (рис.9.2) [25].

Сума температур, визначена для вегетаційного періоду в цілому, не дає уяви про динаміку накопичення сум температур впродовж періоду. Тому для цієї мети Ф.Ф. Давітая запропонував номограму (рис. 9.3), за допомогою якої можна визначити накопичення тієї чи іншої суми температур на будь-яку дату.

Якщо оцінюються термічні ресурси території, то сум температур недостатньо. Необхідно також враховувати тривалість беззаморозкового періоду, строки настання останнього весняного та першого осіннього заморозків, їх інтенсивність та повторність, а також середню температуру самого теплого місяця.

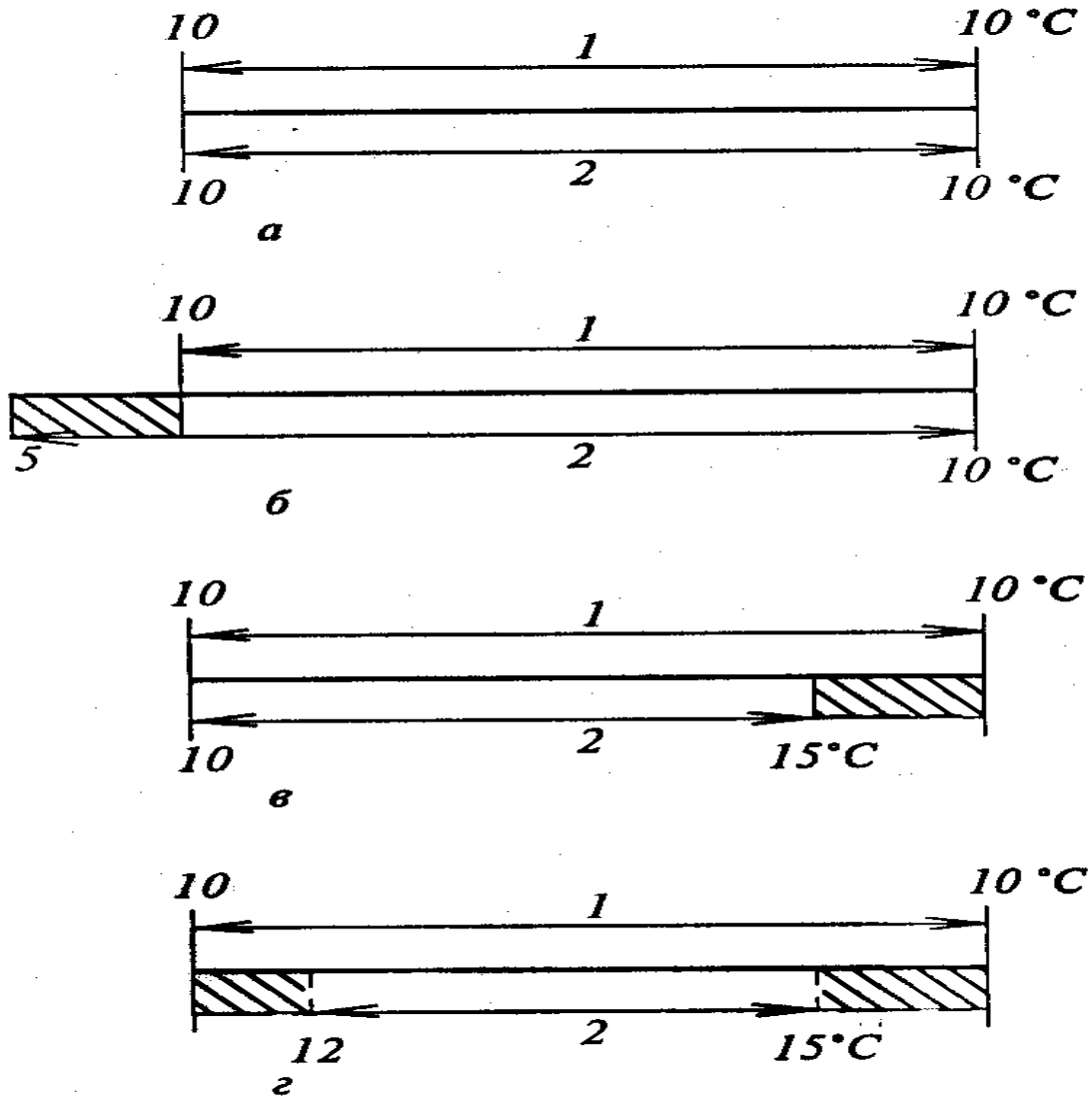


Рис 9.1 – Можливі варіанти при визначенні кліматичної поправки в сумах температур (*а* – кліматична сума, *б* – біологічна сума- навесні; *в,г* – відповідно восени).

1 – кліматична сума дорівнює 0 ^{0}С, бо біологічний мінімум становить 10 ^{0}С;

2 – біологічна сума більше кліматичної, бо біологічний мінімум становить 5 ^{0}С;

3 – біологічна сума менше кліматичної за рахунок того, що дозрівання культури настає за температури 15 ^{0}С;

4 – біологічна сума менше кліматичної, бо біологічний нуль становить 12 ^{0}С, а дозрівання настає за температури 15 ^{0}С.

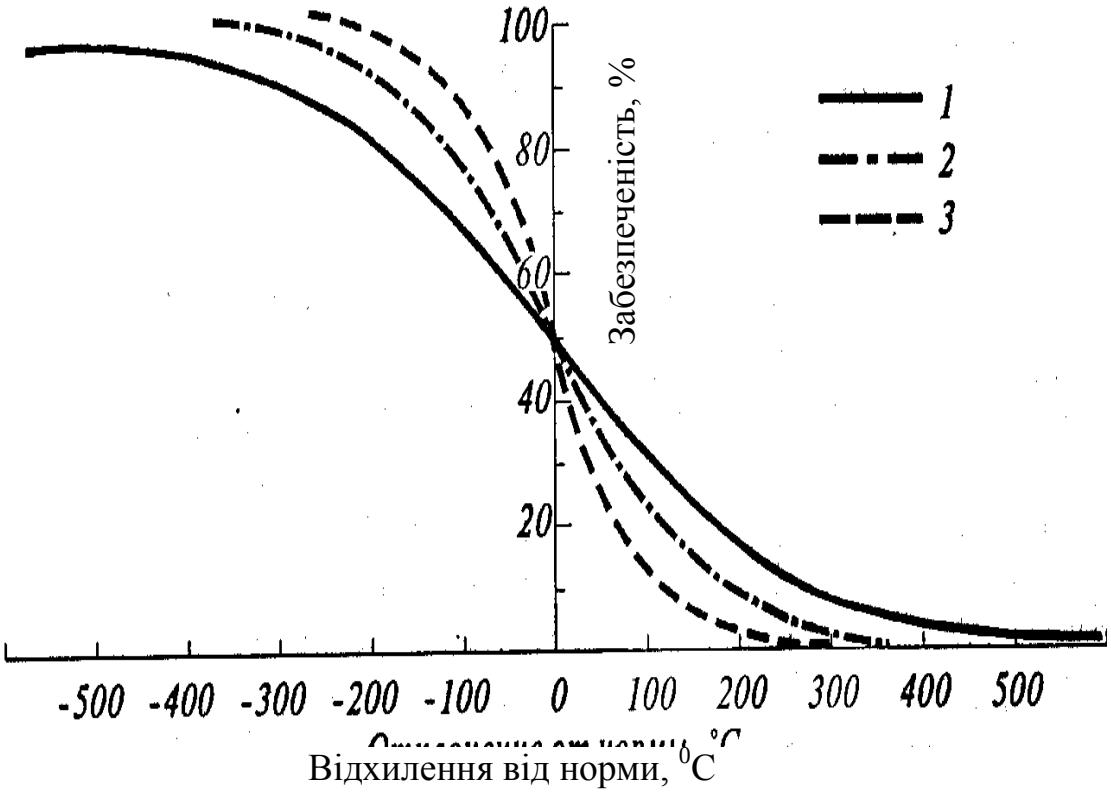


Рисунок 9.2 – Криві забезпеченості вегетаційного періоду сумою температур вище 10^0C для різних типів клімату:
1 – нестійкого (ЄЧ СНД);
2 – стійкого (центральна частина Сибіру);
3 – особливо стійкого (Далекий Схід).

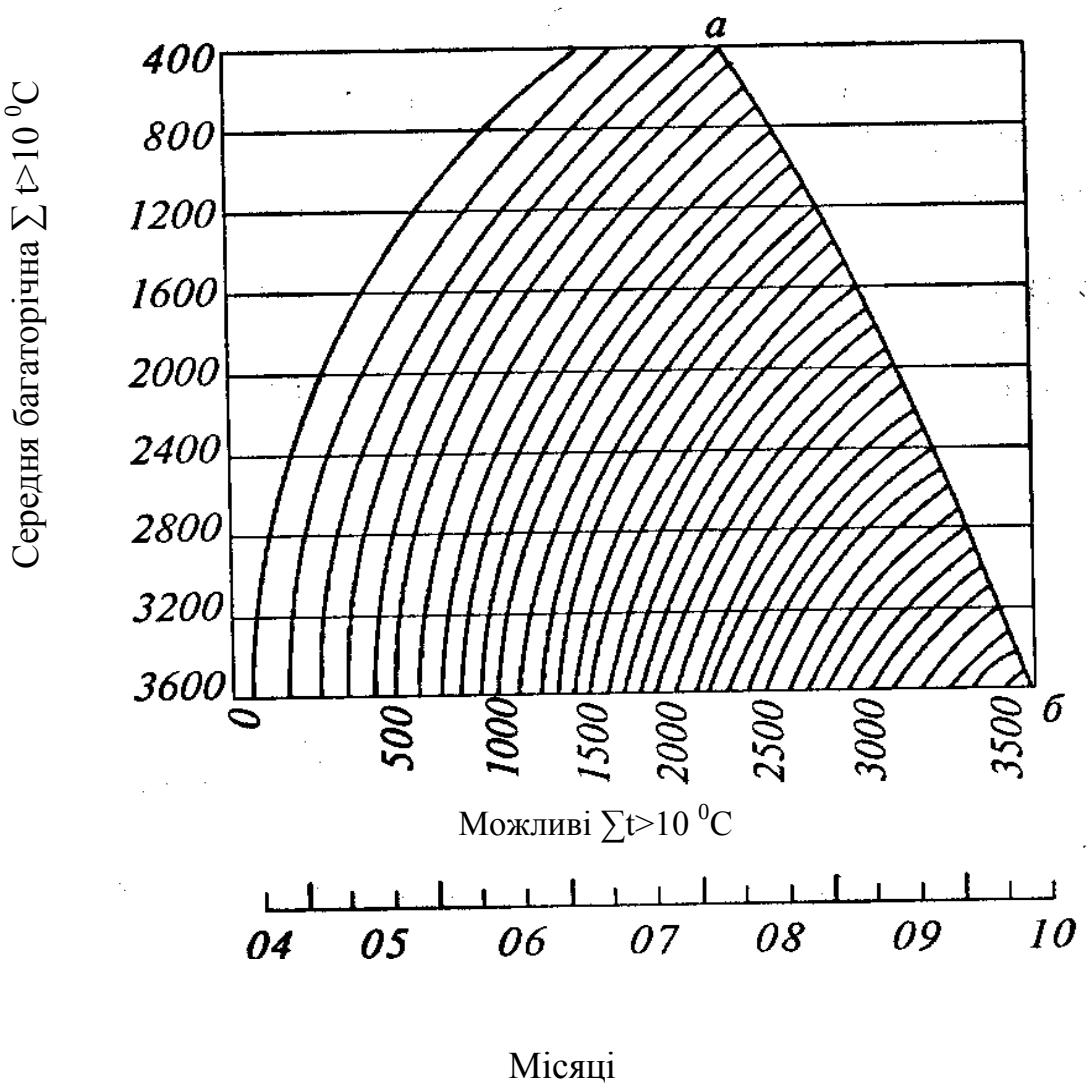


Рисунок 9.3 – Номограма для визначення строків накопичення сум температур вище 10^0C в залежності від середніх багаторічних сум.

9.4 Оцінка світлових ресурсів

Світлові ресурси вегетаційного періоду завжди оцінюються за сумами сонячної радіації – прямої та розсіяної. Оцінка дії променистої енергії на рослини виконується за сумами ФАР, тривалістю освітлення та спектральним складом сонячного сяйва (див. розділ 3).

Ефективність використання сонячної радіації характеризується коефіцієнтом корисної дії (ККД), який визначається відношенням кількості енергії, яка зберігалась у продуктах фотосинтезу, до кількості поглиненої радіації .

ККД поглиненої рослинами радіації характеризує їх фотосинтетичну активність. ККД посівів залежить від якості ґрунту, агротехніки, строків сівби, гущини посівів, погодних умов тощо. ККД змінюється впродовж вегетаційного періоду. Потенційне значення ККД більшості посівів сільськогосподарських культур становить біля 1 – 1,5 %. За даними Х.Г. Тоомінга теоретично можливий ККД становить 5 %.

На відміну від ККД посіву взагалі використовується поняття коефіцієнт господарської частини врожаю (КГЕВ), який розраховується як відношення сухої фітомаси господарської частини врожаю (зерно, коренеплоди та ін.) до маси загальної фітомаси.

Рівень КГЕВ не пропорційний значенню ККД і тому дуже часто розраховується не значення ККД, а значення КГЕВ.

9.5 Оцінка умов зволоження вегетаційного періоду

Для оцінки умов зволоження вегетаційного періоду в агрокліматології використовуються суми опадів, запаси продуктивної вологи, а також показники зволоження, запропоновані різними авторами (Г.Т. Селянінов, П.І. Колосков, Д.І. Шашко та ін.).

Оцінка умов зволоження виконується в цілому за рік, за холодну і теплу пору року окремо, за вегетаційний період, за місяць або декаду. Така оцінка виконується за сумою опадів або за значеннями коефіцієнтів зволоження.

Агрокліматологи найчастіше використовують значення сум опадів наростаючим підсумком за холодну (01.11 – 31.03) та теплу (1.04 – 31.10) пору року, або за вегетаційний період (від дати переходу температури повітря через 10 ^{0}С навесні до такого ж її переходу восени). Графічно (рис.9.4) це буде у вигляді інтегральних кривих.

Слід зазначити, що середня багаторічна кількість опадів дає уяву про 50 % забезпеченість території опадами. В дійсності їх може бути більше або менше. Тому, для визначення опадів на будь-яку дату

використовується номограма (рис. 9.4). Для визначення суми опадів різної забезпеченості використовується номограма А.М. Лебедєва (рис. 9.5).

Але оцінки умов зволоження території тільки за сумами опадів недостатньо, тому що вона не завжди об'єктивна. У різній місцевості одна й та ж сума опадів може викликати надлишок зволоження (тундра) або недостатнє зволоження (південний степ). Тому в агрометеорології для оцінки умов зволоження використовують різні показники, які розраховуються як відношення приходу вологи (опадів) до найбільших витрат. Таких показників багато (табл. 9.2), запропонованих різними авторами.

Кожен з цих показників має певні недоліки, оскільки за одних і тих же значень за вегетацію умови зволоження будуть різні.

Оцінка вологозабезпеченості сільськогосподарських культур виконується також за значеннями запасів продуктивної вологи в ґрунті, які є комплексним показником зволоження полів. Співробітниками Російського науково-дослідного інституту сільськогосподарської метеорології (РНДІСГМ) складено Атлас запасів вологи під озимими та ярими культурами для ЄЧ СНД.

Можливі запаси продуктивної вологи розраховуються за допомогою номограм (рис. 9.6) по середніх багаторічних значеннях запасів вологи.

Таблиця 9.2 – Агрокліматичні показники зволоження

Автор	Формула для розрахунку показника	Умовні позначки у формулах
1	2	3
Г.Т.Селянінов	1. $ГТК = \frac{\sum r_2}{0.1\sum t > 10}$	$\sum r_o$ – сума опадів за осінньо-зимовий період (10)*; $\sum r$ – сума опадів за рік (2,3,4,5)*;
П.І. Колосков	2. $W = \frac{\sum r_2}{d_{cp}}$	$\sum r_1$ – сума опадів за осінньо-зимовий період (6)*; $\sum r_2$ – сума опадів за період з температурою повітря вище 10 ^{0}C (1,6,7,9)*;

1	2	3
Н.Н.Іванов	3. $K_i = \frac{\sum r}{\sum V}$	$\sum r_\tau$- сума опадів навесні до початку найбільшого врожаю травостою (8);
Д.І. Шашко	4. $K_ш = \frac{\sum r}{\sum d}$	$\sum t_{>10}$ – сума температур за період вегетації з температурою вище 10 ^{0}С (1,5,6,7);
М.І.Будико	5. $K_м = \frac{\sum r}{0{,}18\sum t_{>10}}$	$\sum d$ - сума дефіцитів вологи (4);
С.О.Сапожникова, Ю.І.Чирков, Д.А.Брінкен	6. $K_c = \frac{0{,}5\sum r_1 + \sum r_2}{0{,}18\sum t_{>10}}$	$\sum d_\tau$ – сума дефіцитів вологи навесні до найбільшого врожаю травостою (8);
Н.В.Бова	7. $K_б = \frac{10(W_B + \sum r_2)}{\sum t_{>10}}$	$\sum d_В$– сума дефіцитів вологості за період вегетації(9)
О.П.Федосеєв	8. $K_ф = \frac{W_B + \sum r_\tau}{\sum d_\tau}$	$\sum V$ – сума середньої за місяць випаровуваності за рік (3). $V=0{,}0018(t+25)^2 \cdot (100-a)$, де t – середня температура за місяць, a – середня відносна вологість за місяць;
А.М.Алпатєв	9. $K_a = \frac{(W_H + r_2) - W_K}{K_1 \sum d_B}$	W_H W_B –запаси продуктивної вологи у метровому шарі ґрунту на початку вегетації (7,8,9)*
Ю.С.Мельник Л.С.Кельчевська	10. $K_K = \frac{0{,}36\sum r_o + \sum r_2}{0{,}1\sum t_{>10}}$	W_K – на кінець вегетації (9)*
* Цифри в дужках при умовних позначках – номери формул.		

Найбільш об’єктивним критерієм вологозабезпеченості рослин є порівняння фактичних запасів продуктивної вологи із значеннями найменшої вологоємності (НВ) *[(W/НВ· 100 %)]*. Якщо запаси вологи у ґрунті складають 80 – 100 % НВ, то вони будуть оптимальними для розвитку сільськогосподарських культур.

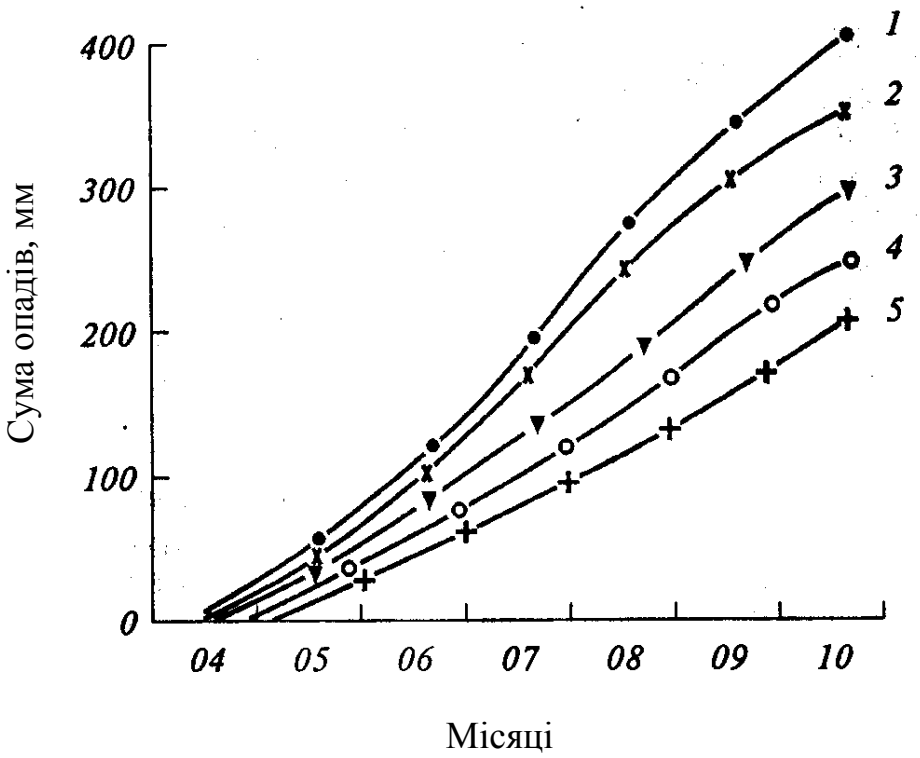


Рисунок 9.4 – Суми опадів наростаючим підсумком (а) та номограма для визначення суми опадів на будь-яку дату (б)

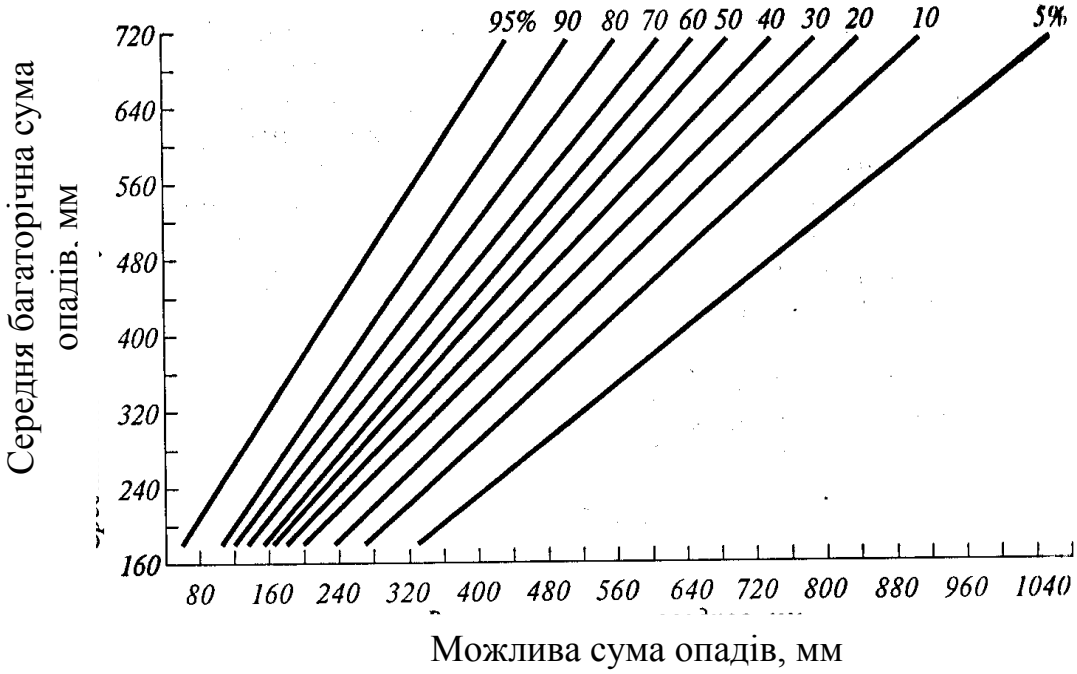


Рисунок 9.5 – Графік для розрахунку сум опадів різної забезпеченості за рік (за А.Н. Лебедєвим)

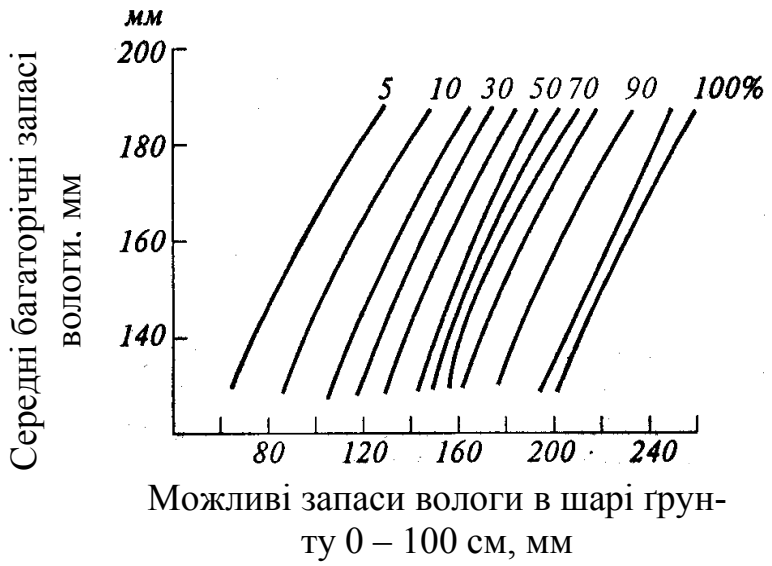


Рисунок 9.6 - Номограма для розрахунку запасів продуктивної вологи у метровому шарі ґрунту різної забезпеченості.

Інколи для оцінок вологозабезпеченості рослин порівнюють фактичні запаси вологи $(W_Ф)$ з потребою рослин у воді $(W_0)[(W_Ф/W_o)\cdot 100]$.

9.6 Оцінка умов перезимівлі сільськогосподарських культур

Врожай озимих у великій мірі залежить від перезимівлі. Низькі температури впродовж зими обмежують територію розповсюдження озимих культур. Головними причинами пошкодження рослин взимку є:

- сильні морози, які спричиняють вимерзання;
- високий сніговий покрив, що за тривалого залягання сприяє випріванню озимини;
- застій води – вимокання;
- деформація ґрунту (випирання вузла кущіння);
- сильні вітри, що викликають видування ґрунту при відсутності снігу;
- льодова кірка, що посилює всі несприятливі явища.

Для оцінки умов перезимівлі озимих зернових культур, багаторічних сіяних трав, плодових дерев та ягідників в агрокліматології використовуються показники: середній із абсолютних річних мінімумів температури повітря, суми від’ємних температур, глибина промерзання ґрунту, товщина снігу та мінімальна температура ґрунту на глибині вузла кущіння.

Загальна характеристика умов перезимівлі виконується за класифікацією зим на підставі температурного режиму (табл. 9.3).

Таблиця 9.3 – Оцінка міри суворості зими

Міра суворості зими	Сума від'ємних температур повітря, °С	Середня багаторічна температура самого холодного місяця, °С	Середній із абсолютних річних мінімумів температури повітря, °С
Тепла	< 500	> 5	-
Дуже м'яка	500	5 … 0	> -10
М'яка	500 – 1000	0 … - 5	-10 … -20
Помірно м'яка	1000 – 1500	- 5 … -10	-20 … -25
Помірно холодна	1500 – 2000	- 10 … -15	-25 … -30
Холодна	2000 – 4000	- 15 … - 20	- 30 … - 35
Дуже холодна	-	-20 … - 25	- 35 … - 40
Помірно сувора	-	-25 … - 30	- " -
Сувора	4000 – 6000	- 30 … - 35	-40 … – 45
Дуже сувора	-	- 35 …- 40	< - 45
Жорстка	> 6000	< - 40	-

Інколи для характеристики умов перезимівлі використовується один із показників, але частіше користуються комплексними.

Один із комплексних показників було запропоновано О.М. Шульгіним [50]:

$$K_t = t_m / h \,, \tag{9.1}$$

де – t_m – середній із абсолютних мінімумів температури повітря самого холодного місяця, °С,

h – середня товщина снігу за той же період, см.

Якщо $K_{Ш} > 3$, то зима дуже сувора, $K_{Ш}$ = 1-3 – сувора; $K_{Ш} < 1$ – м'яка.

Г.Д. Ріхтер для оцінки міри суворості зими запропонував сніжно-температурний коефіцієнт K_P, який визначається кількістю градусів морозу ($10T$) на кожні 10 см товщини снігу (H)

$$K_P = \frac{10T}{H} \,, \tag{9.2}$$

Для оцінки умов перезимівлі зернових культур і багаторічних трав В.О. Мойсейчик запропонувала комплексний показник $\overline{K}_M$:

$$\overline{K}_M = 0.4844\frac{\bar{t}_{\min}}{t_{кр}} + 1.3081\frac{\overline{H}}{n} - 0.6070, \qquad (9.3)$$

де $\bar{t}_{\min}$ – мінімальна температура повітря, °С;

$t_{кр}$ – критична температура вимерзання озимих культур, °С ;

$\overline{H}$ – найбільша глибина промерзання ґрунту, см;

n – тривалість періоду із сніговим покривом, доба.

Показник В.О. Мойсейчик використовується для оцінки умов перезимівлі озимих трав на великих площах (область, економічний район, край тощо). Якщо $\overline{K}_M$ < 1, то загибель озимих становить 10% площі, $\overline{K}_M$ > 1 – загибель озимих становить 30% площі посівів. За середнім багаторічним значенням $\overline{K}_M$ розрахована комплексна оцінка умов перезимівлі зернових культур.

В.М. Лічикакі запропонував використовувати для оцінки умов перезимівлі озимих культур на Україні коефіцієнт морозонебезпечності $K_Л$:

$$K_Л = \frac{T_{\min}}{T_{кр}}, \qquad (9.4)$$

де $T_{\min}$ – середня мінімальна температура ґрунту на глибині вузла кущіння до 20 лютого, °С;

$T_{КР}$ – критична температура вимерзання культур. Була розрахована шкала загибелі різних культур при різних значеннях $К_Л$ (табл. 9.4)

Таблиця 9.4 – Коефіцієнт морозонебезпечності ($К_Л$) і відповідний йому ступінь загибелі озимих культур (Р %)

Озима пшениця		Озиме жито		Озимий ячмінь	
$K_Л$	Р %	$K_Л$	Р %	$K_Л$	Р %
0.55-0.75	1 – 20	0.55-0.79	1 – 20	0.45-0.68	1 – 20
0.76-0.87	21 – 40	0.80-0.95	21 - 40	0.69-0.79	21 – 40
0.88-0.96	41 – 60	0.96-1.06	41 – 60	0.80-0.88	41 – 60
≥ 0.97	≥ 61	≥ 1.06	≥ 61	≥ 0.89	≥ 61

Для оцінки умов перезимівлі плодових культур Г.Г. Білобородова [2] запропонувала коефіцієнт суворості зими $K_Б$:

$$K_Б = P / n, \qquad (9.5)$$

де P – кількість днів з мінімальною температурою повітря, яка викликає пошкодження культур, доба;

n – тривалість холодного періоду, доба.

Чим вище значення $К_Б$, тим гірші умови складаються для перезимівлі плодових культур. Встановлено, що осінньо-зимові і зимові сорти яблунь добре переносять зими з $К_Б < 0{,}03$ – слабко морозостійкі сорти; $К_Б \leq 0{,}05$ – середньо морозостійкі та стійкі сорти; $К_Б \leq 0{,}07$ – сорти підвищеної морозостійкості.

В цілому з усього вище сказаного можна зробити висновок, що найбільш широко для сільськогосподарської оцінки клімату використовують показники: суму активних температур, середню температуру найтеплішого місяця, тривалість вегетаційного періоду, суму опадів, запаси продуктивної вологи, коефіцієнт зволоження, тривалість беззаморозкового періоду, середній із абсолютних річних мінімумів температури повітря і ґрунту, середню температуру найхолоднішого місяця, суму від'ємних температур, товщину снігу та різні показники суворості зими, глибину промерзання ґрунту і т. ін.

Співставлення значень термічних показників з потребами у них сільськогосподарських культур дає змогу визначити міру відповідності агрокліматичних ресурсів будь-якої території вимогам сільськогосподарських культур.

9.7 Мікроклімат

Оцінки забезпеченості, зволоження та перезимівлі рослин за вказаними вище методами відносяться тільки до відкритих рівнинних територій. Це обумовлено тим, що значення всіх агрокліматичних показників отримані на підставі вимірювань на метеорологічних майданчиках, які розташовуються завжди на рівних ділянках.

У зв'язку з неоднорідністю підстильної поверхні у межах однієї кліматичної зони завжди є можливість виділити велику кількість „мікрокліматичних" зон, які відрізняються одна від одної за значеннями радіаційного, теплового і водного балансів та їх складових, тобто за кліматичним потенціалом. Тому і умови вирощування сільськогосподарських культур у цих зонах будуть інші і при виконанні сільськогосподарської оцінки клімату необхідно враховувати мікрокліматичні особливості, інакше кажучи – мікроклімат .

Мікроклімат – це клімат невеликої території або її частини, який утворюється під впливом особливостей рельєфу, рослин, стану ґрунту,

наявності водоймищ, будівель тощо. Це клімат окремого поля, схилу, лісової галявини, осушеного болота, берега озера.

Наукове підґрунтя мікрокліматології закладене О.І. Воєйковим. У подальшому мікрокліматичні дослідження виконували :

В.В. Докучаєв, Г.Н. Висоцький, Г.О. Любославський, О.І. Кайгородов, Г.Т. Селянінов, С.О. Сапожнікова, І.А. Гольцберг, О.М. Романова, М.І. Щербань, З.А. Міщенко.

Дослідження перелічених авторів підтвердили, що за наявності мікрокліматичної неоднорідності на малих відстанях кліматичні ресурси змінюються більше, ніж при зміні кліматичних зон.

Широтні градієнти (табл.9.5) радіаційних характеристик приблизно у 10 разів менше, ніж мікрокліматичні відмінності між північним і південним схилом.

Таблиця 9.5 – Кліматичні широтні градієнти та мікрокліматична мінливість метеорологічних елементів (за О.М. Романовою і ін.)

Метеорологічні елементи	Кліматичні градієнти на 1º широти	Мікрокліматична мінливість при переміщенні з північного схилу на південний
S, МДж/(м^2 міс)	8,4-12,6	46,1-155,0
B, МДж/(м^2 міс)	4,2-8,4	41,4-134,1
$Q_{ФАР}$, МДж/(м^2 міс)	2,1-5,0	29,3-75,4
t, ºC	0,6-0,8	5-7
t_{max}, ºC	0,6-0,8	9-10
t_{min}, ºC	0,7-0,9	5-9
t_{20}, ºC	0,6-0,8	2-4
$\tau_{б.п.}$ доб	3-5	20-30

Примітка: *S*- пряма радіація, *B*- радіаційний баланс, $Q_{ФАР}$ – сумарна фотосинтетична радіація, t, t_{max}, t_{min}, – відповідно середня за добу, середньо максимальна і мінімальна температура повітря, t_{20} – температура ґрунту на глибині 20 см, $\tau_{б.п}$ – тривалість безморозного періоду.

Приблизно таке ж відношення спостерігається і для показників термічного режиму. Є мікрокліматичні відмінності між різними за місцем положення територіями у порівнянні з рівним відкритим місцем у забезпеченості теплом, встановлені І.А. Гольцберг.

Таблиця 9.6 Кліматичні ресурси тепла з урахуванням мікрорельєфу

Форма рельєфу	$\Delta\Sigma\ \tau_{б.п.\ доп}$, ºС
Вершина, верхні і середні частини крутих схилів (Δh>50м, уклон >10º)	150 – 200
Вершина та верхні частини пологих схилів (Δh<50м, уклон до10º)	50 – 150
Долини великих річок, берега водоймищ	100 – 200
Рівнини, плоскі вершини, дно широких відкритих долин	0
Середня частина пологих схилів (<10º)	0
Дно і нижні частини схилів нешироких замкнених долин	-200 – -300
Улоговини	-250 – -350
Нижні частини схилів	-200 – -300
Замкнені широкі плоскі долини	-250 – -300

Тому кліматичні ресурси тепла з урахуванням мікрорельєфу (табл.9.6) суттєво відрізняються від значень, які наводяться у довідниках та атласах.

В залежності від рельєфу суттєво змінюються і заморозконебезпечність території – період заморозконебезпечності збільшується на північних і північно-західних схилах та улоговинах і зменшується на південних та південно-східних схилах.

Значні відмінності спостерігаються і в температурі ґрунту під впливом рельєфу і його неоднорідності (табл.9.7)

Таблиця 9.7 – Зміна температури ґрунту на глибині 20 см під впливом гранулометричної неоднорідності

Гранулометричний склад ґрунту	Зміна дат переходу температури через		Сума температур вище 10 ºС	Тривалість періоду з температурою вище 15 ºС (доба)
	5 ºС	10 ºС		
Піщаний	-8	-12	340	26
Супіщаний	-6	-9	290	22
Легкий суглинок	-3	-5	140	11
Середній суглинок	0	0	0	0
Важкий суглинок	3	5	-150	-10
Торф’яники осушені	13	14	-100	-2

Рельєф місцевості також обумовлює і перерозподіл опадів (снігу та дощу). Що, в свою чергу, обумовлює зміну умов перезимівлі та вологозабезпеченості сільськогосподарських культур.

Дослідженнями О.М.Романової, Т.І. Мосолової та ін. встановлено, що у верхніх частинах схилів спостерігається нестача вологи, особливо влітку.

Відмінності в температурі та вологозапасах на різних формах рельєфу обумовлюють мікрокліматичні відмінності. Це впливає на терміни достигання ґрунту навесні, швидкість проростання насіння, ріст коріння і надземної частини рослин та на продуктивність рослин.

Необхідно враховувати мікроклімат сільськогосподарських угідь при розміщенні культур у сівозмінах або впровадженні нових перспективних сортів і гібридів, при диференціюванні меліоративних та агротехнічних заходів, загально-оцінювальних роботах і т. ін.

Наведений нижче приклад свідчить про суттєвий вплив мікроклімату на врожайність сільськогосподарських культур (табл.9.8).

Таблиця 9.8 – Вплив місцеположення на врожайність озимої пшениці і цукрових буряків у районах нечорноземної зони Росії

Агрокліматичний район	Культура	Врожайність, т/га		
		середня	максимальна	мінімальна
Північний район	Озима пшениця	1,3	1,6	0,8
	Цукрові буряки	19,5	24,0	12,0
Центральний район	Озима пшениця	1,6	1,9	0,8
	Цукрові буряки	20,0	22,5	16,0
Південний район	Озима пшениця	2,0	2,2	1,8
	Цукрові буряки	24,0	25,0	18,0

Як видно з таблиці (9.8) зміна врожаїв в залежності від місцеположення дуже значна – у найменш забезпеченому теплом північному районі ця зміна становить 200 %.

Якщо враховувати ще і мікрокліматичні відмінності у достиганні ґрунту, то залежність врожайності від особливостей мікроклімату буде ще більша. За даними О.П. Федосєєва запізнення зі строками сівби для ярих культур на 10 діб і більше викликає недобір врожаю від 17

до 22 % зерна, а мікрокліматична мінливість достигання ґрунту тільки за рахунок гранулометричного складу становить більше 10 діб.

Мікрокліматичні явища настільки чисельні і різноманітні, що врахувати їх всі неможливо. Тому особливу увагу звертають на властивості фізичних процесів в умовах найбільш типових ділянок місцевості. Наприклад, при дослідженні мікроклімату сільськогосподарських угідь вибирають ділянки, які зайняті основною для даного району культурою з урахуванням агротехніки, ґрунту і рельєфу місцевості (долина, схил, вершина і т. ін).

Для досліджень мікроклімату виконується маршрутна мікрокліматична зйомка. В залежності від задачі зйомки і технічних можливостей в програму включаються спостереження за температурою і вологістю повітря, швидкістю і напрямом вітру, хмарністю, променистою енергією.

Мікрокліматичні спостереження необхідно виконувати в ясну малохмарну безвітряну погоду, коли мікрокліматичні відмінності місцевості проявляються дуже чітко.

За результатами мікрокліматичних спостережень складають загальні мікрокліматичні карти (приклад рис.9.7)

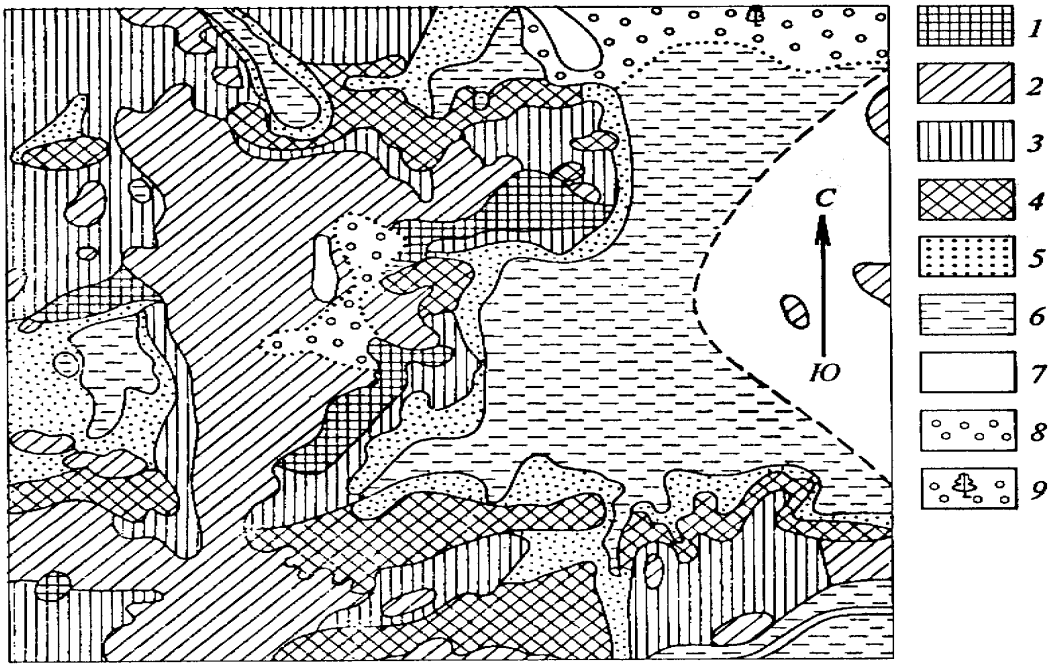


Рис. 9.7 – Мікрокліматична карта господарства області.

Ділянки: 1 – найтепліші, порівняно сухі; 2 – теплі, порівняно сухі; 3 – помірно теплі, досить зволожені; 4 – прохолодні, зволожені; 5 –холодні, зволожені; 6 – морозобійні, надмірно зволожені; 7 – фонові кліматичні норми, серпень; 8 – чагарники; 9 – ліс.

Найпростіша мікрокліматична зйомка без застосування приладів проводиться шляхом обходу або об'їзду території під час заморозку у тиху ясну погоду перед сходом Сонця, коли ще іній не розтанув. Відміряються місця, на яких лежить іній, та визначається заморозконебезпечність окремих ділянок. Така зйомка проводиться декілька разів, тому що умови настання заморозків, їх інтенсивність можуть змінюватись. Крім того, слідкують також за тим, щоб стан підстильної поверхні був однорідним.

Мікроклімат сільськогосподарських угідь можна змінювати за допомогою меліорацій. Види і засоби меліорацій різноманітні. Вибір виду і засобу меліорації залежить від географічного положення, загальних кліматичних умов, рельєфу місцевості, клімату, ґрунтів.

У північних і північно-західних районах головним заходом покращення мікроклімату є осушувальні меліорації. У посушливих районах землеробства – підвищення вологозабезпеченості посівів, полезахисні лісосмуги.

1 0 АГРОМЕТЕОРОЛОГІЧНЕ ЗАБЕЗПЕЧЕННЯ СІЛЬСЬКОГОСПОДАРСЬКОГО ВИРОБНИЦТВА

10.1 Структурна організація та головні задачі агрометеорологічного забезпечення сільського господарства

Гідрометеорологічне забезпечення народного господарства в Україні забезпечує Департамент гідрометеорології при Міністерстві екології та природних ресурсів. Йому підпорядковані обласні гідрометеорологічні центри, бюро погоди, науково-дослідний гідрометеорологічний інститут та ін. Обласні гідрометеорологічні центри керують роботою гідро- та агрометеорологічних станцій та постів.

Головна задача гідрометеорологічного забезпечення сільськогосподарського виробництва – надання регулярної допомоги працівникам сільського господарства у найбільш повному та раціональному використанні кліматичних та погодних умов з метою отримання високих та стійких врожаїв.

Сільське господарство більш ніж будь яка інша галузь народного господарства залежить від несприятливих метеорологічних умов. 65% втрат народного господарства від погодних умов належать сільському господарству. Ці втрати скорочуються при вмілому застосуванні засобів та методів, що приводить до зменшення негативного впливу несприятливих погодних умов на об’єкти сільськогосподарського виробництва.

Для успішного забезпечення населення країни продуктами рослинництва необхідно ретельне вивчення та врахування метеорологічних факторів при прийнятті рішень на будь – якому господарському рівні. Це, перш за все, при:

- складанні довгострокових проектів підвищення родючості ґрунтів, проектуванні меліоративних споруд, районуванні виробництва ;
- плануванні агротехнічних засобів на кожний вегетаційний період;
- оперативному управлінні технологічними процесами та диференційованим застосуванням агротехнічних заходів у відповідності до поточних та очікуваних умов у період вегетації сільськогосподарських культур.

Вся інформація, що необхідна для вирішення таких задач, отримується на мережі гідро- та агрометеорологічних станцій та постів при інструментальних та візуальних спостереженнях, а також за допомогою авіаційних обстежень та космічних спостережень за допомогою штучних супутників Землі.

В залежності від профілю спостережень всі гідрометеорологічні станції та пости поділяють за видами : метеорологічні, гідрологічні,

агрометеорологічні, аерологічні, сніголавинні, болотні та ін. Слід зазначити, що вузько спрямовані спостереження виконуються на досить обмеженій кількості станцій. Найбільш поширені гідрометеорологічні станції з комплексом спостережень метеорологічних, гідрологічних, агрометеорологічних і т. ін.

Метеорологічні спостереження – це цілодобові спостереження за метеорологічними елементами та явищами.

Агрометеорологічні спостереження – це паралельні спостереження за метеорологічними елементами та станом сільськогосподарських культур.

У теплу пору року на агрометеорологічних станціях виконують фенологічні спостереження: за фазами розвитку рослин та датами їх наступу, гущиною та висотою рослин, забрудненням бур'янами, пошкодженнями посівів несприятливими метеорологічними явищами та шкідниками і хворобами; спостерігають за формуванням елементів продуктивності, якістю проведення сільськогосподарських робіт, визначають структуру врожаїв, вологість зерна та соломи, полеглість посівів, якість врожаю, якість стану пасовиськ, вологість ґрунту та вологозабезпеченість посівів.

У холодну пору року виконуються спостереження за перезимівлею озимих та плодових культур, визначається міра пошкодження озимини морозами та від випрівання і вимокання, міра пошкодження плодових дерев та ягідників від сильних морозів.

Всі види спостережень після первинної обробки надсилаються до обласних Гідрометцентрів, бюро погоди та до Гідрометцентру України.

Головні принципи організації та методи проведення усіх видів гідрометеорологічних та агрометеорологічних спостережень та методи обробки цих спостережень регламентуються Наставленнями гідрометеорологічним станціям та постам.

Схема агрометеорологічного обслуговування організацій наводиться нижче (рис. 10.1).

Рис. 10.1 – Блок агрометеорологія (аналіз та прогнозування агрометеорологічних умов, стану і розвитку, врожайності та валового збору основних сільськогосподарських культур та обслуговування споживачів, підготовка режимно-довідкових матеріалів).

10.2 Основні види та форми гідрометеорологічної інформації

Сільськогосподарські організації забезпечуються різними видами гідрометеорологічної інформації:

- метеорологічними прогнозами різної завчасності;
- гідрологічними прогнозами (прогнози режиму вод річок, водоймищ та інших водних об'єктів);
- агрометеорологічними довідками та прогнозами;
- попередженнями про небезпечні гідрометеорологічні явища;
- агрометеорологічними довідками про поточний стан рослин, стан зволоження ґрунту, розміри пошкодження і т. ін.;
- рекомендаціями про диференційоване застосування агротехнічних засобів в залежності від метеорологічних умов, що склалися або очікуються;
- агрокліматичною інформацією.

Головні форми забезпечення споживачів агрометеорологічною інформацією:

- щоденний та щотижневий гідрометеорологічний бюлетень;
- декадний агрометеорологічний бюлетень;
- довідка " Основні агрометеорологічні особливості минулого місяця та їх вплив на об'єкти сільськогосподарського виробництва";
- огляд агрометеорологічних умов за вегетаційний період;
- огляд агрометеорологічних умов за сільськогосподарський рік;
- агрометеорологічні щорічники;
- агрометеорологічні рекомендації та консультації;
- кліматичні та агрокліматичні довідники, карти, атласи та ін.

Своєчасне отримання гідрометеорологічної інформації та правильне її використання сприяють уникненню втрат врожаю та збільшенню добутків господарств.

Економічний ефект від використання гідрометеорологічної інформації розраховується за допомогою методичних рекомендацій, розроблених у науково-дослідному інституті сільськогосподарської метеорології Росії, за формулою:

$$E = Ку\ C\ (\ У\ Ц - З)\ ,. \qquad (10.1)$$

де *Ку* – коефіцієнт часткової участі гідрометеорологічної інформації в отриманому внеску частки інформації);

С – площа, на якій досягнуто збільшення врожайності, га;

У – прибавка врожаю завдяки внесенню добрив, зрошенню та іншим заходам, що проведені у відповідності з прогнозами та рекомендаціями, т/га;

Ц – ціна закупівлі на культур, у грн / т;

З – витрати на проведення агротехнічних заходів плюс витрати на збирання додаткової продукції, грн / т.

Агрометеорологічне обслуговування сільськогосподарських організацій може обмежуватись окремими видами агрометеорологічної інформації та прогнозами або складаються агрометеорологічні рекомендації та прогнози для вирощування груп культур. До рекомендацій входять усі існуючі види розрахунків та прогнозів по цих групах культур. Наприклад, Є.Є. Жуковським запропонована схема обслуговування вирощування зернових культур (табл. 10.2)

Таблиця 10.1 – Агрометеорологічні рекомендації та прогнози щодо обґрунтування вирощування зернових колосових культур

Головні види робіт у господарстві	Агротехнічні, меліоративні та організаційні заходи	Необхідні заходи та їх коригування в залежності від агрометеорологічних умов
1	2	3
Обробіток ґрунту під озимі та ярі культури	Лущіння, оранка, догляд за зябом. Безвідвальна оранка, дискування. Поверхнева обробка шару багаторічних трав. Догляд за чистими парами. Передпосівна обробка ґрунту: боронування, культивація або глибоке спушування (лущіння або повторна оранка)	1.Прогноз строків збирання попередників з урахуванням агрометеорологічних умов літнього періоду. 2. Визначення доцільності різних заходів обробки ґрунту. Рекомендації щодо кількості та глибини весняної обробки чистих парів в залежності від опадів та вологості ґрунту. 3. Прогноз початку весняних польових робіт.
Посів кулісних культур	Підготовка ґрунту, визначення строків та норм висіву насіння кулісних культур.	Оцінка та прогноз умов для сівби кулісних культур.
Визначення структури	Коректування структури посівних	1.Обгрунтування оптимального співвідношення площ посіву

Продовження таблиці 10.1

1	2	3
посівних площ	площ та підбір сортів різної інтенсивності та скоростиглості	озимих і ярих культур з врахуванням умов осіннього та весняного зволоження ґрунту після різних попередників. 2. Оцінка умов, які склалися, та прогноз очікуваних умов, що визначають оптимальне співвідношення сортів різної інтенсивності та скоростиглості.
Сівба	Підготовка насіння до сівби. Вибір оптимальних строків норм та засобів сівби, заглиблення насіння	1.Прогноз оптимальних строків сівби. 2.Коректування норм висіву в залежності від агрометеоумов. 3.Рекомендації щодо заглиблення насіння в залеж-ності від вологості ґрунту.
Догляд за озимими культурами	Коткування ґрунту. Відвід залишку вологи з полів.	1.Обґрунтування доцільності передпосівного та післяпосівного коткування ґрунту в залежності від вологості та об’ємної маси орного шару ґрунту. 2.Прогноз стану озимини на дату припинення вегетації та на дату відновлення її.
Снігові меліорації	Снігозатримання, ущільнення снігу	1.Обгрунтування доцільності строків та видів снігових меліорацій. 2. Прогноз та оцінка умов перезимівлі озимих культур та прогноз стану озимих на момент відновлення вегетації. Рекомендації щодо доцільності підсіву або пересіву озимих.
Підсів або пересів озимих	Сівба ярих культур на ділянках, пошкоджених або загиблих	1.Рекомендації щодо доцільності та строків весняного боронування озимих в залежнос-

Продовження таблиці 10.1

1	2	3

	озимих	ті від кількості опадів та вологості ґрунту.
Догляд за посівами у весняно-літній період.	Озимі. Руйнування льодяної кірки. Затримка та відведення талих вод. Весняне боронування посівів. Боротьба з бур'янами. Проріджування посівів. Заходи боротьби проти вилягання. Ярі культури. Прикочування, боронування посівів. Боротьба з бур'янами. Запобігання поляганню.	1.Рекомендації щодо доцільності та строків весняного боронування озимих в залежності від вологості ґрунту та кількості опадів. 2.Рекомендації щодо строків застосування хімічних речовин для боротьби з бур'янами в залежності від погодних умов. 3.Прогноз імовірності вилягання посівів, рекомендації щодо строків та доз внесення ретардантів та підготовки техніки до збирання. 4. Обґрунтування доцільності прикочування ґрунту в залежності від вологості та об'ємної маси орного шару.
Збирання хлібів	Підготовка техніки до збирання. Пряме та роздільне збирання. Збирання соломи.	1.Прогноз оптимальних строків початку роздільного та прямого збирання врожаю в залежності від погодних умов. 2.Обгрунтування вибору засобів збирання. Рекомендації щодо доцільності прямого та роздільного збирання в залежності від умов погоди. 3. Оцінка умов просихання зерна та соломи у валках та на корінні. Оцінка тривалості та якості роботи комбайнів в залежності від погодних умов. 4.Оцінка можливих втрат зерна за метеорологічними

Продовження таблиці 10.1

1	2	3
		умовами. 5.Попередження про можливість та інтенсивність проро-

		стання зерна у валках у різних сортів зернових. 6.Попередження про можливість ранніх осінніх заморозків та їх вплив на
		врожай. 7. Розрахунок необхідних робіт та технічних заходів для обробки зерна після збирання в залежності від погодних умов.
Внесення добрив	Внесення органічних добрив під попередника. Внесення мінеральних добрив: основне, передпосівне, підживлення.	1.Обгрунтування оптимальних доз та строків внесення основних добрив та підживлення в залежності від погодних умов. 2. Рекомендації щодо заглиблення добрив в залежності від вологості орного шару.
Боротьба з хворобами та шкідниками	Застосування хімічних та агротехнічних заходів боротьби зі шкідниками та хворобами зернових культур.	1.Прогноз чисельності шкідників та інтенсивності хвороб в залежності від агрометеорологічних умов. 2.Агромеетеорологічне обґрунтування агротехнічних заходів для боротьби зі шкідниками та хворобами. 3.Агрометеорологічне обґрунтування термінів проведення хімічних обробок посівів. Оцінка їх ефективності. 4.Прогноз можливих втрат врожаю від шкідників і хвороб.
Зрошення	Осінні та весняні вологозарядні поливи. Вегетаційні поливи зернових культур.	1.Прогноз норм і строків вологозарядних поливів, зрошувальних норм, доз та строків вегетаційних поливів у

Продовження таблиці 10.1

1	2	3
		зв’язку з агрометеорологічними умовами.

10.3 Агрометеорологічні прогнози

Як вже згадувалось у попередньому розділі, однією з найважливіших форм обслуговування сільськогосподарського виробництва є агрометеорологічні прогнози. *Агрометеорологічні прогнози* – це науково обґрунтовані припущення про вплив на стан та продуктивність сільськогосподарських культур поточних та очікуваних агрометеорологічних умов.

На разі гідрометеорологічна служба складає велику кількість агрометеорологічних прогнозів, які можна розділити на окремі групи прогнозів:

- строків початку сівби сільськогосподарських культур;
- агрометеорологічних умов зростання та розвитку культур впродовж вегетаційного періоду;
- умов перезимівлі озимих культур та їх стану на початок відновлення вегетації;
- запасів продуктивної вологи на початок весни та впродовж вегетаційного періоду;
- агрометеорологічних умов формування врожайності сільськогосподарських культур;
- теплозабезпеченості вегетаційного періоду;
- умов збирання сільськогосподарських культур та величин втрат врожаю від несприятливих умов погоди;
- кількості та якості врожаю.

Науковою підставою всіх агрометеорологічних прогнозів є фізичні та біологічно обґрунтовані кількісні переважно багатофакторні залежності розвитку та формування продуктивності рослин або інших процесів в системі ґрунт – рослина - атмосфера від чинних та очікуваних агрометеорологічних умов.

Залежності, які використовуються при складанні агрометеорологічних прогнозів, отримані як результат статистичної обробки та аналізу паралельних спостережень за зростанням та розвитком культур і метеорологічними факторами, які проводяться на мережі гідрометеорологічних станцій. Крім того, використовуються відомості Держкомстату та інших установ про врожайність, валовий збір, розміри посівної площі і т. ін.

При складанні агрометеорологічних прогнозів використовується різна інформація і від її точності залежить виправданість агрометеорологічних прогнозів.

Велике значення має завчасність прогнозів. Чим більше завчасність, тим краще господарські організації можуть підготуватись до несприятливих умов, запобігти втратам врожаю та ін.

Завчасність агрометеорологічних прогнозів різна – від одного місяця (прогнози настання фаз розвитку) до шести (прогноз строків звільнення полів від снігу і початку польових робіт). Найчастіше завчасність прогнозів від 2 до 3,5 місяців. Дуже часто завчасність агрометеорологічних прогнозів залежить від інформації, яка використовується при їх складанні. Більшу завчасність мають прогнози, які складаються з використанням так званих *інерційних факторів*, тобто факторів, що мало змінюються з часом та вплив яких відчувається на протязі всього розвитку рослин.

Виправданість агрометеорологічних прогнозів достатньо висока і залежить від якості статистичних залежностей та вмілого використання всієї необхідної інформації.

Складаються агрометеорологічні прогнози в гідрометеорологічних центрах (державних, регіональних, обласних), бюро погоди та на деяких гідрометеорологічних станціях.

Розробкою методів агрометеорологічних прогнозів займаються в науково-дослідних гідрометеорологічних інститутах, гідрометеорологічних центрах та в навчальних закладах (Одеський державний екологічний інститут). Дуже часто методи прогнозів носять регіональний характер, тобто вони не універсальні через те, що розроблені з врахуванням сортів, які вирощуються тільки в тому регіоні, і тому для інших сортів у іншому регіоні потрібні уточнення або і зовсім інші залежності.

Одним з найбільш поширених прогнозів є прогноз забезпеченості теплом вегетаційного періоду.

10.4 Метод прогнозу забезпеченості теплом вегетаційного періоду

10.4.1 Наукове підґрунтя методу

Прогноз забезпечення теплом вегетаційного періоду розроблено Ф.Ф.Давітая [25]. Сутність його полягає у прогнозуванні сум темпе-

ратур на вегетаційний період навесні. При цьому вегетаційний період приймається як період від переходу температури повітря через 10 ^{0}С навесні до переходу її через 10 ^{0}С восени. Ф.Ф Давітая встановлено асинхронні зв'язки між строками початку весни і загальною кількістю тепла влітку. За індекс весни прийнята дата переходу температури повітря через 10 ^{0}С навесні. Чим раніше настає ця дата, тим більша кількість тепла накопичується за вегетаційний період. Кількість тепла виражена через суму температур вище 10 ^{0}С. Між датою переходу температури повітря через 10 ^{0}С та кількістю тепла існує тісний зв'язок, який характеризується високими значеннями коефіцієнтів кореляції майже в усіх географічних зонах.

Характер залежності сум температур вище 10 ^{0}С від початку весняних процесів неоднаковий в різні відрізки вегетаційного періоду. Якщо його розбити на дві частини, відокремивши перші два місяці, то залежність сум температур від дати переходу через 10 ^{0}С за другий відрізок значно тісніша.

Крім того, Ф.Ф. Давітая також встановлена та науково обґрунтована залежність тривалості вегетаційного періоду від початку весни. Таким чином, за датою стійкого переходу температури повітря через 10 ^{0}С навесні є можливість розрахувати:

- очікувану суму температур вище 10 ^{0}С за вегетаційний період або за окремі його частини;
- тривалість вегетаційного періоду.

Дослідження багатьох авторів показали, що, якщо за індекс весни прийняти перехід температури повітря через 5 ^{0}С, а за індекс початку літа – перехід температури через 15 ^{0}С, то існує тісний зв'язок сум температур у межах цих дат з відповідними датами переходу температури повітря.

10.4.2 Прогноз забезпеченості теплом вегетаційного періоду

Ф.Ф. Давітая розроблена ціла низка рівнянь для розрахунку очікуваних сум температур за вегетаційний період для різних районів. В цілому рівняння має вигляд:

$$\sum t>10\,^0C = -aД+A \quad , \qquad (10.2)$$

де A – вільний член рівняння,

a – коефіцієнт при змінній.

В табл. 10.2 наведені значення A та a рівняння (10.2) для різних гідрометеорологічних станцій, розташованих на Європейській частині СНД.

Самий ранній місяць в табл. 10.2 наводиться з метою розрахунку кількості днів від першого числа самого раннього місяця до переходу температури повітря через 10^0С навесні в поточному році, тому що в рівнянні (10.2) замість *Д* використовується як раз така кількість днів.

Прогноз забезпеченості теплом складається відразу ж після переходу температури повітря через 10^0С навесні поточного року.

Дата переходу температури повітря через 10 ^{0}С визначається за даними середніх за добу або середніх за декаду температур повітря графічним методом (рис. 10.2) або за формулою:

$$\text{для весни} \quad S = \frac{в - а}{а - в} \cdot d + 5 \ , \qquad (10.3)$$

$$\text{для осені} \quad S = \frac{а - в}{в - а} \cdot d - 5 \ , \qquad (10.4))$$

де *а* –температура повітря нижче 10 ^{0}С;
в – температура повітря вище 10 ^{0}С;
d – кількість днів першої декади.

Визначення дати переходу температури повітря через 10 ^{0}С за допомогою графіка виконується так. Вибираються дві декади з середньою температурою нижче 10 ^{0}С та вище 10 ^{0}С. Ці значення температури наносяться на міліметровий папір, де на осі абсцис відкладаються дати (масштаб вибирається так, щоб 1мм становив 1 день), а на осі ординат – значення середньої за декаду температури повітря (теж у масштабі 1 ^{0}С становить 1 день). Потім на графіку на кінець кожної декади відкладається середнє значення температури повітря. Точки з'єднуються прямою лінією. З точки ординати, яка відповідає значенню температури 10 ^{0}С, проводиться пряма, паралельна осі абсцис, до перетину з лінією, яка сполучає два значення середньої за декаду температури. З точки перетину на вісь абсцис проводиться перпендикуляр до перетину з нею. У точці перетину і буде дата переходу температури повітря через 10 ^{0}С.

Таблиця 10.2 – Значення коефіцієнтів *А* і *а* для прогнозу сум температур за весь вегетаційний період

Станція	Самий ранній місяць переходу температури повітря через 10 ^{0}С	*А*	*А*	+

	навесні			
Мінськ	Квітень	2450	-8,03	220
Рига	,,	2940	-18,70	250
Псков	,,	2670	-15,50	230
С.-Петербург	,,	2760	-18,25	220
Вологда	,,	2280	-11,20	210
Кострома	,,	2560	-15,65	220
Москва	,,	2770	-16,21	210
Воронеж	,,	3040	-16,62	220
Курськ		2940	-14,80	220
Краснодар	березень	4260	-15,65	210
Чернігів	квітень	3390	-25,43	220
Київ	,,	3270	-23,07	230
Житомир	,,	3100	-22,11	220
Тернопіль	,,	2910	-16,62	220
Львів	,,	3140	-23,75	230
Чернівці	,,	3190	-18,65	230
Южно-Дністровськ	,,	3310	-22,25	240
Умань	,,	3270	-23,82	220
Полтава	,,	3330	-21,71	240
Харків	,,	3300	-22,06	250
Луганськ	,,	3370	-17,91	220
Дніпропетровськ	,,	3540	-18,76	220
Кіровоград	,,	3300	-18,16	220
Запоріжжя	,,	3630	-22,70	220
Херсон	,,	3790	-18,01	240
Одеса	,,	3740	-20,45	220
Кишинів	,,	370	-23,6	22

Рис.10.2 – Графічний метод визначення дати переходу температури повітря через 10 ^{0}С за середніми декадними температурами

Ф.Ф.Давітая також були розроблені прогностичні рівняння для розрахунку сум температур на другу половину вегетаційного періоду (через два місяці після переходу температури повітря через 10 ^{0}С). Цей прогноз також складається за даними дат переходу температури повітря через 10 ^{0}С навесні. Але коефіцієнти в рівнянні (10.2) будуть інші (табл. 10.3).

Таблиця 10.3 – Значення коефіцієнтів А та а в рівнянні (10.2) для розрахунку сум температур на другу половину вегетаційного періоду

Станція	Самий ранній перехід температури повітря через 10^{0}С навесні	А	а	+
С.- Петербург	Квітень	2050	-19,58	200
Псков	„	1810	-18,60	190
Москва	„	1970	-19.60	200
Курськ	„	2010	-16,20	200
Київ	„	2330	-24.64	190
Одеса	„	2820	-22.73	190

Рівняння типу (10.2) для прогнозу сум температур за весь вегетаційний період або другу його половину можна розрахувати для будь-якої станції, яка має ряд спостережень за температурою повітря не менше ніж 50 років. Для цього спочатку за кожний рік визначають

дати переходу температури повітря через 10 ^{0}С навесні і підраховують фактичну суму температур за весь період вегетації та другу його половину. Потім за допомогою методів математичної статистики отримують відповідні рівняння.

Приклад складання прогнозу забезпеченості теплом вегетаційного періоду. *Ст. Київ. У 2000 р. середня температура повітря за другу декаду квітня складала 8,8 ^{0}С, а за третю декаду квітня - 13,3 ^{0}С. Дата переходу температури повітря через 10 ^{0}С, визначена графічним методом (див. рис 10.2), у нашому випадку падає на 18 квітня. Рівняння для розрахунку суми температур буде:*

$$>10\ ^0C = 3270 - 23{,}07\ Д$$

Оскільки перехід температури повітря через 10 ^{0}С у 2000 році спостерігався у квітні, тобто в той місяць, коли спостерігається на ст. Київ сама рання дата переходу температури повітря через 10 ^{0}С, то в рівняння підставляється кількість днів від 1 квітня до знайденої дати переходу температури повітря у поточному році. Таким чином очікувана сума температур у 2000 році становить:

$$>10\ ^0C = 3270 - 23{,}07\ x\ 18 = 2855\ ^0C.$$

Фактична сума температур вище 10 ^{0}С у 2000 році складала 2690 ^{0}С.

10.5 Прогноз тривалості вегетаційного періоду

Підґрунтям методу прогнозу тривалості вегетаційного періоду є залежність тривалості періоду з температурою вище 10 ^{0}С (n) від дати стійкого переходу температури повітря через 10 ^{0}С ($Д$) навесні. Рівняння зв'язку має загальний вигляд :

$$n = A - a\ Д \qquad (10.5)$$

Для деяких агрометеорологічних станцій України значення коефіцієнтів A та a визначені Ф.Ф.Давітая та Ю.С.Мельником (табл. 10.4). Ці коефіцієнти і використовуються для складання прогнозу тривалості вегетаційного періоду.

Для складання прогнозу необхідно визначити дату переходу температури повітря через 10 ^{0}С навесні ($Д$). Потім підрахувати кількість днів від першого числа місяця з самим раннім переходом температури повітря через 10 ^{0}С до дати переходу температури повітря через цю ж

температуру в поточному році. Знайти рівняння , яке відповідає станції , для якої ведеться розрахунок, підставити всі значення в рівняння та виконати розрахунки.

Таблиця 10.4 - Значення коефіцієнтів *А* та *а* рівняння (10.5) для прогнозу тривалості вегетаційного періоду з температурою повітря вище 10 ^{0}С

Станція	Самий ранній перехід температури повітря через 10^{0}С навесні	А	а	+
Чернігів	Квітень	190	-1,14	10
Житомир	„	176	-1,05	9
Харків	„	179	-0,73	10
Умань	„	187	-1,03	10
Полтава	„	179	-0,71	10
Луганськ	„	182	-0,93	11
Кам’янець-Подільський	„	189	-0,82	9
Чернівці	„	195	-1,176	10
Херсон	„	185	-0,87	10

Наприклад: На ст. Херсон у 2000 році стійкий перехід температури повітря через 10 ^{0}С спостерігався 8 травня. Самий ранній перехід температури повітря через цю межу спостерігається в Херсоні у квітні місяці. Тому замість Д в рівнянні (10.4) підставляється значення 38 (тобто, 30 днів квітня плюс 8 днів травня). В табл. 10.4 знаходимо рівняння для ст. Херсон – n = 185 - 0,87 х 38; n = 152 дні. Таким чином, тривалість періоду з температурою повітря вище 10^{0}С становить в районі ст. Херсон 152 дні.

СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

Основна

1.Алпатьев А.М. Влагообороты в природе и их преобразования. – Л.: Гидрометеоиздат. 1969. – 323 с.
2. Белобородова Г.Г. Агрометеорологические основы повышения продуктивности плодоводства. – Л.: Гидрометеоиздат, 1982. – 164 с.
3. Вериго С.А., Разумова Л.А. Почвенная влага и ее значение в сельскохозяйственном производстве. – Л.: Гидрометеоиздат, 1963. –288 с.
4. Грингоф И.Г., Попова В.В., Страшный В.Н. Агрометеорология. – Л.: Гидрометеоиздат, 1987. – 310 с.
5.Лекции по сельскохозяйственной метеорологии / Под ред. М.С.Кулика и В.В.Синельщикова. – Л.: Гидрометеоиздат, 1966. – 340 с.
6. Лосев А.П. Погода и урожай яблони. – Л.: Гидрометеоиздат, 1979. – 88 с.
7. Лосев А.П. Практикум по агрометеорологическому обеспечению растениеводства. – СПб.: Гидрометеоиздат, 1994. –244 с.
8. Лубнин М.Г. Влияние агрометеорологических условий на работу сельскохозяйственных машин и орудий. – Л.: Гидрометеоиздат, 1983. – 117 с.
9. Моисейчик В.А. Агрометеорологические условия и перезимовка озимых культур. – Л.: Гидрометеоиздат, 1975. – 295 с.
10. Павлова М.Д. Практикум по агрометеорологии. – Л.: Гидрометеоиздат, 1984. – 184 с.
11.Полевой А.Н. Сельскохозяйственная метеорология. СПб.: Гидрометеоиздат, 1992. –424 с.
12. Польовий А.М., Божко Л.Ю., Ситов В.М., Ярмольська О.Э. Практикум з сільськогосподарської метеорології. – Одесса: ОДЕКУ, 2002. – 400 с.
13.Романова Е.Н., Мосолова Г.И., Береснева И.А. Микроклиматология и ее значение. – Л.: Гидрометеоиздат,1983. – 245.
14. Руднев Г.В.Агрометеорология. – Л.: Гидрометеоиздат,1964. – 277 с.
15.Синицына Н.И., Гольцберг И.А., Струнников Э.А. Агроклиматология. – Л.: Гидрометеоиздат, 1973. 344 с.
16.Справочник агронома по сельскохозяйственной метеорологии / Под ред. И.Г.Грингофа. – Л.: Гидрометеоиздат, 1986. –527 с.
17. Тооминг Х.Г. Солнечная радиация и формирование урожая. – Л.: Гидрометеоиздат, 1977. – 200 с.
18. Федосеев А.П. Агротехника и погода. – Л.: Гидрометеоиздат, 1979. – 239 с.
19. Федосеев А.П. Погода и эффективность удобрений. – Л.: Гидрометеоиздат, 1985. – 144 с.
20. Чирков Ю.И. Агрометеорология. – Л.: Гидрометеоиздат, 1986. –293 с.

21. Шатилов И.С., Чудновский А.Ф. Агрофизические, агрометеорологические и агротехнические основы программирования урожая. – Л.: Гидрометеоиздат. 1980. – 318 с.
22. Шульгин А.М. Агрометеорология и климатология. – Л.: Гидрометеоиздат, 1978. – 200 с.

Додаткова

23.Гулинова Н.В. Методы агроклиматической обработки наблюдений. – Л.: Гидрометеоиздат, 1974. – 152 с.
24. Гуральник И.И., Дубинский Г.П. Мамиконова С.В. Метеорология. – Л.: Гидрометеоиздат, 1972. – 416 с.
25. Давитая Ф.Ф. Прогноз обеспеченности теплом и некоторые проблемы сезонного развития природы. – Л.: Гидрометеоиздат, 1964. – 131 с.
26. Зоидзе Е.К. Погода. Климат и эффективность труда в земледелии. – Л.: Гидрометеоиздат, 1987. – 224 с.
27. Клещенко А.Д. Оценка состояния зерновых культур с применением дистанционных методов. – Л.: Гидрометеоиздат, 1986. – 190 с.
28. Константинов А.Р. Испарение в природе. – Л.: Гидрометеоиздат, 1968. – 532 с.
29.Константинов Л.К. Защита сада от резких колебаний температуры и заморозков. – Л.: Гидрометеоиздат, 1985. 112 с.
30. Коровин А.И. Растения и экстремальные температуры. – Л.: Гидрометеоиздат, 1984. – 271 с.
31. Кулик М.С. Погода и минеральные удобрения. – Л.: Гидрометеоиздат, 1966. –138 с.
32. Куперман Ф.М., Чирков Ю.И. Биологический контроль за развитием растений на метеорологических станциях. – Л.: Гидрометеоиздат, 1970. – 144 с.
33.Лосев А.П.Сборник задач и вопросов по агрометеорологии. – Л.: Гидрометеоиздат, 1988. – 144 с.
34. Мельник Ю.С. Климат и произрастание подсолнечника.–Л.: Гидрометеоиздат, 1972. –143 с.
35. Микроклимат СССР / Под ред. И.А.Гольцберг. – Л.: Гидрометеоиздат, 1967. –286 с.
36. Пасечнюк Л.Е., Сенников В.А. Агроклиматическая оценка суховеев и продуктивность яровой пшеницы. – Л.: Гидрометеоиздат, 1983. – 128 с.
37. Подольский А.С. Фенологический прогноз.– М.: Колос, 1974. – 287 с.
38. Поляков И.Я., Персов М.П., Смирнов В.А. Прогноз развития вредителей и болезней сельскохозяйственных культур (с практикумом). – М.: Колос, 1984. – 318 с.

39. Росс Ю.К. Радиационный режим и архитектоника растительного покрова. – Л.: Гидрометеоиздат, 1975. –341 с.
40. Руководство по агрометеорологическим прогнозам. – Л.: Гидрометеоиздат, 1984. Т.1 – 309 с.; т.2. –264 с.
41. Сиротенко О.Д. Математическое моделирование водно-теплового режима и продуктивности агроєкосистемы. – Л.: Гидрометеоиздат, 1981. –167 с.
42. Страшная А.И. Агрометеорологические условия перезимовки и формирования урожая семян многолетних сеяных трав на европейской части СССР. – Л.: Гидрометеоиздат, 1988. – 156 с.
43. Уланова Е.С. Методы оценки агрометеорологических условий и прогнозов урожайности зерновых культур. –Л.: Гидрометеоиздат, 1988. – 53 с.
44. Уланова Е.С. Агрометеорологические условия и урожайность озимой пшеницы. – Л.: Гидрометеоиздат, 1975. – 302 с.
45. Цубербиллер Е.А. Суховеи, их агрометеорологическая сущность и пути борьбы с ними. – М.: Колос, 1966. – 110 с.
46. Цупенко Н.Ф. Справочник агронома по метеорологии. – Киев: Гидрометеоиздат, 1990. – 240 с.
47. Чирков Ю.И. Агрометеорологические условия и продуктивность кукурузы. – Л.: Гидрометеоиздат, 1969. – 251 с.
48. Шашко Д.И. Агроклиматические ресурсы СССР. – Л.: Гидрометеоиздат, 1985. – 247 с.
49. Шульгин А.М. Растение и солнце. – Л.: Гидрометеоиздат, 1973. – 251 с.
50. Шульгин И.А. Климат почвы и его регулирование. – Л.: Гидрометеоиздат, 1972. –340 с.

З М І С Т

		Стор.
	Передмова……..	3
1	Теоретичні основи агрометеорології……	7
	1.1Агроекологічна система та система ґрунт – рослина - атмосфера.....	7
	1.2 Енерго- і масообмін між рослинним покривом і атмосферою……	13
	1.3 Енерго- і масообмін між фотоелементом (листком) і повітрям.....	17
	1.4 Фотосинтез, дихання і газообмін CO_2 листка…….	20
	1.5 Формалізація ростових процесів рослин.....	22
	1.6 Агрометеорологічні умови та фотосинтетична продуктивність посівів.....	25
	1.7 Розподіл асимілятів та рівняння росту рослин……..	28
2	Земна атмосфера як середовище сільськогосподарського виробництва……	33
	2.1 Склад атмосфери і ґрунтового повітря……	33
	2.2 Будова атмосфери.....	34
	2.3 Значення основних газів повітря для біосфери.....	37
	2.4 Методи дослідження атмосфери.....	38
3	Промениста енергія……	39
	3.1 Потоки променистої енергії…….	39
	3.2 Радіаційний баланс земної поверхні……..	41
	3.3 Промениста енергія і рослини.....	42
4	Температура повітря і ґрунту.....	46
	4.1Температура повітря.....	46
	4.1.1 Вплив температури повітря на ріст, розвиток і формування врожаїв сільськогосподарських культур..	48
	4.2 Температура ґрунту.....	52
	4.2.1 Тепловий баланс земної поверхні.....	52
	4.2.2 Температура ґрунту	53
	4.2.3 Значення температури ґрунту для рослин.....	57
	4.2.4 Заходи впливу на температуру ґрунту.....	58
5	Вологість повітря та її значення для сільськогосподарських культур.....	60
	5.1 Вологість повітря.....	60
	5.2 Вплив вологості повітря на сільськогосподарське виробництво	62
6	Випаровування та випаровуваність.....	64
	6.1 Випаровування з поверхні води, ґрунту, рослин.....	64

	6.2 Конденсація водяної пари. Опади.....	68
	6.2.1 Конденсація водяної пари.....	68
	6.2.2 Види і типи опадів.....	71
	6.2.3 Значення опадів для сільського господарства.....	72
	6.2.4 Сніговий покрив.....	73
7	Ґрунтова волога.....	76
	7.1 Основні властивості ґрунтової вологи.....	76
	7.2 Агрогідрологічні властивості ґрунтів	77
	7.3 Продуктивна волога.....	79
	7.4 Визначення запасів продуктивної вологи.....	80
8	Несприятливі для сільського господарства метеорологічні явища.....	84
	8.1 Посухи і суховії	84
	8.1.1 Агрометеорологічні показники посух і суховіїв ..	85
	8.2 Сильні зливи і град.....	90
	8.3 Ерозія ґрунтів.....	92
	8.4 Заморозки	95
9	Сільськогосподарська оцінка клімату.....	108
	9.1 Поняття про клімат і кліматоутворюючі фактори.....	108
	9.2 Методика сільськогосподарської оцінки клімату.....	110
	9.3 Оцінка термічних ресурсів вегетаційного періоду.....	111
	9.4 Оцінка світлових ресурсів	116
	9.5 Оцінка умов зволоження вегетаційного періоду.....	116
	9.6 Оцінка умов перезимівлі сільськогосподарських культур.....	120
	9.7 Мікроклімат.....	123
10	Агрометеорологічне забезпечення сільськогосподарського виробництва.....	129
	10.1Структурна організація та головні задачі агрометеорологічного забезпечення сільського господарства.....	129
	10.2 Основні види та форми гідрометеорологічної інформації.....	132
	10.3 Агрометеорологічні прогнози.....	137
	10.4 Метод прогнозу забезпеченості теплом вегетаційного періоду.....	139
	10.4.1 Наукове підґрунтя методу.....	139
	10.4.2 Прогноз забезпеченості теплом вегетаційного періоду.....	139
	10.5 Прогноз тривалості вегетаційного періоду.....	143
	Список літератури……..	145

Навчальне видання

Польовий Анатолій Миколайович
Божко Людмила Юхимівна
Вольвач Оксана Василівна

ОСНОВИ АГРОМЕТЕОРОЛОГІЇ

Конспект лекцій

Підп. до друку Формат Папір офіс
Умовн. друк. арк. Тираж Зам. №

Надруковано з готового оригінал-макета,

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