

**Міністерство освіти і науки України
Харківський національний аграрний університет
ім. В.В. Докучаєва**

Т.Г. Ткаченко

АГРОМЕТЕОРОЛОГІЯ

**Навчальний посібник
для самостійної підготовки студентів**

Харків – 2015

УДК 63:551.5 (075.8)
ББК Т48 П021

*Затверджено до друку рішенням ученої ради
Харківського національного аграрного університету
ім. В.В. Докучаєва (протокол №3 від 18 березня 2015 р.)*

Рецензенти:

С.І. Решетченко, доцент кафедри фізичної географії та картографії Харківського національного університету ім. В.Н. Каразіна, канд. геогр. наук;

Д.І. Масленніков, доцент кафедри екології та біотехнології Харківського національного аграрного університету ім. В.В. Докучаєва, канд. фіз.-мат. наук

Ткаченко Т.Г.

Т48 Агromетeорoлoгiя: навч. посiбник / Т.Г. Ткаченко. – Х.: ХНАУ, 2015. – 268 с.

У навчальному посiбнику наведенi теоретичнi питання з навчальної дисциплiни «Агromетeорoлoгiя» щодо впливу метеорологiчних факторiв на об'єкти сiльськогосподарського виробництва, якi обумовлюють величину врожаю та якiсть продукцiї. Викладаються основи будови, складу атмосфери, загальнi закономірностi атмосферних процесiв i явищ, що в нiй виникають, особливостi розподiлу метеорологiчних величин, iх змiни в часi та просторi, методи i засоби вимiрювання основних метеорологiчних величин.

Для студентiв вищих навчальних закладiв III-IV рiвнiв акредитацiї агрономiчних спеціальностей всiх форм навчання.

УДК 63:551.5 (075.8)
ББК П021

© Ткаченко Т.Г., 2015
© Харківський національний
аграрний університет
ім. В.В. Докучаєва, 2015
© Обкладинка Ткаченко Т.Г., 2015

**Присвячується 200-річчю
Харківського національного
аграрного університету
ім. В.В. Докучаєва**



ЗМІСТ

ВСТУП.....	11
МОДУЛЬ 1. АГРОМЕТЕОРОЛОГІЯ ЯК НАУКА.	
ПРЕДМЕТ, ЗАВДАННЯ ТА МЕТОДИ ДОСЛІДЖЕНЬ.....	12
Розділ 1. Предмет і завдання агрометеорології.....	12
1.1. Предмет і завдання навчальної дисципліни. Зв'язок агрометеорології з іншими науками. Роль агрометеорології в обслуговуванні сільського господарства. Поняття про погоду, клімат і агрометеорологічні чинники.....	12
1.2. Сучасні методи агрометеорологічних досліджень. Використання основних законів землеробства і рослинництва в агрометеорології.....	14
1.3. Основні етапи розвитку агрометеорології.....	18
Розділ 2. Атмосфера, її склад, будова та основні властивості....	22
2.1. Атмосфера Землі як середовище сільськогосподарського виробництва. Газовий склад грунтового повітря та приземного шару атмосфери, його роль у життєдіяльності рослин. Парникові гази в атмосфері. Аерозолі та газові домішки.....	22
2.2. Будова та фізичні властивості атмосфери.....	29
2.3. Проблема забруднення атмосфери та шляхи її вирішення.....	35
МОДУЛЬ 2. ОСНОВНІ АГРОМЕТЕОРОЛОГІЧНІ ЧИННИКИ ТА ШЛЯХИ ЇХ ЕФЕКТИВНОГО ВИКОРИСТАННЯ В СІЛЬСЬКОМУ ГОСПОДАРСТВІ.....	41
Розділ 3. Сонячна радіація та її значення для сільськогосподарського виробництва.....	42
3.1. Вплив радіаційних потоків в атмосфері.....	42
3.2. Спектральний склад сонячної радіації. Біологічне значення спектрального складу сонячної радіації, інтенсивності і тривалості освітлення сільськогосподарських культур.....	45
3.3. Зміни сонячної радіації та фактори, що впливають на її інтенсивність. Сонячна стала, інсоляція.....	48
3.4. Радіаційний баланс та його складові.....	54
3.5. Сонячна радіація та фотосинтез. Фотосинтетично	

активна радіація (ФАР). Показники фотосинтетичної діяльності рослин.	
Методи її вимірювання та обчислення.	56
3.6. Технологічні заходи з підвищення ефективності використання сонячної радіації в сільському господарстві.....	63
Розділ 4. Термічний режим ґрунту, атмосфери.....	66
4.1. Основні процеси нагрівання та охолодження ґрунту.	66
4.2. Тепловий баланс земної поверхні.....	68
4.3. Теплофізичні властивості ґрунту.....	71
4.4. Добовий та річний хід температури ґрунту.....	73
4.5. Закономірності розподілу тепла в ґрунті (закони Фур'є)	75
4.6. Залежність температури ґрунту від рельєфу, рослинності, снігового покриву, вологості та способів обробітку ґрунту.....	76
4.7. Вплив температури ґрунту на строки сівби, швидкість проростання насіння, ріст кореневої системи, надходження поживних речовин у рослини, швидкість розвитку шкідників хвороб сільськогосподарських культур.....	78
4.8. Методи регулювання температурного режиму в посівах, садах, закритому ґрунті для потреб сільськогосподарського виробництва.....	80
4.9. Тепловий режим атмосфери: процеси нагрівання та охолодження. Зміна температури повітря з висотою.....	82
4.10. Добовий та річний хід температури повітря.....	84
4.11. Основні характеристики термічного режиму повітря.....	89
4.12. Основні показники потреби рослин у теплі та умов теплозабезпечення території, способи їх розрахунку. Оцінювання забезпеченості рослин теплом.....	90
4.13. Урахування температурного режиму повітря в сільськогосподарському виробництві.....	94
Розділ 5. Вода в атмосфері та ґрунті.....	97
5.1. Вологість повітря, її характеристики та значення для сільськогосподарського виробництва.....	97
5.2. Агрометеорологічні показники потреби рослин у воді, методи їх визначення. Поняття про критичні періоди в	

розвитку рослин.	103
5.3. Випаровування, транспірація, коефіцієнт транспірації. Вплив метеорологічних чинників на випаровування та транспірацію.....	105
5.4. Сучасні методи визначення випаровування та його регулювання.	109
5.5. Добовий і річний хід випаровування та вологості повітря. Зміна вологості повітря з висотою і в рослинному покриві.	111
5.6. Вологоадіабатичний процес. Рівень конденсації. Конденсація та сублімація водяної пари. Гідрометеори.....	113
5.7. Хмари, їх утворення, класифікація і методи спостережень.....	121
5.8. Опади, їх класифікація, особливості розподілу та значення в водному балансі ґрунту. Ефективність атмосферних опадів. Роль опадів у формуванні запасів вологи в ґрунті.....	126
5.9. Сніговий покрив, характеристики його стану, методи вимірювання.....	131
5.10. Значення снігового покриву для перезимівлі сільськогосподарських культур і накопичення вологи в ґрунті. Снігові меліорації.....	134
5.11. Ґрунтова волога, методи її визначення. Агрогідрологічні характеристики ґрунту.	136
5.12. Загальні та продуктивні запаси вологи в ґрунті....	138
5.13. Водний баланс поля та його складові.	140
5.14. Водний режим та динаміка запасів продуктивної вологи в ґрунтах. Річний хід запасів продуктивної вологи в різних ґрунтово-кліматичних зонах.....	142
5.15. Агротехнічні методи регулювання водного режиму поля. Сезонний режим вологості ґрунту. Оцінювання забезпеченості рослин вологою.....	144

Розділ 6. Атмосферний тиск і циркуляція атмосфери.

Вітер і способи використання його в сільськогосподарському виробництві.....	148
6.1 Маса, щільність і тиск повітря.....	148
6.2. Рівняння стану атмосферного повітря. Основне рівняння статички. Формула Бабіне та її фізичний	

смысл. Баричний ступінь.....	150
6.3. Баричне поле. Вертикальний та горизонтальний баричні градієнти. Ізобаричні поверхні, баричні системи.....	152
6.4. Зміна атмосферного тиску з висотою. Розподіл атмосферного тиску біля земної поверхні.....	155
6.5. Причини виникнення вітру. Швидкість і напрямок вітру.....	159
6.6. Добовий і річний хід швидкості вітру.....	165
6.7. Панівні повітряні потоки та місцеві вітри, способи їх урахування у сільськогосподарському виробництві...	166
6.8. Роза вітрів, її побудова та практичне значення.....	171
6.9. Повітряні маси. Атмосферні фронти.....	172
Розділ 7. Небезпечні для сільського господарства метеорологічні явища та засоби боротьби з ними.....	179
7.1. Залежність урожайності сільськогосподарських культур від небезпечних метеорологічних явищ.....	179
7.2. Заморозки, їх типи та умови виникнення. Вплив рельєфу та місцевих умов на інтенсивність і тривалість заморозків.....	181
7.3. Критичні температури пошкодження польових, плодових та ягідних культур. Класифікація сільськогосподарських культур за стійкістю до заморозків.....	182
7.4. Причини загибелі рослин від згубної дії до заморозків. Методи захисту сільськогосподарських культур від згубного впливу заморозків. Прогноз заморозків.	185
7.5. Посухи та суховії. Агrometeorologічні показники та класифікація посушливих явищ.....	188
7.6. Повторюваність посух і суховіїв на території України. Типи посух та їх вплив на сільськогосподарські культури.....	192
7.7. Сучасні методи боротьби з посушливими явищами.	192
7.8. Пилові бурі (вітрова ерозія ґрунту). Причини виникнення пилових бур та боротьба з ними.....	194
7.9. Град і зливи. Причини їх виникнення.....	197
7.10. Небезпечні наслідки граду та злив для сільськогосподарських культур. Райони найбільшої повторюваності градобиття та злив	

в Україні, заходи боротьби з ними.....	199
7.11. Несприятливі явища зимового періоду. Явища випирання, вимокання, видування, льодової кірки, зимової посухи та умови їх виникнення.....	202
7.12. Вимерзання озимих культур, багаторічних трав і плодових дерев. Зимостійкість і морозостійкість рослин. Загартування рослин.....	206
7.13. Технологічні заходи боротьби з небезпечними явищами в період перезимівлі сільськогосподарських культур. Оцінювання небезпечних явищ погоди.	210

МОДУЛЬ 3. КЛІМАТ І ЙОГО ЗНАЧЕННЯ ДЛЯ СІЛЬСЬКОГО ГОСПОДАРСТВА. АГРОМЕТЕОРОЛОГІЧНІ ПРОГНОЗИ. АГРОМЕТЕОРОЛОГІЧНЕ ЗАБЕЗПЕЧЕННЯ СІЛЬСЬКОГОСПОДАРСЬКОГО ВИРОБНИЦТВА.....

213

Розділ 8. Принципи та методи сільськогосподарського оцінювання клімату. Агрокліматичні умови й ресурси. Агрокліматичне районування.....	213
8.1. Особливості кліматичних зон України. Сільськогосподарське оцінювання клімату.....	213
8.2. Агрокліматичне районування. Агрокліматичні показники та методи їх визначення.....	218
8.3. Агрокліматичні ресурси України та шляхи їх раціонального використання. Класифікація рослин за їх вимогою до кліматичних умов	221
8.4. Поняття про мікроклімат, фітоклімат, клімат ґрунту, їх формування. Заходи з поліпшення мікроклімату та сільськогосподарських угідь.....	228
8.5. Моделювання клімату у фітотронах.....	232
8.6. Вплив клімату на поширення шкідників і хвороб сільськогосподарських культур.....	233
8.7. Агрокліматична характеристика території господарства.....	234
8.8. Методи опрацювання та напрями використання агрокліматичної авіації для забезпечення потреб сільськогосподарського виробництва. Оцінювання агрометеорологічних умов щодо розвитку та продуктивності сільськогосподарських культур. Агрокліматичні аналоги.....	237

Розділ 9. Агрокліматичні прогнози. Метеорологічне забезпечення сільськогосподарського виробництва..	241
9.1. Наукові основи методів агрометеорологічних прогнозів, їх види.....	241
9.2. Агрометеорологічний прогноз стану сільськогосподарських культур. Прогнози теплозабезпечення вегетаційного періоду, строків початку польових робіт, настання фаз розвитку сільськогосподарських культур, умов перезимівлі озимих культур, запасів продуктивної вологи в ґрунті, появи хвороб, бур'янів, шкідників.....	244
9.3. Методи прогнозування врожаю сільськогосподарських культур і його якості. Впровадження та ефективність агрометеорологічних прогнозів. Прогностичне агрометеорологічне обслуговування сільськогосподарського виробництва в Україні.....	254
Розділ 10. Агрометеорологічне забезпечення сільськогосподарського виробництва та агрометеорологічні спостереження.....	258
10.1. Сучасна структура, принципи та методи забезпечення сільськогосподарського виробництва агрометеорологічною інформацією.....	258
10.2. Збір, обробка та аналіз агрометеорологічних матеріалів. Види агрометеорологічних обстежень полів Види та методи агрометеорологічних спостережень, їх практичне використання, новітні та перспективні методи.....	260
10.3. Види агрометеорологічного обслуговування сільського господарства. Оцінювання поточних агрометеорологічних умов. Використання агрометеорологічної інформації для оцінювання перезимівлі озимих культур, прогнозування заморозків, визначення строків сівби, підвищення ефективності застосування добрив та програмування врожайності сільськогосподарських культур. Економічна ефективність використання агрометеорологічної інформації.....	262
10.4. Організація агрометеорологічних спостережень в Україні. Створення і робота агрометеорологічних постів у сільськогосподарських підприємствах.	

Використання даних агрометеорологічних спостережень для прогнозу розвитку рослин, формування урожаю, появи і поширення шкідників, хвороб і бур'янів.....	263
Рекомендована література	266

ВСТУП

Агromетeоролoгiя – це наука, що вивчає метеорологічні, кліматичні, гідрологічні умови в їх взаємодії з об'єктами і процесами сільськогосподарського виробництва. Вона покликана вивчати клімат і погоду, водний і тепловий режими полів як важливих компонентів навколишнього середовища. Агromетeоролoгiя являє собою наукову систему знань, що об'єднані законами, теорією, практикою, методами, поняттями і розкривають зв'язки об'єктів сільського господарства з погодою та кліматом. Основна маса продукції сільськогосподарського виробництва створюється безпосередньо в природних умовах під дією багатьох факторів, з яких метеорологічні – найбільш мінливі та активні. Їх вплив на об'єкти та процеси сільськогосподарського виробництва в значній мірі обумовлює кількість і якість продукції, її вартість, рівень продуктивності праці. Особливість агromетeоролoгiї як науки в тому, що вона знаходиться на межі різних областей знань: метеорології, біології, ґрунтознавства, кліматології, фізіології рослин, географії та ін.

Навчальний посібник складається з двох частин: теоретичної частини та лабораторного практикуму. В теоретичній частині розглядаються теоретичні положення щодо стану та розвитку фізичних процесів в атмосфері за умови взаємодії з підстильною поверхнею.

Лабораторна частина дасть можливість через методи, технічні засоби вимірювальної техніки визначити основні характеристики найважливіших атмосферних явищ і виміряти метеорологічні величини. Для забезпечення однорідності та достовірності проведення метеорологічних спостережень використовуються єдині методики.

Агromетeоролoгiя вивчає вплив метеорологічних, кліматичних, ґрунтових, гідрологічних факторів на об'єкти та процеси сільськогосподарського виробництва. Агromетeоролoгiчне забезпечення сільського господарства спрямоване на створення оптимальних умов вирощування сільськогосподарських культур.

У навчальному посібнику викладені також методи сільськогосподарської оцінки клімату та агromетeоролoгiчне районування.

МОДУЛЬ 1. АГРОМЕТЕОРОЛОГІЯ ЯК НАУКА. ПРЕДМЕТ, ЗАВДАННЯ ТА МЕТОДИ ДОСЛІДЖЕНЬ

Розділ 1. Предмет і завдання агрометеорології

1.1. Предмет і завдання навчальної дисципліни **Зв'язок агрометеорології з іншими науками** **Роль агрометеорології в обслуговуванні** **Сільського господарства** **Поняття про погоду, клімат і** **агрометеорологічні чинники**

Агрометеорологія сформувалась в кінці XIX століття як прикладна частина метеорології – науки про фізичні процеси та явища в атмосфері Землі, що відбуваються у взаємодії з земною поверхнею та космічним середовищем. *Об'єктом вивчення* в метеорології є атмосфера – повітряна оболонка Землі, надзвичайно важливий, мінливий та діяльний компонент погоди, який впливає на *об'єкт вивчення агрометеорологів* - складну систему «грунт – рослина – повітря».

Для кількісної характеристики фізичного стану атмосфери застосовуються метеорологічні величини. *Метеорологічні величини* – фізичні параметри, що характеризують стан атмосфери і змінюються в часі та просторі. Такими величинами є: атмосферний тиск, температура і вологість повітря, хмарність, опади, вітер, сонячна радіація та ін. Сукупність метеорологічних величин за певний час утворюють метеорологічні умови або погодні умови. Завдяки їм змінюються об'єкти вивчення агрометеорології: погода та клімат, водний і тепловий режими ґрунтів, сільськогосподарські культури, процеси сільськогосподарського виробництва. Всі об'єкти агрометеорології розглядаються у взаємодії з навколишнім середовищем.

Атмосферне явище – це певний фізичний процес, що супроводжується різкою якісною зміною стану атмосфери. Наприклад: туман, гроза, шквал, ожеледь, хуртовина, пилова буря, роса, паморозь, іній, обмерзання тощо. Сукупність метеорологічних величин і атмосферних явищ, що характеризує фізичний стан атмосфери в певному місці та в певний час, називається *погодою*.

Предметом вивчення в метеорології є метеорологічні величини та атмосферні явища. Для характеристики погоди можуть, в

залежності від практичної діяльності людини, розглядатися різні комплекси метеорологічних величин і атмосферних явищ. Багаторічний режим погоди, що формується в умовах підстильної поверхні даного району під впливом таких кліматоутворюючих факторів, як сонячна радіація, циркуляція атмосфери та вологообіг називають *кліматом*. Клімат як фізико-географічна характеристика оточуючого середовища має значний вплив на суспільство. Метеорологічні величини впливають на різні галузі господарства: сільське, водне, транспортне, будівельне тощо. Метеорологічні та гідрологічні елементи, що визначають стан і розвиток рослин, визначають життєдіяльність, продуктивність сільськогосподарських об'єктів, називаються *агromетеорологічними факторами*. Вони розподіляються на дві групи: *фактори життя та фактори середовища*. *Життєво важливими факторами* є світло, повітря, волога, тепло, мінеральне живлення. Вони не можуть бути замінені один одним, рослини повинні отримати їх у комплексі.

Фактори середовища, у свою чергу, розподіляються на *основні*, що забезпечують доступ рослинам світла, тепла, вологи (ФАР, температура та вологість повітря та ґрунту) та *другорядні*, які посилюють чи послаблюють дії основних факторів, впливають на розвиток рослин побічно, через основні. До другорядних факторів середовища відносяться вітер, хмарність, випаровування та ін.

Поєднання агromетеорологічних факторів в певний час створюють агromетеорологічні умови, в яких існують об'єкти сільського господарства. Багаторічні характеристики агromетеорологічних умов в даній місцевості становлять *агromетеорологічні умови*. Вибір оптимальних термінів сівби, доцільність та строки внесення мінеральних добрив, проведення агротехнічних та меліоративних заходів визначається метеорологічними умовами. Отже, агromетеорологія вивчає погоду та клімат стосовно до практичних і теоретичних задач сільського господарства. Очевидний зв'язок агromетеорології з географією, геофізикою, геологією, гідрологією, океанологією, фізикою, фізичною хімією, математикою (особливо такі розділи, як диференціальні рівняння, теорія ймовірності та математична статистика), біологією, екологією та іншими науками. На сучасному етапі розвитку суспільства найважливішими завданнями агromетеорології є:

- вивчення закономірностей формування метеорологічних і

кліматичних умов сільськогосподарського виробництва в часі та просторі;

- розробка методів кількісної оцінки впливу метеорологічних факторів на стан ґрунту;
- формування врожаю сільськогосподарських культур;
- розробка методів агрометеорологічних прогнозів;
- агрокліматичне районування, розміщення нових видів, сортів, гібридів сільськогосподарських культур;
- агрокліматичне обґрунтування заходів найбільш повного та раціонального використання ресурсів клімату для підвищення продуктивності рослинництва;
- агрокліматичне обґрунтування засобів меліорації земель, мікроклімату полів, упровадження індустріальних технологій в рослинництві, у тому числі диференційованого застосування агротехніки відповідно до наявних або очікуваних умов погоди;
- розробка методів боротьби з несприятливими та небезпечними для сільського господарства гідрометеорологічними явищами, у тому числі методів активного впливу на ці явища;
- дослідження закономірностей формування метеорологічних і кліматичних умов сільського господарства;
- розробка методів кількісної оцінки впливу метеорологічних факторів на розвиток та продуктивність сільськогосподарських рослин, поширення шкідників і хвороб сільськогосподарських культур;
- обґрунтування розміщення нових сортів та гібридів, обґрунтування заходів найбільш повного використання ресурсів клімату для підвищення продуктивності землеробства;
- розробка заходів боротьби з несприятливими явищами погоди, методів меліорації мікроклімату полів: обґрунтування диференційного використання агротехніки відповідно до метеорологічних умов, що склалися або очікуються;
- оперативне забезпечення сільського господарства агрометеорологічною інформацією тощо.

1.2. Сучасні методи агрометеорологічних досліджень

Використання основних законів землеробства та рослинництва в агрометеорології

До основних методів агрометеорологічних досліджень

відносяться:

1. *Метод паралельних (одночасних) спостережень* за станом, ростом та розвитком рослин і метеорологічними умовами, в яких вирощуються об'єкти спостережень.

Цей метод запропонований П.І.Броуновим. За допомогою методу на матеріалах польових і лабораторних спостережень встановлюються кількісні та якісні зв'язки між умовами погоди та ростом, розвитком і формуванням продуктивності рослин, оцінюються вимоги рослин до основних факторів середовища (кількості тепла, світла, вологи, поживних речовин), визначаються критичні значення цих факторів для різних культур, сортів тощо. Оскільки об'єктом агрометеорологів є складна система «грунт – рослина – повітря», метод спостережень включає одночасні, тобто паралельні спостереження за метеорологічними умовами (станом повітря), за станом ґрунту (температурою, вологістю, глибиною промерзання) та рослин. На основі спостережень визначаються кількісні показники зв'язку росту і розвитку рослин з агрометеорологічними умовами, проводиться оцінка потреби рослин у ресурсах світла, тепла, вологи, визначаються критичні значення агрометеорологічних факторів.

Це основний метод спостережень на метеорологічних станціях Державної гідрометеорологічної служби, яка є важливою ланкою єдиної державної системи запобігання та реагування на надзвичайні ситуації техногенного та природного характеру, якою керує Міністерство України з питань надзвичайних ситуацій та у справах захисту населення від наслідків Чорнобильської катастрофи (МНС України).

2. *Метод прискорених (частіших) строків сівби*, при якому рослини висіваються в полі в різні строки (наприклад, через кожні 5 – 10 діб). Рослини різних строків сівби розвиваються у неоднакових метеорологічних умовах. В результаті дослідів навіть протягом одного року можна отримати інформацію про вплив різних комплексів метеорологічних величин на дослідну рослину в певній місцевості. Метод значно прискорює вивчення стійкості рослин до несприятливих явищ погоди та застосовується на ділянках одного поля або в лабораторних умовах.

3. *Метод географічних посівів*, при якому в різних ґрунтово-кліматичних умовах (в різних географічних пунктах) висіваються

дослідні рослини. За цим методом вирішують ту ж саму задачу, що і в попередньому методі.

Досліджуваний сорт рослин можна засівати в різних географічних районах з неоднаковим кліматом. При цьому посіви одного сорту розвиваються в різних умовах температури та зволоження ґрунту. За даними досліджень визначаються райони з оптимальними кліматичними умовами для певного сорту. Це потрібно для районування сортів і гібридів сільськогосподарських культур, для вивчення реакції рослин на несприятливі явища погоди.

4. *Метод експериментально-польовий*, при якому в польових умовах за допомогою різноманітних стаціонарних та пересувних камер штучного клімату (фітотронів), теплиць тощо регулюється температура та вологість ґрунту, кількість світла, газовий склад повітря і т.ін. Експериментально-польовий метод дозволяє змінювати в польових умовах освітлення рослин, радіаційний баланс діяльності поверхні, температуру та вологість ґрунту й приґрунтового шару повітря, висоту снігового покриву для створення найбільш сприятливих умов розвитку або зимівлі рослин. За допомогою методу вивчається реакція рослин на різні умови освітлення, температури, вологості, у тому числі на несприятливі умови з метою виведення нових сортів, стійких до заморозків, посух, суховіїв.

5. *Методи математичної статистики та моделювання* дозволяють обробляти масові матеріали спостережень і отримувати різноманітні взаємозв'язки між погодними умовами та ростом і розвитком окремих культур. За допомогою математичного апарату описують вплив агрометеорологічних умов на ріст, розвиток і формування продуктивності об'єктів сільськогосподарського виробництва. Математичні методи включають методи математичної статистики для аналізу великого обсягу кількісних даних, що дає можливість визначати кількісні зв'язки між характеристиками стану рослин та умовами погоди, а також використовувати методи математичного моделювання. Останні дозволяють розробляти математичні моделі розвитку рослин, формувати врожай в залежності від агрометеорологічних умов. Ці моделі використовуються при програмуванні врожаю.

6. *Метод теоретичного аналізу* передбачає отримання в кількісній формі виявлених теоретичним шляхом закономірностей.

7. *Метод дистанційних вимірів* з гелікоптерів, літаків, супутників

тощо дає змогу визначати параметри стану агрометеорологічних об'єктів на великих площах.

Найбільш відомими методами агрометеорологічних вимірювань є:

- метод кількісної оцінки посівів кукурудзи, розроблений Ю.І.Чирковим;
- фотометричний метод авіаційних обстежень, розроблений В.І.Рачкуликом;
- методи визначення життєздатності озимих зернових культур взимку, розроблені А.Я.Грудєвою та І.І.Яшкіною;
- оцінка стану зернових культур з використанням дистанційних методів, розроблених О.Д.Клещенко;
- метод біологічного контролю, розроблений Ф.М.Куперман тощо.

Широке використання мають дистанційні методи досліджень (телеметричні, радіолокаційні, ракетні та супутникові засоби), а відображуються реальні атмосферні процеси за допомогою складання й аналізу синоптичних карт, графіків, діаграм, математичних формул, фізичного та математичного моделювання. Так, аерологічні спостереження за станом атмосфери проводяться приблизно на 3500 метеорологічних і 750 аерологічних станціях земної кулі. За допомогою дистанційних вимірів визначають стан посівів, загальну площу листя, вологість ґрунту, розподіл снігового покриву на поверхні ґрунту тощо. Це дозволяє швидко отримати агрометеорологічні дані на великій площі.

Методи агрометеорологічних досліджень ґрунтуються на використанні *основних біологічних законів рослинництва*.

1. *Закон рівнозначності (незамінності) головних факторів життя*. Сутність його полягає в тому, що жоден з необхідних для розвитку рослин факторів не може бути замінений іншим.

2. *Закон нерівноцінності факторів середовища для рослин*.

За впливом на рослини фактори середовища розподіляються на головні та другорядні, тобто ті, що або підсилюють, або зменшують дію основних факторів на рослини.

3. *Закон мінімуму* (або лімітуючого фактора), згідно з яким за оптимальних інших умов урожайність визначається фактором, що знаходиться в мінімумі.

4. *Закон оптимуму* (або сукупної дії факторів), згідно з яким найвища продуктивність рослин забезпечується тільки оптимальним співвідношенням усіх факторів життя рослин.

5. *Закон критичних періодів у житті рослин.* У житті кожної рослини є окремі періоди, коли вони найбільш чутливі до якогось фактора середовища. На основі цього закону встановлюються кількісні значення вимог рослин до факторів навколишнього середовища в різні фази розвитку.

6. *Закон фотоперіодичної реакції* (або фізіологічного годинника).

Виявлено, що рослини реагують на тривалість дня та ночі, прискорюючи або сповільнюючи розвиток.

Досліджуючи атмосферні процеси та явища, агрометеорологія ґрунтується на *діалектичному методі пізнання*, що полягає в наступному:

1. Жодне атмосферне явище не можна глибоко вивчити й зрозуміти, не беручи до уваги складних процесів взаємодії атмосферних об'єктів один з одним, а також із земною поверхнею та космічним середовищем;

2. Будь-яке атмосферне явище можна зрозуміти, якщо знати причини його виникнення, розвитку та зникнення;

3. Кількісні зміни в атмосфері можуть привести до якісних, причому цей перехід часто здійснюється стрибкоподібно;

4. Причиною розвитку будь-якого атмосферного процесу є дія суперечливих чинників.

1.3. Основні етапи розвитку агрометеорології

Першу спробу пояснити деякі атмосферні явища зробив давньогрецький філософ Арістотель ще в четвертому столітті до н.е. у книзі «Метеорологіка». Новий етап в розвитку інструментальних спостережень розпочався в XVI столітті, коли Галілей винайшов термометр, а Торрічеллі створив ртутний барометр. Винахід цих приладів дав можливість кількісно оцінити важливіші характеристики погоди – атмосферний тиск і температуру повітря - та порівняти їх значення під час спостережень в різних місцях. Регулярні метеорологічні спостереження розпочались за указом Петра I в Петербурзі (1722 р). Учений М.В. Ломоносов створив ряд метеорологічних приладів, організував метеорологічні спостереження в різних пунктах Росії, сформулював ідею про Всесвітню службу погоди для мореплавців, указав на важливість обліку та прогнозу

метеорологічних умов для сільського господарства. Ідеї М.В. Ломоносова значно випередили його час і тільки в кінці XVIII – на початку XIX ст. вони розпочали здійснюватися окремими передовими вченими (А.Т.Болотовим, І.М.Комовим), що проводили систематичні спостереження за погодою та станом рослин. Перше узагальнення матеріалів агрометеорологічних спостережень було здійснено в 1854 р. Д.Реутовичем в книзі “Сільськогосподарська метеорологія”.

В Україні перші інструментальні метеорологічні спостереження були проведені в Харкові (1738 – 1741 рр.). Так, в окремі роки велись спостереження за кількістю днів з опадами (1838 р.), температурою повітря (1848 р.), кількістю опадів (1849 р.) тощо. На початку XX ст. з’явилися метеорологічні станції в Києві - у 1804 р., Бердичеві - у 1821 р., Полтаві - у 1824 р., Луганську - у 1836 р.

Подальший розвиток метеорології був пов’язаний з діяльністю Головної фізичної обсерваторії (ГФО), організованої в Петербурзі в 1849 р. Вона була першою у світі державною науковою установою, що керувала спостереженнями та метеорологічними станціями, обробляла та видавала матеріали спостережень. Її створення сприяло організації метеорологічних обсерваторій в Україні: у Сновську - у 1769 р., у Києві - у 1855 р., в Одесі - у 1865 р., у Харкові - у 1891 р.

У 1872 р. в ГФО був складений перший в Росії прогноз погоди. У кінці XIX ст. російські вчені А.І. Воєйков і П.І. Броунов заклали основи агрометеорології. А.І. Воєйков показав важливість використання кліматології для сільського господарства, організував мережу агрометеорологічних станцій. П.І. Броунов сформулював основи методів агрометеорологічних спостережень, закон про критичні періоди в розвитку рослин, метод сполучених агрометеорологічних спостережень. У 1897 р. він організував метеорологічне бюро при міністерстві землеробства – це була перша наукова метеорологічна установа. До 1900 р. при сільськогосподарських станціях було організовано більше 50 агрометеорологічних станцій та близько 100 агрометеорологічних постів.

Ініціатором і творцем метеорологічної мережі в Україні став видатний український учений-геофізик Олександр Вікентійович Клосовський (1846-1917рр.). Він створив обсерваторію в Одесі. 3

1886 р. метеорологічна мережа розпочала спостереження під керівництвом О.В. Клосовського. До кінця 1886 р. вона налічувала 67 станцій, а в 1887 р. - вже 158. Найбільшого розвитку діяльність метеорологічної мережі південного заходу Росії (України) досягла в 1892 – 1894 рр. Так, у 1892 р. спостереження візуальні та за допомогою приладів проводились на 1048 пунктах, розташованих від Бесарабії до Криму й від Одеси до Чернігова.

Розвиток метеорологічних спостережень у Харкові невід’ємно пов’язаний з іменем В.Н. Каразіна – засновника Харківського університету. В 1810 р. в с. Кручик (50 км на північний захід від Харкова) він заснував метеорологічну станцію та склав програму спостережень за температурою, атмосферним тиском, опадами, напрямком вітру, визначенням загального стану погоди.

В.Н. Каразіну належать багато наукових відкриттів і винаходів: штучне алмазотворення, система центрального парового опалення, консервування і багато іншого, серед яких був і "електроатмосферний снаряд" для використання атмосферної електрики. Він відзначив факт існування турбулентних рухів у атмосфері.

Своєрідним узагальненням багаторічних теоретичних і практичних розробок В.Н. Каразіна в області метеорології була його стаття "Известия о предвестниках погоды" (1839 р.). У цій роботі вперше були відмічені основні ознаки наближення атмосферного фронту. Ідеї В.Н. Каразіна отримали подальший розвиток у працях видатних учених-кліматологів Харківського університету В.І.Лапшина, Ю.І. Морозова, М.Д. Пильчикова, Д.К. Педаєва та ін.

Засновник ґрунтознавства В.В. Докучаєв у своїх відомих працях "Русский чернозем" (1883 р.), "Наши степи прежде и теперь" (1892 р.) і "К учению о зонах природы" (1899 р.) висловив ідеї, які не втратили своєї актуальності донині. Докучаєв вважав ґрунт "четвертым царством природы", але підкреслював, що при вивченні його необхідно враховувати всі складові природи. Великий вчений пояснив причину висихання степу як наслідок вирубання лісів, утворення ярків і запропонував метод запобігання цьому висушуванню – створення полезахисних лісових смуг, що були посаджені ним у Деркулі та Кам’яному Степу.

Нова ера в розвитку метеорології та агрометеорології розпочалась після Великої Жовтневої соціалістичної революції. Декретом Ради Праці та Оборони, підписаним В.І. Леніним, у 1921 р. була створена агрометеорологічна служба. Подальший розвиток метеорології та агрометеорології відбувався в системі Гідрометеорологічної служби.

У 30-ті роки створена теорія агрометеорологічних (фенологічних) прогнозів з кількісними характеристиками очікуваних умов, розроблені основи обслуговування сільського господарства різними видами агрометеорологічної інформації, виконані роботи з агрокліматичного районування. Г.Т. Селяніновим складена перша карта агрокліматичного районування.

У 40-ві роки вивчена динаміка запасів підгрунтової вологи та удосконалені методи фенологічних прогнозів.

У 50-ті роки проведені роботи щодо удосконалення методів оцінки агрометеорологічних умов і методів їх прогнозів. Складені агрокліматичні довідники та здійснена оцінка кліматичних ресурсів і мікроклімату великих територій.

В 60-70-ті роки розроблялись і вдосконалювались методи агрометеорологічних прогнозів урожаю різних сільськогосподарських культур, прогнозів перезимівлі озимих культур і багатолітніх трав, запасів продуктивної вологи. Великих успіхів досягла і сільськогосподарська кліматологія. Найвагоміші роботи цього спрямування були виконані Г.Т. Селяніновим, П.І.Колосковим, І.О. Гольцберг, Ф.Ф. Давітая та ін. Опубліковані агрокліматичні довідники та атласи.

За роки Радянської влади набула інтенсивного розвитку мережа метеорологічних станцій, постів і обсерваторій. На метеостанціях велись цілодобові метеорологічні спостереження за єдиною методикою. Дані про стан атмосфери на різних висотах (25 – 30 км) отримують за допомогою радіозондів. Відомості про стан вищих шарів атмосфери - за допомогою метеорологічних (до висоти 60 – 80 км) і геофізичних (до висоти 400 - 500 км) ракет. З метою виявлення системи хмар і зони опадів у радіусі 200 – 300 км в останні роки стали використовувати дистанційні методи зондування атмосфери та лазери, радіолокатори, аеростати, ракети, штучні супутники тощо.

Контрольні запитання

1. Дайте визначення агрометеорології як науки.
2. Що є об'єктом та предметом вивчення агрометеорології?
3. Які методи дослідження використовує агрометеорологія?
4. Який внесок у розвиток метеорології внесли вчені м.Харкова?
5. Дайте визначення поняттям «метеорологічні величини», «атмосферні явища», «погода», «клімат».
6. За допомогою яких метеорологічних величин можна надати кількісну характеристику стану атмосфери?
7. Як називається фізичний процес, що супроводжується різкою якісною зміною стану атмосфери?
8. Які атмосферні явища Ви знаєте?
9. З якими науками очевидний зв'язок метеорології?
10. Який метод пізнання лежить в основі дослідження атмосферних процесів та явищ?
11. Які методи спостережень і вимірювань використовують для оцінки стану атмосфери?
12. Як розвивалась метеорологія в Україні?
13. У чому полягає роль видатних українських учених у розвитку світової метеорологічної науки?

Розділ 2. Атмосфера, її склад, будова та основні властивості

2.1. Атмосфера Землі як середовище

сільськогосподарського виробництва. Газовий склад ґрунтового повітря та приземного шару атмосфери, його роль у життєдіяльності рослин. Парникові гази в атмосфері. Аерозолі та газові домішки.

Атмосфера – це повітряна оболонка земної кулі, що з усіх боків оточує нашу планету та обертається разом з нею. Вона простирається на тисячі кілометрів від поверхні землі, є середовищем існування всіх земних організмів (за винятком анаеробних бактерій). Атмосфера створила умови для виникнення життя на землі та захищає живі організми від згубної дії ультрафіолетових і космічних променів та метеоритів. Повітря необхідне живим організмам для дихання.

Атмосферне повітря – це механічна суміш газів з домішками

твердих та рідких часточок як природного, так і антропогенного походження. Атмосфера в умовах відсутності водяної пари називається *сухою*. Сухе повітря на 99,96% складається з трьох основних газів: азоту (близько 78%), кисню (до 21%), аргону (до 0,9%).

Атмосфера утримує мізерні кількості неону, гелію, криптону та водню. Характеристика газів, що складають сухе повітря, наведена в табл.1.

Таблиця 1

Характеристика сухого повітря поблизу земної поверхні

Газ	Об'ємний вміст, %	Відносна молекулярна маса	Густина відносно загальної густини повітря
Азот	78,08	28,0134	0,967
Кисень	20,95	31,9988	1,105
Аргон	0,93	39,948	1,379
Неон	1,82	20,683	0,695
Гелій	5,24	4,0026	0,138
Криптон	1,14	83,800	2,868
Водень	5,0	2,01594	0,070
Ксенон	8,7	131,300	4,524
Сухе повітря		28,9645	1,000

Під об'ємним вмістом розуміють процентне відношення об'єму, що займає газова складова, до загального об'єму суміші за умови приведення їх до однакової температури та атмосферного тиску.

Наведений в табл.1 відсотковий вміст об'ємів механічної суміші газів атмосферного сухого повітря в цілому зберігається до висот 90 – 96 км. Причиною цього ефекту є добре розвинуте в цьому шарі атмосфери вертикальне перемішування повітря.

Вище, унаслідок дисоціації газових молекул ультрафіолетовим

випромінюванням Сонця, склад атмосферного повітря змінюється. Дослідження за допомогою супутників та космічних ракет показали, що приблизно від висот 110 – 115 км до 950 – 1000 км знаходиться шар атмосфери, що складається переважно з кисню. Вище, до висоти 2400 км, розташований шар гелію, а ще вище, до висот 9500 – 10000 км – водню. Нарешті, над верхньою атмосферою розташований шар електрично заряджених частинок, що утримуються магнітним полем Землі. Він простягається до висоти приблизно 96000 км. Цей шар вчені називають *магнітосферою*.

Під впливом діяльності людини відбувається зміна вмісту, особливо в приземному підшарі, деяких газів, в основному вуглекислого газу (CO_2). Так, у 1956 р. вміст CO_2 в повітрі у середньому становив 0,028%, у 1985 р. він збільшився до 0,034%, а зараз ця величина концентрації CO_2 оцінюється в 0,035%. Зміни вмісту в атмосфері основних газів – кисню, азоту, аргону, на частку яких припадає 99,96% від всіх складових повітря, - на даний час не виявлено.

Крім названих основних газів, в атмосфері завжди містяться різні рідкі, тверді і газоподібні домішки, що отримали назву *аерозолі*. Аерозолі мають як *природне*, так і *антропогенне* походження.

До *природних* аерозолів відносяться водяні краплі та льодові кристали, що утворюються в результаті конденсації водяної пари, а також пил і попіл, що потрапляють в повітря при лісових пожежах, горінні торф'яників, земний, космічний та вулканічний пил, пилок рослин тощо. Велика кількість часток морської солі потрапляє в повітря при розбризуванні морськими хвилями під час хвилювання. Під час шторму сіль виноситься вітром з бризками морської води на сушу. За О.А.Альокіним, ці втрати доволі значні – 300 – 400 млн т в рік. Домішки розповсюджуються у високих шарах атмосфери і після вивержень не випадають роками. Розсіюючи та поглинаючи сонячне світло, вони підсилюють червоний колір зорі. Деякі з газових домішок (двоокис сірки, окисли азоту, окис вуглецю та інші) згубно діють на людину, тварин і рослини. Загальна кількість шкідливих домішок в атмосфері незначна, але у великих промислових центрах вміст часом може перевищувати санітарні норми. Домішки відіграють важливу роль у розвитку ряду атмосферних процесів. Із зарядженими аерозолями пов'язані явища атмосферної електрики. Дрібні ядра конденсації необхідні для

утворення туману та хмар. З усіх газів атмосфери найбільше значення для біосфери, у тому числі для сільського господарства, мають азот, кисень, вуглекислий газ і водяна пара.

До антропогенних належать викиди промислових підприємств, що ведуть до забруднення атмосфери внаслідок діяльності людини. Так, промислові підприємства викидають в атмосферу велику кількість кам'яновугільної смоли, органічних кислот, вуглеводнів, шкідливих і отруйних газів та інших речовин. Крім аерозолів в атмосферу потрапляє багато шкідливих газів від хімічних заводів, автомобільного транспорту, при спалюванні палива. Найбільша кількість аерозолів спостерігається в нижніх шарах атмосфери: в 1см^3 – десятки тисяч, в сільських місцевостях – тисячі, а над океанами – сотні. З висотою вміст аерозолів різко зменшується, так на висотах 5-10 км в 1см^3 повітря їх нараховується всього декілька десятків. Аерозолі переносяться повітряними потоками на значні відстані. Наприклад, пил, піднятий пиловими бурями на південній території України, переноситься в Скандинавію. При потужних виверженнях вулканів дим і попіл піднімаються на значні висоти і вкривають всю земну кулю.

Аерозолі досить активно впливають на атмосферні процеси, змінюючи властивості та стан атмосфери. Вони здійснюють вплив на *радіаційні процеси*, розсіювання та поглинання сонячної радіації в атмосфері, а отже, зменшують надходження сонячної радіації до земної поверхні та збільшують зустрічне атмосферне випромінювання, що призводить, у свою чергу, до підвищення температури повітря (парниковий ефект). Крім того, вони впливають на *процеси конденсації*. У разі наявності аерозолів як ядер конденсації активізуються процеси конденсації в атмосфері.

Домішки відіграють важливу роль в розвитку ряду атмосферних процесів. Із зарядженими аерозолями пов'язані явища атмосферної електрики. Протягом року в атмосферу викидається понад 200 – 250 млн т домішок, при цьому 60 млн т з них шкідливі. Значне забруднене повітря спостерігається над промисловими містами. Так, у грудні 1952 р. в Лондоні туман, насичений промисловими відходами та димом, викликав смерть понад 4 тис. людей. Головним забруднювачем атмосфери є дим, що надходить з атомних і теплових електростанцій, заводів, від роботи двигунів автомобілів (вихлопні гази). У табл. 2 наведені середні дані про газові домішки в повітрі.

Таблиця 2

Середні дані про газові домішки в повітрі

Газ	Молекули	Об'ємний вміст, %
Моноксид вуглецю	CO	від 0 до слідів
Сірчистий газ	SO ₂	від 0 до 10 ⁻⁴
Закис азоту	NO ₂	5 · 10 ⁻⁵
Діоксид азоту	N ₂ O ₃	від 0 до 2 · 10 ⁻⁶
Радон	Rn	6 · 10 ⁻¹⁸
Йод	I ₂	від 0 до 0 до 10 ⁻⁶

Забруднення атмосфери твердими і газоподібними домішками завдають великої шкоди врожайності сільськогосподарських культур, лісовому господарству, продуктивності тварин, будівлям та здоров'ю людей. Атмосферні аерозолі зменшують надходження сонячної енергії до поверхні Землі, оскільки вони збільшують планетарне альбедо Землі.

Газові домішки, що забруднюють повітря: оксиди сірки і азоту, аміак, окиси вуглецю тощо. Загальна їх кількість незначна, але вони шкідливі для людини, тварин і рослин. Кількість газових домішок в повітрі збільшується через вихлопні гази.

Азот (N₂) - один з головних елементів ґрунтового живлення рослин. Він входить до складу рослинних і тваринних білків, легший за повітря, без кольору та запаху, не підтримує дихання й горіння. Вільний азот атмосфери зв'язується деякими ґрунтовими і клубеньковими бактеріями, які збагачують ґрунт з'єднаннями азоту, що легко засвоюють рослини. Велика кількість азоту надходить в повітря при вулканічних виверженнях, також його виділяють деякі гірські породи. У табл. 3 наведений вклад різних джерел в аерозольні джерела забруднення атмосфери. З таблиці видно, що вклад безпосередньої людської діяльності в аерозольне забруднення становить 16 %. Аерозолі плавають в атмосфері тривалий час, найдрібніші опускаються на землю роками та переносяться повітряними течіями на десятки тисяч кілометрів.

Таблиця 3

Вклад різних джерел в аерозольне забруднення атмосфери, %

Джерела забруднення	% від загального
Природні джерела	
Підняття вітром із суходолу	19
Морська піна	11
Лісові пожежі	6
Вулкани	6
Утворення солей: нітратів	16
амонію	10
сульфатів	7
гідрокарбонатів	7
Космічні джерела	2
Усього	84
Антропогенні джерела	
Викиди	4
Утворення солей: сульфатів	8
гідрокарбонатів	3
нітратів	1
Усього	16

Для покращання ґрунтового живлення рослин мінеральні та органічні з'єднання вносять у ґрунт у вигляді добрив. Усупереч назві „безжиттєвий” він необхідний для життя організмів, оскільки входить до складу їх клітин, білків, нуклеїнових кислот. Він також впливає на інтенсивність росту рослин. Вільний азот атмосфери не споживається рослинами, оскільки вони засвоюють азот тільки з простих його солей, що є в ґрунті. Лише бобові рослини засвоюють азот з повітря за допомогою бульбашкових бактерій, що живуть на їхньому корінні.

Кисень (O_2) – це газ необхідний для дихання. Він важчий за повітря, погано розчиняється у воді. Джерелом постачання кисню є наземні рослини та морські водорості, що утворюється внаслідок

процесу фотосинтезу. При взаємодії органічних речовин з киснем в клітинах живих організмів виділяється енергія, що забезпечує життєдіяльність тварин і рослин. Тому збагачення ґрунтів киснем досягається при покращанні аерації ґрунтів, сприяє діяльності ґрунтових бактерій, росту кореневої системи, а отже, покращанню ґрунтового живлення рослин.

Вуглекислий газ (CO_2) надходить до атмосфери при виверженні вулканів, унаслідок гниття органічних речовин, у процесі горіння та дихання людей і тварин, а витрачається у процесі фотосинтезу рослин. Вуглекислий газ має здатність поглинати тепло, тому грає важливу роль у тепловому балансі Землі, зменшуючи її охолодження. Азот, аргон і кисень практично не мають такої здатності. Висока концентрація в ґрунтовому повітрі (більше 1%) завдає шкоди кореневій системі, утруднює біологічні процеси у ґрунті, хоча така концентрація в атмосферному повітрі найсприятливіша для розвитку рослин. Спостереження показують, що вміст вуглекислоти в атмосфері за останнє сторіччя збільшився на 10—15%. Причиною тому є швидке зростання кількості палива, що спалюється в промисловості, на транспорті тощо.

Водяна пара – це основний парниковий газ. Наявність водяної пари в атмосфері має велике значення для погоди та клімату на Землі. З конденсацією водяної пари в атмосфері пов'язані такі важливі атмосферні явища, як утворення хмар, випадіння опадів, грози, тумани тощо. Вміст водяної пари в атмосфері змінюється залежно від температури та становить від 0,1 % до 4 % за об'ємом. У середньому кількість водяної пари в полярних широтах становить близько 0,02%, а в тропічних - 2,5% об'єму, тобто змінюється більш ніж у 100 разів. Щільність водяної пари з висотою убиває швидше, ніж щільність основних газів, що складають повітря. Уже на висоті 1,5 – 2 км щільність водяної пари вдвічі менше, ніж у приземному шарі атмосфери. Вище 10 – 15 км залишаються лише незначні сліди водяної пари.

Озон (O_3) відіграє особливу роль в атмосфері. Озон поглинає більшу частину ультрафіолетової радіації Сонця, що приходить до Землі, і тим охороняє живі організми від руйнівної дії. Його в атмосфері дуже мало – від $2 \cdot 10^{-6}$ % взимку до $7 \cdot 10^{-6}$ % влітку. Він захищає живі організми від згубної дії ультрафіолетової радіації, що розкладає хроматин клітинного ядра і перешкоджає поділу клітин. У той же час озон - дуже отруйний газ, знищує всі бактерії. Крім

захисних властивостей, простежується взаємозв'язок з термодинамікою атмосфери.

Озону поблизу поверхні землі всього $0,07 \cdot 10^{-6}$, а в деяких районах під час смогу вміст досягає $0,5 \cdot 10^{-6}$. Уже така концентрація озону за півгодини призводить до загибелі деяких видів рослин. Дихальні шляхи людини озон подразнює при об'ємній концентрації $0,1 \cdot 10^{-6}$. Концентрація $5 \cdot 10^{-6}$ – небезпечна для життя, а на висотах 16 – 50 км об'ємна концентрація озону досягає $8 \cdot 10^{-6}$. Озон розповсюджений нерівномірно. Найменше його над екватором, найбільше над субполярними широтами ($70-80^{\circ}$ пн. ш. і $60-70^{\circ}$ пд.ш.) і далі до полюсів його кількість знову різко зменшується. Навколо полярний мінімум в Антарктиді виражений краще та охоплює більшу площу, ніж в Арктиці. Цей мінімум має назву Антарктичної діри. Основною причиною зменшення вмісту озону в атмосфері є створені людиною фреони. Вони накопичуються в стратосфері і, розкладаючись, вивільняють хлор, що вступає в реакцію з озоном. За міжнародними угодами провідні країни світу вже обмежують виробництво фреонів.

Спостереження за загальним вмістом озону в Україні було розпочато в 1973 – 1974 рр. на станціях Бориспіль, Карадаг, Одеса, Львів. Результати вимірювань аналізувались сукупно з матеріалами загальносоюзної мережі моніторингу озону. Після розпаду СРСР для відновлення всієї картини розподілу поля загального вмісту озону над територією України, особливо в її східній частині, де не було інструментальних наземних спостережень, залучалась інформація, отримана зі супутникового приладу «ТОМС». У 1990 р. було відкрито ще дві озонметричні станції – у Києві та Богуславі, де синхронно вимірювались значення загального вмісту озону в атмосфері і сонячної ультрафіолетової радіації. Ряд спостережень дозволяє провести аналіз режиму озону, у тому числі виявити ситуації, що характеризуються інтенсивним і тривалим зниженням загального вмісту озону – «озоновими дірами». Еволюція озону має довгочасову складову з періодом декількох десяти років і пов'язана з природними процесами в атмосфері. Зафіксовані порушення в кліматологічному ході загального вмісту озону більшість вчених пов'язують із впливом антропогенної діяльності.

2.2. Будова та фізичні властивості атмосфери

Дослідження показали, що атмосфера за своїми властивостями

неоднорідна як по вертикалі, так і по горизонталі. Змінюються такі метеорологічні величини, як температура, атмосферний тиск, густина, склад, хмарність, вологість повітря, швидкість і напрямок вітру, вміст твердих та рідких домішок тощо. Найбільш швидко вони змінюються по вертикалі. Зміни відбуваються нерівномірно, тому в повітрі тропосфери формуються окремі повітряні маси (ПМ), що характеризуються повільною зміною метеорологічних елементів по горизонталі.

Наприклад, температура по вертикалі в середньому знижується на $0,6^{\circ}\text{C}$ на 1 км (у тропосфері), а по горизонталі на таку ж величину вона зміниться на відстані 500 – 600 км, тобто у 500 разів менше. Тому при розподілі атмосфери на перше місце виступає її неоднорідність по вертикалі. Більша частина маси атмосфери зосереджена в шарі до 5 км – 50%, до 10 км – 75%, до 16 км – 90%, до 20 км – 95%, до 33 – 35 – 99%.

При цьому класифікують поділ атмосфери, ґрунтуючись на певних ознаках, а саме: за характером розподілу температури повітря з висотою, складом атмосферного повітря, характером фізико-хімічних процесів, взаємодією атмосфери з підстильною поверхнею, впливом атмосфери на літальні апарати.

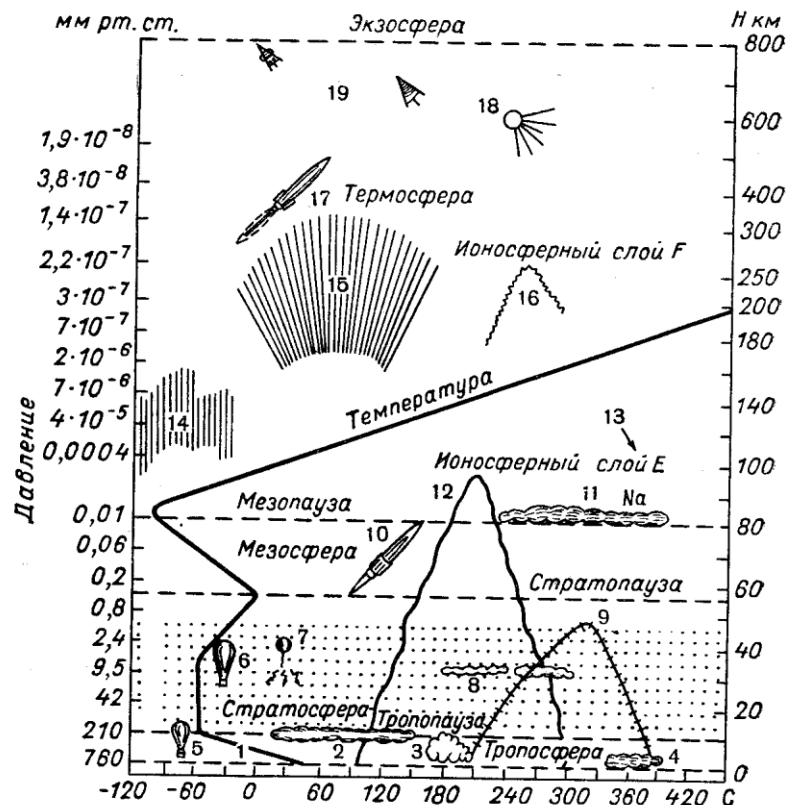


Рис.1. Схема вертикального розрізу атмосфери

У 1962 р. Всесвітня метеорологічна організація встановила, що *за характером розподілу температури повітря з висотою* атмосфера поділяється на п'ять шарів або сфер (рис.1, табл. 4.).

Тропосфера (*тропос* – поворот, зміна). Вона простягається від поверхні Землі в полярних широтах до 8 – 10 км, у помірних – до 10 – 12 км, а в тропіках – до 16 – 18 км. Найнижчий шар тропосфери називається *приземним*. Висота приземного шару декілька десятків метрів (50 – 100 м) – має найбільше значення для сільського господарства. Фізичний стан приземного шару найтісніше пов'язаний зі станом земної поверхні, а отже, зі станом сільськогосподарських культур. Тому для правильного виконання практичних задач необхідно знати закономірності атмосферних процесів, що спостерігаються саме в приземному шарі тропосфери.

Тропосферу поділяють на нижню (до висоти 1 – 1,5 км), середню (від 1,5 до 6 – 8 км) та верхню (від 8 до 10 – 12 км). Нижній шар тропосфери (до висоти 1 – 1,5 км), що безпосередньо взаємодіє з земною поверхнею, називають *граничним шаром* (*шаром тертя*). У ньому спостерігаються різкі коливання добових і річних температур повітря, змінюється напрямок та швидкість вітру. У тропосфері повітря переміщується в горизонтальному та вертикальному напрямках, а також відбувається його інтенсивне перемішування. У тропосфері зосереджена основна маса водяної пари, утворюються хмари, випадають опади, спостерігаються інші метеорологічні явища.

Характерною особливістю тропосфери є *зниження температури повітря з висотою* в середньому на кожні 100 м висоти на $0,6^{\circ}\text{C}$ з можливими відхиленнями середніх значень в той чи інший бік. Однак у фіксовані моменти часу, в залежності від характеру глобальних атмосферних процесів, у тій чи іншій точці Землі зміна температури повітря з висотою в тропосфері може коливатись у широких межах – від додатних значень до від'ємних. Середня річна температура на верхній межі тропосфери в помірних широтах становить $-50\dots -60^{\circ}\text{C}$, над екватором – близько -70°C , над Північним полюсом – взимку близько -65°C , а влітку до -47°C .

Тропопауза – це перехідний шар, що відділяє тропосферу від стратосфери. Товщина тропопаузи коливається від кількох сотень метрів до 1,5 – 2 км. При перетинанні тропопаузи звичайно відбувається різка зміна ряду характеристик атмосфери. Так, починаючи з нижньої границі тропопаузи *зниження температури з висотою*, характерне для тропосфери, різко уповільнюється,

відбувається значне зменшення вологості й різке зменшення швидкості вітру.

Таблиця 4

Основні шари атмосфери

Шар	Середня висота нижньої і верхньої межі, км	Характер зміни $t^{\circ}\text{C}$	Перехідний шар
Тропосфера	0 – 11	зниження (↓)	тропопауза
Стратосфера	11 – 55	підвищення (↑)	стратопауза
Мезосфера	55 – 90	зниження (↓)	мезопауза
Термосфера	90 до 800	підвищення (↑)	термопауза
Екзосфера	вище 800	підвищення (↑) до 2000°K	

Тропопауза – це шар, що перешкоджає розповсюдженню вгору аерозолів та водяної пари, а вниз, із стратосфери в тропосферу – озону. У тропопаузі температура з висотою повільно зростає (*інверсія*) та майже не змінюється (*ізотермія*). В області тропопаузи спостерігається *перший мінімум температури*. Тропопауза знаходиться на висоті 10 – 12 км. Наведені дані меж висоти є середніми. Можливі значні відхилення від них в залежності від широти, пори року, метеорологічних умов. Наприклад, висота тропопаузи може становити 8 км в полярних районах, з температурою повітря 220°K і 18 км – на екваторі, з температурою повітря близько 190°K .

Стратосфера (стратум – шар) – шар атмосфери, який поширюється в середньому до 55 км. Характер зміни температури повітря з висотою в стратосфері відмінний від характеру зміни повітря з висотою в тропосфері: він *ізотермічний та інверсійний*. Ізотермічний розподіл температури в стратосфері помірних широт зберігається від нижньої границі стратосфери до висоти 25 км, а вище цього рівня температура зростає приблизно на $2,8^{\circ}\text{C}$ на кожний кілометр висоти, досягаючи на нижній межі стратопаузи 0°C з можливими відхиленнями в той чи інший бік до 20°C . На висоті 22 – 30 км утворюються *перламутрові хмари*. Їх можна спостерігати в

північних широтах в зимові ночі (кристалічна стратосфера). Небо має чорний колір вдень, бо повітря дуже розряджене, тому молекулярне розсіювання голубих та синіх променів незначне. Збільшення температури повітря в шарі (від 25 до 46 км) і висока температура стратопаузи пояснюються поглинанням ультрафіолетової частини сонячної радіації озоном.

Стратопауза - перехідний шар від стратосфери до мезосфери. Для стратосфери характерна *ізотермія*. Температура в середньому становить 0°C , але може коливатись на $\pm 20^{\circ}\text{C}$.

Мезосфера (мезо – середній) – шар атмосфери, що знаходиться над стратосферою, яка простягається до висот 80 – 90 км, в ньому спостерігається падіння температури при збільшенні висоти в середньому на $3,5^{\circ}\text{C}$ на кожний кілометр. На цій висоті має місце другий мінімум температури повітря (перший був на рівні тропопаузи). Температура на верхній границі мезосфери у середньому дорівнює -87°C .

Мезопауза – перехідний шар між мезосферою і термосферою. Вона спостерігається на висотах 85 – 95 км і характеризується постійністю температури. Спостереження за рухом метеорних слідів і ракетні дані свідчать про те, що швидкість вітру в мезосфері досягає 150 м/с. Зменшення температури з висотою дає підставу припускати наявність в мезосфері інтенсивних турбулентних рухів. Ближче до верхньої границі мезосфери інколи утворюються сріблясті хмари.

Термосфера (термос – теплий) – шар атмосфери, що простягається від верхньої межі мезопаузи до висоти 500 км, в якій температура з висотою збільшується. Температура повітря в термосфері зростає до $750 - 1500^{\circ}\text{K}$. Зростання температури з висотою відбувається, в основному, під впливом поглинання киснем сонячної радіації, який при цьому дисоціює, утворює атомарний кисень (O). В термосфері згорає частина метеорних потоків та космічного пилу. Нижня частина її дуже іонізована і називається *іоносферою*. У верхніх шарах термосфери утворюються полярні саява та іоносферні магнітні бурі.

Екзосфера (екзо – зовнішній) – шар атмосфери, що знаходиться вище термосфери. Він простирається до так званої земної корони, тобто поступово переходить в міжпланетний простір. У цьому шарі переважають на всіх висотах більш менш постійні значення температури, $1500 - 2000^{\circ}\text{K}$, спостерігається вислизання газів у

міжпланетний простір, що назавжди залишають Землю. Щільність повітря в екзосфері дуже мала. Під впливом космічних і УФ-променів виникає дисоціація газів, іонізація їх, в результаті чого утворюються шари великої провідності, полярні сяйва та інші явища.

За складом повітря атмосферу поділяють на *гомосферу* та *гетеросферу*. В *гомосфері*, яка простягається від поверхні Землі до висоти 95 км, відносний склад основних газів (азоту, кисню та аргону), а також відносна молекулярна маса повітря практично не змінюється з висотою. В *гетеросфері* – шарі атмосфери, розташованому вище 95 км – склад атмосферного повітря значно змінюється внаслідок дисоціації газових молекул ультрафіолетовим випромінюванням Сонця. Так, поряд з молекулярним азотом (N_2) і молекулярним киснем (O_2) з'являються атомарний азот (N) та атомарний (O).

За характером фізико-хімічних процесів в атмосфері Землі виділяють: *озоносферу*, *іоносферу*, *нейтросферу*, *хемосферу*. До **озоносфери** відносять шар атмосфери з підвищеною концентрацією озону (O_3). Він простягається переважно від 20 до 55 км над поверхнею Землі, але наявність озону фіксується також у шарах атмосфери від поверхні Землі до рівня 70 км. Озон відіграє важливу роль у фізико-хімічних процесах, добре поглинає ультрафіолетову радіацію. Відомо також, що ультрафіолетові промені володіють високою біологічною активністю – вбивають бактерії багатьох видів, викликають засмагу та навіть опіки людського тіла, сприяють утворенню в організмі людини вітаміну D тощо. Але корисні лише невеликі дози ультрафіолетової радіації. Якщо б вся ультрафіолетова радіація Сонця досягла земної поверхні, то біологічно активні ультрафіолетові промені вкрай змінили б усі біологічні процеси та, можливо, і все органічне життя на Землі. Отже, шар підвищеної концентрації озону – *озоносфера* – це захисний екран для всього живого нашої планети.

Загальна кількість озону у вертикальному стовпі повітря незначна. Якщо його привести до нормального тиску (1013,2 гПа) при температурі $0^{\circ}C$, то шар озону на земній поверхні коливався б від 1 до 6 мм (це так звана приведена товщина шару озону). Дослідження показують, що приведена товщина шару озону має значні коливання як у просторі, так і в часі. Так, у високих широтах Північної півкулі, особливо в межах 70° – 75° пн.ш. товщина шару значна, а в зоні від 35° пн.ш. до 35° пд.ш. приведена товщина шару озону порівняно

менша. На південь від цієї зони товщина шару озону знову зростає, досягаючи максимуму в поясі від 50^0 до 60^0 пд.ш. Коливання розміру приведеної товщини шару озону протягом року найбільше виявляються у високих широтах земної кулі, а в середніх та низьких широтах річна амплітуда коливань незначна.

Іоносфера характеризується відносно високою концентрацією додатних молекулярних та атомарних іонів і вільних електронів, а також великою електропровідністю. В іоносфері за часом запізнювання відображених радіосигналів були відкриті такі шари: шар «D» на висоті 60 – 90 км, шар «E» на висоті 90 – 160 км, шар «F₁» на висоті 160 – 200 км, шар «F₂» на висоті понад 200 км. Більш стійкими є шари «E» та «F₂», що простягаються над всією земною кулею. Шари іоносфери «D» та «F₁» регулярно з'являються лише в певний час доби та року. В іоносфері можливий радіозв'язок, магнітні бурі, полярні сяйва. Основним механізмом виникнення полярних сяйв є вторгнення в атмосферу сонячних корпускулярних потоків протонів з енергією порядку десятків кілоелектрон-вольт, а також потоків електронів, що утворюються в шлейфі магнітосфери Землі.

За ознакою взаємодії атмосфери з підстильною поверхнею атмосферу поділяють на *граничний шар* (або шар тертя) та *вільну атмосферу*. У граничному шарі, що поширюється від поверхні Землі в середньому на 1 – 1,5 км, на характер руху повітря впливає земна поверхня та сили турбулентного тертя. У цьому шарі яскраво виражаються добові зміни температури, атмосферного тиску, вологості повітря, напрямку й швидкості вітру та інших метеорологічних величин. У вільній атмосфері силами турбулентного тертя можна нехтувати, на рух повітря земна поверхня практично не впливає, добовий хід метеорологічних величин більш згладжений.

За виявленим впливом атмосфери на літальні апарати вона поділяється на *щільні шари* (власне атмосферу) та *навколоземний космічний простір*.

2.3. Проблема забруднення атмосфери та шляхи її вирішення

Клімат Землі, що залежить головним чином від стану атмосфери, протягом геологічної історії періодично змінювався: чергувалися епохи значного похолодання, коли більші території покривалися льодовиками, були епохи потепління. Але останнім часом вчені

метеорологи б'ють тривогу: схоже на те, що атмосфера Землі розігрівається значно швидше, ніж будь-коли в минулому. Це обумовлено діяльністю людини, яка, по-перше, розігріває атмосферу шляхом спалювання великої кількості вугілля, нафти, газу, а також через роботу атомних електростанцій. По-друге, і це головне, спалювання органічного палива, а також знищення лісів веде до накопичення в атмосфері великої кількості вуглекислого газу. За останні 120 років вміст газу в повітрі збільшився на 17%.

У земній атмосфері вуглекислий газ діє як скло в теплиці або парнику: він вільно пропускає до поверхні Землі сонячні промені, але утримує тепло нагрітої Сонцем поверхні Землі. Це викликає розігрівання атмосфери, відоме як *парниковий ефект*. За розрахунками вчених, у найближчі десятиліття середня річна температура на Землі за рахунок парникового ефекту може збільшитися на $1,5^{\circ} - 2^{\circ}\text{C}$. Якщо людство не зменшить кількість забруднень атмосфери і глобальна температура буде збільшуватися і далі, як це має місце протягом останніх 20 років, то дуже швидко клімат стане тепліше, ніж у будь-який час на Землі за останні 100 000 років. Це викличе активне прискорення глобальної екологічної кризи.

Останнім часом вчені надзвичайно стурбовані зниженням вмісту озону в озоновому шарі атмосфери. Над Антарктидою виявлена «озонова діра», в ній вміст озону менше звичайного на 40 – 50%. Озонова діра з року в рік збільшує свою площу й сьогодні вона вже більше материка Антарктида. Озонова діра обумовила посилення УФ-світла в країнах, розміщених у Південній півкулі, ближче до Антарктиди, насамперед у Новій Зеландії. Медики цієї країни, констатують значне підвищення кількості захворювань, обумовлених збільшеним УФ-фоном, таких, як рак шкіри й катаракта очей.

Встановлено, що ушкодженню озонового шару сприяють деякі хімічні речовини (наприклад, оксиди азоту). Вони потрапляють в стратосферу з висхідними повітряними течіями та вступають в реакцію з озоном і розкладають його на кисень. Але в той же час оксидів азоту в атмосфері дуже мало, вони нестійкі й серйозно не впливають на кількість озону в стратосфері. Але з'явилося інше джерело озоноречовин – це діяльність людини. Сучасна промисловість все в більших кількостях використовує так звані фреони. Вони широко використовуються як холодоагенти у рефрижераторах і домашніх холодильниках, як аерозольні розбризкувачі в балончиках з фарбою, лаком, парфумерією, для

очищення напівпровідникових схем. Сьогодні в світі щорічно випускається кілька мільйонів тонн фреонів.

Для людей пари фреонів не шкідливі, але вони надзвичайно стійкі й можуть зберігатися в атмосфері до 80 років. Пари фреонів з висхідними повітряними течіями потрапляють у стратосферу, де під впливом УФ випромінювання Сонця їх молекули розпадаються, звільняючи атоми хлору. Ця речовина діє, як дуже сильний каталізатор, розкладає молекули озону до кисню. Один атом хлору здатний розкласти 100 000 молекул озону. Під загрозою зникнення озонового шару керівники багатьох країн світу почали рішуче діяти. В 1985 р. в Монреалі указами більшості країн світу був підписаний протокол про охорону атмосферного озону. Вирішено зменшити використання фреонів, а незабаром і зовсім відмовитися від них, замінюючи їх безпечними сполуками.

У грудні 1952 р. інформаційні агентства світу передавали тривожні повідомлення з Лондона про біду, що відвідала це велике місто. Безвітряна та дуже холодна погода сприяла скупченню над містом *«чорного смогу»* – хмар шкідливих газів, до цього призвела посилена робота сотень котелень, в топках яких горіли вугілля, мазут і солярка. У навколоземному шарі повітря різко зросла кількість (до 10 мг/м^3 , а в деяких місцях і більше) отруйних оксидів азоту та інших шкідливих компонентів. Це призвело до загибелі в Лондоні близько 4000 чоловік, десятки тисяч потрапили до лікарень, захворіли легеневиими захворюваннями. Над іншим великим містом – Лос-Анджелесом – нерідко з'являється *«білий смог»* в результаті великої загазованості автотранспортом.

Це явище серйозно шкодить здоров'ю мешканців таких міст, як Нью-Йорк, Чикаго, Бостон, Токіо, Мехіко. Найближчим часом воно може виникнути в наших найбільших індустріальних містах, до того ж ще перевантажених автотранспортом (Київ, Харків, Дніпропетровськ, Одеса, Сімферополь тощо). Сприятливими умовами для появи смогу є сонячні безвітряні літні дні.

Дослідження вчених показують, що смог виникає в результаті складних фотохімічних реакцій в повітрі, забрудненому вуглеводнями, пилом, сажею та оксидами азоту. Вони виникають під впливом сонячного світла, підвищеної температури нижніх шарів повітря й великої кількості озону, що виділяється в результаті розкладання двоокису азоту. У сухому, загазованому та теплому повітрі виникає прозорий синюватий туман, він неприємно пахне,

дратує очі, горло, викликає задуху, бронхіальну астму, емфізему легенів. Листя на деревах в'яне, покривається плямами, жовтіє.

Окиси сірки та азоту, що викидаються в атмосферу внаслідок роботи теплових електростанцій та автомобільних двигунів, з'єднуються з атмосферною вологою й утворюють дрібні крапельки сірчаної та азотної кислоти, переносяться вітрами у вигляді кислотного туману та випадають на землю *кислотними дощами*.

Ці дощі вкрай шкідливо діють на навколишнє середовище: знижується врожайність більшості сільськогосподарських культур внаслідок ушкодження листя кислотами, вимивається з ґрунту кальцій, калій, магній, що викликає деградацію фауни та флори, гинуть ліси, отруюється вода озер і ставків, де гине риба, зникають комахи, водоплавні птахи та тварини, що харчуються комахами, гинуть ліси в гірських районах, виникають селеві потоки, прискорюється руйнування пам'яток архітектури та житлових будинків, збільшується кількість захворювань людей тощо. Сьогодення свідчить про те, що вкрай виникла необхідність захищати атмосферу, інакше зміни обличчя Землі будуть незворотніми.

Захист атмосфери включає комплекс технічних і адміністративних заходів, прямо або побічно спрямованих на припинення або принаймні зменшення зростаючого забруднення атмосфери, що є наслідком промислового розвитку.

Види антропогенного забруднення атмосфери наступні.

Погіршення газового складу повітря. Зменшується вміст O_2 , збільшується кількість CO_2 , з'являються нові газові домішки, не властиві атмосферному повітрю (сполуки сірки, хлору, азоту; частинки сірчатої і соляної кислот, фториди; важкі метали).

Зростання запиленості атмосфери. Щороку збільшується концентрація аерозолів.

Теплове забруднення атмосфери. Виділяється тепло при господарській діяльності (від теплотрас, будівель, транспорту тощо). Воно може бути додатковим джерелом для розвитку різних атмосферних процесів.

Радіактивне забруднення атмосфери. Найнебезпечніше, його створюють відходи підприємств атомної промисловості, при ядерних вибухах тощо. Воно розноситься по атмосфері та зберігається декілька десятків і сотні років. Поки що не знайдено засобів штучного виведення радіоактивних речовин із атмосфери. Ступінь забруднення життєдіяльного шару атмосфери визначається в

основному характером і розміщенням джерел викидів, умовами розсіювання домішок в атмосфері.

Стан атмосфери діагностується за допомогою метеорологічних величин. Сукупність метеорологічних величин, що визначає здатність атмосфери до розсіювання або, навпаки, до накопичення домішок, називається *метеорологічним потенціалом забруднення повітря (МПЗП)*. Чим більший потенціал – тим більша схильність до забруднення. Це залежить від висоти джерела викидів, діаметра труби тощо.

Вивчення метеорологічних умов, що спричиняють формування високих рівнів фонового забруднення повітря, показало, що найтісніший зв'язок існує між потенціалом забруднення і такими параметрами, як напрямок і швидкість вітру, зміна температури по горизонталі та вертикалі, вологість повітря, міждобові зміни атмосферного тиску.

Територіально-технологічні проблеми включають як питання місця розташування джерел забруднення атмосфери, так і обмеження або усунення низки негативних ефектів. Пошук оптимальних рішень щодо обмеження забруднення атмосфери даним джерелом інтенсифікувався паралельно з ростом рівня технічних знань і промисловим розвитком. Розроблений ряд спеціальних заходів щодо захисту атмосфери. Крім того, починається інтегрування процесу пошуку оптимальних рішень щодо обмеження ефектів забруднення атмосфери з комплексним підходом до захисту атмосфери, який і передбачає взаємозв'язок між окремими складовими навколишнього середовища.

За тривалістю програми захисту атмосфери підрозділяються на довгострокові, середньої тривалості й короткочасні; методи підготовки планів для захисту атмосфери базуються на звичайних методах планування й координуються так, щоб задовольняти довгострокові вимоги в цій області.

Окремі області досліджень із захисту атмосфери відповідно до *рангу процесів*, що приводять до її забруднення, можна згрупувати таким чином:

- 1) джерела викидів (місце розташування джерел, застосовувана сировина й методи її переробки, а також технологічні процеси);
- 2) збір і накопичення забруднюючих речовин (твердих, рідких і газоподібних);
- 3) визначення і контроль за викидами (методи, прилади,

технології);

4) атмосферні процеси (відстань від димових труб, перенесення на далекі відстані, хімічні перетворення забруднюючих речовин в атмосфері, розрахунок очікуваного забруднення й складання прогнозів, оптимізація за висотою димових труб);

5) фіксація викидів (методи, прилади, стаціонарні та мобільні заміри, точки вимірів, сітки вимірів);

6) вплив забрудненої атмосфери на людей, тварин, рослини, будівлі, матеріали тощо;

7) комплексний захист атмосфери разом із захистом навколишнього середовища.

При цьому необхідно враховувати основні *точки зору*:

- законодавча (адміністративні заходи);
- організаційна та контролююча;
- прогностична зі створенням проектів, програм і планів;
- економічна з одержанням додаткових економічних ефектів;
- наукова, проведення досліджень і розробок;
- випробування через проведення виміру;
- реалізація, включаючи виробництво продукції та створення установок;
- практичне використання та експлуатація;
- стандартизація та уніфікація.

Основні напрями роботи щодо захисту атмосфери від забруднення:

- організація спостережень за забрудненням повітря, що є основою для виявлення закономірностей формування рівня забруднення атмосферного повітря;
- впровадження нових технологій, які базуються на принципах багаторазового використання повітря у виробничих процесах;
- озеленення в містах – створення насаджень і захисних зон біл промислових підприємств і автошляхів із газостійких деревних і чагарникових порід, які поглинають велику кількість газу, пилу.

Відома висока ефективність очищення повітря рослинами. Так упродовж року листя може засвоїти з повітря до 2 т газоподібного аміаку з 1 км³, або з такої ж площі вони можуть акумулювати протягом доби до 224 кг діоксиду сірки і переробити його в нешкідливу речовину.

- переведення підприємств на ефективне паливо;
- відведення підприємств в окремі віддалені зони для будівництва міст;

- створення необхідної висоти труб, з яких надходить дим в атмосферу;
- виконання технологічних вимог при роботі з отрутохімікатами і неорганічними добривами в сільському господарстві тощо.

Контрольні запитання

1. З яких оболонок складається планета Земля?
2. Як називається тверда, рідка, газоподібна оболонки?
3. Що являє собою атмосфера нашої планети?
4. Що розуміють під об'ємним вмістом?
5. Який шар знаходиться над верхньою атмосферою та утримується магнітним полем Землі?
6. Як змінюється температура повітря по вертикалі?
7. Як змінюється температура повітря по горизонталі?
8. Як ділиться атмосфера на шари за ознакою зміни температури повітря з висотою?
9. Які спостерігаються перехідні шари між зазначеними сферами?
10. Що таке тропосфера?
11. Яку протяжність має тропосфера?
12. Яка характерна особливість тропосфери?
13. Як називається підвищення температури з висотою?
14. На які шари ділиться тропосфера?
15. Яке призначення тропопаузи?
16. Яка товща тропопаузи?
17. Що таке стратосфера?
18. Чим характеризується стратопауза?
19. Яку назву має шар атмосфери, що знаходиться над стратосферою і простягається до висот 80 – 90 км, в якому температура знижується при збільшенні висоти в середньому на $3,5^{\circ}\text{C}$ на кожний кілометр?
20. Що являє собою шар атмосфери, що знаходиться над стратосферою і простягається до висот 80 – 90 км, в якому температура знижується при збільшенні висоти в середньому на $3,5^{\circ}\text{C}$ на кожний кілометр?
21. Дайте характеристику температурі повітря в стратосфері.
22. Яку назву має перехідний шар між мезосферою та термосферою?
23. Як називається шар атмосфери, що простягається від верхньої межі мезопаузи до висоти 500 км?
24. Яке положення займає екзосфера?
25. Які шари відносяться до верхньої та нижньої атмосфери?
26. Як поділяється атмосфера на шари за складом атмосферного

повітря?

27. Дайте характеристику гомосфері.
28. Яку назву має шар атмосфери, розташований вище 95 км?
29. Який газовий склад має атмосферне повітря?
30. Що називається атмосферними аерозолями, яке їх походження?
31. Як ділиться атмосфера на шари за характером фізико - хімічних процесів?
32. Яку має назву шар атмосфери з підвищеною концентрацією озону?
33. Які найінтенсивніші збудження відбуваються в іоносферних шарах?
34. Як називається шар, в якому кількість незаряджених частинок значно переважає кількість заряджених (іонів)?
35. Як ділиться атмосфера на шари за взаємодією з підстильною поверхнею?
36. Яке значення для сільського господарства мають газові складові атмосферного повітря?

МОДУЛЬ 2. ОСНОВНІ АГРОМЕТЕОРОЛОГІЧНІ ЧИННИКИ ТА ШЛЯХИ ЇХ ЕФЕКТИВНОГО ВИКОРИСТАННЯ У СІЛЬСЬКОМУ ГОСПОДАРСТВІ

Розділ 3. Сонячна радіація та її значення

для сільськогосподарського виробництва

3.1. Вплив радіаційних потоків в атмосфері

Сонце – це величезна газоподібна зірка радіусом 695600 км, масою $1,98 \cdot 10^{33}$ г та середньою щільністю $1,4 \text{ г/см}^3$. Температура в надрах світила $5 \cdot 10^6 - 5 \cdot 10^7$ °К, що сприяє розвитку термоядерних реакцій.

Джерелом енергії, що випромінює Сонце, є синтез ядер водню, це призводить до утворення гелію. Сонце знаходиться в середньому на відстані 149,5 млн. км від Землі. Маса Сонця в 333 тисячі разів більша маси Землі. Діаметр Сонця в 109 разів більший за діаметр Землі. Тоді можна вважати, що від Сонця надходить пучок паралельних променів. До речі тепло, що земна поверхня отримує із внутрішніх частин Землі, у 5000 разів менше тепла від Сонця.

На верхню межу атмосфери надходить потік радіації $1,7 \cdot 10^{17}$ Вт/м². Це в сотні тисяч разів більше, ніж потрібно людству. На кожен квадратний кілометр земної поверхні щорічно надходить $4,27 \cdot 10^{16}$ Дж. Щоб одержати таку кількість тепла потрібно спалити понад 400 тисяч

тонн кам'яного вугілля. За 1,5 доби Сонце дає Землі стільки ж енергії, скільки дають електростанції всіх країн протягом року. Такі великі витрати променистої енергії Сонцем поповнюються в результаті термоядерних реакцій перетворення водню в гелій в середині світила. Оцінюючи значення сонячної радіації в житті рослин, людини прийнято розрізнявати наступні аспекти цієї проблеми: впливи спектрального складу інтенсивності сонячної радіації та тривалості освітлення.

Сонце складається з внутрішньої частини і атмосфери. Внутрішня частина має температуру більшу за 5 млн $^{\circ}\text{K}$. В ній відбуваються термоядерні реакції переходу водню в гелій, в результаті яких виділяється дуже велика кількість енергії. Ця енергія передається від центру Сонця до зовнішніх його частин. Передача енергії відбувається двома шляхами: поглинання та перевипромінювання та шляхом конвекції (вертикального переносу по радіусу з надр Сонця).

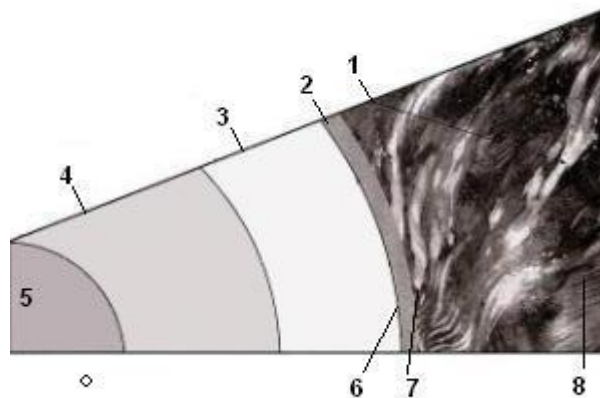


Рис. 2. Будова Сонця:

1 – протуберанець; 2 – видима поверхня Сонця; 3 – конвективна зона; 4 – зона перенесення енергії випромінюванням; 5 – ядро; 6 – фотосфера; 7 – хромосфера; 8 – корона

Атмосфера Сонця складається з трьох шарів: *фотосфери, хромосфери та сонячної корони*.

Фотосфера – видима неозброєним оком сферична поверхня Сонця, що світиться. Вірніше це не поверхня, а сяючий сферичний шар товщиною 100 – 300 км. Фотосфера – це іонізований газ з температурою 5000 – 6000 $^{\circ}\text{K}$, що випромінює практично всю енергію та надходить на Землю з тиском на верхній межі близько 100 гПа. Атмосфера Сонця неоднорідна. Вище за фотосферою знаходиться

хромосфера. Протуберанці – вибухи, що відбуваються в хромосфері, мають вогняний колір. Хромосферні спалахи призводять до виникнення магнітних бур, полярних сяйв та інших геофізичних явищ в атмосфері Землі. Потік заряджених часток – корпускул або „сонячного вітру” надходить до атмосфери Землі через одну – дві доби після хромосферних спалахів. Товща хромосфери – її товща 10 – 15 тисяч км. Це шар дуже іонізованого газу рожевого забарвлення товщиною 2500 км. У потужний телескоп у хромосфері можна побачити язички полум’я, що загадково звиваються, переплітаються. В хромосфері температура зростає зі збільшенням висоти і на верхній межі хромосфери становить мільйон $^{\circ}\text{K}$.

У фотосфері формуються відносно холодні ділянки, які називаються *сонячними плямами*. Вони мають температуру близько 4600°K та діаметр до 185000 км. Утворюються сонячні плями інколи групами в широтних зонах від 35° до 5° обабіч сонячного екватора.

Увесь цей комплекс нестаціонарних явищ в атмосфері Сонця називається *сонячною активністю*. Людство уже давно цікавить проблема зв’язку сонячної активності з процесами та явищами земної атмосфери. Особливо важливим є з’ясування механізму зв’язку сонячної активності з процесами, що формують погоду та клімат Землі. Сонячна активність характеризується періодичною зміною кількості сонячних плям, протуберанців. Один раз в 11 (8,8) років їх кількість досягає максимального значення.

Вище за хромосферу знаходиться *сонячна корона*. Густина речовини сонячної корони, що є майже повністю іонізованим газом (плазмою), дуже мала. Сонячна корона простягається за межі земної орбіти. Концентрація плазмових частинок $3,0 \cdot 10^{17}$ в 1см^3 – біля основи корони, а в районі орбіти Землі – 200 штук в 1см^3 (Земля знаходиться саме в цьому шарі).

Потік заряджених частинок – корпускул, які летять від Сонця у всіх напрямках, називають *сонячним вітром*. Корпускулярне випромінювання залежить від активності Сонця, яка зумовлена процесами, що в ньому відбуваються. Зростання корпускулярного випромінювання через одну – дві доби приходить до Землі та призводить до магнітних бур, полярних сяйв та інших геофізичних явищ. Відомо, що магнітні бурі порушують радіозв’язок і погіршують самопочуття метеолабільних людей, тобто залежних від метеорологічних умов.

Сонячна радіація є основним джерелом енергії майже для всіх

природних процесів, що відбуваються в атмосфері та на поверхні Землі, і одним з головних кліматоутворюючих факторів. Сонячні промені, проходячи через атмосферу, викликають багато явищ. Внаслідок їх розсіювання спостерігаються блакитний колір неба, сутінки, червоний колір Сонця на горизонті. При переломленні променів у краплях води та кристалах льоду ми бачимо веселку, вінці кола навколо Сонця та інші оптичні явища.

Сонячна радіація нерівномірно нагріває поверхню суші і Світового океану, викликаючи переміщення та перемішування повітряних мас. Цим забезпечується сталість основного газового складу атмосфери. Під дією сонячної радіації випаровується величезна кількість води з поверхні водоймищ, ґрунту, рослин. Водяна пара, що переноситься вітром з океанів і морів на материки, є основним джерелом опадів, (які, крім того, що зрошують поля, сади та ліси, ще й живлять річки). Сонячна енергія — джерело життя на Землі. Посередником, що зв'язує променисту енергію Сонця з життям людини, є зелена рослина, яка перетворює в процесі фотосинтезу енергію Сонця в органічну речовину.

В ході цього процесу рослини з вуглекислого газу, води і мінеральних речовин ґрунту синтезують первинні органічні речовини, виділяючи в атмосферу кисень. Органічні речовини рослин є основою живлення всіх живих організмів, а також найважливішим джерелом енергії для людства (кам'яне вугілля, нафта, торф є продуктами фотосинтезу рослин у попередні епохи). Сонячне світло – незамінний фактор життя рослин і тварин. Сонячна радіація – основне джерело енергії для процесів, що відбуваються в географічній оболонці.

3.2. Спектральний склад сонячної радіації. Біологічне значення спектрального складу сонячної радіації, інтенсивності та тривалості освітлення сільськогосподарських культур

Потужність потоку сонячної радіації в Міжнародній системі одиниць СІ виражається у ватах на 1 м^2 (Вт/м^2). У метеорології

потужність потоку сонячної радіації можна виражати в калоріях або джоулях на площу в 1 см^2 за 1 хв (відповідно $\text{кал/}(\text{см}^2\text{хв})$ та $\text{Дж/}(\text{см}^2\text{хв})$). Сонячна радіація складається з електромагнітних хвиль різної довжини.

Довжину хвилі в метеорології λ виражають в системі СІ у

мікрометрах ($1 \text{ мкм} = 10^{-3} \text{ мм}$) або нанометрах ($1 \text{ нм} = 10^{-6} \text{ мм}$). Розподіл променистої енергії за довжиною хвиль називається *спектром*. Спектр сонячного світла розділяється на три частини:

- невидимі ультрафіолетові промені з довжиною хвиль $\lambda < 0,40 \text{ мкм}$;
- видимі промені з довжиною хвиль $0,40 < \lambda < 0,75 \text{ мкм}$;
- невидимі інфрачервоні промені з довжиною хвиль $0,76 \leq \lambda \leq 4 \text{ мкм}$.

У біофізичному аспекті спектр радіації Сонця і неба поділяють на чотири інтервали.

Ультрафіолетова радіація (довжина хвиль $0,29 < \lambda < 0,38 \text{ мкм}$) сприяє диференціації кліток і тканин, стримує їхній ріст, але прискорює проходження етапів формування репродуктивних органів у рослин. Кількість ультрафіолетової радіації, що надходить на висотах, близьких до рівня моря, невелика. У високогірських районах (вище 4 км) енергія ультрафіолетових променів у два – три рази більша, ніж на рівні моря.

Фотосинтетично активна радіація (ФАР). У процесі фотосинтезу використовується не весь спектр сонячної радіації, а тільки його частина, що знаходиться в інтервалі довжин хвиль $0,38 < \lambda < 0,71 \text{ мкм}$. У процесі фотосинтезу на створення органічної речовини може використовуватися до 10% ФАР. ФАР є одним з найважливіших факторів продуктивності сільськогосподарських рослин.

Близька інфрачервона радіація (БІЧР) $0,71 < \lambda < 4,0 \text{ мкм}$, споживається водою, листям та стеблами рослин і створює тепловий ефект.

Інфрачервона радіація (ІЧР) $4,0 < \lambda < 100,0 \text{ мкм}$. Дія далекої інфрачервоної радіації на рослини дуже незначна. У високогірських районах енергія інфрачервоних променів зростає. Це значною мірою компенсує недостатню кількість тепла, що одержують рослини від навколишнього середовища. Для біологічних процесів живих

організмів і рослин найбільше значення має радіація з довжиною хвилі менше 4 мкм, що включає ультрафіолетову, фотосинтетично активну та ближню інфрачервону частини спектра. Рослинний світ отримує здебільшого пряму та розсіяну сонячну радіацію, значно менше – відбиту.

Доведено, що рослини реагують на тривалість сонячного

сяйва, його інтенсивність та спектральний склад. Реакція рослин на тривалість освітлення називається *фотоперіодизмом*.

За відношенням до тривалості сонячного освітлення рослини поділяють на три групи:

- *рослини довгого світлового дня* – їх розвиток прискорюється при 20 – 24-годинному освітленні (пшениця, жито, овес, ячмінь, льон, горох, сочевиця, чина, люпин, кормові боби тощо);
- *рослини короткого світлового дня* – їх розвиток затримується при збільшенні світлового дня понад 12 годин (просо, соя, квасоля, рис, бавовник тощо);
- *нейтральні* – на їх розвиток тривалість світлового дня не впливає (гречка, нут).

Інтенсивністю сонячної радіації визначається характер рослинності. За реакцією на інтенсивність сонячної радіації розрізняють три групи рослин:

- *світлолюбиві* (озима пшениця, просо, кукурудза, сорго, буряки, рицина);
- *тіньовитривалі* (соя, квасоля, горох, кормові боби);
- *перехідні*.

У тіньовитривалих рослин максимальний фотосинтез проходить при порівняно невеликій інтенсивності сонячної радіації, у той час як у світлолюбивих рослин він оптимальний при високій інтенсивності. Встановлено, що для цвітіння рослин необхідне переважання у променистому потоці певного спектрального складу.

Так, рослини короткого світлового дня швидше розвиваються при переважанні в загальному світловому потоці синьо-фіолетових променів, а рослини довгого дня – при переважанні червоних променів. Сонячна радіація впливає на хімічний склад рослин. *Наприклад*: цукристість буряка та винограду, вміст білка в зерні пшениці тісно пов'язані з числом сонячних днів. Цукристість яблук і ряду інших плодів пов'язана з інтенсивністю сонячної радіації. Так кількість олії в насіннях соняшника, льону зростає зі збільшенням приходу сонячної енергії. Опромінення сільськогосподарських тварин ультрафіолетовими променями в зимовий час успішно застосовується як у лікувальних цілях, так і для підвищення продуктивності.

3.3. Зміни сонячної радіації та фактори, що впливають на її інтенсивність. Сонячна стала, інсоляція

Міжнародна комісія з радіації рекомендувала взяти як стандартне значення сонячної сталої. Розділ метеорології, що вивчає радіаційні потоки в атмосфері, називають *актинометрією*.

Кількісною мірою радіаційних потоків є *енергетична освітленість* – це кількість енергії, що надходить на одиницю площі поверхні за одиницю часу. Вимірюється в Дж/м²с, Вт/м², кал/см²хв; 1 кал/см²хв = 698 Дж/м²с.

Сонячна стала (I_0) характеризує кількість сонячної радіації, що надходить на одиницю поверхні, яка перпендикулярна до сонячних променів, на верхню межу атмосфери за одиницю часу при середній відстані між Землею і Сонцем.

$$I_0 = 1,98 \text{ кал/}(\text{см}^2\text{хв}) = 1382 \text{ Вт/м}^2 = 1,38 \text{ кВт/м}^2.$$

Ця величина дорівнює 1,38 кВт/м² і може коливатися в межах 1,32 (влітку) та 1,43 кВт/м² (взимку). В атмосфері спостерігаються три види потоків сонячної радіації: *пряма, розсіяна, відбита*. Радіація, що надходить на Землю безпосередньо від сонячного диска у вигляді пучка паралельних променів, називається *прямою радіацією* (S). Інтенсивність прямої радіації залежить від висоти Сонця та прозорості атмосфери і зростає зі збільшенням висоти місця над рівнем моря. На висоті 1 км це збільшення становить 69,8 – 139,6 Вт/м². На висоті 4 – 5 км інтенсивність прямої радіації перевищує 1186,6 Вт/м². Хмари нижнього ярусу зазвичай майже не пропускають пряму радіацію. Середні багаторічні суми прямої радіації на території України збільшуються від 210 МДж/м² – на півночі до 290 МДж/м² – на півдні. Прихід прямої радіації на земну поверхню залежить від кута падіння сонячного променя. Потік прямої радіації на горизонтальну поверхню називають *інсоляцією* S' (рис. 3):

$$S' = S \cdot \sin h_{\theta}, \quad (3.3.1)$$

де S – пряма радіація на перпендикулярну до променів поверхню, що вимірюється при актинометричних спостереженнях;

h_{θ} – висота Сонця над горизонтом (кут між лінією, що з'єднує

око спостерігача з Сонцем і площиною горизонту).

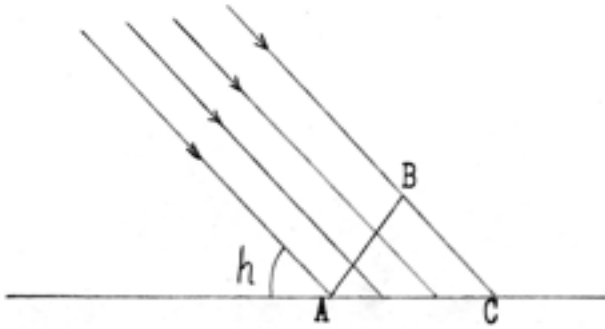


Рис. 3. Надходження прямої сонячної радіації на перпендикулярну до променів поверхню АВ та на горизонтальну поверхню АС

Максимальну кількість радіації отримує поверхня, що перпендикулярна напрямку сонячних променів. Чим менше кут падіння променів, тим менше інтенсивність сонячної радіації. Оскільки протягом року і протягом доби висота сонця на всіх широтах не залишається постійною, кількість сонячного тепла, що отримується поверхнею, безупинно змінюється.

Річний хід прямої радіації найбільш різко виражений на полюсах, тому що взимку сонячна радіація взагалі відсутня, а влітку її прихід досягає $907,4 \text{ Вт/м}^2$. У середніх широтах максимум прямої радіації іноді спостерігається не влітку, а навесні, тому що в літні місяці внаслідок збільшення вмісту водяної пари та пилу прозорість атмосфери зменшується. Частина сонячної радіації, що надходить на земну поверхню після її розсіювання в атмосфері, називається *розсіяною радіацією (D)*. Атмосфера розсіює близько 25% сонячної радіації. Молекули газів атмосфери розсіюють промені з короткими хвилями – фіолетові та сині, чим і обумовлюється блакитний колір неба.

Домішки (порошини, крапельки та кристалики) розсіюють хвилі різної довжини (тому при значному вмісті домішок небо набуває білуватого відтінку), а при діаметрі більше $1,2 \text{ мкм}$ відбивають радіацію без зміни спектрального складу (білі хмари). Завдяки розсіюванню та відбиттю сонячних променів атмосферою, існує денне освітлення в похмурі дні, видні предмети в тіні, виникає явище сутінок. Після заходу Сонця верхні шари атмосфери, які ще освітлені сонячними променями, розсіюють їх, і деяка частина розсіяної

радіації доходить до земної поверхні, обумовлюючи сутінкову освітленість.

Тривалість сутінок залежить від географічної широти місця та від часу року. На екваторі тривалість сутінок 3 – 5 хв. Зі збільшенням широти вона зростає, і північніше 60° пн.ш. сутінки в середині літа тривають усю ніч (білі ночі).

Середні багаторічні суми розсіяної радіації за рік на території України становлять 200 – 215 МДж/м². Чим менше висота Сонця і більше забруднення атмосфери, тим більше частка розсіяної радіації в потоці сумарної радіації. Хмари, що не закривають Сонця, збільшують прихід розсіяної радіації в кілька разів у порівнянні з ясним небом. Збільшує розсіяну радіацію сніжний покрив, що відбиває до 70 – 90% прямої радіації, що потім розсіюється в атмосфері. Зі збільшенням висоти місця над рівнем моря розсіяна радіація при ясному небі зменшується.

Добовий та річний хід розсіяної радіації при ясному небі взагалі відповідає ходу прямої радіації. Однак ранком розсіяна радіація з'являється вже до сходу Сонця, а увечері вона ще надходить у період сутінок, тобто після заходу. В річному ході максимум розсіяної радіації спостерігається влітку. Пряма радіація, що приходить на горизонтальну поверхню, та розсіяна радіація, діючи спільно, складають *сумарну радіацію*:

$$Q = S + D. \quad (3.3.2)$$

Співвідношення між прямою та розсіяною радіацією в складі сумарної радіації залежить від висоти Сонця, хмарності, забруднення атмосфери. Сумарна радіація, надходячи на поверхню Землі, частково відбивається від неї та спрямовується назад в атмосферу у вигляді

відбитої радіації. Частина сумарної радіації, що відбивається від земної поверхні, називається *відбитою радіацією* (R_k).

Відношення відбитої частини R до всієї сумарної радіації Q , що надходить до Земної поверхні, називається *відбивною здатністю*, або *альбедо* A даної поверхні:

$$A = \frac{R_k}{Q} \cdot 100\%. \quad (3.3.3)$$

Альbedo зазвичай виражають у відсотках. Альbedo залежить від кольору поверхні, шорсткості, вологості та інших властивостей. Так, темні та шорсткі поверхні мають мінімальне значення альbedo (чорнозем), рівні та світлі – максимальне (пісок), вологі ґрунти – мінімальне, сухі ґрунти – максимальне.

Альbedo водних поверхонь менше, ніж суші, оскільки сонячні промені, особливо при великій висоті Сонця, проникаючи у воду, значною мірою поглинаються та розсіюються в ній. Велике альbedo льоду та снігу обумовлює уповільнений хід весни в північних районах і збереження багаторічної криги в полярних областях. Спостереження за альbedo суші, моря та хмарного покриву проводяться зі штучних супутників Землі.

Таблиця 5

Альbedo різних природних поверхонь

Поверхня	Альbedo %	Поверхня	Альbedo %
1	2	3	4
Свіжий сухий сніг	80-95	Посіви жита і пшениці	10-25
Забруднений сніг	40-50	Посіви картоплі	15-25
Морський лід	30-40	Луки	15-25
Темні ґрунти	5-15	Степ сухий	20-30
Сухі глинисті ґрунти	20-35	Хвойні ліси	10-15
Сухі піщані ґрунти	25-45	Листяні ліси	15-25

Альbedo моря дозволяє розрахувати висоту хвиль, альbedo хмар характеризує їх потужність, а різниця в альbedo різних ділянок суші дає уявлення про ступінь покриття поля снігом і стан рослинного покриву. Альbedo ґрунтів для деяких поверхонь наведені в табл. 5

Сонячна радіація, що досягла поверхні Землі, частково відбивається від неї, а частково поглинається Землею, тому вона називається *поглиненою радіацією (C)*, тобто це різниця між сумарною і відбитою радіацією. Вона може бути виражена такими

рівняннями:

$$C = Q - R \quad (3.3.4)$$

або

$$C = Q(1 - A) \quad (3.3.5)$$

Атмосфера поглинає взагалі 15 – 20% сонячної радіації, що надходить до Землі, головним чином інфрачервону. Поглинають радіацію більше за все водяна пара, аерозолі, озон. Пряма, розсіяна, сумарна, відбита радіації мають назву – *короткохвильова радіація* ($0,1 < \lambda < 4$ мкм).

Поглинута сонячна радіація перетворюється в інші види енергії: теплову, хімічну, механічну тощо. Основна її частина, звичайно, перетворюється в теплову енергію, за рахунок якої поверхня землі нагрівається. Нагріта земна поверхня сама стає джерелом випромінювання, але не короткохвильової, а довгохвильової (інфрачервоної, теплової $4 < \lambda < 40$ мкм) радіації.

Довгохвильове випромінювання землі E_z близьке до випромінювання абсолютно чорного тіла та виражається рівнянням Стефана-Больцмана:

$$E_z = \delta \cdot \sigma \cdot T^4, \quad (3.3.6)$$

де δ – відносна випромінювальна здатність, що показує, яку частку випромінювання абсолютно чорного тіла $\sigma \cdot T^4$ становить випромінювання даної поверхні;

T – абсолютна температура поверхні, $^{\circ}\text{K}$;

σ – постійна Стефана-Больцмана (дорівнює $5,67 \cdot 10^{-8}$ Вт/(м²·К⁴)).

Випромінювання земної поверхні відбувається безупинно. Земна радіація значною мірою затримується водяною парою, вуглекислим газом і озоном атмосфери. При цьому атмосфера,

нагріваючись від поглинутої сонячної радіації та земного випромінювання, сама стає джерелом випромінювання довгохвильової радіації, що надходить як у космічний простір, так і до поверхні Землі. Частина атмосферного випромінювання, що спрямована до поверхні землі, має назву *зустрічне випромінювання атмосфери* E_a (розраховується також за формулою Стефана-Больцмана).

Різниця між кількістю тепла, випромінюваного земною поверхнею, і теплом, що воно дістає від зустрічного випромінювання атмосфери, називається *ефективним випромінюванням* $E_{\text{еф.}}$ і виражається рівнянням:

$$E_{\text{еф.}} = E_z - E_a, \quad (3.3.7)$$

де $E_{\text{еф.}}$ характеризує втрату тепла діяльним шаром.

Ефективне випромінювання діяльного шару залежить від його температури, від вологості та прозорості повітря та від хмарності. З підвищенням температури поверхні $E_{\text{еф.}}$ збільшується, а з підвищенням температури та вологості повітря — зменшується. Особливо впливають на ефективне випромінювання хмари, тому що краплі хмар випромінюють майже так само, як і діяльний шар Землі. Якщо хмари щільні і їхня температура близька до температури діяльного шару, то

$$E_z \approx E_a \quad (3.3.8)$$

і тоді

$$E_{\text{еф.}} \approx 0. \quad (3.3.9)$$

Атмосфера послабляє довгохвильове (теплове) випромінювання земної поверхні, тому що воно поглинається водяною парою і вуглекислим газом, що містяться в повітрі. Короткохвильову радіацію Сонця атмосфера в значній мірі пропускає.

Ця властивість атмосфери називається *парниковим ефектом*, оскільки атмосфера при цьому діє на зразок скла в теплицях: добре пропускає сонячні промені, що нагрівають ґрунт і рослини, але

погано випускає в зовнішній простір теплове випромінювання ґрунту, що нагрівся. Розрахунки показують, що при відсутності атмосфери середня температура діяльного шару Землі була б на 38°C нижче звичайної і Земля була б покрита льодом. Для вимірювання енергетичної освітленості застосовуються актинометричні прилади різної конструкції.

На горизонтальну поверхню в середньому по широтах України припадає ≈ 333 Мдж сумарної променистої енергії на 1 м^2 за місяць. Оскільки сумарна радіація розподіляється на земній поверхні нерівномірно, то цей показник ще зменшиться приблизно на 25%, якщо врахувати фактор мутності атмосфери, її прозорості, хмарності тощо. А тому західні території України, де спостерігається більше хмарних днів, отримують протягом року менше сумарної сонячної радіації, ніж східні території на тих самих широтах. Річна кількість сумарної сонячної радіації в межах України коливається від 3500 МДж/ м^2 (у північно-західних районах і до 4000 МДж – у східних), до 5000 на півдні (у Севастополі).

3.4. Радіаційний баланс та його складові

Радіаційним балансом називають різницю між надходженням і витратами радіації. Радіаційний баланс (B) – це алгебраїчна сума всіх потоків променистої енергії, які надходять на поверхню та залишають її. Радіаційний баланс складається з короткохвильової і довгохвильової радіації. Надходження енергії складається з прямої S , розсіяної D та зустрічного випромінювання атмосфери E_a , а витрати з відбитої радіації R_k і земного випромінювання E_z (рис.4).

Радіаційний баланс змінюється залежно від широти, періоду року, доби, погодних умов тощо, впливає на розподіл температури, процеси випаровування, утворення опадів, трансформацію повітряних мас.

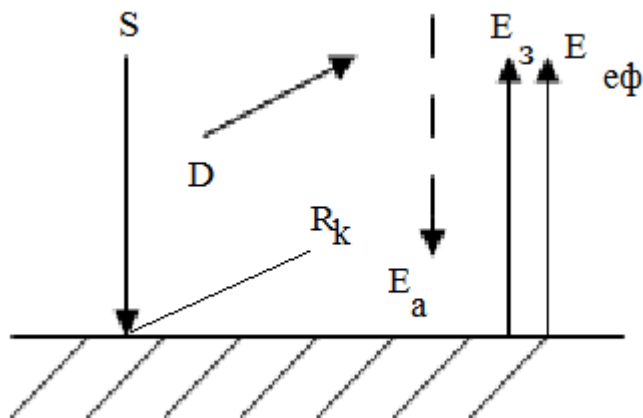


Рис. 4. Надходження та витрати сонячної енергії

Прибуткова частина радіаційного балансу земної поверхні вдень складається з прямої та розсіяної сонячної радіації та зустрічного випромінювання атмосфери E_a .

До витратної частини балансу входить випромінювання земної поверхні E_z та відбита сонячна радіація R_k :

$$B = S + D + E_a - E_z - R_k. \quad (3.4.1)$$

Для нічної пори рівняння радіаційного балансу має вигляд:

$$B = E_a - E_z \quad (3.4.2.)$$

або

$$B = -E_{\text{еф}}. \quad (3.4.3)$$

Якщо приток 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.

Зміна радіаційного балансу протягом доби називається його *добовим ходом*. Добовий хід зумовлений обертанням Землі

навколо власної осі. Крива добового ходу радіаційного балансу (B) має вигляд синусоїди з одним максимумом о 12 год. (за місцевим часом) та одним мінімумом (перед сходом Сонця).

Річний хід - це зміна радіаційного балансу протягом року. Річний хід радіаційного балансу (B) зумовлений обертанням Землі навколо Сонця. Крива річного ходу в помірних широтах має вигляд синусоїди з максимумом в червні та мінімумом в грудні, коли спостерігається відповідно літнє та зимове сонцестояння.

Річні суми радіаційного балансу додатні по всій території земної кулі, за винятком районів з постійним сніговим покривом (Арктика, Антарктика). Вони коливаються від 200 МДж/м² в арктичній тундрі до 2900 МДж/м² в тропічних і екваторіальних зонах.

Радіаційний баланс земної поверхні є важливим клімато- і погодоутворювальним фактором. Від його значення залежить тепловий режим ґрунтів, водоймищ, рослинності та взаємодіючого з ними шару атмосфери, а також процесу випаровування, властивостей повітряних мас, що формуються в певній місцевості. Розподіл радіаційного балансу по земній поверхні визначає зональність кліматів і лісорослинних умов, а через них – географічний розподіл рослинності, її продуктивності та засоби ведення господарства.

3.5. Сонячна радіація та фотосинтез. Фотосинтетично активна радіація (ФАР). Показники фотосинтетичної діяльності рослин. Методи її вимірювання та обчислення

Серед короткохвильової радіації найактивнішу біологічну дію на рослини здійснює *фотосинтетично активна радіація* (ФАР). Це сонячна радіація, яка обмежена довжиною хвилі від 0,38 до 0,78 мкм і безпосередньо використовується зеленими рослинами в процесі фотосинтезу.

Під дією ФАР у рослинах синтезуються складні органічні сполуки, нагромаджується рослинна маса. Інколи виділяють фізіологічно активну радіацію в інтервалі довжини хвилі 0,35 - 0,75 мкм. Промениста енергія цієї радіації є джерелом енергії для всіх фотохімічних процесів в рослинах і використовується ними як для фотосинтезу, так і для регуляції багатьох фітофізіологічних процесів.

Частка ФАР у загальному потоці радіації змінюється залежно від висоти Сонця над горизонтом, хмарності, вмісту вологи, запилення атмосфери. Так, у помірних широтах опівдні ФАР становить у середньому 43% прямої радіації, а під час сходу та заходу Сонця – тільки 10 – 20%. У розсіяній радіації вміст ФАР більш стабільний протягом дня і становить близько 60%. Величину ФАР можна визначити за даними актинометричних спостережень за формулами:

$$\text{ФАР} = 0,43 S' + 0,57D, \quad (3.5.1)$$

$$\text{ФАР} = 0,52Q. \quad (3.5.2)$$

На рівнинній частині України максимальна енергетична освітленість ФАР спостерігається у червні – липні та у середньому становить у північних районах 296 – 306, у південних – 348 – 364 МДж/м². Річна сума ФАР змінюється від 1994 (Ковель) до 2409 (Одеса) МДж/м².

Для оцінки ресурсів ФАР використовують інформацію про надходження її за період року із середніми добовими температурами понад 5⁰ – 10⁰С. У межах України сумарна ФАР при температурах понад 5⁰ С становить 1665 – 1937 МДж/м², при температурах понад 10⁰С – 1432 – 1671 МДж/м².

Рівень фотосинтетичної діяльності будь-якого біоценозу відзначається *показниками інтенсивності ФАР, коефіцієнтом продуктивної дії ФАР і листовим індексом.*

Інтенсивність ФАР. Швидкість фотосинтезу прямо пропорційна інтенсивності ФАР, але в певних її межах від компенсаційної точки до точки насичення. Для нагромадження органічної сировини рослинам необхідна інтенсивність ФАР, яка б перевищувала відповідне значення компенсаційної точки. *Компенсаційною точкою* називається та кількість ФАР, при якій кількість органічної речовини, що утворилась внаслідок фотосинтезу, дорівнює кількості речовини, яка витрачається рослинами для своєї життєдіяльності.

Нижче компенсаційної точки (20 – 35 Вт/м²) витрати органічної сировини на дихання більші за їх утворення під часу фотосинтезу. Вище компенсаційної точки в міру збільшення ФАР збільшується фотосинтез, але до відповідної межі, яку називають точкою насичення. *Точкою насичення* називається така кількість ФАР,

починаючи з якої збільшення сонячної радіації не викликає збільшення фотосинтезу.

Точка насичення приблизно у 10 разів більша за компенсаційну точку і становить 250 - 350 Вт/м². Залежність швидкості фотосинтезу від інтенсивності ФАР має форму логарифмічної кривої (рис.5).

Коефіцієнт продуктивної дії ФАР. Відношення частки ФАР, витраченої на фотосинтез і утворення біомаси, до загального потоку ФАР, поглинутого біоценозом, називається *коефіцієнтом продуктивної дії (КПД)*. Визначається за формулою:

$$\text{КПД} = \frac{y \cdot C}{\Sigma \text{ФАР}} \cdot 100\%, \quad (3.5.3)$$

де y – біологічний врожай;

C – калорійність продукції;

$\Sigma \text{ФАР}$ – кількість ФАР, яка надійшла до біоценозу за вегетаційний період.

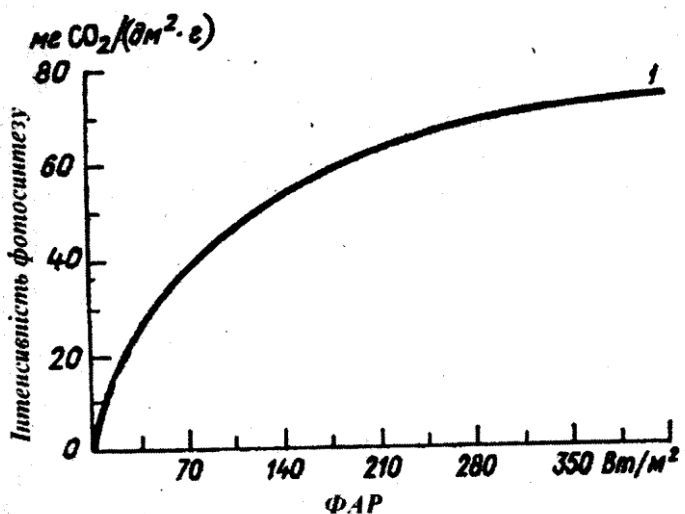


Рис.5. Світлова крива фотосинтезу

Для більшості типів рослинного покриву КПД в середньому становить 1 – 2%, для добре доглянутих сільськогосподарських посівів – 1,5–3,0%, для лісів – 2–4%. Теоретично можливим вважається КПД, що дорівнює 5 – 8%. Дещо більший КПД лісів у порівнянні з іншими типами рослинного покриву пояснюється їх багатоярусністю.

Листковий індекс. Це відношення сумарної площі листя рослин до одиниці зайнятої ними площі поля. Листковий індекс в лісі дуже

великий. Якщо для сільськогосподарського поля він в середньому дорівнює 4 га, то в сосняках, березняках, осичняках – 3 – 5 га, а в ялинниках зростає до 6 – 20 га на 1 га площі.

Рослинний покрив використовує ФАР з дуже малим КПД і тому навіть незначне збільшення його може істотно підвищити продуктивність фітоценозів. Величина КПД агроценозів залежить від площі листової поверхні, ґрунтових вод і агротехніки. Із збільшенням листової поверхні КПД швидко зростає, але тільки до певної межі, після якої він зменшується. Це пояснюється тим, що кількість сонячної радіації, яка надходить на одиницю площі, залишається постійною, тоді як площа листової поверхні безперервно збільшується. Дослідник А.А.Нечипорович дає таку класифікацію полів залежно від КПД: звичайні (0,5 – 1,5%), хороші (1,5 – 3,0%), рекордні (3,0 – 5,0%), теоретично можливі (6 – 8 %).

При цьому треба враховувати, що максимальне використання ресурсів ФАР можливе тільки за умови, що фотосинтез не лімітується іншими факторами. Тобто важливим є підтримання оптимальних водних і теплових режимів ґрунту та повітря, а також достатнє забезпечення рослин поживними речовинами.

Велике значення для рослин має і спектральний склад ФАР. Листок рослини виборчо поглинає ФАР залежно від довжини хвилі. Найактивніше хлорофіл листка поглинає синьо-фіолетові промені з довжиною хвилі $\lambda = 0,39 - 0,48$ мкм (92 – 95 %), потім оранжево-червоні з $\lambda = 0,64 - 0,68$ мкм (87 – 93%). За цих умов фотосинтез проходить з найбільшою швидкістю. Мінімальною фотосинтетичною активністю володіють зелені промені ($\lambda = 0,5 - 0,6$ мкм).

В Україні вимірювання ФАР не проводиться через відсутність стандартних приладів. Інформація про сумарну ФАР за період вегетації сільськогосподарських культур дає змогу оцінити енергетичні ресурси рослинного світу України та може бути використана для розрахунку фотосинтезу, продуктивності посівів, прогнозування урожаїв. Урахування приходу ФАР у різних зонах є основою для підвищення продуктивності рослин та розрахунку коефіцієнта корисної дії посівів.

Фотосинтетичний потенціал (ФП) рослин. Закономірності формування енергетичного режиму в приземному шарі повітря без рослинності істотно відрізняються від енергетичного режиму в самому рослинному покриві. Тому повне та фізично обґрунтоване уявлення щодо особливостей режиму сонячної радіації в

рослинному середовищі можна отримати знаючи, по-перше, надходження сонячної радіації до верхньої межі (фітоценозів лісу, агроценозів); по-друге, особливості трансформації потоків самим фітоценозом.

Надходження радіації до верхньої межі лісу тотожне надходженню радіації до підстильної поверхні відкритих ділянок. Ці закономірності вивчаються класичною актинометрією. Повний потік радіації безпосередньо *в лісі* отримують лише верхні крони дерев, а потім він швидко зменшується в напрямку від периферії вглиб крони та від поверхні намету донизу до земної поверхні. Під намет лісу сонячна радіація проникає у вигляді прямої, розсіяної (що пройшла через листки і хвою) і відбитої листям.

Надходження сонячної радіації всередину лісу визначається не тільки висотою Сонця над горизонтом і погодними умовами (хмарність, вітер), але й таксаційними особливостями насаджень:

- складом, віком, висотою;
- особливостями будови та зімкнутості деревостану;
- наявністю і характеристикою нижніх ярусів рослинності;
- експозицією схилів.

Із потоку сумарної радіації намет лісу інтенсивніше поглинає ФАР, тому під ним радіація збіднена фізіологічно активними променями, особливо синьо-фіолетовими та оранжево-червоними. Проте в спектрі збільшується відносна доля зелених, дальніх червоних і ближніх інфрачервоних променів.

Моделі радіаційного режиму в лісовому середовищі мають складний характер і дуже змінюються як за часом (протягом доби, пори року), так і в просторі.

Кількість сонячної радіації, що проникає вглибину *травостою* визначається видом і густиною його стояння, відносною площею листової поверхні та висотою Сонця над горизонтом. Всередині травостою кожен вид сільськогосподарських культур формує різний радіаційний режим залежно від здатності проникнення сонячної радіації до ґрунту. Так, вглибину травостою озимої пшениці в середньому доходить приблизно 15 – 20% тієї кількості сонячної радіації, що потрапляє на поверхню посіву; соя та картопля пропускають до 10% радіації.

При значній густоті рослин з розвинутою рослинною листовою поверхнею (наприклад, кукурудза на силос) до ґрунту надходить незначна кількість сонячної радіації. Часто її енергетична

освітленість не перевищує компенсаційної точки протягом світлового дня. Тому нижні частини рослини підтримують життєдіяльність за рахунок верхніх і таким чином послаблюють всю рослину.

Незімкнуті посіви (наприклад, соняшнику) отримують сонячної радіації до 50% у верхніх ярусах, до 20% – у середніх, 5% – у нижніх і 20% радіації проникає навіть до поверхні ґрунту.

Радіація у різних областях спектра послаблюється в посівах неоднаково. Верхні яруси посівів, де зосереджено менше листя, поглинають половину ФАР, а нижні яруси отримують такої радіації мало (приблизно 5%). Тут розміщена зона «світлового голоду». Усередині стеблостою переважає інфрачервона радіація, що не бере участь у процесі фотосинтезу.

Залежно від висоти Сонця над горизонтом найбільше відносне послаблення потоку радіації і зміни його спектрального складу спостерігаються на малих висотах. Деякі рослини можуть в певних межах регулювати надходження сонячної радіації до окремих своїх частин. Так, соняшник, люцерна, бавовник протягом дня спрямовують свої суцвіття в бік Сонця.

Радіаційний режим фруктових садів має свої особливості. Дослідження, виконані різними авторами, показали, що в період повного плодоношення лімітуючим фактором високоякісного врожаю, в основному, є радіаційний режим крон.

При щільних посадках яблунь (500 – 800 дерев на 1 га) основним фактором, що обмежує життя рослин, їх урожайність, є нестача сонячної радіації. Так, для нормальних умов освітлення велике значення мають: форма крони фруктових садів і правильна обрізка, спрямованість дерев відносно сторін горизонту, біологічні особливості сорту. Периферія крони з південної сторони отримує енергію радіаційного балансу в 3 – 5 разів більшу порівняно з центром крони. На відстані 1,0 – 1,5 м від центра крони радіаційний баланс (B) зменшується у 8 – 10 разів, ФАР – у 80 – 90 разів. Велика площа листя дерев поглинає 60 – 80 % сонячної радіації. Крім того, різні сорти мають різну інтенсивність фотосинтезу.

Орієнтація рядків посадки впливає на формування радіаційного режиму всередину крон. При меридіональній орієнтації (пн – пд) бокові поверхні крон отримують більше енергії, ніж південні частини крони; при широтній орієнтації (зх – сх) вони мають однаковий радіаційний режим. Таке розміщення рядків погіршує умови

проникнення сонячної радіації в нижню частину крон і затіняє їх середню частину.

Внутрішня частина крон має кращу освітленість при орієнтації рядків зх – сх. При такій орієнтації посадки засвоюють найбільшу кількість сонячної радіації в полуденні години. При орієнтації пд – пн в полудень посадки засвоюють лише 50% ФАР, решта 50% потрапляють на ґрунт міжряддя. Можна зробити висновок про перевагу посадок дерев у широтному напрямку (зх – сх) у помірних широтах.

Сонячна радіація впливає на силу цвітіння та врожайність. Яблуні, що розміщені з пд частини саду за 8 років плодоношення дають по 4,5 т, дерева із 3-го ряду – по 2,9 т плодів. Нестача сонячної радіації впливає на забарвлення плодів, вміст вітамінів, цукру, кислот. За даними В.М. Лук'янова, найвищу продуктивність листяного намету має та частина крон, що отримує 154 – 440 Вт/м² сонячної радіації.

Радіаційне поле виноградника визначається геометричною структурою самої рослини, висотою Сонця, хмарністю. В різних районах необхідно вибирати таке розміщення крон, яке б створювало найкращі умови освітлення. Таким чином, підвищення продуктивності садівництва значною мірою залежить від режиму сонячної радіації.

Фотосинтетичний потенціал рослин (ФП) визначається як добуток від площі листової поверхні та кількості днів за період від появи 3-го листка до кінця активної роботи листя (настання технічної стиглості):

$$\text{ФП} = S \cdot n \left[\frac{\text{м}^2 \cdot \text{кількість днів}}{\text{га}} \right], \quad (3.5.4)$$

де S – площа листя на 1 га поля;

n – кількість днів.

Математично ФП являє собою інтеграл ходу росту площі листя за період вегетації або суму денних показників площі листя (як основної робочої одиниці посівів). Практично ФП можна визначати додаванням величин площі листя (м²/га) за кожен день протягом періоду вегетації культури. Встановлено, що величина врожаю найтісніше корелює з показником ФП, тому що для формування біологічного й господарського врожаю сільськогосподарських

культур найбільше значення має розмір асиміляційної поверхні.

Відомо, що на одну тисячу ФП формується зерна – 2,3 – 4,0 кг, картоплі – 11,4 – 15,3 кг, сіна багаторічних трав – 1,9 – 2,3 кг. На зрошуваних землях для врожаю зерна кукурудзи 100 ц/га необхідно сформувати ФП, що дорівнює 3,0 – 3,3 млн одиниць.

Методи для підвищення використання рослинами ФАР. Для збільшення використання сонячної радіації завдяки зростанню ФАР і посиленню інтенсивності фотосинтезу необхідно:

- регулювати густоту посівів і пов'язану з цим площу листової поверхні;

- вживати *агротехнічні заходи*: проріджувати посіви, зменшувати або збільшувати норми висіву, створювати куліси з високостеблевих рослин, проводити сумісні посіви, створювати екранізацію рослин захисною плівкою, використовувати додаткове штучне освітлення, змінювати напрямок сівби відносно сторін горизонту, проводити спеціальну обрізку крон дерев тощо;

- використовувати нові сорти і гібриди з більшим КПД ФАР;

- проводити газове підживлення рослин в теплицях, зокрема, підвищувати до певної межі вміст CO₂ у повітрі з метою збільшення інтенсивності фотосинтезу, а отже, й продуктивності рослин.

3.6. Технологічні заходи з підвищення ефективності використання сонячної радіації в сільському господарстві

Сьогодні людина не має змоги змінювати ресурси сонячної радіації у великих межах і в бажаному для себе напрямку. Тому поки що у сільському господарстві використовують ряд науково обґрунтованих агротехнічних заходів для регулювання (збільшення або зменшення) кількості сонячної радіації, що отримується окремо рослиною. Більшість вищеперелічених заходів дуже проста і не потребує роз'яснень. Нижче наведено характеристику лише окремих заходів, що мають велике практичне значення.

Останнім часом усе більше застосовують так звані *сумісні посіви*. Вони бувають *одновидові* (в одному посіві об'єднують два чи більше сортів одного виду рослин) і *змішані* (об'єднані різні види рослин). В умовах України великої уваги заслуговують кукурудзяно-соєві посіви. Домішування до кукурудзи сої різко збільшує вихід протеїну. Але треба пам'ятати, що для сумісних посівів треба правильно добирати культури, оскільки не всі рослини

можуть рости в таких умовах.

Під керівництвом В.Г. Віткевича були проведені польові дослідження для з'ясування впливу напрямку сівби на урожайність озимої пшениці. Досліди показали, що при напрямку сівби з півночі на південь урожайність пшениці була найбільшою. Повторення подібних дослідів з ячменем, картоплею, вівсом підтвердили повністю результати з озимою пшеницею. При меридіональному напрямі сівби приріст урожаю становив: для ячменю 13,9%, картоплі – 8%, вівса – до 19%. При цьому ячмінь і картопля містили більше крохмалю, ніж при сівбі в напрямку із заходу на схід.

Напрямок сівби впливає на якість і кількість врожаю льону та конопель. Так, льон, висіяний в напрямку з заходу на схід, вищий і має більший вихід якісного волокна, хоча якість насіння гірша. Вибір напрямку сівби (садіння) потребує дальших досліджень з урахуванням таких важливих факторів, як живлення, конкретні погодні умови, мікроклімат тощо. У поліпшенні використання сонячної енергії рослинами велике значення має густота посівів і зв'язана з нею площа листяної поверхні.

Учені звернули увагу на таке: опромінення окремих органів рослин – насіння, бульб картоплі – імпульсним концентрованим сонячним світлом сприяє підвищенню сходів та енергії проростання, посилює ріст, прискорює розвиток, підвищує продуктивність.

Рослини раніше досягають, нагромаджують більше органічної маси. Поліпшується якість продукції. В ній збільшується вміст білка, цукрів, вітамінів тощо. Ось кілька прикладів. Під впливом сонячної стимуляції насіння цукрових буряків маса вирощених з нього коренів збільшується на 15 - 20%, цукристість – на 1 – 1,5%. А це додатково 700 – 1000 кг цукру з гектара.

Одним з практичних заходів поліпшення освітленості польових культур є своєчасне проріджування посівів і знищення бур'янів. Регулювання потоків сонячної радіації з метою поліпшення продуктивності сільськогосподарських тварин ще дуже мало застосовують, хоча практична цінність його не викликає жодного сумніву.

Контрольні запитання

1. Які види радіаційних потоків спостерігаються в атмосфері?
2. Які кількісні характеристики та одиниці вимірювання цих

- потоків?
3. З яких шарів складається атмосфера Сонця?
 4. Як називається розділ метеорології, що вивчає радіаційні потоки в атмосфері?
 5. Що є кількісною мірою радіаційних потоків?
 6. Що називається освітленістю та в яких одиницях вона вимірюється?
 7. Що характеризує сонячна стала (I_0)?
 8. Яке біологічне значення окремих ділянок сонячного спектра?
 9. Що собою являє пряма сонячна радіація?
 10. Що називається розсіяною та відбитою радіаціями?
 11. Як називають потік прямої сонячної радіації на горизонтальну поверхню?
 12. За якою формулою визначається інсоляція?
 13. Чим інсоляція відрізняється від прямої сонячної радіації?
 14. Що таке сумарна радіація та за якою формулою вона визначається?
 15. Що являє собою відбивна здатність та за якою формулою вона визначається?
 16. Як називається різниця між сумарною та відбитою радіаціями?
 17. Як називається ефективне випромінювання та як його обчислити?
 18. Як називають різницю між надходженням і витратами радіації?
 19. Що являє собою радіаційний баланс та з якої радіації він складається?
 20. Що таке прихідна та витратна частини радіаційного балансу?
 21. Як називається зміна радіаційного балансу протягом року?
 22. Що називається добовим ходом?
 23. Чим обумовлені добові та річні зміни радіаційного балансу?
 24. Яка радіація безпосередньо використовується зеленими рослинами в процесі фотосинтезу?
 25. За якими формулами визначається ФАР?
 26. Чим визначається рівень фотосинтетичної діяльності будь-якого біоценозу?
 27. Що являють собою показник інтенсивності ФАР, коефіцієнт продуктивної дії ФАР і листовий індекс?

28. Чим відрізняються компенсаційна точка і точка насичення, яка їхня роль?
29. Що називається коефіцієнтом продуктивної дії ФАР?
30. Як визначається коефіцієнт продуктивної дії (КПД)?
31. Що являє собою листковий індекс?
32. Як визначається фотосинтетичний потенціал рослин (ФП)?
33. Які Ви знаєте методи для підвищення використання рослинами ФАР?
34. Які Ви знаєте технологічні заходи з підвищення ефективності використання сонячної радіації у сільському господарстві?

Розділ 4. Термічний режим ґрунту, атмосфери

4.1. Основні процеси нагрівання та охолодження ґрунту

Склад ґрунтового повітря якісно майже не відрізняється від складу наземного повітря за винятком болотних ґрунтів, в яких є метан і сірководень. Інші гази, що входять до складу ґрунтового повітря, мають інше співвідношення, ніж у наземному повітрі. Життєдіяльність мікроорганізмів та коріння, процеси гниття, розпаду зменшують запаси кисню (10–20%) у ґрунтовому повітрі та збільшують кількість вуглекислоти (до 12%). Кількість азоту в ґрунтовому повітрі під дією мікроорганізмів змінюється внаслідок розпаду білків та денітрифікації речовин, що вміщують азот.

Вміст азоту, кисню та вуглекислого газу в ґрунтовому повітрі непостійний, залежить від типу ґрунтів, характеру угідь (на луках кисню менше, а вуглекислого газу та азоту значно більше, ніж на паровому полі), їх властивостей, пори року, погодних умов, внесення органічних добрив (збільшують вміст кисню). У ґрунтах, зайнятих рослинністю, вміст CO_2 значно більший, ніж на парі. Також на склад ґрунтового повітря впливають волога і температура ґрунту. Між атмосферою та ґрунтом існує безперервний обмін повітрям – аерація ґрунту, що обумовлюється дифузією, дією вітру та коливанням атмосферного тиску, залежить від здатності ґрунту пропускати повітря, яка, у свою чергу, залежить від пористості, вологості, стану верхнього шару ґрунту.

Ґрунт, що складається з більших часточок (має багато некапілярних проміжків), пропускає повітря набагато краще, ніж ґрунт розпилений. У вологих ґрунтів повітропроникність менша,

ніж у сухих. Аерація в насичених вологою ґрунтах практично не відбувається. Найкращу повітропроникність мають структурні ґрунти. Навіть при максимальному насиченні їх вологою залишаються вільні від вологи некапілярні пори, що здатні пропускати повітря. Поверхнева ґрунтова кірка також затримує газообмін.

Ґрунтове повітря забезпечує кореневу систему рослин, мікроорганізми та інші живі істоти, що є в ґрунті, киснем, азотом, CO_2 , H_2O тощо. Повітряний режим ґрунту впливає на родючість, фізико-хімічні та біологічні процеси. Теплота – це форма енергії, енергія безсистемного руху молекул. Тільки при певній швидкості їхнього руху можливі ті біохімічні реакції та перетворення, що забезпечують ріст і розвиток рослин.

У рослин температура тіла визначається температурою середовища, тобто ґрунту і повітря. Але в рослинах є механізми, що частково регулюють температуру їхнього тіла. Крім безпосереднього впливу на рослини, температура побічно діє на відносну вологість повітря, на процеси, що відбуваються в ґрунті, на активність мікрофлори, патогенів і шкідників сільського та лісового господарства. Вона змінює токсичність різних отрутохімікатів і вихлопних газів. Іншими словами, температура прямо та побічно впливає на життя рослин.

Основним механізмом передачі тепла в ґрунті є *молекулярна теплопровідність*. Шар ґрунту або води, в якому існують добові та річні коливання температури, називається *діяльним шаром*. На суші товща діяльного шару становить в межах 8 – 30 м, а на морі – 200 – 300 м. Тепловий режим земної поверхні визначається головним чином її радіаційним балансом.

Так, до земної поверхні надходить тепло від атмосфери шляхом теплопровідності, цим же шляхом земна поверхня передає його в атмосферу. Шляхом теплопровідності тепло передається від земної поверхні вглиб ґрунту та води, або навпаки, надходить з глибини до земної поверхні. Крім того, земна поверхня втрачає тепло, коли з її поверхні випаровується вода.

У цьому випадку тепло перетворюється в прихований стан. Коли ж на земній поверхні відбувається конденсація водяної пари, то вона одержує звільнене тепло.

4.2. Тепловий баланс земної поверхні

За будь-який проміжок часу ділянка земної поверхні втрачає рівно стільки тепла, скільки його отримує. Фізичні механізми теплообміну можна виразити за допомогою рівняння теплового балансу земної поверхні:

$$B = L \cdot E + P + A \quad (4.2.1)$$

або

$$B + L \cdot E + P + A = 0, \quad (4.2.2)$$

де B – радіаційний баланс земної поверхні;

P – теплообмін земної поверхні з атмосферою;

$L \cdot E$ – витрати тепла на випаровування або надходження при конденсації водяної пари на діяльній поверхні;

L – питома теплота випаровування, що дорівнює 2500 Дж/г або 2500 кДж/кг;

E – маса води, що випарувалась чи сконденсувалась;

A – теплообмін земної поверхні з глибшими шарами ґрунту чи води.

З рівняння видно, що радіаційний баланс земної поверхні урівноважується не радіаційними потоками тепла, або, іншими словами, рівняння теплового балансу показує, куди витрачається тепло радіаційного балансу. При додатному радіаційному балансу тепло від діяльного шару передається в більш глибокі шари, а частина його випромінюється та поглинається повітрям.

При від'ємному радіаційному балансі до діяльного шару тепло надходить як з глибини ґрунту, так і з повітря. До цього варто додати, що надходження та витрати тепла в діяльному шарі відбувається при конденсації та випаровуванні води; а також при здійсненні хімічних і біологічних процесів (засвоєнні поживних речовин коріннями рослин, розчиненні солі тощо). Отже поверхня землі, а точніше її діяльний шар, безперервно й різними способами отримує та втрачає тепло. У будь-який проміжок часу від земної поверхні відходить вверх і вниз така ж кількість тепла, яку вона протягом цього ж часу отримує зверху та знизу. Інакше кажучи, виконується закон збереження енергії, що вказує на те, що алгебраїчна сума всіх

надходжень та витрат тепла на земній поверхні повинна дорівнювати нулю.

До рівняння теплового балансу можна додати ще: витрати тепла на танення снігу; тепло, що переноситься вглиб ґрунту разом з водою атмосферних опадів; біологічний теплообмін, що пов'язаний з перетворенням сонячної радіації на хімічну в процесі фотосинтезу; вилучення тепла при окисненні біомаси тощо. Але ці джерела теплообміну незначні, до того ж їх визначають із великими похибками, тому ними нехтують. Усі члени рівняння теплового балансу можуть бути додатні та від'ємні. Найбільшою складовою теплового балансу є радіаційний баланс B , який протягом дня перевищує інші складові. Вночі від'ємний радіаційний баланс за абсолютною величиною незначний і компенсується надходженням тепла до діяльної поверхні з ґрунту й атмосфери. Вдень додатний радіаційний баланс урівноважується сумою інших складових теплового балансу.

Коли ми говоримо, що тепловий баланс земної поверхні дорівнює нулю, то це не означає, що температура земної поверхні не змінюється. Коли тепло надходить до земної поверхні зверху, то частина його проникає в глибші шари, але значна частина його залишається у верхньому шарі, тому він нагрівається. Навпаки, коли тепло передається через земну поверхню знизу вгору в атмосферу, то тепло залишає діяльну поверхню і температура її знижується.

Протягом літа значна частина тепла від діяльної поверхні проникає вглиб ґрунту, його температура підвищується. Протягом зими це тепло повертається з глибших шарів до діяльної поверхні. Оскільки земна поверхня в середньому за багато років не нагрівається і не охолоджується, то обмін теплом з нижніми шарами ґрунту за багаторічний період A дорівнює нулю, тоді рівняння теплового балансу земної поверхні має вигляд:

$$B = L \cdot E + P. \quad (4.2.3)$$

В умовах пустелі, де випаровування наближається до нуля, рівняння теплового балансу підстильної поверхні має вигляд:

$$B = P. \quad (4.2.4)$$

Зате в умовах океану в середині тропічних широт майже весь радіаційний баланс витрачається на випаровування води і рівняння теплового балансу має вигляд:

$$B = L \cdot E. \quad (4.2.5)$$

Витрати тепла на випаровування води величезні. Найбільші витрати тепла на випаровування з океанів в зоні пасатів 5000 – 6000 МДж/м², де дуже сухе повітря та великий радіаційний баланс. Тут за рік випаровується шар води товщиною 1,5 – 2,0 м і на це витрачається майже все тепло радіаційного балансу. У помірних широтах витрати тепла на випаровування різко зменшуються при збільшенні широти до 1500 МДж/м² на межі плаваючого льоду. Різко змінюються ці витрати над теплими і холодними течіями. Над теплою течією Гольфстрім поблизу узбережжя східної частини Америки на випаровування витрачається більше 8000 МДж/м², тобто у два рази більше, ніж радіаційний баланс. Решта тепла переноситься теплими течіями з боку екватора. Висока температура води в теплих течіях у поєднанні з надходженням холодного та сухого повітря з континенту сприяє інтенсивному випаровуванню. Навпаки, над холодними течіями річні витрати тепла на випаровування різко зменшуються.

Над суходолом витрати тепла на випаровування також різко змінюються залежно від умов зволоження. Поблизу екватора вони перевищують 2500 МДж/м², а в тропічних пустелях зменшуються до 450 МДж/м² і менше через відсутність води. Так само мало витрачається тепла на випаровування на північному узбережжі Євразії та Північної Америки де малий радіаційний баланс.

В середньому за рік земна поверхня тепліша, ніж повітря над нею. Тому турбулентний потік тепла спрямований від земної поверхні до атмосфери. Лише в Антарктиді та Гренландії атмосфера віддає тепло земній поверхні. В середині тропічних широт над океанами щорічно турбулентний потік тепла в атмосферу менше 200 МДж/м² через малу різницю температури між водною поверхнею та атмосферою. Над холодними течіями він зменшується до нуля, а над Гольфстрімом досягає 1000 – 1500 МДж/м².

На суходолі найбільше тепла земна поверхня віддає атмосфері в тропічних пустелях. В Сахарі цей потік перевищує 2500 МДж/м². У вологих тропічних широтах, особливо у високих широтах,

турбулентний потік тепла до атмосфери значно менший.

4.3. Теплофізичні властивості ґрунту

Як було з'ясовано раніше, температурний режим земної поверхні залежить від надходження сонячної радіації, величини альbedo й ефективного випромінювання. При цьому верхні шари ґрунту нагріваються, коли радіаційний баланс має додатні значення, і охолоджуються при від'ємних його величинах. В останньому випадку до поверхні ґрунту надходить тепло з глибших його шарів.

Ступінь нагрівання ґрунту залежить від його теплоємності, теплопровідності, а верхнього шару – ще й від випромінювання. Для характеристики теплоємності ґрунту застосовують дві величини: масову і об'ємну теплоємність.

Теплоємність – це здатність ґрунту накопичувати та зберігати тепло. Розрізняють питому ($C_{\text{пит.}}$) та об'ємну ($C_{\text{об.}}$) теплоємність.

Під *питомою теплоємністю* розуміють кількість теплоти, яка потрібна для нагрівання 1 г ґрунту на 1°C . Питома теплоємність змінюється мало для основних складових ґрунту (пісок, глина, торф).

Об'ємна теплоємність – кількість тепла, що витрачається на нагрівання 1 см^3 ґрунту на 1°C .

Питома теплоємність ґрунтів змінюється залежно від вологості та щільності ґрунтів. Об'ємна теплоємність для основних ґрунтів нашої країни вдвоє менша теплоємності води та у 1800 разів більша, ніж теплоємність повітря. У зв'язку з цим при однаковій сонячній радіації вологі ґрунти повільніше нагріваються та охолоджуються, а сухі, навпаки, швидко нагріваються та охолоджуються. Для основних складових ґрунту об'ємна теплоємність приблизно однакова. Об'ємна теплоємність води і повітря дуже відрізняються, об'ємна теплоємність води на три – чотири порядки більша від об'ємної теплоємності повітря. Тому при зростанні вологості та зменшенні пористості ґрунту зростає об'ємна теплоємність ґрунту. Надходження тепла вглиб ґрунту залежить насамперед від його *теплопровідності* – здатності ґрунту передавати тепло від більш нагрітих до менш нагрітих шарів.

Теплопровідність визначають кількістю тепла, яка при різниці температури в 1°C проходить за 1 с через шар ґрунту площею 1 см^2 і товщиною 1 см. *Коефіцієнт теплопровідності* (λ) ґрунту залежить

переважно від вологості, меншою мірою від щільності, механічного складу, температури ґрунту. Коефіцієнт теплопровідності (Вт/(мК)) деяких складових частин ґрунту становить: пісок і глина – 0,0035; торф – 0,0023; вода – 0,014; повітря – 0,00058; різні ґрунти – 0,046 – 0,070. Сухі ґрунти мають знижену теплопровідність. При замерзанні ґрунту його теплопровідність збільшується, оскільки лід має вищу теплопровідність, ніж вода. Розпушування ґрунту, яке збільшує кількість повітря, зменшує теплопровідність, і все тепло нагромаджується у верхніх шарах. Процес поширення температури в ґрунті називають *температуропровідністю*. Його характеризують *коефіцієнтом температуропровідності* (K , який показує швидкість прогрівання та охолодження ґрунту) :

$$K = \frac{\lambda}{C_{об.}}. \quad (4.3.1)$$

У зв'язку з тим, що температуропровідність повітря значно більша від температуропровідності води, при збільшенні вологості ґрунту температуропровідність зменшується. Прогрівання ґрунту залежить також від його відбивної здатності (альbedo) та випромінювальної здатності. Чим вони вищі, тим менше нагрівається ґрунт. Агротехнічні заходи можуть суттєво змінити умови та ступінь нагрівання й охолодження ґрунтів. Наприклад, розпушування ґрунту збільшує денне нагрівання та нічне охолодження, а каткування має зворотну дію. Полив ґрунту послабляє нагрівання цього шару вдень та охолодження його вночі через зростання при цьому теплоємності і теплопровідності.

Основне рівняння теплопровідності характеризує зміну тепла вглиб ґрунту (рівняння Фур'є), де температура ґрунту є функцією часу та глибини і залежить від теплових якостей ґрунту:

$$\frac{\Delta T}{\Delta t} = \alpha \frac{T}{\varepsilon^2}, \quad (4.3.2)$$

де ΔT – різниця температур °С;

Δt – інтервал часу, с;

α – коефіцієнт температуропровідності;

ε – глибина, м.

4.4. Добовий та річний хід температури ґрунту

Температура ґрунту має добову та річну періодичність. У добовому ході максимум припадає на денний час (близько 13 год), мінімум – перед сходом Сонця (рис.6). Річний хід у помірних широтах характеризується одним максимумом у червні – липні й одним мінімумом у січні – лютому.

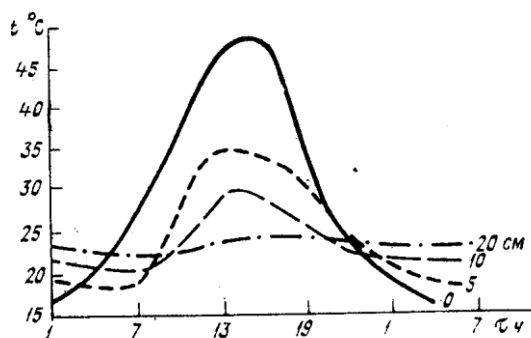


Рис. 6. Графік добового ходу температури ґрунту на різних глибинах

В окремі дні добовий хід температури ґрунту може мати істотні відхилення, зумовлені значною мірою хмарністю, опадами, вітрами та іншими метеорологічними факторами. Різниця між максимумом і мінімумом у добовому або річному ході називається *амплітудою ходу температури*. Хід температури протягом року визначається різною кількістю сонячної радіації – найменша у січні, найбільша – в липні або серпні. У холодну пору року, після стійкого переходу температури повітря через 0°C восени та настання морозів, ґрунтова вода замерзає, а ґрунт поступово промерзає, тобто затвердіває під впливом низьких температур. Промерзання ґрунту залежить від температури поверхні ґрунту та глибоких шарів Землі, снігового й рослинного покривів, типу ґрунту та його складу, вологості ґрунту, рельєфу, виробничої діяльності людини тощо.

Чим пізніше випадає сніг і чим менша його висота, тим глибина промерзання більша. В тих районах, де сніговий покрив лежить протягом всієї зими, ґрунт промерзає на меншу глибину, ніж там, де він кілька разів за зиму встановлюється та сходиться або

здувається вітром. В лісі, під трав'яним покривом, мохом чи дерниною ґрунт промерзає на меншу глибину, ніж оголений.

Різні типи ґрунтів при певних рівних умовах промерзають неоднаково. Так, торфові ґрунти промерзають менше, ніж чорноземно-лугові, а останні менше, ніж чорноземні. Це пов'язано з вологістю. Вологі ґрунти промерзають повільніше і на меншу глибину, ніж ґрунти зі зниженою вологістю, оскільки при замерзанні вологих ґрунтів виділяється захована теплота льодоутворення, яка гальмує подальше охолодження. Щоправда, сухі ґрунти можуть не замерзати через малу теплопровідність і сприятливі умови для існування переохолодженої води в них.

Ґрунти на підвищених формах рельєфу промерзають глибше, ніж на знижених. Це пояснюється більшою поверхнею підвищених форм рельєфу та менш потужним сніговим покривом (на підвищеннях сніг здувається).

Осушення боліт і заболочених земель, вирубка лісів, обробіток ґрунту за інших рівних умов збільшують, а снігозатримання зменшує промерзання ґрунту. Глибоке промерзання ґрунту погіршує перезимівлю рослин і теплові умови в ранній період їх росту й розвитку, утруднює проникнення в ґрунт талих вод. Відтає ґрунт навесні в двох напрямках: зверху – під впливом сонячної радіації, знизу – під дією тепла, яке надходить з глибших шарів.

Основним метеорологічним фактором, який впливає на інтенсивність відтавання ґрунту, є середня добова температура повітря. Від глибини відтавання залежить початок весняних польових робіт. Коли ґрунт відтане на глибину 10 см, приступають до боронування, а на 30 см – до оранки.

Неоднорідність складу та структури ґрунту вносять деякі ускладнення в розподіл температури. Крім того, тепло проникає в ґрунт разом з атмосферними опадами, а це не підкоряється законам молекулярної теплопровідності. Розподіл температури ґрунту на різних глибинах протягом доби чи року в даному місці можна відобразити за допомогою *графіка термоізоплет* (рис.7).

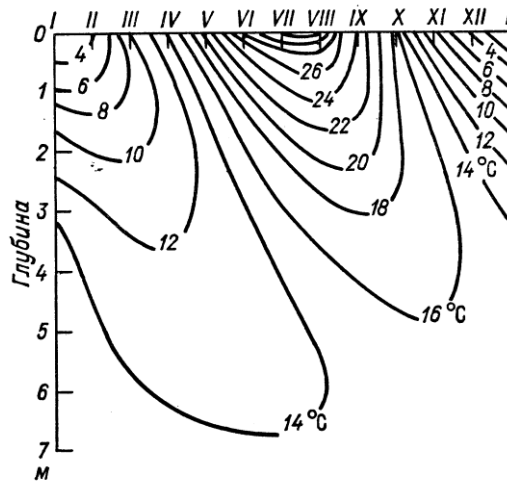


Рис. 7. Графік термоізоплет

4.5. Закономірності розподілу тепла в ґрунті (закони Фур'є)

Закони розповсюдження тепла з глибиною в ґрунті (закони Фур'є) випливають із основного рівняння теплопровідності з наступними умовами:

- теплота передається шляхом молекулярної теплопровідності;
- ґрунт однорідний, ізотропний;
- температура ґрунту змінюється вертикально;
- земна поверхня горизонтальна;
- температура на поверхні ґрунту з часом змінюється за простою гармонічною функцією:

$$T(0, t) = \overline{T_0} + A_0 \sin \frac{2\pi}{P} t, \quad (4.5.1)$$

де $\overline{T_0}$ – середня добова (річна) температура поверхні ґрунту;

A_0 – амплітуда температурних коливань за період P ,

t – час.

Перший закон Фур'є встановлює, що період коливань температури не змінюється з глибиною.

Другий закон Фур'є характеризує залежність амплітуди коливань температури ґрунту від глибини, де перша величина зменшується з глибиною за експоненціальним законом:

$$A_{\varepsilon}=A_0 \cdot e^{\sqrt{\pi/\alpha P}}. \quad (4.5.2)$$

У помірних широтах добові коливання, як правило, досягають глибини не більш як 1 м, а річні – 19 – 20 м. Нижче залягає шар з постійною добовою та річною температурою. Шар ґрунту, в якому спостерігається добовий та річний хід температури називається активним або діяльним шаром.

Третій закон Фур'є встановлює, що час настання максимальних і мінімальних температур запізнюється пропорційно глибинам: у добовому ході на 2,5 – 3,5 години на кожні 10 см, а в річному – на 20 – 30 діб на кожний метр глибини.

4.6. Залежність температури ґрунту від рельєфу, рослинності, снігового покриву, вологості та способів обробітку ґрунту

На термічний режим ґрунту, крім сонячної радіації, найбільше впливають пора року, широта місцевості, рельєф, експозиція схилів, хмарність, тип, склад і колір ґрунту, рослинний та сніговий покриви тощо.

Пора року. Влітку амплітуди найбільші, взимку – найменші. У Києві літні амплітуди досягають 30⁰С, а середні зимові від 5 до 10⁰С.

Рельєф. Більше тепла дістають південні схили, потім – східні та західні і найменше – північні, оскільки інтенсивність сонячної радіації змінюється в тому ж напрямку. Існує правило, встановлене О. І. Воєйковим, згідно з яким нагрівання вдень та охолодження вночі найбільші для увігнутих форм рельєфу (долин) і найменші для випуклих форм (підвищень), що пов'язано з інтенсивністю перемішування повітря. Гребенева поверхня ґрунту вдень значно тепліша, ніж рівна, а вночі холодніша внаслідок більшої площі випромінювання.

Широта місцевості. Добова амплітуда діяльної поверхні залежить головним чином від висоти Сонця, яка зменшується зі збільшенням широти. Тому найбільші амплітуди спостерігаються в тропічних пустелях, де вдень велика сумарна радіація, а вночі велике ефективне випромінювання призводить до сильного вихолоджування поверхні ґрунту. Найменші амплітуди спостерігаються в полярних широтах.

Хмарність. За хмарної погоди амплітуда температури поверхні ґрунту менша, ніж за ясної. Хмари вдень не пропускають пряму сонячну радіацію, а вночі суттєво зменшують ефективне випромінювання. За ясної погоди спостерігається велика сумарна радіація вдень і велике ефективне випромінювання вночі.

Теплоємність і теплопровідність ґрунту. Чим більша теплоємність ґрунту, тим він менше нагрівається вдень і охолоджується вночі, тобто тим менша амплітуда коливання його температури. Такий же характер залежності амплітуди від теплопровідності ґрунту. Так, торф'яністі ґрунти мають дуже малу теплопровідність і тому амплітуда температури їх поверхні досягає найбільших значень.

Тип, склад і колір ґрунту. Амплітуда зміни температури поверхні темних ґрунтів більша, ніж світлих, оскільки поглинальна та випромінююча здатності темних поверхонь більші, ніж світлих. Навесні глинисті ґрунти холодніші, ніж піщані, а восени – навпаки. Торфові ґрунти навесні холодніші, ніж мінеральні, що зумовлено не тільки поганою теплопровідністю, а й більшими витратами тепла на випаровування. Найхолодніші з ґрунтів болотні, оскільки моховий покрив мало пропускає тепла.

Рослинний покрив (у т.ч. лісова рослинність) затінює поверхню ґрунту від сонячної радіації вдень, затримує тепло вночі, висушує ґрунт внаслідок транспірації, витрат тепла на створення рослинних тканин та утруднює турбулентне перемішування повітря, тим самим зменшує амплітудні коливання температури поверхні ґрунту. Рослинний покрив зменшує амплітуду добового коливання температури поверхні ґрунту, оскільки він перешкоджає нагріванню його сонячними променями вдень і захищає від сильного випромінювання вночі. Нічне випромінювання відбувається з поверхні самих рослин, які й будуть вихолоджуватись, до того ж частина їх випромінювання буде спрямована до ґрунту. Тому ґрунт під рослинами вночі зберігає вищу температуру. Амплітуда буде зменшуватись переважно за рахунок значного зменшення максимальної температури вдень.

Сніговий покрив захищає ґрунт і зимуючі під ним рослини від сильного охолодження, оскільки сніг – поганий провідник тепла. Особливо погано проводить тепло розсипчастий сніг (коефіцієнт теплопровідності снігу, який тільки випав, дорівнює 0,000045, а

мокрого – $0,000012 \text{ Дж}/(\text{см}^3 \cdot \text{с} \cdot \text{K})$. Сніговий покрив захищає ґрунт від надмірної втрати тепла, оскільки завдяки малій теплопровідності захищає його від проникнення до ґрунту низьких температур. Поверхня самого снігу вночі дуже охолоджується внаслідок великої випромінювальної здатності. За товщини снігового покриву 40–50 см температура поверхні ґрунту під ним на $6\text{--}7^\circ\text{C}$ вища за температуру поверхні самого снігу. Ґрунт під таким снігом промерзає до 40 см, а без снігу – до глибини більше 100 см.

Експозиція схилів. Південні схили хребтів та пагорбів нагріваються більше, ніж північні, оскільки сонячні промені зустрічаються з південним схилом під більшим кутом. Західні схили в умовах вологого клімату нагріваються більше за східні. Це пояснюється тим, що вранці, коли східні схили отримують найбільше тепла, значна його частина витрачається на випаровування роси. Західні ж схили нагріваються Сонцем у другій половині дня, коли поверхня ґрунту уже суха.

4.7. Вплив температури ґрунту на строки сівби, швидкість проростання насіння, ріст кореневої системи, надходження поживних речовин у рослини, швидкість розвитку шкідників та хвороб сільськогосподарських культур

Тепловий режим ґрунту та приземного шару повітря визначає не лише темпи розвитку рослин, а й розмір урожаю в цілому.

Вплив температури на строки сівби. Оптимальність строків сівби визначаються біологічними особливостями сільськогосподарської культури та агрометеорологічними умовами, передусім температурою ґрунту.

Для ярових культур велике значення має температура *проростання насіння*, а також здатність сходів протидіяти можливим весняним заморозкам. Проростання насіння більшості сільськогосподарських культур починається при температурі $3\text{--}5^\circ\text{C}$, теплолюбних при $13\text{--}15^\circ\text{C}$, оптимальними для цих культур вважаються температури відповідно $10\text{--}12^\circ\text{C}$ та $20\text{--}25^\circ\text{C}$.

При відхиленні строків сівби від оптимальних рослини розвиваються в іншому ритмі метеорологічних умов, відмінному від біологічних потреб культури. Так, ранні посіви мають кращу

вологозабезпеченість, проте зростає і ризик пошкодження їх сходів від заморозків. Посіви ранніх строків чутливіші до добрив. Тому запізнення на один місяць зменшує ефективність добрив і знижує врожай на 38 – 44%.

При пізніх посівах культур зменшується ризик ушкодження сходів від заморозків, але через інтенсивне випаровування продуктивної вологи та ґрунту, зменшення опадів, їх вологозабезпеченість може знизитись до критичних значень.

Посіви пізніх строків потрапляють під період масової яйцекладки шкідників (сприятлива температура $18^{\circ} - 30^{\circ}\text{C}$) в ранній стадії розвитку, від чого в них уражується головне стебло, що у свою чергу, інтенсивніше впливає на зниження врожаю.

Таким чином, в кліматичних умовах Сходу та Півдня України оптимальними строками сівби ранніх ярових культур вважаються в основному, ранні, особливо в роки з посушливим літом.

Швидкість проростання насіння. З підвищенням температури ґрунту процеси проростання насіння активізуються. А кожна наступна фаза розвитку потребує більш високого мінімуму температур у порівнянні з попередньою фазою.

Ріст кореневої системи. При сівбі в холодний ґрунт (ранні строки) температура збільшується повільно, ріст кореневої системи випереджає розвиток надземної частини. При пізніх строках, коли температура зростає інтенсивно, прискорено формується надземна частина рослин, а коренева система відстає в рості. Рослина з більш розвинутою кореневою системою здатна використовувати вологу з глибших шарів ґрунту, що може застрахувати їх від впливу посухи. Це досягається при дуже ранніх строках сівби в холодний ґрунт. Якщо необхідно мати більш розвинуту надземну частину, сівбу відтягують для того, щоб знищити пророслі перед сівбою бур'яни.

Від температури ґрунту залежить активність мікроорганізмів, інтенсивність розкладу органічних речовин, *здатність засвоювати рослинами поживні речовини*. З ростом температури ці процеси активізуються. Так, при температурі ґрунту 5°C надходження азоту і фосфору в рослину в три рази менше, ніж при температурі 20°C .

Поряд із світлом тепло відносять до основних факторів життя рослин і необхідних умов для біологічних, хімічних і фізичних процесів. Тепловий режим ґрунту й приземного шару повітря визначає не тільки темпи розвитку рослин, а й розмір урожаю в цілому. Температурні умови позначаються і на продуктивності

сільськогосподарських тварин.

Температура ґрунту впливає на розвиток рослин на початку їх життя. При низькій температурі насіння не дає сходів, а при тривалій холодній погоді загниває. Але й надто високі температури ґрунту в цей період шкідливі. Тому сіяти треба в оптимальні та стислі строки, ураховуючи поряд з іншими факторами температуру ґрунту.

Від температури ґрунту також залежать *тривалість вегетаційного періоду, ефективність мінеральних добрив, початок проведення окремих сільськогосподарських робіт*. Температура ґрунту впливає на газообмін між ґрунтовим і атмосферним повітрям, поширення шкідників сільськогосподарських культур. Вона визначає і вологозабезпеченість рослин. При температурі нижче 0°C вода у ґрунті замерзає, тому не може засвоюватися коренями рослин.

Низькі температури ґрунту знижують урожай репродуктивних органів (зерна), але збільшують вихід загальної маси (соломи, коренів) у зернових культур. У меншій мірі низькі температури ґрунту впливають на врожай культур, які формують вегетативну масу (трави, картопля, коренеплоди).

4.8. Методи регулювання температурного режиму в посівах, садах, закритому ґрунті для потреб сільськогосподарського виробництва

Для поліпшення теплових властивостей ґрунту застосовують *методи впливу, що спрямовані:*

а) на підвищення температури поверхневих шарів ґрунту та більш раціональне їх використання;

б) на захист ґрунту від надмірного перегрівання.

Заходи, що спрямовані на підвищення температури поверхневих шарів ґрунту:

– розпушування орного шару ґрунту навесні (зменшує теплопровідність, акумулює енергію у верхньому шарі);

– каткування посівів (ущільнений ґрунт краще проводить тепло і вночі менше охолоджується);

– гребеневе та грядкове садіння культур (на гребнях сонячна радіація падає під більшим кутом, ніж на горизонтальну поверхню,

завдяки цьому вони дістають більше тепла);

- кулісні посіви (захищають основні культури від вітру, чим зменшують обмін повітря, через що температура ґрунту і повітря підвищується над посівами в денні години на 3°C і вище);

- снігозатримання взимку;

- зрошення восени (виділяється прихована теплота пароутворення);

- мульчування темною мульчею (вугільним порошком, бітумом, що зменшує альбедо);

- внесення органічних добрив (виділяється енергія під час розкладання органічної речовини) тощо;

Заходи, що спрямовані на захист ґрунту від надмірного перегрівання:

- оранка;

- зрошення (навесні та влітку), полив дощувальними агрегатами;

- мульчування білою мульчею (крейдою, соломою, торфом, що збільшує альбедо);

- затінення посівів тощо.

Ефективними матеріалами для мульчування є також полімерні плівки та спеціальний папір, а також різні дешеві нафтопродукти й відходи нафтової промисловості. Мульчування як агротехнічний захід потрібно застосовувати тільки після проведення детальних польових експериментів.

Полезахисні лісові смуги, створюючи особливий мікроклімат на полях, зменшують добову та річну амплітуди температури, впливають на термічний режим ґрунтів. Температуру закритого ґрунту регулюють різними типами споруд (парники, теплиці тощо) та утепленням ґрунту. Джерелом тепла в таких спорудах є сонячна радіація та система штучного обігрівання (зимові теплиці). Утеплення ґрунту відбувається при внесенні великої кількості органічних добрив. Так, при повному розкладі 1 т гною виділяється до 125,7—167,6 млн МДж/м² тепла. Цей спосіб широко використовують у парниках.

Зрошення весняне збільшує радіаційний баланс ґрунту за рахунок зменшення альбедо (на 5 – 8%). Зрошений ґрунт інтенсивніше поглинає сонячне тепло, але одночасно випаровує більше води, що викликає його охолодження. Висока теплопровідність вологого ґрунту забезпечує краще проникнення тепла в глибші шари, що також зменшує нагрівання ґрунту.

Восени одночасно зі зменшенням випаровування зменшуються коливання температури ґрунту, його охолодження вночі та виникає вірогідність заморозків. Під час проведення оранки сільськогосподарських угідь температура ґрунту підвищується на $3 - 4^{\circ}\text{C}$, при застосуванні куліс температура зростає вночі на $3^{\circ} - 4^{\circ}\text{C}$, вдень на $8^{\circ} - 10^{\circ}\text{C}$, а мульчування ґрунту сприяє підвищенню його температури на $5^{\circ} - 10^{\circ}\text{C}$. Зростання температури ґрунту на $1 - 2^{\circ}\text{C}$ синхронно підвищує суму температур на $50^{\circ} - 200^{\circ}\text{C}$, що рівнозначно переміщенню культури на південь на 100 – 200 км.

4.9. Тепловий режим атмосфери: процеси нагрівання та охолодження. Зміна температури повітря з висотою

Основним джерелом нагрівання нижніх шарів атмосфери є тепло діяльного шару Землі. У денні години, коли радіаційний баланс діяльного шару позитивний, частина тепла передається до повітря. Вночі внаслідок ефективного випромінювання діяльний шар стає холоднішим від повітря і охолоджує прилеглий шар атмосфери. Теплообмін в атмосфері здійснюється завдяки *молекулярній теплопровідності, радіаційному притоку тепла, фазовому перетворюванню вологи*, що супроводжується виділенням чи поглинанням тепла (конденсація, сублімація, випаровування, замерзання), *тепловій конвекції та турбулентному перемішуванню*. Останні два процеси мають найбільше значення.

Молекулярна теплопровідність не має суттєвого значення, адже відбувається через хаотичний рух молекул повітря в шарі в декілька сантиметрів безпосередньо біля підстильної поверхні (броунівський рух), крім того, повітря є поганим провідником тепла.

Теплова конвекція — перенесення об'ємів повітря по вертикалі, що виникає при нерівномірному нагріванні різних ділянок поверхні; утворюється потужний висхідний потік повітря, який супроводжується низхідним потоком у сусідніх районах — виникає мезомасштабне перемішування досить значних об'ємів повітря, з яким і відбувається перенесення тепла. Перенос тепла у горизонтальному напрямку називають *адвективним потоком тепла*, що перевищує вертикальну складову у два рази.

Турбулентне перемішування — вихровий хаотичний рух невеликих об'ємів повітря, в результаті чого виникає інтенсивне

майже хаотичне перенесення тепла з більш теплих шарів повітря в менш теплі. Інтенсивність турбулентного потоку в десятки разів більша від молекулярного потоку тепла, і під впливом турбулентного теплообміну добові коливання температури повітря поширюються на шар атмосфери заввишки 1–2 км. Нагрівання й охолодження повітря значною мірою залежить від властивостей діяльного шару Землі. Над поверхнею суші повітря вдень тепліше, а вночі холодніше, ніж над морем. Вплив підстилюючої поверхні на температуру повітря зменшується з висотою.

Теплообмін в атмосфері може здійснюватись завдяки *адіабатичним процесам – тобто без обміну теплом з навколишнім середовищем*, за рахунок перетворення внутрішньої енергії газу в роботу та роботи у внутрішню енергію. Внутрішня енергія пропорційна абсолютній температурі газу, тому відбувається зміна температури. Адіабатичне розширення в атмосфері відбувається переважно при висхідному русі повітря, тобто вертикальному переміщенні повітря. При цьому збільшується об'єм повітря. *Внаслідок зниження тиску* внутрішня енергія убуває, температура повітря падає, тобто відбувається *адіабатичне охолодження*. *Внаслідок збільшення тиску* внутрішня енергія повітря зростає і підвищується, тому відбувається *адіабатичне нагрівання*.

Якщо повітря сухе, тобто без водяної пари, з підняттям на 100 м висоти його температура знижується на 1°C, а при опусканні відповідно зростає на 1°C (γ_a). Такий процес називають *сухоадіабатичним*. Вирішальне значення у вологому повітрі має конденсація водяної пари. На випаровування води з земної поверхні витрачається велика кількість тепла, яка у вигляді прихованої теплоти переноситься водяною парою вгору і виділяється при конденсації внаслідок адіабатичного охолодження повітря. Охолодження вологого повітря, в якому відбувається конденсація та виділяється приховане тепло пароутворення, при вертикальному напрямку проходить досить повільно – на 0,5...0,8°C на 100 м висоти. Такий процес називають *вологоадіабатичним*. Зміна температури на кожні 100 м висоти називається вертикальним градієнтом температури (ВГТ), або γ . Він визначається за формулою:

$$\text{ВГТ} = \frac{t_B - t_H}{z_B - z_H} 100\text{м}, \quad (4.9.1)$$

де t – температура відповідно верхнього та нижнього шарів;

z – висота розташування шарів.

З формули 4.9.1 видно, що ВГТ додатний при падінні температури з висотою. ВГТ змінюється в залежності від часу року, доби (в приземному шарі атмосфери) та висоти.

Для тропосфери ВГТ в середньому становить $0,6^{\circ}\text{C}$ на 100 м. Він вважається позитивним ($\gamma > 0$), якщо температура з висотою падає, і негативним ($\gamma < 0$), якщо вона підвищується.

У безвітряні та малохмарні ночі спостерігаються *температурні інверсії* – шар атмосфери, в якому температура з висотою підвищується $\text{ВГТ} < 0$. Вони більш потужні та стійкі взимку і можуть досягати висоти 2 – 5 км. *За причинами утворення* приземні інверсії поділяються на *радіаційні та адвективні*. *Радіаційні інверсії* виникають внаслідок охолодження земної поверхні та приземного повітря через інтенсивне випромінювання, яке особливо посилюється при безхмарній безвітряній погоді з низькою вологістю повітря. Влітку вони виникають тільки вночі, а взимку можуть зберігатися декілька днів. Радіаційні інверсії посилюються під впливом неоднорідного рельєфу, тоді їх називають *орографічними*.

4.10. Добовий та річний хід температури повітря

Характер розподілу та зміни температури повітря називається *тепловим режимом атмосфери*.

Добові зміни температури повітря. Оскільки тепловий режим атмосфери визначається головним чином теплообміном з діяльною поверхнею, то температура повітря в добовому ході змінюється за температурою земної поверхні. Амплітуда добової зміни температури на висоті 2 м менша на одну третину, ніж на поверхні ґрунту.

Температура повітря вранці після сходу Сонця починає підвищуватись хвилин на п'ятнадцять пізніше, після підвищення температури поверхні ґрунту. Це підвищення продовжується до 14 – 15 год, після цього починається зниження до вранішнього мінімуму через ті ж причини, як і зниження температури ґрунту. Отже, мінімум температури повітря поблизу земної поверхні спостерігається після сходу Сонця, а максимум о 14 – 15 год.

Добова зміна температури повітря досить чітко виявляється лише в умовах стійкої ясної погоди. В окремі дні добової зміни температури може й не бути, або вона матиме навіть зворотний вигляд. Це залежить від зміни хмарності, що впливає на зміну радіаційного режиму земної поверхні, а також від адвекції, тобто горизонтального перенесення повітряних мас з іншими термічними властивостями. В результаті мінімальна температура повітря може спостерігатись вдень, а максимальна – вночі, тобто регулярна добова зміна температури повітря перекривається або маскується неперіодичними змінами температури. Навіть у тропіках, де неперіодичні зміни температури повітря бувають рідше, ніж у помірних широтах, максимальні температури повітря спостерігаються в післяполуденні години лише в 50 % всіх випадків спостережень. А в січні в Гельсінкі добовий максимум на 11 % буває частіше після опівночі, ніж в післяполуденні години.

Найчіткіший добовий хід температури повітря проявляється в середньому за багаторічний період. У цьому випадку неперіодичні зміни температури повітря, які більш-менш рівномірно розподіляються на всі години доби, взаємно урівноважуються. Внаслідок цього багаторічна крива добового ходу має простий вигляд, близький до синусоїдального.

Добовий хід температури повітря характеризують її *амплітудою*, тобто різницею між максимальною та мінімальною температурою. Величина добової амплітуди температури залежить від багатьох факторів. Насамперед вона визначається добовою амплітудою температури діяльної поверхні: чим більша амплітуда температури поверхні ґрунту, тим більша вона в повітрі. Але добова амплітуда поверхні ґрунту в основному залежить від хмарності.

Тому добова амплітуда температури повітря тісно пов'язана з *хмарністю*: за ясної погоди вона значно більша, ніж за хмарної.

Вона також залежить від *широти місцевості* – з її збільшенням амплітуда зменшується, найбільші добові амплітуди спостерігаються в субтропічних широтах; від *пори року* – найбільші амплітуди в помірних широтах спостерігаються влітку (липень), найменші – взимку (січень); *характеру земної поверхні* – над морями добова амплітуда становить $1 - 2^{\circ}\text{C}$, в середині материків вона досягає $15^{\circ} - 20^{\circ}\text{C}$, а в пустелях 30°C ; *рельєфу місцевості* – на увігнутих формах рельєфу (в долинах) добова амплітуда температури повітря більша в порівнянні з рівнинами, а на вигнутих формах рельєфу (на вершинах

гір та пагорбів) – менша (закон Воєйкова).

Увігнуті форми рельєфу мають більшу площу контакту з повітрям, меншу вентиляцію повітря, воно застоюється, вдень перегрівається, а вночі охолоджене на схилах повітря стікає в долини та продовжує охолоджуватись. На вигнутих формах рельєфу вплив діяльної поверхні менший внаслідок меншої площі контакту з повітрям та швидкою зміною все нових об'ємів повітря, що надходять до схилів. Ці нові порції повітря не встигають охолонути.

Амплітуда температури повітря залежить від *відстані від земної поверхні* – в ґрунті та в товщі води нагрівання та охолодження передаються від поверхні вглиб, а в повітрі – вверх. Отже, добові коливання температури спостерігаються не лише поблизу земної поверхні, а й на деякій висоті. При цьому, як і в ґрунті, у воді добові коливання температури з глибиною зменшуються і запізнюються, в атмосфері при віддаленні від земної поверхні амплітуда зменшується та запізнюється. Так, на висоті 300 м над суходолом амплітуда добового ходу температури становить близько 50 % від амплітуди поблизу земної поверхні, а мінімуми та максимуми настають на 1,5 – 2 год пізніше. На висоті 1 км добова амплітуда зменшується до 1° – 2°C , на висоті 2 – 5 км – до $0,5^{\circ}$ – 1°C , а денний максимум зміщується на вечір. Невеликі добові зміни температури повітря спостерігаються у верхній тропосфері та нижній стратосфері. Але вони не залежать від земної поверхні, а визначаються процесами засвоєння та випромінювання радіації повітрям.

Неперіодичні зміни температури повітря – це зміни, що не узгоджуються з часом доби. Такі зміни можуть бути дуже великими, особливо похолодання взимку, коли температура повітря в будь-який час може знизитись за короткий час на 10° – 20°C . Тому добовий хід температури добре проявляється лише в окремі дні стійкої малохмарної антициклональної погоди. Неperіодичні зміни найкраще виражені в помірних та високих широтах.

Неперіодичні зміни температури викликаються перенесенням повітряних мас з інших районів Землі. Особливо значно знижується температура в помірних широтах у зв'язку з вторгненням холодного повітря з Арктики та Антарктики. У Східній Європі температура також різко знижується, коли до неї надходить холодне континентальне повітря Сибірського антициклону.

Перенесення морського повітря в Європу з середніх широт Атлантичного океану викликає різке підвищення температури взимку

та зниження її влітку. Чим далі від Атлантики, тим рідше повторюється вторгнення цих повітряних мас. Все ж таки атлантичне повітря впливає на клімат аж до Середньосибірського плоскогір'я.

Холодне арктичне повітря часто проникає в район Середземного моря і навіть досягає Північної Африки та Азії. Але частіше воно затримується гірськими хребтами Європи та Азії, що витягнуті в широтному напрямку. На території Північної Америки немає широтно витягнутих хребтів, тому тут арктичне повітря може досягати Флориди та Мексиканської затоки. Над океанами арктичне повітря може досягати тропіків, хоча над водними просторами воно досить добре прогрівається.

Тропічне повітря переноситься в Європу влітку та взимку з Північної Африки та низьких широт Атлантичного океану. В окремих випадках тропічне повітря влітку обумовлює температуру до 30°C навіть на північному узбережжі Євразії. Особливо сприятливі умови для перенесення вологого тропічного повітря на територію Північної Америки з Мексиканської затоки.

Міждобова зміна температури. Неперіодичні зміни температури повітря можна характеризувати за допомогою *міждобової зміни температури*, тобто зміною середньої добової температури повітря від попередньої доби до наступної. При цьому беруть лише абсолютну величину зміни температури, не звертаючи уваги на знак цієї зміни. Міждобова зміна температури тим більша, чим частіші та більші неперіодичні зміни температури бувають в цій місцевості. Найменші міждобові зміни температури спостерігаються в тропічних широтах. При зростанні географічної широти вони збільшуються. Особливо великі міждобові зміни температури спостерігаються на півночі Західного Сибіру, на Печорі, в середині Північної Америки. В середньому за рік вона досягає $3,5^{\circ}\text{C}$, а взимку $5 - 6^{\circ}\text{C}$. У Східній Європі вона становить близько $2,5^{\circ}\text{C}$, в Західній Європі – близько 2°C , а в Південній Європі навіть менше $1,5^{\circ}\text{C}$. Звичайно, в окремих випадках в середніх широтах міждобова зміна температури може досягати $30^{\circ} - 35^{\circ}\text{C}$.

Річні зміни температури повітря. Температура повітря в будь-якому місці змінюється протягом року разом із зміною сонячної радіації. Ці зміни досить плавні. Температура повітря підвищується від січня або лютого до липня або серпня, а далі знову знижується. Різниця між середніми місячними температурами найтеплішого і найхолоднішого місяців називається *річною амплітудою*

температури повітря (Київ, липень $19,6^{\circ}\text{C}$, січень $-5,9^{\circ}\text{C}$, амплітуда $25,5^{\circ}\text{C}$). Річна амплітуда температури повітря збільшується із збільшенням *географічної широти*. В районі екватора надходження сонячної радіації протягом року змінюється мало. При збільшенні широти місцевості різниця між літніми та зимовими величинами радіації збільшується, і разом з цим збільшується річна амплітуда температури повітря. Над океаном, на відстані від берегів, ця широтна зміна річної амплітуди невелика. Так, над центром південної частини Тихого океану річна амплітуда між 20° та 60° пд. ш. збільшується від 3° до 5°C . Над вузькою північною частиною Тихого океану, де відчутнішим є вплив сусідніх материків, амплітуда від 20° до 60° пн. ш. збільшується від 3°C до 15°C . Річні амплітуди температури повітря над суходолом значно більші, ніж над водною поверхнею. Навіть над невеликими масивами материків Південної півкулі вони перевищують 15°C , в Сахарі – більше 20°C , а північніше 60° пн. ш. в Канаді – більше 45°C , в Якутії – більше 60°C .

Амплітуда річної зміни температури повітря залежить не лише від *характеру земної поверхні* чи *відстані даного місця від берегової лінії*, але й від повторюваності в цьому місці морського та континентального повітря, тобто *умов загальної циркуляції атмосфери*. За величиною річної амплітуди та часом настання екстремальних температур виділяють чотири типи річного ходу температури повітря в різних географічних зонах.

1. Екваторіальний тип. Виділяється, хоча і не завжди чітко, два максимуми після весняного та осіннього рівнодення та два мінімуми – після зимового та літнього сонцестояння. Річні амплітуди невеликі, оскільки й сонячна радіація протягом року змінюється дуже мало, а час найменшого надходження радіації збігається з найбільшою хмарністю та опадами. В середині материків річна амплітуда не більше 5°C , на узбережжях – менше 3°C , над океанами – до 1°C .

2. Тропічний тип. Спостерігається один максимум і один мінімум, в основному після найвищого та найнижчого положення Сонця. Амплітуда більша, ніж в екваторіальному типі – над суходолом до 15°C , на узбережжі близько 5°C . Вона збільшується з віддаленням від екватора, оскільки у тропічній зоні різниця між надходженням сонячного тепла влітку та взимку значно більша. В мусонних областях річний максимум температури зміщується на весну, тобто спостерігається перед початком літнього мусону, який спричиняє деяке зниження температури повітря.

3. Тип помірного поясу. Закономірно – мінімальна температура спостерігається після зимового сонцестояння, а максимальна – після літнього. У Північній півкулі на суходолі мінімальна температура спостерігається в січні, а над океаном – у лютому або навіть у березні, максимальна – над суходолом у липні, а над океаном – у серпні або навіть у вересні. Це легко пояснити відмінностями нагрівання й охолодження цих поверхонь.

Температура верхніх шарів атмосфери характеризується іншим вертикальним розподілом температури, ніж у тропосфері. До висоти 25 км температура залишається постійною ($-50^{\circ}\text{C} \dots -60^{\circ}\text{C}$), а вище цього рівня вона зростає, досягаючи на верхній межі (50 – 55 км) взимку 10°C , а влітку $10 - 15^{\circ}\text{C}$. Шар стратосфери, де відбувається зміна температури, називається *ізопаузою*. Підвищення $t^{\circ}\text{C}$ у верхній частині стратосфери пов'язано з утворенням озону. На відміну від стратосфери мезосфера характеризується невидимим спадом температури з висотою. На верхній межі (біля 80 – 90 км) вона досягає $-75^{\circ}\text{C} \dots -90^{\circ}\text{C}$, а інколи $-110^{\circ}\text{C} \dots -120^{\circ}\text{C}$. У тропосфері, стратосфері, мезосфері разом взятих знаходиться більше 99,5% всієї маси атмосфери. На вищі шари припадає дуже мізерна кількість повітря. У термосфері на висоті від 80 – 90 км знаходиться холодний (-107°C) ізотермічний шар. Далі до висоти 400 км температура зростає до $1000 - 2000^{\circ}\text{C}$. Вище 400 км температура майже не змінюється з висотою. Теоретичні розрахунки показують, що температура в екзосфері з висотою підвищується і на верхній межі становить близько 2000°C .

Розподіл температури повітря на земній поверхні на картах відображають *ізотерми* – лінії, що з'єднують точки з однаковою температурою. Для складання карт ізотерм температури приводять до рівня моря, вважаючи, що з висотою температура зменшується в середньому на $0,65^{\circ}\text{C}$ на кожні 100 м. Для вивчення закономірностей розподілу температури використовують карти ізотерм липня та січня або карту ізотерм року. Простежується широтно-зональна закономірність в розподілі температури повітря.

4.11. Основні характеристики термічного режиму повітря

Оцінка температурного режиму певної території виконується на основі аналізу великої кількості показників, що дають достатньо повне уявлення щодо загальної кількості тепла та можливі коливання

впродовж року за окремі періоди. Основні з цих показників наступні. *Середні температури* за певні відрізки часу (добу, декаду, місяць, рік). Так, *середня добова* температура розраховується як середнє арифметичне значення із температур, що виміряні у всі строки спостережень.

На метеорологічних станціях температуру повітря вимірюють вісім разів на добу через кожні три години. *Середні декадні* та *середні місячні* температури отримані як середнє арифметичне значення із середніх добових температур відповідно за всі декади або місяці. *Середня річна* температура розрахована як середнє арифметичне значення із середніх місячних температур.

Крайні значення визначають з рядів спостережень за показаннями по мінімальному та максимальному термометрах. До таких показників відносяться:

- *середні мінімальні (максимальні) температури*, розраховані для кожного місяця як середнє арифметичне із щоденних мінімумів (максимумів), що дають уявлення щодо середньої температури повітря в найхолодніший (найтепліший) період доби даного місяця;
- *середнє із абсолютних мінімумів (максимумів)*, розраховане осередненням найнижчих (найвищих) щорічних мінімумів (максимумів) температури. Ці характеристики дають уявлення про ту найнижчу (найвищу) температуру, що можна очікувати: один раз у два роки в окремі місяці та за рік;
- *абсолютний мінімум і максимум* температури повітря характеризують найнижчі та найвищі межі, що досягала температура на даній станції за багаторічний період спостережень за окремі місяці та за рік в цілому.

Середні та крайні дати переходу температури через задані значення є спеціалізованими прикладними характеристиками в лісовому, сільському та інших галузях народного господарства. До них належать:

- *дата стійкого переходу температури через $0,5^{\circ}\text{C}$ і 10°C ;*
- *дати першого і останнього заморозку.*

4.12. Основні показники потреби рослин у теплі та умов теплозабезпечення території, способи їх розрахунку

Оцінювання забезпеченості рослин теплом

Термічний інтервал, в межах якого рослини зберігають життєздатність (в природних умовах), відносно невеликий. Вплив

температури на рослини складний та динамічний. Для того, щоб зрозуміти та спростити вплив температури на рослини, вводяться поняття загальних температурних показників рослин. *Біологічний нуль* (мінімум) – температура початку росту і розвитку рослин. Для процесів росту та розвитку рослин помірних широт біологічний мінімум припадає на інтервал температур 5°C – 15°C . *Активною* називають середньодобову температуру після її переходу через біологічний нуль даної рослини. *Ефективною* називається середньодобова температура, зменшена на величину біологічного нуля даної рослини. *Оптимальними* називається температури, за яких всі фізіологічні процеси ідуть активно, рослини мають високу продуктивність. Діапазон оптимальних температур змінюється на кожній стадії розвитку рослин. Невисокі спочатку зростають, досягнувши верхньої межі в період формування генеративних органів. Середнє значення оптимальних температур коливається в межах 20 – 30°C . Високі температури, що пригнічують розвиток рослин, називають *баластними*. *Критичною* називається температура, при якій рослина гине. Більшість видів рослин можуть зберігати життєдіяльність при температурах від $+45\dots+50^{\circ}\text{C}$ до $-50\dots-60^{\circ}\text{C}$, тобто в інтервалі до 100°C . Значно вужчий температурний інтервал під час вегетації – від -5 до $+55^{\circ}\text{C}$.

Температури повітря та ґрунту визначають строки початку та кінця вегетації, здійснюють значний вплив на хід сезонного розвитку, на динаміку росту та річну продуктивність окремих рослин і фітоценозу в цілому. Так, для більшості рослин помірного поясу *вегетаційним періодом* вважається період із середньодобовими температурами вище 5°C , *періодом активної вегетації* – період із середньодобовими температурами вище 10°C .

Як кліматичний елемент тепло є головним визначальним фактором розповсюдження лісів і ареалів деревних порід. Наприклад, північна межа лісів на земній кулі збігається з ізотермою за липень і становить в середньому 10°C , а північна межа ареалу дубу – з річною ізотермою 3°C . Різні деревні породи для нормального росту потребують різну кількість тепла.

Для оцінки кількості тепла, що отримують рослини за період вегетації, використовують суми температур, частіше *суми активних температур вище 10°C* . Суми температур, як показник сумарної потреби рослин в теплі, були введені ще Реомюром (1734 р.). Пізніше суми температур дещо в іншій модифікації стали використовуватися,

в лісовій типології при лісотипологічній класифікації кліматів. В агрометеорології суми температур вважаються досить надійним показником розвитку сільськогосподарських рослин і термічних умов середовища, ними зручно користуватися, їх просто розраховувати.

Таблиця 6

**Потреба сільськогосподарських культур в теплі,
виражена в біологічних сумах температур повітря,
приведених до широти 50⁰С**

Культура	Біологічний мінімум температури, ⁰ С	Біологічна сума температур для широти 50 ⁰ С
1	2	3
Ячмінь	5	1350 – 1525
Озима пшениця	5	1525 – 1625
Кукурудза	10	2000 – 2900
Соняшник	8	1850 – 2300
Буряк цукровий	8	1200 – 1800
Яра пшениця (м'яка)	5	1500 – 1875
Яра пшениця (тверда)	5	1575 – 1800
Овес	5	1350 – 1650
Озиме жито	5	1450 – 1550
Гречка	7	1200 – 1400
Просо	10	1495 – 1800
Сорго	12	2350 – 2850
Рис	15	2200 – 3260
Горох	5	1300 – 1580
Квасоля	12	1500 – 1900
Соя	10	2100 – 3000
Огірки		1200 – 1450
Томати		1500 – 1750
Капуста		1400 – 1650
Морква		1500 – 1750
Картопля		1400

Так, потреба рослини в теплі виражається *біологічною сумою температур*, тобто сумою середньодобових температур повітря, за період вегетації даної культури від початку росту до стиглості.

В табл. 6 наведено розрахунок потреби в теплі для основних сільськогосподарських культур, тобто біологічну суму температур на географічній широті 50°C , яка прийнята для практичного користування.

Оцінка загальних термічних ресурсів території виконується за сумою активних температур вище 10°C , яку називають *кліматичною сумою температур* (при температурі 10°C і вище активно вегетує більшість рослин). Порівнюючи біологічні та кліматичні суми, визначають *забезпеченість теплом* даної рослини в даній місцевості. Такий метод оцінки забезпеченості рослин є прийнятим і в лісничому виробництві, особливо в регіонах, де займаються вирощуванням лісу. Якщо оптимальна сума температур дубу черешчатого в межах сучасного ареалу становить $2360 - 2700^{\circ}\text{C}$, то вирощувати його доцільно там, де ресурс тепла не нижчий за це значення. Суми температур нараховують двома методами, використовуючи поняття не тільки активної, а й ефективної температури.

Графічним методом (метод гістограм) обчислюють середні багаторічні суми температур. Для цього будують гістограму річного ходу температури повітря за даними середніх місячних температур. За період з температурою вище 10°C розраховують активні температури за кожен місяць множенням середньої місячної температури (яка вище 10°C) на кількість днів у місяці. За місяці, де був перехід температури через 10°C , знаходять суми за допомогою графіка. Всі розраховані значення додають і отримують суму активних температур за період вище 10°C .

Метод наростаючих підсумків використовується на базі середньої добової температури повітря. Використовуючи суму температур як умовну характеристику кількості тепла на певній території, з одного боку, а з іншого, – суму температур, що необхідна для кожної рослини, і порівнюючи ці суми між собою, пов'язують потреби рослини з атмосферою, обумовлюючи єдність організму з умовами середовища. У цьому полягає екологічне значення сум температур.

4.13. Значення урахування температурного режиму повітря в сільськогосподарському виробництві

З початком формування надземних органів, розвиток рослин все більше залежить від температури повітря. Але в різні періоди життя рослини неоднаково вимогливі до тепла. Крім того, одним культурам у період вегетації потрібно більше, а іншим – менше тепла. Так, від початку росту до досягання (технічної стиглості) сума додатних температур вище $+10^{\circ}\text{C}$ для вівса становить 1300°C , кукурудзи ранніх сортів – $1500 - 2000^{\circ}\text{C}$, пізніх сортів – $2500 - 3000^{\circ}\text{C}$, а для винограду – $2500 - 3300^{\circ}\text{C}$.

На низькі температури повітря різні рослини реагують по-різному. Так, тропічні рослини гинуть уже при $2^{\circ} - 4^{\circ}\text{C}$, тоді як деякі рослини північних районів можуть узимку переносити морози до -60°C , -68°C . При низьких температурах в усіх рослин уповільнюються фізіологічні процеси – фотосинтез, дихання, транспірація тощо. Якщо температура підвищується, процеси активізуються. Надмірно високі температури (вище за оптимальні) призводять до посилення розпаду речовин і послаблення синтезу, а в окремих випадках – до порушень життєвих функцій органів рослин, що можуть викликати загибель рослини. 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 і *температурним максимумом*, за межами якого рослини існувати не можуть.

Значення температури між температурним оптимумом та мінімумом називається *толерантною зоною*. Дослідженнями встановлено, що в міру збільшення добових амплітуд коливання температури повітря поліпшується якість урожаю – збільшується цукристість фруктів і коренеплодів, вміст білка в зернових культур тощо. Нічні зниження температури, особливо тоді, коли вони досягають точки роси, поліпшують водний режим культур, збільшують вміст води у рослинах. У результаті цього вночі ріст вегетативних органів більший, ніж репродуктивних.

Температура ґрунту й повітря також впливає на життя і

продуктивність сільськогосподарських тварин. Для тваринництва тепловий режим ґрунту має гігієнічне значення. Адже він впливає на мікробіологічні процеси та розкладання органічних речовин, а також на умови будівництва тваринницьких приміщень. Значні коливання температури повітря можуть порушувати терморегуляцію організму, завдаючи йому цим самим певної шкоди, що позначається на продуктивності тварин. Різке похолодання чи тривала спека призводять до частих захворювань і загибелі худоби. Температура повітря впливає на сільськогосподарських тварин і через кормову базу, насамперед через заготівлю та збереження кормів.

Контрольні запитання

1. Що є основним механізмом передачі тепла в ґрунті?
2. Яку назву має шар ґрунту або води, в якому існують добові та річні коливання температури?
3. Який вигляд має рівняння теплового балансу земної поверхні?
4. Що називається теплоємністю?
5. Що називається питомою теплоємністю?
6. Як називається здатність ґрунту передавати тепло від більш нагрітих до менш нагрітих шарів?
7. Що називається теплопровідністю?
8. Від чого залежить коефіцієнт теплопровідності ґрунту?
9. Що називається температуропровідністю?
10. Що характеризує коефіцієнт температуропровідності?
11. Що характеризує основне рівняння теплопровідності?
12. Що називається амплітудою ходу температури?
13. Що називається термоізоплетами?
14. Що показує графік термоізоплет?
15. Які закони пояснюють розповсюдження тепла з глибиною в ґрунті?
16. Що встановлює перший закон Фур'є ?
17. Що характеризує другий закон Фур'є ?
18. Що називається активним або діяльним шаром?
19. Що встановлює третій закон Фур'є?
20. Які фактори впливають на температуру ґрунту?
21. Які заходи спрямовані на підвищення температури поверхневих шарів ґрунту?
22. Які заходи, спрямовані на захист ґрунту від надмірного перегрівання?

23. Завдяки чому здійснюється теплообмін в атмосфері?
24. Який процес називають сухоадіабатичним?
25. Який процес називають вологадіабатичним?
26. Коли відбувається адіабатичне охолодження атмосфери?
27. Коли відбувається адіабатичне нагрівання атмосфери?
28. Що називається вертикальним градієнтом температури (ВГТ), або γ ?
29. Як визначається вертикальний градієнт температури?
30. Що являють собою температурні інверсії?
31. Якими бувають приземні інверсії за причинами утворення?
32. Як виникають радіаційні та адвективні інверсії?
33. Яку назву мають інверсії, що посилюються впливом неоднорідного рельєфу?
34. Що називається називається тепловим режимом атмосфери?
35. Які виділяють типи річного ходу температури повітря за величиною річної амплітуди та часом настання екстремальних температур?
36. Що називається ізотермами повітря?
37. Які ви знаєте основні характеристики термічного режиму повітря?
38. Як називають температуру початку росту і розвитку рослин?
39. Що називається активною температурою?
40. Як визначається активна температура?
41. Що називається ефективною температурою?
42. Як визначається ефективна температура?
43. Які температури називають оптимальними?
44. Як називаються температури, що пригнічують розвиток рослин?
45. Яка температура називається критичною?
46. Який період називається вегетаційним?
47. Як називається період із середньодобовими температурами вище 10°C ?
48. Чим визначається потреба рослини в теплі?
49. Що являє собою кліматична сума температур?
50. У чому полягає графічний метод (метод гістограм)?
51. Що називається толерантною зоною?

Розділ 5. Вода в атмосфері та ґрунті

5.1. Вологість повітря, її характеристики та значення для сільськогосподарського виробництва

Вода – найпоширеніша речовина як у космосі, так і на Землі. Так, крижані шапки на полюсах Марса, повністю вкриті кригою супутники Юпітера, Сатурна та інших планет, крижані кільця навколо Сатурна, пари води в атмосфері Венери, крижані ядра комет та кометоподібних тіл – усе це свідчить про те, що до складу первинної речовини нашої планети повинні були входити молекули, а можливо, досить великі крижані об'єкти, і, звичайно водоутворюючі компоненти – водень і кисень.

Світовий океан вміщує в себе 1 мільярд 338 мільйонів кубокілометрів води, а загальна кількість води на Землі за останніми даними 1 мільярд 386 мільйонів кубокілометрів. Всієї кількості води вистачило б на те, щоб вкрити земну кулю шаром близько 2,6 км, якщо б поверхню планети передчасно вирівняти, як більярдну кулю.

Професор В.І. Вернадський зазначав, що вода займає особливе місце в історії нашої планети і немає природного тіла, яке б могло зрівнятись з нею за впливом на хід основних найзначніших геологічних процесів, немає земної речовини, мінералу, гірської породи, живого тіла, яке б її не включало. Вода існує скрізь, вона буквально пронизує всі оболонки Землі: в атмосфері вона присутня у вигляді пари та скупчень хмар, у земній корі – в тріщинках і порах, вона наповнює рослинні й тваринні організми, проникає в будь-які ділянки того простору, де існує людина та все живе.

Вологість повітря значно впливає на самопочуття людини та стан сільськогосподарських культур. Проте цей вплив краще простежується на інших характеристиках вологості.

Атмосферна волога, її фазовий стан та вологообіг відіграють значну роль у формуванні погоди та клімату. Вміст водяної пари дуже змінюється залежно від циркуляційних процесів, фізико-географічних умов місцевості, пори року, стану ґрунту та інших чинників. Найбільше вологи міститься в повітрі, що надходить в Україну із Середземного моря та Атлантичного океану. Повітряні маси, що переміщуються з Арктики, мають низький вміст вологи. Вміст вологи у 7-кілометровому шарі повітря над Україною становить у середньому за рік 15 кг/м^2 і змінюється протягом року

від 9 взимку до 27 кг/м² влітку.

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. Водяна пара – найбільш нестійка складова частина атмосфери. В атмосфері її вміст змінюється залежно від фізико-географічних умов місцевості, пори року, часу доби, умов погоди. В середньому з висотою її кількість зменшується: найбільше вологи міститься біля поверхні, з якої йде випаровування. Чим далі шари атмосфери знаходяться від поверхні землі – тим менше в них міститься вологи. До того ж загальне зниження температури повітря з висотою також обмежує вміст водяної пари повітря. У вищі шари атмосфери водяна пара проникає внаслідок турбулентної дифузії. В горизонтальному напрямку водяну пару переносять вітри.

Вологість повітря характеризується наступними показниками.

Парціальний тиск водяної пари (e) – тиск, що мала би водяна пара, яка міститься в газовій суміші, коли б вона займала об'єм, що дорівнює об'єму суміші при такій же температурі. Парціальний тиск водяної пари e вимірюється в гектопаскалях (гПа), мілібарах або міліметрах ртутного стовпчика.

1гПа= 1 мбар = 0,75 мм рт.ст. Він визначається за психрометричною формулою:

$$e = E' - AP(t - t'), \quad (5.1.1)$$

де E' – тиск насиченої водяної пари при температурі змоченого термометра, гПа;

P – атмосферний тиск, гПа;

$(t - t')$ – різниця температур сухого і змоченого термометрів, °С;

A – психрометричний коефіцієнт, що залежить від швидкості руху повітря біля резервуара термометра (для станційного психрометра $A_{\text{ст.}} = 0,0008^{\circ}\text{C}^{-1}$, для аспіраційного психрометра $A_{\text{асп.}} = 0,0007^{\circ}\text{C}^{-1}$).

Парціальний тиск водяної пари на території України в середньому за рік змінюється незначно: в північних районах він становить близько 9 гПа, а в південних – 10 гПа. На Південному березі Криму досягає 11 – 12 гПа. Найменші значення відмічаються в

Українських Карпатах, особливо на висоті понад 1000м (Пожежевська – 6,4 гПа, Плай – 6,6 гПа), а також у Кримських горах (Ай-Петрі – 7,3 гПа, Карабі-Яйла – 7,7 гПа).

Тиск насиченої водяної пари (E , гПа) – максимальне значення e , що може спостерігатися при даній температурі. При додатних температурах тиск насиченої пари над плоскою поверхнею дистильованої води залежить лише від температури, а при від’ємних – від фазового стану випаровувальної поверхні.

E визначається за таблицею за значенням сухого термометра.

Дефіцит насичення водяної пари (d) – різниця між тиском насиченої водяної пари та її парціальним тиском. Дефіцит насичення визначається за формулою:

$$d = E - e. \quad (5.1.2)$$

Насиченим називають повітря, в якому міститься максимально можлива кількість водяної пари при даній температурі.

Дефіцит насичення впливає на інтенсивність випаровування та використовується в розрахунках, оскільки випаровування залежить від кількості пари, що повітря ще в змозі поглинути. Дефіцит насичення є критерієм оцінки посушливих умов погоди. На його значення впливають топографічні умови підстильної поверхні. На випуклому рельєфі порівняно з рівнинною поверхнею дефіцит насичення вночі завжди вищий, а вдень нижчий, а на увігнутих, навпаки, вночі – нижчий, ніж удень.

Дефіцит насичення водяної пари змінюється протягом року аналогічно температурному ходу повітря: чим вона вища, тим більше дефіцит насичення за певних значень парціального тиску водяної пари. Найменші значення дефіциту насичення спостерігаються в холодний період року, найбільші – у теплий.

Взимку за значної хмарності, частих опадів і повної відсутності випаровування вологість повітря порівняно рідко досягає повного насичення. В Україні дні з дефіцитом насичення понад 20 гПа, що приводить до зниження тургору у рослин, спостерігаються рідко. За останні 30 років такі дні відмічались у серпні 1972 р. у Харківській (Приколотне – 19,6 гПа), Луганській (Сватове – 20,5 гПа, Біловодськ – 21,9 гПа, Луганськ – 20,4 гПа),

Донецькій (Артемівськ – 20,6 гПа, Дебальцеве – 19,5 гПа) областях тощо.

Режим вологості значною мірою впливає на технологічні процеси у проектуванні цивільних, промислових та інших споруд, на комфортні умови в приміщеннях та умови праці людей на відкритому повітрі.

Відносна вологість (f) – відношення парціального тиску водяної пари e до тиску насиченої водяної пари E при даній температурі, %:

$$f = \frac{e}{E} 100\%. \quad (5.1.3)$$

З усіх показників вологості найбільший практичний інтерес являє відносна вологість, що характеризує ступінь насичення повітря водяною парою. На неї істотно впливає підстильна поверхня. Відносна вологість у приземному шарі завжди має добовий та річний хід, протилежний ходу температури повітря. Тобто зі зниженням температури відносна вологість зростає, а з підвищенням – зменшується. Відносна вологість найбільше відображає мінливість вмісту вологи в повітрі в часі та просторі.

Розподіл її по території визначається температурним режимом та надходженням вологи в атмосферу. Взимку відмічається найменша мінливість відносної вологості. Її значення постійно високі внаслідок великої повторюваності циклонічних вторгнень, а також радіаційного вихолоджування повітря в антициклонах і наближається до максимальних. Внаслідок високої відносної вологості в цей час в горах часто спостерігаються тумани та різні явища, пов'язані з сублімацією та конденсацією водяної пари. Відносна вологість повітря збільшується з підвищенням місцевості над рівнем моря, що пов'язано зі зниженням температури повітря.

Середні річні значення вологості зменшуються з північного заходу та північного сходу (80%) на південний схід (75%) і збільшуються в горах (в Українських Карпатах перевищують 80%). На узбережжях Чорного і Азовського морів вологість зростає до 76 – 78%, на Південному березі Криму – зменшується до 67 – 69%. У річному ході відносної вологості спостерігається два мінімуми – на початку квітня та наприкінці серпня. Протягом року відносна вологість також змінюється. Відносна вологість залежно від форм рельєфу в добовому та річному ході зазнає великих змін.

Абсолютна вологість ($a, \text{г/м}^3$) – маса водяної пари, що міститься в одиниці об'єму вологого повітря. Абсолютна вологість визначається за формулою:

$$a = \frac{0,8 \cdot e}{1 + \alpha \cdot t}, \quad (5.1.4)$$

де t – температура повітря, $^{\circ}\text{C}$;

α – коефіцієнт об'ємного розширення газів (0,004).

Температура точки роси t_d – температура, при якій повітря досягає стану насичення за даних пружності водяної пари й атмосферному тиску. Визначається точка роси за значенням парціального тиску водяної пари, виражається в градусах Цельсія ($^{\circ}\text{C}$).

Дефіцит точки роси ($\Delta^{\circ}\text{C}$) – різниця між температурою повітря і точкою роси при даному атмосферному тиску.

При даній температурі в повітрі може знаходитися лише обмежена кількість водяної пари. Зі зниженням температури можливий вміст водяної пари зменшується. Якщо температура знизиться до точки роси, то водяна пара, що міститься у повітрі, досягає повного насичення.

Максимальний вміст водяної пари спостерігається в нижніх шарах атмосфери, найближчих до підстильної поверхні. Маючи меншу, ніж сухе повітря, щільність, водяна пара постійно намагається піднятися вгору.

Вміст її в атмосферному повітрі залежить від температури, вітру, пори року, тиску, а властивість перетворюватися в рідкий чи твердий стани при випадінні опадів характеризує її як найбільш мінливу метеорологічну величину. На висоті до 1 км над рівнем моря кількість водяної пари в атмосфері зменшується в 1,5 раза, на висоті 3 км – у 4 рази, на висоті 6 км – у 10–15 разів. Вологість повітря вважається однією з найважливіших характеристик погоди та клімату. Вона визначає кількість атмосферних опадів, обумовлює дальність видимості, затримує сонячну радіацію. Вологість повітря різносторонньо впливає на життя рослин. Дуже впливає на вологість повітря рослинний покрив. Рослини випаровують велику кількість

води і збагачують водяною парою приземний шар атмосфери. Цьому сприяє ще й зменшення швидкості вітру в лісі, а отже зменшення турбулентної дифузії пари. Влітку парціальний тиск і відносна вологість всередині лісу набагато вищі від показників e і f над відкритою місцевістю.

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

При надмірній вологості ($f = 80\%$ – вологі дні) транспірація проходить слабо, цвітіння затримується, запилення відбувається недостатньо, продуктивність рослин знижується. Надмірно висока вологість сприяє великоклітинній будові тканин рослин, що у подальшому викликає полягання у зернових культур.

У період цвітіння висока вологість повітря затримує цвітіння та плодоношення рослин, перешкоджає нормальному запиленню рослин, а в теплу пору року сприяє розвитку грибних і бактеріальних захворювань рослин (мучнистої роси, білої гнилі, фітофтори, різних видів іржі) та розмноженню деяких шкідників, що призводить до зменшення врожаю.

При оптимальній вологості ($f = 50 - 60\%$) транспіраційний апарат рослин функціонує правильно, вологообмін між рослинами та повітрям проходить нормально, спостерігається високий приріст органічної маси. Висока вологість у період досягання хлібів затримує наступ повної стиглості, збільшує вологість зерна і соломи, що, по-перше, ускладнює збирання хлібів, по-друге – викликає проростання зерна. У разі зменшення дефіциту насичення до 3 гПа збирання зерна припиняється. Ще більше неприємностей рослинам завдає низька вологість.

При низькій вологості ($f = 30\%$ – сухі дні) посилюється транспірація, знижується приріст органічної маси, а при сухих вітрах може спостерігатися деформація органів плодоношення і навіть загибель рослин від висихання. Зменшення відносної вологості викликає втрату тургору в листках, а якщо це явище спостерігається декілька днів, то листя всихає, зменшується

фотосинтезуюча поверхня та втрачається частина врожаю. Особливо шкідливе зменшення вологості повітря відчувається в період цвітіння та наливу зерна хлібних злаків. Низька вологість викликає пересихання пилку, що сприяє неповному заплідненню. Крім того, низька вологість у період наливання зерна викликає щуплість зерна, зменшення його врожаю.

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

Але низька вологість повітря у період дозрівання винограду і цукрових буряків підвищує вміст цукру в ягодах та коренеплодах. Від вологості повітря також залежать строки проведення сільськогосподарських робіт: сушка зерна, закладання силосу, боротьба з бур'янами тощо. Впливає вологість і на фізіологічні процеси в організмах сільськогосподарських тварин, передусім на процеси терморегуляції. Висока вологість утруднює тепловіддачу, а це може привести до перегрівання організму або теплового удару, при низьких температурах – до переохолодження та простудних і шкірних захворювань тварин.

5.2. Агromетeоролoгiчнi показники потреби рослин у воді, методи їх визначення. Критичні періоди в розвитку рослин

Ступінь відповідності потреби рослин у ґрунтовій волозі для формування високих врожаїв наявним запасам продуктивної вологи в ґрунті називається *вологозабезпеченістю рослин*. Оцінка вологозабезпеченості рослин дається в балах в залежності від стану рослин: 1 бал – дуже погана вологозабезпеченість; 2 бали – погана, низька, недостатня; 3 бали – достатня, оптимальна.

Проблема вологозабезпеченості рослин надзвичайно складна, оскільки в процесі живлення рослин водою необхідно враховувати не лише фізіологічні та фізичні аспекти, а також особливості такої

складної системи, як ґрунт. Саме тому на сьогодні не можна чітко визначити найефективніші критерії оцінки вологозабезпеченості. Складність проблеми примушує звертатися до використання не одного, а декількох показників оцінки, до яких відноситься, зокрема, *кількість опадів*.

Одна з найпоширеніших характеристик прихідної частини водного балансу. Вологозабезпеченість рослин за цим показником визначається порівнянням її значення в конкретному році з кліматичною нормою. Близькість за значенням величин вказує на те, що вологозабезпеченість конкретного року відповідає кліматичному потенціалу певної місцевості. Тому необхідно пам'ятати, що при тій же кількості опадів в різних районах, в різні періоди розвитку рослин, забезпеченість їх вологою буде неоднакова.

Найменша вологоємність (НВ) - верхня межа оптимальної вологості ґрунту для рослин. Для чорноземних ґрунтів оптимальною вологозабезпеченістю вважається значення $НВ = 180 - 200$ мм, для суглинистих – $170 - 180$ мм, для супіщаних – $150 - 160$ мм, піщаних $80 - 120$ мм. Зниження вологи в ґрунті до $70 - 80$ % від НВ (для чорноземів до $140 - 160$ мм) характеризує задовільну вологозабезпеченість.

Гідротермічний коефіцієнт (ГТК) Селянінова прямо залежить від кількості опадів і обернено – від можливих витрат вологи рослинами на випаровуваність. В основі цього коефіцієнта закладено положення, відповідно до якого ступінь зволоження території прямо впливає на випаровуваність. Гідротермічний коефіцієнт Селянінова визначається за формулою:

$$ГТК = \frac{r}{0,1 \sum t > 10^{\circ}C} , \quad (5.2.1)$$

де r – кількість опадів, що випали за період з температурою вище $10^{\circ}C$;

$\sum t > 10^{\circ}C$ – сума активних температур вище $10^{\circ}C$.

Множник $0,1 \sum t > 10^{\circ}C$ характеризує випаровуваність. При значенні ГТК менше 0,5 період вважається сухим; 0,5 – 0,9 – посушливим; 1,0 – 1,3 – нормально зволеним; 1,4 – 1,6 – вологим; більше 1,6 – надмірно вологим.

Продуктивна волога ґрунту – важливий комплексний показник зволоження сільськогосподарського поля та рослин, що включає

режим опадів, випаровування, вологообмін ґрунту по вертикалі, стоку. Незважаючи на складність визначення, вона є найточнішим показником оцінки вологозабезпеченості. Пов'язуючи цю величину та потреби рослин у волозі для різних періодів розвитку, *оцінку вологозапасів ґрунту* виконують для таких шарів ґрунту:

- орний шар ґрунту глибиною 0 – 20 см – запаси води дуже низькі – 5 мм і менше; недостатні – 19 – 5 мм, задовільні – 29 – 20 мм, оптимальні – 40 – 30 мм;

- шар ґрунту 0 – 50 см – недостатні запаси води, що менше 30 мм, оптимальні 80 – 60 мм;

- шар ґрунту 0 – 100 мм – недостатні запаси води 130 – 80 мм, оптимальні 180 – 160 мм.

При дуже низьких (менше 5 мм) запасах продуктивної води в орному (0 – 20 см) шарі ґрунту сходи не з'являються. Дев'ять сухих декад за вегетацію практично призводять до загибелі зернових. При надмірному зволоженні ґрунту визначальну роль у розвитку культур відіграє не кількість води та поживних речовин, а кількість повітря в ґрунті. Відомо, що необхідна для рослин інтенсивність газообміну між ґрунтом і атмосферою спостерігається при вмісті повітря у ґрунті в межах 13 - 35% ПВ і залежить від потреб культур. Нестача кисню згубніша для рослин, ніж нестача води.

Надмірно вологий ґрунт шкідливий не тільки в період росту і розвитку культур, але й до сівби, тому що в ґрунті уповільнюються мікробіологічні процеси, що приводить до зниження родючості ґрунту. Надмірно зволожені ґрунти негативно діють на рослини не лише кількістю води, але й тривалістю періоду перезволоження. Так, п'ять перезвожених днів у період сходи – кушніння знижують урожай зернових до 70 -80 %.

5.3. Випаровування, транспірація, коефіцієнт транспірації

Вплив метеорологічних чинників на випаровування і транспірацію

Водні ресурси Землі – атмосферна вода, поверхневі, підземні та ґрунтові води – найтісніше взаємопов'язані з кругообігом води. Основними чинниками, що впливають на кругообіг води в природі, є теплова енергія та сила тяжіння. Під впливом теплоти відбувається випаровування, конденсація водяної пари, а під впливом сили тяжіння – падіння крапель дощу, течія річок, рух

поверхневих і підземних вод. Щорічно з поверхні земної кулі випаровується 577 тис. км³ води. Більша її частина припадає на Світовий океан (505 тис. км³) і менша (72 км³) – на суходіл. Волога, що випарилась, конденсується та випадає у вигляді опадів. Річна кількість опадів, що випадає на поверхню океану, менша, ніж випаровування. Надлишок вологи, що випаровується, у кількості 47 тис. км³ переноситься повітряними течіями на континенти та острови, формує річки, озера, льодовики, підземні води. Такий же об'єм води повертається протягом року в океан у вигляді стоку річок і стоку підземних вод.

Випаровування є однією з основних складових теплового і водного балансів підстильної поверхні. Завдяки йому атмосфера не тільки збагачується вологою, але й обмінюється теплом з поверхнею землі. Випаровування представляє великий інтерес під час дослідження процесів у нижніх шарах атмосфери, а для сільськогосподарського виробництва має важливе практичне значення. Випаровування вимірюють випарниками різних конструкцій у міліметрах випареної води за одиницю часу (годину, добу, місяць тощо). Інтенсивність випаровування, його добовий та сезонний хід залежать від характеру випаровуваної поверхні, її температури та вологості, швидкості вітру, атмосферного тиску. Протягом доби найбільше випаровування відмічається о 13 – 14-й год, протягом року – найвищої температури повітря. У зв'язку з тим, що випарників недостатньо, для визначення випаровування застосовують різні розрахункові методи. Сумарне випаровування визначають за методом О.Р.Константинова, що ґрунтується на використанні інформації метеорологічних спостережень.

Випаровування – процес переходу води з рідкого стану в газоподібний. Процес фізичного випаровування полягає в подоланні швидкорухомими молекулами води сил зчеплення, у відриві їх від поверхні та переході в атмосферу. При насиченні повітря водяною парою процес випаровування припиняється. Випаровування залежить від багатьох факторів. Головними з них є температура поверхні, що випаровує, вологість повітря та вітер. Процес випаровування відбувається кожену хвилину в природі, де утворюється близько 1 млрд т водяної пари. Він вимагає витрат тепла: на випаровування 1 г води потрібно 597 кал, на випаровування 1 г льоду на 80 кал більше. У результаті температура

поверхні, що випаровує, знижується. Випаровування відбувається за рахунок турбулентного перемішування повітря, молекулярної дифузії, конвекції. Взагалі випаровування характеризується так званою *швидкістю випаровування* – кількістю води, що випаровується в одиницю часу з одиниці поверхні та визначається за формулою:

$$W = A \cdot E_1 - \frac{e}{P}, \quad (5.3.1)$$

де E_1 – тиск насиченої водяної пари, визначений за температурою випаровуваної поверхні;

e – парціальний тиск;

P – атмосферний тиск;

A – коефіцієнт пропорційності, який залежить від швидкості вітру.

Швидкість випаровування з водної поверхні зростає зі збільшенням її температури, дефіциту пари над нею, швидкості вітру. Швидкість випаровування з поверхні ґрунту в першу чергу залежить від температури, а також від вологості повітря, швидкості вітру, вмісту води в ґрунті, його фізичних властивостей, стану поверхні, наявності рослинності.

Характерною особливістю розподілу випаровування є широтна зональність: зі зменшенням широти випаровування збільшується.

Випарність – це потенційно можливе випаровування з надмірно зволоженого ґрунту або водяної поверхні при певних метеорологічних умовах. Випарність характеризує величину можливого випаровування з суші при достатньому зволоженні. Фізичне випаровування і транспірація рослин в сумі становлять *сумарне випаровування – евапотранспірацію*.

Сумарне випаровування залежить від видового складу рослинного покриву та стану розвитку рослин. За умов недостатнього зволоження випаровування значною мірою впливає на врожайність сільськогосподарських культур, наприклад, зі збільшенням сумарного випаровування (за умов зрошення) урожайність значно зростає.

Випаровування з поверхні ґрунту. На випаровування з ґрунту, крім метеорологічних факторів, впливають вологість ґрунту, його

колір, стан поверхні (гладка чи шорстка), механічний склад ґрунтів і структура, рельєф, наявність і характер рослинного покриву. Інтенсивніше проходить випаровування:

- з темних ґрунтів, у яких більший радіаційний баланс і вища температура;
- з ґрунтів з шорсткою поверхнею, що мають більшу площу в порівнянні з гладкою та зазнають сильнішої дії вітру;
- з ґрунтів важкого механічного складу (глинисті), водопідйомність яких значно більша, ніж піску;
- з ґрунтів пилюватої структури, на яких утворюється поверхнева кірка;
- на підвищених частинах рельєфу, де циркуляція повітря прискорена, то на південних схилах, що прогріваються сильніше за інші;
- з ґрунтів без рослинності.

Рослинність, особливо ліс, набагато зменшує випаровування з ґрунтів за рахунок зниження температури ґрунту, зменшення швидкості вітру, послаблення турбулентного перемішування та підвищення вологості повітря. Випаровування води рослинами – складний фізико-біологічний процес, що називається *транспірацією*. Кількість води, що потрібна рослині для утворення одиниці маси сухої речовини називається *коефіцієнтом транспірації*.

Деревинні породи мають менший коефіцієнт транспірації в порівнянні з трав'янистими рослинами. Так, у ясеня він становить 85 кг води на 1кг сухої речовини, у берези, дуба та сосни – відповідно близько 80, 65 і 40 кг. Для порівняння величина транспіраційного коефіцієнта досягає у пшениці – 500, люцерни – 1000. Серед великої кількості кліматичних показників, що обумовлюють продуктивність лісу, одним з головних є умови випаровування. Відомий вчений Д.Л. Арманд вказував, що випаровування – складова водного балансу, краще за інші корелює з продуктивністю фітомаси. Транспірація залежить від метеорологічних умов, вологості ґрунту, біологічних особливостей рослин. Ліси неоднакового складу, віку, повноти, бонітету по-різному поглинають і транспірують вологу. За К.Б. Лосицьким, за весь вегетаційний період хвойний ліс транспірує 104 – 154 мм, а листяний – 203 – 305 мм води.

Як уже зазначалося, рослинність, особливо ліс, набагато зменшує випаровування з ґрунтів. Але сама рослинність витрачає велику

кількість води на транспірацію. Тому сумарне випаровування фітоценозів набагато більше за випаровування з ґрунту без рослин. І все ж евапотранспірація води лісом не призводить до надмірного осушення ґрунтів, тому що, по-перше, в лісі більші запаси снігу; по-друге, ліс вбирає більшу кількість вологи; по-третє, впродовж року над лісом випадає більша кількість опадів. Випаровування в посушливих регіонах регулюють агротехнічними та меліоративними заходами. У першому випадку це всі види обробітку ґрунту, в другому – створення полезахисних лісових насаджень.

5.4. Сучасні методи визначення випаровування та його регулювання

Існує декілька інструментальних способів визначання швидкості випаровування води. Суть їх зводиться до визначення товщини шару води, що випаровується за одиницю часу з випарників різних конструкцій. Крім того, є багато методів обчислення величини випаровування води. Найпоширенішим в географії є метод водного балансу

$$Z = X - Y, \quad (5.4.1)$$

де Z – річна сума випаровування з басейну річки, мм;

X – річна сума опадів, мм;

Y – річний стік, мм.

Атмосферні опади складають головну частину вологи, що потрапляє на водозбір. Опади визначаються за допомогою опадомірів. Для обчислення опадів використовуються дані метеорологічних станцій, що розташовані як у межах річкового водозбору, так і на найближчих до нього територіях. Всі ряди спостережень за опадами необхідно привести до одного розрахункового періоду. Після введення поправок в дані про опади кожної станції середній шар опадів для річкового басейну може бути обчислений одним з наступних методів: середнього арифметичного, квадратів, зважування, ізогіет.

Розрахунок випаровування з поверхні річкового басейну виконується за допомогою графіків П.С.Кузіна, Б.В.Полякова, М.І.Будико та О.Р.Константинова. Річковий стік Y визначається для

замикаючого створу за даними гідрометричних спостережень за місячними значеннями стоку. При цьому сумарний стік ділиться на поверхневу та підземну складові. Річковий стік – це результат складної взаємодії різних елементів географічного ландшафту. Річковий стік – є функцією середнього значення опадів та випаровування, тобто гідрометеорологічних компонентів географічного ландшафту, що відбивають те співвідношення тепла та вологи, яке властиве даній географічній зоні. Річковий стік визначається за формулою:

$$Y = \frac{\bar{Q}T}{F \cdot 10^3}, \quad (5.4.2)$$

де Y – шар стоку, мм;

\bar{Q} – середні місячні витрати води, м³/с;

T – число секунд в розрахунковому місяці; так, для місяця $T=30 \cdot 24 \cdot 60 \cdot 60 = 2,59 \cdot 10^6$ с та $31,56 \cdot 10^6$ – число секунд для середнього року;

F – площа водозбору, км².

Одним з найважливіших завдань агротехніки є скорочення непродуктивного випаровування вологи рослинами та ґрунтом. Для цього застосовують різноманітні агротехнічні заходи: рання зяблева оранка, боронування зябу рано навесні (закриття вологи), розпушування ґрунту в міжряддях просапних культур тощо. Рання зяблева оранка зменшує поверхневий стік навесні в сухих степах у п'ять разів, а в лісостепу – у два рази.

Зменшенню фізичного випаровування ґрунту сприяють: мульчування ґрунту, створення лісосмуг, куліс, забарвлення поверхні ґрунту в білий колір. Для мульчування використовують: солом, торфову крошку; крупнозернистий пісок, чагарникові обрізки на виноградниках тощо. В останні роки почали використовувати: агроволокно, поліакриламід, спеціальні емульсії.

Полезахисні лісосмуги зменшують швидкість вітру над угіддями, зменшуючи непродуктивне випаровування. Майже такий самий ефект мають і від впровадження куліс з високостеблових рослин. Крім охолодження повітря, для початку конденсації пари ще необхідна наявність у повітрі так званих ядер конденсації.

Пониження температури повітря нижче точки роси можливо внаслідок: охолодження діяльної поверхні шляхом ефективного

випромінювання та наступного охолодження прилеглого шару атмосфери, змішування двох мас повітря, що близькі до насичення водяною парою, але мають різну температуру, адіабатичного підняття повітря (адіабатичного охолодження).

5.5. Добовий та річний хід випаровування та вологості повітря. Зміна вологості повітря з висотою та в рослинному покриві

Добовий та річний хід випаровування має тісний зв'язок з коливаннями температури – її підвищення посилює випаровування та надходження водяної пари в повітря. Випаровування з поверхні океанів значно більше, ніж з поверхні суходолу. В середніх та низьких широтах воно змінюється від 600 мм до 3000 мм. Над крижаним покривом воно незначне. На суходолі протягом року в пустелях випаровується менше 100 мм води.

Те ж саме спостерігається на арктичних островах, а в центральних районах Антарктиди сублімація водяної пари на поверхні снігу переважає над випаровуванням. У вологих тропіках за рік випаровується до 800-1000 мм, а в Індонезії та в басейні Амазонки навіть більше 1000 мм. В Україні сумарне випаровування змінюється від 375 мм на сході Херсонської та на північному заході Луганської області до 650 мм у Львівській області.

Випаровуваність змінюється в таких же межах, але має дещо інший розподіл. З поверхні океанів випаровується максимально можлива кількість води при даних метеорологічних умовах і це є величина випаровуваності. На суходолі найменша випаровуваність спостерігається у високих широтах, де при низьких температурах тиск насиченої водяної пари та фактичний тиск мало відрізняється. На Шпіцбергені випаровуваність протягом року менша 80 мм. В Англії вона досягає 400 мм, в Середній Європі близько 450 мм, в Луганську 740 мм. В помірних широтах випаровуваність найбільша в пустелях Середньої Азії. В Ташкенті вона досягає 1340 мм, а в Нукусі 1800 мм. У вологих тропіках випаровуваність збігається з випаровуванням (800 – 1000 мм). Невелика вона на узбережжях океанів. Так, на узбережжі Сахари річна випаровуваність становить 600 – 700 мм, а в центральних районах пустелі – більше 3000 мм.

В найпосушливіших районах Аравії та пустелі Колорадо вона

перевищує 3000 мм. Отже, тут міг би випаровуватись шар води товщиною більше 3 м, але немає чому випаровуватись.

Добовий та річний хід зволоження повітря. У теплу пору року при достатній зволоженості ґрунту або над водною поверхнею максимум *абсолютної вологості* повітря відмічається вдень о 14 – 15 год, мінімум – перед сходом Сонця. Влітку над недостатньо зволеним ґрунтом мінімум абсолютної вологості буває перед сходом Сонця та о 14 – 15 год (що пояснюється інтенсивним обміном повітряних мас в цей час), максимум – о 8 – 9 і близько 20 – 21 год. У річному ході абсолютна вологість в помірних широтах змінюється відповідно до ходу температури: мінімум – в січні, максимум – у липні.

Географічний розподіл абсолютної вологості в основному пропорціональний розподілу температури повітря. В зоні екватора пружність водяної пари найбільша і становить 20 – 25 гПа. Вона зменшується в тропічних поясах до 20 гПа, у помірних – до 12 гПа влітку та 6 гПа взимку, в полярних областях – нижче 2 гПа. Зимом над холодними внутрішніми областями материків утворюються райони зниженої пружності. Так, у Центральній Якутії та в Антарктиді вона менша за 0,1 гПа. Влітку областями пониженої пружності є пустелі. В мусонному кліматі абсолютна вологість найбільша влітку та найменша взимку.

Добовий хід *відносної вологості* відбувається в зворотньому напрямку ходу температури повітря: мінімум – вдень, максимум – вночі. Амплітуда коливань добових значень відносної вологості більша над материками, ніж над водоймищами. Так, в Дубліні зимою вона 7%, влітку 20%. Особливо велика амплітуда в пустелях Середньої Азії – зимою 25%, влітку 45%. В помірних широтах амплітуда зимою близько 8-10%, влітку 25 – 30%.

У річному ході відносної вологості – та ж закономірність: мінімум – з травня по вересень, максимум – на холодний період року. І в річному, і в добовому ході значення відносної вологості змінюються в зворотньому порядку ходу температури. Річний хід відносної вологості на суходолі також обернено пропорційний температурі. Так, у північній половині України найбільша відносна вологість спостерігається в грудні та становить 88%, найменша у травні – 60 – 64%. У південній частині найбільша також у грудні 86 – 89%, найменша у липні – серпні – 56 – 60%. У мусонних районах спостерігається своєрідний річний хід відносної вологості. Так, на

Далекому Сході та на півночі Китаю влітку при морському мусоні вона більше 85%, а взимку при перенесенні повітря з континенту вона менше 70%. Над океаном відносна вологість протягом року змінюється мало.

Відносна вологість залишається високою протягом року в екваторіальних широтах (понад 85%), а також над Північним Льодовитим океаном, на півночі Атлантичного й Тихого океанів і біля Антарктиди, де абсолютна вологість незначна, але дуже низька температура повітря. В помірних широтах зимою над охолодженими материками відносна вологість дорівнює 75 – 80%, а влітку знижується до 60 – 70%. Цілий рік невелика відносна вологість спостерігається в субтропічних і тропічних пустелях (< 50%).

Відносна вологість залежить і від абсолютної вологості, тому в мусонних областях Індії взимку відносна вологість знижена до 50%, а на початку літнього мусону збільшується до 80 – 85%. З висотою вологість повітря зменшується. Половина водяної пари міститься в приземному шарі повітря до висоти 1,5 км.

На вологість повітря впливає рослинний покрив. Рослини випаровують велику кількість вологи, а також зменшують швидкість вітру, тим самим збільшують вологість повітря приземного шару. В середині посівів пшениці та жита відносна вологість на 15 – 30 %, а серед високорослих посівів (кукурудза, соняшник, кунжут та ін.) – на 20 – 30% більша, ніж на відкритому місці. В середині посіву найбільші значення відносної вологості спостерігаються біля поверхні ґрунту. Рослинний покрив значно впливає на такі елементи, як радіаційний баланс, температура повітря та ґрунту, вологість повітря, це, у свою чергу, формує позитивний метеорологічний режим, що має назву *фітоклімат*.

5.6. Вологоадіабатичний процес. Рівень конденсації.

Конденсація та сублімація водяної пари. Гідрометеори

Вологоадіабатичним процесом називається адіабатичний процес, що відбувається у вологому повітрі. Коли ненасичене водяною парою повітря підноситься вгору та адіабатично охолоджується, то воно наближається до насичення та на якійсь висоті стає насиченим. Висота, на якій відбувається процес конденсації (перехід водяної пари до рідинного стану), називають *рівнем конденсації*, що

характеризує нижню межу хмар.

Рівень конденсації обчислюється за формулами:

$$H = 122 (t - t_d), \quad (5.6.1)$$

або

$$H = 22 (100 - f), \quad (5.6.2)$$

де H — це рівень конденсації, м;

t — температура повітря, $^{\circ}\text{C}$,

t_d — температура точки роси, $^{\circ}\text{C}$;

f — відносна вологість, %.

При подальшому піднесенні насиченого повітря вгору в ньому починається конденсація водяної пари, при цьому виділяється приховане тепло, що було витрачене на випаровування води. Це величезна кількість тепла — $2501 \cdot 10^3$ Дж/кг. Температура повітря змінюється за іншими закономірностями. Звільнене тепло затримує зниження температури повітря при його піднесенні. Тому температура повітря знижується за *вологоадіабатичним*, а не *сухоадіабатичним градієнтом*. Вона знижується тим повільніше, чим більше вологи є в повітрі в стані насичення, а це в свою чергу залежить від температури.

Крива стану насиченої частинки називається *вологою адіабатою*. Зниження температури насиченого повітря при його піднесенні на кожні 100 м називається *вологоадіабатичним градієнтом* (γ'). Ця величина змінна. Так, при атмосферному тиску 1000 гПа і температурі 0°C повітря охолоджується на $0,66^{\circ}\text{C}$, при температурі 20°C — на $0,44^{\circ}\text{C}$, при -20°C — на $0,88^{\circ}\text{C}$. За дуже низької температури повітря у високих шарах атмосфери водяної пари залишається зовсім мало, тому й мало виділяється *тепла конденсації*. У зв'язку з цим на великих висотах вологаадіабатичний градієнт наближається до сухоадіабатичного. Для наближених розрахунків вологаадіабатичний градієнт беруть зі значенням $0,5^{\circ}\text{C}$.

Зміни температури повітря при його піднесенні та опусканні можна простежити за спеціальним графіком, який називається *аерологічною діаграмою*. Умови *стратифікації* атмосфери з насиченою водяною парою повітря визначаються відношенням вологаадіабатичного градієнта (γ'_a) та вертикального градієнта

температури (γ) . Розрізняють *абсолютно стійку*, *абсолютно нестійку* та *вологонестійку стратифікації*.

Абсолютно стійка стратифікація відбувається за умови, якщо γ менший γ'_a відносно вертикального переміщення сухого (насиченого водяною парою) повітря.

Абсолютно нестійка стратифікація відбувається за умови, якщо γ більший за γ'_a . *Вологонестійка стратифікація* – якщо γ менший від γ_a , але більше γ'_a . (табл.7).

Таблиця 7

Умови стратифікації

<i>Абсолютно стійка</i>	<i>Абсолютно нестійка</i>	<i>Вологонестійка</i>
$\gamma'_a < \gamma_a$ 1°C/100м	$\gamma'_a < \gamma_a$ 1°C/100м	$\gamma'_a < \gamma < \gamma_a$
$\gamma'_a = 0,9^\circ\text{C}/100\text{м}$	$\gamma > \gamma'_a$	$\gamma'_a = 0,4^\circ\text{C}/100\text{м}$
$\gamma < \gamma'_a$	$\gamma = 1,5^\circ\text{C}/100\text{м}$	$\gamma = 0,9^\circ\text{C}/100\text{м}$
$\gamma = 0,4^\circ\text{C}/100\text{м}$	$\gamma'_a = 0,9^\circ\text{C}/100\text{м}$	$\gamma_a = 1^\circ\text{C}/100\text{м}$

Конденсація – перетворення водяної пари в рідкий стан. В результаті конденсації утворюються дрібненькі крапельки діаметром кілька мікрометрів. Більші краплі утворюються в результаті злиття кількох дрібненьких або в результаті танення сніжинок.

Водяна пара, що знаходиться в атмосфері, має можливість сконденсуватися, якщо її парціальний тиск більший за тиск насиченої водяної пари, тобто $e > E$. Тому для цього процесу необхідно, щоб фактичний тиск водяної пари постійно збільшувався або температура повітря досягла значення точки роси.

Піднесення повітря вгору відбувається завдяки турбулентному невпорядкованому перемішуванню, тепловій конвекції, висхідним упорядкованим рухам повітря на атмосферних фронтах чи вздовж схилів в гірських районах, а також висхідним рухам повітря на гребенях атмосферних хвиль. Усі ці причини обумовлюють утворення різних видів хмар.

В атмосфері, крім конденсації водяної пари, відбувається і сублімація. *Сублімація* – це перетворення водяної пари безпосередньо в кристалики льоду. Сублімація в атмосфері починається при температурі нижче -40°C . У більшості випадків кристали льоду появляються в атмосфері при замерзанні переохолоджених крапель

води при температурі близько -10C^0 і нижчій та існуванні в повітрі ядер конденсації.

Ядрами конденсації є кристалики як *природного* походження (кристалики солі, краплинки води, пісок, пил, рештки рослин тощо) так і *антропогенного* характеру (аерозолі), що мають діаметр менше одного мікрона. Морська сіль надходить в атмосферу при хвилюванні моря. Найчастіше серед аерозолів трапляються сполуки хлору, сірки, азоту, вуглецю, натрію. Вони надходять до атмосфери з поверхні океанів і морів, суші, з промислових центрів з відходами. Кількість ядер в 1 кубічному см повітря біля земної поверхні тисячі і десятки тисяч, а в містах – мільйони. При швидкості вітру 15 м/с з 1 см² поверхні моря за 1с в повітря надходить кілька десятків ядер конденсації з масою 10^{-15-16} г кожне.

Розмір ядер конденсації малий: від $5 \cdot 10^{-3}$ до 20 мкм. Цей діапазон умовно поділяють на три групи ядер. Ядра радіусом від $5 \cdot 10^{-3}$ до $2 \cdot 10^{-1}$ мкм називають ядрами Айткена – на честь англійського фізика Дж. Айткена. Їх концентрація змінюється від 1 до $1 \cdot 10^5$ см⁻³ залежно від висоти над землею поверхнею. Другу групу складають великі ядра з радіусом від 0,2 до 1 мкм, середня концентрація яких близько 10^2 см⁻³. Ядра з радіусом понад 1мкм називають гігантськими і їх концентрація звичайно не перевищує $1 \cdot 10^{-3}$ см⁻³. Такі ядра грають велику роль в утворенні опадів. Через свою легкість ядра завжди зависають в атмосфері, самі не падають з атмосфери, а плавають роками через свою гігроскопічність. При збільшенні відносної вологості повітря краплі збільшуються у розмірі, а при наближенні вологості повітря до 100% вони стають видимими на око краплями хмар і туманів.


Кристалики солей надходять в атмосферу при розвіюванні ґрунту вітром. Гігроскопічними є також тверді частки продуктів горіння або органічного розкладу. У промислових центрах в атмосфері є дуже багато таких ядер конденсації. За походженням ядра конденсації поділяють на чотири групи: ядра морського походження – 20 %, продукти горіння – 40 %, частинки ґрунту – 20%, іншого походження – 20%.


Конденсація водяної пари відбувається на найбільших метеорологічних ядрах конденсації з розміром 0,1 – 1,0 мкм. На малих ядрах водяна пара може конденсувати лише в штучних умовах при значному перенасиченні повітря. Поблизу земної поверхні в 1см³ повітря містяться тисячі й десятки тисяч ядер конденсації. При


піднесенні вгору кількість ядер конденсації швидко зменшується. Конденсація та сублімація можуть відбуватися як на земній поверхні, так і на поверхні різних предметів.


Коли температура повітря, що охолоджується від підстильної поверхні, досягає точки роси, на холодну поверхню з нього осідають *гідрометеори*: роса, іній, рідкий і твердий нальоти, паморозь тощо.

Опади, що утворюються на поверхні землі й на предметах


Рідкі опади. *Роса* () – краплі води, що утворюються на поверхні землі, рослинах або інших об'єктах в результаті зіткнення вологого повітря з більш холодною поверхнею за температури повітря вище за 0°C, при ясному небі, штилі або слабкому вітрі. Роса, як правило, утворюється вночі, але може бути в інший час доби; в окремих випадках можна спостерігати росу під час серпанку; рясна роса може давати вимірювану кількість опадів (до 0,5 мм). Інтенсивність утворення роси та її кількість вимірюють росографом.


Іній () – білий осад, кристалічний за структурою, що утворюється на поверхні землі й предметах (переважно на горизонтальних і малонахилених поверхнях), що охолоджуються внаслідок випромінювання під час штилю або слабкого вітру та незначної хмарності. Кристали інею утворюються внаслідок сублімації водяної пари повітря, що стикається з поверхнею ґрунту або предметами. Рясний осад інею можна спостерігати на траві, кущах і деревах, дахах будівель тощо. Іній нерідко утворюється на сніговому покриві, тоді його можна виявити на крузі льодоскопа. Іній під час слабкого вітру може утворюватись на проводах, зокрема на дротах ожеледного станка. Максимальний відклад інею на 5 – міліметрових дротах не перевищує 3 мм. На нитках діаметром до 1 мм іній не утворюється.

Ожеледиця () – лід або зледенілий сніг на земній поверхні, що утворюється внаслідок замерзання рідких опадів (дощ, мряка, краплі густого туману, мокрий сніг тощо), талої води або ущільнення й зледеніння снігу внаслідок руху автомобільного транспорту. На відміну від ожеледі ожеледиця буває тільки на земній поверхні, частіше на дорогах.

Ожеледь () – шар льоду, що утворюється на предметах унаслідок намерзання переохолоджених крапель дощу, мряки чи

туману, а також у випадках стикання крапель рідких опадів з предметами, температура поверхні яких дорівнює або нижча 0°C . Під час утворення ожеледі краплі дощу чи мряки перед тим, як замерзнути, встигають розтектись і утворити плівку з води, яка, замерзаючи, утворює щільну, іноді склоподібну льодяну кірку, товщина шару якої може сягати кількох сантиметрів, що призводить до обламування гілок дерев, обривання проводів, ламання стовпів ліній електропередач тощо. Ожеледь, як правило, утворюється за температури від 0°C до -3°C , але може бути й за нижчої температури. На вигляд ожеледь буває прозора чи матова.

Зерниста паморозь () – снігоподібний крихкий осад, що нарастає на дротах, гілках дерев, окремих рослинах тощо і туманну вітряну погоду за температури повітря від -2°C до -7°C (іноді за нижчої температури) унаслідок намерзання на них переохолоджених крапель туману. Краплі туману під час осідання на предмети замерзають настільки швидко, що не встигають втратити свою форму та утворюють снігоподібний відклад, що складається з льодяних зерен, які не можна розрізнити оком (льодяний наліт). Зерниста паморозь має аморфну (не кристалічну) будову. Іноді її поверхня буває бугристою, навіть голчастою, але голки зазвичай матові, шорсткі, без кристалічних граней; іноді зерниста паморозь нагадує матову ожеледь, але відрізняється тим, що на зламі кришиться, тоді як ожеледь ламається як однорідне тверде тіло. З посиленням морозу та послабленням швидкості вітру щільність нарастаючої зернистої паморозі зменшується, вона поступово переходить у кристалічну паморозь. Коли температура повітря починає зростати, а краплі туману збільшуються до розмірів мряки, нарастаюча зерниста паморозь стає щільнішою і поступово переходить в ожеледь.

Кристалічна паморозь () – білий осад, що складається з дрібних кристалів льоду тонкої структури. Під час осідання на гілках дерев і дротах має вигляд пухнастих гірлянд, що легко обсипаються під час струшування. Кристалічна паморозь утворюється переважно в нічний час за безхмарного неба або тонких хмар під час штилю чи слабкого вітру, за наявності туману або серпанку. Найчастіше вона утворюється за температури повітря від -10°C до -25°C , але може утворюватись і за вищої або нижчої температури. За таких умов

кристали паморозі утворюються внаслідок переходу (сублімації) водяної пари в лід під час випаровування крапель туману або серпанку. У деяких випадках під час дуже сильних морозів кристалічна паморозь може утворюватись за рахунок водяної пари, що міститься в повітрі, навіть за відсутності туману або серпанку. Щоб відрізнити кристалічну паморозь від зернистої, треба мати на увазі, що на поверхні зернистої паморозі навіть під час найпильнішого огляду неможливо побачити правильні льодяні кристали та блиск граней; якщо видно тільки окремі кристали або їх частини, паморозь треба відносити до кристалічної.

Тумани

Туман (\equiv) – скупчення в повітрі дуже дрібних крапель води, що утворюються внаслідок охолодження вологого повітря. Під час туману прозорість атмосфери біля поверхні землі знижується до значень метеорологічної дальності видимості менше за 1000 м. Зменшення видимості залежить від структури туману (кількості крапель в одиниці об'єму та розмірів крапель) і характеру атмосферних домішок. Залежно від фазового стану туман може складатися з рідких крапель води або замерзлих крапель чи кристалів льоду (*льодяний туман*). Іноді можна спостерігати змішаний туман, що містить у собі краплі води й льодяні частинки. Туман може бути: суцільний, такий, що просвічується або низовий. Символ \equiv використовують як позначку суцільного туману, утвореного з крапель води та змішаного туману. Відносна вологість повітря в тумані за плюсової температури найчастіше становить (96–100 %). У випадках зниження температури до -30°C і нижче відносна вологість повітря в тумані може бути меншою.

Серпанок (\equiv) – дуже розріджений туман, що утворюється внаслідок конденсації водяної пари у вигляді найдрібніших крапель води, що призводять до слабкого помутніння атмосфери. Метеорологічна дальність видимості під час серпанку становить від 1 км до 10 км, а відносна вологість повітря буває в межах від 85 % до 97 %. За значної кількості атмосферних домішок (ядер конденсації) серпанок можна спостерігати за нижчих значень вологості. Не слід плутати серпанок з помутнінням атмосфери внаслідок забруднення промисловими викидами, лісовими пожежами тощо.

В залежності від причин, що приводять до утворення туману,

виділяють декілька типів туманів.

Радіаційний туман (туман випромінювання) викликається поступовим охолодженням шару повітря від поверхні, що віддала тепло шляхом випромінювання. Утворенню радіаційного туману сприяє ясна, тиха або зі слабким вітром погода. Влітку, вночі, вранці над низькими та сирими місцями утворюється низький радіаційний туман потужністю до 2 м. Взимку і восени радіаційний туман досягає висоти 2000 м і зберігається декілька днів.

Адвективний туман (туман переміщення) утворюється при переміщенні теплого повітря на холодну поверхню. Туман охоплює великі площі та поширюється на значну висоту. Прикладами адвективних туманів можуть бути тумани, що виникають в холодний час року при русі повітря з низьких широт у високі, літні тумани над північним морями, що викликані приходом теплого повітря з континенту, приморські тумани – результат приходу взимку теплого повітря з моря на холодну поверхню тощо.

Туман змішування виникає при змішанні двох мас повітря з різною температурою, близьких до насичення.

Туман випаровування спостерігається восени в повітрі, що насичене водяною парою над ще теплою поверхнею водоймів.

Тумани гірських схилів при піднятті та адіабатичному охолодженні повітря.

Міські тумани пов'язані з величезною кількістю ядер конденсації у великих містах. Туман переміщується з димом, викидами автотранспорту, продуктами горіння, видимість падає до 0м, повітря стає задушливим (смог). Найчастіше тумани спостерігаються в Арктиці та в південних частинах океанів біля Антарктиди. В помірних широтах виділяють район о.Ньюфаундленд, біля якого зустрічаються тепла течія Гольфстрім і Лабрадорська холодна течія. В пустелях Південної Америки і на півдні Африки тепле повітря з пустель проходить над холодними океанічними течіями. Збільшена повторюваність туманів в Середній Європі, на берегах Каліфорнії, Атлантичному узбережжі Південної Америки, на о.Мадагаскар. Відрізняють також **льодяний, просвічуваний туман, низовий льодяний туман, туман на околиці** (місцями або на відстані), **паріння моря** (озера, річки).

5.7. Хмари, їх утворення, класифікація та методи спостережень

Хмари – це скупчення завислих в атмосфері на висоті дрібних крапель води, кристалів льоду або їх суміші, що утворились при охолодженні вологого повітря. У зв'язку з тим, що в атмосфері Землі є багато процесів, які призводять до охолодження повітря, виникає багато форм хмар. Кожна хмара – це динамічна система, в одній частині якої утворюються краплі води, в іншій – випаровуються. За кілька десятків хвилин хмара оновлюється. Від туману вони відрізняються положенням в атмосфері, фізичною будовою та різноманітністю форм. Виникнення хмар пов'язане головним чином з адіабатичним охолодженням повітря, що піднімається. Ступінь покриття неба хмарами називається *хмарністю*. Вона визначається в балах від 1 до 10, відповідно 10 балів – все небо (100%) вкрите хмарами. Окремо оцінюють загальну хмарність і хмарність нижнього ярусу.

Хмари створюють умови для забезпечення життєдіяльності на Землі. Вони впливають на вологообмін у природі, радіаційний та тепловий режими та відіграють роль кліматоутворювального фактору. Розподіл хмар, їх властивості необхідні для теоретичних розрахунків хмаро- та опадоутворення, моделювання клімату, складання довгострокових прогнозів погоди. Значну роль ця інформація відіграє для вирішення таких прикладних завдань, як оцінка поглинання електромагнітних хвиль, стійкість космічного та наземного радіозв'язку, придатність хмар до активного впливу тощо.

Географічний розподіл хмарності характеризується значною хмарністю в екваторіальних широтах (5 – 6 балів), найменшою в тропіках (3 – 4 бали), поступовим збільшенням середньорічної хмарності від субтропіків (4 – 5,7 бала) до субполярних широт (6 – 7,6 бала) і зниженням (до 6,3 – 6,4 бала) в полярних областях. На всіх широтах над океанами хмарність більша, ніж над сушею. У річному ході скрізь, крім Європи та субтропічного поясу, максимум припадає на літо, мінімум – на зиму або інші пори року. В субтропіках та Європі максимальна хмарність спостерігається взимку, а мінімальна – влітку або навесні.

На заході України та в гірських районах Українських Карпат небосхил закритий хмарами в середньому за рік на 67 – 68%, на Закарпатській низовині та півночі дещо менше – 62 – 65%. У

центральных та східних районах хмарність зменшується до 60 – 63%, а на півдні до 55 – 57%.

Висота хмар та їх будова залежать від висоти утворення рівнів: конденсації (Z_k), нульової ізотерми (Z_0), конвекції ($Z_{\text{конв.}}$). За *фазовим складом* хмари поділяють на три групи.

Водяні, або крапельні, хмари, що складаються виключно з крапель води.

Вони бувають такими не лише при позитивних температурах, але й при негативних (до -10°C). В останньому випадку краплі перебувають в переохолодженому стані. Це нормальний стан, вода в атмосфері замерзає лише при температурах близьких до -10°C .

Льодові (кристалічні) – складаються з льодових кристалів і утворюються при температурах, нижчих за -40°C .

Змішані – складаються з суміші переохолоджених краплинок води та кристаликів льоду, утворюються при температурах від -10°C до -40°C .

Виходячи з *генетичного принципу класифікації*, в основі якого лежить характер процесів виникнення хмар, відрізняють: купчасто-подібні, хвилеподібні, шаруватоподібні.

Основними процесами утворення **купчасто-подібних хмар** є турбулентний обмін і конвекція. Вранці спочатку відбувається турбулентний перенос тепла та водяної пари в приземному шарі. На його верхній межі виникають вихори або струмені досить великого масштабу, що переносять тепло та вологу до рівня конденсації. Біля цього рівня формуються такі конвективні елементи, що мають розміри, близькі до розмірів купчастих хмар. Теплі струмені або висхідні потоки у вигляді «труб» нахилиються, згинаються горизонтальним потоком повітря, та іноді відриваються від джерела. Виникає деякий об'єм теплого повітря, який повільно переміщується в шарі повітря – це термік. Струмені і терміки називають елементами конвекції. Розміри терміка 50 – 100м. З висотою розміри терміка збільшуються. На площі 1км^2 може утворитись 40 струменів або 750 терміків в 1м^3 . Якщо терміки та струмені перетинають рівень конденсації, то в них конденсується водяна пара. Якщо вони перетинають нульову ізотерму, то в цій частині може початись кристалізація.

Хвилеподібні хмари, що виникають завдяки атмосферним хвильовим рухам, виникають в шарах з інверсійною або дуже

стійкою температурною стратифікацією, які часто називають затримуючими шарами (хвилями Гельмгольца), а також хвилі, що утворюються при обтіканні повітряним потоком гір або височин (хвилями Дородніцина) є причинами утворення хмар хвильової форми. Останні були виявлені за даними супутникових спостережень.

Шаруватоподібні хмари мають велику горизонтальну видовженість. Вони утворюються, коли зростає вологість. Причини їх зростання – приплив водяної пари або зниження температури. Турбулентність є важливим чинником хмароутворення шаруватих хмар.

Хмари, що утворюються при підйомі теплого повітря по холодному, називаються **фронтальними**.

Таким чином, процеси, що впливають на умови хмароутворення – це адіабатичне охолодження внаслідок упорядкованих вертикальних рухів, вертикальний та горизонтальний турбулентний обмін, фазові переходи води, радіаційне охолодження.

В кінці XIX ст. була запроваджена міжнародна класифікація хмар. З часом вона уточнювалась. *Міжнародна класифікація хмар* ґрунтується на використанні морфологічних ознак (зовнішнього вигляду хмар) і висоти нижньої основи хмар, так звана *морфологічна класифікація*. Відповідно до міжнародної класифікації, хмари поділяються на 4 сімейства і 10 родів (форм). Форми хмар діляться на види та різновиди, що відрізняються зовнішнім виглядом, умовами утворення, щільністю, характером утворення опадів, оптичними явищами тощо. При визначенні форм хмарності користуються *Атласом хмар*. Сімейства та форми хмар, їх українські, російські та латинські назви, а також скорочені позначення зазначені нижче.

А. Сімейство хмар верхнього ярусу. Висота нижньої границі хмар вище 6 км. Складаються із льодових кристалів і мають помітно хвилясту структуру. Це тонкі прозорі білі хмари, що легко просвічуються Сонцем або Місяцем і при цьому інколи створюють оптичне явище – гало. Опадів не дають. До хмар верхнього ярусу відносяться:

1) **перисті** – (*перистые*) – **Cirrus (Ci)** – окремі ніжні хмари, волокнисті чи нитковидні, без «тіней», звичайно білі, часто блискучі;

2) **перисто-купчасті** – (*перисто-кучевые*) – **Cirrocumulus (Cc)** – шари та гряди прозорих пластівців і кульок без тіней;

3) **перисто-шаруваті** – (*перисто-слоистые*) – **Cirrostratus (Cs)** –

тонка, біла, просвітчаста завіса.

Б. Сімейство хмар середнього ярусу. Висота основи від 2 до 6 км. За складом водяні або змішані. Інколи можуть містити льодові кристали. Щільніші порівняно з хмарами верхнього ярусу, світло-сірого кольору, Сонцем просвічуються слабо. Опадів майже не утворюють. До хмар середнього ярусу відносяться:

4) **висококупчасті** – (*высококучевые*) – **Alto cumulus (Ac)** – шари або гряди з білих пластин і куль, вали, складаються з дрібних крапельок води;

5) **високошаруваті** – (*высокослоистые*) – **Alto stratus (As)** – рівна або злегка хвиляста завіса сірого кольору, відносяться до змішаних хмар.

В. Сімейство хмар нижнього ярусу. Висота основи 0,5 – 2,0 км. Щільні, темно-сірого або сірого кольору, Сонцем не просвічуються. Складаються переважно з краплин води, взимку з переохолоджених крапель, часто бувають змішані. З них випадають тумани, мряка, тривалі дощі та сніг.

6) **Шаруваті** – (*слоистые*) – **Stratus (St)** – завіса хмар сірого кольору. Звичайно це хмари водяні.

7) **Шарувато-купчасті** – (*слоисто-кучевые*) – **Strato cumulus (Sc)** – шари та гряди з брил і валів сірого кольору. Складаються з крапель води.

8) **Шарувато-дощові** – (*слоисто-дождевые*) – **Nimbostratus (Ns)** – безформний сірий шар; змішані.

Г. Сімейство хмар вертикального розвитку. Висота нижньої границі 0,5—1,5 км, вершини можуть досягати верхнього ярусу. Відрізняються великою потужністю, висота основи може розміщатися в нижньому ярусі, вершина – в середньому або верхньому. Часто мають темно-сірий або темно-синій колір. За складом бувають льодовими, водяними, змішаними. Дають опади зливого характеру, влітку з грозами, градом, вітром.

9) **Купчасті** – (*кучевые*) – **Cumulus (Cu)** – щільні хмарні клуби та купи з майже горизонтальною основою; водяні.

10) **Купчасто-дощові** – (*кучево-дождевые*) – **Cumulonimbus (Cb)** – щільні клуби, розвинуті по вертикалі, в нижній частині водяні, у верхній – крижані.

У добовому ході хмарності над сушею виявляються два максимуми – раннім ранком і після полудня. Над океаном добовий

хід хмарності зворотній ходу над сушею: максимум хмарності припадає на ніч, мінімум – на день.

Річний хід хмарності дуже різноманітний. В низьких широтах хмарність протягом року істотно не змінюється. Над континентами максимальний розвиток хмар конвекції приходить на літо. Літній максимум хмарності відзначається в області розвитку мусонів, а також над океанами у високих широтах. У розподілі хмарності на Землі помітна зональність. Відмічаються два максимуми – над екватором і над $60^0 - 70^0$ пн. та пд.ш. Над сушею хмарність менша, ніж над океаном, зональність її виражена менше. Мінімуми хмарності відмічаються у $20^0 - 30^0$ пн. і пд.ш. та біля полюсів.

Кількість та форми хмар визначаються *візуально*. Під час спостереження за хмарами визначають загальну кількість хмар усіх ярусів, що вкривають видимий небосхил (загальна хмарність), кількість хмар нижнього ярусу (нижня хмарність). Для визначення форм хмар користуються морфологічною класифікацією, головною ознакою якої є визначення зовнішнього вигляду та структури хмар.

Для авіації, насамперед для діагнозу та прогнозу умов зльоту та посадки літаків, дуже важливе значення має врахування кількості хмар нижнього ярусу.

Інструментальні методи вимірювання висоти нижньої межі хмар (ВНМХ), в основному, базуються на вимірюванні часу проходження імпульсу світла від джерела до нижньої межі хмар і назад до приймача. Відстань, що при цьому проходить світло, визначається за формулою:

$$H = \frac{1}{2} C \cdot \tau , \quad (5.7.1)$$

де C – швидкість світла;

τ – час проходження світла до хмари та в зворотному напрямках.

Під час вимірювання ВНМХ використовують такі засоби вимірювальної техніки: вимірювач висоти хмар «ИВО-1М» (діапазон вимірювання від 50 м до 2000 м), вимірювач висоти хмар «ПРОМІНЬ» (діапазон вимірювання від 50 м до 2000 м).

5.8. Опали, їх класифікація, особливості розподілу та значення в водному балансі ґрунту. Ефективність атмосферних опадів. Роль опадів у формуванні запасів вологи в ґрунті

Атмосферні опади – це вода в рідкому або твердому стані, що випадає на поверхню ґрунту та наземні предмети з хмар (дощ, сніг, град, крупа, мряка тощо) або осідає з повітря в результаті конденсації пари, що знаходиться в ньому (роса).

Для утворення атмосферних опадів потрібно, щоб в атмосфері відбулась низка процесів. У процесі виникнення висхідних рухів, завдяки адіабатичному зниженню температури, повітря досягає стану насичення, починається конденсація водяної пари, утворюються хмари. При конденсації утворюються дрібненькі крапельки, завислі в атмосфері. Щоб вони могли випадати з хмари на земну поверхню, їх розміри повинні бути значно більшими. Краплі плавають в атмосфері під дією руху повітря, зустрівшись, зливаються в одну, тобто відбувається процес коагуляції. Коагуляції сприяють різнойменні заряди крапель. Важливо, щоб краплі були різних розмірів. Більші краплі падають скоріше, це сприяє коагуляції. Зустрічі крапель сприяє також розвиток турбулентних рухів. У результаті коагуляції з шаруватих хмар випадають найбільші краплі у вигляді мряки. З потужних купчастих хмар може випадати дрібний слабкий дощ, особливо в тропічних широтах, де велика водність хмар. Справжнього дощу в результаті коагуляції не буває.

Розрізняють *рідкі, тверді та змішані опади*. До рідких опадів відносять дощ та мряку, до твердих – сніг, сніжну крупу та зерна, льодяний дощ, град, до змішаних – мокрий сніг.

Атмосферні опади за *характером випадіння* поділяють на облогові, зливові, мрячні.

Облогові опади випадають переважно з шарувато-дощових, шарувато-купчастих та високошаруватих хмар, безперервно, протягом досить тривалого часу й охоплюють значну територію; вони, як правило, добре поглинаються ґрунтом.

Зливові – випадають з купчасто-дощових хмар порівняно нетривалий час, охоплюють відносно невелику територію, проходять “смугою” і нерідко супроводжуються потужним вітром. Ґрунт при таких опадах не встигає поглинати вологу, волога

переходить переважно в стік, обумовлюючи ерозію ґрунтів на схилах, іноді навіть змиває рослини з слабкорозвинutoю кореневою системою.

Мрячні опади – це такі опади, що складаються з дуже дрібних крапельок, не утворюють кола при падінні на водну поверхню. Мряка зазвичай випадає з щільних шаруватих хмар.

Атмосферні опади класифікують за *синоптичними умовами* утворення. Вони бувають внутрішньомасовими та фронтальними.

Внутрішньомасові опади – утворюються в однорідних повітряних масах. Для стійких теплих повітряних мас характерні опади у вигляді мряки із шаруватих хмар (*St*) або у вигляді слабого дощу (облогового) із щільних шарувато-купчастих хмар (*Sc*). Для нестійких холодних повітряних мас характерні зливові опади.

Фронтальні – пов'язані з утворенням атмосферних фронтів (АФ). Для теплового АФ характерні облогові опади, для холодного АФ – зливові, якщо спостерігається холодний АФ першого роду, тоді спочатку спостерігаються зливові опади, що переходять в облогові.

Важливими характеристиками опадів, що випадають з хмар, є їх *кількість* та *інтенсивність*. Під *кількістю опадів* розуміють товщину (в мм або см) того шару води, що утворився б на земній поверхні, коли б опади не стікали, не випаровувались і не просочувались в ґрунт. Їх вимірюють з точністю до 0,1 мм.

В агрономічній практиці часто використовують дані про кількість опадів в одиницях об'єму ($\text{м}^3/\text{га}$), або в одиницях маси ($\text{т}/\text{га}$). Шар опадів в 1 мм на площі 1 га відповідає об'єму

$$V = 0,001 \times 100000 = 10 \text{ м}^2 \cdot 0,001 \text{ м} \times 100000 \text{ м}^2 = 10 \text{ м}^3 \text{ води} \\ (\text{або її масі у } 10 \text{ тонн}).$$

Тому для перерахування опадів, що вимірюються в міліметрах, в метри кубічні (або тонни) на 1 га, їх кількість необхідно помножити на коефіцієнт 10, тобто

$$V = 10 \cdot r, \quad (5.7.2)$$

Інтенсивність опадів визначається їх кількістю в міліметрах, що випадає за одиницю часу (мм/хв) та розраховується за формулою:

$$i = \frac{h}{t}, \quad (5.7.3)$$

де i – інтенсивність опадів (мм/хв);

h – шар опадів (мм),

t – тривалість опадів (хв).

Максимальна інтенсивність окремих дощів і снігопадів розраховується із стрічок плювіографів. Інтенсивність опадів є однією з важливих характеристик, що впливає на формування паводкового стоку.

Опади відносяться до важливої характеристики зволоження. На земній кулі річна кількість опадів дорівнює випаровуванню і становить 1130 мм. Вони є головним джерелом поновлення водних запасів і вологи в ґрунті.

Опади є основним джерелом вологи для сільськогосподарських рослин в ґрунті. Безпосередня дія опадів на рослини може бути як позитивна, так і негативна. Засвоєння ґрунтом опадів залежить як від інтенсивності і тривалості опадів, так і від рельєфу місцевості, структури ґрунту та його зволоження, характеру підстильної поверхні. Найбільш сприятливі для сільськогосподарських культур облогові опади, вони добре поглинаються ґрунтом. Зливові опади частіше за все менш продуктивні. Сильні опади викликають полягання посівів і трав, заважають проведенню сільськогосподарських робіт. Дощова погода затримує дозрівання всіх культур. У той же час тривала відсутність опадів обумовлює посуху. Це приводить до затримання накопичення рослинами органічної речовини, поступового в'янення рослин та їх загибелі. Коливання врожаю сільськогосподарських культур в значній мірі пов'язані з коливанням опадів у вегетаційний період. Режим опадів визначає засоби збирання зернових культур. Облік режиму опадів необхідний для обґрунтування технології вирощування різних сільськогосподарських культур, визначення строків та способів їх збирання.

Добовий хід опадів визначається ходом і характером хмарності. В середніх широтах протягом доби спостерігаються два

максимуми та два мінімуми опадів. Головний максимум звичайно припадає на післяполуденні години, головний мінімум – опівночі. Другий максимум – раннім ранком, другий мінімум – у дополоуденні години. У морському (береговому) кліматі максимум – вночі, мінімум – після полудня. Правильний добовий хід опадів порушується вторгненням повітряних мас і пов'язаних з ним фронтальних опадів.

Опади в різних районах України істотно відрізняються за кількістю, характером розподілу, річним ходом, інтенсивністю, тривалістю тощо. Найбільша кількість опадів випадає в Українських Карпатах і Кримських горах. Вплив Донецької, Волинської, Подільської, Придніпровської і Приазовської височин неістотний унаслідок їх незначної висоти. Перезволоження (650 – 700 мм) спостерігається в північно-західній частині, включаючи передгір'я Українських Карпат. У лісостепу кількість опадів за рік становить 550 – 650 мм, на північному сході, в басейні Десни – 600 мм, на межі між лісостепом і степом – 500 мм. В Україні спостерігається континентальний тип річного ходу опадів, за якого кількість опадів теплого періоду втричі перевищує кількість опадів холодного періоду.

За зовнішнім виглядом атмосферні опади поділяють на такі види.

Рідкі опади

Дош (●) – різні за розміром краплі води, що випадають на земну поверхню. Навіть найменші краплі досить важкі, тому їх випадіння явно помітне: вони залишають помітний слід на сухій поверхні у вигляді мокрих плям, а падаючи у воду – сліди у вигляді кругів, що розходяться.

Зливовий дош (▽) – рідкі опади, що відрізняються раптовістю початку та кінця випадання, різким наростанням інтенсивності; випадають з купчасто-дощових хмар; можуть супроводжуватись грозою, шквалом, градом. Під час зливого дощу, як правило, випадає велика кількість опадів, але може бути й незначна. Краплі зливого дощу значно крупніші за краплі облогового.

Мряка (•) – рідкі опади у вигляді дуже дрібних крапель, падіння яких майже непомітне для ока. Краплі мряки настільки дрібні, що вони не падають, а, зависаючи в повітрі, осідають. Під час осідання крапель мряки суха поверхня намокає повільно та рівномірно, а на

поверхні води круги від крапель не спостерігаються. Мряка, як правило, випадає з шаруватих хмар або туману.

Тверді опади

Сніг (✱) – опади у вигляді окремих снігових кристалів або пластівців, різних за формою та розмірами. Найчастіше випадають із шарувато-дощових хмар, а також високошаруватих, шарувато-купчастих і шаруватих хмар.

Зливовий сніг (∇^*) – сніг із купчасто-дощових хмар, з різким коливанням інтенсивності й короткочасністю періодів найінтенсивнішого випадіння, характеризується раптовістю початку й кінця випадіння.

Снігова крупа (Δ^*) – опади у вигляді непрозорих снігових крупинок білого або матово-білого кольору; круглі або конусоподібні за формою, діаметром від 2 мм до 5 мм, крихкі (можна легко роздавити пальцями); випадають з купчасто-дощових хмар за температури повітря, близької до 0⁰C, часто перед зливовим снігом або одночасно з ним.

Снігові зерна (Δ) – опади у вигляді непрозорих матово-білих паличок, стовпчиків і пластинок, що утворюють дрібні зерна діаметром менше 2 мм; випадають з шаруватих хмар.

Льодяна крупа (Δ) – опади у вигляді твердих льодяних прозорих крупинок круглої або неправильної форми діаметром до 3 мм, з непрозорим білим ядром усередині; крупинки досить тверді, щоб їх роздавити пальцями (потрібні певні зусилля); потрапляючи на тверду поверхню відскакують від неї; випадають, як правило, восени й навесні з купчасто-дощових хмар, часто разом з дощем.

Град (\blacktriangle) – опади у вигляді різних за формою і розмірами шматочків льоду. Найчастіше діаметр градин буває близько 5 мм, але може сягати й кількох сантиметрів. Ядро градини тверде, непрозоре або складається з прозорих і непрозорих шарів, що чергуються; град найчастіше випадає в теплу пору року з купчасто-дощових хмар, і, як правило, супроводжується зливою і грозою.

Льодяні голки (\longleftrightarrow) – опади у вигляді найдрібніших льодяних кристалів, що утворюються під час сильних морозів при ясному небі. Льодяні голки, як правило, перебувають у завислому стані, вдень

блищать на сонці, а вночі – від світла місяця або ліхтаря; можуть давати вимірювану кількість опадів.

Змішані опади

Мокрий сніг (☼) – опади з хмар у вигляді снігу, що тане, за температури повітря, близькій до 0°C.

Зливовий мокрий сніг (☼) – зливові за характером опади у вигляді снігу, що тане.

5.9. Сніговий покрив, характеристики його стану, методи вимірювання

Майже на всій території помірних широт атмосферні опади взимку випадають у вигляді снігу та утворюють сніговий покрив. В Арктиці та Антарктиці сніговий покрив зберігається постійно. У помірних та тропічних широтах сніг зберігається постійно лише в горах на великих висотах. В умовах рівнини у помірних широтах він тане кожної весни.

Сніговий покрив має високу відбивну та випромінювальну здатність, різко зменшує радіаційний баланс, сприяє охолодженню нижніх прилеглих до нього шарів повітря та формуванню над значною територією суходолу стійких антициклонів. Сніг, злежуючись у великій кількості в западинах та поблизу різних перешкод, вирівнює та згладжує підстильну поверхню, внаслідок чого зменшується шорсткість і збільшується швидкість вітру. Сніг відіграє значну роль у формуванні термічного режиму приземного шару повітря та зволоженні верхніх горизонтів ґрунту.

Свіжий сніговий покрив дуже пухкий. Між кристаликами снігу міститься багато повітря, тому теплопровідність його дуже мала. 1 м³ снігу важить 20 – 200 кг, тобто щільність свіжого снігу всього 0,02 – 0,2 кг/м³. Протягом зими сніг ущільнюється під впливом перевітання вітром, під впливом Сонця та дощу в період відлиг. Якщо сніг частково тане, а потім замерзає, то утворюється снігова кора, а інколи під снігом утворюється крижана кірка. У зв'язку з цим в кінці зими чи на початку весни щільність снігового покриву зростає до 0,35 – 0,60 г/см³ і наближається до щільності льоду. Теплопровідність такого снігу різко збільшується. Сніг визначається високими показниками альbedo і значним випромінюванням. Чистий та сухий сніг відбиває (альbedo) до 90 – 95% сонячної радіації тоді, як, наприклад, рослинність – близько

15%, а водна поверхня – менш як 10%, решта радіації йде на нагрівання. Сніг захищає ґрунти від промерзання. Під час випадання снігу повітря очищується від багатьох домішок. Сніг є основним джерелом живлення річок. Він захищає рослини від вимерзання та збільшує загальні запаси вологи в ґрунті навесні.

Коли сніг лягає на незамерзлий ґрунт, це може привести до випрівання рослин. Унаслідок застою вод на полях після танення снігу, культури, що перезимували, часто вимокають.

Спостереження за сніговим покривом складаються зі щоденних спостережень за станом снігового покриву та періодичних зйомок стану снігового покриву (снігозйомок) з метою визначення кількості снігу й запасу води в природному ландшафті (поле, ліс, балки, яри тощо). У поняття “сніговий покрив”, крім шару снігу, що утворився на поверхні ґрунту, входять: прошарки льоду на поверхні снігу та ґрунту, а також тала вода, що накопичується під снігом.

Щоденні спостереження за сніговим покривом проводять в строк спостережень 06 год за МСЧ, а снігозйомки – регулярно протягом сезону за наявності снігового покриву на постійних снігомірних маршрутах, закріплених на місцевості. Під час щоденного спостерігання за сніговим покривом визначають: ступінь вкритості сніговим покривом околиці станції (в балах), характер залягання снігового покриву на місцевості, висоту снігового покриву на метеомайданчику або на вибраній ділянці поблизу станції. На певних ділянках земної кулі буває таке співвідношення кліматичних умов, за яких середньорічна кількість твердих опадів дорівнює витратам їх на танення та випаровування.

Межа, вище якої сніговий покрив зберігається протягом цілого року, називається *сніговою лінією*. Це є область рівноваги, або нульового балансу, прибутку – витрат снігу. Коли снігова лінія залежить від кліматичних умов місцевості, вона називається *кліматичною*, а якщо визначається місцевими особливостями рельєфу (експозицією схилів, їх крутістю) – *орографічною*. Нижче снігової лінії витрати перевищують прибуток, і за такої умови сніговий покрив буває періодично. Вище ж снігової лінії прибуток перевищує витрати, де відбувається безперервне накопичення снігу. Накопичення снігу йде до певної висотної межі, після якої знову настає рівновага.

У полярних районах снігова лінія розміщена дуже низько внаслідок низьких температур повітря. У Південній півкулі, для якої характерний океанічний (морський) клімат, снігова лінія скрізь розташована нижче, ніж у тих самих широтах Північної півкулі, а починаючи з 62⁰ пд.ш. вона лежить на рівні моря.

Найвища снігова лінія розміщена в субтропіках, що пов'язано з сухістю повітря в цих широтах. На екваторі вона лежить на висоті 4900 м, а в субтропіках – на висоті 6400 м. У гірських районах Північної півкулі вона розміщена нижче на північних схилах. Великий вплив на висоту снігової лінії має розміщення хребтів відносно руху повітряних мас. На навітряних схилах Великого Кавказу вона лежить на 2800 – 3000 м, а на підвітряних (східних) – на 3300 – 3500 м.

Значний вплив на розміщення снігової лінії має також різноманіття рельєфу. На крутих схилах сніг легко здувається вітром або сповзає. Плоскі та ввігнуті форми рельєфу, навпаки, сприяють накопиченню багаторічного снігу. Крім того, на накопичення снігу впливає взаємне розташування схилів. Периферійні частини гірських країн одержують більше опадів, ніж центральні, куди повітряні маси надходять уже осушеними. Внаслідок цього в центральних частинах гірських масивів снігова лінія лежить вище, ніж на їх околицях. Висота снігової лінії на різних широтах наведена в табл.8.

Таблиця 8

Висота снігової лінії на різних широтах

Область	Широт а	Висота снігової лінії	Область	Широт а	Висот а снігової лінії
Земля Франца – Йосифа	82 ⁰	50 – 100	Альпи	46 ⁰ – 47 ⁰	2700 – 2900
Шпіцберг ен	80 ⁰	460	Кавказ	40 – 44	2700 – 3800
Ісландія	64 ⁰ – 67 ⁰	600- 1300	Гімалаї	27 – 34	4900 – 6000
Піреней	42 ⁰ – 43 ⁰	2600 – 2900	Африка	0 – 3	4400 – 5200
			Аргентина	29	6400

Під час снігозйомок на маршруті визначають: середню висоту снігового покриву, середню щільність снігу, структуру снігового покриву, характер залягання снігового покриву, ступінь укриття снігом маршруту (у балах), ступінь укриття снігом видимої околиці маршрутів (у балах).

Методи визначення характеристик снігового покриву. Характеристики снігового покриву визначають візуально: ступінь укриття сніговим покривом околиці станції, характер залягання снігового покриву на місцевості та структуру снігу. За допомогою снігомірних приладів вимірюють: висоту снігового покриву, відбирають масу проби снігу, визначають товщину льодової кірки, шару талої води та насиченого водою снігу. Розрахунковим шляхом визначають: щільність снігу, запас води в сніговому покриві.

Щільність снігу (d) – це відношення маси деякої проби снігу до її об'єму ($V, \frac{\text{г}}{\text{см}^3}$). Визначається за формулою:

$$d = \frac{m}{V}, \quad (5.9.1)$$

Щільність залежить від температури повітря, швидкості вітру під час снігопаду.

Запаси води в снігу (Z , мм) – кількість води, отриманої від танення певного об'єму снігу, якщо вона не випаровується, просочується, не стікає.

$$Z = 10hd, \quad (5.9.2)$$

де h – висота шару води, см;

d – щільність снігу, г/см^3 .

5.10. Значення снігового покриву для перезимівлі сільськогосподарських культур і накопичення вологи в ґрунті. Снігові меліорації

Сніг захищає ґрунт від прогрівання при відлигах, тим самим затримує рослини від передчасного пробудження. Температура

грунту 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 $15^{\circ} - 16^{\circ}\text{C}$ вища, ніж на голому полі. Для розрахунку температури ґрунту на глибині 3 см за даними температури повітря та висоти снігу використовують номограму О.М. Шульгіна.

Численні дослідження показали, що добре зимують озимі культури в місцевостях, де морози не дуже сильні й висота снігу сягає 20 см (південь Європейської частини). Сніговий покрив також зменшує глибину промерзання ґрунту. Тривале залягання снігу висотою більше 30 см викликає випрівання, вимокання та утворення снігової плісені озимих культур.

Сніговий покрив акумулює опади холодної пори року, за рахунок чого навесні поповнюються запаси вологи в ґрунті. Кількість вологи, що надходить в ґрунт, залежить від висоти снігу, його щільності, глибини промерзання ґрунту, наявності льодової кірки і характеру весни.

З метою регулювання температурного режиму ґрунтів під снігом, тривалості залягання снігового покриву, нагромадження зимових опадів, поверхневого стоку весняних талих вод тощо в сільському виробництві впроваджують *снігові меліорації*, основною з яких є *снігозатримання*. **Снігозатримання** – це захід, спрямований на утримання і збереження снігу, який випав, від здування. Для цього виконують такі заходи:

- насаджують полезахисні лісосмуги (хоча вони не дають рівномірного нагромадження снігу, оскільки найбільше снігу нагромаджується в лісосмугах і поблизу них). В районах з багатосніжними морозними зимами полезахисні лісосмуги повинні добре продуватися внизу та менше – у верхній частині. У малосніжних районах найефективніші смуги більш продувні у верхній та середній частинах і менш продувні внизу;

- висівають високостебельні рослини (залежно від ґрунтово-кліматичних умов це може бути соняшник, кукурудза, сорго, суданка тощо) і залишають їх у полі на зиму;

- залишають стерню на зиму після збирання таких культур, як гірчиця, ріпак, ячмінь, овес та ін.;

- встановлюють снігозатримувальні дерев'яні щити з просвітами розміром 1x2 м, перпендикулярно до домінуючого напрямку вітру. Розставляють їх рівномірно на полі по 3 – 5 у групі,

приблизно 60 щитів на 1 га.

Протягом зими 4 – 6 разів переставляють, тим самим добиваються більш рівномірного залягання снігу;

– проводять валкоутворення снігу за допомогою спеціальних снігозбирачів ріджерного типу на тракторній тязі. Рухаючись широкою стороною вперед і пропускаючи сніг у вузький отвір позаду, вони створюють щільні та високі вали (40 – 60 см). Вали розташовують перпендикулярно до панівних вітрів на відстані 10 – 15 м один від одного. Валкування проводять при висоті снігового покриву не менше 10 см. Причому на озимині цей спосіб краще не застосовувати, оскільки можна оголити посіви.

Снігозатримання сприяє зменшенню глибини промерзання ґрунту, захисту посівів від сильних морозів та великих амплітуд температури, збільшенню запасів вологи навесні та тривалості залягання снігу, зменшенню інтенсивності стоку навесні. У тих районах, де висота снігу перевищує 50 см, що може викликати випрівання посівів, сніг ущільнюють за допомогою катків. 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. Кращими строками для снігозатримання є початок зими. Чим пізніше розпочинають ці роботи, тим менше снігу буде затримано на полях.

5.11. Ґрунтова волога, методи її визначення.

Агрогідрологічні характеристики ґрунту

Вологість ґрунту визначається вмістом води в ґрунті. Вона вимірюється в абсолютних і відносних одиницях. *Відносна вологість* визначається відношенням маси води, що міститься в ґрунті, до маси сухого ґрунту та виражається у відсотках:

$$\omega = \frac{m_1 - m_2}{m_2} 100\%, \quad (5.11.1)$$

де ω – вологість ґрунту у %;

$m_1 - m_2$ – маса проби ґрунту відповідно до та після просушування.

Між абсолютним вмістом води H , мм у шарі ґрунту та вологістю ґрунту, вираженою у відносних одиницях ω , є наступна залежність:

$$H = \frac{\omega dh_{10}}{100} = 0,1\omega dh. \quad (5.11.2)$$

Методи визначення ґрунтової вологи. Основним методом вимірювання вологості ґрунту є термостатно-ваговий метод, що прийнято вважати еталоном для оцінки інших методів. За цим методом ґрунтовим буром АМ – 16 виконують забори проб ґрунту через кожні 10 см до глибини 100 – 150 см, які потім перекладають в алюмінієві бюкси. В лабораторних умовах їх зважують з точністю до 0,1 г, після чого розміщують на 7 – 8 год у термостат для повного висушування при температурі $100^0 - 105^0\text{C}$ і знову зважують.

Для визначення вологості ґрунту використовують також такі прилади, як вологомір радіометричний. Принцип його дії базується на ефекті розсіювання та уповільнення швидких нейтронів атомами водню, що містяться в молекулах води. Вологомір реєструє сумарний потік нейтронів і гамма-випромінювання. За перевідними графіками, які має кожен прилад, отримують загальні запаси вологи, визначені у міліметрах шару води.

Існують авіаційні методи вимірювання вологості ґрунту. Принцип визначення вологості ґрунту базується на ефекті послаблення ґрунтовою вологою гамма-випромінювання природних радіоактивних елементів, що містяться в ґрунті. Методом гамма-знімання визначають вологість ґрунту верхнього 0 – 30 см шару ґрунту з похибкою 1 – 2%. Прилад розміщують на літаках, гелікоптерах.

Режим зволоження ґрунту характеризується наявністю в ньому різних категорій вологи, що володіють тими чи іншими властивостями. Вузлові точки, в яких різко змінюються властивості та доступність для рослин ґрунтової вологи, називаються *агрогідрологічними константами (властивостями)*.

Вологість стійкого в'янення (ВСВ) – такий запас ґрунтової вологи, за якої починається безповоротний процес в'янення рослин, а саме знижується внутрішній тиск і не відновлюється тургор. Це критична кількість вологи. ВСВ залежить від механічного складу ґрунту. У піщаних ґрунтів вона має 1,5 – 4%. У глинистих ґрунтів зростає до 20%, у болотних – 40 – 50%.

Волога, запаси якої нижче за вологість в'янення і вона є недостатньою для рослин, називається *непродуктивною вологою* (мертвий запас). Ця волога утримується в ґрунті силами гігроскопічності, силами поверхневого натягу і молекулярними, якщо вона зв'язана. Ці сили тільки осмотичного тиску в клітинах рослин. Чим важчі ґрунти, тим більше в них вологи, недоступної для рослин.

Вода в капілярних проміжках ґрунту називається *капілярною*. Пори мають розмір у діаметрі 2 мм. Рух капілярної води здійснюється за законами капілярності.

Повна вологоємність (ПВ) – спостерігається при заповненні водою всіх проміжків і пор у ґрунті, що негативно впливає на рослини.

Найменша вологоємність – кількість води, яку максимально може вмістити ґрунт за умови її вільного стікання. При такій вологості формуються оптимальні запаси ґрунтової вологи.

Продуктивна волога. Режим зволоження ґрунту характеризується наявністю в ній різних категорій вологи, які володіють тими чи іншими властивостями. Із загальної кількості вологи, що міститься у ґрунті, важливою є та її частина, що забезпечує водопостачання рослин.

Продуктивну вологу виражають висотою шару води в міліметрах, що дозволяє порівнювати її запаси з витратами води на випаровування та з приходом опадів, які також вимірюються в міліметрах.

5.12. Загальні та продуктивні запаси вологи в ґрунті

Продуктивна волога ґрунту – важливий комплексний показник зволоження сільськогосподарського поля та рослин, що включає режим опадів, випаровування, стоку, а також вологообмін ґрунтів по вертикалі.

Незважаючи на складність визначення продуктивної вологи, вона є найточнішим показником оцінки вологозабезпеченості. Пов'язуючи цю величину та потреби рослин у волозі для різних періодів розвитку, оцінюють вологозапаси ґрунту для таких шарів ґрунту:

– *орний шар ґрунту глибиною 0 – 20 см* – запаси вологи дуже низькі – 5 мм і менше, недостатні – 19 – 5 мм, задовільні – 29 – 20 мм, оптимальні – 40 – 30 мм;

– *шар ґрунту 0 – 50 см* – недостатні запаси вологи, що менше 30

мм, оптимальні 80 – 60 мм;

– шар ґрунту 0 – 100 см – недостатні запаси вологи 130 – 80 мм, оптимальні 180 – 160 мм.

При дуже низьких (менше 5 мм) запасах продуктивної вологи в орному (0 – 20 см) шарі ґрунту сходи не з'являються. Дев'ять сухих декад за вегетацію практично призводять до загибелі зернових. При надмірному зволоженні ґрунту визначальну роль у розвитку культур відіграє не кількість вологи та поживних речовин, а кількість повітря у ґрунті. Відомо, що необхідна для рослин інтенсивність газообміну між ґрунтом і атмосферою спостерігається при вмісту повітря в ґрунті в межах 13 - 35 % ПВ і залежить від потреб культур. Нестача кисню згубніша для рослин, ніж нестача вологи.

Надмірно вологий ґрунт шкідливий не тільки в період росту і розвитку культур, але й до сівби, тому що у ґрунті уповільнюються мікробіологічні процеси, що приводить до зниження родючості ґрунту. Надмірно зволожені ґрунти негативно діють на рослини не лише кількістю вологи, але й тривалістю періоду перезволоження. Так, п'ять перезвожених днів у період сходи – кушіння знижують урожай зернових до 70 -80 %.

Продуктивною вологою називається частина ґрунтової вологи, що рослини використовують для своєї життєдіяльності та формування урожаю. Це рухома вода, яка переміщується в ґрунті під дією сили тяжіння. Продуктивна волога відраховується від *вологості стійкого в'янення* (ВСВ), тобто вологість, що відповідає коефіцієнту в'янення, приймається за 0.

Для переведу загальної вологості ґрунту (%) у міліметри продуктивної вологи існує формула:

$$W_{\text{пр.}} = 0,1dh(W - k), \quad (5.12.1)$$

де $W_{\text{пр.}}$ – запаси продуктивної вологи, мм;

d – об'ємна маса ґрунту, г/см³;

h – товщина шару ґрунту, см;

W – відносне значення загальної вологості ґрунту %;

k – коефіцієнт в'янення, %;

0,1 – коефіцієнт для переведу запасів продуктивної вологи, мм.

Необхідною умовою росту і розвитку рослин є оптимальний вміст продуктивної вологи. Нестача вологи в ґрунті порушує водний

баланс рослин, зменшує транспірацію, пригнічує фотосинтез та інші процеси життєдіяльності, порушує нормальний обмін речовин. Внаслідок цього зменшується довжина річного пагону та ширина радіального приросту, завчасно засихає листя. У місцезростаннях з постійною нестачею вологи формуються рідкі низькорослі деревостани. Надлишок вологи в ґрунті погіршує аерацію, а відтак, погіршуються умови для дихання коренів. У таких умовах формуються низькорослі деревостани з слабкою кореневою системою, що часто зазнають пошкоджень від сильного вітру (вітровали).

5.13. Водний баланс поля та його складові

Динаміка запасів вологи у кореневмісному шарі визначається *водним балансом*. *Водний баланс поля* – це різниця між надходженням і витратами вологи в кореневмісному шарі ґрунту за певний період вегетації. Товщина кореневмісного шару для більшості сільськогосподарських культур становить 1,0 – 1,5 м, але в різні фази розвитку вона змінюється. Для потреби сільського господарства водний баланс розраховують у міліметрах продуктивної вологи. Основним джерелом надходження вологи в ґрунт є атмосферні опади. Але кількість опадів, що вимірюється опадоміром, істотно відрізняється від кількості води, яка поповнює запаси продуктивної вологи на полі. Це пояснюється тим, що кількість опадів, які досягають поверхні ґрунту, залежить від структури, щільності рослинного покриву, площі листових пластинок, а також від інтенсивності, частоти і тривалості дощу (під час випадіння на суху поверхню рослин кожного разу на її змочування витрачається нова кількість води).

Основні витрати води спостерігаються при її випаровуванні з поля і транспірації. Тому на практиці при розрахунках водного балансу поля часто користуються спрощеним рівнянням:

$$W_{\text{пр.п.}} - W_{\text{пр.к.}} = r - E, \quad (5.13.1)$$

де $W_{\text{пр.п.}}$ – запаси продуктивної вологи в кореневмісному шарі ґрунту на початку періоду, мм;

$W_{\text{пр.к.}}$ – запаси продуктивної вологи в кореневмісному шарі ґрунту на кінець періоду, мм;

E – сумарне випаровування з поля, мм;

r – кількість опадів за період, мм.

5.14. Водний режим та динаміка запасів продуктивної вологи в ґрунтах. Річний хід запасів продуктивної вологи в різних ґрунтово-кліматичних зонах

Вегетаційний період характеризується великими витратами запасів ґрунтової вологи з корененаселеного шару на випаровування і транспірацію, що звичайно не компенсуються надходженням вологи за рахунок опадів і капілярного підтоку.

Вже в ранньовесняний період одночасно з поповненням запасів за рахунок сніготанення простежуються витрати вологи на випаровування з оголених від снігу ділянок поля.

З настанням вегетації сільськогосподарських культур зміна запасів продуктивної вологи в корененаселеному шарі ґрунту стає результатом сукупної взаємодії ґрунту, рослин і метеорологічних умов, а в зоні високого стояння ґрунтових вод – і коливання їх рівня. З цього часу на величині витрат вологи з ґрунту починає позначатись ступінь поглиблення та характер розвитку кореневої системи і стан надземної маси рослин. В зоні високого стану ґрунтових вод одночасно з цим виникає значна зміна запасів ґрунтової вологи внаслідок поглиблення верхньої межі капілярної кайми. Все це разом призводить до того, що швидкість витрат вологи протягом періоду вегетації рослин дуже змінюється, причому в кожній зоні і під кожною культурою по-різному.

В районах надмірного зволоження і високого стояння ґрунтових вод максимальні витрати вологи спостерігаються на початку вегетаційного періоду, в основному, внаслідок зміни запасів верхнього 50–сантиметрового шару, у зв'язку з опусканням в ньому капілярної кайми. В цій зоні за період вегетації озимих культур витрати вологи з шару 0 – 50 см майже в три рази перевищують витрати із шару 50 – 100 см, за період же вегетації ранніх ярових вони перевищують їх майже в 7 разів.

В районах глибокого стояння ґрунтових вод, де капілярний підтік відсутній, найбільші витрати вологи виникають шляхом транспірації та досягають максимальних значень в репродуктивний період, особливо в період виходу в трубку – цвітіння, коли коренева система та надземна маса рослин досягають максимальної потужності. В

протилежність зоні високого зволоження у другу половину вегетаційного періоду витрати води із шару 50 – 100 см, у зв'язку з проникненням коренів рослин, дорівнюють або навіть декілька перевищують витрати води з верхнього 50-сантиметрового шару.

В зоні високого стояння ґрунтових вод різниця в динаміці запасів води на полях, що зайняті різними культурами, невеликі, а восени і зовсім згладжуються. Загальний вигляд встановленого рівняння зв'язку зміни запасів води з метеорологічними факторами має вигляд:

$$\Delta W = at + br + c\omega + l, \quad (5.14.1)$$

де ΔW – зміна запасів продуктивної води за декаду, мм;

t – середня за декаду температура повітря;

r – сума опадів за декаду, мм;

ω – запаси продуктивної води до початку декади, мм;

a, b, c, l – числові параметри.

Рівняння такого типу були отримані для окремих періодів вегетації озимих, ярових зернових, багатолітніх трав, картоплі, кукурудзи тощо.

Зміна запасів ґрунтової води взимку залежить від двох основних причин: внутріґрунтового пересування води та проникнення в ґрунт талих вод і опадів, що випадають під час відлиг. Внутріґрунтове пересування води може бути в рідкому та пароподібному вигляді. Але роль останнього незначна.

Весною з відтаванням ґрунту надлишок води в цих районах скидається, запаси зменшуються, відповідно до вологості ґрунту при даному рівні стояння ґрунтових вод. За час танення метровий шар ґрунту втрачає 70 – 80 мм води. В районах з глибоким заляганням ґрунтових вод, стійкою зимою та запасами продуктивної води в корененаселеному шарі восени нижче найменшої вологості, тобто там, де перед замерзанням ґрунту легкокорухомої води практично немає, вологозапаси взимку залишаються на тому ж рівні, що і восени.

В період сніготанення та розмерзання ґрунту в цих районах запаси води різко збільшуються за рахунок поглинання талих вод: причому більше значення має величина осіннього дефіциту води в ґрунті. Рівняння має вигляд:

$$\Delta W = 0,115m + 0,56 dw - 20, \quad (5.14.2)$$

де ΔW – зміна запасів продуктивної вологи в метровому шарі ґрунту за період від встановлення від’ємних середніх добових температур восени до встановлення температури $+5^0$ весною, мм;

m – кількість опадів, які випали за цей період, мм;

$d \cdot w$ – дефіцит запасів продуктивної вологи в метровому шарі ґрунту восени, мм.

В районах глибокого залягання ґрунтових вод і нестійкої зими основним фактором, що визначає величину запасів ґрунтової вологи, є проникнення талих вод в ґрунт під час відлиг. Зв’язок змін запасів вологи з метеорологічними умовами виражається рівнянням:

$$\Delta W = 0,21m + 0,62 dw - 33. \quad (5.14.2)$$

На підставі особливостей динаміки запасів продуктивної вологи в окремих районах і відповідно до потреб у волозі зернових культур можна виділити чотири агрогідрологічні зони: обводнення, капілярного зволоження, повного весняного промочування та слабкого весняного промочування.

Зона обводнення охоплює райони з високим стоянням ґрунтових вод: країни Прибалтики, частину Білорусі, що прілягає, північні та північно-західні райони Європейської території та райони тайги Західно-Сибірської низовини.

Зона капілярного зволоження охоплює територію, розташовану на північ від лінії Калінінград – Ливни – Кудимкар – Тобольськ – Кемерово, де ґрунтові води досягають корененаселеного шару ґрунту лише в моменти найвищого стояння, а верхня межа капілярної кайми в більшості випадків протягом року залягає в корененаселеному шарі та лише в окремі моменти виходить на денну поверхню.

Зона повного весняного промочування простягається на південь від зони капілярного зволоження до лінії Чернівці – Харків – Перм – Оренбург – Кустанай – Ішим – Маріїнськ. Вона охоплює райони глибокого залягання ґрунтових вод, де капілярна кайма не досягає корененаселеного шару.

Зона слабого весняного промочування охоплює райони, розташовані на південь і південний схід від зони повного весняного промочування. Межі зон в природних умовах не чітко виражені. Унаслідок різниць в рельєфі, ґрунтах, гідрологічних і мікрокліматичних умовах, а також унаслідок водогосподарської діяльності людини (меліорація та агротехніка) зони обводнення та капілярного насичення тісно переплітаються між собою.

5.15. Агротехнічні методи регулювання водного режиму поля. Сезонний режим вологості ґрунту. Оцінювання забезпеченості рослин вологою

Основними методами регулювання водного режиму ґрунту є зрошення, осушення, збереження чистих парів і відповідні прийоми обробітку ґрунтів, полезахисні насадження, снігові меліорації.

Зрошення – найбільш надійний спосіб створення оптимальної вологозабезпеченості посівів в засушливих районах. За допомогою стаціонарних або тимчасових систем зрошення води забирають з водоймищ і розподіляють за допомогою трубопроводів і каналів по полях. Використовують наступні способи поливу: дощування, поверхневий (по бороздах, чеках, лиманах), крапельний, внутріґрунтовий. Зрошують сільськогосподарські культури в період вегетації та восени. Число поливів, їх строки та норми регулюють так, щоб створити оптимальні умови вологості ґрунту для росту, розвиток рослин і формування їх врожаю. Правильний облік очікуваних умов погоди дозволяє ефективно витрачати воду та не погіршувати меліоративний стан ґрунту. Під впливом зрошення врожайність сільськогосподарських культур збільшується в 1,5 – 2 рази і більше.

В районах надлишкового зволоження, а також на найбільш характерних заболочених територіях для покращання водного режиму ґрунтів використовують різні способи *осушення*. При цьому покращується їх аерація і температурний режим, що також сприяє підвищенню врожайності сільськогосподарських культур. У той же час в засушливі роки на осушених ґрунтах вологозабезпеченість посівів може різко погіршуватися. Тому найбільш ефективними є системи двостороннього регулювання водного режиму, так звані осушувально-зрошувальні системи. А щоб не виникло порушення водного балансу та повторного заболочування, осушені ділянки

необхідно освоювати.

Полезахистні лісові смуги – важливий засіб покращання вологозабезпеченості сільськогосподарських культур в засушливих районах. Вони зменшують швидкість вітру і непродуктивне випаровування з полів, перешкоджають сдуванню снігу з полів, а весною скорочують поверхневий стік талих вод. Послаблення швидкості вітру залежить від конструкції лісової смуги. Вплив лісових смуг відмічається на відстані від 10...15...50 –кратної висоти смуги.

Куліси із високостебельних однолітніх рослин також сприяють накопиченню вологи за рахунок затриманого снігу. Наприклад, в засушливих районах куліси соняшнику збільшують запаси продуктивної вологи в ґрунтах до весни більше ніж на 40 мм. До числа побічних методів регулювання водного режиму ґрунтів відносяться *агротехнічні заходи*, більшість з яких направлено на регулювання водного і теплового режимів в ґрунті, що відповідають потребам сільськогосподарських культур. У накопиченні, збереженні та ефективному використанні вологи суттєве значення мають пари та системи обробітку ґрунтів. Значення чистих парів зводиться до виключення витрат вологи шляхом транспірації рослин протягом вегетаційного періоду або частини цього періоду, що дозволяє накопичувати вологу в ґрунтах і компенсувати недовостану кількість опадів.

Зоною найбільшої ефективності чистих парів, де до часу сівби озимих зернових культур продуктивної вологи в шарі ґрунту 0...100см накопичується на 70...110 мм більше, ніж на непарових полях, є зона недостатнього зволоження чорноземних ґрунтів.

Важливим засобом накопичення і збереження ґрунтової вологи є прийоми обробітку ґрунту. Рання зяблева оранка та боронування зябу, рихлення міжрядь пропашних культур зменшують непродуктивне випаровування з поверхні ґрунтів. Верхній пухкий шар ґрунту знижує у 2 – 7 разів випаровування з ґрунтів, а боронування полів зменшує випаровування вологи на 20 – 30%.

Обробіток ґрунту поперек схилу скорочує поверхневий стік води у 2 – 10 разів у порівнянні з оранкою вздовж схилу і збезпечує збільшення запасів вологи в ґрунті на 30 ...95%. Зменшує непродуктивне випаровування з ґрунтів і її мульчування.

Всі елементи водного балансу безперервно змінюються за часом і в просторі в залежності від погоди. Зміна холодного й теплого

сезонів року є одним з основних факторів, що визначає динаміку водного режиму та умов формування запасів вологи в ґрунті.

В холодний період волога не витрачається на транспірацію, а коли ґрунт вкритий снігом, то і на випаровування. Запаси вологи змінюються за рахунок її внутріґрунтового руху під впливом кристалізації в процесі промерзання ґрунтів, а також за рахунок поповнення талими водами під час відлиг. В районах з нестійкою зимою та глибоким заляганням ґрунтових вод запаси вологи протягом зими збільшуються на декілька десятків міліметрів за рахунок проникнення талих вод в ґрунти. Ранньою весною запаси ґрунтової вологи поповнюються за рахунок талих вод, але одночасно волога витрачається на випаровування та просочування в розташовані нижче шари. З початку вегетації сільськогосподарських культур запаси вологи у верхньому шарі ґрунті змінюються в результаті сукупного впливу метеорологічних факторів і рослин.

Зі збільшенням температури ґрунту збільшується транспірація та випаровування з поверхні ґрунту, що нерідко висушує орний шар. У різні періоди часу (весною, влітку, восени, взимку) баланс води в ґрунті змінюється, тобто водний баланс має річний цикл. У середньому за багаторічний період ґрунти характеризуються стабільним водним режимом, коли надходження води в ґрунти і витрати її з ґрунту практично однакові, тобто водний баланс дорівнює нулю.

Контрольні запитання

1. Що називається вологістю повітря?
2. Якими показниками характеризується вологість повітря?
3. Що являє собою парціальний тиск водяної пари?
4. За якою формулою визначається парціальний тиск водяної пари?
5. Як визначається тиск насиченої водяної пари E ?
6. Як називається різниця між тиском насиченої водяної пари та її парціальним тиском?
7. Як визначається дефіцит насичення водяної пари?
8. Коли повітря називають насиченим?
9. Що називається відносною вологістю?
10. Як визначається відносна вологість повітря?
11. Як визначається маса водяної пари, що міститься в одиниці об'єму вологого повітря?

12. Що називається абсолютною вологістю повітря?
13. Що являє собою температура точки роси t_d ?
14. Як визначається точка роси?
15. Як називається різниця між температурою повітря і точкою роси при даному атмосферному тиску?
16. Що називається вологозабезпеченістю рослин?
17. Як називається верхня межа оптимальної вологості ґрунту для рослин?
18. Від чого залежить гідротермічний коефіцієнт (ГТК) Селянінова?
19. Як визначається гідротермічний коефіцієнт (ГТК) Селянінова?
20. Що називається випаровуванням?
21. Яку назву носить потенційно можливе випаровування з надмірно зволоженого ґрунту?
22. Що називається випарністю?
23. Яку назву носить сумарне випаровування?
24. Що називається евапотранспірацією?
25. Що називається транспірацією?
26. Що називається коефіцієнтом транспірації?
27. Який процес називається вологоадіабатичним?
28. Яку назву має висота, на якій відбувається процес конденсації?
29. За якою формулою визначається рівень конденсації водяної пари?
30. Що називається вологоадіабатичним градієнтом (γ')?
31. Як називається процес перетворення водяної пари безпосередньо в кристалики льоду?
32. Поясніть механізм утворення роси?
33. Як утворюється іній?
34. Яка різниця між ожеледдю та ожеледицею?
35. Чим відрізняється туман від серпанку?
36. Як утворюються радіаційні та адвективні тумани?
37. Що називається хмарністю, як вона визначається?
38. Якими бувають хмари за фазовим складом?
39. Якими бувають хмари за генетичним принципом класифікації?
40. Які основні процеси утворення купчастих хмар?
41. Чим відрізняються види та різновиди форм хмар?
42. Надайте характеристику сімейству хмар верхнього ярусу.
43. Які хмари відносяться до сімейства хмар верхнього ярусу?
44. Надайте характеристику сімейству хмар середнього ярусу.

45. Які хмари відносяться до сімейства хмар середнього ярусу?
46. Які хмари відносяться до сімейства хмар нижнього ярусу?
47. Надайте характеристику сімейству хмар нижнього ярусу.
48. Що називається атмосферними опадами?
49. Як утворюються атмосферні опади?
50. Якими бувають атмосферні опади за характером випадіння?
51. Як класифікують атмосферні опади за синоптичними умовами утворення?
52. Охарактеризуйте опади, що випадають з хмар.
53. Що розуміють під кількістю опадів?
54. З якою точністю вимірюють атмосферні опади?
55. Якими бувають атмосферні опади за зовнішнім виглядом?
56. Що називається сніговою, кліматичною, орографічною лінією?
57. Що називається щільністю снігу?
58. Як визначається щільність снігу?
59. Що являють собою запаси води в снігу?
60. Як визначаються запаси води в снігу?
61. Якими бувають снігові меліорації і яка їх роль?
62. Як визначається відносна вологість ґрунту?
63. Які ви знаєте методи визначення ґрунтової вологи?
64. Що називається агрогідрологічними константами (властивостями) ґрунту?
65. Як називається запас ґрунтової вологи, за якої починається безповоротний процес в'янення рослин?
66. Яку назву носить волога, запаси якої нижче за вологість в'янення та є недостатніми для рослин?
67. Що називається повною вологоємністю (ПВ)?
68. Що називається найменшою вологоємністю?
69. Що називається продуктивною вологою?
70. Що являє собою водний баланс поля?
71. Які агрогідрологічні зони можуть бути відокремлені в залежності від особливостей потреби у волозі?

Блок 6. Атмосферний тиск і циркуляція атмосфери.

Вітер та способи врахування його

в сільськогосподарському виробництві

6.1 Маса, щільність і тиск повітря

До основних фізичних властивостей повітря відносяться: щільність, атмосферний тиск, температура повітря. Рух молекул

повітря та його власна маса, що обумовлена силою тяжіння Землі, утворюють атмосферний тиск. **Атмосферний тиск** – сила, з якою давить на одиницю земної поверхні стовпчик повітря, який простирається від поверхні Землі до верхньої границі атмосфери. Якщо кількість повітря в стовчику збільшується – атмосферний тиск збільшується, якщо зменшується – тиск зменшується. Сила тяжіння зростає від екватора до полюсів, а величина повітряного стовпчика залежить від висоти над рівнем моря та від температури.

Атмосферний тиск був виміряний в першій половині XVII ст. італійцем Еванжелістом Торрічеллі (1608 – 1647рр.) і німцем Отто фон Геріке (1602 – 1682рр.), які незалежно один від одного винайшли рідинні барометри. Водяний барометр Геріке був дуже незручним для практичного використання. Торрічеллі запропонував виміряти атмосферний тиск повітря за допомогою ртутного барометра. Тому в метеорології атмосферний тиск дуже довгий час виражали в міліметрах ртутного стовпчика (мм рт. ст.).

В 1930 р. була встановлена нова міжнародна одиниця тиску – *бар* (з давньогрецької барос – тяжкість), дорівнює тиску 1 млн дін на площу 1 см², що відповідає 750,1 мм рт. ст. В практиці до останнього часу як одиниця тиску використовувалась одна тисячна доля бара – *мілібар* (мб).

З 1980 р. міжнародною одиницею для вимірювання атмосферного тиску прийнятий паскаль (Па = Н/м²). Для практичних цілей використовують гектопаскаль (гПа): 1гПа = 100 Па. Оскільки до цих пір шкала приборів для вимірювання тиску градуйована в міліметрах або мілібарах, то треба знати їх співвідношення:

$$1\text{гПа} = 1\text{мб} = 0,75\text{ мм рт.ст.}, 1\text{ мм рт.ст.} = 1,33\text{ мб} = 1,33\text{ гПа}.$$

Як відомо, висота ртутного стовпчика в барометрі залежить не тільки від тиску, але і від температури ртуті, а також від значення прискорення вільного падіння в точці спостережень, що змінюється як з висотою над рівнем моря, так і з широтою місцевості. Тому показання ртутного барометра на всіх метеостанціях приводять до однакових умов: до однієї температури (звичайно до 0⁰С), до рівня моря та широти 45⁰, де прискорення вільного падіння становить 980,6 см/см². За цих умов тиск, що дорівнює 760 мм рт.ст, називається *нормальним*.

Тиск повітря є однією з основних характеристик фізичного стану атмосфери. З ним тісно пов'зані динамічні процеси, що в ній відбуваються, зокрема, горизонтальний рух повітря. Для

атмосферного тиску, як і для будь-якої метеорологічної величини, властиві просторові та часові зміни, що залежать від кліматоутворювальних факторів: сонячної радіації, циркуляційних процесів та підстильної поверхні.

Географічне розташування України на межі циркуляційних систем помірних широт, до того ж із чітко визначеним впливом гірських масивів Карпат та Кримських гір, Чорного та Азовського морів, формує складний характер атмосферних процесів, що у свою чергу зумовлює особливі риси просторового розподілу тиску та його часових змін.

6.2. Рівняння стану атмосферного повітря. Основне рівняння статики. Формула Бабіне та її фізичний смисл. Баричний ступінь

З висотою атмосферний тиск падає в нижніх шарах атмосфери швидко, у верхніх – повільніше, тому що на кожному вище розташовану поверхню тисне менша маса атмосфери. В нижньому шарі атмосфери зменшення атмосферного тиску ΔP (H/m^2), при збільшенні висоти на Δh (м), в лінійному наближенні виражається *рівнянням статики*:

$$\Delta P = -\rho g \Delta h, \quad (6.2.1)$$

де ρ – щільність повітря;

g – прискорення вільного падіння, m/s^2 .

Основне рівняння статики характеризує залежність атмосферного тиску від висоти над рівнем моря за умови, що атмосфера знаходиться в стані спокою. Основне рівняння статики свідчить, що тиск завжди зменшується з висотою; чим вище умовний рівень, тим менше зменшується атмосферний тиск на одиницю висоти.

Для невеликої різниці висот між двома рівнями (до 1000 м) перевищення одного пункту над іншим обчислюється за формулою Бабіне:

$$H = \frac{16000(P_1 - P_2) \left\{ 1 + \alpha \frac{t_0 + t}{2} \right\}}{P_1 + P_2}, \quad (6.2.2)$$

де H – різниця висот цих двох рівнів, або перевищення одного рівня над іншим;

P_1, P_2 – атмосферний тиск повітря відповідно на верхньому і нижньому рівнях, гПа;

α – коефіцієнт об'ємного розширення газів, $\alpha = 0,004$;

t_0, t – температура повітря відповідно на верхньому і нижньому рівнях.

Зміна тиску з висотою характеризується *баричним (барометричним) ступенем* – відстанню h (м). *Баричний ступінь* – це висота, на яку потрібно піднятися чи опуститися з вихідного рівня, щоб атмосферний тиск зменшився на 1 гПа. Розмірність баричного ступеня – м/гПа.

Визначають його з формули Бабіне:

$$h = \frac{8000(1+\alpha t)}{P}, \quad (6.2.3)$$

де t і P – відповідно температура, $^{\circ}\text{C}$ та атмосферний тиск повітря, гПа, у точці, для якої визначають баричний ступінь h .

Атмосферний тиск завжди зменшується з висотою, тому для уявлення про просторовий розподіл і порівняння результатів тиск на станціях розташованих на висоті до 800 м включно, приводиться до одного стандартного рівня – рівня моря. Атмосферний тиск за допомогою вищенаведеної формули приводиться до рівня моря:

$$P_m = P_{\text{ст}} + H/h, \quad (6.2.4)$$

де $P_{\text{ст}}$ – атмосферний тиск на станції, гПа;

H – висота станції над рівнем моря, м;

h – баричний ступінь, гПа на 1 м.

На рівні моря баричний ступінь дорівнює близько 8 м/гПа, або 10,5 м/мм, а на висоті 3 км – 20 м/гПа. Приведений атмосферний тиск передають в центр Гідрометеорологічної служби, де його значення наносять на синоптичну карту. Розподіл атмосферного тиску на рівні моря має невеликі коливання в просторі (1015 – 1018 гПа).

Атмосферний тиск можна виміряти за висотою ртутного стовпчика в скляній трубці, один кінець якої запаяний, а інший занурений в чашку зі ртуттю. Повітря з трубки видалено. Тиск атмосфери утримує стовпчик ртуті в трубці на певній висоті.

Для вимірювання атмосферного тиску на метеорологічних

станціях основним приладом є ртутний барометр, в якому відповідно до зміни атмосферного тиску коливається висота ртутного стовпчика. Крім того, є прилади, принцип дії яких ґрунтується на пружних деформаціях порожніх металевих коробок під впливом зовнішнього тиску на них. Це анероїди та барографи.

6.3. Баричне поле. Вертикальний та горизонтальний баричні градієнти. Ізобаричні поверхні, баричні системи

Розподіл тиску в атмосфері називають *баричним полем*. Баричне поле можна наочно представити за допомогою поверхонь, у всіх точках яких тиск однаковий. Такі поверхні називаються *ізобаричними*, вони пронизують всю атмосферу. Близько до рівня моря проходить поверхня 1000 гПа, на висотах близько 3 км - 700 гПа, на висоті близько 5 км - 500 гПа, а на висоті 16 км – 100. Внаслідок зміни температури та атмосферного тиску в горизонтальному напрямку ізобаричні поверхні не паралельні одна одній, а нахилені до земної поверхні під різними кутами, за своєю формою різноманітні. В одних місцях вони прогинаються вниз, утворюючи котловини, а в інших вигинаються вверху, утворюючи пагорби. Баричний ступінь залежить від температури: в теплому повітрі він менший, ніж у холодному.

Якщо подумки зробити перетин ізобаричної поверхні з поверхнею рівня моря або іншою горизонтальною площиною, то отримаємо криві лінії, що називаються *ізобарами* (рис.8). *Ізобари* – це лінії, що єднають точки з однаковим атмосферним тиском на даній площині. Їх проводять через 5 гПа, наприклад 990, 995, 1000 гПа тощо.

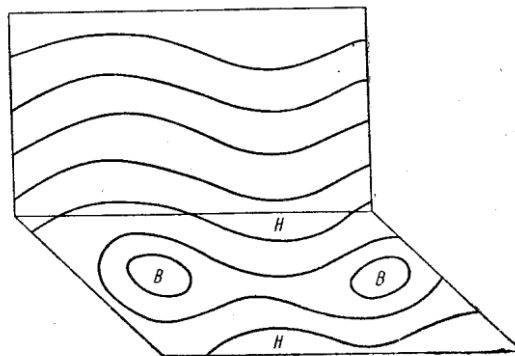


Рис.8. Вертикальний та горизонтальний розрізи баричного поля

Карти висотного положення ізобаричних поверхонь називають *картами баричної топографії*, що складаються з прогинів і піднять (опуклостей), які відповідають областям підвищеного і пониженого тиску.

Карти ізобар можна побудувати для рівня моря або для будь-якої площини вище рівня моря. Практично ізобари наносять на комплексні синоптичні карти разом з іншими метеорологічними показниками.

В кліматології карти ізобар складають за середніми багаторічними даними. На картах ізобар також виявляються області пониженого тиску, оконтурені замкнутими ізобарами з найменшим тиском в центрі, тобто циклони, і області підвищеного тиску, оконтурені замкнутими ізобарами з найбільшим тиском у центрі, тобто антициклони. *Циклони* (баричні мінімуми) та *антициклони* (баричні максимуми) – це баричні системи, з яких складається баричне поле.

Циклон (з грецької „циклос” – коло) – це область зниженого тиску з мінімальним його значенням у центрі. Ізобаричні поверхні в циклоні знижуються від периферії до центру, тобто мають вигляд неправильної ізобари з опуклістю вниз. Ізобари в циклоні замкнуті та мають різноманітну форму, але найчастіше ця форма має вигляд овалу. Діаметр (горизонтальна вісь) циклону досягає 100 – 3000 км, вертикальна потужність – 15 – 20 км.

Тиск в центрі циклону помірних широт змінюється від 950 гПа до 1030 гПа, але в середньому становить 1000 гПа. В полі вітру циклон є гігантським вихором. У шарі тертя центр циклону є точкою збіжності повітряних течій, при цьому повітря рухається в Північній півкулі проти годинникової стрілки, а у Південній – за годинниковою стрілкою. У вільній атмосфері лінії течії майже збігаються з ізобарами.

Улоговина – область зниженого тиску, що розташована між двома областями підвищеного тиску. Лінія в улоговині, що є геометричним місцем точок зі зниженим тиском, називається її віссю. Ізобаричні поверхні в улоговині знижуються від периферії до осі, а поле повітряних течій має циклонічний характер.

Антициклон (з грецької „анти” – проти та „циклос” – коло) – область підвищеного тиску з максимальним його значенням в центрі. Ізобари в центрі антициклону замкнуті. Антициклон являє собою гігантський атмосферний вихор з циркуляцією повітря в Північній

півкулі за годинниковою стрілкою. Розміри антициклонів можна порівнювати з розмірами циклонів. Антициклон також є гігантським повітряним вихором з циркуляцією за годинниковою стрілкою в Північній півкулі та проти годинникової стрілки – у Південній. У шарі тертя центр антициклону є точкою розбіжності ліній течій.

Гребінь – область підвищеного тиску між двома областями зниженого тиску. Часто це витягнута периферійна частина антициклону. Лінія в гребені, що є геометричним місцем точок з підвищеним тиском, називається віссю гребеня. Відріг – сильно розвинутий гребінь, часто з самостійною замкнутою ізобарою.

Сідловина – область, що розташована між двома циклонами і антициклонами, які лежать навхрест. Ізобаричні поверхні мають вигляд сідла – вони підвищуються в бік антициклонів і знижуються в бік циклонів. Для сідловини є характерними слабкі вітри. Загальний вигляд баричного поля має форму сідловини. Фрагмент баричних систем наведено на рис.9.

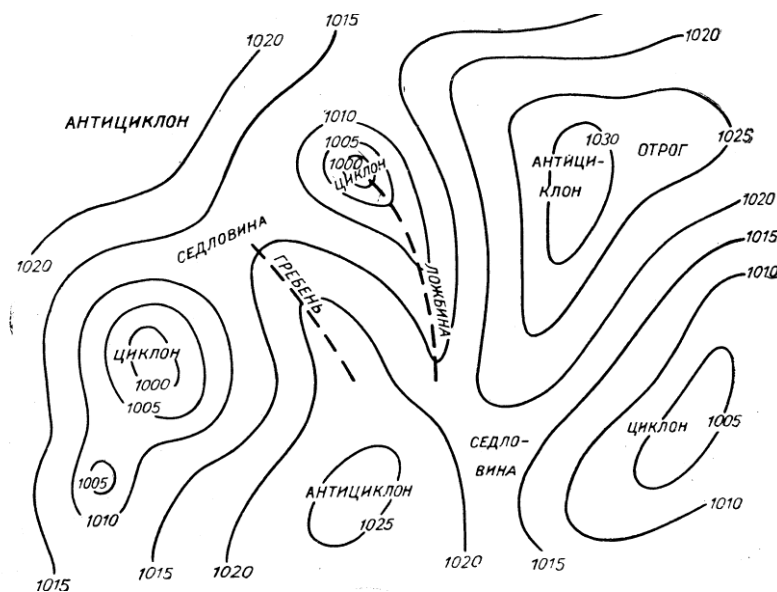


Рис. 9. Фрагмент баричних систем

На картах баричної топографії в одному місці ізобари знаходяться близько одна від одної, а в другому далеко. Так, в першому випадку атмосферний тиск в горизонтальному напрямку змінюється більше, а в другому менше. Кількісно таку зміну можна виразити за допомогою *горизонтального баричного градієнта* або *градієнта тиску*.

Горизонтальний баричний градієнт – це зміна атмосферного

тиску в горизонтальному напрямку на одиницю відстані. За одиницю відстані беруть довжину градуса меридіана (111 км). Останнім часом замість градуса меридіана беруть відстань 100 км. Вертикальний розріз ізобаричних поверхонь та напрямок горизонтального баричного градієнта наведений на рис. 10.

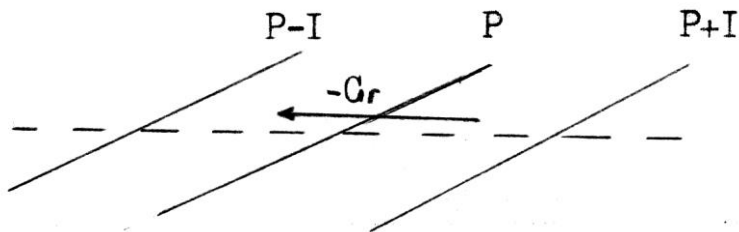


Рис.10. Вертикальний розріз ізобаричних поверхонь

Напрямок горизонтального градієнта збігається з перпендикуляром до ізобари і спрямований в бік зменшення атмосферного тиску. Його величину визначають за формулою:

$$G_r = \frac{d_p}{d_n} 100, \quad (6.3.1)$$

де G_r – горизонтальний баричний градієнт, км.

d_n – найкоротша відстань між двома сусідніми ізобарами;

d_p – різниця тиску між ними (5 гПа).

В усіх точках баричного поля напрямок та величина баричного градієнта різні. Причому там, де ізобари близько розташовані, зміна тиску на одиницю відстані більша, відповідно більший горизонтальний баричний градієнт, тобто він обернено пропорційний відстані між ізобарами.

Вертикальний баричний градієнт – це зменшення атмосферного тиску на кожні 100 м висоти. Тобто

$$G_v = -\frac{d_p}{d_z} 100. \quad (6.3.2)$$

6.4. Зміна атмосферного тиску з висотою. Розподіл атмосферного тиску біля земної поверхні

Розподіл тиску на земній кулі представляється картами ізобар,

побудованими за допомогою середніх багаторічних значень атмосферного тиску на рівні моря за певні місяці або сезони.

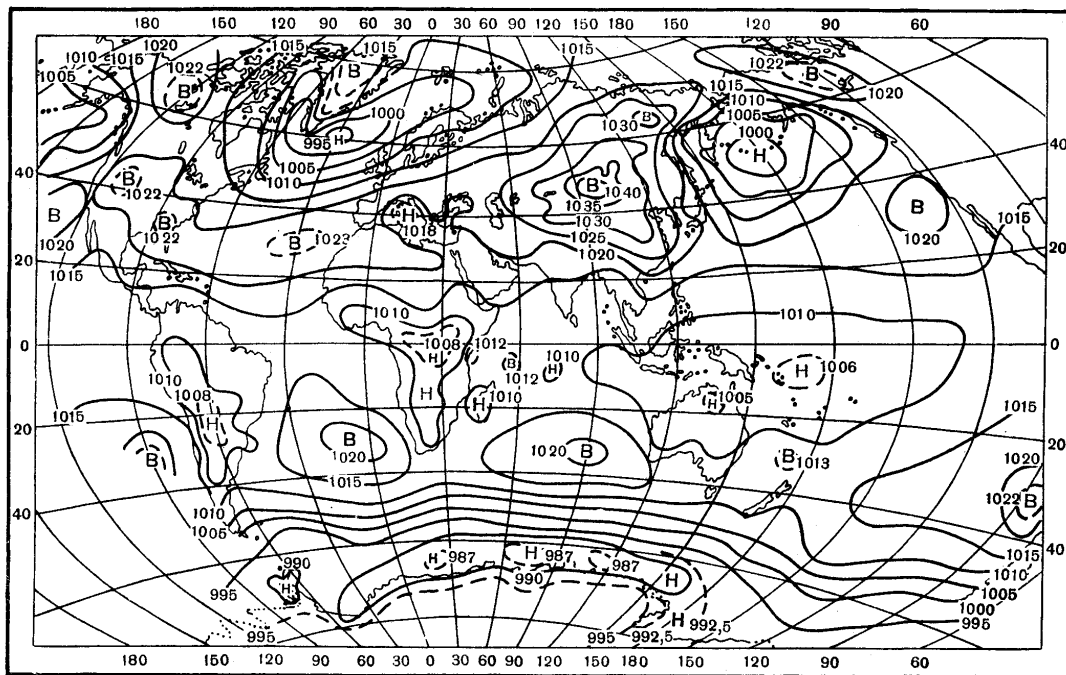


Рис.11. Географічний розподіл тиску на рівні моря в січні

На рис.11 наведений розподіл атмосферного тиску на земній кулі, що представлений картами ізобар, побудованими за допомогою середніх багаторічних значень атмосферного тиску на рівні моря за січень.

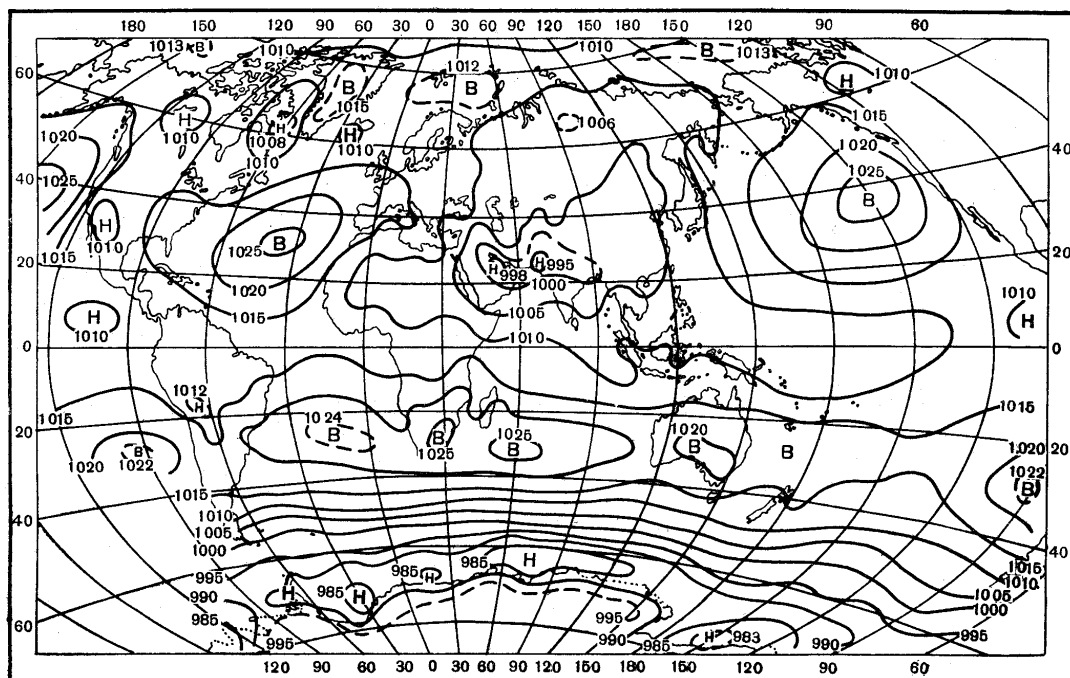
У січні вздовж екватора розташований пояс (зона) пониженого тиску. На середній осі цього поясу тиск становить близько 1010 гПа. Замкнутими ізобарами виділяються області з низьким тиском, що дорівнює 1008 гПа. Ці області знаходяться не на самому екваторі, а над нагрітими материками Південної півкулі, де в цей час літо, приблизно на 15° пд.ш. (у Південній Америці, Південній Африці і Австралії). По обидві сторони зони низького тиску, на широтах 30° – 35° обох півкуль, утворюються зони підвищеного тиску. Вони також розпадаються на окремі області, що мають в центрі тиск більше 1020 гПа. Це так звані субтропічні баричні максимуми (антициклони). У Північній півкулі до них відносяться *азорський максимум*, розташований в субтропічних широтах Атлантичного океану, біля Азорських островів, і *гавайський максимум*, розташований в субтропічних широтах Тихого океану, біля Гавайських островів.

У субтропіках Південної півкулі утворюються три баричних

максимуми. У Південній півкулі Індійського океану – *південноіндійський*, у південній частині Атлантичного океану – *південноатлантичний* і в південній частині Тихого океану – *південнотихоокеанський*. Усі ці баричні максимуми розташовані над океанами, тоді як над материками Південної півкулі, які в січні тепліші океанів, атмосферний тиск понижений.

До півночі від субтропіків тиск над океанами зменшується, утворюючи в Північній півкулі два баричних мінімуми: в Атлантичному океані в Ісландії – *ісландський мінімум* з тиском в центрі біля 995 гПа, і в Тихому океані біля Алеутських островів – *алеутський мінімум* з тиском в центрі близько 1000 гПа. Над сушею Північної півкулі тиск вглиб континентів дуже збільшується, утворюючи два баричних максимуми; *азіатський антициклон* над Азією, центр якого з тиском до 1040 гПа, розташований над Монгольським плато, і *канадський антициклон* в Північній Америці з тиском в центрі близько 1025 гПа.

У Південній півкулі до півдня від субтропічних максимумів тиск також зменшується, і на широтах 60° – 65° п.ш. утворюється майже суцільний пояс пониженого тиску. Унаслідок однорідності поверхні ізобари мають майже широтний напрямок.



слабко виражені полярні баричні максимуми. У липні екваторіальний пояс пониженого атмосферного тиску зберігається, але дещо зміщується у Північну півкулю, у бік термічного екватора (рис.12).

Ісландський і алеутський мінімуми в липні різко послаблені: у центрі ісландського мінімуму тиск підвищується до 1010 гПа, а алеутський мінімум на середніх картах навіть не виявляється. Над материками Північної півкулі як в субтропічних, так і в більш високих широтах тиск понижений. Особливо різко виражений баричний мінімум над Південно-Східною Азією – *азіатський мінімум* з тиском в центрі 995 гПа. В Північній Америці виділяється *мексиканський мінімум* з тиском в центрі 1010 гПа. Таким чином, в помірних широтах і субполярних навколо Північної півкулі утворюється зона пониженого тиску. На північ від неї тиск хоча і росте, але незначно.

У Південній півкулі, як і в січні, зберігається зона низького тиску в субполярних широтах і антициклон над Антарктичним материком.

Таким чином, середній розподіл атмосферного тиску на рівні моря в цілому мають зональний характер. Виділяються зони пониженого тиску – *екваторіальна, помірних і субполярних широт*, і зони підвищеного тиску – *субтропічні та полярні*. Але повна зональність розподілу порушується тим, що над материками тиск зимою підвищується, а літом понижується.

Баричні області, що спостерігаються на земній кулі, можна розділити на дві групи: ***постійні баричні області***, які існують протягом всього року: *екваторіальний пояс пониженого тиску, субтропічні баричні максимуми, ісландський і алеутський мінімуми, субполярний пояс пониженого тиску у Південній півкулі, а також антарктичний і арктичний максимуми. Сезонні баричні області*, в яких зимові максимуми змінюються літніми мінімумами: *сибірський (азіатський) і канадський зимові максимуми, азіатський літній мінімум* тощо. Ці баричні області впливають на повітряні течії, погоду та клімат значної території. Тому їх називають центрами дії атмосфери.

Виникнення баричних максимумів і мінімумів викликані термічними та динамічними причинами. Над охолодженими районами умови в нижніх шарах атмосфери сприятливі для підвищеного тиску, а над нагрітими – для його пониження. Тому над термічним екватором утворюється пояс пониженого тиску, а над

полюсами, де температури низькі – області відносно високого тиску. В холодний час року над материками, які вихолоджуються сильніше, ніж океани, розвиваються баричні максимуми. В теплий час року материки прогріваються сильніше океанів і над ними утворюються області пониженого тиску.

Утворення субтропічних баричних максимумів пояснюється постійним вторгненням антициклонів в субтропічні широти. Ісландський і алеутський мінімуми, а також субполярна зона пониженого тиску в Південній півкулі пов'язані з циклонічною діяльністю в цих широтах, тобто з утворенням і переміщенням циклонів.

За останні роки на території країни в приземному баричному полі відбуваються помітні зміни:

- у холодний період року, коли погодні умови формуються здебільшого під впливом Сибірського антициклону, спостерігається зниження тиску на всій території;
- влітку, коли циркуляційні процеси зумовлює головним чином Азорський максимум, атмосферний тиск, порівняно з попередніми роками, підвищується;
- найбільше зростання тиску спостерігається в південно-західних та південних районах;
- у січні міжрічні зміни атмосферного тиску збільшилися, що свідчить про активізацію циклонічної діяльності;
- стійке зростання тиску в травні (в середньому на 2 гПА) вказує на перевагу макроциркуляційних факторів над термічними;
- на більшій частині території середній місячний тиск у жовтні перевищує аналогічні значення в грудні, що зумовлюється спільною дією термічних та циркуляційних факторів.

6.5. Причини виникнення вітру. Швидкість і напрямок вітру

Вітер – одна з основних і мінливих характеристик стану атмосфери, що значно впливає на умови життя та господарську діяльність. Нерідко сильний вітер приносить збитки, руйнує будівлі, переносить сніг і нерівномірно розподіляє його на території. Дія вітру може бути корисною: він виносить із населених пунктів забруднені речовини, пил, сприяє запиленню рослин, зменшує літню спеку. Урахування та оцінка вітропотенціалу території необхідні для використання у вітроенергетиці та інших галузях економіки.

Вітер – це горизонтальний рух повітря відносно земної поверхні, що виникає внаслідок неоднакового атмосферного тиску в різних точках атмосфери. Оскільки атмосферний тиск змінюється як по вертикалі, так і по горизонталі, то повітря рухається під деяким кутом до земної поверхні. Але цей кут дуже малий, тому вітром, в основному, вважають горизонтальний рух повітря, тобто по суті розглядають лише горизонтальну складову цього руху. Це виправдовується тим, що вертикальна складова вітру звичайно значно менше горизонтальної та становиться значно помітною тільки при потужній конвекції або за наявності орографічних перешкод, коли повітря вимушене підніматись або стікати по схилах височин.

Вітри над обширними просторами, що охоплюють також більшу або меншу товщу атмосферу, утворюють повітряні течії. *Повітряні течії* – це системи вітрів, що стійкі за часом. Вітер характеризується *напрямком, швидкістю та силою*. *Напрямок вітру* – це частина горизонту, звідки він дме. Якщо в дану точку повітря переноситься з півночі, то це й буде північний вітер. Напрямок вітру визначається в румбах або в градусах (рис.13).

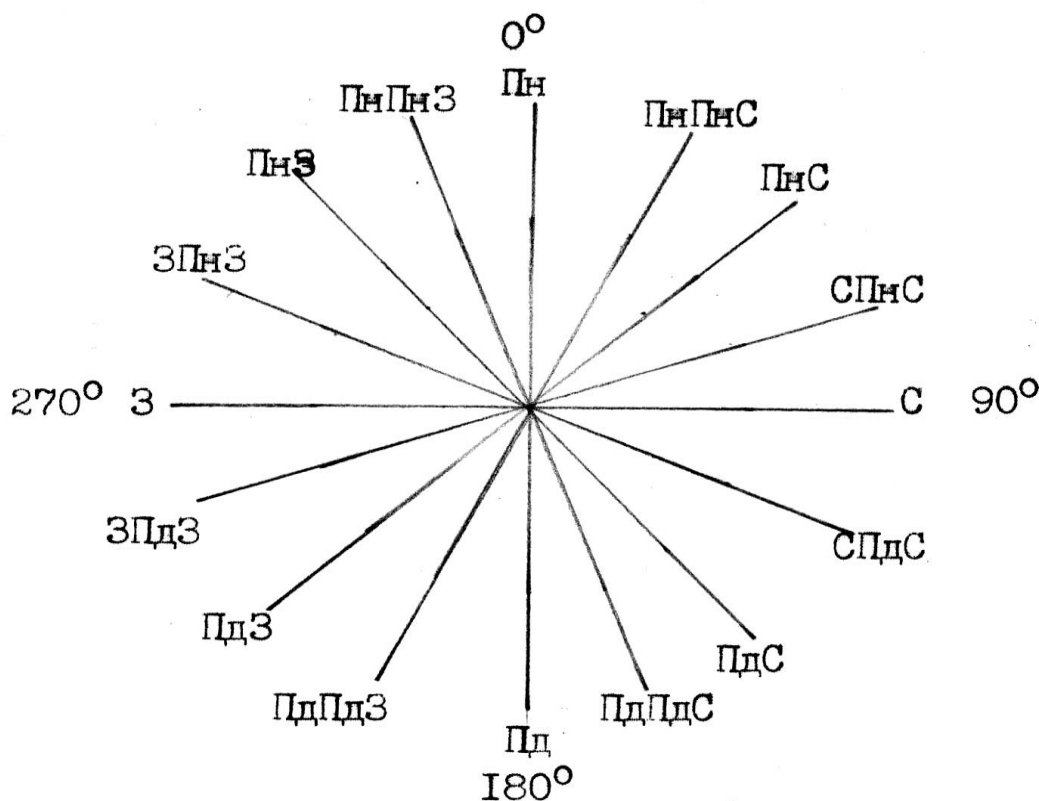


Рис.13. Напрямок вітру у румбах

Назви і позначення румбів наведені в табл. 9.

Таблиця 9

Назви румбів

Назва румба	Позначки		Градуси		Циф- ри коду
	українські	Міжна- родні	від	до	
1	2	3	4	5	6
Штиль	—	—	—	—	00
Північ – північний схід	Пн Пн С	NNE	12	33	02
Північний схід	Пн С	NE	34	56	05
Схід – північний схід	С Пн С	ENE	57	78	07
Схід	С	E	79	101	09
Схід – південний схід	С Пд С	ESE	102	123	11
Південний схід	Пд С	SE	124	146	14
Південь – південний схід	Пд Пд С	SSE	147	168	16
Південь	Пд	S	169	191	18
Південь – південний захід	Пд Пд З	SSW	192	213	20
Південний захід	Пд З	SW	214	236	23
Захід – південний захід	З Пд З	WSW	237	258	25
Захід	З	W	259	281	27
Захід – північний захід	З Пн З	WNW	282	303	29
Північний захід	Пн З	NW	304	326	32
Північ – північний захід	Пн Пн З	NNW	327	348	34
Північ	Пн	N	349	11	36
Змінний	—	—	—	—	99

Українські назви румбів можна замінити міжнародними: N – норд, E – ост, S – зюйд, W – вест. Швидкість вітру вимірюють у метрах в секунду. Крім того, швидкість вітру моряки оцінюють в балах шкали Бофорта, що пов’язує швидкість вітру з ефектом його дії як, наприклад, ступінь хвилювання моря, розхитування дерев тощо. Нулю шкали Бофорта відповідає штиль, 4 бали – це помірний вітер і відповідає швидкості 5 – 7 м/с, 7 балів – потужний (12 – 15 м/с), 9 балів – шторм (18 – 21 м/с), 12 балів – ураган (більше 29 м/с).

В середньому швидкість вітру V між двома пунктами наближено дорівнює потрійній величині горизонтального баричного градієнта:

$$V = 3 \cdot G_r \quad (6.5.1)$$

Сила вітру (кг/м^2) – це тиск повітряного потоку на одиницю поверхні зустрічних предметів:

$$P = 0,25V^2 \quad (6.5.2)$$

Цю величину в першу чергу повинні враховувати будівельники, що зводять споруди з урахуванням опору матеріалів.

Декілька слів про *структуру* вітру. Швидкість і напрямок вітру характеризує загальний рух повітряного потоку як цілого. Але в повітрі, що рухається внаслідок тертя об земну поверхню, а також нерівномірного її прогрівання, завжди має місце турбулентність. Це означає, що всередині загального потоку окремі струмені, об’єми, порції повітря рухаються неупорядковано у неоднакових напрямках і з різними швидкостями. Тому в кожній точці простору виникають швидкі зміни як швидкості, так і напрямку вітру. Рух повітря в такій точці відбувається окремими поштовхами або поривами, раптовими підсиленнями або послабленнями вітру безперервно. Такий характер руху називають *поривчастістю* вітру.

Звичайно під швидкістю вітру розуміють *згладжену швидкість*, тобто *середню* за той або інший невеликий проміжок часу, протягом якого виконуються її вимірювання. Справжня швидкість окремих об’ємів повітря, що швидко змінюється за часом, називається *миттєвою швидкістю*. Для спостережень за поривчастістю вітру необхідні малоінерційні прилади, що здатні реагувати на різкі зміни швидкості та напрямку вітру. Вимірювання показують, що

«елементарні пориви», тобто стрибкоподібні збільшення та зменшення швидкості, в середньому становлять 3 м/с, а тривалість їх – десятки долі секунди.

Поривчастість вітру залежить від його швидкості: чим більше швидкість, тим більше поривчастість. Але при дуже великих швидкостях поривчастість вже змінюється мало. Поривчастість залежить також від *термічної стратифікації*. В стійких масах вітер більш рівний, а в нестійких поривчастість його збільшується. Тому поривчастість має *добре виражений добовий та річний хід*.

В *добовому ході* вона збільшується при підсиленні конвекції, тобто в денні часи. Максимуми поривчастості спостерігаються в післяполудневий час, а мінімум – вночі.

В *річному ході* максимум поривчастості має місце весною, а мінімум – взимку. Настання максимуму весною, а не влітку викликано тим, що весною діяльна поверхня більш різноманітна, ніж влітку. Це викликає підсилення турбулентності, а отже поривчастості вітру в приземному шарі атмосфери. Поривчастість збільшується над ділянками з більшою шорсткістю: над пересіченою місцевістю, над окремими пагорбами, над лісом тощо. Це також пояснює підсилення турбулентності над такими ділянками. З висотою поривчастість вітру зменшується. Але все ж таки вона залишається помітною до висоти 2 – 3 км. Відносно рівні потоки повітря, без поривів, відмічаються в інверсіях. В той же час під шаром інверсії спостерігається підсилення поривчастості. Поривчастість вітру суттєво впливає на умови польоту літаків і гелікоптерів, створюючи так звану бовтанку.

Сили, які впливають на швидкість та напрямок вітру.
Градiєнтна сила. Сила, що приводить в рух повітря, виникає за наявності різниці атмосферного тиску. Різниця тиску по горизонталі характеризується горизонтальним баричним градієнтом тиску. Тому ця сила називається *рухомою силою горизонтального баричного градієнта тиску або градієнтною силою*. На відокремлений об'єм діє сила тяжіння mg і сила атмосферного тиску G_B, G_r , результуючою якої є сила повного градієнта атмосферного тиску G , направлена перпендикулярно до ізобаричних поверхонь від високого атмосферного тиску до низького та до центру тяжіння об'єму (рис.14). Під дією градієнтної сили повітряні маси починають рухатись по напрямку горизонтального градієнта тиску. Але як тільки починається рух, з'являються та починають діяти інші сили.

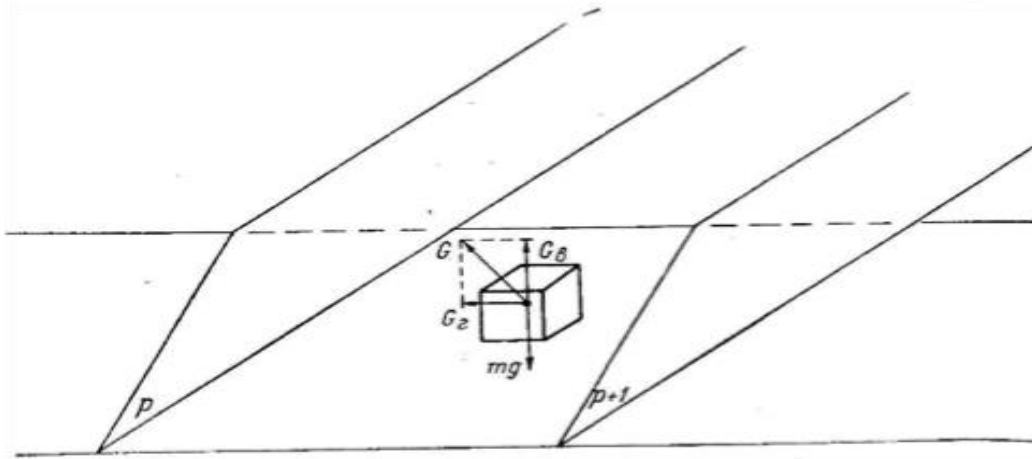


Рис. 14. Градієнтна сила

Відхильна сила обертання Землі (сила Коріоліса) направлена під прямим кутом до руху повітря у Північній півкулі – праворуч, у Південній півкулі – ліворуч (рис. 15).

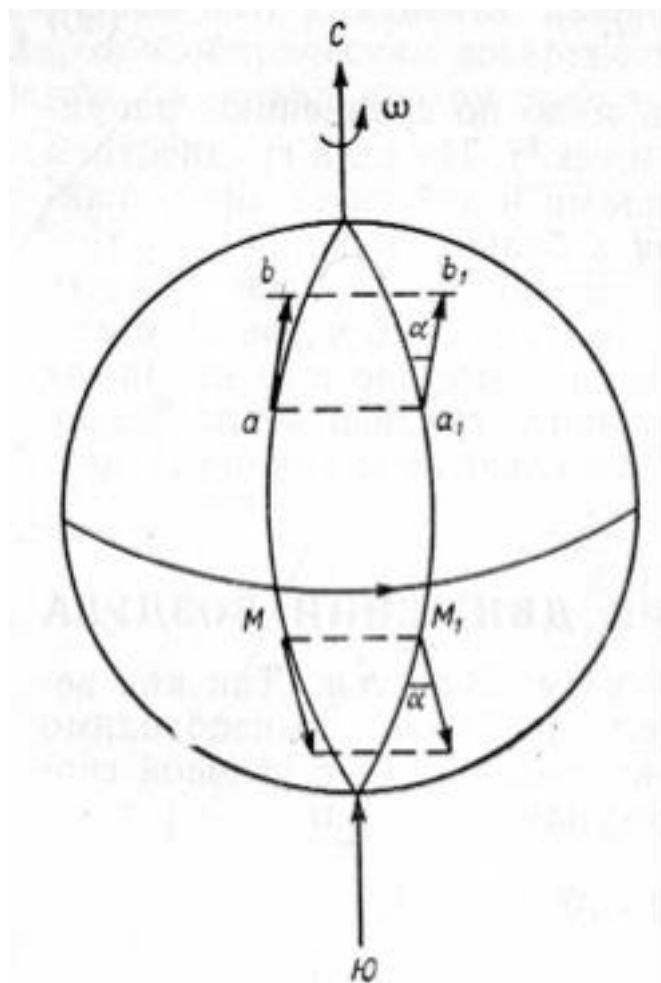


Рис. 15. Дія відхильної сили обертання Землі

Вплив сили обертання Землі на атмосферну циркуляцію змінюється з широтою. Вона буває значною у високих широтах і наближається до нуля на екваторі. Визначається за формулою:

$$A = 2 \omega V \sin \varphi, \quad (6.5.3)$$

де A – сила обертання Землі (сила Коріоліса);

ω – кутова швидкість обертання;

V – швидкість руху частки повітря;

φ – географічна широта.

Сила тертя гальмує рух повітря, але не змінює напрямок. Вона складається із сили зовнішнього тертя R_0 , пов'язаної з гальмуючою дією земної поверхні та із сили внутрішнього тертя R_1 , що пов'язана з молекулярною та турбулентною в'язкістю повітря. Вона направлена в бік, протилежний рухові, пропорційна його швидкості:

$$R_0 = -k_0 V, \quad (6.5.4)$$

де k_0 – коефіцієнт пропорційності, що залежить від шорсткості підстильної поверхні, знак мінус показує, що сила направлена протилежно руху;

V – швидкість руху частки повітря.

6.6. Добовий та річний хід швидкості вітру

У приземному шарі атмосфери швидкість вітру постійно змінюється. Простежується *добовий* та *річний хід* швидкості вітрів. На суходолі потужний вітер спостерігається в середині дня, частіше між 12 та 16 год *добовий мінімум* швидкості вітру – вночі та вранці. Амплітуда добового ходу швидкості вітру на суходолі становить близько половини середньої добової швидкості вітру. Над морем добовий хід незначний.

Добовий максимум швидкості вітру пояснюється нерівномірністю нагрівання різних ділянок земної поверхні. Унаслідок цього виникають місцеві горизонтальні баричні градієнти, що спричиняють денне посилення вітру, який викликаний інтенсивним турбулентним обміном. Посилене денне переміщення приводить до вирівнювання

швидкості вітру в приземному шарі та у вищих шарах. Повітря із значною швидкістю вітру зверху в процесі турбулентного обміну опускається вниз і збільшує швидкість вітру.

Під час посилення швидкості вітру до середини дня напрямок вітру повертається праворуч, за годинниковою стрілкою. Зменшення швидкості вітру увечері та вночі супроводжується поворотом вітру ліворуч. Це в Північній півкулі, у Південній – навпаки. Це також пов'язано із збільшенням турбулентності. При вирівнюванні швидкості вітру на різних рівнях відбувається наближення приземного вітру до *геострофічного*, тобто до напрямку ізобар.

У річному ході найбільша швидкість вітру помічена взимку. Це пов'язано з тим, що взимку спостерігаються найбільші горизонтальні градієнти температури між полюсом та екватором. Крім того, взимку значно зменшується шорсткість земної поверхні: земна поверхня вкрита снігом, на деревах відсутнє листя.

6.7. Панівні повітряні потоки та місцеві вітри, способи їх урахування у сільськогосподарському виробництві

У системі загальної циркуляції атмосфери виділяють два основних типи місцевих вітрів, що виникають під впливом змін повітряних течій загальної циркуляції атмосфери та фізико-географічних особливостей території і мають обмежене розповсюдження. За походженням розрізняють кілька видів місцевих вітрів.

До основних повітряних течій загальної циркуляції відносяться: *струминні течії, пасати, мусони, повітряні течії в циклонах і антициклонах*. Вони відіграють важливу роль у формуванні погоди та клімату Землі.

Мусони (маусім – пора року) – повітряні течії, що змінюють свій напрямок два рази на рік залежно від розподілу тиску над сушею і океаном. *Літній мусон* має напрямок з моря на сушу, *зимовий* – із суші на море. Найсприятливіші умови для утворення мусонів у помірних широтах складаються на Далекому Сході, в Північно – Східному Китаї, Кореї, Японії. Потужні мусони мають місце в північній частині Індійського океану та в Південній Азії, де міжсезонні зміни температури півкуль підсилені великим материком Азії, дуже прогріті влітку та дуже охолоджені взимку.

Для загальної циркуляції помірних широт характерним є стійке переміщення повітря західного напрямку. В тропічних широтах горизонтальний баричний градієнт направлений від субтропічного пояса високого тиску до екваторіального пояса пониженого тиску. Тому градієнтні вітри мають східний напрямок. Сукупність вітрів утворює так звані **пасати** – тропічні східні вітри. Поблизу земної поверхні внаслідок тертя пасати відхиляються від ізобар на деякий кут у бік низького тиску, у Північній півкулі мають північно-східний напрямок, а у Південній – південно-східний напрямок. Пасати не змінюють напрямок протягом року.

Виділяють **місцеві повітряні маси**, що довго перебувають у певному районі. Їх властивості визначаються нагріванням чи охолодженням у нижніх шарах залежно від сезону. *Загальна циркуляція атмосфери* об'єднує систему повітряних течій на земній кулі в глобальному масштабі. Причиною виникнення глобальної циркуляції є постійно діючі фактори: променева енергія Сонця, обертання Землі навколо своєї осі, нерівномірність нагрівання земної поверхні на різних широтах.

Місцеві вітри – повітряні течії, що виникають поблизу земної поверхні в певних районах під впливом місцевих фізико-географічних умов. Причиною виникнення місцевих вітрів є *термічна та механічна дія неоднорідної земної поверхні* на повітряні течії більшого масштабу. Розрізняють два види впливу земної поверхні на атмосферу: *термічний та механічний*. Термічний вплив здійснюється внаслідок відмінностей теплофізичних, радіаційних та інших властивостей сусідніх ділянок земної поверхні, що приводить до виникнення різниці в нагріванні повітря над цими ділянками, а отже, до горизонтальної різниці температур, що в свою чергу породжує баричний градієнт і, унаслідок цього, виникнення вітру. Вказані вітри тим виразніші, чим менша швидкість повітряного потоку більшого масштабу. До таких вітрів належать *бризи, гірсько-долинні та льодовикові вітри*.

Бризи – місцеві вітри на узбережжях морів та інших великих водойм, що різко змінюють напрямок упродовж доби. Вдень бриз дме з водойми на сушу (морський або денний бриз), вночі – з суші на море (береговий або нічний бриз). Бризи виникають через різницю в прогріванні суші та води. Вдень суша та повітря над нею нагріваються сильніше, ніж повітря над морем. Це є причиною

уповільненого падіння тиску з висотою в теплішому повітрі. Починаючи з висоти тиск у теплом повітрі над сушею стає вищим від тиску в прохолодному повітрі над морем. Сила горизонтального баричного градієнта, що виникає при цьому, направлена в бік моря і повітря на висоті починає свій рух з суші на море. Під впливом баричного градієнта в нижньому шарі виникає рух повітря з моря на сушу – вітер, який називають *морським* або *денним бризом*. Вертикальна потужність бризів становить декілька сотень метрів, інколи до 1 – 2 км. Берегові бризи проходять відстань до 30 – 50 км, інколи до 150 км. Швидкість вітру в бризах 4 – 7 м/с.

В Україні бризи спостерігаються на узбережжях Чорного та Азовського морів (влітку число днів з бризами досягає 18 – 20), а також на берегах водосховищ Дніпра, Дністра, Сіверського Дінця, на Шацьких озерах тощо. Зокрема, бризова циркуляція в районі Дніпровських водосховищ зумовлює зменшення атмосферних опадів. Найбільше число днів з бризовою циркуляцією припадає на Південний берег Криму. Проте повторюваність бризів знаходиться в прямій залежності від відстані до берегової лінії. Найбільше число днів з бризом відмічається у Судаку (78) та Ялті (64). У західних, північно-західних і східних районах Криму їх буває набагато менше.

Гірсько-долинні вітри мають також добову періодичність. Виникають через різницю в нагріванні повітря над поверхнею схилу і на тій же висоті повітря в долині. Унаслідок цього вночі переміщується гірський вітер по схилу вниз, удень – долинний вітер піднімається по схилу гори вгору.

В Україні гірсько-долинна циркуляція найбільш розвинена в долинах Українських Карпат і Кримських гір. В Українських Карпатах гірсько-долинні вітри найбільшого розвитку набувають у теплий період року, коли циркуляційна діяльність слабшає та основна кліматоутворювальна роль переходить до радіаційних факторів. Взимку в разі переважання похмурої погоди та значних баричних градієнтів гірсько-долинні вітри не виражені, тому їх повторюваність змінюється від 9-ти днів у Передкарпатті до 15-ти у гірських районах Українських Карпат.

У Кримських горах гірсько-долинні вітри розвиваються в поєднанні з бризами. Вони спостерігаються часто в долинах майже всіх гірських річок. Найбільшого розвитку вони досягають у вересні, найменшого – взимку.

Гірсько-долинні вітри можуть виникати навіть там, де відсутні

високі гори, у неглибоких долинах, наприклад у долині р.Уж вдень дмуть південні та південно-західні вітри з долини, а вночі – північно-східні з гір. Гірсько-долинні вітри впливають на горизонтальне й вертикальне перенесення тепла, вологи та атмосферних аерозолей.

Льодовикові вітри дмуть уздовж напрямку руху льодовиків. Вони виникають внаслідок вихолоджування повітря, що прилягає безпосередньо до поверхні льодовика й цілодобово залишається більш холодним, ніж повітря над навколишніми схилами. Учений Л.З.Прох такий вітер кваліфікує як місцевий «падаючий стоковий».

Під впливом механічних дій з боку місцевих перешкод (гір, височин, лісів, будов тощо) повітряний потік відчуває збурення: на вітряній стороні він здійснює висхідний, а на підвітряній стороні – низхідний рух. У долинах і, особливо, у гірських ущелинах швидкість потоку зростає над перешкодами і з їх боків виникають вихори. Такі збурення повітряного потоку утворюються у вигляді особливих вітрів, які притаманні певному району, де вплив орографії на рух повітря великого масштабу чітко виражений. Виявляються вони тим виразніше, чим більша швидкість повітряного потоку, що набігає на перешкоду. Ці вітри називаються: *фен, бора, стоковий вітер і вітри гірських проходів*.

У «Довіднику вітрів» відомого українського вченого-метеоролога Л.З. Проха наводяться назви й характеристики багатьох місцевих вітрів та вітрових систем, що використовуються в різних районах земної кулі, а в книзі американського метеоролога Роджера Г.Баррі “Погода та клімат в горах” подається детальне пояснення впливу топографії в широкому діапазоні масштабів на рух повітря, описані місцеві вітри й дається фізичний аналіз їх виникнення.

Фен – теплий, сухий, поривчастий вітер, що дме з високих гір у долини. Він виникає в тих випадках, коли потік відносно теплого повітря, перемістившись через гори, спускається їх завітряним схилом. Висока температура та сухість повітря пов’язані з адіабатичними змінами його фізичних властивостей, що виникають при переміщенні через гори. Спостерігаються фени в Альпах, Карпатах, на Кавказі, Південному березі Криму, найчастіше взимку і навесні.

В Україні фени характерні для Українських Карпат і Кримських гір. В Українських Карпатах фен спостерігається в холодний період року (зима – весна), коли циклонічна діяльність досягає максимального розвитку. Фени в Кримських горах найчастіше

бувають весною та восени. На північних схилах вони виникають під час південних і південно-східних повітряних потоків, пов'язаних з малорухомими антициклонами, на південних схилах — під час північних і північно-західних потоків, зумовлених циклонічною діяльністю. В Українських Карпатах фен спостерігається переважно у зимовий та весняний сезони, особливо під час західного та південно — західного вітрів на периферії малорухомого антициклону, а також за умов переміщення циклонів через гірські хребти. Фен прискорює танення снігу, спричиняє селі та завали, негативно впливає на фізичний та психічний стан людини.

Бора — холодний шквалистий вітер, що дме з невисоких гірських перевалів у бік теплого моря. Виникає переважно в холодну пору року. Холодне повітря спочатку нагромаджується з навітряного боку, а потім піднімається через перевал і різко опускається вниз. Швидкість вітру може досягати 30 — 40 м/с, а інколи 100 м/с. Дослідник Л.З.Прох характеризує бору як жорстоку бурю, зимовий обвал холодного й сухого повітря з крутого гірського хребта. Це вітер, який падає з висоти і досягає сили урагану з різким похолоданням і шквалами. Бора виникає там, де невисокий гірський хребет (300 — 800 м) відокремлює від моря континентальні плоскогір'я, над якими нагромаджується щільне холодне повітря. В утворенні й розвитку бори виділяють такі стадії: накопичення холодного повітря на навітряному боці хребта, початок переміщення холодного повітря через перевал, обвал повітря на підвітряний бік гір, послаблення. Найбільш відомі й описані новоросійська, адріатична, новоземельська та кізеловська бори.

Отже, вітер сприяє перемішуванню повітря, підтримуючи постійність газового складу атмосфери. Він переносить вологе повітря з океанів і морів, забезпечуючи рослини вологою. Сприятлива дія вітру на рослини, тварини та стан земної поверхні залежать головним чином від швидкості, часу появи і тривалості. Вітер має також чисто біологічне значення для вітрозапилюваних культур. Енергію вітру широко використовують в сільському господарстві. Вітер обертає двигуни млинів і електростанцій, що дає змогу забезпечувати водою з колодязів і річок городи, поля і тваринницькі ферми. У вологі весни вітер сприяє підсиханню верхніх шарів ґрунтів, зерна у валках при роздільному прибиранні хлібів, що дозволяє проводити вибіркові польові роботи в більш ранні строки.

Негативна дія вітру полягає в збільшенні продуктивного

випаровування з поверхні ґрунту, що обумовлює ґрунтову посуху, підсилює пошкодження при атмосферних посухах. Потужні вітри (урагани) руйнують будівлі, мости, лінії зв'язку та електропередач, викликають завірюху, пильні бурі, ерозію ґрунтів, повені, полягання хлібів тощо. Вітер часто пошкоджує плодові дерева: ламає гілки (бурелом), інколи перекидає дерева з коренями (вітровал). Вітер інколи є великою перешкодою для садівництва та бджільництва. Потужні вітри обривають квітки і плоди, перешкоджають польотам комах і бджіл, що погіршує умови для запилення садів. Тому з давніх часів для захисту від вітрів сади обсаджують деревами та чагарниками. Велику шкоду спричиняє вітер при перенесенні насіння бур'янів, а також шкідників сільськогосподарських рослин з одного поля на інше. В період достигання зернових культур потужний вітер викидає зерно з колосу та висипає його на землю. Швидкість вітру та його напрямок необхідно враховувати при підгодівлі полів добривами та при запиленні ядохімікатів з літаків і гелікоптерів.

6.8. Роза вітрів, її побудова та практичне значення

Для наочного представлення повторюваності напрямку вітру в кожному пункті будується **роза вітрів**. Для її побудови проводять з однієї точки вісім румбів: чотири основних – Пн, Пд, З, С, і під кутом 45° до них ще чотири проміжні – ПнС, ПнЗ, ПдС, ПдЗ (рис. 16).

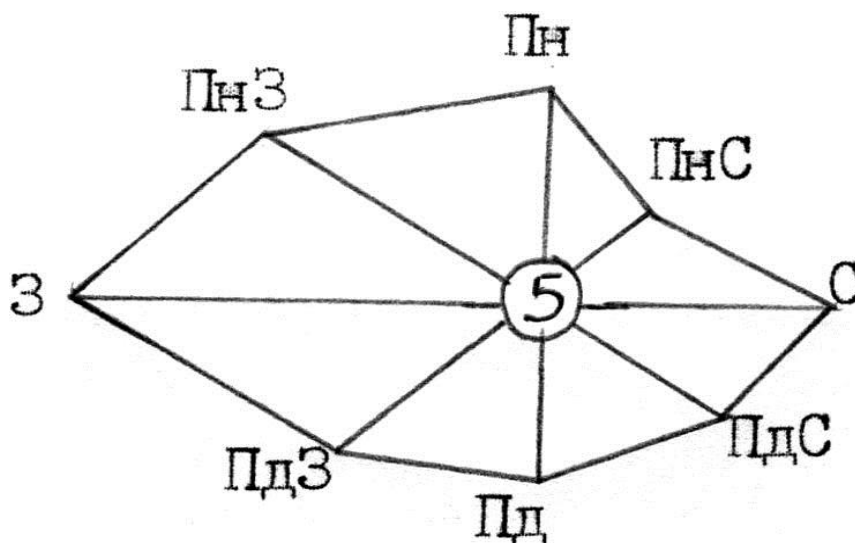


Рис. 16. Роза вітрів

У вибраному масштабі, наприклад, 1 см дорівнює 3%, відкладають повторюваність вітрів різних напрямків і кінці цих відрізків з'єднують ламаною лінією. Повторюваність штилів вказують у відсотках у центрі діаграми. Це відсоток всіх випадків штилю відповідно до всіх строків спостереження.

Від домінуючих вітрів залежить проведення агротехнічних та протиерозійних заходів. Установлення снігозатримувальних щитів, висівання куліс, нагортання валів при снігозатриманні, насадження полезахисних лісових смуг проводять перпендикулярно напрямку вітру. На Харківщині вітровий режим в основному має спокійний характер. Найчастіше протягом року спостерігаються вітри зі швидкістю 2 – 5 м/с. Вітер швидкістю 15 м/с і більше відноситься до небезпечних явищ погоди. Такі вітри спостерігаються щорічно тривалістю в середньому 15 днів, переважно в зимовий та весняний сезони. Максимальна швидкість вітру 26 – 27 м/с може також відмічатися щорічно, а вітри зі швидкістю 29 – 32 м/с (урагани) – один раз на п'ять років.

6.9. Повітряні маси. Атмосферні фронти

Вітри над відносно великими територіями, які охоплюють значну товщу атмосфери, називають *повітряними течіями*. Повітряні маси – це великі об'єми повітря в тропосфері з порівняно однаковою температурою, вмістом вологи та пилу. У процесі загальної циркуляції атмосфери великі об'єми повітря можуть тривалий час перебувати над однорідними ділянками земної поверхні.

Під впливом радіаційного і теплового балансів повітря набуває певних властивостей. Зміщуючись в інші райони земної кулі, повітряні маси переносять свої властивості, а отже, змінюють тип погоди. Переважаючи в певному районі протягом всього року (сезонів), повітряні маси формують характерний клімат місцевості. В процесі перенесення з одних районів в інші поступово змінюються властивості повітряних мас, відбувається їх трансформація. Відповідно до районів формування на земній кулі існує чотири типи повітряних мас: арктична (у Південній півкулі антарктична), помірна (полярна), тропічна, екваторіальна. Вони мають характерні властивості. Так, *екваторіальне повітря* дуже тепле, для нього характерний великий вміст водяної пари. *Тропічне повітря* тепле, але дуже сухе, особливо на суходолі. *Помірне повітря* змінюється

впродовж основних сезонів. *Арктичне (антарктичне)* холодне повітря, має мало водяної пари. Всі типи повітряних мас діляться на морські та континентальні.

За термічними властивостями повітряні маси бувають теплими та холодними. Повітряні маси, що рухаються на холодніші ділянки (у вищі широти), називаються *теплыми*. Вони підвищують температуру, але самі охолоджуються в нижніх шарах. Отже, це – стійка стратифікація атмосфери, конвекція не розвивається, переважають шаруваті хмари й тумани.

Повітряні маси, що переносяться з холодної земної поверхні на теплу (з високих широт у нижчі), називаються *холодними*. У нових широтах вони знижують температуру повітря, часто дуже різко. Але на шляху перенесення холодні повітряні маси в нижніх шарах нагріваються від земної поверхні, в ній виникають великі вертикальні градієнти температури. Це приводить до розвитку конвекції, формування конвективних хмар і, як наслідок, випадіння опадів зливового характеру.

Загальна циркуляція атмосфери являє собою сукупність основних видів повітряних рухів у нижній атмосфері, унаслідок яких здійснюється обмін великих мас повітря як в горизонтальному, так і у вертикальному напрямках. В 1921 р. норвезький кліматолог Б'єркнес на основі синоптичних карт розробив схему циркуляції атмосфери, згідно з якою в кожній півкулі формуються три зональних кільця.

Перше кільце охоплює тропічні широти, включає висхідне підняття повітря над екватором, перенесення його до тропіків, опускання біля 30° широти (баричні максимуми) та повертання до екватора пасатами. *Друге кільце* в помірних широтах складається з підняття повітря та переносу його через стратосферу в тропічні широти й до полюсів, а в тропосфері панує західний перенос з утворенням циклонів і антициклонів.

Третє кільце розміщено біля полюсів, повітря опускається та переноситься до Арктичного та Антарктичного фронтів, де переважають висхідні рухи повітря (рис.17). Загальна циркуляція включає до себе зональні й меридіональні складові частини, основними ланками яких є: західно-східний та східно-західний переноси повітряних мас; циклонічна і антициклонічна діяльність у помірних широтах, полярні циркуляції, пасати, мусони, струменеві течії.

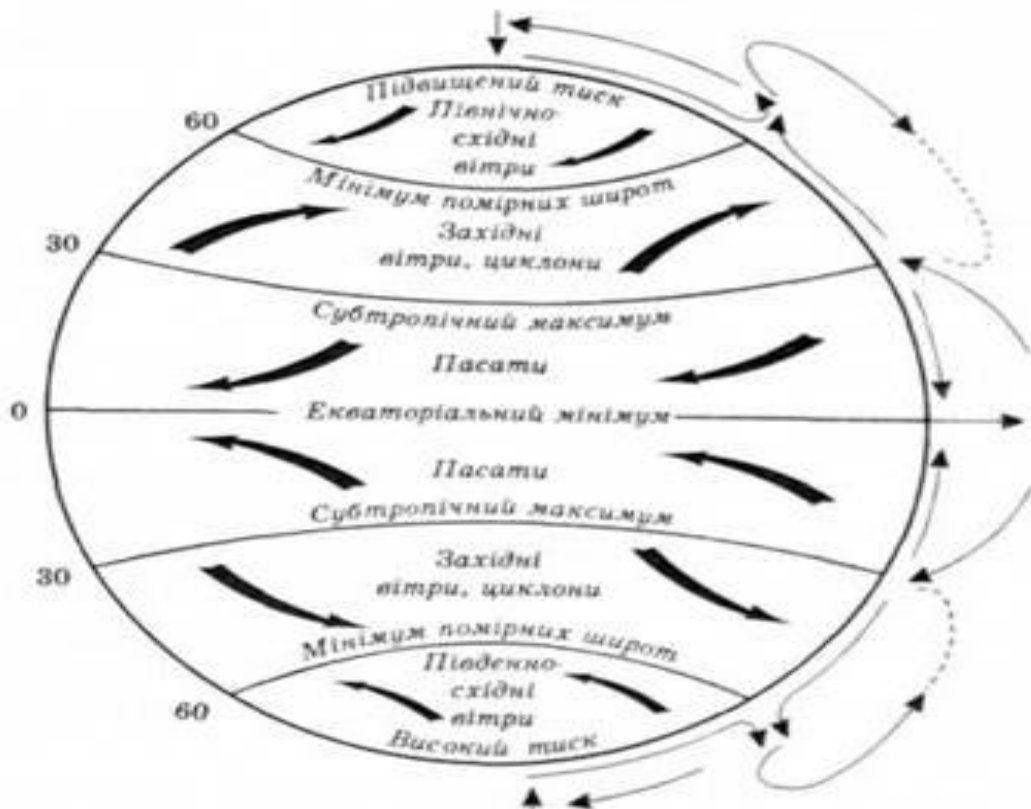


Рис. 17. Зональна циркуляція атмосфери

Тропічне східне перенесення охоплює зону, ширина якої в нижніх шарах атмосфери збільшується, але з висотою зменшується. У річному ході осьові лінії поясу східних вітрів пересуваються на північ влітку та південь взимку разом з екваторіальною улоговиною.

Західні вітри помірних широт – це результат сукупної дії циклонів і антициклонів. Вони виникають на південній периферії циклонів та на північній периферії антициклонів. Це потужні вітри, що найбільшої сили досягають на сороковій паралелі Південної півкулі, де відсутній суходіл.

Східні вітри полярних широт виникають на периферії помірних антициклонів. В Арктиці вони охоплюють нижню тропосферу до висоти двох кілометрів і мають малі швидкості. В Антарктиді, завдяки великій висоті материка, вони сильніші та стійкіші, часом досягають ураганної сили. На зональні вітри впливає вертикальне розчленування материків. Високі гірські системи меридіональної протяжності (Кордильєри, Анди) послаблюють західні вітри, а гірські системи широтної протяжності роздвоюють їх і перешкоджають меридіональній циркуляції.

Складовою частиною загальної циркуляції атмосфери є циркуляція повітря в системі циклонів і антициклонів.

Найсприятливіші умови для виникнення циклонів – інтенсивна адвекція холоду. Для циклонів характерна хмарна з опадами погода, тепла взимку та прохолодна влітку. В утворенні циклонів беруть участь дві повітряні маси, тому характер погоди для різних частин циклону визначається окремо. Погода передньої частини циклону визначається властивостями теплового фронту, за яким розміщений теплий сектор різної ширини. Погода в тилівій частині циклону визначається властивостями холодного фронту, за яким переміщується холодна нестійка повітряна маса. Цикл розвитку циклону 4 – 7 діб. У Північній півкулі одночасно буває до 20 циклонів, а в північній частині Тихого океану до 1500. На Землі щорічно реєструється 15000 циклонів.

Виникнення тропічних циклонів у Північній півкулі спостерігається в районах Жовтого моря, на Філіпінських островах. Їх називають тайфунами. В більшості випадків вони не досягають берегів Китаю, а повертають на північний схід, досить часто проходять через південь Японії, іноді досягають Камчатки. В Атлантичному океані вони трапляються від островів Зеленого Мису на сході – до Карибського моря та Мексиканської затоки. Їх називають ураганами. Циклони формуються над Великими Антильськими островами, виходять на Флориду та інші південно-східні штати США. В Індійському океані утворюються над Бенгальською затокою. В Аравійському морі вони виникають відносно рідко. Розміри циклонів позатропічних широт величезні. Їх діаметр досягає 2 – 3 тис. км і охоплює кілька країн Європи. Щороку в позатропічних широтах земної кулі виникає до 130 велетенських атмосферних вихорів – циклонів. Щорічно в Україні спостерігається в середньому 43 циклони та 129 – 136 днів з циклонічною погодою. Найбільше днів з циклонічним характером погоди буває взимку та навесні. В антициклоні переважають низхідні рухи повітря. Розміри антициклонів збігаються з розмірами циклонів. Для антициклонів характерна малохмарна, суха погода, холодна взимку й тепла влітку. Але в різних частинах антициклонів погода істотно відрізняється.

В Україні щороку в середньому буває 36 антициклонів і 229 – 242 дні з антициклональною погодою. Найбільше днів з такою погодою буває восени, найменше – взимку. Середній атмосферний тиск у центрі українських антициклонів становить 1026 гПа.

Середня швидкість переміщення циклонів і антициклонів 30 – 40 км/год, або 700 – 900 км/добу. Переміщення у циклонів переважно

направлене з південного заходу на північний схід, у антициклонів з північного заходу на південний схід. Оптимальні умови для росту та розвитку рослин в період вегетації складаються під час чередування циклонічної з опадами погоди і сонячної антициклональної.

Дві сусідні повітряні маси з різними характеристиками можуть перебувати в спокійному стані. Але між ними є широка перехідна зона, в якій поступово змінюється температура, вологість, вітер, характер зміни атмосферного тиску та інші метеорологічні характеристики.

Якщо ж під дією різних чинників повітряні маси починають рухатись, то перехідна зона між ними різко скорочується, утворюється *фронтальна поверхня* (рис.18). В місці перетину фронтальної поверхні із земною поверхнею утворюється **атмосферний фронт**.



Рис. 18. Фронтальна поверхня

Фронтальні поверхні завжди нахилені в бік холодного повітря. Кут нахилу поверхонь дуже малий, всього кілька кутових хвилин. Тангенс кута нахилу фронтальної поверхні змінюється в межах від 0,01 до 0,001. Кут нахилу залежить від температури повітряних мас, швидкості руху, географічної широти тощо. Фронтальні поверхні пологі. Важке холодне повітря вузьким клином завжди буде перебувати під легким теплим повітрям.

Фронти класифікують за різними ознаками. Залежно від особливостей переміщення, вертикальної будови, умов погоди фронти бувають теплими і холодними.

Якщо тепле повітря рухається у бік холодного, то фронт називається *теплим* (рис.19). Клин холодного повітря під натиском теплого повільно відступає, його місце займає тепле повітря. Тепле повітря поступово насувається на холодне і, піднімаючись вгору, адіабатично охолоджується. Під час охолодження до точки роси

водяна пара конденсується. При цьому утворюється потужна система хмар, з яких випадають облогові опади. При проходженні теплого фронту спостерігаються наступні зміни погоди: посилюється вітер, виникають хмари, які швидко розвиваються, ущільнюються, випадають тривалі облогові опади, спостерігається падіння атмосферного тиску перед теплим фронтом.

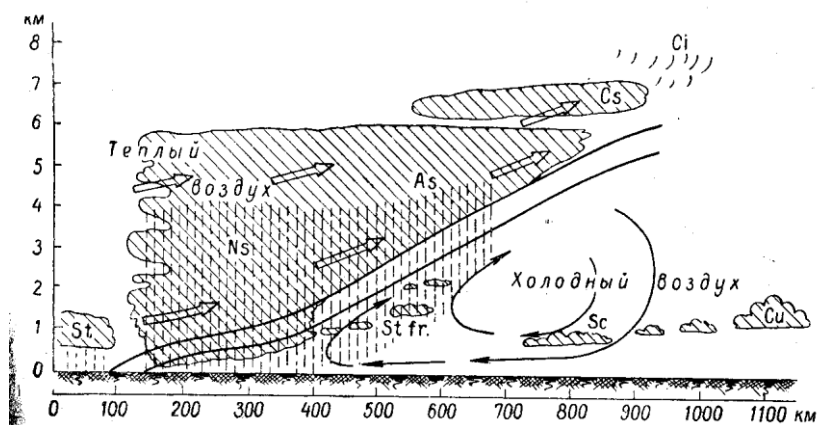


Рис. 19. Вертикальна будова теплового фронту

Холодним називається фронт, який переміщується в бік теплої повітряної маси. За холодним фронтом переміщується холодна повітряна маса, тоді як тепле повітря, що розміщене перед фронтом, відступає (рис.20).

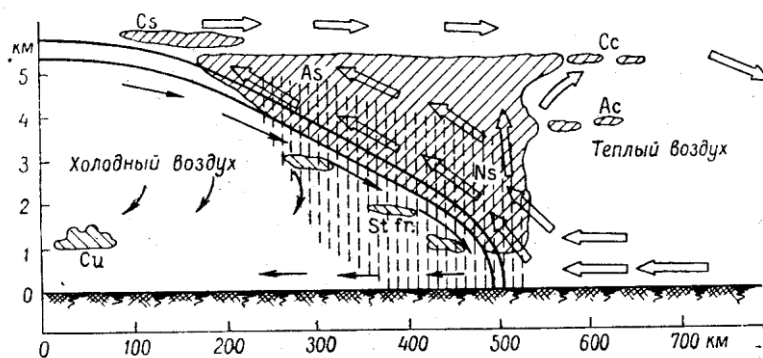


Рис. 20. Вертикальна будова холодного фронту

Швидке підняття повітря та його охолодження обумовлює виникнення хмар вертикального розвитку, з яких випадають зливові опади. В холодних фронтах формується потужні купчасто-дощові хмари. Виникають наступні зміни погоди: посилюється вітер, випадають зливові опади, що супроводжуються грозами, шквалами, інколи градом. Під час переходу через лінію фронту спостерігаються

різкі зміни температури повітря (зниження її на 3 – 5⁰С, інколи на 10⁰С і навіть більше), атмосферного тиску, температури точки роси, горизонтальної видимості. За холодним фронтом атмосферний тиск зростає. Холодні фронти завжди рухаються швидше, ніж теплі, тому вони наздоганяють останні. У цьому випадку, коли зливаються лінії теплового та холодного фронтів, новий фронт називається *фронтом оклюзії*. На фронтах оклюзії з'єднуються системи хмар обох фронтів, які займають величезні території. На синоптичних картах теплі фронти проводять червоним кольором, холодні – синім, а фронти оклюзії – коричневим.

Контрольні запитання

1. Що називається атмосферним тиском?
2. В яких одиницях вимірюється атмосферний тиск?
3. Який атмосферний тиск називається нормальним?
4. Як змінюється з висотою атмосферний тиск?
5. Що характеризує баричний ступінь?
6. Що показує баричний ступінь?
7. Яка розмірність баричного ступеня?
8. За якою формулою визначається баричний ступінь?
9. За якою формулою атмосферний тиск приводять до рівня моря?
10. Що називається баричним полем?
11. Що називається ізобарами?
12. Яку назву мають карти висотного положення ізобаричних поверхонь?
13. Що являє собою циклон?
14. Як змінюються ізобаричні поверхні в циклоні?
15. Що являє собою антициклон?
16. Як змінюються ізобаричні поверхні в антициклоні?
17. Як називається область зниженого тиску, що розташована між двома областями підвищеного тиску?
18. Як називається область підвищеного тиску між двома областями зниженого тиску?
19. Що являє собою горизонтальний баричний градієнт?
20. Що приймається за одиницю відстані при визначенні горизонтального баричного градієнта?
21. Який напрямок має горизонтальний баричний градієнт?
22. Що являє собою вертикальний баричний градієнт?
23. Що називається вітром, як він виникає?

24. Що називається повітряними течіями?
25. Які характеристики вітру Ви знаєте?
26. Що являє собою напрямок вітру, у чому він визначається?
27. Які сили впливають на швидкість і напрямок вітру?
28. Як впливає градієнтна сила?
29. Який напрямок впливу має відхиляюча сила обертання Землі (сила Коріоліса)?
30. У чому проявляється роль сили тертя?
31. Що називається загальною циркуляцією атмосфери?
32. Що є причиною виникнення глобальної циркуляції?
33. Які вітри відносяться до основних повітряних течій загальної циркуляції?
34. Що є причиною виникнення місцевих вітрів?
35. Що називається повітряними течіями?
36. Які типи повітряних мас існують?
37. Якими бувають повітряні маси за термічними властивостями?
38. Які повітряні маси називають теплими?
39. Які повітряні маси називають холодними?
40. Яку назву мають повітряні маси, що переносяться з холодної земної поверхні на теплу?
41. Що називається фронтальною поверхнею та атмосферним фронтом?
42. Коли утворюються теплі та холодні фронти?
43. Що являють собою зони оклюзії?

Розділ 7. Небезпечні для сільського господарства метеорологічні явища та засоби боротьби з ними

7.1. Залежність урожайності сільськогосподарських культур від небезпечних метеорологічних явищ

Однією із задач сільськогосподарської оцінки клімату є облік всіх небезпечних метеорологічних явищ, що можливі в даному регіоні. Стале існування та розвиток екологічних систем, висока продуктивність сільськогосподарських культур визначають високу якість природного середовища. Надходження сонячної радіації регулює фізичний стан атмосфери, унаслідок чого окремі її частини безперервно змінюються. Відхилення умов природного середовища від оптимальних для життєдіяльності рослин приводить до зниження

врожайів сільськогосподарських культур, інколи до повної їх загибелі. Урожайність сільськогосподарських культур коливається в межах від 0 до 100%. Для зниження збитків від несприятливих стихійних метеорологічних явищ необхідно вивчати природу їх виникнення, повторюваність в різних районах, досліджувати їхній вплив на врожайність сільськогосподарських культур.

Несприятливі для сільського господарства явища погоди – це поняття біокліматичні, оскільки їх розглядають за впливом рослин на погодні зміни та характеризують агрометеорологічними й біологічними показниками.

Екстремальні фактори природного середовища стресово впливають на ріст і продуктивність рослин. Ступінь впливу має пряму залежність від інтенсивності й тривалості дії стресу. Після того, як відбудеться зміна екстремальних умов на оптимальні (наприклад, припинення посухи після випадіння дощів), в рослинах починається процес *репарації*, відновлення пригнічених і пошкоджених функцій організму. Внаслідок цього негативний ефект стресової дії пом'якшується. Але ліквідувати наслідки несприятливого впливу середовища на функції і продуктивність рослин шляхом оптимізації зовнішніх умов не вдається.

Вплив несприятливих стихійних метеорологічних явищ залежить від фази розвитку рослин. У фазу сходів – розвитку сходів він максимальний, а також в період формування генеративних органів (фази цвітіння, запилення), який називається *критичним*. Характерною ознакою впливу екстремальних факторів на рослини є різке зниження кількості насінин через утворення стерильного пилку і розвиток пустих, беззерних колосків та інших дефектів плодових органів. Зниження врожаю сільськогосподарських культур від стресу є мірою стійкості рослин до несприятливих метеорологічних умов. Але стійкість рослин до них у різних видів та сортів рослин неоднакова.

Для деревної рослинності характерна здатність накопичувати життєві ресурси на майбутнє та витрачати їх, коли виникають несприятливі стихійні метеорологічні умови. Посушливі сезони дерева можуть пережити за рахунок запасів у власних тканинах. Вони можуть дещо змінити приріст пізньої деревини. Якщо посуха повторюється, то дерева витрачають запасні ресурси, стають слабкішими, а отже, вразливішими для шкідників і хвороб.

До несприятливих стихійних метеорологічних явищ відносять потужний вітер (шквали, урагани, смерчі), інтенсивні дощі (50 мм і більше за 12 год), крупний град (діаметри градин 20 мм і більше), лютий мороз (температура повітря -40°C і нижче), спеку (температура повітря 35°C і вище), тривалі опади та надмірне зволоження ґрунту під час збирання врожаю, інтенсивні снігопади, ожеледь, пилові бурі, заморозки, суховії тощо.

Всі ці явища вважаються особливо небезпечними, коли вони відбуваються на третині території країни, області чи міста, якщо вони досягають указаних критеріїв, при їх утворенні треба застосовувати спеціальні заходи для запобігання збиткам.

7.2. Заморозки, їх типи та умови виникнення. Вплив рельєфу та місцевих умов на інтенсивність і тривалість заморозків

Під заморозком розуміють зниження мінімальної температури нижче 0°C на фоні позитивних середніх добових температур повітря. На більшій частині території в межах помірної зони існують два чітко обмежені періоди із заморозками – *весняний і осінній*. Осінні заморозки наступають до закінчення вегетаційного періоду. Вони є меншою загрозою 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.

У північних областях беззаморозковий період майже відсутній, 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 та 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 та наступного нічного вихолодження за рахунок нічного випромінювання. Вони короточасні і виникають перед сходом Сонця.

За інтенсивністю заморозки бувають: *слабкі*, коли температура діючої поверхні не буває нижче -2°C , *середні* – температура опускається до $-3^{\circ}\dots -4^{\circ}\text{C}$ і заморозок охоплює нижні шари повітря, *сильні* заморозки при температурі -5°C і нижче.

За тривалістю заморозки можуть бути: тривалі – більше 12 год, середньої тривалості – 5 – 12 год, короткочасні – не більше 5 год.

Найбільш небезпечними для рослин є радіаційні заморозки через те, що навесні вони закінчуються за середніх добових температур 5°C , а в більш континентальному кліматі – за середньої температури $10^{\circ} - 13^{\circ}\text{C}$, 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 заморозків навесні та настання восени щороку дуже мінливі. Період між останнім заморозком навесні і першим восени називається *беззаморозковим періодом*.

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

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

В Україні умови виникнення заморозків (велике ефективне випромінювання, слабкий вітер) створюються внаслідок адвекції холодного повітря в тилівій частині циклонів, в антициклонах і виступах, сформованих у масах арктичного повітря.

7.3. Критичні температури пошкодження польових, плодових та ягідних культур. Класифікація сільськогосподарських культур за стійкістю до заморозків

Ступінь ушкодження рослин заморозками залежить від їх інтенсивності й тривалості, а також від стану рослини, її виду, сорту,

фази розвитку, структури посіву тощо.

Таблиця 10

Класифікація основних сільськогосподарських культур за стійкістю їх до заморозків у різні періоди онтогенезу (за В.Н.Степановим)

Культура	Температура початку пошкодження часткової загибелі рослин, °С			Температура загибелі більшості рослин, °С		
	сходи	цвітіння	дозрівання	сходи	цвітіння	дозрівання
1	2	3	4	5	6	7

Найбільш стійкі

Яра пшениця	-9,-10	-1,-2	-2,-4	-10	-2	-4
Овес	-8,-9	-1,-2	-2,-4	-12	-2	-4
Ячмінь	-7,-8	-1,-2	-2,-4	-9,-11	-2	-4
Горох	-7,-8	-3	-3,-4	-8,-11	-3,-4	-4
Чечевиця	-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	-2,-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	-6,-7	2,-3	-2,-4	-8	-3	-

Середньостійкі

Соя	-3,-4	-2	-2,-3	-4	-2	-3
Люпин жовтий	-4,-5	-2,-3		-6	-3	-
Капуста	-6,-7	2,-3	-6,-9	-	-	-

Малостійкі

Кукурудза, Сорго	-2,-3	-1,-2	-2,-3	-3	-2	-3
Просо Суданська трава, Картопля	-2,-3	-1,-2	-2,-3	-3	-2	-3

Продовження таблиці 10

Нестійкі

1	2	3	4	5	6	7
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	-	-

Таблиця 11

**Критичні температури пошкодження різних частин рослин
деяких плодово-ягідних культур**

Культура	Частина рослини, що пошкоджується заморозками	Критична температура, °С
1	2	3
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	Розпукові бруньки квіти плодова зав'язь	-4 -2 -1
Черешня	Бруньки та квіти плодова зав'язь	-2 -1
Малина, полуниця	Квіти і зав'язь	-2

За В.Н. Степановим, сільськогосподарські культури за їх витривалістю мінімальних температур у різні фази розвитку поділяються на п'ять екологічних груп (табл.10).

Заморозки інтенсивністю від 0 до -2°C в період цвітіння плодових культур приводять до загибелі всього врожаю (табл. 11). Ступінь ушкодження рослин заморозками залежить не тільки від інтенсивності і тривалості заморозку, але і від здатності самої рослини протидіяти температурам у різні фази розвитку.

Вчений М.С. Ткаченко встановив шкалу деревних порід щодо заморозків. До найчутливіших з них відносять: дуб, ясень, бук, ялину, горіх волоський, білу акацію. Їх бруньки, пагони, молоді листки пошкоджуються при температурі $-1^{\circ}\dots -3^{\circ}\text{C}$.

Менш чутливі і краще витримують заморозки сосна, клен, модрина. До стійких проти заморозків належать: береза, осика, вільха, горобина. У фазу цвітіння квітки всіх груп рослин гинуть від заморозків навіть за малої інтенсивності.

7.4. Причини загибелі рослин від згубної дії до заморозків.

Методи захисту сільськогосподарських культур від згубного впливу заморозків. Прогноз заморозків

Встановлено, що найбільш небезпечними для сільського господарства є заморозки, які бувають після настання середньої добової температури повітря 15°C або після стійкого переходу її через 10°C . Шкода, яку завдають сільському господарству пізні весняні заморозки, буває дуже великою, 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, збирання сільськогосподарських культур, при розробці засобів захисту від заморозку.

Визначення найбільш сприятливих термінів сівби теплолюбних культур за температурних умов обов'язково повинні корегуватися даними про ймовірність настання та інтенсивність заморозків на дату появи сходів. Пізні заморозки навесні пошкоджують рослини

та значно зменшують, а іноді і взагалі знижують урожай 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 тощо. Так, підвищення температури приземного шару повітря на $1 - 2^{\circ}\text{C}$ значно зменшує негативну дію заморозків.

Існує декілька методів боротьби із заморозками. Це відкритий обігрів, укриття рослин, термодинамічні методи, зрошення тощо, спрямовані на підвищення температури в приземному шарі повітря, а іноді у верхньому шарі ґрунту. Найбільш поширеним заходом боротьби із заморозками є підвищення температури повітря за рахунок обігріву.

Найчастіше для цього використовують *димові завіси*, що утворюються внаслідок температурної інверсії в приземному шарі повітря. Підвищення температури підстильної поверхні та приземного шару повітря відбувається під дією комплексу факторів: обігріву повітря під час горіння речовин, що утворюють дим, конденсації водяної пари в повітрі з виділенням тепла, зменшення ефективного випромінювання. Вранці димова завіса не дозволяє сонячному променю швидко нагрівати рослини, затримує відтавання, що сприяє меншому пошкодженню рослин. Створення диму можливе при застосуванні димових шашок і димових куч. Димова завіса дає можливість підвищити температуру на $1 - 2^{\circ}\text{C}$. У виробничих умовах створення димових завіс за допомогою димових куч використовується для захисту садів, виноградників, овочевих культур тощо. 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 $1 - 1,5^{\circ}\text{C}$ вище критичної для культури, яку необхідно захистити. Утворення диму продовжується ще $1 - 1,5$ год після сходу Сонця.

Відкритий обігрів застосовується на невеликих ділянках з особливо цінними сортами рослин (субтропічних). Для обігріву використовуються горілки різного типу з будь-якою горючою речовиною. За відкритого обігріву температура у приземному шарі підвищується від 1 до 4°C . Відкритий обігрів є дуже дорогим засобом 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 чохла 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, що пролітають над полем на незначній висоті. Перемішування теплих і холодних шарів повітря дозволяє підвищити температуру на $0,5 - 1,0^{\circ}\text{C}$. Цей метод використовується для боротьби з заморозками на невеликих замкнених ділянках.

Для боротьби із заморозками застосовується *зрошення* полів перед настанням заморозків. Зрошення підвищує температуру точки роси, збільшує теплопровідність ґрунту та сприяє притоку тепла з нижніх шарів. Під час зрошення температура підвищується на $1,5 - 2,0^{\circ}\text{C}$. Дуже ефективним заходом боротьби із заморозками є зрошення дощуванням.

Дощування перед заморозком підвищує температуру за наявності вітру до 2°C , при відсутності вітру – до 4°C . Крім того, зрошення дощуванням безпосередньо під час дії заморозку захищає рослини від досить інтенсивного заморозку (до -8°C). Підвищення температури відбувається за рахунок вихолодження води та віддачі тепла в повітря. Льодова кірка, що утворюється на рослинах та поверхні ґрунту, зменшує їх радіаційне охолодження.

В останній час поширюються заходи регулювання росту рослин, що дає змогу затримувати цвітіння плодових, а також застосовувати гідрореагуючі речовини (з класу гідридів кальцію). Речовини наносяться на поверхню ґрунту, а за їх взаємодії з водяною парою утворюється тепло. Швидкість реакції гідролізу невелика, тому цей захід доцільно використовувати тільки при радіаційних та адвективно-радіаційних заморозках, тривалість яких коротка, всього декілька годин.

Прогноз заморозків. Адвективні заморозки з достатньою точністю прогнозують в Гідрометцентрах на основі аналізу прогностичних карт і про них каналами зв'язку попереджують населення. Радіаційні та змішані заморозки завбачити набагато важче, оскільки вони в значній мірі залежать від місцевих умов.

Тому за спостереженнями в окремому пункті розроблені методи прогнозування цих типів заморозків. Найбільш поширеним і відомим є метод Михалевського. Він використовується для визначення очікуваної мінімальної температури повітря та поверхні ґрунту. Метод передбачає використання формул:

$$M_{\text{п}} = t' - (t - t')c \pm A, \quad (7.4.1)$$

$$M_{\text{г}} = t' - (t - t')2c \pm A, \quad (7.4.2)$$

де $M_{\text{п}}$, $M_{\text{г}}$ – очікувана мінімальна температура повітря або ґрунту;

t, t' – температура за сухим і змоченим термометрами
близько 13 год;

c – коефіцієнт, що залежить від вологості повітря;

A – поправка на хмарність, що враховується після 19 год.

Поправка на хмарність становить: -2°C при хмарності 0 – 3 бали, 0°C – при хмарності 4 – 7 балів, $+2^{\circ}\text{C}$ – при хмарності 8 – 10 балів. Якщо при розрахунках або $M_{\text{п}}$, $M_{\text{г}}$ отримана величина нижче -2°C , то заморозок слід очікувати; якщо від: -2°C до $+2^{\circ}\text{C}$ – заморозок ймовірний, якщо понад $+2^{\circ}\text{C}$ – заморозок малоімовірний.

7.5. Посухи та суховії. Агrometeorологічні показники та класифікація посушливих явищ

Посухою називається агrometeorологічне явище, що викликає різку невідповідність між потребою рослин у воді та її надходженням із ґрунту внаслідок малої кількості опадів і підвищеної випаровуваності, а це у свою чергу, викликає порушення водопостачання рослин.

Нормативні показники посух: випадіння опадів менше 10% від кліматичної норми, високі температури $> 25^{\circ}\text{C}$, зменшення продуктивної вологи в шарі ґрунту 0 – 20 см до 19 мм і менше, зниження ГТК Селянинова до 0,5 – 0,6, зменшення врожаю.

Відрізняють три *типи посух*: атмосферну, ґрунтову, загальну. *Атмосферна посуха* спостерігається перед ґрунтовою посухою. Головною її ознакою є стійка антициклональна погода з нетривалими дощовими періодами, високою температурою та великою сухістю повітря. *Ґрунтова посуха* виникає як наслідок

атмосферної, коли через значне випаровування різко зменшуються запаси продуктивної вологи.

Найчастішим супутником посух є суховії, хоча вони можуть виникати і без наявності посух. **Суховієм** називають вітер з високою температурою та низькою відносною вологістю повітря, який спричиняє інтенсивну евапотранспірацію і порушення водного балансу рослин.

Нормативним показником суховію є вітер зі швидкістю 5м/с і більше, при якому хоча б в один із строків спостережень відносна вологість знижується до 30% і менше, а температура повітря дорівнює 25⁰С і вище, дефіцит вологості зростає до 20 гПа і більше. При суховіях найчастіше спостерігаються напрямки вітру – східний, південно-східний, інколи – південний. Під час посух і суховіїв спостерігається швидке обезводнення тканин рослин, яке викликає порушення фізіологічних процесів: фотосинтезу, дихання, вуглецевого та білкового обміну, що приводить до значного скорочення фотосинтетичної діяльності, пригнічення ростових процесів тощо.

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. В Європу антициклони надходять з Арктики (Ісландські) або океанів (Азорські, Гонолульські) і рідко із Сибіру (Азійські). Особливо жорстокі та 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 та малої вологості повітря. Вона буває після збирання зернових і шкодить найбільше посівам озимих культур. В південних районах у випадку осінніх засух сівбу озимини взагалі не проводять.

Найбільш значний збитокносять осінньо-весняно-літні

посухи, що охоплюють великі території. Посухи спостерігались у 1946, 1954 – 1955, 1963, 1965, 1972, 1975, 1979, 1981, 1984, 2002, 2003 рр.[8]. Окрім зменшення врожаю, посухи викликають значну кількість лісних пожеж і на торфовищах.

Посухи бувають слабкими (запаси продуктивної вологи $W_{np.}$, в шарі ґрунту 0 -20 см зменшується до 19 - 10 мм, гідротермічний коефіцієнт Г.Т.Селянинова – ГТК - дорівнює 0,9 – 0,6, урожайність сільськогосподарських культур знижується на 20%, середніми $W_{np.} = 10 - 5$ мм, ГТК = 0,6 – 0,5, урожайність знижується на 20 – 50%, інтенсивними $W_{np.} < 5$ мм, ГТК < 0,5, урожайність знижується на 50% і більше.

Кількісні критерії посух дуже різні, тому їх необхідно розглядати комплексно. Тільки запаси продуктивної вологи ($W_{np.}$) можна використовувати як найбільш об'єктивний критерій, що враховує дію всіх погодних умов та рівень агротехніки. ГТК Селянинова – це показник, який не враховує весняних запасів вологи в ґрунті та рівня агротехніки. Показник опадів справедливий тільки для сухих регіонів, а для вологих – це ознака хорошої погоди.

Зниження врожаю не можна розглядати ізольовано, тому що це може залежати не тільки від посухи, а й від інших причин. Необхідно зауважити, що для оцінки посушливості існує багато показників. Вперше співвідношення між надходженням і можливими витратами вологи (випаровуваністю) запропонував в кінці XIX ст. В.В. Докучаєв. У подальшому цей принцип розвивали вчені: В.П. Попов, М.В. Бова, П.І. Колосков, Г.Т. Селянинов, Д.І.Шашко та ін.

Міра небезпечності посух і суховіїв залежить в першу чергу від посухостійкості різних видів і сортів рослин. Найбільш негативно впливають посухи та суховії на ярі зернові культури. Посушливі умови несприятливо впливають на формування висоти стеблостою і продуктивну кустистість.

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, *запал* – пошкодження від перегріву. Найбільше зменшення врожаю зерна та його якості спостерігається

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 %.

Основною відмінністю між суховієм і посухою є те, що під час суховіїв, на відміну від посух, порушується нормальний добовий хід метеорологічних явищ, що завдає серйозної шкоди рослинності. Залежно від швидкості вітру та дефіциту насиченості водяної пари О.О.Цубербіллер [8], яка досліджувала агрометеорологічну дію суховіїв на рослини, поділяє суховії за інтенсивністю на *слабкі, середні, інтенсивні і дуже інтенсивні* (табл. 12).

Таблиця 12

Агрометеорологічні показники суховіїв різної інтенсивності

Суховії	Випаровуваність, мм на добу	Дефіцит насиченості водяної пари в будці о 13 год (гПА) при швидкості вітру < 10 м/с	Дефіцит насиченості водяної пари в будці о 13 год (гПА) при швидкості вітру > 10 м/с
1	2	3	4
Слабкі	3 - 5	20 -32	13 - 27
Середні	5 - 6	33 -39	28 -32
Інтенсивні	6 - 8	40 -52	33-45
Дуже інтенсивні	> 8	> 53	> 45

Ученою було встановлено, що, якщо в ґрунті міститься достатня кількість продуктивної вологи в шарі 0 – 20 см понад 20 мм, у шарі 0 – 50 мм понад 50 мм і до 100 мм у шарі ґрунту 0 – 100 см, то посіви без пошкодження витримують п'ять днів слабкі

суховії, чотири дні – середні суховії, три дні – інтенсивні та один – два дні – дуже інтенсивні. Після цих строків у разі відсутності поповнення запасів вологи в ґрунті посіви пошкоджуються.

7.6. Повторюваність посух і суховіїв на території України.

Типи посух та їх вплив на сільськогосподарські культури

Понад 30% території України з найбільш родючими ґрунтами перебуває в зоні недостатнього та нестійкого зволоження. Це, в основному, південні та південно-східні області, для яких характерні часті посухи та суховії. Вони можуть тривати декілька днів підряд і повторюватися через рівні проміжки часу. Закономірність періодичного проявлення посух поки не встановлено. Простежується деяка закономірна ритмічність в появі інтенсивних посух.

В інтенсивності посух виявляється деяка закономірна ритмічність. Так, посухи, що охоплюють 50% території України, спостерігаються один раз на 10 – 12 років; 10% території (південні області) – 2 рази на 5 років. Дуже інтенсивні та великі за територією посухи спостерігались в останні роки ХХ століття.

В Україні виділяють два регіони з підвищеною кількістю суховіїв, які тривають 25 – 30 днів: перший – Херсонська, Дніпропетровська області; другий – на сході (Луганська, Донецька області). Для Харківської області посухи та суховії також є звичайним явищем. Майже щорічно в тому чи іншому місяці теплого періоду (травень, вересень) спостерігаються посушливі явища. Надзвичайно посушливі роки, в які ГТК Селянинова протягом всього періоду активної вегетації знижується до 0,5 і менше, відмічаються один раз на 10 років. Найпосушливішим місяцем є вересень. Кожного четвертого року в цьому місяці ГТК знижується до 0,4. Суховії частіше спостерігаються у травні – серпні. Щорічно буває по одному суховію з температурою повітря 30⁰С і більше, відносною вологістю повітря 25% і менше, швидкістю вітру 10 м/с і більше.

7.7. Сучасні методи боротьби з посушливими явищами

В практиці сільськогосподарського виробництва вживають різні

заходи для боротьби з посухами та суховіями. Всі вони спрямовані на зменшення або усунення невідповідності між потребою рослин у воді та фактичною вологозабезпеченістю посівів за допомогою агротехнічних заходів: зрошення, снігозатримання, полезахисного лісоведення, змін строків сівби тощо. Особливо ефективне – виведення посухостійких сортів, розміщення посівів з урахуванням агрокліматичних і мікрокліматичних особливостей. Підвищення загальної культури землеробства є ефективним засобом боротьби з посухами та суховіями. Для цього застосовуються різноманітні заходи, що об'єднані за такими напрямками: селекційно-генетичним, агротехнічним, меліоративним.

Селекційно-генетичний напрямок робіт із захисту рослин від посух і суховіїв спрямований на створення посухостійких сортів сільськогосподарських культур, розміщення їх посівів з урахуванням мікрокліматичних особливостей. **Агротехнічний напрямок** передбачає застосування всіх видів обробки ґрунту для затримання, накопичення, збереження та раціонального використання запасів ґрунтової вологи. До **меліоративного напрямку** відносяться всі види зрошення, снігозатримання, полезахисне лісорозведення, мульчування ґрунтів. Таким чином, підвищення культури землеробства, використання новітніх сортів і гібридів сільськогосподарських культур, вчасне використання агротехнічних робіт для затримання, збереження і раціонального використання запасів ґрунтової вологи дає змогу мінімізувати вплив посух і суховіїв на сільськогосподарські культури.

Шкідливий вплив посухи та суховіїв можна послабити або запобігти йому комплексом меліоративних, агротехнічних і селекційно-генетичних заходів. Меліоративні та агротехнічні заходи направлені на зберігання запасів вологи у ґрунті. До них відносять снігозатримання вологи на весні, утримання талої води, штучне зрошення. Високу ефективність для боротьби із посухами та суховіями мають полезахисні лісові смуги. Вони накопичують великі запаси снігу, зменшують здування його з полів, запобігають витратам води на поверхневий стік, трансформують повітряний потік,

зменшують випаровування.

Агрометеорологічні засоби зменшення шкодочинності атмосферної та ґрунтової посух полягають у повсякденному відстеженні агрометеорологічних умов на засадах спеціальних їх оцінок, прогнозів і визначення рекомендацій щодо корегування агрофітотехнологій. Система цих засобів створює агрометеорологічні стратегії адаптації землеробства до посушливих явищ у складі їх моніторингу. Першочерговим заходом у такій системі може бути визначення агрометеорологічної спрямованості сівби, особливо озимих культур. За цією стратегією мають оцінюватись щорічно доцільність, сортовий склад і оптимальний термін сівби, її спосіб, глибина, норма висіву та інші характеристики.

Агрокліматичні проблеми адаптації землеробства до мінливого і недостатнього зволоження вміщують агрокліматичні класифікації сівозмін, основного обробітку ґрунту, меліоративних заходів, насінництва тощо.

7.8. Пилові бурі (вітрова ерозія ґрунту).

Причини виникнення пилових бур та боротьба з ними

Пилові бурі – сильний сухий вітер, що переносить велику кількість пилу та піску, руйнує поверхневий шар ґрунту, незахищеного рослинністю. Колір пилу, що переносить вітер при бурі, може бути чорним (на чорноземах), червоним (на ґрунтах з вмістом окислу заліза), бурим (на суглинках) або білим (на солончакових ґрунтах). Найбільший розвиток пилових бур спостерігається в степовій та напівпустельній зонах.

Виникнення та розвиток пилових бур виявляють за допомогою штучних супутників Землі. Розміри території, що вони охоплюють, змінюються від сотень до декількох тисяч квадратних кілометрів. Кожного літа із Сахари тільки в Атлантику виноситься 60 – 200 млн т пилу. Пилові бурі розповсюджені в Центральній Америці, Центральній, Західній та Східній Африці, на Середземноморському узбережжі Африки, а також Нижньому Поволжі, Північному Кавказі, Півдні України. Відомі пилові та піщані бурі: пилова буря в Австралії (2009), в степових і лісостепових областях України (1928), серія

пилових бур на території США та Канади (1930 – 1936 рр.), у Північній Америці (1954 – 1956, 1976 – 1978, 1987 – 1991 рр.), Монголії (2008), Сіднеї (2009), США (штат Аризона, 2011). Небезпечність пилової бурі пов'язана з великими швидкостями вітру і надзвичайною його поривчастістю. При швидкості вітру 4 – 6 м/с спочатку підіймаються в повітря невеликі пилинки. З подальшим посиленням вітру утворюються потоки пилу та піску, що розширюються, стають потужнішими, досягають значних висот від сотень метрів до кількох кілометрів. Частинки або грудочки ґрунту, що переносяться вітром по земній поверхні, набувають великої руйнівної сили та можуть пошкоджувати (підрубувати) рослини, часто повністю знищуючи їх.

Пилові бурі завдають великих матеріальних збитків (в лісовому господарстві – буреломи, вітровали), дуже забруднюють атмосферу. Концентрація пилу в атмосфері під час бур збільшується в сотні й тисячі разів. Так, пилова буря, що спостерігалася в Україні в лютому 1969 р. протягом 22 днів, охопила площу 300 тис. км². При цьому концентрація пилу досягла 13 г/м³, а висота пилової хмари становила 1 км.

Пилові бурі та пов'язана з ними вітрова ерозія виникають і посилюються внаслідок діяльності людини (нераціональне розорювання схилів, вирубування лісів, оголення земельних ділянок тощо). Тому вони стали поширюватися і в лісостеповій зоні.

Вітрова ерозія (дефляція ґрунтів) – процес руйнування та переміщення часток ґрунту вітром. Вона виникає під впливом як природних, так і антропогенних факторів і нерідко зв'язана з формами землеробства, що не відповідають даній кліматичній зоні. Інтенсивність дефляції залежить від швидкості вітру, розміру часток, їх зв'язаності. Вітер є основним фактором розвитку дефляції. В приземному шарі атмосфери рух повітря має турбулентний характер. Це приводить до виникнення пульсації швидкості: за секунди вона може змінюватись в межах 20 – 25% середнього значення, що суттєво впливає на розвиток ерозії. Критичними швидкостями вітру на висоті 15 см вважають: для піщаних і супіщаних ґрунтів – 3 – 4, суглинистих – 4 – 7, торф'яних – 4 – 5 м/с.

До найбільш потужного видування схильні легкі за гранулометричним складом, менше зв'язані ґрунти: піщані, супіщані, легкосуглинисті. На ступінь ерозійних процесів впливає рельєф місцевості. До видування схильні верхні та навітряні частини схилів,

при цьому чим крутіше схил, тим сильніше руйнування ґрунту.

Дуже важливе значення має мікрорельєф місцевості: над вирівняною поверхнею поля швидкість вітру на 30 – 40% вище, ніж над неvirівняною грубо розпушеною. В степовій, напівпустельній та пустельній зонах дефляція ґрунтів нерідко приймає катастрофічні розміри. Потужні вітри піднімають (іноді до 1,5 – 2 км) з поверхні велику кількість ґрунтових часток і переносять цю масу на великі відстані. Так, у 1960 р. з районів Північного Кавказу та України ґрунтовий пил був занесений в Румунію, Болгарію, видимість погіршилась в Білорусії та країнах Прибалтики.

Одним із заходів запобігання пиловим бурям є створення системи полезахисних лісосмуг, а також уведення ґрунтозахисних сівозмін, нові засоби обробітку ґрунту в землеробстві. При цьому для кожної ґрунтово-кліматичної зони розробляються заходи з урахуванням специфіки клімату та мікроклімату, рельєфу та типу ґрунтів.

Протиерозійної стійкості ґрунтів досягають, використовуючи раціональні прийоми обробітку, коли вносять мінеральні та органічні добрива і висівають трави.

Одна з головних задач захисту ґрунту від вітрової ерозії – створення в період настання пилових бур більш потужного рослинного покриву. Тому сівба озимих культур в оптимальні терміни забезпечує гарний розвиток та укорінення рослин до моменту можливого виникнення пилових бур, що обумовлює збереження посівів і оберігання ґрунтів від пагубної дії вітрової ерозії. В тих випадках, коли наноси невеликі, а рослини добре розвинуті, вони пробиваються на поверхню, утворюючи в наносах нові вузли кущіння. Стан постраждалих рослин можна покращити боронуванням. Якщо товща земляного покриву перевищує 5 см, то слабкорозвинуті рослини гинуть і культури пересівають.

В районах розповсюдження пилових бур, а в посушливі роки повсюдно, добрий ефект дає бороздкова сівба, при якій насіння закладають в борозни на глибину до 11 – 14 см. При такій сівбі навіть в посушливі роки насіння потрапляє в ґрунти, що сприяє більш швидкій та дружній сівбі. Сніг, що затримується в борознах, оберігає рослини від видування та вимерзання, а головне знижується швидкість вітру в приземному шарі повітря та зменшується перекатування грудочок ґрунту. Урожайність зернових культур при такому методі сівби підвищується в середньому на 15 – 20%.

Широке розповсюдження отримали кулісні пари, де високостеблові рослини (кукурудза, соняшник та ін.) розташовують перпендикулярно ерозійно небезпечним вітрам. Для захисту ґрунтів від вітрової ерозії висаджують смугами поперек господарюючих напрямків вітрів деревно-чагарникової форми рослин. Полезахисні лісові смуги зменшують швидкість вітру, сприяють накопиченню снігу в зимовий період, значно покращуючи вологозабезпеченість посівів. Навіть стерня, залишена на полі, зменшує швидкість вітру біля поверхні землі. Всі ці заходи сприяють збереженню національного багатства – земельного фонду, попереджують можливість появи процесів ерозії та сприяють локалізації ерозії.

У боротьбі з пиловими бурями необхідно поєднувати лісомеліоративні, агротехнічні та гідромеліоративні заходи з урахуванням умов формування пилових бур. Тільки за такого комплексного підходу можна досягти ефективних результатів у боротьбі з пиловими бурями.

7.9. Град і зливи. Причини їх виникнення

Сильні зливи та град випадають з потужних купчасто-дощових хмар. Тому вони, в основному, охоплюють порівняно невеликі площі. За таких дощів за добу може випасти 80 – 100 мм або навіть і річна норма, що може завдати значних збитків сільському господарству, особливо якщо сильні зливи супроводжуються градом.

Град утворюється в теплу частину року, коли при потужній тепловій конвекції (висхідні рухи повітря рухаються зі швидкістю 15 – 20 м/с в середній частині хмари) розвиваються внутрімасові або фронтальні купчасто-дощові хмари (до 12 км і більше в висоту). В таких хмарах виникає зона підвищеної водності (20 – 30 г/м³). Внаслідок підняття потужними потоками повітря великі дощові краплі у верхній частині хмари замерзають і утворюють зародки градин, які швидко збільшуються. Та частина хмари, де виникає основний ріст градин, називається *градовим осередком*.

Градини зростають до тих пір, доки швидкість їх падіння перевищуватиме швидкість потоку повітря, що підіймається, після чого вони падають. Звичайно має сферичну або еліпсоїдальну форму та розмір до 8 мм, іноді більше. Град випадає смугами шириною 3 – 5 км та довжиною 15 – 20 км. Рідко, але ці параметри

можуть значно збільшуватись. В окремих випадках градобиттям бувають охоплені площі довжиною до 100 – 200 км. Тривалість випадання граду залежить від потужності купчасто-дощових хмар і градового осередку та може коливатись від 5 до 10 хв.

Випадіння граду іноді може дати на земній поверхні покрив висотою до 20–30 см.

Град зриває листя, ламає дрібні гілки та пагони, обдирає кору, руйнує поверхні плодів і ягід, вибиває зерна з колосків, викликає сильне полягання зернових культур тощо. Він пошкоджує овочеві культури, виноградники, плодові дерева на великих площах. Найбільшу небезпеку град і зливи становлять у другу половину періоду вегетації сільськогосподарських культур. Значні пошкодження озимі культури зазнають у фазах молочної та воскової стиглості, рідше – під час колосіння та цвітіння, а ранні ярові культури – як у період дозрівання зерна, так і у більш ранніх стадіях розвитку. Сади і виноградники зазнають несприятливого впливу градин як під час цвітіння і утворення плодів, так і в період дозрівання.

Збитки, завдані 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.

Для України в більшості випадків (40%) характерне випадання дрібного інтенсивного граду. Крупний град (діаметром 20 мм і більше) є стихійним явищем погоди та завжди завдає значної шкоди. Градини діаметром 30 мм і більше можуть зовсім знищити посіви, пошкодити дахи будинків, побити свійську птицю та дрібну худобу. Повторюваність такого граду становить близько 20%.

Максимальний розмір градин на значній території становить 50 – 80 мм, а в окремих місцях перевищує 100 мм.

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, тиск, дощ, вітер, град тощо.

Вченими встановлено, що внаслідок полягання посівів відбувається перерозподіл біомаси посівів за вертикальним профілем та зміна фітотетричних умов. Найбільша частина біомаси зміщується до поверхні ґрунту, а колосся розміщується в усіх шарах посіву. Щільність зеленої біомаси збільшується, через що 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 його проростання, як у стеблостій, так і у валках. Полягання посівів виникає в роки з підвищеною вологозабезпеченістю посівів і зменшеним температурним режимом. Це сприяє підвищеній кустистості рослин і слабкому відмиранню стебел, що формує густий стеблостій.

За показниками стійкості рослин до полягання О.Д. Пасечнюк [7] запропонував висоту рослин на період колосіння, густоту рослин і запаси продуктивної вологи в шарі ґрунту 0 – 50 см. Встановлено, якщо на колосіння висота рослин менше 70 см, запаси продуктивної вологи менше 60 мм, а густина становить не більше 700 стебел на 1м², то полягання не буде. Розрахована ймовірність полягання зернових за різних значень густини стеблостою. На втрати врожаю від полягання впливає не тільки міра полягання посівів, але і строки початку полягання. За раннього полягання (вихід у трубку) зменшується продуктивна кустистість і кількість зерен у колосі. У випадку пізнього полягання (після молочної стиглості) величина втрат урожаю визначається тільки зменшенням абсолютної маси зерна.

7.10. Небезпечні наслідки граду та злив для сільськогосподарських культур. Райони найбільшої повторюваності градобиття та злив в Україні, заходи боротьби з ними

Щорічно збитки від граду та сильних злив у світі становлять близько 2 млрд дол., причому лєвова частка збитків – у сільському

господарстві. Тому в усьому 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, що утворюють лід, надсилають зенітними пушками або протиградовими комплексами типу „Облако-М”, ПТН-М, „Алазань - 2М”. Для реагентів використовують тверду вуглекислоту, йодисте срібло, йодистий свинець тощо. Внесений реагент сприяє створенню великої кількості додаткових ядер кристалізації (з 1 га реагенту отримується 10^{12} ядер), на яких виникає сублімація водяної пари.

Перерозподіл вологи між всіма зародками градин перешкоджає утворенню крупних градин, а дрібні тануть в нижніх шарах повітря, а опади випадають у вигляді дощу. Реагент, розміщений в снаряді ракети, доставляють в ту частину хмари, де утворився градовий осередок. Положення градового осередка визначають за допомогою радіолокатора.

Збитки від граду на захищеній території зменшуються на 50 – 70%. Зони найбільш небезпечних і частих випадків градобиття знаходяться в передгірських і гірських районах, де в літні жаркі дні виникають особливо потужні висхідні потоки за рахунок великої нерівномірності в нагріванні різноманітних форм рельєфу, а також за рахунок гірсько-долинної циркуляції повітря.

Географічний розподіл граду залежить від широти, але головним чином від місцевих умов. В тропічних країнах град – явище рідке, причому він випадає майже тільки на високих плоскогір'ях і в горах. В полярних країнах град також рідке явище.

Найчастіше він буває в помірних широтах. Його розподіл обумовлюється відстанню від моря, видом поверхні суші тощо.

Над морем град буває рідше, ніж над сушею, тому що для його утворення необхідні висхідні потоки повітря, що над сушею бувають частіше та сильніші, ніж над морем. На суші поблизу берега він буває частіше, ніж далеко від нього. Так, у Франції щорічно буває до 10 і навіть більше разів, в Німеччині 5, в європейській частині Росії 2, у Західному Сибіру 1.

Відомі випадки, коли діаметр градин досягав 12 см, а маса 500 г

(США). У Китаї в квітні 1981 р. випадали окремі градини масою до 7 кг. У 1993 р. в Кіровоградській області градини мали розміри з куряче яйце.

Різноманітність фізико-географічних умов України впливає на просторовий розподіл граду. Найчастіше (4 – 6 днів на рік) він випадає в Українських Карпатах і Кримських горах, цьому сприяє розвиток висхідних потоків, підсилення турбулентності у приземному шарі повітря і, як наслідок, збільшення конвективної хмарності. На рівнині середнє число днів з градом не перевищує двох, дещо більше їх відмічається на пересіченій місцевості (Волинська, Подільська, Придніпровська, Приазовська, Донецька височини).

Максимальне число днів з градом за рік досягає в Українських Карпатах 13, Кримських горах – 12, а на решті території не перевищує 10 днів. За останні десятиріччя крупний град спостерігався щорічно на території 4 – 8 областей, а в 1987 і 1989 рр. – 10 – 11 областей. Найчастіше підлягали градобиттю південні та західні області.

За особливостями розподілу граду, його повторюваності, тривалості та інших кліматологічних характеристик на території України виділено два основних райони. Для уточнення отриманих районів проводилась також оцінка статистичної однорідності емпіричних даних із граду за допомогою критерія Колмогорова – Смирнова. *До першого району* віднесено Українські Карпати та Кримські гори, де град спостерігається щорічно, а крупний – тільки у 30 – 40 %. *До другого* – рівнинна територія країни. У цьому районі град відмічається у 50 – 70%, а крупний град буває понад 50%. На узбережжях Чорного та Азовського морів град спостерігається рідко або взагалі його не буває. Існує методика активного впливу на градонебезпечні хмари з метою запобігання випадання граду. Оцінка ефективності протиградового захисту вказує, що збитки від градобиття в захищених районах зменшуються у кілька разів.

На Харківщині в більшості випадків випадає дрібний град. Град

діаметром 2 – 5 см випадає рідко. Рекордний град спостерігався 26 липня 1958 року протягом 10 – 20 хв. При цьому діаметр градин досягав 4 – 6 см, а земна поверхня була покрита суцільним битим льодом. Були пошкоджені сільськогосподарські культури, зелені насадження, дахи будівель тощо.

Зони найбільш небезпечних і частих випадків градобиття знаходяться в гірських районах Північного Кавказу та Закавказзя, в країнах Середньої Азії та Південно-Східного Казахстану. Місцями трапляються в Криму, Молдові, Прикарпатті та Закавказзі.

7.11. Несприятливі явища зимового періоду. Явища випирання, вимокання, видування, льодової кірки, зимової посухи та умови їх виникнення

Вимерзання – це пошкодження зимуючих рослин низькими температурами. Воно належить до найбільш поширених несприятливих явищ, що виникають в холодну пору року. Суцільна загибель озимої пшениці в нашій країні щорічно становить у середньому близько 13% загальної площі. Пошкоджуватися низькими температурами можуть усі органи рослин, але в озимих найнебезпечнішими є пошкодження вузла кущіння. Тому агрометеорологічні умови перезимівлі визначаються в основному температурним режимом на глибині вузла кущіння і тривалістю сильних морозів.

Пошкодження та загибель озимини відбуваються тоді, коли сильні морози утримуються протягом 24 год та більше, а температура ґрунту на глибині залягання вузла кущіння знижується до критичних значень. При цьому важливу роль відіграє фаза розвитку рослини восени. Критична температура не залишається сталою. Вона протягом осінньо-зимового періоду спочатку понижується від осені до зими, а потім підвищується (до кінця зими). Отже, морозостійкість озимих на кінець зими знижується і при відновленні вегетації навесні повністю втрачається.

Тому весняні заморозки до $-8^{\circ}\dots-10^{\circ}\text{C}$ можуть пошкоджувати озимину. Значення критичних температур залежить від сорту озимих і більшою мірою від загартування та характеру погоди протягом усього періоду до часу настання критичних температур.

Найбільш морозостійкою з озимих культур є жито, а з багаторічних трав – люцерна. Холодостійкі сорти жита можуть переносити морози на глибині вузла кущіння до $-25\ldots -30^{\circ}\text{C}$, а люцерна – до $-23\ldots -25^{\circ}\text{C}$. Для більшості сортів озимої пшениці критичною на глибині вузла кущіння вважається температура від -14° до -17°C . Вимерзання озимих може спостерігатись і на початку зими, коли сильні морози настають до встановлення потужного снігового покриву, а температура верхніх шарів ґрунту нижче критичної. Дуже важливе, а іноді й вирішальне значення для нормальної перезимівлі та високої продуктивності озимих має своєчасна сівба з урахуванням зональних умов. Найвища морозостійкість і продуктивність властиві посівам оптимальних строків сівби, вирощеним в умовах помірних температур, що добре розкущились і вкоренились до початку зими. Після ранніх строків сівби озимина часто пошкоджується шкідниками восени, що негативно позначається на перезимівлі.

Випрівання. Рослини випрівають найчастіше тоді, коли встановлюється ранній та потужний сніговий покрив до переходу температури повітря через 0°C , тобто тоді, коли сніговий покрив лягає на незамерзлий ґрунт або коли потужний сніговий покрив тривалий час не сходить, а ґрунт уже відтанув знизу.

Причина випрівання полягає в тому, що сніг – поганий провідник тепла й холоду, і через це під потужним сніговим покривом на поверхні ґрунту протягом зими підтримується температура, близька до 0°C і вище. Через це рослини втрачають запаси поживних речовин. При температурі близько 0°C запасних поживних речовин рослині може вистачати на 2 – 3 місяці, а при 5°C – всього на місяць–півтора. Під дією високої температури озимі виснажуються, оскільки не можуть поповнити втрачених поживних речовин завдяки фотосинтезу через відсутність або нестачу світла під потужним сніговим покривом. Тому рослини стають чутливими до весняних заморозків і різних грибних (снігової плісені) і бактеріальних захворювань. Листки рослин покриваються білим нальотом, загнивають і гинуть. Остаточо посіви гинуть не взимку, а навесні, коли знесилені через втрату поживних речовин рослини не в змозі протистояти частим і різким коливанням температури повітря.

Друга досить часта причина випрівання рослин – переросла з осені та дуже загущена озимина, яка покривається товстим шаром

снігу при неглибокому промерзанні ґрунту. Випрівання буває також під прозорою висячою льодовою кіркою. Сюди проникають сонячні промені, температура підвищується і рослини починають розвиватися. Навесні при відсутності снігового покриву та встановленні хмарної з дощами погоди також може спостерігатися випрівання внаслідок ураження рослин грибними хворобами та тимчасовими похолоданнями. Затримання танення снігу в такому разі може врятувати рослини від загибелі. **Вимокання** – це тривале затоплення озимини талими або дощовими водами, яке спричиняє загибель рослин. Найчастіше воно буває навесні, коли в замкнених долинах і улоговинах збирається вода, що покриває озимі культури. При цьому швидше гинуть від вимокання посіви, пошкоджені морозами. Вимокання можна спостерігати восени та навіть влітку на глинистих ґрунтах і в понижених місцях, коли дощові води довго застоюються і рослини повністю затоплюються.

Досі немає єдиної думки відносно причин загибелі рослин при тривалому перебуванні їх під водою. Одні вчені вважають, що такою причиною є порушення газообміну та нестача кисню, інші – порушення живлення та нестача вуглекислоти. Безумовно, що зазначені причини відіграють певну роль, але вимокання озимини багато в чому залежить і від тривалості періоду затоплення рослин, температури води, типу ґрунту, стану рослин перед затопленням тощо. Спостереження свідчать про те, що проросле насіння гине при затопленні протягом 15 – 20 днів. Більш дорослі рослини з розвинутою зеленою масою можуть переносити затоплення до двох місяців, якщо добре освітлюються. При нестачі освітлення загибель рослин настає значно раніше. Вимоканню також сприяє підвищення температури води. **Випирання** — це оголення підземних частин рослин внаслідок чергування замерзання та відтавання поверхневого шару ґрунту. За таких умов рослини немовби витягуються з ґрунту, внаслідок чого часто розриваються корені. Причиною випирання є збільшення об'єму ґрунту, коли він насичений водою та замерзає. При цьому поверхневі шари ґрунту здіймаються, піднімаючись разом з вмерзлими в них рослинами. Після того як лід розтане, вода просочиться в ґрунт і він осяде, рослини залишаються вище попереднього рівня. При кількох повтореннях цього явища рослини можуть виноситися на поверхню ґрунту та оголюватися. Таке випирання часто називають активним

на відміну від пасивного, що спостерігається частіше.

Пасивне випирання буває тоді, коли сіють у неосілий ґрунт. Насіння в такому разі проростає та дає сходи, утворюються вузли кущіння та кореневі шийки. Якщо після цього випадуть дощі, ґрунт ущільниться та осяде, а вузли кущіння виявляються на поверхні ґрунту або дуже близько до неї. Щоб запобігти пасивному випиранню, потрібно дотримуватися такого правила: не сіяти доти, поки ґрунт не осяде після обробітку або поки не буде прикаткованим.

В обох випадках випирання, коли вузли кущіння разом з кореневою системою залишаються на поверхні ґрунту, рослини гинуть або від низьких температур, або від висушування, особливо під час сильних вітрів і посух. Випирання спостерігається найчастіше в районах надмірного зволоження на важких суглинкових ґрунтах, а також при нестійкій зимі, коли тривалі відлиги чергуються з морозами. Частіше випирання буває на посівах озимого жита та конюшини. При цьому пошкоджуються насамперед слабкі рослини, в яких погано розвинена коренева система. Завдяки тому, що вузли кущіння пшениці закладаються глибше, ніж жита, випирання на посівах пшениці буває не так часто.

Видування озимих культур виникає при пилових бурях в степових районах країни, коли сніговий покрив невисокий або відсутній, а ґрунт сухий і тому мало сцементований. Вітри більше 10 м/с уносять частки верхнього шару ґрунту, оголюючи вузли кущіння та кореневу систему. При швидкості вітру 15 – 25 м/с перенесені частки ґрунту наносять рослинам і механічні пошкодження: розривають листя, ламають побіги, руйнують оголені вузли кущіння.

Льодова кірка – це шар льоду на поверхні ґрунту. Вона найчастіше утворюється всередині або наприкінці зими, коли після сильних відлиг настає різке похолодання, талі води замерзають на поверхні ґрунту. Рослини при цьому вмерзають в лід. Так буває і після перезволоження поверхневих шарів ґрунту пізно восени.

Розрізняють такі види льодової кірки: притерту, висячу, прошарки льоду в сніговому покриві. *Притерта кірка* утворюється тоді, коли під час відлиг сходить весь сніг і з настанням морозів вода замерзає. Лід може щільно прилягати до поверхні землі або утворюватися в усій товщині шару ґрунту, що відтаяв, і тоді рослини вмерзають в лід. *Висяча кірка* утворюється внаслідок

замерзання води, що скупчується після відлиг. Якщо ґрунт незамерзлий, він вбирає частину води, що утворюється під льодом, і між поверхнею ґрунту та льодовою кіркою залишається вільний простір. *Прошарки льоду* в сніговому покриві утворюються подібно до притертої кірки, але сніг при цьому повністю не розтає під час відлиг, і з настанням морозів його поверхня замерзає.

Льодові кірки завдають інколи досить великої шкоди озимим посівам. На Україні це найпоширеніше несприятливе явище після вимерзання. До недавнього часу вважали, що рослини гинуть під льодом від нестачі повітря. Але лід добре пропускає повітря. Це підтверджується ще й тим, що на луках і в лісах щорічно можна спостерігати промерзання води до дна у невеликих пониженнях рельєфу.

Багаторічні трави, які зимують на дні цих понижень, незважаючи на тривале перебування під товстим шаром льоду, не гинуть, а з настанням весни розвиваються так само, як і рослини, що зимували під снігом. Імовірнішою є думка про те, що під час сильних морозів рослини інтенсивніше промерзають під льодовою кіркою, ніж під снігом, через слабкішу захисну дію льоду, бо над льодом сніг легше здувається вітром, що і є причиною шкідливої дії льодової кірки.

7.12. Вимерзання озимих культур, багаторічних трав та плодових дерев. Зимостійкість та морозостійкість рослин, їх загартування

Для рослин, нормальний розвиток яких пов'язаний з умовами зимівлі, використовують такі поняття, як зимостійкість і морозостійкість.

Зимостійкість рослин — біологічна властивість зимуючих рослин протистояти комплексу несприятливих умов погоди в холодний час. Зимостійкість — мобільна, непостійна і не завжди характерна властивість для однієї й тієї ж рослини. Вона обумовлена спрямованістю фізіологічних та біологічних процесів, що виникають у рослин в холодний період року. Зимостійкість як якість розвивається у рослин в результаті процесу загартовування в кінці осені.

Зимостійкість — здатність рослин протидіяти несприятливим умовам зими (великим морозам, різкому коливанню температур

тощо. Це поняття вміщує також морозостійкість – здатність рослин протидіяти низьким від’ємним температурам. У рослин зимостійкість розвивається внаслідок проходження процесу загартування в кінці осені. Під дією метеорологічних факторів загартування та підготовка рослин до зимівлі проходить у дві фази.

Перша фаза загартування для більшості рослин помірної зони спостерігається при температурах від 5° до 0°C , коли йде накопичення великої кількості органічних запасних речовин (в тому числі цукру) кращими метеорологічними умовами в цей час вважається сонячна безхмарна погода з достатньою забезпеченістю ґрунту вологою.

Друга фаза загартування проходить при температурах від 0° до -5°C й характеризується тим, що протоплазма обезводнюється і підвищується концентрація захисних речовин у клітині; кращі умови погоди – сонячна, суха, з деяким зниженням вологозабезпеченості ґрунтів. За сприятливих метеорологічних умов для загартування деревні рослини здатні витримувати морози до -50°C і нижче.

Зимостійкість озимих культур залежить також від вологості ґрунтів в осінній період вегетації. Так, озимі культури набувають більшої морозостійкості, якщо вологість ґрунту в період загартування становить 50 – 70% повної вологоємності. Надлишкове зволоження (більше 80% повної вологоємності) негативно впливає на загартування озимих.

Морозостійкість рослин протягом зими не залишається сталою, а змінюється відповідно до температурних змін. Під час зимових морозів вона максимальна, під час відлиг різко знижується. А потім, якщо посилення морозів йде повільно, знову збільшується. Тривалі та глибокі відлиги несприятливі для зимуючих рослин, тому що вони спричиняють їх пробудження та витрачання ними накопиченого цукру в процесі посиленого дихання. Морозостійкість рослин знижується, в подальшому вони можуть пошкодитися морозами меншої інтенсивності. Особливо небезпечні різкі коливання температури протягом доби або часті різкі зміни погоди з відлиги на морозну. Тому раптові морози є найнебезпечнішим фактором зимового періоду для лісів. У багатьох деревних порід з різким зниженням температури виникає розтріскування стовбура та утворення морозобоїн. Пошкоджені частини дерев заростають, але деревина знецінюється. Всі деревні рослини в молодому віці мають меншу морозостійкість і частіше пошкоджуються від морозів

(обмерзають бруньки, пагони, а інколи вимерзають зовсім).

Стан озимих посівів після припинення вегетації восени має дуже велике значення для перезимівлі. Найменш зимостійкими бувають озимі культури у фазі другого і третього листка. Перерослі рослини восени мають висоту до 25 см та більше шести бокових пагонів. Зимостійкість таких рослин різко зменшується в порівнянні з рослинами, що мають 3 – 5 пагонів. За даними багатьох дослідників найбільша зимостійкість буває, коли у рослин утворюється до припинення вегетації від 3-х до 5-ти пагонів.

Агрометеорологічними умовами перезимівлі озимих культур називається комплекс метеорологічних елементів, які безпосередньо або побічно впливають на рослини взимку, визначають їх зимостійкість і стан на початок весняної вегетації.

Температура повітря визначає не тільки умови, але і тривалість періоду зимівлі рослин, який починається з дати стійкого переходу температури повітря через 0⁰С восени та закінчується переходом її через позитивні значення навесні. Температура повітря взимку особливо негативно впливає на перезимівлю озимих культур за відсутності снігу.

Сніговий покрив. Велике значення для зимівлі рослин мають строки встановлення та сходу снігу, просторова та часова мінливість висоти і його щільності. Пізнє встановлення снігу на полях в районах зі стійкою зимою та сильними морозами збільшує імовірність вимерзання рослин.

Висота снігу на полях поступово збільшується впродовж зими. Найбільша вона буває у північних хліборобських районах наприкінці березня, на півдні – в лютому. Сніг на полях залягає дуже нерівномірно.

Під впливом вітру на відкритих полях відбувається значне перенесення снігу з одних ділянок поля на інші. Вченими встановлено, що нерівномірність розповсюдження снігу тим більша, чим менша середня його висота. Встановлено, що висота снігу 10 см достатня для збереження озимих при сильних морозах і вона буває на всьому полі за середньої висоти снігу 30 см.

Глибина промерзання ґрунту. Строки встановлення снігу на полях та його товщина значно впливають на глибину промерзання ґрунту, яка також має значну просторову та часову мінливість, але все ж таки меншу, ніж товщина снігу. На глибину промерзання ґрунту впливають механічний склад ґрунту, його вологість, рельєф,

агротехніка, рослинний покрив тощо.

Температура ґрунту на глибині залягання вузла кущіння є комплексним показником агрометеорологічних умов перезимівлі озимих культур. На її значення впливають тепломісткість і теплопровідність ґрунту, температура повітря, товщина снігу, вологість ґрунту, глибина промерзання ґрунту.

Зимостійкість рослин залежить від строків сівби, зволоження ґрунту, біологічних особливостей сортів озимих культур та агрометеорологічних умов впродовж осіннього періоду вегетації, наприкінці якого проходить процес загартування рослин. Основними причинами пошкодження рослин взимку є: вимерзання, випрівання, вимокання, випирання та видування рослин. Крім того, наявність притертої льодової кірки поглиблює дію всіх вищеназваних факторів. Загибель рослин взимку найчастіше відбувається під дією не одного, а декількох факторів.

Зимостійкість рослин – це загальна стійкість їх до несприятливих умов зими. Вона визначається біологічними особливостями рослин, станом посівів перед припиненням вегетації, мірою загартування рослин та умовами перезимівлі. Зимостійкість рослин поступово зростає від осені до середини зими, в другій половині зими вона починає зменшуватись.

Морозостійкість рослин – це стійкість рослин до морозів. Вона характеризується критичною температурою вимерзання рослин. *Критична температура вимерзання рослин* – це температура, за якої загибель від вимерзання становить більше 50 % рослин. Значення критичної температури вимерзання тісно пов'язано із середньою за пройдений період зимівлі мінімальною температурою ґрунту на глибині залягання вузла кущіння. *Несприятливі умови перезимівлі плодових культур.* Плодові культури взимку найчастіше пошкоджуються під час сильних морозів, коли температура повітря стає нижче критичної. При цьому можуть пошкоджуватись як надземні органи, так і коренева система. Зимостійкість різних плодових культур і їх окремих органів неоднакова. Коренева система, яка перебуває під захистом ґрунту та снігового покриву, не пристосована до низьких температур, а тому при сильних морозах у малосніжні зими пошкоджується або й зовсім вимерзає, що приводить до повної загибелі дерева. З надземних частин найбільш чутливі до низьких температур плодові бруньки.

Морозостійкість плодових різко знижується під час тривалих

зимових відлиг, коли плодові бруньки починають рости. Різкі коливання температури, особливо в сонячні дні, в другій половині зими спричиняють пошкодження, які називають зимовими опіками і морозобоїнами. Для захисту плодових насаджень від вимерзання застосовується ряд заходів, характер яких визначається видом насаджень і кліматичними умовами. Так, надійними заходами від вимерзання ягідників і садів, що стеляться, є снігозатримання, підгортання стовбурів землею, побілка їх, укриття землею (виноградників), обігрівання (цитрусових).

7.13. Технологічні заходи боротьби з небезпечними явищами в період перезимівлі сільськогосподарських культур. Оцінювання небезпечних явищ погоди

Досвід господарств підтверджує величезну роль органічних і мінеральних добрив у забезпеченні сприятливих умов перезимівлі озимих. З мінеральних найкращий ефект дають фосфорні та калійні добрива. Дослідження свідчать про те, що для нормальної перезимівлі озимих потрібне певне співвідношення між температурою повітря та висотою снігового покриву. Загибель озимини безпосередньо пов'язана з цими обома факторами, оскільки співвідношення їх створює той або інший температурний режим у ґрунті та має вирішальне значення для перезимівлі. Якщо настануть морози, а потрібної висоти снігового покриву нема, то після трьох декад озима пшениця дуже пошкоджується і до весни гине повністю. Щоб *запобігти випріванню* озимини, висівати її треба в оптимальні строки, не допускаючи загущення посівів.

Озимину, яка буйно розвивається з осені, треба підживити фосфорно-калійними добривами. При переростанні озимину інколи підкошують. Якщо сніг випадає на незамерзлий ґрунт, його ущільнюють для прискорення промерзання ґрунту та припинення росту рослин. Наприкінці зими та на початку весни, коли виникає загроза випрівання рослин через повільне танення значного снігового покриву, його посипають речовинами темного кольору – ґрунтом, мінеральними добривами, попелом, торфом тощо, щоб прискорити танення. Із озимих краще переносить випрівання пшениця, а гірше – жито.

Щоб *не допустити вимокання*, треба ще з осені нарізати борозни, викопати водовідвідні канали й колодязі для спуску талих

вод у можливих місцях скупчення їх. Навесні слід організувати спостереження і роботи по очищенню борозен, канав і колодязів. Найкращі результати в боротьбі з вимоканням дає закритий дренаж. Велике значення має також застосування гребневих і грядкових способів сівби. Одним із *заходів боротьби з випиранням* може бути коткування рано навесні ділянок озимих, що зазнали випирання. Позитивні результати дають також снігозатримання, дренаж і боронування полів.

Для *запобігання видування рослин* необхідно використати всі прийоми агротехніки, що направлені на збільшення вологості ґрунтів, снігового покриву та зниження швидкості вітру: лісосмуги, куліси, оранка. Окрім того, необхідно більш глибоке закладання насіння, сівба тощо.

Дослідження останніх років показали, що притерта кірка шкідлива для озимої пшениці тільки в тому разі, коли тривалість її залягання становить чотири декади та більше, а середня товщина перевищує 1 см. Це свідчить про те, що потрібно вести боротьбу з льодовою кіркою, водночас розробляючи для цього нові методи і способи. Найкращим способом боротьби з притертою льодовою кіркою є снігозатримання. Її можна знищити також посипанням різними темними матеріалами для прискорення танення льоду. Для цього використовують торф, попіл тощо.

З *висячою кіркою* боротися легше, її можна механічно руйнувати, наприклад котками. Але лід при розколюванні завдає сильних пошкоджень рослинам, і вони гинуть. Крім того, коткування при повторних відлигах і морозах не запобігає новому утворенню кірки.

Дуже важливий захід своєчасної *боротьби з льодовими кірками* – відведення талих вод з полів та щілювання ґрунту. Останній захід запропонований недавно. Попередні дослідження показали, що щілювання ґрунту на глибину до 3 – 5 см запобігає утворенню кірок і водночас забезпечує кращу стійкість озимих культур проти весняних заморозків, а додаткове нагромадження вологи сприяє значному підвищенню врожайності.

Контрольні запитання

1. Як називається відновлення пригнічених і пошкоджених

функцій організму рослин?

2. Що називається заморозком?
3. Які чітко обмежені періоди із заморозками Ви знаєте?
4. Якими бувають заморозки за характером виникнення?
5. Як виникають адвективні заморозки?
6. Як виникають радіаційні заморозки?
7. Як утворюються адвективно-радіаційні заморозки?
8. Якими бувають заморозки за інтенсивністю?
9. Якими бувають заморозки за тривалістю?
10. Що називається беззаморозковим періодом?
11. Які існують методи захисту сільськогосподарських культур від згубного впливу заморозків?
12. Як можна прогнозувати заморозки за методом Михалевського?
13. Що називається посухою?
14. Які типи посух існують?
15. Яка головна ознака атмосферної посухи?
16. Коли виникає ґрунтова посуха?
17. Що називається суховієм?
18. Якими бувають посухи за часом виникнення?
19. Що являє собою пилова буря, як вона утворюється?
20. Які причини утворення пилових бур?
21. Які існують заходи запобігання пиловим бурям?
22. За яких умов утворюється град?
23. Що називається градовим осередком?
24. Які Ви знаєте несприятливі явища зимового періоду?

25. За яких умов виникають явища вимерзання, випрівання, вимокання, видування, випирання, льодова кірка?

26. Яку назву має біологічна властивість зимуючих рослин протистояти комплексу несприятливих умов погоди в холодний час?

27. Що називається зимостійкістю?

28. Що являє собою морозостійкість?

29. Які основні причини пошкодження рослин взимку?

30. Які технологічні заходи боротьби з небезпечними явищами в період перезимівлі сільськогосподарських культур Ви знаєте?

31. Як можна запобігти випріванню озимини?

32. Які заходи боротьби з випиранням?

33. Які прийоми агротехніки використовують для запобігання видуванню рослин?

34. Які існують заходи своєчасної боротьби з льодовими кірками?

МОДУЛЬ 3. КЛІМАТ І ЙОГО ЗНАЧЕННЯ ДЛЯ СІЛЬСЬКОГО ГОСПОДАРСТВА. АГРОМЕТЕОРОЛОГІЧНІ ПРОГНОЗИ. АГРОМЕТЕОРОЛОГІЧНЕ ЗАБЕЗПЕЧЕННЯ СІЛЬСЬКОГОСПОДАРСЬКОГО ВИРОБНИЦТВА

Розділ 8. Принципи та методи сільськогосподарського оцінювання клімату. Агрокліматичні умови та ресурси. Агрокліматичне районування

8.1. Особливості кліматичних зон України.

Сільськогосподарське оцінювання клімату

Кліматичні умови та їх зв'язок з процесами і об'єктами сільськогосподарського виробництва вивчає наука *агрокліматологія*. *Сільськогосподарська оцінка клімату* – це комплексне вивчення агрокліматичних ресурсів території та порівняння їх з потребами сільськогосподарських рослин у кліматі. *Агрокліматичні ресурси* – це частина кліматичних ресурсів, що найістотніше впливає на об'єкти сільськогосподарського виробництва. *Агрокліматичні ресурси* зумовлюють розташування, склад, структуру сільськогосподарських

об'єктів (посівні площі, набір польових, овочевих, плодових, ягідних та інших культур), особливості систем землеробства, агрофітотехнологій, формування росту, розвитку рослин, їх продуктивності й врожайності. Вони мають *загальні та спеціалізовані, просторові та часові властивості*: загальні – визначаються метеорологічними величинами, спеціалізовані – виділяють за ступенем реакції біологічного об'єкта, агрофітотехнології чи системи землеробства на відповідні значення. *Просторові* властивості оцінюють за територіальним поширенням (охопленням площі) певного значення метеорологічної величини, явища.

Часові ознаки ресурсів поділяють за моментом або періодом настання, закінчення, тривалістю.

Переважає більшість агрокліматичних і агрогідрологічних ресурсів є важливим чинником для обґрунтування особливостей сільськогосподарського виробництва. Провідною з них є *невизначеність наслідків діяльності на її початку*. Вона зумовлена багатофакторною, багаторівневою залежністю всіх об'єктів від погоди та клімату. Іншою особливістю сільського господарства є *сезонність процесів і робіт* за річним циклом надходження сонячної радіації, динаміки температури повітря та кількості опадів.

Сезонні особливості сільськогосподарського виробництва в поєднанні з агрометеорологічною та агрокліматичною інформацією свідчать про сталу потребу сільського виробництва в ній (табл. 13). Сезонність сільськогосподарських робіт зумовлена циклічністю агрокліматичних ресурсів. Головними показниками є річний хід сонячної радіації та залежної від неї динаміки температури повітря і поверхні ґрунту. Загальні ознаки агрокліматичних ресурсів вміщують термін початку та закінчення, тривалість холодного, теплого, вегетаційного періодів і періоду активної вегетації. Вони визначаються тривалістю сонячного саява, інтенсивністю накопичення тепла та кількістю опадів у відповідні періоди. Кліматичні дані мають інтерес для сільського господарства лише тоді, коли поряд з ними постають відомі вимоги рослин до клімату. Тобто зрозуміло, що *для сільськогосподарської оцінки клімату необхідно встановити кількісні характеристики потреби рослин у теплі, волозі, інших кліматичних факторах, щоб порівнюючи ці характеристики з ресурсами клімату,*

встановлювати ступінь сприятливості кліматичних умов для сільськогосподарських культур в різних регіонах.

Таблиця 13

Сезонність сільськогосподарського виробництва за річним перебігом агрометеорологічних умов

Сезонні особливості		Агрометеорологічні та агрокліматичні умови, їх показники
агрофітотехнологій	розвитку рослинності	
1	2	3
Передпосівний та посівний періоди (березень – травень)		
Передпосівний обробіток, сівба ранніх та теплолюбивих культур	Відновлення вегетації Сходи і початок розвитку польових культур	Сходження снігового покриву, відтавання і прогрівання, накопичення тепла, вологості, заморозки, суховії
Період догляду просапних і технічних культур, збирання колосових (червень – серпень)		
Міжрядний обробіток, підживлювання, боротьба зі шкідниками та хворобами, збирання зернових, овочевих, ранніх плодових, сінокосіння	Активна вегетація, дозрівання ранніх зернових, плодоносіння садових і овочевих культур	Найбільше споживання сонячної радіації, тепла, вологи, найбільша чутливість до заморозків, суховіїв, перезволоження тощо

Продовження табл.13

Період сівби озимини, збирання просапних і технічних культур (вересень – жовтень)		
Завершення догляду за посівами, збирання урожаю просапних, технічних, плодових, овочевих культур, сівби озимини, післяжнивний обробіток, оранка зябу	Достигання середньо- і пізньостиглих культур, сходи озимини, пожовтіння листя дерев	Зменшення потреби у сонячній радіації, теплі, вологості, поступове завершення вегетації за переходом температури повітря через 15 °С, 10 °С, 5°С. Заморозки
Період припинення вегетації підготовки до зимівлі (листопад – грудень)		
Завершення збиральних робіт, догляд за озиминою, заготівельні роботи, закладання врожаю на зберігання	Укорінення і загартування озимини. Листопад у дерев	Зменшення кількості тепла, збільшення вологості, перехід температури повітря через °С, встановлення снігового покриву, промерзання
Період анабіозу рослин і підготовки до весняних польових робіт (січень – березень)		
Снігозатримання, руйнування льодової кірки, підготовка насіння, засобів захисту рослин, машинного парку, зберігання врожаю	Зимівля озимини і плодових дерев	Температура на глибині вузла куціння, умови зимівлі озимих і плодових, кількість опадів, вологість, відлиги

Методика оцінки клімату для цілей сільського господарства розроблялась ще у ХІХ ст. в працях А.І. Воєйкова та П.І. Броунова.

У ХХ ст. вона отримала подальший розвиток у працях таких вчених, як Г.Т. Селянинова, Ш.Колоскова, Ф.Ф.Давітая, Дж. Ацци, І.А. Гольцберга, Ю.І. Чиркова, Д.І. Шашко та ін.

В основу сільськогосподарської оцінки клімату були покладені ті фактори клімату, що є основою для життєдіяльності рослинних і тваринних організмів – це тепло та волога. Інші фактори, наприклад повітряне середовище та світловий режим, майже не лімітують ріст і розвиток рослин (за винятком полярних районів і періоду проходження рослинами світлової стадії розвитку), але посилюють або послаблюють дію основних факторів. Так, хмарність змінює прихід і спектральний склад сонячної радіації біля поверхні Землі, чим зменшує амплітуду добового ходу температури. Вітер посилює витрати ґрунтової вологи на випаровування і транспірацію тощо.

При оцінці клімату для сільськогосподарського виробництва *аналізуються*: термічні та частково світлові умови вегетаційного періоду і його окремих частин, умови зволоження (опаді, вологість ґрунту і повітря) за ті ж самі періоди, умови перезимівлі озимих і багаторічних рослин, несприятливі для сільського господарства гідрометеорологічні явища.

Поряд з вказаними характеристиками для сільськогосподарської оцінки клімату необхідно враховувати *вимоги рослин до агрометеорологічних умов*, а саме: оптимальні і критичні температури повітря та ґрунту для формування врожаю, кількість тепла (суми температур), необхідне для завершення періоду розвитку від посіву до дозрівання, кількість вологи, що забезпечує формування врожаю тощо.

При цьому методика сільськогосподарської оцінки клімату передбачає застосування не тільки середніх багаторічних значень, але й повторюваності та забезпеченості основних факторів клімату та небезпечних для сільського господарства метеорологічних явищ. Це дає змогу розраховувати забезпеченість розвитку та продуктивності рослин факторами клімату на всій території землеробства. Особливості методики демонструють істотну різницю між загальною характеристикою кліматичних умов території та оцінкою клімату для цілей сільського господарства. Для порівняння кліматичних умов різних районів в сільськогосподарських цілях їх аналоги встановлюються не за загальними кліматичними характеристиками, а за забезпеченістю тих факторів (агрометеорологічних показників), що мають найбільший вплив на

продуктивність сільськогосподарських культур. Отже, для сільськогосподарської оцінки клімату найчастіше використовують: суми активних температур і температуру найтеплішого місяця, що характеризують термічні ресурси вегетаційного періоду, показники зволоження у вигляді сум опадів, коефіцієнтів зволоження або ГТК, середній з абсолютних річних мінімумів температури повітря, дані про сніговий покрив для оцінки умов зимового періоду. Зіставляючи ці характеристики з потребою сільськогосподарських культур до тепла, вологи тощо, визначають ступінь відповідності агрокліматичних умов певної території вимогам сільськогосподарських об'єктів.

8.2. Агрокліматичне районування. Агрокліматичні показники та методи їх визначення

Агрокліматичне районування є науково обґрунтованим засобом поділу території на таксономічні одиниці (смуги, зони, області тощо) за сукупністю ознак забезпеченості потреб сільськогосподарського виробництва кліматичними ресурсами. *За просторовими обсягами* агрокліматичне районування здійснюється на рівні країни, адміністративної області, адміністративного району, окремих господарств тощо. *За змістом і метою* агрокліматичне районування висвітлює ступінь сприятливості клімату визначеної місцевості сільському господарству в цілому, його окремим галузям, напрямам виробництва сільськогосподарської продукції іншим об'єктам.

Загальне районування визначає розподіл на території за весь вегетаційний цикл або за окремі частини його основних кліматологічних характеристик, що відображають ступінь їх впливу на сільськогосподарське виробництво. Районування проводиться за допомогою кліматологічних та агрокліматичних показників: суми температур, кількості опадів, коефіцієнтів атмосферного зволоження, фотосинтетичної активної радіації тощо. *Спеціалізоване агрокліматичне районування* враховує особливості певних галузей, ланок систем землеробства, технології вирощування сільськогосподарських культур, меліоративних заходів. *Об'єктове агрокліматичне районування* детальне та спеціалізоване щодо певного об'єкта, враховує особливості росту і розвитку, потреби сільськогосподарських культур залежно від агрокліматичних умов і технологій, збитковість несприятливих явищ та ін. Воно вміщує фенологічні ознаки, тривалість вегетації культури, особливості її

теплозабезпечення, вплив несприятливих явищ на продуктивність і врожайність тощо.

Результатом агрокліматичного районування є складення агрокліматичних карт різного масштабу та різних територій – від світових до окремих адміністративних районів і господарств.

Зміст агрокліматичних карт являє собою картографічне виділення різних таксономічних агрокліматичних одиниць (пояси, провінції, зони, області, райони, підрайони, господарства тощо). Агрокліматичне районування дає наукове обґрунтування розміщення сучасних сортів сільськогосподарських культур і порід сільськогосподарських тварин, а також систем землекористування в різних кліматичних зонах і базується на диференційованій оцінці значення факторів клімату для життя сільськогосподарських об'єктів та законів незамінності факторів, що визначають їх життєдіяльність.

Сучасна агрокліматична зональність. Запропоновані Всесвітньою метеорологічною організацією стандартні кліматологічні періоди викликали необхідність визначити особливості агрокліматичного поділу територій України за останній період. Виконане в УкрНДГМІ агрокліматичне районування України за ГТК Г.Т.Селянинова, з урахуванням суворості зими, за даними 1961 – 1990 рр., порівняно з агрокліматичним районуванням 1891 – 1935 рр., характеризується деякими відмінностями (рис. 21). За даними 1961 – 1990 рр., виділення агрокліматичних зон в основному збігається з рисами попереднього районування (1891 – 1935 рр.).

Зони достатнього і надмірного зволоження ($ГТК \geq 1,3 - 2,0$) охоплюють Західне та Центральне Полісся, Західний Лісостеп і значну частину Центрального Лісостепу і Закарпатську низовину.

Зона надмірного зволоження ($ГТК = 1,6 - 2,0$), яка охоплює частину Львівської, Івано-Франківської та Чернівецької областей, а також Тернопільську та Хмельницьку.

До зони недостатнього зволоження ($ГТК = 1,0 - 1,3$) віднесено Східне Полісся, південну та придніпровську частини Центрального Лісостепу, значну частину Східного Лісостепу та північно-західні райони Степу.

Посушлива зона ($ГТК = 0,7 - 1,0$) охоплює південно-західну частину степу, а на схід від 33° сх.д. – південні райони Східного Лісостепу та Північний Степ.

Дуже посушлива зона ($ГТК = 0,5 - 0,7$) займає узбережжя морів, частково Північний Степ, північно-західну частину Криму та відокремлену частину, що утворилася північніше Кримських гір.

Кількісно виражені зв'язки між факторами клімату і характеристиками росту, розвитку, стану, продуктивності та зимостійкості рослин називаються *агрокліматичними показниками*.

Основні агрокліматичні показники потреби рослин у теплі наведені нижче.

– *Середні добові* температури – це середнє арифметичне з температур в усі терміни спостережень; *середні декадні* – середнє арифметичне з середньодобових температур за декаду; *середні місячні* – середнє арифметичне з середньодобових (або середньодекадних) температур за місяць.

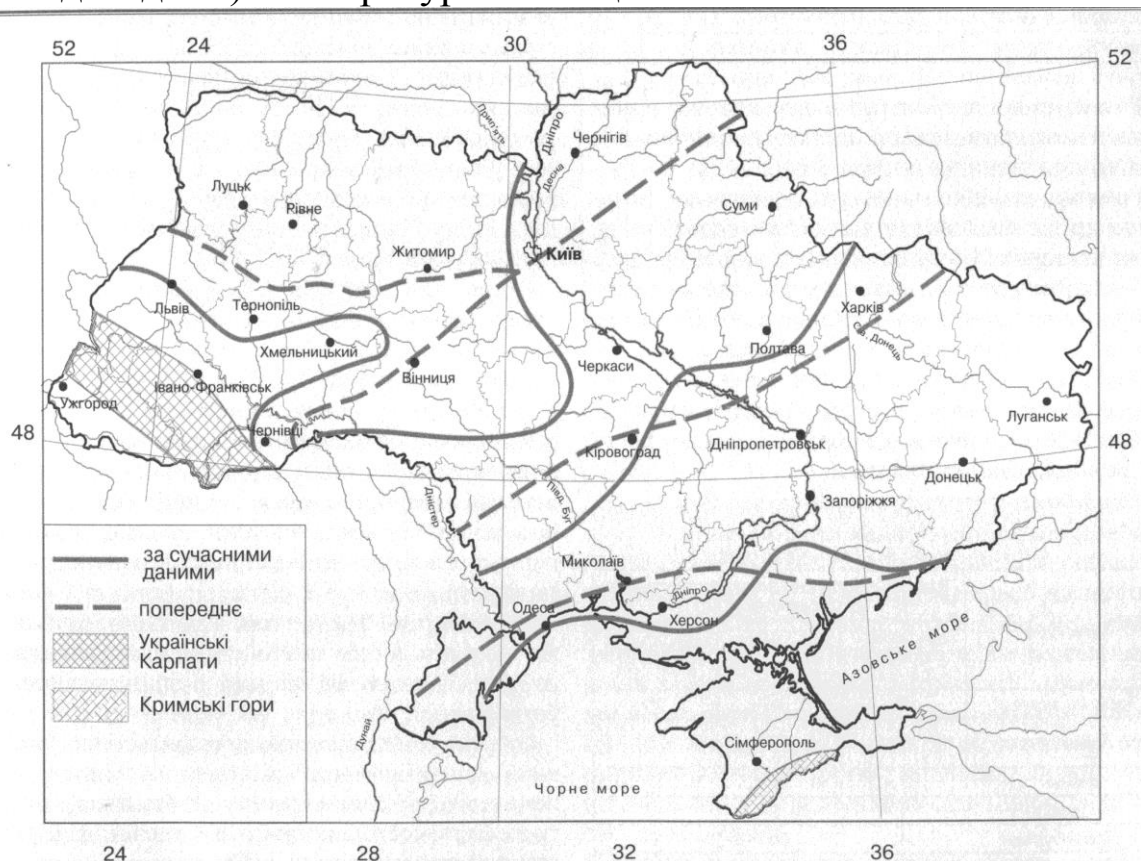


Рис. 21. Агрокліматичне районування

– *Екстремальні температури*: мінімальні (особливо важливі для характеристики зимового періоду); максимальні (взимку показують частоту й інтенсивність відлиг, а влітку характеризують дні, коли живі організми пригнічені жарою); амплітуди добового та річного ходу (характеризують ступінь континентальності клімату).

– *Суми температур* умовно характеризують кількість тепла в даній

місцевості за певний період, а також сумарну потребу живих організмів у теплі. До них належать: суми активних температур – це суми середніх добових температур вище 10°C (або біологічного мінімуму, що встановлений для певного періоду розвитку рослин); суми ефективних температур – це суми середніх добових температур повітря, зменшених на біологічний мінімум.

Для характеристики режиму зволоження в агрометеорології найчастіше використовують такі показники: коефіцієнт зволоження Д.І.Шашко. $K_{\text{ш}}$ – це відношення річної кількості опадів (ΣR), у міліметрах до суми дефіцитів насичення (Σd), у гектопаскалях за певний період:

$$K_{\text{ш}} = \frac{\Sigma R}{\Sigma d}, \quad (8.2.1)$$

Якщо $K_{\text{ш}} < 0,20$ – дуже сильна посуха; $K_{\text{ш}}$ від 0,20 до 0,33 – сильна посуха; $K_{\text{ш}}$ від 0,33 до 0,47 – середня посуха.

Гідротермічний коефіцієнт Селянинова (ГТК) – це відношення кількості опадів (ΣR), мм, за період з температурою вище 10°C до суми температур (Σt) за той же час, що зменшена у 10 разів:

$$\text{ГТК} = \frac{\Sigma R}{0,1 \Sigma t}. \quad (8.2.2)$$

Якщо ГТК $< 0,4$ – дуже сильна посуха, ГТК від 0,4 до 0,5 – сильна посуха, ГТК від 0,5 до 0,6 – середня посуха; ГТК від 0,7 до 0,9 – слабка посуха; ГТК від 1,0 до 1,5 – достатньо волого; ГТК $> 1,5$ – надмірно волого.

8.3. Агрокліматичні ресурси України та шляхи їх раціонального використання. Класифікація рослин за їх вимогою до кліматичних умов

Потенціал агрокліматичних ресурсів України вміщує ступінь їх сприятливості щодо сільськогосподарських об'єктів.

Він визначає спеціалізацію та зумовлює межі інтенсифікації сільськогосподарського виробництва.

Оцінка термічних і світлових ресурсів клімату. Термічні ресурси певної місцевості оцінюють з використанням наступних показників.

Суми температур кліматичних (вказують на загальні ресурси тепла території) і біологічних (виражають потребу рослин до тепла). Їх порівняння вказують на можливість вирощування певної культури на території України. Потреба в теплі сільськогосподарських культур різних груп стиглості за вегетаційний цикл для лісостепу наведена в (табл.14).

Таблиця 14

**Потреба в теплі сільськогосподарських культур
різних груп стиглості за вегетаційний цикл
Лісостеп**

Культура	Біологічний мінімум температур $^{\circ}\text{C}$		Біологічна сума температур для різних груп стиглості, $^{\circ}\text{C}$		
	початк у росту	дозрівання	рання	середня	пізня
1	2	3	4	5	6
Зернові					
Озима пшениця*	5	10	1525	1575	1625
Озиме жито*	5	10	1450	1500	1550
Яра пшениця*	5	12	1500	1700	1800
Ячмінь*	5	10	1350	1425	1525
Овес*	5	10	1350	1550	1650
Гречка*	7	10	1200	1300	1400
Просо*	10	10	1500	1600	1800
Кукурудза	10	10	2200	2500	2700
Рис*	15	15	2500	2760	3260
Бобові					
Горох	5	10	1300	1430	1580
Квасоля	12	12	1500	1700	1900
Соя	10	10	2300	2500	3000
Сочевиця	5	10	1460	1580	
Люпин	6	12	1460	1760	2150

Просапні

1	2	3	4	5	6
Цукрові буряки			1450		
Картопля			1400		
Соняшник	8	10		1970	2300

Технічні

Льон - довгунець	7	10	1430	1530	
Коноплі	3	10		1800	2560

Овочеві

Огірки			1200	1300	1450
Томати			1500	1600	1750
Капуста			1400	1500	1650
Буряки столові			1500	1600	1750
Морква			1500	1600	1750
Ріпа			1000		

*Показники наведені для періоду сівба – воскова стиглість.

Середня температура найтеплішого місяця (липня) часто визначає сільськогосподарські можливості району, набір культур, якість продукції. Тривалість періоду без заморозків порівнюють з тривалістю вегетаційного періоду культури. Для оцінки світлових ресурсів необхідно враховувати наступні показники. Тривалість світлового дня як показник тривалості освітлення і фотосинтетичної діяльності. Північні райони (на північній межі землеробства) характеризуються довгим світловим днем (20 – 22 год). Але вегетаційний період короткий, становить 60 і менше днів. За рахунок тривалого світлового дня ці райони за короткий період вегетації отримують велику кількість ФАР. Тому при розрахунках біологічної суми температур для великої кількості культур вводять поправки на тривалість денної освітленості (на широту).

Тривалість сонячного саява. Важливий показник для оцінки умов, які визначають якість продукції (вміст цукру) більшості культур.

Таблиця 15

**Теплопотреба польових культур у передпосівний період
і вегетаційний цикл**

Польова культура	Оптимальна температура, °С											
	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	I
Озима пшениця	2,2	8,6	13,4	17,0	22,0	17,5	14,8	10,7	5,0	-2,0	-4,5	-2,6
Озиме жито	0	9,6	14,0	18,0	20,0	17,2	13,8	9,6	2,0	-3,4	-6,0	-5,5
Ярий ячмінь	2,5	6,4	13,0	18,0	19,0					0,7	-3,0	-0,6
Овес	3,0	9,0	15,0	16,0	22,0					-1,4	-2,7	-1,0
Кукурудза середньостигла	3,3	8,6	13,5	16,8	18,7	18,0	12,0			-2,0	-3,7	-1,6
Просо	4,5	8,4	14,0	18,0	20,0	19,0				-1,7	-1,5	-1,2
Гречка	0	9,0	15,5	17,0	18,6	18,0						
Горох	3,9	8,0	12,3	17,4	16,0					-2,5	-2,6	0,3
Соняшник	3,2	9,0	14,5	19,4	22,0	21,0				-1,0	-1,8	-0,3
Цукрові буряки	3,0	8,0	14,0	18,0	19,0	16,6	14,0					
Картопля середньостигла			15,5	17,5	17,5	17,5	12,5					
Люпин	1,0	10,0	13,0	16,0	18,0					-4,0	-6,0	-3,5
Однорічні трави	5,0	10,0	14,0	17,0	19,0							
Багаторічні трави Люцерна	4,5	9,0	13,0	16,0	18,0	17,0	13,0	8,05	5,6	3,5	2,3	2,0
Природні сіножаті Лісостепові	1,0	6,0	14,5	19,0	20,5	18,8	15,0	8,0	4,0	0,8	-1,3	-1,8

Але однакові за обсягом агрокліматичні ресурси у вегетаційний період або в період активної вегетації можуть зумовлювати різний рівень продуктивності, що залежить від динаміки цих показників і потреби об'єктів сільськогосподарського виробництва. *Забезпечення*

певних величин сум тепла в даній місцевості. В кліматології під *забезпеченістю* P розуміють частоту появи значень метеорологічної величини, що перевищує заздалегідь задане значення. Вважається достатньо високою забезпеченість культури теплом на 80 – 90% при вирощуванні її в інших кліматичних умовах ризик недоотримання оптимальної кількості тепла невеликий (10 – 20 %).

При забезпеченості культури теплом на 50 – 70% вирощування її можливе, але необхідно застосовувати додаткові заходи для збільшення теплозабезпеченості (використання південних схилів, висадження розсади ранньостиглих сортів тощо). Якщо забезпеченість культури теплом менше 50%, то вирощування її в даному регіоні не має сенсу. Теплопотреба польових культур у передпосівний період і вегетаційний цикл наведена у табл. 15.

Оцінка зволоження клімату. Зволоження клімату визначається кількістю опадів і температурним режимом, від якого залежать витрати вологи на випаровування. Тому оцінка ресурсів вологи достатньо складна, оскільки необхідно враховувати особливості такої складної системи, як ґрунт. Умови зволоження оцінюються наступними *показниками*. *Суми опадів за рік*. Середня багаторічна кількість опадів в даному районі дає уявлення про 50% забезпеченість цієї території опадами вище або нижче даної величини. Наприклад, річна кількість опадів 560 мм в Харкові з 50% забезпеченістю. Останні роки будуть або дуже вологими, або занадто сухими. *Внутрішньорічний розподіл опадів*, в тому числі визначають частку опадів від річної суми, що припадає на вегетаційний період або період активної вегетації. Наприклад, в мусонному типові клімату 70 – 80% річної суми припадає на три (червень – серпень) літні місяці. В субтропічному типі клімату (Південний берег Криму) більша частина опадів припадає на зимовий період, а літо сухе. Більшість областей України мають розподіл опадів з літнім максимумом. Літні опади – переважно зливові, а вони не завжди сприятливі. Показники водопотреби польових культур у вигляді біологічних оптимумів опадів за природними зонами наведені у табл.16. *Різні емпіричні коефіцієнти* (М.І.Будико, Н.Н.Іванова, Г.Т.Селянинова, Д.І.Шашко тощо). В їх основу закладено положення, згідно з яким ступінь зволоження території прямо залежить від кількості опадів і зворотно – від випаровуваності. Випаровуваність розраховують за даними температури, дефіциту вологості повітря тощо.

Водопотреба (мм) польових культур за природними зонами

Польова культура	Вегетаційний цикл	Біологічний оптимум опадів, мм	Загальна потреба польових культур за рік, мм				
			Полісся, Лісостеп зх	Полісся центр, сх	Лісостеп центр, сх	Степ пн	Степ пд
1	2	3	4	5	6	7	8
Озима пшениця	Вересень-липень	550 - 750	635	630	625	613	605
Озиме жито	Вересень-липень	500 - 700	585	580	575	563	555
Ярий ячмінь	Березень-липень	250 - 390	450	420	420	415	410
Овес	Березень-липень	280 - 400	480	450	450	445	440
Кукурудза середньостигла	Квітень-вересень	280 - 480	390	365	370	370	350
Просо	Квітень-серпень	280 - 500	435	410	415	415	385
Гречка	Травень-серпень	270 - 470	485	455	460	455	465
Горох	Червень-липень	270 - 470	510	480	480	470	455
Соняшник	Квітень-серпень	220 - 340	380	350	355	355	325
Цукрові буряки	Березень-вересень	400 - 720	470	450	450	455	470
Картопля	Травень-вересень	300 - 570	470	445	445	440	440

Продовження табл.16

1	2	3	4	5	6	7	8
Люпин	Квітень-липень	165 - 300	405	370	375	365	350
Однорічні трави	Квітень-липень	120 - 220	360	325	330	320	305
Багаторічні трави	Квітень-липень	520 - 700	530	520	520	590	590
Природні сіножаті	Березень-лютий	475	475	475	475	480	480

Запаси продуктивної вологи в ґрунті визначають весною для метрового шару ґрунту (погані, низькі запаси – 80 – 100 мм; достатні, оптимальні – 160 – 180 мм), а також повторюваність років з різними запасами вологи.

Кліматична оцінка умов зимівлі. У зимовий період можуть виникати різні небезпечні явища, що суттєво впливає на озимі та деревні рослини: потужний сніговий покрив, що сприяє випріванню; сильний мороз, що може привести до вимерзання рослин; тривалий застій талих вод і, як наслідок, вимокання; льодова кірка та ожеледь, що спричиняє механічні пошкодження рослин і може привести до порушення газообміну.

Для оцінки цих явищ в агрометеорології використовують показники: *середній із абсолютних річних мінімумів температури повітря або ґрунту, повторюваність температури*.

Висота і тривалість залягання снігового покриву: сніговий покрив, висота якого менша 10 см, створює умови для вимерзання, а якщо більша 30 см – для випрівання; *глибина промерзання ґрунту*.

Коливання температури від значних морозів до відлиг, що характерні для більшості районів України, створюють умови для виникнення льодової кірки на полях з озимими культурами. Негативний вплив льодової кірки на рослини визначається станом озимих культур на кінець осінньої вегетації, товщиною льодової кірки і тривалістю її наявності на полях. Наприклад, у складних

умовах зими 2009 – 2010 рр. на Харківщині озимі посіви під льодовою кіркою середньою товщиною 15 – 23 мм були майже 70 днів, тоді як критичний період триває 40 днів.

8.4. Поняття про мікроклімат, фітоклімат, клімат ґрунту, їх формування. Заходи з поліпшення мікроклімату та сільськогосподарських угідь

Для характеристики кліматичних умов окремих територій застосовують поняття мікроклімат. Клімат, що виникає в приземному шарі повітря під впливом процесів, що відбуваються в атмосфері, і зумовлений неоднорідністю підстильної поверхні, створює *мікроклімат* даної території.

Основою формування мікроклімату є головним чином *характер підстильної поверхні* – насамперед рельєф місцевості, шорсткість місць з їх специфічним альбедо та підвищеним рівнем забруднення повітря, водойми, річки, сади, лісозахисні смуги, сільськогосподарські угіддя великої площі, райони зрошуваного землеробства тощо. Мікрокліматичні процеси, що відбуваються в умовах різних природних та антропогенно змінених ландшафтів, перебувають у стійкій взаємодії. Географічне положення та зміна погодних умов в окремі сезони року обумовлюють мікрокліматичні контрасти метеорологічних величин. Їх зміна простежується як по горизонталі, так і по вертикалі. Характерною особливістю мікроклімату є його динамічність і мінливість в добовому та річному ході, широкий діапазон зміни його кількісних показників на незначній відстані.

Найвищих значень мікрокліматичні контрасти досягають в ясну безвітряну погоду, коли вдень виникає значна різниця між складовими радіаційного і теплого балансу неоднорідних підстильних поверхонь. Вночі контрасти формуються внаслідок відмінності радіаційного випромінювання та стікання холодного повітря. Значну роль відіграє рельєф місцевості. Мікроклімат місцевості взаємодіє з кліматом навколишнього середовища. Саме під впливом сонячної радіації по-різному нагріваються окремі ділянки земної поверхні. Південні схили нагріваються більше за північні. Волога поверхня нагрівається повільніше за суху, з рослинністю повільніше, ніж без рослинності, темні ґрунти швидше за світлі. Науково доведено, що зміна кліматичних показників за наявності

мікрокліматичної неоднорідності на близькій відстані може бути сильнішою порівняно з переходом з однієї кліматичної зони в іншу.

В науковій літературі для характеристики кліматичних умов окремих територій – від Землі до невеликих ділянок – застосовують поняття, крім *мікроклімат*, *макроклімат* (клімат земної кулі, материків, океанів, природних зон), *мезоклімат*, *наноклімат*. Поняття «мезоклімат» використовується як проміжна одиниця між макрокліматом і мікрокліматом. Для цього вченими запропоновані критерії розподілу мезо- і мікроклімату. За цими критеріями мезокліматичні особливості формуються під дією як макромасштабних, так і мезомасштабних неоднорідностей. До них можуть бути віднесені: пагорбний рельєф, річки, озера, великі міста тощо. Багато відомих вчених (О.А. Дроздов, І.А. Гольцберг та ін.) вважають за доцільне користуватися тільки терміном «мікроклімат» у зв'язку з труднощами розмежування масштабів мезо- і мікроклімату.

Звичайна мережа метеорологічних станцій, як правило, не може виявити мікрокліматичні особливості. Для їх вивчення необхідно організувати спеціальні спостереження в найхарактерніших місцеположеннях. Мікрокліматичні спостереження виконуються при різних типах погоди: в ясну і тиху погоду (хмарність 0 – 2 бали, швидкість вітру 0 – 2 м/с); в ясну і вітряну погоду (0 – 2 бали, вітер ≥ 3 м/с); при мінливій хмарності (3 – 7 балів) та без вітру; з вітром; хмарно, вітер (8 – 10 балів, 3 м/с і більше). Програмою спостережень передбачено виконання градієнтних вимірювань (температури, вологості та вітру на різних рівнях), а також теплобалансових і актинометричних спостережень.

Фітоклімат – це мікроклімат, що формується серед рослинності, яка визначає його особливості. У лісі, наприклад, взимку тепліше, ніж на полі, освітленість завжди менше. Влітку в посівах розвинених високостеблових культур (кукурудза, соняшник, бавовник) температура ґрунту на $15^{\circ} - 20^{\circ}\text{C}$ нижча, ніж на відкритих ділянках.

Мікроклімат і фітоклімат вивчають шляхом порівняння спостережень за метеорологічними елементами на станції та в різних точках території за формами рельєфу та під різною рослинністю. Вимірюють температуру повітря на поверхні ґрунту, вологість повітря, напрямок і швидкість вітру, інтенсивність і баланс сонячної радіації над посівами та в них. Для цього використовуються

переносні метеорологічні прилади. За результатами спостережень складаються карти мікроклімату для господарств, що дозволяє раціонально використовувати кліматичні ресурси в сільськогосподарському виробництві.

Шляхом поліпшення мікроклімату сільськогосподарських угідь можна підвищити урожайність культур. Для холодних північних і надлишково зволжених районів основним прийомом є видалення надлишку вологи в ґрунті та вибір найбільш прогрітих ділянок рельєфу. Для південних областей найбільш важливим є створення запасів води в ґрунтах шляхом снігозатримання та зрошення, а також зниження інтенсивності випаровування ґрунтом і рослинами, для чого створюються лісові смуги. Лісові смуги зменшують швидкість повітряного потоку та його турбулентність в приґрунтовому шарі на відстані 15 – 20 висот дерев. Тому найбільш ефективні лісові смуги висотою близько 20 м із чергуванням через кожні 500 м.

Верхня межа лісового намету створює кліматичну граничну поверхню, нижче якої формуються особливі фітокліматичні умови. Трансформуюча дія лісової рослинності на кліматичні показники змінюється залежно від типу лісу. Тому кожен тип лісу має свій фітоклімат. В межах одного типу лісу фітоклімат може змінюватись у зв'язку з віком деревостану. Таким чином, фітокліматичні особливості будь-якого рослинного угруповання характеризують внутрішнє середовище, яке необхідно враховувати при оцінці та аналізі лісорослинних умов.

Полезахисні лісосмуги створені з метою поліпшення мікроклімату сільськогосподарських полів. Лісосмуги змінюють структуру та швидкість вітру, сприяють зменшенню видування ґрунтів. Лісосмуги впливають на процеси снігонакопичення, на розподіл снігу на площі поля. Вони покращують водний і термічний режими ґрунтів.

Лісосмуги впливають на вітровий режим. Дія вітрів залежить від конструкції насаджень, розмірів міжсмугового поля, швидкості та напрямку вітрів. Зменшують швидкість вітру щільні, непродувні лісосмуги на 10 – 15% від швидкості його на відкритому полі на відстань двократної висоти насадження. Продувні лісосмуги (їх називають ажурними) зменшують швидкість вітру на 40 – 50% в зоні, яка дорівнює трьом – п'яти висотам насадження. Крім того, лісосмуги зменшують випаровуваність із захищених полів. З іншого боку, сумарне випаровування більше порівняно з відкритим степом через

збільшення вологості ґрунту на міжсмугових полях. Так, влітку лісосмуги зменшують температуру ґрунту на відстань, що дорівнює двом – чотирьом їх висотам. Так, на глибині 10 – 15 см це зниження дорівнює $2^0 - 3^0\text{C}$ порівняно з температурою незахищеного поля. Під час суховію на захищених полях через збільшення витрат тепла на сумарне випаровування температура повітря зменшується на $1,5^0 - 2,0^0\text{C}$. Крім того, зменшується дефіцит вологості, що разом зі зниженням швидкості вітру істотно зменшує напруженість суховійних явищ.

Вплив рубок на мікроклімат. Після здійснення суцільних рубок різко змінюється мікроклімат: значно збільшується надходження сонячної радіації, інтенсивніше випромінюється енергія землею, настають різкі коливання температури повітря та ґрунту, збільшується надходження атмосферних опадів. У такому випадку мікроклімат наближається до умов відкритої місцевості. Мікрокліматичні відмінності бувають мінливими на різних краях зрубів. Вони залежать від розміру суцільних зрубів і від хмарності. Найбільші зміни температури спостерігаються на південних і південно-західних краях зрубів. Там в денні години температура повітря вища, а ввечері нижча, ніж у відкритому просторі. В період вегетації максимальні температури повітря на зрубках на $3^0 - 4^0\text{C}$ вищі, а мінімальні на $2,0^0 - 3,5^0\text{C}$ нижчі порівняно з лісом. Крім того, на суцільних зрубках зростає небезпечність виникнення заморозків. За умов суцільної хмарності послабляються нагрівання та охолодження діяльної поверхні на зрубках, а також добові коливання температури та зменшуються вертикальні градієнти температури. В умовах інтенсивного радіаційного вихолодження поверхні вночі на зрубках частіше з'являється роса, що впливає на температуру ґрунту.

Проведені синхронні метеорологічні спостереження в двох пунктах (“Ліс” – під кронами сосни віком 55 років і “Галявина”- на узліссі, в 50 м на захід від краю соснового лісу), які виконуються впродовж 50 років в навчальному містгоспі “Скрипай” Харківського національного аграрного університету імені В.В.Докучаєва, дають змогу дослідити основні риси фітоклімату соснових насаджень. Виявлені фітокліматичні закономірності в соснових насадженнях вказують на понижену тепло- і вологозабезпеченість їх внутрішнього середовища.

8.5. Моделювання клімату у фітотронах

Фітотрон (з грецької *рослина та місцеперебування*) – це споруда, в якій моделюють кліматичні умови. Використовують у науковій роботі для вивчення реагування рослин на зміну умов середовища, прискореного розмноження селекційного матеріалу та створення посухостійких, зимостійких форм рослин. Фітотрон використовується для вирощування рослин в регульованих штучних умовах. Простий фітотрон – так звана вегетаційна шафа – є невеликою камерою, в якій догляд і спостереження за рослинами здійснюються через спеціальний люк в бічній стінці. Фітотрон може бути представлений вегетаційною камерою, що є невеликою кімнатою, обладнаною стелажми, в яку може входити людина (для догляду за рослинами). Найбільш досконалий фітотрон, так звана станція штучного клімату, – це комплекс стаціонарних камер, розміщених в окремій будівлі, що дає змогу імітувати різний клімат. У сучасних фітотронах зазвичай підтримується температура повітря та ґрунту, відносна вологість повітря, інтенсивність радіації (освітлення). Як джерела випромінювання застосовуються потужні лампи розжарювання, ксенонові, ртутні та люмінесцентні лампи. Регулювання зводиться до підтримки постійного режиму (температури та вологості повітря, опроміненості), або різного в «денні» і «нічні» години. Вперше фітотрон був створений в 1949р. у США (Каліфорнія) Ф. Вентом. Перша станція штучного клімату була побудована в інституті фізіології рослин К. А. Тімірязева АН СРСР в Москві (1949 – 1957 рр.). Пізніше аналогічний фітотрон був споруджений при біологічному факультеті в Московському державному університеті імені М.В. Ломоносова. З 1969р. фітотрон діє при Сибірському інституті біохімії та фізіології рослин. Він використовується, в основному, для вивчення впливу чинників зовнішнього середовища на рослинні організми, що має велике значення в селекції для характеристики гібридів і сортів, створених селекціонерами.

Експериментальний комплекс – фітотрон будується в Харкові. Це буде найбільша в країні дослідна станція, де можна буде створювати для рослин найрізноманітніші погодні умови. В Україні фітотрон є у Селекційно-генетичному науково-дослідному інституті (м. Одеса), Миронівському науково-дослідному інституті селекції і насінництва пшениці.

8.6. Вплив клімату на поширення шкідників і хвороб сільськогосподарських культур

Для кожного різновиду шкідливих комах і збудників хвороб рослин існують *оптимальні та критичні значення температури та вологості*, що визначають швидкість розвитку, число генерацій, ступінь шкідливості. Так, у саранчі період розвитку від стадії личинки до дорослої комах при температурі повітря $22^{\circ} - 27^{\circ}\text{C}$ триває близько 50 днів, при температурі $32^{\circ} - 39^{\circ}\text{C}$ – до 20 днів. Гусениця лугового метелика (пошкоджує цукровий буряк, соняшник, баштанні культури) при 15°C розвивається 29 днів, при 32°C – 6 днів. Брак тепла затримує або навіть припиняє розвиток комах. Так, гусениця лугового метелика при температурі нижче 17°C не перетворюється в куколку.

Залежність швидкості розвитку комах від температури середовища виражається рівнянням:

$$n = \frac{C}{T-t}, \quad (8.6.1)$$

де n – тривалість періоду в днях;

C – сума ефективних температур, яка необхідна комасі для розвитку;

T – середня добова температура періоду розвитку;

t – температура нижньої межі розвитку комах.

Для багатьох шкідливих комах встановлені чисельні значення C і t . Наприклад, для капустяної молі $C = 180^{\circ}\text{C}$, $t = 14^{\circ}\text{C}$, для яблуневої плодожерки $C = 725^{\circ}\text{C}$, $t = 9^{\circ}\text{C}$.

Масове розмноження шведської мухи (один з основних шкідників злаків) виникає при температурі повітря $18^{\circ} - 30^{\circ}\text{C}$ і відносній вологості повітря не нижче 60%. Тому прохолодний клімат обмежує її просування на північ, на південь – висока температура і сухість повітря. Зимують личинки шведської мухи всередині рослин (озимих, трав). В районах із суворою зимою та невисоким сніговим покривом вони не перезимовують. *Вітер* сприяє переносу шкідників і спор. Більшість шкідників розповсюджується за допомогою вітру (саранча, колорадський жук та ін.).

Хвороби рослин тісно пов'язані з *кліматичними умовами*. Так небезпечна хвороба картоплі й томатів – фітофтора широко

розповсюджена в районах з вологим кліматом. В зону високої ймовірності появи фітофтори (більше 75%) входять всі країни Прибалтики, західні райони Білорусі та України, Сахалін, південь Камчатки, південні райони Приморського та Хабаровського країв.

Спориння, що уражує злаки, розвивається при високій вологості повітря перед цвітінням і в період цвітіння злаків. Найбільше розповсюдження ця хвороба має в зоні достатнього та надлишкового зволоження.

Агрокліматичні характеристики розроблені для багатьох шкідників сільськогосподарських культур. Вони використовуються при плануванні та обґрунтуванні заходів захисту рослин.

Сучасна система захисту сільськогосподарських культур від шкідників, хвороб і бур'янів є досить складним технологічним процесом і здійснюється послідовним комплексом спеціальних заходів. Прийоми захисту сільськогосподарських культур є невід'ємною складовою частиною загальної системи агрокультурних заходів при вирощуванні тієї чи іншої культури.

Сучасні способи та засоби захисту рослин поділяються на селекційно-генетичні, агротехнічні, біологічні, фізико-механічні, хімічні та ін. Їх проводять у певній послідовності. Така система дає можливість вести ефективну боротьбу із шкідливими організмами, зменшити шкоду від них і цим самим забезпечити значне збереження врожаю та поліпшення його якості.

Серед агротехнічних прийомів істотне значення мають: всебічно обґрунтована, екологічно правильна організація земельної території господарства (землевпорядкування); освоєння сівозмін з правильним чергуванням культур; добір сортів і гібридів з урахуванням їх стійкості, конкурентоспроможності й толерантності щодо шкідливих організмів та інших несприятливих факторів; оптимізація систем обробітку ґрунту і внесення добрив.

8.7. Складання агрокліматичної характеристики території господарства

Для оцінки кліматичних ресурсів території, умов росту й розвитку рослин потрібні багаторічні дані головних метеорологічних величин для відповідної території, дані фенологічних спостережень і довідковий матеріал про сприятливість кліматичних умов щодо

росту, розвитку рослин та ведення сільськогосподарського виробництва.

Кліматична характеристика господарства дається на основі кліматичних довідників для відповідної зони. Кліматичну характеристику території проводять за довідковими та фактичними (за даними метеорологічних станцій) матеріалами. Послідовно надається фізико-географічна характеристика, опис клімату за сезонами, агрокліматичний опис вегетаційного періоду, дається характеристика несприятливим гідрометеорологічним явищам, їх шкодочинності та методам боротьби з ними.

Фізико-географічна характеристика господарства – вказують широту і довготу місцевості, характер підстильної поверхні: рельєф, висота над рівнем моря, ґрунтовий покрив, розчленованість місцевості річками, наявність озер, лісових масивів, лісосмуг тощо.

Опис клімату за сезонами починають з визначення початку та кінця сезону, потім дають характеристику термічних умов, умов зволоження, несприятливих явищ погоди.

Критерії виділення сезонів. Початок та кінець сезонів визначається з дат переходу середньодобової температури повітря через певні межі 0° , 5° , 10° , 15°C з урахуванням дат установлення та сходу стійкого снігового покриву, дат початку та кінця заморозків.

Зима починається за умов зниження температури повітря від 0°C й утворення стійкого снігового покриву, закінчується, відповідно, з підвищенням температури за 0°C і руйнуванням стійкого снігового покриву.

Весна починається від підвищення температури повітря зверх 0°C і руйнування снігового покриву до дати переходу середньодобової температури через $+15^{\circ}\text{C}$ і середньої дати закінчення приморозків. Для сільськогосподарського виробництва важливо знати дату переходу середньодобової температури повітря через $+5^{\circ}\text{C}$, дата визначає відновлення вегетаційного періоду озимих культур і початок польових робіт.

Літо встановлюється з переходом середньодобових температур через $+15^{\circ}\text{C}$ (оптимальна для росту і розвитку рослин).

Осінь настає від дати переходу середньодобової температури повітря через 10°C в сторону зниження до дати переходу середньодобової температури через 0°C .

Агрокліматичний опис вегетаційного періоду. Для сільськогосподарського виробництва дуже важливим є період із

середньодобовими температурами від $+5^{\circ}\text{C}$ до $+15^{\circ}\text{C}$ весною (період відновлення вегетації озимих і багаторічних рослин та весняно-польових робіт) та від $+15^{\circ}\text{C}$ до $+10^{\circ}\text{C}$ восени (період закінчення вегетації багатьох сільськогосподарських культур та посіву озимих). Чим коротші ці періоди, тим вища напруженість польових робіт.

Вказується тривалість безморозного періоду (перехід через 0°C), основного вегетаційного періоду (перехід через $+5^{\circ}\text{C}$), період активної вегетації (перехід через $+10^{\circ}\text{C}$), сума ФАР за цей період, дається характеристика термічних умов (суми активних температур, кліматичних і біологічних температур і їх відповідність вимогам рослин) та умов зволоження (кількість атмосферних опадів і їх розподіл в часі, запаси продуктивної вологи в ґрунті, різні коефіцієнти, що характеризують умови зволоження (Селянинова, Шашко, Іванова та ін.). Ця характеристика потрібна для аналізу агрометеорологічних умов в період вегетації рослин певного року. Краще проводити порівняння з середньобагаторічними даними, використовуючи графіки динаміки метеорологічних величин. Спочатку оцінюють основні показники в цілому за вегетацію, а потім детальніше аналізують окремі періоди: весняний, літній, осінній.

У весняний період важливими є показники тривалості періоду від переходу середньодобової температури через $+5^{\circ}\text{C}$ до 15°C , температурних умов ґрунту, кількості атмосферних опадів, запасів продуктивної вологи в ґрунті, наявності весняних приморозків. Ці фактори впливають на строки та норми посіву різних культур, глибину посіву, доцільність мінерального підживлення, прийоми обробітку ґрунту тощо.

В літній період, крім середніх температур, кількості опадів і запасів продуктивної вологи, важливе значення мають екстремальні температури (високі та низькі), характер випадання опадів в часі, запаси продуктивної вологи і наявність суховіїв, засушливих періодів і їх тривалість.

В осінній період важливо проаналізувати умови для посіву озимих і підготовки рослин до перезимівлі: тривалість періоду від $+5^{\circ}$ до $+15^{\circ}\text{C}$, температурні умови та умови зволоження ґрунту, умови для проведення польових робіт і внесення мінеральних добрив.

В цілому аналіз вегетаційного періоду повинен відображати оцінку ступеня сприятливості агрометеорологічних умов конкретного року для різних сільськогосподарських культур (озимих, ранніх і

пізніх ярих) і рекомендації щодо застосування агротехнічних заходів для оптимізації метеорологічних факторів.

8.8. Методи опрацювання та напрями використання агрокліматичної авіації для забезпечення потреб сільськогосподарського виробництва.

Оцінювання агрометеорологічних умов щодо розвитку та продуктивності сільськогосподарських культур.

Агрокліматичні аналоги

Для забезпечення потреб сільськогосподарського виробництва широко застосовується авіація. Станом на 01.01.2000 р. в Україні було зареєстровано 93 авіаційних підприємства та авіаційні компанії різних форм власності (43 державних і 50 недержавних), з них 26 (14 державних і 12 недержавних) надавали послуги підприємствам. У їх розпорядженні було 720 повітряних суден (380 літаків АН – 2, 280 гвинтокрилів Мі – 2 і 60 гвинтокрилів Ка – 26, з них льотну придатність мали 135 літаків АН – 2 і гвинтокрилів Мі – 2, Ка – 26).

Починаючи з 2000 р. окреслилася стійка тенденція до зростання обсягів авіаційних робіт в Україні. Так, за 2000 р. авіаційно-хімічні роботи були виконані на площі 298 тис. га; у 2001 – 771; у 2002 – 976 тис. га. Починаючи з 2003 р. обсяг робіт стабілізувався і становив: у 2003 – 985,4 тис. га; у 2004 – 979; у 2005 – 743; у 2006 – 945 тис. га.

Діяльність авіаційних підприємств здійснюється згідно з Повітряним кодексом України, авіаційними правилами й технологіями, Законами України "Про пестициди й агрохімікати", "Про захист рослин", "Про санітарно-епідеміологічне забезпечення населення" та іншими нормативно-правовими актами, що регулюють авіаційне застосування пестицидів і агрохімікатів у народному господарстві. Постановою Кабінету Міністрів України від 28.03.1997 р. №278 підприємства, що виконують авіаційні роботи в сільському та лісовому господарстві, включено до Переліку сезонних робіт і сезонних галузей. Багаторічний досвід застосування сільгосподарської авіації в Україні довів, що авіаційний спосіб за біологічною та господарською продуктивністю не поступається наземному, а навіть перевищує його. Немає істотної різниці в агротехнічних вимогах до наземного й авіаційного способів застосування агрохімікатів.

У процесі досліджень було встановлено, що на ділянках, де вносили мінеральні добрива, проводили обприскування проти бур'янів і шкідників літаком АН – 2, врожай збіжжя пшениці був на 4 – 6% вищий, ніж на ділянках того самого поля, де вказані роботи виконували наземні машини. За висновками фахівців господарств, збільшення врожаю на ділянках, які обробляли літаком АН – 2, мали завдяки тому, що не було ущільнень ґрунту й механічних ушкоджень рослин наземними машинами. На підставі отриманих фактичних даних визначили витрати праці та коштів на обробку 1 га різними видами техніки.

Економічна оцінка порівняння використання наземних машин і авіаційної техніки свідчать про те, що неможливо протиставляти наземний спосіб авіаційному. На сучасному етапі розвитку сільськогосподарського виробництва ці способи треба вміло поєднувати. Наприклад, авіаційна техніка має переваги над наземними машинами. Так, під час обробки не ущільнюється ґрунт, не руйнується його структура й немає механічних ушкоджень рослин. Роботи можна здійснювати за будь-якої вологості ґрунту. Висока мобільність і маневровість дає змогу літакам АН–2 оперативно прибувати до місць масових робіт і швидко ліквідовувати осередки ураження сільгоспкультур небезпечними шкідливими об'єктами. Можливість якісно розподіляти речовини, що вносять, у найменших дозах – 2, 3, 6, 25 кг л/га. Висока продуктивність робіт, що перевищує продуктивність наземних машин – залежно від умов, у 4 – 15 разів. Використання літака АН–2 на сільгоспроботах за сезон (15 тис. га) вивільняє для інших робіт 14 працівників і три трактори класу 1,4 – 3,0 т.

Способи виконання авіаційних робіт у сільському господарстві поділяють на: розсівання сипких мінеральних добрив; обприскування; обпилювання; розсівання принад; розселення біоматеріалів.

Авіаційні технології застосування пестицидів та агрохімікатів поділяють на наступні. Внесення агрохімікатів: внесення мінеральних добрив під посіви сільгосподарських культур, на сінокоси та пасовиська тощо; підживлення озимих культур: ранньовесняне авіаційне підживлення; запізніле азотне підживлення озимих посівів; підживлення ярих культур та багаторічних трав; позакореневе підживлення зернових та інших сільгоспкультур.

Боротьба з бур'янами та небажаною деревно-кущовою

рослинністю: передбачає знищення бур'янів на посівах зернових колосових культур і на парах, на посівах рису, технічних культур і сої, на сінокосах і пасовиськах; а також знищення деревно-кущової рослинності; кущів на трасах ЛЕП і водних каналів.

Боротьбу зі шкідниками та хворобами: проводять на зернових і зернобобових культурах; багаторічних травах, технічних культурах і картоплі; садах і виноградниках тощо.

Застосовують дефоліанти, десиканти і регулятори росту для дефоліації і десикації сільгоспкультур (соняшнику, ярої пшениці, рису, сої, гороху, насінників цукрових буряків тощо); для сеникації ярої пшениці, рису, запобігання виляганням озимої пшениці, обприскування посівів ріпака проти передчасного відкриття бобів.

Біологічний захист рослин від шкідників полягає в розселенні трихограм у посівах: цукрових буряків, кукурудзи; багаторічних трав; соняшнику, зернових культур.

Аеросівба сільськогосподарських культур передбачає: аеросівбу зернових культур (пшениця, рис, жито, овес, ячмінь); аеросівбу насіння трав; відчутне поліпшення малопродуктивних гірських і передгірських луків; авіаційне підсівання бобових трав на заливних луках; авіаційне підсівання медоносних сільгоспкультур (ріпак тощо) на багаторічні трави.

Інші види авіаційних робіт: вапнування кислих ґрунтів; дезінфекція рибних водоймищ; дообпилення виноградників, посівів кукурудзи; закріплення пиляних поверхонь гідровідвалів відходів промислових підприємств. Спектр авіаційних технологій широкий і різноманітний. Проте динаміка обсягів авіаційних сільськогосподарських робіт останнього десятиліття свідчить, що потенціал можливостей, яким володіє сільгоспавіація України, використовується не в повному обсязі.

Для проведення обробітку сільськогосподарських культур важливо в першу чергу, щоб фактори клімату, що визначають життєдіяльність рослин, забезпечували потреби сільськогосподарських рослин. Це положення є основою *теорії агрокліматичних аналогів*, що розроблена Н.І. Вавіловим, Г.Т.Селяніновим, Ф.Ф. Давітая.

Згідно з теорією, при переміщенні сільськогосподарських культур з однієї кліматичної зони в іншу, слід встановити ступінь відповідності кліматичних ресурсів нової території вимогам рослин.

Агрокліматичними аналогами називають території, що схожі за кліматичними умовами існування певних екологічних груп рослин, домашніх тварин, а також за технологіями землеробства. При інтродукції культурних рослин (тобто при перенесенні їх з одного району в інший), а також при обміні світовим досвідом землеробської культури треба враховувати схожість і відмінність кліматів, ґрунтів та інших природних умов обробки рослин.

При використанні порівняльного методу досліджень різних територій аналізуються провідні для даної культури елементи клімату в різні періоди її вегетації, особливо в так звані критичні періоди. Відносно зимуючих культур або тих, у яких вегетація відбувається в субтропічному поясі в холодну пору року, необхідно аналізувати умови перезимівлі. Суттєве значення при виявленні агрокліматичних аналогів має також облік таких лімітуючих несприятливих явищ, як весняні та осінні заморозки, низькі температури, сухі або посушливі періоди, надлишок вологи. Отже, детальний кліматичний та екологічний аналізи дозволяють встановити схожість і відмінність агрокліматичних умов для потреб сільського господарства.

При випробуванні світової колекції сільськогосподарських рослин було встановлено, що деякі культури південного походження нормально ростуть і розвиваються в умовах Санкт-Петербурга, тобто в зовсім інших кліматичних умовах. Наприклад, ячмінь із Ємена (тропічна зона) можна культивувати аж до полярного кола; горох з Ефіопії дає високий врожай в Ленінградській області та Аравійському півострові; картопля з Перу і Колумбії – добре росте в умовах помірного клімату тощо. Умови вегетаційного періоду в Ленінградській області (середня місячна температура близько 15°C , сума активних температур 1700°C і достатній режим зволоження в критичний період життя рослин) забезпечують потреби цих рослин.

Аналіз агрокліматичних умов показав, що потреби вище наведених культур аналогічно забезпечувались агрокліматичними ресурсами помірного клімату, а отже, різниця кліматів між старими і новими районами їх обробляння не перешкоджали їх інтродукції в райони помірного клімату.

Для ячменю та гороху в наведеному вище прикладі умови Ленінградської області стали агрокліматичним аналогом умов їх вирощування в Ємені та Ефіопії.

Теорія агрокліматичних аналогів отримала підтвердження практикою і дала обґрунтування для розміщення багатьох цінних південних культур в районах помірного клімату.

Контрольні запитання

1. Що розуміють під сільськогосподарською оцінкою клімату?
2. Що являють собою агрокліматичні ресурси?
3. Що обумовлюють агрокліматичні ресурси?
4. Які властивості мають агрокліматичні ресурси?
5. Для чого встановлюються кількісні характеристики потреби рослин у теплі, волозі, інших кліматичних факторах?
6. Що розуміють під агрокліматичним районуванням?
7. За допомогою яких кліматологічних та агрокліматичних показників проводиться агрокліматичне районування?
8. Які зони зволоження за ГТК Г.Т.Селянинова передбачає сучасне агрокліматичне районування України?
9. Що називається агрокліматичними показниками?
10. Які існують основні агрокліматичні показники потреби рослин у теплі?
11. Як визначається коефіцієнт зволоження Д.І. Шашко ($K_{ш}$)?
12. Як визначається гідротермічний коефіцієнт Селянинова?
13. Що називається мікрокліматом?
14. Що є основою формування мікроклімату?
15. Що називається фітокліматом?
16. З якою метою використовуються фітотрони?
17. Як впливає клімат на поширення шкідників і хвороб сільськогосподарських культур?
18. Що називається агрокліматичними аналогами?

Розділ 9. Агрокліматичні прогнози. Метеорологічне забезпечення сільськогосподарського виробництва

9.1. Наукові основи методів агрометеорологічних прогнозів, їх види

Одним з найважливіших завдань сільського господарства України є забезпечення населення країни продуктами рослинництва і тваринництва. Шляхи його виконання передбачають інтенсифікацію

виробництва сільськогосподарської продукції, значне збільшення врожайності культур та валового збору зерна. Все це можливо здійснити через організацію технологічних процесів, що направлені на всебічне використання матеріалів наукових розробок науково-дослідних гідрометеорологічних установ, дослідних аграрних установ та найновітніших здобутків досвіду хліборобів.

Однак, незважаючи на всі зусилля хліборобів, урожайність сільськогосподарських культур із року в рік значно коливається, особливо в роки з аномальними погодними умовами.

Агрокліматичні умови вирощування сільськогосподарських культур характеризуються великою різноманітністю залежно від території як у нашій країні, так і за її межами.

Континентальність клімату головних сільськогосподарських районів обумовлює можливість посух, суховіїв, пилових буревіїв, сильних морозів взимку та заморозків пізньої весни і ранньої осені, а також інших несприятливих явищ погоди. Для отримання високих і сталих врожаїв сільськогосподарських культур велике значення має найбільш повне врахування особливостей природно-кліматичних умов різних регіонів при вирощуванні сільськогосподарських культур.

Для рішення задач з гідрометеорологічного забезпечення господарств була створена мережа агро- та гідрометеорологічних станцій, які здійснюють паралельні спостереження за метеорологічними умовами та станом сільськогосподарських культур.

Пізніше для підвищення якості обслуговування народного господарства була створена Гідрометеорологічна служба. Великий вклад в підвищення якості обслуговування сільського господарства вносять агрометеорологи – вчені, інженери, техніки та спостерігачі.

Особливе значення в обслуговуванні мають агрометеорологічні прогнози, які для ефективного їх використання повинні мати кількісні характеристики.

В останні роки агрометеорологічні прогнози в гідрометеорологічному забезпеченні отримали широке розповсюдження. Особливе місце серед них займають прогнози врожаїв сільськогосподарських культур.

Агрометеорологічні прогнози – це науково обґрунтовані припущення про вплив на стан і продуктивність сільськогосподарських рослин очікуваних агрометеорологічних умов.

Методи агрометеорологічних прогнозів розроблялись і продовжують розроблятися на основі врахування інерційності головних агрометеорологічних факторів, біологічних закономірностей росту й розвитку рослин, характеристик їх фотосинтетичного потенціалу, морфогенетичного аналізу їх продуктивності.

Науковим підґрунтям методів агрометеорологічних прогнозів стали статистичні багатфакторні залежності та їх рівняння, які дозволяють розраховувати очікувані величини з будь-якою завчасністю. Ці залежності отримані на підставі аналізу агрометеорологічних умов вирощування сільськогосподарських культур впродовж тривалого часу (не менше 20 – 25 років), а також дослідних спостережень агро- та гідрометеорологічних станцій, дослідних ділянок державної сортової мережі тощо.

Існуючі *методи агрометеорологічних прогнозів* розділяються на дві групи: *перша* – *імітаційно-модельна*, *друга* – *емпірико-статистична*. Особливо це стосується методів прогнозування врожаїв.

Перша група методично більш правильно та фізично обґрунтовано відображує процес вирощування та формування врожаїв протягом вегетаційного періоду культури і кінцевий результат цього процесу – урожай. На жаль, через складності процесів і чисельність компонент, що впливають на урожай, група методів не отримала поки що великого розвитку. Але на сьогоднішній день вже внесено багато уточнень та виконано велику кількість доробок імітаційних моделей, тому вони все ширше застосовуються в практиці агрометеорологічного обслуговування господарств та організацій. *Емпірико-статистичні* методи досить широко використовуються та мають непогану справджуваність, тому що в них використовуються найважливіші фактори в житті рослин, які дуже часто визначають не тільки поточні умови вирощування, але багато в чому й майбутнє становище рослин.

Методи агрометеорологічних прогнозів ґрунтуються на складних зв'язках між фізичними процесами в системі *грунт – рослина – атмосфера*, що обумовлені впливом природних і антропогенних факторів (метеорологічних, ґрунтових, біологічних, агротехнічних тощо).

Показники, що чисельно виражають вплив агрометеорологічних факторів на об'єкти та процеси сільськогосподарського виробництва,

називаються *агromетeоролoгiчними показниками*. Вони встановлюються шляхом статистичної обробки результатів агromетeоролoгiчних спостережень. В прогностичних рiвняннях цi показники називають *предикторами*.

Розризняють рiзнi *види агromетeоролoгiчних прогнозiв*. Їх можна роздiлити на чотири основних групи.

Прогнози агromетeоролoгiчних умов. До цiei групи вiдносяться: прогноз теплозабезпеченостi вегетацiйного перiоду; прогнози запасiв продуктивної вологи в ґрунті; прогноз умов прибирання зернових культур.

Фенологiчні прогнози. До них належать: прогноз строкiв початку весняних польових робiт, прогнози строкiв настання основних фаз розвитку рослин; прогнози строкiв появи шкiдникiв i хвороб рослин.

Прогнози врожайностi основних сiльськогосподарських культур та їх якостi.

Прогнози стану озимих культур в зимовий перiод.

Завчаснiсть агromетeоролoгiчних прогнозiв становить, як правило, не менше 1-го мiсяця, досягаючи в окремих випадках 2-х i навить 3-х мiсяцiв.

Виправдовуванiсть агromетeоролoгiчних прогнозiв найчастiше достатньо висока i становить 80 – 90% i бiльше, бо при складаннi враховують початковий стан посiвiв, фактичнi агromетeоролoгiчнi умови на дату складання прогнозiв i найбiльш важливи iнерцiйнi фактори (запаси вологи в ґрунті, число рослин на одиницi площi, висота снiгового покриву), що зберiгають вплив тривалий час.

9.2. Агromетeоролoгiчний прогноз стану сiльськогосподарських культур. Прогнози теплозабезпечення вегетацiйного перiоду, термiнiв початку польових робiт, строкiв настання фаз розвитку сiльськогосподарських культур, умов перезимiвлi озимих культур, запасiв продуктивної вологи в ґрунті, появи хвороб, бур'янiв, шкiдникiв

Прогнози теплозабезпечення вегетацiйного перiоду. Суми активних температур повітря, що характеризують забезпеченiсть теплом вегетацiйного перiоду, щорiчно значно бiльше або менше вiдхиляються вiд середньої багаторiчної суми температур. В окреми роки цi вiдхилення на бiльшій частині сiльськогосподарських районiв

можуть досягати $\pm 400^{\circ} - 600^{\circ}\text{C}$, що різко впливає на строки розвитку та продуктивність рослин. Так, в роки з великим недобором тепла чимало рослин можуть не дозріти. При великій позитивній аномалії доцільним є розширення посівів пожнивних культур або більш цінних теплолюбивих культур.

Метод прогнозу теплозабезпеченості, розроблений Ф.Ф.Давітая, ґрунтується на зв'язку сум активних температур з датою весняного переходу середньої добової температури повітря через 10°C . Цей зв'язок встановлений в результаті обробки даних багаторічних метеорологічних спостережень основних метеостанцій.

Так, рівняння зв'язку для м.Санкт-Петербург має вигляд:

$$\Sigma t = 18,25 D + 2759, \quad (9.2.1)$$

$$R = -0,74,$$

де Σt – сума температур за період з середньої добової температури повітря $> 10^{\circ}\text{C}$;

D – дата весняного переходу температури через $> 10^{\circ}\text{C}$, виражена числом днів від 1 квітня;

R – коефіцієнт кореляції, $-0,74$.

Наприклад, перехід температури через 10°C весною в холодному 1935 р. відбувся 26 травня, звідси $\Sigma t = 18,25 \cdot 5 + 2759 = 1737^{\circ}\text{C}$. Фактично в цьому році сума активних температур була 1755°C . Різниця між фактичною і розрахованою сумою становила всього 38°C , тобто похибка дорівнює 2%.

В теплому 1960 р. перехід температури через 10°C відбувся 8 травня. $\Sigma t = -18,25 \cdot 38 + 2759 = 2066^{\circ}\text{C}$. Фактична температура становила 2141°C , похибка – менше 4%. Аналогічні рівняння складені для інших пунктів, розташованих в різних кліматичних зонах. Прогноз дозволяє визначити забезпеченість теплом сільськогосподарських культур в поточному році, що особливо важливо знати до сівби теплолюбивих культур в районах, де забезпеченість визрівання менше 90%.

Прогноз запасів продуктивної вологи в ґрунті до початку сівби ярових культур. Метод прогнозу розроблений Л.А.Розумовою [5]. Прогноз складається звичайно станом на 1 березня, тобто за 30 – 55 днів до посіву ранніх ярових у степовій зоні. Вихідні дані для

прогнозу такі:

- *відомості про запаси продуктивної вологи* в шарі ґрунту 0 – 100 см восени перед замерзанням ґрунту;
- *дефіцит продуктивної вологи d* восени, що обчислюється як різниця між найменшою вологоємністю метрового шару ґрунту та осінніми запасами продуктивної вологи в цьому шарі;
- *кількість опадів r* , випавших за період від осіннього визначення вологості ґрунту до 1 березня (дані спостережень) та від 1 березня до переходу середньої добової температури повітря через 5°C , що визначає початок весняних польових робіт (дані розраховані по довгостроковим прогнозом погоди).

На підставі обробки матеріалів багаторічних спостережень встановлений зв'язок між зміною запасів продуктивної вологи ΔW за період від початку промерзання ґрунту до переходу середньої добової температури повітря через 5°C весною, опадами та дефіцитом продуктивної вологи. Цей зв'язок виражається наступними рівняннями:

для районів зі стійкою зимою:

$$\Delta W = 0,115r + 0,56d - 20, \quad (9.2.2)$$

для районів з нестійкою зимою і частими відлигами:

$$\Delta W = 0,21r + 0,62d - 33. \quad (9.2.3)$$

Знаючи запаси продуктивної вологи восени $W_{\text{ос}}$ та їх зміну за зимовий період, можна визначити запаси вологи в ґрунті до початку весняних польових робіт $W_{\text{вес}}$, а саме:

$$W_{\text{вес}} = W_{\text{ос}} + \Delta W. \quad (9.2.4)$$

Наприклад, початкові дані:

- дата останнього визначення вологості ґрунтів восени – 10 листопада;
- запаси продуктивної вологи даного шару 10 листопада $W_{\text{ос}}$ в шарі 0 -10 см дорівнюють 50 мм;
- найменша вологоємність даного шару ґрунту $W_0 = 180$ мм;
- сума опадів за період з 10 листопада до 1 березня $r_1 = 80$ мм.

Дані за прогнозом погоди:

– дата переходу середньої добової температури повітря через 5°C – 18 квітня;

– сума опадів за період від 1 березня до 18 квітня – 38 мм.

Результати розрахунків: знаходять дефіцит вологості повітря восени:

$$d = W_0 - W_1 = 180 - 50 = 130 \text{ мм.}$$

Сума опадів за весь період становить: $r = 80 + 38 = 118$ мм.

Зміну запасів продуктивної вологи за період від 10 листопада до 18 квітня визначають за рівнянням для районів зі стійкою зимою:

$$\Delta W = 0,115r + 0,56d - 20,$$

$$\Delta W = 0,115 \cdot 118 + 0,56 \cdot 130 - 20 = 65 \text{ мм.}$$

Запаси вологи весною становлять:

$$W_{\text{вес}} = W_{\text{ос}} + \Delta W, \text{ так } W_{\text{вес}} = 50 + 65 = 115 \text{ мм.}$$

$W_{\text{вес}}$ у відсотках від найменшої вологості дорівнює:

$$\frac{W_{\text{вес}}}{W_0} 100 = \frac{115}{180} 100 = 64\%.$$

Середній багаторічний запас вологи весною $W_{\text{вес.м.}} = 120$ мм, отже, запас вологи в даному випадку, виражений у відсотках від середнього багаторічного, становить:

$$\frac{W_{\text{вес}}}{W_{\text{вес.м.}}} 100 = \frac{115}{120} 100 = 96\%.$$

Для розрахунку очікуваних запасів вологи на посівах у вегетаційний період отримані рівняння, що ґрунтуються на залежності зміни запасів вологи протягом декади від вологозапасів на початку декади, суми опадів і середньої температури повітря за декаду. Ці рівняння отримані для різних міжфазних періодів

основних культур з обліком ґрунтово-кліматичних умов. Наприклад, для прогнозу запасів вологи під кукурудзою Ю.І.Чирковим і Г.В.Белухіною отримано більше 30 рівнянь для основних міжфазних періодів (сходи – 10-й лист, 10-й лист – викидання султону кукурудзи, викидання султону кукурудзи – молочна стиглість) і для шарів ґрунту різної товщини. Ці рівняння використовуються для території вирощування кукурудзи від Північного Кавказу до нечорноземної зони.

Прогноз строків настання фаз розвитку сільськогосподарських культур. Прогноз строків настання фази воскової стиглості зернових культур є дуже важливим, оскільки він визначає строки початку жнив зернових культур (готуються засоби прибирання та перевезення врожаю, зерносховища тощо) до вказаного в прогнозі строку.

Швидкість розвитку рослин залежить від температури повітря. З підвищенням температури повітря швидкість розвитку рослин збільшується. Отже, при теплій погоді фази розвитку будуть наступати раніше, ніж при прохолодній. Ця залежність виражається рівнянням:

$$n = A/t - t_{\text{бм}}, \quad (9.2.5)$$

де n – тривалість міжфазного періоду;

A – сума ефективних температур, що необхідна для настання даної фази;

t – середня температура цього періоду;

$t_{\text{бм}}$ – біологічний мінімум температури рослини в даній фазі (для культур помірного клімату дорівнює 5°C).

Наведена залежність лежить в основі прогнозів строків настання фаз розвитку. Встановлено суми ефективних температур (вище 5°C), необхідні для настання основних фаз розвитку деяких зернових і плодових культур з обліком сортових відмінностей. Так, для більшості сортів ярової пшениці сума ефективних температур, що необхідна для проходження періоду вихід в трубку – колосіння, становить $305^{\circ} - 375^{\circ}\text{C}$, а для періоду колосіння – воскова стиглість – $490^{\circ} - 540^{\circ}\text{C}$. У багатьох сортів (Лютесценс 62, Діамант, Мелянопус 69 тощо) ці суми дорівнюють відповідно в перший період 330°C , у другий – 490°C . Для більшості сортів вівса в перший період

необхідно 378⁰С, у другий 428⁰С, для ячменю – відповідно 330⁰ і 388⁰С, для озимої пшениці – 330⁰С і 490⁰С.

Прогноз настання даної фази визначають за формулою:

$$D_2 = D_1 + A / (t - 5), \quad (9.2.6)$$

де D_2 – дата настання очікуваної фази;

D_1 – дата настання попередньої фази;

A – сума ефективних температур між цими фазами;

t – очікувана середня температура повітря за міжфазний період.

Наприклад: для настання строків фази воскова стиглість ярової пшениці (Лютесценс 62) використані такі початкові дані:

– дата настання попередньої фази (колосіння) D_1 , яка зафіксована 20 червня;

– сума ефективних температур, що необхідна для настання фази воскової стиглості, $A = 490^0\text{C}$;

– спрогнозована середня температура повітря за період $t = 20^0\text{C}$.

Підставивши в рівняння дані, отримуємо

$$D_2 = 20 \text{ VI} + \frac{490}{20 - 5} = 20 \text{ VI} + 32,6 = 23 \text{ VII}.$$

Прогноз умов перезимівлі озимих культур. Методи довгострокових прогнозів перезимівлі озимих культур, що використовуються в підрозділах Гідрометслужби, розроблені В.А.Моїсейчик. Вони дають змогу з тримісячною завчасністю визначати площі з різним станом посівів озимих культур весною на території країни. Розроблені прогнози забезпечують своєчасну підготовку до пересіву загинувших посівів. У прогнозах враховують методи біологічного контролю та сортові особливості озимих культур.

Основними причинами загибелі рослин взимку є вимерзання та випрівання посівів. Розмір очікуваної весною площі з посівами, що загинули в результаті *вимерзання*, розраховують в лютому за наступним рівнянням (для озимого жита):

$$S = 0,313 (t_{\text{сер.мин.}} + 5)^2 + 1,336 (t_{\text{сер.мин.}} + 5) + 2,238, \quad (9.2.7)$$

де S – очікувана площа загиблих посівів (в % від всієї площі посівів по області);

$t_{\text{сер. min.}}$ – середня по області мінімальна температура ґрунту на глибині вузла кущіння до 20 лютого.

Припустимо, що $t_{\text{сер. min.}} = -20^{\circ}\text{C}$, тоді

$$S = 0,313 (-20 + 5)^2 + 1,336 (-20 + 5) + 2,238 = 52,6\%.$$

Для районів, де посіви пошкоджуються від *випрівання*, встановлений зв'язок між кількістю стебел n , що збереглися до весни (в % від їх кількості восени), і тривалістю залягання p (число декад) на полях з потужним сніговим покривом до 30 см при слабкому промерзанню ґрунтів:

$$n = 123,0 - 5,4 p. \quad (9.2.8)$$

Між числом декад з потужним сніговим покривом p і строком його встановлення D знайдений зв'язок, що виражається рівнянням:

$$p = 17,54 - 1,12D. \quad (9.2.9)$$

Величина D визначається від першої декади листопада, коли $D = 1$. Припустимо, що сніговий покрив висотою більше 30 см установився в третій декаді листопада, тоді $D = 3$. Звідси

$$p = 17,54 - 1,12 \cdot 3 = 14,18,$$

тобто тривалість залягання потужного снігового покриву буде близько 14 декад. Отже, $n = 123,0 - 5,4 \cdot 3 = 46,4\%$.

Прогноз появи фітофтори помідорів. Захворювання помідорів, що широко розповсюджено в багатьох районах країни, приносить значний збиток урожаю. Роботи в цьому напрямку проведені багатьма вченими. Як показали дослідження В.П.Краснянської [5], фітофтора з'являється в період після досліджуваного протягом 4-х – 7-ми днів комплексу метеорологічних умов:

- середня добова температура повітря в межах $13 - 27^{\circ}\text{C}$;
- максимальна температура повітря не вище 25°C ;
- мінімальна температура повітря не нижче 10°C ;

- середня добова відносна вологість повітря вище 84%;
- сума опадів за вказаний період більше 18 мм;
- запаси продуктивної вологи в шарі ґрунту 0 – 20 см вище 45 мм.

На підставі наведеного вище комплексу метеорологічних умов, що викликає захворювання помідор, розрахована ймовірність появи фітофтори за даними 80-ти гідрометеорологічних станцій Далекого Сходу.

Найбільш тісний зв'язок ступеня розвитку фітофтори $\Phi\%$ відмічено із середніми декадними значеннями відносної вологості повітря за першу f_1 і третю f_2 декади серпня. Рівняння регресії має вигляд:

$$\Phi = 3,13f_1 + 5,66f_2 - 685,91. \quad (9.2.10)$$

На жаль, використання цього рівняння в прогностичних цілях неможливо через відсутність прогнозу середніх декадних значень вологості повітря. Тому в прогностичному рівнянні включені як предиктори сума опадів за червень r_1 і за серпень r_2 , а також середня місячна температура повітря за червень t_1 і серпень t_2 . Рівняння має вигляд:

$$\Phi = 0,16r_1 + 0,15f_2 - 9,68t_1 - 14,30 t_2 + 493,52. \quad (9.2.11)$$

Розвиток хвороби на помідорах за прогнозом характеризується трьома групами інтенсивності ураження: депресія (до 20%), помірний розвиток (20 – 50%) і епіфітотія (вище 50%).

Прогноз стану озимих культур на припинення вегетації восени має дуже велике значення, тому що у ньому подається агрометеорологічна характеристика всього осіннього періоду вегетації озимих і вказуються відсотки площі поля з різним станом кущистості рослин. А це, у свою чергу, дає уяву про можливість пошкодження озимини взимку, бо стан озимих культур восени багато в чому визначає міру цього пошкодження.

Кущіння озимих зернових культур триває до припинення вегетації. Темпи його визначаються температурними умовами, умовами зволоження орного шару ґрунту та біологічними особливостями сортів. Виділяють чотири групи сортів озимої пшениці та озимого жита за інтенсивністю темпів кущіння при

достатньому зволоженні ґрунту і знайдені статистичні залежності темпів кушіння (Y) від сум позитивних температур за період кушіння (X):

- найменша інтенсивність – у озимій пшениці сортів Безоста 1, Білоцерківська 198 та Лютесценс 230:

$$Y = 0,0085x + 1,0; \quad (9.2.12)$$

- слабка інтенсивність кушіння – у озимій пшениці сортів Одеська 3, Степова 135 та озимого жита сорту Лисицина:

$$Y = 0,01x + 1,0; \quad (9.2.13)$$

- середня інтенсивність кушіння – у озимого жита сортів Саратовське, Харківське та Безенчуцьке:

$$Y = 0,01x + 2,0; \quad (9.2.14)$$

- найбільша інтенсивність кушіння – у озимій пшениці сортів Миронівська 808 та Миронівська 264:

$$Y = 0,0017x + 0,45; \quad (9.2.15)$$

- для озимого жита сорту Лисицина:

$$Y = 0,0065x + 1,0. \quad (9.2.16)$$

Найкраще переносять умови зимівлі озимі культури в стані кущистості 3-х – 6-ти пагонів. Озимі у фазі сходів, третього листка а також кущистості більше 6-ти пагонів зимують значно гірше.

При складанні прогнозу стану озимих культур на припинення вегетації визначається кущистість рослин та оцінка стану посівів за таблицею С.О. Веріго (табл.17).

Було знайдено статистичні залежності між середньою по області кількістю рослин на 1м^2 (u) та середніми по області значеннями запасів продуктивної вологи в орному шарі ґрунту (w):

- для України, Молдови та Північного Кавказу:

$$u = 178,68 + 21,735w - 0,459w^2; \quad (9.2.17)$$

Таблиця 17.

Середні оцінки¹ стану сходів озимих культур при різних значеннях запасів вологи

Зона	Запаси продуктивної вологи, мм											
	5	6-10	11-15	16-20	21-25	26-30	31-35	36-40	41-50	51-60	61-70	71-80
Чорноземні ґрунти	–	2,0	2,8	3,1	3,4	3,6	3,8	4,0	4,0	–	–	–
Опідзолені ґрунти	1	1,4	3,0	3,6	3,9	3,6	3,5	3,4	3,3	3,2	3,1	3,0
¹ Оцінки стану: 1 – дуже поганий; 2 - поганий; 3 – задовільний; 4 – добрий; 5 – відмінний.												

– для центральних чорноземних областей та Поволжя:

$$u = 109,20 + 22,015w - 0,352w^2; \quad (9.2.18)$$

– для нечорноземної зони:

$$u = 117,35 + 22,29w - 0,361w^2. \quad (9.2.19)$$

Залежність розмірів площі (в відсотках від посівної) з поганим станом озимини восени від середньої по області кількості рослин на 1м² для різних зон можна розрахувати за рівняннями (табл.18).

Таблиця 18

Залежність стану озимих культур від кількості рослин на 1 м²

Територія	Рівняння
Нечорноземна зона	$S_0 = -0,061u + 32,208$
Центральна чорноземна зона та Поволжя	$S_0 = -0,07u + 34,64$
Молдова та південні райони України	$S_0 = -0,0218u + 102,38$
Інші райони України та Північний Кавказ	$S_0 = -0,103u + 51,17$

Примітка. У рівняннях S_0 – площа озимих (%) з поганим станом на припинення вегетації; u – кількість рослин на 1 м^2 на припинення вегетації.

Приклад. Скласти прогноз стану озимої пшениці на момент припинення вегетації сортів Миронівська 808, Безоста 1 та Одеська 51.

Загальна площа посіву 53 тис.га. Терміни сівби: на 5 вересня засіяно 20% площі. Для виконання розрахунків також необхідно знати запаси продуктивної вологи в орному шарі ґрунту на період, коли засіяно 20 % площі. Запаси продуктивної вологи на 5 вересня становили: в Баришівці – 36 мм, у Фастові – 32 мм, Поліському – 38 мм, Білій Церкві – 28 мм, Яготині – 26 мм, Броварах – 24 мм.

Порядок розрахунків: за рівнянням знаходять очікуваний стан озимих на припинення вегетації, тобто кількість рослин на 1 м^2 . Потім визначають середнє по області значення стану озимих на дату припинення вегетації. Далі за відповідним рівнянням знаходять відсоток площі з різним станом озимих культур. Розрахунки виконують для кожної агрометеорологічної станції області. Потім визначають стан озимини в цілому по області.

Після визначення стану озимих на припинення вегетації складають текст прогнозу, в якому характеризуються агрометеорологічні умови сівби і осінньої вегетації озимих культур та очікувану кущистість рослин. До тексту прогнозу додають робочу таблицю, в якій виконувались розрахунки.

9.3 Методи прогнозування урожаю сільськогосподарських культур та його якості. Впровадження та ефективність агрометеорологічних прогнозів. Прогностичне агрометеорологічне обслуговування сільськогосподарського виробництва в Україні

На формування врожаю сільськогосподарських культур впливає більшість факторів, що мають різну значимість і мінливість за часом. За мінливістю фактори можна розділити на три групи.

1. Фактори стійкі: місцезнаходження, механічний склад ґрунтів, біологічні особливості рослин тощо.

2. *Фактори, зміна яких з роками має позитивний вплив* – це фактори, пов’язані з ростом культури землеробства (внесення мінеральних добрив, механізація тощо).

3. *Фактори, зміна яких за часом впливає позитивно або негативно на формування врожаю.*

До факторів відносяться і густота посівів, площа листової поверхні, число колосоносних стебел тощо. Для прогнозів врожаю необхідно враховувати в першу чергу фактори третьої групи, вибираючи з них предиктори основні та лімітуючі. Зв’язки цих факторів з урожайністю встановлюються статистичними методами та виражаються у вигляді прогностичних рівнянь. Друга група факторів, що виражає вплив агротехніки, ураховує корегуючі результати рішень прогностичних рівнянь, тобто вноситься поправка на тенденцію роста врожайності, яка виражається *лінією тренда*. Лінії тренда розраховані для основних культур по основних економічних районах. Ученими встановлено, що в залежності від етапу розвитку рослин змінюється їх реакція на метеорологічні фактори.

Методом біологічного контролю з’ясовано, що на формування продуктивності зернових культур впливають запаси продуктивної вологи і температура повітря вже на III – IV етапі органогенезу (за класифікацією Ф.М.Куперман), а число зерен в колосі при однаковій кількості колосків залежить від вологозабезпеченості на V – VI етапах органогенезу. Тому вплив метеорологічних факторів на врожай необхідно враховувати не тільки в цілому за період вегетації, але і за окремими міжфазними періодами або етапами органогенезу.

Прогноз врожаю озимої пшениці. Для черноземної зони метод прогнозу розроблений Є.С. Улановою. Кореляційний аналіз показав, що найбільш тісний зв’язок врожаю озимої пшениці спостерігався з числом стебел при відновленні вегетації та у фазі виходу в трубку, а також з числом колосоносних стебел у фазі колосіння. Отриманий також тісний зв’язок врожаю із запасами продуктивної вологи в шарі ґрунту 0 – 100 см і з висотою рослин у фазі колосіння. Облік факторів, що виражають стан посівів і його потенційні можливості, дає високу оцінку забезпеченості рівнянь (більше 80%).

Приклад. Для окремого поля весною, знаючи запаси вологи в метровому шарі ґрунту W і число стебел озимої пшениці n на 1 м^2 , очікуваний врожай Y (т/га) можна обчислити за рівнянням:

$$Y = 0,1(0,059W + 0,024n - 2,97). \quad (9.3.1)$$

Коефіцієнт множинної кореляції $R = 0,82$.

Припустимо, що $W = 120$ мм, $n = 1500$ стебел на 1м^2 . Тоді рівняння має вигляд:

$$Y = 0,1(0,059 \cdot 120 + 0,024 \cdot 1500 - 2,97) = 4,01\text{т/га}.$$

Для фази вихід в трубку очікуваний врожай Y (т/га) можна розрахувати за допомогою середніх запасів продуктивної вологи $W_{\text{пр}}$ в шарі ґрунту $0 - 100$ см за період від відновлення вегетації до виходу в трубку, за середньою температурою повітря в той же період t і числом стебел n на 1 м^2 . Рівняння (9.3.2) має вигляд:

$$Y = 0,1(-12,8 + 0,29W_{\text{пр}} - 10^{-3}W_{\text{пр}}^2 + 0,4n - 10^{-5}n^2 - 0,72t + 0,03t^2).$$

Отже, забезпеченість рівняння 82%. Очікувану середню обласну врожайність за методом Уланової для Безостої 1 і Миронівської 808 у фазу колосіння обчислюють для Північного Кавказу, Молдови і більшості областей України за допомогою рівняння:

$$Y = 0,1(0,0011W^2 + 0,26W + 10,71). \quad (9.3.3)$$

Рівняння дійсно при числі колосиноносних стебел більше 600 на 1 м^2 і запасах продуктивної вологи в межах $40 - 200$ мм в метрову шарі ґрунту. Похибка рівняння $S_y = 0,23$ т/га. Прогноз середнього врожаю озимої пшениці в області складається із завчасністю близько 1,5 – 3-х місяців і має добру виправданість. Для нечерноземної зони метод прогнозу озимої пшениці розроблений М.С. Куликом. В нечерноземній зоні для ґрунтів характерна низька родючість, тому метод М.С. Кулика передбачає облік дії мінеральних добрив. Прогностичне рівняння будується з обліком урожаю попереднього року.

Агрометеорологічне обслуговування сільського господарства, здійснюється установами Гідрометеорологічної служби шляхом надання органам і підприємствам результатів метеорологічних спостережень, агрометеорологічних прогнозів, умов зростання сільськогосподарських культур і прогнозів урожайності.

Основними формами *агromетeорoлoгiчнoгo oбслyгoвyвaння* є: *декадний бюлетень*, що містить інформацію про стан погоди та сільськогосподарські культури за минулу декаду. Видається Гідрометeорoлoгiчним центром і всіма агromетeорoлoгiчними підрозділами на місцях за результатами спостережень обширної мережі гідрометeорoлoгiчних станцій країни. *П'ятиденний бюлетень* – інформує про метеорологічні (погодні) умови та хід польових сільськогосподарських робіт, видається в кінці кожної п'ятиденки.

Щоденний бюлетень – містить відомості про погоду та стан сільськогосподарських культур за минулий день. Найбільш дієвою формою агromетeорoлoгiчнoгo oбслyгoвyвaння є особисте спілкування агromетeорoлoгiв і агрокліматологів з працівниками сільського господарства, плануванням, організацією агротехнічних заходів у метеорологічних умовах року, що конкретно склалися.

Підприємства сільського господарства обслуговуються довколишніми агро- і гідрометeорoлoгiчними станціями. Велику допомогу працівникам сільського господарства надають агрокліматичні довідники, складені Гідрометeорoлoгiчною службою, а також спеціальні довідники метеорологічних станцій по зонах їх діяльності. В них містяться зведені дані про ресурси тепла та вологи, коливання елементів погоди, фази розвитку сільськогосподарських рослин, ймовірність пошкодження культур через вплив небезпечних метеорологічних явищ, в умовах зимівлі озимини тощо.

Контрольні запитання

1. Що являють собою агromетeорoлoгiчі прогнози?
2. Що є науковим підґрунтям методів агromетeорoлoгiчних прогнозів?
3. На які групи діляться методи агromетeорoлoгiчних прогнозів?
4. Що називається агromетeорoлoгiчними показниками?
5. Як називаються в прогностичних рівняннях агromетeорoлoгiчні показники?
6. Які відрізняють види агromетeорoлoгiчних прогнозів?
7. Які прогнози відносять до прогнозів агromетeорoлoгiчних умов?
8. Які прогнози відносять до фенологічних прогнозів?
9. На чому ґрунтується метод прогнозу теплозабезпеченості, розроблений Ф.Ф.Давітая?
10. Які фактори впливають на формування врожаю сільськогосподарських культур?

11. Ким здійснюється агрометеорологічне обслуговування сільського господарства?

12. Які основні форми агрометеорологічного обслуговування?

Розділ 10. Агрометеорологічне забезпечення сільськогосподарського виробництва та агрометеорологічні спостереження.

10.1. Сучасна структура, принципи та методи забезпечення сільськогосподарського виробництва агрометеорологічною інформацією

Сільське господарство тісно пов'язане з кліматичними та погодними умовами, що значною мірою визначають урожай. Агрометеорологія налічує більш, ніж столітній період розвитку, вона поєднує метеорологію та кліматологію, ґрунтознавство та агрономію, фізіологію рослин, екологію, статистику та інші науки.

Інтенсифікацію виробництва сільськогосподарської продукції, збільшення врожайності культур, валового збору зерна можна здійснити через організацію технологічних процесів, направлених на використання матеріалів наукових розробок дослідних гідрометеорологічних і аграрних установ та новітніх здобутків досвіду хліборобів. Але, незважаючи на зусилля хліборобів, урожайність сільськогосподарських культур щорічно значно коливається, особливо в роки з аномальними погодними умовами.

Агрометеорологія пройшла розвиток від якісного, описового рівня спостережень і оцінок стану ґрунту та посівів до сучасних методів спостережень, включаючи супутникову інформацію, моделювання процесів і явищ, що відбуваються в системі «сільськогосподарський об'єкт - навколишнє середовище».

Відповідальні стратегічні рішення в сучасному сільському господарстві неможливі без урахування вже сформованих та очікуваних погодних умов та використання багатопланової агрометеорологічної й агрокліматичної інформації, що включає кількісну оцінку стану посівів та прогнозів врожайності сільськогосподарських культур. Крім того, в останні десятиліття особливого значення набувають розрахунки продовольчої безпеки країни на тривалу перспективу з урахуванням розвитку процесів глобального потепління клімату на земній кулі та проявів його в Україні.

Для рішення задач гідрометеорологічного забезпечення господарств була створена мережа агро- та гідрометеорологічних станцій, які здійснюють паралельні спостереження за метеорологічними умовами та станом сільськогосподарських культур. Пізніше для підвищення якості обслуговування народного господарства була створена Гідрометеорологічна служба. Сьогодні координація та методичне керівництво агрометеорологічними спостереженнями здійснюється Українським гідрометеорологічним центром, який створено 26 липня 2011 р. з метою ефективного управління державною системою гідрометеорологічних спостережень, прогнозування та гідрометеорологічного забезпечення. Він підпорядкований МНС України.

Український гідрометцентр (УкрГМЦ) в межах своїх повноважень є головною організацією у формуванні та забезпеченні реалізації державної політики у сфері гідрометеорологічної діяльності у системі МНС України. Основними напрямками гідрометеорологічної діяльності УкрГМЦ є повноваження спостережень за гідрометеорологічними умовами, геофізичними процесами в атмосфері та проведення базових спостережень за рівнем забруднення навколишнього середовища; збір, обробка, передача та зберігання даних спостережень; розроблення гідрометеорологічних прогнозів, гідрометеорологічне забезпечення органів державної влади, органів місцевого самоврядування, населення та галузей економіки; гідрометеорологічне обслуговування та надання гідрометеорологічних послуг зацікавленим юридичним та фізичним особам; здійснення активних впливів на гідрометеорологічні процеси; упровадження гідрометеорологічної діяльності на основі принципів міжнародного співробітництва та пріоритету норм міжнародного права.

Українському гідрометцентру підпорядковані також: Головна геофізична обсерваторія, Гідрометцентр Чорного та Азовського морів, Дунайська ГМО та 4 регіональних і 18 обласних центрів з гідрометеорології, наукові та дослідні інститути тощо. Регіональні та обласні державні центри з гідрометеорології, яким підпорядковані відділи агрометеорології, є структурними підрозділами Центру аналізу, прогнозування гідрометеорологічних умов і забезпечення Гідрометцентру України. Вони реалізують державну політику у сфері гідрометеорології та моніторингу довкілля і здійснюють управління та контроль у сфері гідрометеорологічної діяльності.

Наразі Гідрометслужба України налічує більше тисячі пунктів спостережень за станом атмосфери та водних об'єктів. Близько 5,5 тисяч спеціалістів високої кваліфікації, самовідданих ентузіастів, працює на теренах Гідрометслужби. Основу системи спостережень складають: 124 метеорологічні, 32 авіаметеорологічні, 9 аерологічних станцій, більше 25 гідрологічних станцій та підрозділів, 14 морських, 3 спеціалізовані агрометеорологічні, 2 воднобалансові, 2 селестокові, 2 сніголавинні, озерні станції на водосховищах, 375 річкових, 60 озерних, 16 морських постів, значна кількість метеорологічних і агрометеорологічних постів.

Україна є членом-засновником Всесвітньої метеорологічної організації (ВМО) з 1948 р. Гідрометслужба України бере участь у виконанні зобов'язань країни з міжнародного обміну оперативними даними і роботах практично в усіх програмах ВМО, зокрема в Глобальній службі атмосфери, Всесвітній службі погоди, Оперативній гідрологічній програмі. Інформація з 41 метеорологічної і 9 аерологічних станцій постійно надходить у Глобальну систему спостережень за кліматом. Держгідромет бере участь у виконанні Міжнародної гідрологічної програми ЮНЕСКО, у співробітництві з питань Рамкової конвенції ООН зі зміни клімату, зокрема в роботі Міжурядової групи експертів зі зміни клімату.

10.2. Збір, обробка та аналіз агрометеорологічних матеріалів.

Види агрометеорологічних обстежень полів.

**Види та методи агрометеорологічних спостережень,
їх практичне використання, новітні та перспективні
методи**

Система агрометеорологічних спостережень – це збір щоденних та декадних агрометеорологічних даних, обробка, аналіз, узагальнення, підготовка аналітичних матеріалів, агрометеорологічних прогнозів, забезпечення зацікавлених користувачів. *Агрометеорологічні спостереження* – це комплекс спостережень за метеорологічними величинами, гідротермічним режимом ґрунту та станом, ростом, розвитком рослин.

Основним принципом агрометеорологічних спостережень є обов'язкове паралельне в часі та просторі проведення спостережень за метеорологічними величинами (станом погоди), а

також за змінами росту, розвитку та стану сільськогосподарських об'єктів, формуванням елементів їх продуктивності та кінцевої продукції. Це дозволяє встановити чисельні значення потреби рослин для їх нормального росту і розвитку до тепла, вологи, світла, а також оцінити вплив погодних умов на стан посівів, насаджень, пасовищ, на ріст і розвиток шкідників та хвороб, проведення сільськогосподарських робіт. Для виробництва агрометеорологічних спостережень обираються спеціальні ділянки для спостережень, що розташовані в типових умовах, характерних для даної місцевості.

Принципи організації та методика проведення агрометеорологічних спостережень, а також правила запису і первинної обробки результатів цих спостережень викладені в “Наставленнях гидрометеорологическим станциям и постам”. В залежності від характеру та спеціалізації господарства, на території якого ведуться агрометеорологічні спостереження, а також в залежності від віддаленості окремих сільськогосподарських полів від метеорологічної ділянки гідрометеорологічної станції (посту) проводяться наступні *види агрометеорологічних спостережень*.

В теплий період року: вимірюються температура орного шару ґрунту та води в рисовому чеку, опади на сільськогосподарських полях, вологість верхніх шарів ґрунту (візуальні спостереження). Проводяться спостереження за ґрунтовими кірками, інструментальні спостереження за вологістю ґрунту та фазами розвитку сільськогосподарських культур, травами, деревними і чагарниковими рослинами, станом сільськогосподарських культур: густотою стояння та висотою рослин, засміченістю посівів, пошкодженням рослин несприятливими метеорологічними явищами, шкідниками та хворобами, поляганням посівів. Дається загальна візуальна та кількісна оцінка стану рослин. Оцінюються формування елементів продуктивності, приріст рослинної маси, структура врожаю сільськогосподарських культур тощо.

В холодний період року: вимірюється температура ґрунту в зоні вузла кушіння озимих культур та багаторічних трав, кореневої системи плодових; глибина промерзання та відтаювання ґрунту (інструментальні спостереження); визначається стан зимуючих польових культур і плодових дерев; сніговий покрив на полях із зимуючими культурами та у плодовому саду; вологість ґрунту

(інструментальні спостереження).

При проведенні спостережень необхідно: дотримуватися методик, наведених в “Наставлениях гидрометеорологическим станциям и постам”, строків і встановленої черги спостережень, не допускати пропусків спостережень; для вимірювання використовувати лише справні прилади та установки; записувати лише ті явища, які спостерігач бачив сам; дбайливо користуватися приладами та лабораторним обладнанням, дотримуватися правил їх зберігання і техніки безпеки.

10.3. Види агрометеорологічного обслуговування сільського господарства. Оцінювання поточних агрометеорологічних умов. Використання агрометеорологічної інформації для оцінювання перезимівлі озимих культур, прогнозування заморозків, визначення строків сівби, підвищення ефективності застосування добрив та програмування врожайності сільськогосподарських культур. Економічна ефективність використання агрометеорологічної інформації

Агрометеорологічні щорічники вміщують інформацію про метеорологічні умови сільськогосподарського року за даними спостережень на метеорологічному майданчику та про агрометеорологічні умови за даними спостережень на полях із сільськогосподарськими культурами, сіяними багаторічними травами та в саду. Інформаційна база агрометеорологічних щорічників включає в себе результати спостережень 140 – 150 метеорологічних станцій за період з 1961 р. до теперішнього часу. Агрометеорологічні щорічники складаються у формі електронних таблиць.

Агрокліматичні довідники. Для успішного ведення сільськогосподарської діяльності та складання перспективних планів розвитку галузі на кілька десятиліть найкраще використовувати відомості про поточні, ще краще – про майбутні агрокліматичні умови. Однак відсутність достовірного прогнозування погодно-кліматичних умов на майбутні кілька років змушує використовувати дані про недавні погодні умови, допускаючи, що в найближчі роки вони не сильно зміняться. При складанні перспективних планів розвитку найбільш залежних від клімату галузей господарської діяльності на кілька десятиліть необхідно враховувати ту обставину,

що клімат буде мінятися в майбутньому.

В Українському Гідрометцентрі та обласних центрах з гідрометеорології підготовлено агрокліматичні довідники по 24-х областях, АР Крим та агрокліматичний довідник по Україні – середні обласні агрокліматичні показники. У довідники вміщено відомості про фізико-географічні умови та кліматичні ресурси областей, агрокліматичні умови росту й розвитку сільськогосподарських культур, несприятливі явища, що впливають на сільськогосподарське виробництво за даними метеорологічних та фенологічних спостережень з 1986 по 2005 рр., наведено екстремальні значення основних параметрів.

Агрокліматичні показники по території областей об'єднані у зведені таблиці, що характеризують умови росту й розвитку основних сільськогосподарських культур, проведення польових робіт, тепло- та вологозабезпечення вегетаційного періоду, умови перезимівлі тощо. Наведено дані про сучасне агрокліматичне районування за співвідношенням тепло- та вологозабезпечення території кожної області. Окремим розділом надано рекомендації щодо використання кожного виду агрометеорологічної інформації в землеробстві. Регіональні довідники з клімату орієнтовані на особливості соціально-економічних факторів регіонів.

10.4. Організація агрометеорологічних спостережень в Україні.

Створення та робота агрометеорологічних постів у сільськогосподарських підприємствах. Використання даних агрометеорологічних спостережень для прогнозу розвитку рослин, формування урожаю, появи та поширення шкідників, хвороб і бур'янів

Агрометеорологічні спостереження здійснюються на метеорологічних станціях, розташованих на відстані близько 50 км одна від одної, що дозволяє досить повно та рівномірно висвітлити агрометеорологічні умови території, з достатньою точністю отримати дані про поточні умови погоди та їх вплив на основні сільськогосподарські культури.

Порівнянність результатів агрометеорологічних спостережень, достатній ступінь точності та однорідності забезпечуються проведенням агрометеорологічних спостережень за єдиною методикою в єдині по всій території країни терміни та використанням

однотипних, перевірених, однаково на всіх пунктах встановлених приладів.

Структурно відділи складається з секторів, що здійснюють прогнозування агрометеорологічного режиму.

Основними завданнями відділів є:

- дослідження та оцінка закономірностей формування метеорологічних і кліматичних умов сільськогосподарського виробництва в географічному розрізі та протягом часу;
- кількісна оцінка впливу метеорологічних факторів на розвиток, стан і продуктивність сільськогосподарських культур;
- прогнозування урожаю основних сільськогосподарських культур;
- оперативне забезпечення агрометеорологічною інформацією сільськогосподарського виробництва;
- обґрунтування розміщення нових сортів і гібридів сільськогосподарських культур і обґрунтування засобів найбільш повного використання ресурсів клімату для підвищення продуктивності землеробства;
- обґрунтування диференційованого застосування агротехніки відповідно до сформованих й очікуваних умов погоди з урахуванням механізації та хімізації сільськогосподарського виробництва тощо.

Для вирішення зазначених завдань та вдосконалення методів і засобів досліджень на основі науково-технічного прогресу відділи агрометеорології вивчають вимоги об'єктів сільського господарства до метеорологічних умов і встановлюють кількісні зв'язки між цими умовами та процесами росту, розвитку і формування врожаю сільськогосподарських рослин. Це дає можливість за агрометеорологічними та агрокліматичними даними оцінювати ступінь сприятливості погоди та клімату для перезимівлі і формування врожаю сільськогосподарських культур, визначати необхідність меліорацій та агротехнічних заходів для отримання заданого врожаю тощо.

Так, інформація про виникнення та розвиток посух, їх інтенсивності й охоплення території важлива для сільськогосподарських органів і є основою для прийняття різних управлінських і господарських рішень щодо пом'якшення наслідків посух, мінімізації збитку від них, причому можливо більшої завчасності. Вона дає можливість в період до сівби скорегувати структуру посівних площ (наприклад, збільшити площі засухостійких

культур і сортів) або орієнтувати господарства на застосування вже на початкових етапах вологозатримування тощо.

Відділи агрометеорології володіють найбільш повною інформацією про стан посівів та поточні агрометеорологічні умови вирощування сільськогосподарських культур і мають змогу адекватно та об'єктивно оцінити майбутній урожай основних сільськогосподарських культур. Відділи отримують і обробляють інформацію з агрометеорологічних станцій та постів, що мають агрометеорологічний розділ робіт і проводять спостереження на репрезентативних полях в районах своєї діяльності за основними сільськогосподарськими культурами, що є пріоритетними в конкретному регіоні. У функції відділу входить забезпечення органів державної влади, МінАПК, організацій, відомств сільськогосподарського напрямку агрометеорологічними матеріалами:

- декадними агрометеорологічними бюлетенями по Україні;
- агрометеорологічними прогнозами, у тому числі врожаю та валового збору сільськогосподарських культур;
- оглядами агрометеорологічних умов вирощування сільськогосподарських культур та їх перезимівлі;
- агрокліматичними довідниками по території України, областей, районів;
- агрометеорологічними щорічниками по території України;
- спеціальними інформаціями про аномальні умови росту й розвитку сільськогосподарських культур;
- результатами наземних обстежень і агрометеорологічними характеристиками умов вегетації, перезимівлі озимих культур, багаторічних трав, плодових дерев тощо;
- інформацією про опади, запаси вологи, рівні залягання ґрунтових вод, сніговий покрив, температуру ґрунту на глибині залягання вузла кущіння, прогрівання орного шару ґрунту у весняний період, накопичення ефективного тепла тощо та агрометеорологічних умов і прогнозів врожаю сільськогосподарських культур.

Відділи мають банк даних режимних і науково-оперативних агрометеорологічних матеріалів.

Основні культури, за якими проводяться спостереження: озимі — пшениця та жито, ячмінь, ріпак; ярові — ячмінь, пшениця, овес;

кукурудза; круп'яні та зернобобові – гречка, просо, горох, соя; соняшник, яровий ріпак; цукровий буряк; багаторічні трави; плодови, виноград.

Спостереження включають: визначення фази розвитку рослин (фенологічні), оцінка стану посівів, визначення висоти рослин і посіву, ступінь пошкодження шкідниками та хворобами. Крім того, виконуються маршрутні обстеження стану посівів, визначаються запаси продуктивної вологи, проводяться спостереження за станом зимуючих культур, погодними умовами, що в значній мірі визначають урожай.

Контрольні запитання

1. Що являє собою система агрометеорологічних спостережень?
2. Що називається агрометеорологічними спостереженнями?
3. Який основний принцип агрометеорологічних спостережень?
4. Які види агрометеорологічних спостережень проводяться в теплий період року?
5. Які види агрометеорологічних спостережень проводяться в холодний період року?
6. Що являють собою агрометеорологічні щорічники та довідники?

Рекомендована література

Основна

1. Атлас облаков. – Л.: Гидрометеиздат, 2006. – 248 с.
2. Антонов В.С. Короткий курс загальної метеорології/ В.С.Антонов. – Чернівці :Рута, 2004. – 336 с.
3. Біловол О.В. Метеорологія/ О.В.Біловол. – Х., 2001. – 168 с.
4. Борисова С.В. Метеорологія і кліматологія /С.Борисова , Г.Катеруша. – Одеса: Екологія, 2008. – 152 с.
5. Божко Л.Ю. Агрокліматичні прогнози/ Л.Божко, О.Барсукова. – Одеса: ТЕС, 2010. – 228 с.
6. Вольвач О.В. Агрометеорологічні вимірювання/ О.Вольвач, В.Вольвач. – Одеса: Екологія, 2006. – 200 с.
7. Грингоф И.Г. Агрометеорология и агрометеорологические наблюдения / И.Грингоф, А.Пасечник. – С.:Гидрометеиздат, 2005. – 552 с.

8. Настанова гідрометеорологічним станціям і постам. – Вип.3. – Ч.1. Метеорологічні спостереження на станціях. Державна гідрометеорологічна служба. – К., 2011. – 279 с.
9. Настанова по службі прогнозів і попереджень про небезпечні і стихійні явища погоди. – К., 2003. – 31 с.
10. Настанова гідрометеорологічним станціям і постам. Агromетеорологічні спостереження. Державна гідрометеорологічна служба України, 2007. – Вип.11. – 357 с.
11. Образцова З.Г. Метеорологія і кліматологія / З.Г. Образцова – Х., 2012. – 177 с.
12. Практикум з сільськогосподарської метеорології/ А.М. Польовий, Л.Ю. Божко, В.М Ситов., О.С. Ярмольська – Одеса, 2002. – 400 с.
13. Психрометрические таблицы. – Л.: Гидрометеиздат, –1972.

Додаткова

1. Врублевська О.О. Прикладна метеорологія / О.Врублевська, Г.Катеруша. – Дніпропетровськ: Економіка, 2005. – 127 с
2. Божко Л.Ю. Агromетеорологічні розрахунки і прогнози/ Л.Ю.Божко. – К.: КНТ, 2005. – 216 с.
3. Волошина О.В. Метеорологія і кліматологія / О.В.Волошина. – Дніпропетровськ: Економіка, 2005. – 87 с.
4. Вольвач О.В. Агromетеорологічні вимірювання/ О.Вольвач. – Дніпропетровськ: Економіка, 2005. – 200 с.
5. Дмитренко В.П. Зміни клімату і проблеми сталого розвитку України / В.П. Дмитренко.– К.: БМТ, 2001. – С. 371 – 383.
6. Дмитренко В.П. Погода, клімат і урожайність польових культур/ В.П. Дмитренко УНД гідрометеорологічний ін-т. – К.: Ніка-Центр, 2010. – 620 с.
7. Довідник з агromетеорологічних ресурсів України. Агromетеорологічні ресурси. – К.: Укр ГМЦ Держкомітету України з гідрометеорології, 1995. – Т.1.– Сер. 2. – Ч. 1. – 201с.
8. Дмитренко В.П. Сільськогосподарська метеорологія: термінологічний довідник / В.П.Дмитренко, Л.В. Щербак, В.В. Бібік. – УНД гідрометеорологічний ін - т. – К.: Ніка – Центр, 2009. – 272 с.
9. Клімат України/ за ред. В.М.Ліпінського. – К.: Вид-во Раєвського, 2003. – 560 с.
10. Методи обробки та аналізу гідрометеорологічної інформації / за ред. Л.Д. Гончарова, Є.П. Школьного – Одеса: Екологія, 2007. – 464 с.

Навчальне видання

Ткаченко Тетяна Григорівна

Агрометеорологія

**Навчальний посібник
для самостійної підготовки студентів**

Редактор А.М. Чорна
Коректори І.О. Бутильська, М.А. Захарченко
Комп'ютерний набір і верстка
Т.Г.Ткаченко

Підписано до друку 15.12.2015. Формат 60×84/16.
Обсяг 16,0 ум.-друк. арк. 16,5 обл.-вид. арк. Тираж 300.

Виробник – редакційно-видавничий відділ Харківського національного
аграрного університету ім. В.В. Докучаєва
62483, Харківська обл., п/в «Комуніст-1», навч. міст. ХНАУ,
тел. 99 – 72 – 70

Виготовлювач – дільниця оперативного друку
ХНАУ, тел. 99 – 77 – 80
