

**МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ**

Гідрометеорологічний інститут
Кафедра агрометеорології та
агроекології

МАГІСТЕРСЬКА КВАЛІФІКАЦІЙНА РОБОТА

на тему: **Оцінка мікрокліматичної мінливості агрокліматичних
ресурсів в південних районах Одеської області**

Виконав студент 2 курсу групи МЗА-18
Спеціальності 103 «Науки про Землю»,
(шифр і назва)

Освітня програма «Агрометеорологія»
(назва)

Сукманський Олексій Іванович
(прізвище, ім'я, по батькові студента)

Керівник д.геогр.н., професор
Ляшенко Галина Віталіївна
(науковий ступінь, вчене звання, прізвище, ім'я, по батькові)

Консультант -
(науковий ступінь, вчене звання, прізвище, ім'я, по батькові)

Рецензент д.геогр.н., професор
Лобода Наталія Степанівна
(науковий ступінь, вчене звання, прізвище, ім'я, по батькові)

Одеса 2019 р.

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Інститут гідрометеорологічний
Кафедра агрометеорології та агроекології
Рівень вищої освіти магістр
Спеціальність 103 «Науки про Землю»
(шифр і назва)
Освітня програма Агрометеорологія
(назва)

ЗАТВЕРДЖУЮ
Завідувач кафедри
агрометеорології та агроекології
Польовий А.М.
« 28 » жовтня 2019 року

З А В Д А Н Н Я
НА МАГІСТЕРСЬКУ КВАЛІФІКАЦІЙНУ РОБОТУ СТУДЕНТУ

Сукманському Олексію Івановичу

(прізвище, ім'я, по батькові)

1. Тема роботи: Оцінка мікрокліматичної мінливості агрокліматичних ресурсів в південних районах Одеської області
керівник роботи Ляшенко Галина Віталіївна, д.геогр.н., професор,
(прізвище, ім'я, по батькові, науковий ступінь, вчене звання)
- затверджені наказом закладу вищої освіти від «18 » жовтня 2019 року №235«С»
2. Строк подання студентом роботи 09 грудня 2019 року
3. Вихідні дані до роботи: агрокліматичні дані по метеорологічним станціям Болград і Ізмаїл: 1. Тривалість сонячного сяйва; 2. Середньодекадні, максимальні і мінімальні температури впродовж року; 3. Кількість опадів і запаси продуктивної вологи у на півметровому шарі ґрунту.
4. Зміст розрахунково-пояснювальної записки (перелік питань, які потрібно розробити): 1. Вивчити загальні природні умови південних районів Одеської області; 2. Проробити методи розрахунків й узагальнення мікрокліматичної мінливості показників радіаційно-світлових ресурсів, ресурсів тепла і вологи, умов заморозко- і морозонебезпечності; 3. Виконати розрахунки показників радіаційно-світлових ресурсів, ресурсів тепла і вологи, режиму заморозків і морозів для рівнинних земель на території Болградського і Ізмаїльського районів; 4. Виконати розрахунки показників радіаційно-світлових ресурсів, ресурсів тепла і вологи, умов заморозко- і морозонебезпечності для різних типів, форм і елементів рельєфу досліджуваної території, провести узагальнення отриманих результатів і дати оцінку мікрокліматичної мінливості агрокліматичних ресурсів на досліджуваній території.
5. Перелік графічного матеріалу (з точним зазначенням обов'язкових креслень):
1. Гістограми й графіки динаміки мінливості сум сумарної і фотосинтетично активної радіації; 2. Гістограми просторової мінливості сум денних і нічних

температур за теплий період для різних елементів рельєфу на території Болградського й Ізмаїльського районів; 3. Гістограми просторової мінливості запасів продуктивної вологи на різних елементах рельєфу по території досліджуваної території; 4. Гістограми просторової мінливості середнього із абсолютних мінімумів температури повітря взимку, інтенсивності й дат заморозків та тривалості беззаморозкового періоду.

6. Консультанти розділів роботи

Розділ	Прізвище, ініціали та посада консультанта	Підпис, дата	
		завдання видав	завдання прийняв
	немає		

7. Дата видачі завдання 28 жовтня 2019 року

КАЛЕНДАРНИЙ ПЛАН

№ з/п	Назва етапів магістерської кваліфікаційної роботи	Термін виконання етапів роботи	Оцінка виконання етапу	
			у %	за 4-х бальною шкалою
1	Отримання завдання та вихідні дані до роботи. Вивчити загальних природних умов південних районів Одеської області.	28.10.2019 р. - 04.11.2019 р.	94	5(відмінно)
2	Проробити методи розрахунків й узагальнення мікрокліматичної мінливості показників радіаційно-світлових ресурсів, ресурсів тепла і вологи, умов заморозко- і морозонебезпечності.	05.11.2019 р. - 10.11.2019 р.	95	5(відмінно)
3	Виконати розрахунки показників радіаційно-світлових ресурсів, ресурсів тепла і вологи, режиму заморозків і морозів для рівнинних земель на території Болградського і Ізмаїльського районів.	11.11.2019 р.- 17.11.2019 р.	96	5(відмінно)
	<i>Рубіжна атестація</i>	18.11.2019 р. - 23.11.2019 р.	95	5(відмінно)
4	Виконати розрахунки показників радіаційно-світлових ресурсів, ресурсів тепла і вологи, умов заморозко- і морозонебезпечності для різних типів, форм і елементів рельєфу досліджуваної території.	24.11.2019 р. - 30.11.2019 р.	94	5(відмінно)
5	Узагальнення отриманих результатів. Підготовка паперової версії магістерської кваліфікаційної роботи.	01.12.2019 р.- 03.12.2019 р.	95	5(відмінно)
6	Оформлення остаточної електронної версії роботи та передача її на процедуру встановлення ступеня оригінальності, відсутності ознак плагіату та складення протоколу і висновку керівника.	04.12.2019 р. - 09.12.2019 р.	96	5(відмінно)
7	Підготовка презентаційного матеріалу до публічного захисту.			
	Інтегральна оцінка виконання етапів календарного плану (як середня по етапам)		95,0	

Студент _____
(підпис)

Сукманський О.І.
(прізвище та ініціали)

Керівник роботи _____
(підпис)

Ляшенко Г.В.
(прізвище та ініціали)

АНОТАЦІЯ

на магістерську кваліфікаційну роботу
Сукманського Олексія Івановича
на тему «Оцінка мікрокліматичної мінливості агрокліматичних ресурсів
південних районах Одеської області»

Методи дослідження просторового розподілу агрокліматичних умов на територіях з неоднорідною підстильною поверхнею.

Метою роботи є дослідження методів просторового розподілу складових агрокліматичних умов на територіях з неоднорідною підстильною поверхнею.

В роботі послідовно освітлюються такі питання: за літературними та довідковими джерелами виконується детальний аналіз загальних природних умов, насамперед, аналіз підстильної поверхні в південних районах Одеської області, на підставі якого встановлюються основні елементи підстильної поверхні, що впливають на просторовий перерозподіл показників агрокліматичних ресурсів. Надалі виконується характеристика загальних кліматичних умов, за якими надається інформація про агрокліматичні ресурси південних районів Одеської області (Болградського, Ізмаїльського і Кілійського районів). І в завершення, наводяться методи розрахунку мікрокліматичної мінливості основних показників агрокліматичних ресурсів під впливом елементів підстильної поверхні.

КЛЮЧОВІ СЛОВА: елементи підстильної поверхні, рельєф, ґрунтовий покрив, водойми, радіаційні і теплові ресурси, ресурси вологи, заморозко- і морознебезпечність, мікроклімат, параметри мікрокліматичної мінливості.

Об'єм - 81 с. табл. - 8, іл. - 31, бібл. - 24.

SUMMARY
for qualifying master's work
Sukmanskiy Oleksiy Ivanovich
on the theme: «World microclimatic agroclimatic sphere of the natural
territories of Odessa region»

Methods of investigation of the spatial distribution of agroclimatic conditions in territories with inhomogeneous ground surface.

The aim of this study is to investigate the methods of spatial distribution of constituent agroclimatic conditions in territories with inhomogeneous ground surface.

The following issues are consistently illuminated: a detailed analysis of general natural conditions is carried out in the literary and reference sources, first of all, the analysis of the litter surface in the southern regions of the Odessa region, on the basis of which the basic elements of the litter surface affecting the spatial redistribution of agro-climatic indices are established. In the following, a description of the general climatic conditions, which provides information on the agro-climatic resources of the southern regions of the Odessa region (Bolgrad, Izmail and Kili districts), is performed. Finally, methods of calculating the microclimatic variability of the main indicators of agroclimatic resources under the influence of the elements of the underlying surface are presented.

KEYWORDS: elements of the ground surface, relief, soil, reservoirs, radiation and thermal resources, moisture resources, frost and frost, microclimate, parameters of microclimatic variability.

Volume – 81 s., Tabl. - 8, ill. - 31, bible. - 24.

ЗМІСТ

ВСТУП.....	7
1 ЗАГАЛЬНІ ПРИРОДНІ І КЛІМАТИЧНІ УМОВИ ПІВДНЯ ОДЕСЬКОЇ ОБЛАСТІ.....	8
1.1 Характеристика природних умов південних районів Одеської області.....	8
1.2 Рельєф території.....	10
1.3 Ґрунтовий покрив.....	12
1.4 Загальні кліматичні ресурси території.....	13
2 МЕТОДИ ОЦІНКИ КЛІМАТИЧНИХ РЕСУРСІВ ТЕРИТОРІЇ.....	18
2.1 Методи оцінки умов теплозабезпеченості.....	18
2.2 Радіаційно-світлові ресурси.....	23
2.3 Методи оцінки радіаційно-світлових ресурсів.....	25
2.4 Методи оцінки ресурсів вологи.....	30
3 РЕСУРСИ СВІТЛА , ТЕПЛА І ВОЛОГИ В ПІВДЕННИХ РАЙОНАХ ОДЕСЬКОЇ ОБЛАСТІ.....	45
3.1 Оцінка теплових ресурсів в Ізмаїльському та Болградському районах	45
3.2 Оцінка водних ресурсів в Ізмаїльському та Болградському районах	50
4 ПРОСТОРОВИЙ ПЕРЕРОЗПОДІЛ АГРОКЛІМАТИЧНИХ РЕСУРСІВ В УМОВАХ НЕОДНОРІДНОЇ ПІДСТИЛЬНОЇ ПОВЕРХНІ.....	52
4.1 Мікрокліматична мінливість показників радіаційних ресурсів на станціях Ізмаїл та Болград.....	52

4.2 Мікрокліматична мінливість запасів вологи на станціях Ізмаїл та Болград.....	55
5 ОЦІНКА ТЕПЛО-, ВОЛОГО- І МОРОЗОНЕБЕЗПЕЧНОСТІ В ПІВДЕННИХ РАЙОНАХ ОДЕСЬКОЇ ОБЛАСТІ.....	63
5.1 Оцінка теплозабезпечення в південних районах Одеської області.....	63
5.2 Оцінка вологозабезпечення в південних районах Одеської області.....	68
5.3 Оцінка заморозконебезпечності в південних районах Одеської області.....	72
5.4 Оцінка морозонебезпечності в південних районах Одеської області.....	75
ВИСНОВКИ.....	78
СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ.....	80

ВСТУП

Актуальність роботи. Дослідження мікрокліматичних ресурсів території є актуальною задачею, так як для ефективного розміщенні сільськогосподарських культур в межах окремих адміністративних областей, районів та окремих господарств, а також при плануванні систем агротехнічних заходів потрібно правильно оцінити мікрокліматичні ресурси території.

Детальна оцінка агрокліматичних ресурсів територій допомагає визначити можливість розміщення тут сільськогосподарських культур. Дуже важливо при цьому врахувати крутизну та експозицію схилу, які впливають на просторовий перерозподіл агрокліматичних ресурсів

Метою магістерської роботи є дослідження мікрокліматичної мінливості показників радіаційних ресурсів, теплових, ресурсів вологи та морозо – та заморозконебезпечності на території Ізмаїльського і Болградського районів Одеської області.

В завдання входило:

- вивчення методів розрахунку мікрокліматичної мінливості показників радіаційних і теплових ресурсів в умовах горбистого і пагорбкуватого рельєфу;

- розрахунки мікрокліматичної мінливості показників радіаційних ресурсів на території Ізмаїльського і Болградського районів Одеської області з пагорбкуватим і горбистим рельєфом;

- розрахунки мікрокліматичної мінливості показників ресурсів вологи на території Ізмаїльського і Болградського районів Одеської області з пагорбкуватим і горбистим рельєфом.

Методи дослідження. Методи агрокліматичних і мікрокліматичних розрахунків та узагальнень.

1 ЗАГАЛЬНІ ПРИРОДНІ І КЛІМАТИЧНІ УМОВИ ПІВДНЯ ОДЕСЬКОЇ ОБЛАСТІ

1.1 Характеристика природних умов південних районів Одеської області

На формування клімату великий вплив чинить підстильна або діяльна поверхня, тобто та поверхня, з якою взаємодіють сонячні промені і атмосфера. З точки зору формування загальних циркуляційних процесів в атмосфері на Земній кулі виділяють два види підстильної поверхні - вода і суша, під впливом яких, за класифікацією Кеппена, клімати поділяються на океанічні і континентальні типи.

Проте на формування погоди і клімату впливають циркуляційні процеси й менших масштабів, які зумовлені впливом невеликих за розміром ділянок підстильної поверхні, насамперед, елементами рельєфу (типом і формою рельєфу, експозицією і крутістю схилів), ґрунтовим покривом (типом і гранулометричним складом). Такі ділянки підстильної поверхні поглинають неоднакову кількість сонячного тепла, а отже, по-різному нагрівають приземну товщу повітря.

Відомо, що за інших різних умов, влітку оголений ґрунт нагрівається сильніше, ніж ґрунт, вкритий травою або лісом. Так, температура поверхні пухкого чорнозему в сонячні дні в липні підвищується до 40-50 °С, а температура піску і гальки на пляжах – вже до 65-70 °С [12, 22].

Відзначається також значний вплив на зміну кліматичних умов рослин. Причому ця мінливість залежить від виду насаджень, насамперед, від висоти і густоти рослинного покриву, які змінюють проективне покриття ґрунту. Відзначається зменшення контрастів в радіаційному, термічному і вологісному режимі приземного повітря. Наприклад, влітку в лісі

температура повітря буває на 4-5 °С, а поверхні ґрунту - навіть на 25-30 °С нижче, ніж на полі без рослинності.

Завдяки тому, що рослини безперервно випаровують вологу, у лісі відзначається більш висока вологість повітря. В середньому за добу вона на 3-7% вище, ніж на відкритих ділянках [18, 19].

Під час дощу в рослинних насадженнях на поверхню ґрунту надходить тільки близько 60-80% загальної кількості опадів. Частина вологи не досягає ґрунту - вона витрачається на змочування листя в кронах. Перехоплення вологи буває більше за короточасних або дрібнокраплинних опадах і менше – за тривалих або інтенсивних дощах. Більше опадів перехоплюють хвойні, менше - листяні ліси. При заметілі ліс є добрим акумулятором снігу, тому ґрунт тут зволожується більше, ніж на безлісних ділянках [17, 23].

Ліс впливає і на вітер. У літню пору його швидкість загасає вже на відстані 100-150 м від галявин. Навіть взимку в глибині лісу, позбавленого листя, швидкість вітру буває вдвічі менше, ніж поза лісом.

Освітленість в лісі знижена. Сутінки і ніч наступають тут раніше, ніж на відкритому місці: за ясної погоди на півгодини, а при хмарній погоді - на три чверті години, під час дощу майже на годину. І, нарешті, ліс відфільтровує пил, сажу і вуглекислий газ, покращує бактерицидність, іонізацію і збагачує повітря киснем.

Значний вплив на регіональні і локальні особливості клімату мають водойми значних розмірів. Невеликий же водойм, аж до ставка площею 0,5 км², зменшують добові і річні коливання температури повітря. В зимовий і перехідні сезони (взимку, весною і восени) зменшуються ризики вимерзання озимих і багаторічних культур та пошкодження теплолюбної групи рослин заморозками. Влітку ж зменшуються ризики прояву посух.

1.2 Рельєф території

Дослідження проведені на прикладі Болградського, Ізмаїльського і Кілійського районів Одеської області, які входять в Середньостепову підзону Степової природної зони України з рівнинним типом. На даній території поширена Причорноморська низовина. Ізмаїльський і Кілійський райони розташовані на узбережжі великої ріки Дунай і Чорного моря, а Болградський район розташований на відрогах Центральномолдавської височини і березі великого озера Ялпуг [1, 20, 21].

За дослідженнями Прикуп Л.О., проведеними в дисертаційній роботі, із застосуванням ArcGIS була складена карта рельєфу у масштабі М 1:50000 за абсолютною висотою місцевості (рис. 1.1) [21]. Такі карти дозволять з великою точністю провести загальний аналіз характеру просторового розподілу абсолютних висот в окремих частинах регіону.

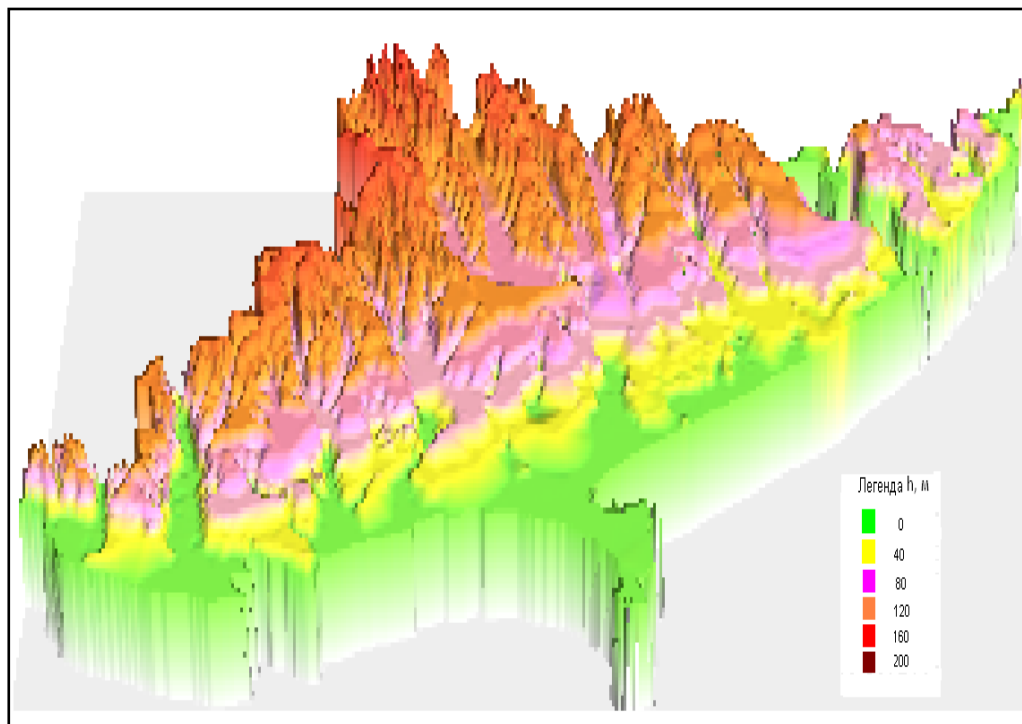


Рисунок 1.1 - Тривимірна карта рельєфу на території південних районів Одеської області [21]

В досліджуваних районах Одеської області виділяються рівнинний, пагорбкуватий та горбистий тип рельєфу. Тут присутні долини, балки та яри, які мають різні розміри. Абсолютні відмітки висот змінюються від 0 до 200 м. Нульові відмітки висот відзначаються на узбережжі р. Дунай, Чорного моря і Дністровському лиману. Найвища відмітка відмічається в Тарутинському районі та становить 200 м. В районах Ізмаїльському, Кілійському та Татарбунарському абсолютні висоти змінюються від 0 до 60 м, а в Ренійському, Білгород-Дністровському та Овідіопольському районах відмічаються незначні площі, з висотами більше 80 м. На територіях Болградського, Арцизького та Саратовського районів відмітки висот змінюються від 0 м до 100, а іноді переважають 120 м над рівнем моря. Найвищі абсолютні висоти відмічаються в Тарутинському районі та змінюються від 60 до 200 м [1, 20, 21].

Дана досліджувана територія при детальному розгляді, характеризується значною розчленованістю рельєфу. Відмічається велика площа з вододільними землями, схилами різної крутості та експозиції. Крутість і довжина схилу вказує на потенційну ерозійну небезпеку, експозиція – на перерозподіл сонячної радіації, яка надходить від Сонця на підстильну поверхню. Найбільш теплими вважаються схили південної і південно-західної експозиції, а холодними – північні [16, 22-23].

Аналіз рельєфу вказує на нерівномірну зміну крутості схилів: 42 % схилів – крутістю 2° , які відповідають рівнинному типу рельєфу. Із них 28 % території – крутість навіть менше 1° . 21 % території займають схили крутістю 3° , $5-6^{\circ}$ та 9° . Приблизно 17% території займають схили, крутість яких перевищує 9° . Найбільше площі зі схилами крутістю вище 9° відзначається в Тарутинському районі, а в Болградському, Саратовському та Білгород-Дністровському районах незначні площі зайняти крутими схилами.

На території присутні схили різної експозиції, але можна відзначити, що в деяких районах схили певної експозиції переважають. В Ренійському та Кілійському районах приблизно 50 % від всієї площі зайняті

південно-західними схилами. В Кілійському районі 40% території зайняті схилами східної експозиції, а 20 – 30% - південно-західними. Схили південно-східної та південно - західної експозиції в загальному займають 80% території Білгород- Дністровського району.

1.3 Ґрунтовий покрив

У ґрунтовому покриві південної частини Одеської області переважають чорноземи - ґрунти, які мають високу родючість і мають велика значення для України.

В південних районах Одеської області поширені чорноземи південні, а на південному сході - темно-каштанові солонцюваті ґрунти. У долинах річок присутні лучно-чорноземні, лучні та чорноземно - лучні солонцюваті ґрунти. Дно великих річок складається з лучно-болотних (заплава Дністра) та болотних й дернових ґрунтах [1, 2, 21].

Для території України виконана оцінка стійкості ґрунтів, яка визначена за показниками, що характеризують суми активних температур, крутизну схилів, кам'янистість, структурність, питомий опір, гранулометричний склад, вміст гумусу, тип водного режиму, реакцію рН, залісненість, ємність іонів, розораність, господарську освоєність у межах природно-сільськогосподарських районів [17].

Південна частина України відноситься до степової чорноземної зони, яка поділяється на дві агроґрунтові підзони, що розмежовані ламаною лінією Болград – Татарбунари – Біляївка - Лиманське. Якщо в агроґрунтовій підзоні Північного Степу разом чорноземами також присутні малогумусні ґрунти різної потужності (потужні, середньо- та малопотужні), то агроґрунтова підзона Південного Степу з чорноземами південними виділяється поширенням малогумусних південних чорноземів середньої та малої потужності. У цій підзоні вже розвинені засолені ґрунти – залишково-

солонцюваті чорноземи, лучно-чорноземні солонцюваті ґрунти та солонці [1, 2, 21].

1.4 Загальні кліматичні ресурси території

Характеристика загальних кліматичних умов для території Болградського району надається за даними спостережень метеорологічної станції Болград, а Ізмаїльського і Кілійського району – за даними метеорологічної станції Ізмаїл [2, 7-9].

Завдяки кліматичним умовам і земельним ресурсам досліджувана територія має великий потенціал у виробництві сільгосппродукції, інвестування в цю сферу є вигідним і перспективним.

Температурні умови сприятливі для розвитку більшості сільськогосподарських культур і в тому числі дозволяють вирощувати ряд цінних теплолюбних культур: виноград та інші.

Середні температури по місяцям впродовж року в цих районах майже не відрізняються, лише в червні вона в Ізмаїльському районі досягає 25 проти 22 °С – в Болградському районі (рис. 1.2) [7-9].

Максимальні температури також майже не відрізняються. За даними вказаних метеостанцій максимальна температура спостерігається в липні і складає 37 і 40 °С відповідно (рис. 1.3).

Мінімальні температури повітря на цій території знижуються в січні до -20 °С. В липні мінімальні температури за даними цих метеостанцій можуть знижуватися до 10 °С (рис. 1.4).

T, °C

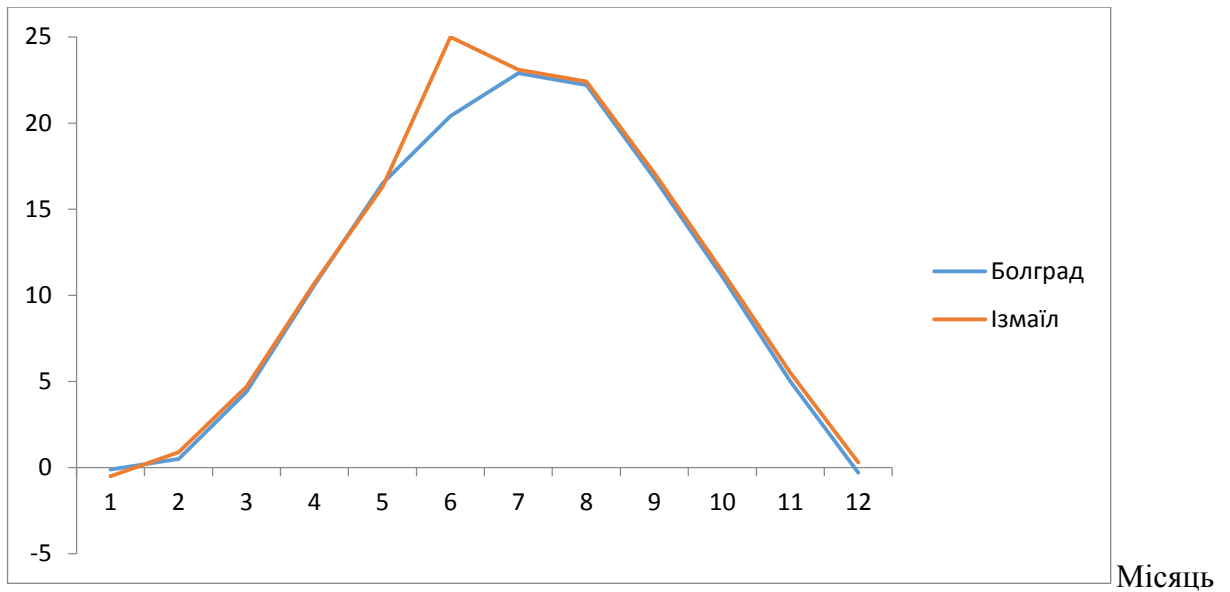


Рисунок 1.2 - Середні температура повітря за даними метеостанцій Болград та Ізмаїл [2-5]

T, °C

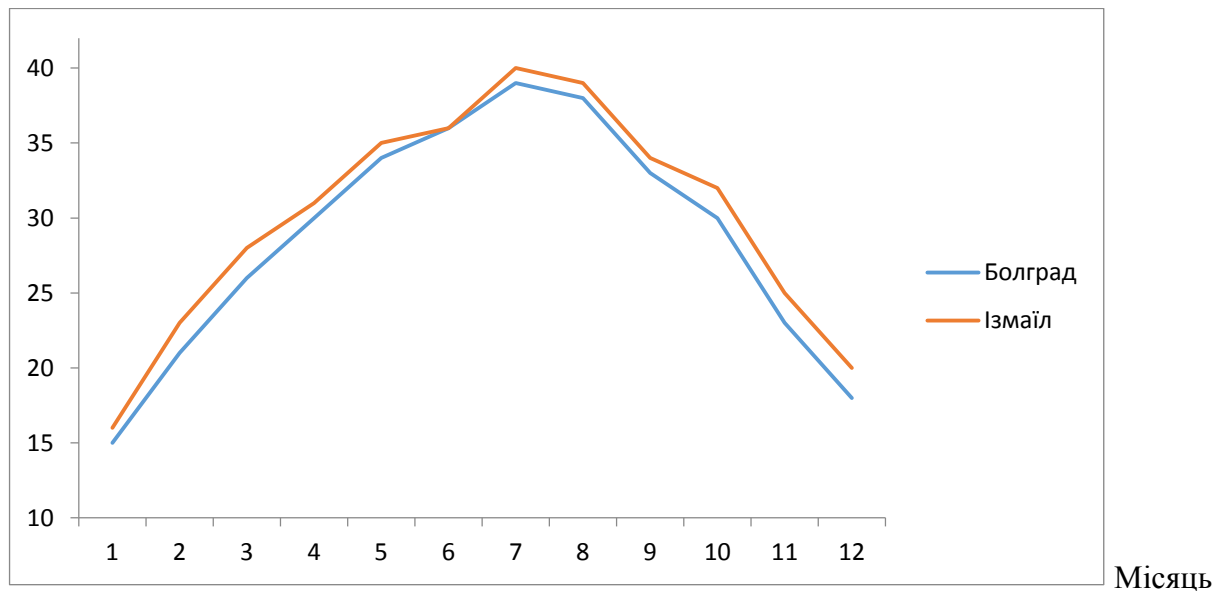


Рисунок 1.3 - Максимальні температури повітря за даними метеостанцій Болград та Ізмаїл [2-5]

Зима за даними метеостанції Болград коротка й тепла. Середня глибина промерзання ґрунту за зимовий період складає 44 см, а максимальна - 65см.

Тривалість відлиг зимою призводять відновлення мікробіологічних процесів в ґрунті.

Вегетаційний період триває з початку березня до кінця жовтня, тобто біля 7,5 місяців. В середині березня повністю починаються сільськогосподарські роботи.

T, °C

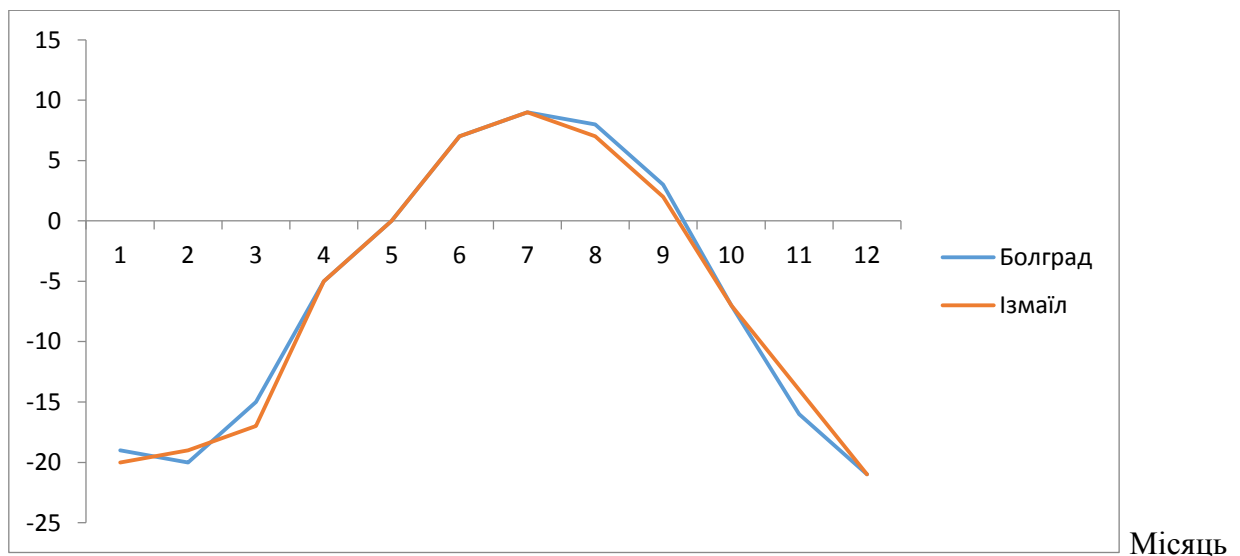


Рисунок 1.4 - Мінімальні температури повітря за даними метеостанцій Болград та Ізмаїл [2-5]

Пануючими напрямками вітру для всіх сезонів являються північно-західні вітри. Початок весни характеризується перевагою північно-західних вітрів, а на кінець весни - південно-східного напрямку. Швидкість вітру зазвичай коливається в межах 2-5 м/с [7-9].

Середня величина річної кількості опадів за даними метеостанції Болград становить 372 мм, а за період з температурою вище 10°C - 340 мм (рис. 3.4). Розподіл опадів по сезонам року нерівномірне. Найбільше опадів випадає в травні, червні та липні. Характер випадання опадів влітку - зливовий, що знижує їх ефективність. Зимових опадів небагато. Сніговий покрив нестійкий і спостерігається нетривалий час [7-10].

Кілійський район розташований у зоні помірно-континентального клімату. Середня тривалість становить 11 годин 46 хвилини, найдовший і короткий світовий день відповідно складає 15 год 50 хв. у липні і 8 год 35 хв. – у грудні [9].

О, мм

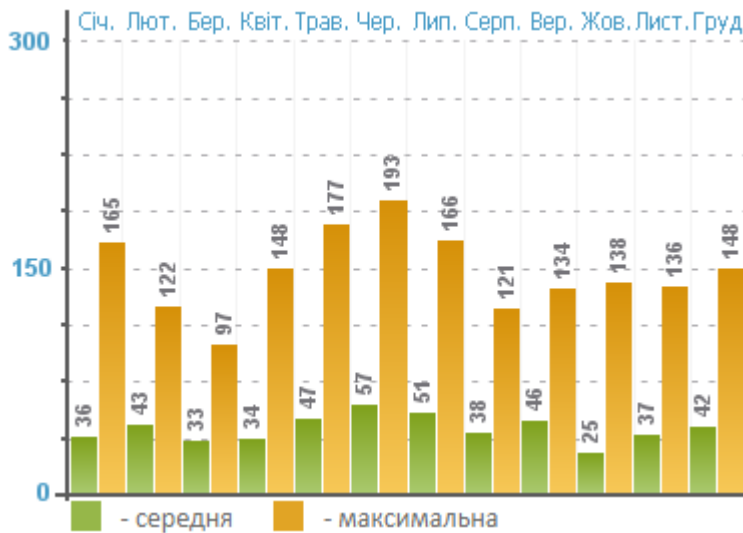


Рисунок 1.5 - Середні і максимальні величини кількості опадів по місяцям за даними метеостанції Боград

Різниця в температурі по району досягає 5 °С. Середньорічна температура становить +11,1 °С. Зима м'яка, коротка та малосніжна з частими відлигами і триває з середини листопада до кінця березня (4,5 місяці). Середня температура становить +0,8 °С. Найхолоднішим місяцем року є січень, середня його температура становить –1 °С, мінімальна температура –22,8 °С.

Літо за даними метеостанції Ізмаїл тривале, тепле, рідше спекотне, однак із недостатньою вологістю. Триває літо з середини травня до кінця вересня (4,5 місяці), середня температура +20,8 °С. Найтепліший місяць — липень, середня температура +24 °С, максимальна +37,8 °С. Тривалість безморозного періоду коливається в інтервалі 250-260 діб, вегетаційний період - до 297 днів [7].

За рік випадає 300-600 мм атмосферних опадів. Найвологішими місяцями є червень, липень та листопад, за які місячна кількість опадів становить близько 60-80 мм. Найпосушливішими місяцями є січень і лютий, коли випадає 20-30 мм опадів.

Середньорічна відносна вологість повітря складає 75 %. Найбільша вологість припадає на холодну пору року (листопад - лютий) і дорівнює 85-90 %, а найменша - у травні (56-60 %).

Досить рідкісним явищем зими є заметілі, а середня висота снігового покриву не перевищує 4 см. На території відзначаються посухи, які супроводжуються суховіями та пиловими бурями. Нерідко відзначається явище туманної роси, яке можна спостерігати впродовж усього року, але найчастіше тумани з'являються в холодній половині року (листопад - травень), тоді як роса - влітку [2].

Середньорічна швидкість вітру не перевищує 3,8 м/с. З вересня по квітень найбільшу повторюваність мають північні (18-41 %) та північно-західні вітри (12-26 %). Лише у травні не відмічається переважання певного напрямку вітру, а у червні – серпні переважають вітри південного і східного напрямку, повторюваність кожного напрямку сягає 35 %. Найбільша швидкість вітру та найбільше число днів із швидкістю вітру понад 15 м/с спостерігається в холодну пору року (листопад — березень).

2 МЕТОДИ ОЦІНКИ КЛІМАТИЧНИХ РЕСУРСІВ ТЕРИТОРІЇ

2.1 Методи оцінки умов теплозабезпеченості

При оцінці термічного режиму і теплових ресурсів було запропоновано використовувати температуру початку росту (біологічний мінімум), максимальну температури як нижню і верхню межу температур, за яких можливе життя та розвиток рослин. Також було визначено, що для розвитку рослин необхідне накопичення суми температур. В 1921 еколог Лівінгстон виявив, що за різного рівня температур відзначається різний приріст проростків кукурудзи. За температури 4,5 °С приріст 0,009 мм в годину, а за температури 32 °С – 1,11 мм в годину. На підставі цих результатів він запропонував використовувати термофізіологічний індекс як константу приросту проростків кукурудзи. В табл. 2.1 було представлено термофізіологічні індекси Лівінгстона для різних температур повітря, які свідчать про вплив температури в цей період. Також були встановлені температури, за яких відзначається як максимальний, так і мінімальний приріст. Такі температури можна описати як лімітуючі температури. Проте такі дослідження були проведені тільки для періоду проростання зерна, що не дозволяє поширювати ці індекси на інші періоди розвитку кукурудзи або культури [12, 15, 19, 22].

Селяніновим Г.Т. були обґрунтовані застосування показників сум температур. Він вказував на те, що сума температур за вегетаційний період або за певну його частину можна розглядати як наближений інтеграл усієї дії термічного фактору на рослину за період вегетації. На практиці було встановлено, що суми температур незамінні при визначенні імовірності прояву різних біологічних явищ, а також фаз розвитку культурних рослин. Будико М.І. та інші дослідники описали застосування сум активних температур за періоди з температурою вище 5 і 10 °С, а також встановили залежність цих

показників з величиною сумарної радіації і радіаційним балансом земної поверхні.

Таблиця 2.1 - Термофізіологічні індекси Лівінгстона [3].

Температура	Індекс	Температура	Індекс	Температура	Індекс
3	0,333	16	21,599	34	107,333
4	0,667	18	31,333	36	86,556
4,5	1,0	20	46,000	38	64,333
7	2,778	22	63,444	40	36,000
8	3,667	24	79,111	42	14,000
9	4,889	26	94,000	44	4,889
10	6,338	28	108,444	45	2,778
12	8,000	30	120,000	46	1,667
14	14,778	32	123,333	47	0,667

Пізніше Ф.Ф. Давітая, Г.Т. Селянінов, П.І. Колосков, С.А. Сапожніков, а потім і Д.І.Шашко провели дослідження різних культур. В результаті цих досліджень стала пропозиція використовувати показники сум температур з врахуванням додаткових показників термічного режиму в залежності від культур і географічних особливостей територій.

Метод О.О. Шепелевського [12, 15, 19, 22]. В агрокліматичних дослідженнях суми ефективних температур застосовуються рідко.

Графічний метод є одним із методів розрахунку теплових ресурсів за сумою активних температур. Він базується на методі побудови графіка річного ходу температур. Для кожної станції по вісі абсцис відкладаються дні місяців, а по вісі ординат – температура повітря, яка в полі графіку

відтворюється у вигляді прямокутника, основа якого складає число днів відповідного місяця, а висота – багаторічна середня температура за даний місяць. Через ці прямокутники проводиться плавна крива так, щоб площа трикутника, яка відсікається з однієї сторони прямокутника дорівнювала площі трикутника з іншої прямокутника, тобто зберігалася б площа прямокутника, яка й являє собою суму температур повітря за місяць.

Графіки річного ходу температури повітря за метод гістограм, побудований методом рівновагових трикутників, дозволяє визначити дати переходу температури повітря весною і восени (D_v, D_o) через різні межі (5, 10, 15 °C), тривалість періодів з такими температурами (N_{mn}) а також теплові ресурси території за сумами температур різних градацій (вище 5, 10, 15 °C), а також дати початку і кінця пір року та їх тривалості.

Є поняття біологічних і кліматичних сум температур - вимоги культур до тепла і теплових ресурсів території. Перехід від біологічних до кліматичних сум температур проводиться шляхом введення кліматичних поправок або різниць. Цю задачу можна вирішити декількома шляхами, схематичне зображення яких представлено на рис.2.2.

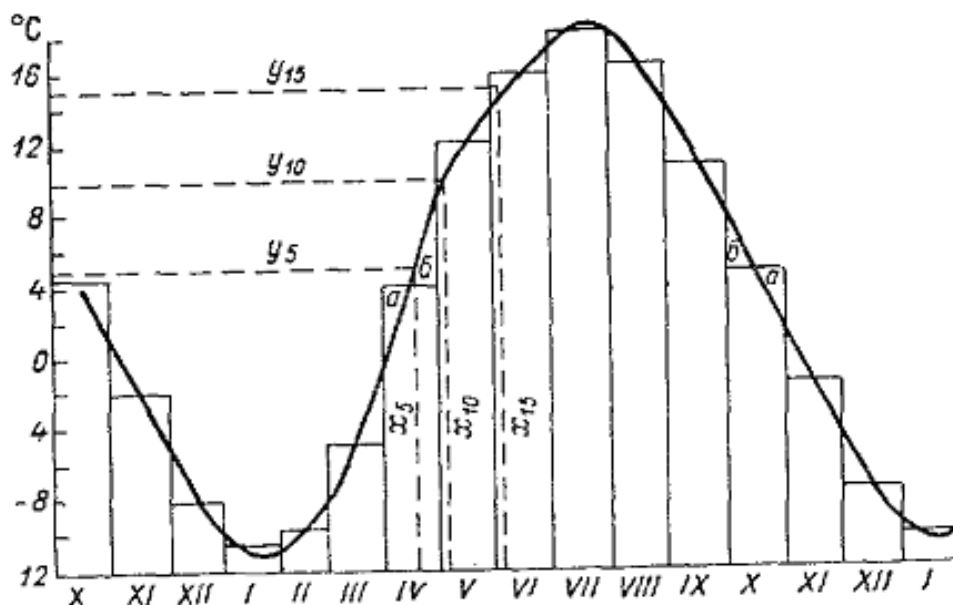


Рисунок 2.1 - Графік річного ходу температури, побудований методом гістограм (за О.О. Шепелевським)

У варіанті I кліматична поправка дорівнює 0, так як температура початку росту і визрівання дорівнює 10°C , тому біологічна сума співпадає з кліматичною. У варіанті II біологічна сума більша кліматичної, так як температура початку росту дорівнює 5°C . Тому для приведення необхідно суму температур, яка накопичена весною за період $5-10^{\circ}\text{C}$, відняти від біологічної суми. Для цього достатньо середню температуру за цей період помножити на число днів в періоді, що дасть кліматичну поправку. У варіанті III біологічна сума менше кліматичної за рахунок того, визрівання культури відбувається за температури 15°C , тобто до дати переходу через 10°C восени. Кліматична поправка визначається як добуток середньої температури за період $15-10^{\circ}\text{C}$ на тривалість періоду в днях, а біокліматична сума визначається як сума біологічної температури і кліматичної поправки. У варіанті IV кліматичні поправки треба розрахувати весною і восени і обидві мають знак «плюс», а сума біокліматичних визначається як сума цих поправок і біологічної суми. Можливі й інші варіанти, але порядок визначення кліматичних поправок і біокліматичних температур ідентичний.

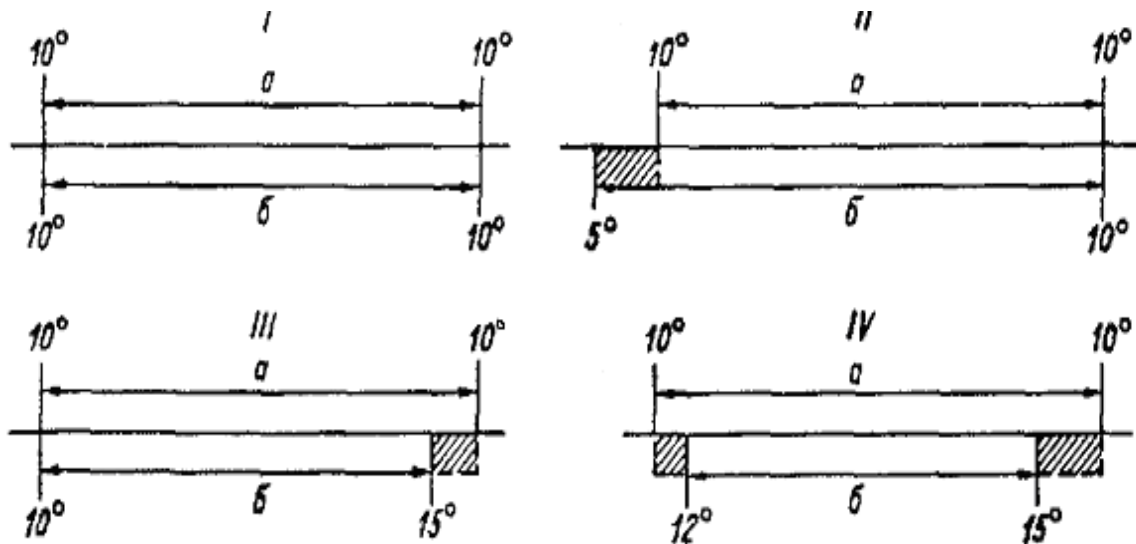


Рисунок 2.2 – Варіанти визначення кліматичної різниці температур:
а - кліматична сума, б – біологічна сума

Сума температур, яка розрахована за весь вегетаційний період не може характеризувати термічний режим і суми температур за окремі періоди розвитку культур. Ф.Ф. Давітая було запропоновано використовувати метод розрахунку накопичення сум активних температур повітря вище 5, 10 і 15 °С на будь-яку дату вегетаційного періоду. Він для території СРСР (крім Східного Сибіру і Далекого Сходу) склав дев'ять номограм накопичення сум температур в залежності від середніх багаторічних сум активних температур ($\overline{\Sigma T_{ак}}$). Для складання номограм використовувалися дані декількох метеорологічних станцій з різними $\overline{\Sigma T_{ак}}$. Для кожної станції була розрахована середня сума температур по місяцям і її підсумок на кінець кожного місяця від дати переходу температури повітря через 10 °С весною до дати переходу температури через 10 °С восени (табл. 2.2).

Таблиця 2.2 - Сума активних температур повітря вище 10 °С за місяць і у вигляді підсумку

Станція	Д _в	Д _о	Місяць				
			V	VI	VII	VIII	IX
Сума температур вище 10 °С за місяць							
А	4 V	27 IX	389	600	685	617	356
Д	16 V	12 IX	164	465	560	477	151
Сума температур вище 10 °С у вигляді підсумку							
А	4 V	27 IX	389	989	1674	2291	2647
Д	16 V	12 IX	164	629	1189	1666	1817

2.2 Радіаційно-світлові ресурси

Сонячна радіація забезпечує рослин енергією, яку вона може використовувати в процесі фотосинтезу для створення органічної речовини. Також вона має вплив на процес росту і розвитку, на розташування і побудову листя, на хімічний склад і кількість продукції, тривалість вегетації культури.

В процесі росту і розвитку рослини основну роль грає радіаційний баланс (R). Він складає різницю сумової радіації, яка поглинається (Q) і ефективно випромінювання (E_e):

$$R = (S + D - R_k) - (E_s - \delta E_a) = Q(1 - A) - E_e, \quad (2.1)$$

де S – пряма сонячна радіація; D – розсіяна радіація; R_k – відбита короткохвильова радіація; A – альbedo підстильної поверхні; $Q(1 - A)$ – поглинена радіація; E_s – власне випромінювання підстильної поверхні; δ – відносний коефіцієнт поглинання довгохвильової радіації підстильною поверхнею; E_ϕ – зустрічне випромінювання атмосфери.

Будико М.І. вперше було встановлено тісну залежність між радіаційним балансом за рік і сумою середньодобових температур повітря вище 10°C і він таким чином надав обґрунтування до використання суми температур для оцінки теплозабезпеченості рослин. Пізніше Н.І. Гойса, З.А. Міщенко [1] та ін. встановили залежність між сумами сумарної сонячної радіації і сумами середньодобових денних температур повітря за теплий період з T_c і T_d вище 10°C . Цими дослідженнями підтверджується основна роль сонячної радіації у формуванні радіаційно-теплових ресурсів на тій чи іншій території.

Також на розвиток, ріст і формування врожаю рослин впливають тривалість сонячного саява, його інтенсивність та спектральний склад. Для фізіологічних процесів, в тому числі фотосинтезу, найбільше значення має короткохвильова радіація (КХР). Промениста енергія, що поглинається

пליстям грає важливу роль в розвитку рослин і вона називаються фізіологічною радіацією; частина спектру сонячного світла, який бере участь в фотосинтезі, називають фотосинтетично активною радіацією (ФАР). Величину ФАР звичайно обмежують довжинами хвиль 0,38 – 0,71 мкм.

У незадовільних за структурними особливостями посівів рослини поглинають близько 20 – 25% падаючої на них ФАР, а використовують на фотосинтез лише 1 – 2% цієї величини. Решта поглиненої ФАР, витрачається на нагрівання рослин і пов'язану з цим посилену транспірацію. Посіви, які за структурою близькі до оптимальних, за вегетацію можуть поглинати до 50 – 60% падаючої на них ФАР, але і вони звичайно накопичують у вигляді органічної речовини всього 2 – 3% величини ФАР, яка поглинена.

Окрім реакції рослин на інтенсивність і спектральний склад радіації, рослини реагують також на тривалість освітлення. Реакція рослин на тривалість освітлення одержала назву фотоперіодизму. Це явище було вперше виявлено американськими вченими Гарнером і Аллардом в 1920 році. Слід пам'ятати, що потреба рослин в означеній тривалості освітлення проявляється тільки в стадії розвитку

Рослини за реакцією на тривалість освітлення діляться на групи:

- рослини довгого дня, розвиток яких прискорюється на півночі (пшениця, жито, ячмінь, овес, льон і ін.);
- рослини короткого дня, розвиток яких прискорюється при вирощуванні на півдні (просо, соя, конопля, сорго);
- рослини нейтральні, у яких зміна тривалості дня (тривалість освітлення в годинах) не зумовлює помітних змін в розвитку (кукурудза, гречка, боби, квасоля).

Визначити співвідношення тривалості дня і ночі просто, бо воно залежить від широти місця та пори року. Для більшості культур відома поправка на "фотоперіодизм", яка дає можливість врахувати зміну потреби рослин в теплі в залежності від тривалості освітлення .

При проведенні оцінки клімату і агрокліматичного районування різного масштабу території використовуються такі показники радіаційно-світлових ресурсів:

- тривалість сонячного сяйва за період з температурою повітря вище 10 °С (ΣS_c , години);
- суми прямої сонячної радіації, розраховані за місяць, період активної вегетації культури (ΣS);
- радіаційний баланс за період активної вегетації культур (ΣR);
- суми сумарної радіації, розраховані за період активної вегетації культур (ΣQ);
- суми фотосинтетично-активної радіації, розраховані за місяць, період активної вегетації культур ($\Sigma Q_{\text{фар}}$).

Сонячна радіація вимірюються в наступних одиницях: кВт/(м²·хв), МДж/(м² год), МДж/(м²·міс), МДж/(м² рік). S, Q, R, Q_ф добре використовувати в агрокліматичній оцінці та при картографуванні агрокліматичних ресурсів на обмежених територіях (адміністративна область, район, окреме господарство) тому, що ці кліматичні характеристики відрізняються чутливістю до мікроклімату. За допомогою них можна виявити чутливість рослин до різних схилів і оптимізувати їх розміщення на конкретній місцевості [12,15,19,2].

2.3 Методи оцінки радіаційно-світлових ресурсів

Для росту та розвитку рослин найбільше значення має (КХР) короткохвильова радіація. Промениста енергія Сонця, сонячна радіація, на шляху від зовнішньої межі атмосфери до земної поверхні дещо змінюється. Вона поглинається атмосферою та розсіюється. Пряма сонячна радіація - досягає земної поверхні у вигляді паралельного пучка променів, які надходять від Сонця (S). Інша її частина розсіюється в атмосфері і надходить до поверхні з усіх точок небозводу (D).

Роздивимось методи розрахунку сумової сонячної радіації і фотосинтетично активної радіації. Пряма сонячна і розсіяна радіація, які надходять на горизонтальну поверхню (або відкрите рівне місце), в сумі дають сумову короткохвильову радіацію, розраховану за день, місяць, теплий період:

$$\Sigma Q = \Sigma S + \Sigma D, \quad (2.2)$$

де ΣQ – сума сумової радіації;

ΣS – сума прямої сонячної радіації;

ΣD – сума розсіяної радіації.

Ці види короткохвильової радіації приладами - актинометрами на мережі актинометричних станцій. Але мережа таких станцій в багатьох країнах, в тому числі в Україні, дуже обмежена. Тому при вирішенні різних прикладних задач виникає необхідність отримання інформації про сумову сонячну радіацію з більш щільної мережі метеорологічних станцій. Для цього застосовують розрахункові формули.

Наприклад, формула Т.Г. Берлянда має вигляд

$$\Sigma Q = \Sigma Q_0(1 - a n - b n^2) \quad (2.3)$$

де ΣQ_0 – місячна сума сумової радіації при безхмарному небі;

a, b – числові безрозмірні коефіцієнти ($b = 0,38$;

значення a залежить від широти місця, для широт від 0 до 60° $a = 0,38 \pm 0,2$);

n – середнє місячне значення загальної хмарності (частки одиниці).

За даною формулою можна розрахувати значення ΣQ , яка надходить на горизонтальну поверхню для будь-якого пункту на території СНД з похибкою не більше 10%

Для розрахунку сум сумарної радіації використовують дані про тривалість сонячного сяйва в конкретному пункті або районі. С.І Сивков им було запропоновано удосконалену формулу В.Н. Українцев:

$$\sum Q = 49S^{1,31} \cdot 10^{-4} + 10,5(\sin h)^{2,1} \quad (2.4)$$

де S_c – дійсна тривалість сонячного сяйва за місяць, період (година);

h_{\odot} – висота Сонця опівдні на середину місяця.

Полуденна висота Сонця визначається за формулою

$$h_{\odot} = 90^{\circ} - \varphi + \delta_{\odot}, \quad (2.5)$$

де φ – широта місця;

δ_{\odot} – схилення Сонця.

Відхилення розрахованих декадних і місячних Q за окремі роки від вимірних сум сумарної радіації до широти 65° звичайно не перевищує 10 %

Згідно досліджень Б.І. Гуляєва, Х. Молдау, Х.Г. Тоомінга в актинокліматологічних розрахунках для умов рівного місця перехід від короткохвильової радіації до ФАР здійснюється за формулами вигляду

$$\sum S_{\phi} = c_s \cdot \sum S \quad (2.6)$$

$$\sum D_{\phi} = c_d \cdot \sum D \quad (2.7)$$

$$\sum Q_{\phi} = c_Q \cdot \sum Q \quad (2.8)$$

де $\sum S_{\phi}$, $\sum D_{\phi}$, $\sum Q_{\phi}$ - суми відповідно прямої, розсіяної і сумової ФАР, розраховані за день, декаду, місяць або вегетаційний період

На території України інструментальні спостереження за сумовою радіацією ведуться тільки на 17 актинометричних станціях. При вирішенні

агрокліматичних задач виникає необхідність одержання інформації про сумову і фотосинтетично активну сонячну радіацію з більш щільної мережі метеорологічних станцій.

Міщенко З.А., Ляшенко Г.В., Ляховою С.В. [13, 19] встановили кількісні залежності між показниками радіаційно-світлових ресурсів окремо для весни, літа, осені і в цілому за теплий період з температурою повітря вище 10 °С. Вони розробили непрямий спосіб розрахунку сум сумової і фотосинтетично активної радіації за різні періоди активної вегетації культурних рослин, створено спеціальний банк місячних даних з березня по листопад і за теплий період з температурою повітря вище 10 °С за ΣQ , ΣQ_{ϕ} , ΣS_c для 150 пунктів, які рівномірно освітлюють територію України.

Як видно із табл. 2.3, коефіцієнти кореляції (r) залишаються у всі сезони високими. Середні помилки рівнянь регресії малі і знаходяться в межах 24 – 40 МДж/м². Отже, можна зробити висновок про достатньо високу точність визначення сум сумової сонячної радіації за тривалістю сонячного саява з використанням відповідних рівнянь або графіків зв'язку між цими показниками.

Таблиця 2.3 - Рівняння зв'язку між показниками радіаційно світлових ресурсів і статистичні параметри до них [11, 12]

Період	Рівняння	r	S_y
Весна	$\Sigma Q_{\text{в}}=2,114 \cdot \Sigma S_c - 44,92$	0,97	39,76
Літо	$\Sigma Q_{\text{л}}=1,678 \cdot \Sigma S_c - 134,92$	0,80	26,58
Осінь	$\Sigma Q_{\text{о}}=1,927 \cdot \Sigma S_c - 23,88$	0,98	40,39

Одержано також ряд рівнянь множинної регресії, які характеризують залежність сум сумової радіації від тривалості сонячного саява і полуденної висоти Сонця, вираженої через $\sin h_{\odot}$ окремо для весни, літа, осені.

$$\text{Весна } \Sigma Q = 1,697 \cdot \Sigma S_c + 280,14 \sin h - 92,26 \quad (2.9)$$

$$\text{Літо } \Sigma Q = 1,299 \cdot \Sigma S_c + 723,11 \sin h - 390,13 \quad (2.10)$$

$$\text{Осінь } \Sigma Q = 1,425 \cdot \Sigma S_c + 253,91 \sin h - 90,08 \quad (2.11)$$

Розраховані відповідні статистичні параметри до рівнянь множинної регресії. Отримані коефіцієнти кореляції між ΣQ і ΣS_c , $\sin h$ залишаються у всі пори вельми високими ($r = 0,90 - 0,98$), а середні квадратичні помилки коефіцієнтів кореляції і імовірні помилки малі.

Середні помилки рівнянь регресії (S_y) не перевищують 20-30 МДж/м². Таким чином, урахування полуденної висоти Сонця значно підвищило точність непрямого розрахунку місячних сум сумарної радіації.

Для отримання більш повних даних по ΣQ і ΣQ_ϕ Міщенко З.А. і Ляшенко Г.В. запропонували відповідні формули для розрахунку радіаційних ресурсів за сумами середньодобових температур, інформація про які є на значно більшій кількості метеорологічних станцій. Для України рівняння мають такий вигляд:

$$\Sigma Q = 0,89 * \Sigma T_c + 450,2 \quad (2.12)$$

$$\Sigma Q_\phi = 0,44 * \Sigma T_c + 225,1 \quad (2.13)$$

$$\Sigma S_c = 0,47 * \Sigma T_c + 30,34 \quad (2.14)$$

Коефіцієнти кореляції між цими показниками становлять 0.91-0.96. Середні квадратичні помилки коефіцієнтів кореляції не перевищують 0,03-0,05, а імовірні помилки малі і складають 0,02 – 0,03.

2.4 Методи оцінки ресурсів вологи

Оцінка волого забезпечення по опадам. Зараз часто, за показник волого забезпеченості використовують кількість опадів, що випали, яке виражене в міліметрах шару води. Середня багаторічна кількість опадів в даному районі дає уявлення про 50% забезпечення цієї території опадами вище або нижче цієї величини.

Кліматичні дані із довідника про середні багаторічні суми опадів за окремі місяці і періоди не можуть дати повну оцінку режимів опадів, бо їх мінливість в деяких районах може значно відрізнятись. Так в Одеській області самим вологим є червень. В середньому за цей місяць в Одеській області може випадати до 75 мм. Проте в окремі роки тут може не будти опадів зовсім, а в інші роки вони будуть досягати до 200 мм. Із-за цього для точної волого забезпечення потрібен розрахунок кількості опадів. Для цих цілей можна використати графік А.Н. Лебедева, рис. 2.3.

Кількість водоспоживання культурою залежить від деяких факторів: погодні умови, біологічні особливості культури.

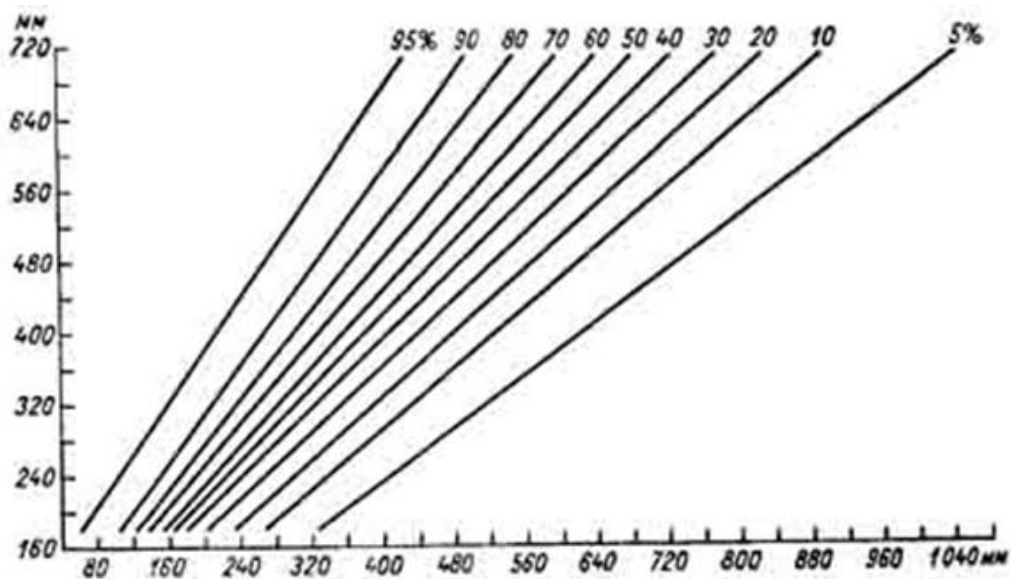


Рисунок 2.3 - Графік для розрахунку опадів різної забезпеченості в південно західних регіонах ЄТС

Оцінка вологозабезпечення за методами, що враховує основні метеорологічні характеристики. Ряд дослідників розраховують потреба рослин у волозі по середньої добової температури повітря або за сумою середніх добових температур за певний період часу. Так, І. А. Шаров пропонує розраховувати оптимальне водоспоживання культури E за формулою

$$E=e\sum t+4b \quad (2.15)$$

де сума t - сума температур повітря за період вегетації,

e - коефіцієнт водоспоживання культури, розрахований на 1° ,

b - число днів вегетаційного періоду.

Д. А. Штойко, Г. К. Льгов, Д. Б. Ципріс пропонують використовувати температуру повітря для розрахунку оптимального водоспоживання культур

Іншим компонентом в розрахунках є так біологічний коефіцієнт випаровування. Алпатьєв визначив, що в основі цього коефіцієнта є сформований в філогенезі спадковий ритм розвитку рослини, який пов'язаний із сезонним ритмом клімату, хід накопичення рослинної маси одночасно з якісною зміною самої рослини, ступінь затінення ґрунту і стійкість фітоклімату». Ці залежності дають підставу вважати, що біологічний коефіцієнт відображає головним чином біологічні особливості розвитку рослин. З урахуванням зазначених закономірностей розрахункове рівняння має вигляд

$$E=k\sum d \quad (2.16)$$

де E - оптимальне водоспоживання даного фітоценозу (мм),

K - біологічний коефіцієнт даної культури (безрозмірна величина),

$\sum d$ - сума дефіцитів вологості повітря (мм або мб).

Оцінка вологозабезпечення за умовними показниками зволоження. Були запропоновані показники зволоження, які називаються індексами або коефіцієнтами. В основі коефіцієнтів лежить положення, згідно з якими ступінь зволоження території залежить від кількості опадів і в зворотному від можливої витрати вологи рослинами (випаровування). Остання розраховується по температурі, дефіциту вологості повітря або іншим параметрам. Наведемо деякі з показників зволоження. Показник зволоження, запропонований Н. Н. Івановим:

$$k=p/f \quad (2.17)$$

де Р- опади за рік (мм),

f - випаровуваність за рік (мм), визначена за випаровуванням з поверхні водойм (озер).

Показник зволоження Д. І. Шашко:

$$md=p/\sum d \quad (2.18)$$

де Р - опади за рік,

$\sum d$ - сума середньодобових дефіцитів вологості за рік (мм), що є показником випаровуваності.

Величина $Md = 0,45$ вказує на відповідність в межах року опадів і випаровування; при $Md > 0,45$ опади перевищують випаровуваність; $Md > 0,60$ вказує на формування надмірного зволоження. Навпаки, величини $Md < 0,45$ є показниками недостатнього зволоження; $Md < 0,15$ вказує на вкрай посушливі умови. Оскільки випаровуваність істотно залежить від вологості повітря, П. І. Колосков запропонував наступний показник, що характеризує зволоження ґрунту:

Показник зволоження (гідротермічний коефіцієнт) по Г. Т. Селянинова:

$$\text{ГТК} = \frac{\sum P}{\sum t:10} \quad (2.19)$$

де P - опади за рік,

$\sum t$ - сума середньодобових дефіцитів вологості за рік (мм), що є показником випаровуваності.

Величина $Md = 0,45$ вказує на відповідність в межах року опадів і випаровування; при $Md > 0,45$ опади перевищують випаровуваність; $Md > 0,60$ вказує на формування надмірного зволоження. Навпаки, величини $Md < 0,45$ є показниками недостатнього зволоження; $Md < 0,15$ вказує на вкрай посушливі умови.

Недоліком ГТК є неврахування весняних запасів вологи в ґрунті, які при неоднорідному річному ході опадів можуть бути істотно різними при одному і тому ж значенні ГТК за вегетацію. Тому ГТК є хорошим показником зволоження лише в тих районах, для яких характерний однорідний тип річного ходу опадів. При значних відмінностях в річному ході опадів необхідне уточнення значень ГТК. В даний час таке коригування проведена Сапожникова для районів з мусонним кліматом (на схід від Забайкалля).

Інший недолік ГТК - в якості показника випаровування використовується лише температура повітря. На деякій частині території Радянського Союзу температура повітря тісно корелює з дефіцитом вологості повітря, більш повно враховує випаровуваність. Однак в ряді районів, особливо прибережних, цей зв'язок порушується. Тому для таких районів ГТК, як показник зволоження, буде неточним.

Показник зволоження Шашко Md також потребує введення поправок на річний хід опадів, так як зимові і літні опади не рівнозначні для рослин.

Крім того, при обліку річних сум опадів показник Шашко виявляється занадто стабільним в часі і погано відображає зміни вологозабезпечення вегетаційного періоду в окремі роки.

З огляду на зазначені недоліки, С. А. Сапожникова запропонувала новий коефіцієнт зволоження КУ, поклавши в його основу ГТК:

$$КУ = \frac{B + P_b}{\sum T_{10}} \quad (2.20)$$

де В - вологозапаси ґрунту, розраховані по зимово-весняним опадам,

P_b - опади за період з температурою понад 10 °,

у - коефіцієнт, що переводить сума Т 10 в випаровуваність по співвідношенню сума Т10 і сума (Е-е) з урахуванням зміни цього співвідношення в окремих районах.

Методи агрокліматичної оцінки умов вологозабезпеченості. В поточний період найбільш поширеним показником, особливо серед аграріїв (як науковців, так і практиків) для оцінювання вологозабезпеченості рослин здійснюють за кількістю опадів, виражених в міліметрах шару води. При цьому, порівнюють поточну кількість опадів у відношенні до середньої багаторічної величини. Середня багаторічна кількість опадів дає уявлення про 50-% забезпеченості опадів [3, 4, 10, 12].

Між тим, важливе значення має інформація про мінливість кількості опадів у часі, найкращим представленням якої є номограми забезпеченості. На рис. 2.4 надана номограма забезпеченості річної кількості опадів в південно-західному регіоні території СРСР, складена О.О. Алексєєвим. На цій номограмі представлена територія з річною кількістю опадів від 160 до 720 мм, а в окремі роки можливе її коливання від 80 до 1040 мм. Так, наприклад, за середньої багаторічної величини річної кількості опадів на рівні 400 мм (що близько для району Одеси), в окремі роки їх кількість

змінюється від 200 до 700 мм. Для території з середньою кількістю опадів 640 мм в окремі роки їх кількість може зменшуватися до 360 і збільшуватися до 960 мм. Техніка складання номограм кількості опадів ідентична складанню номограм інших агрокліматичних показників.

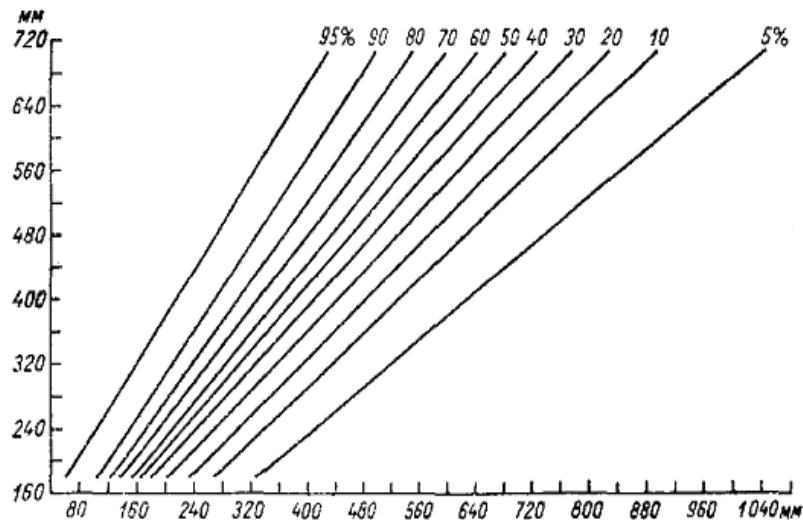


Рисунок 2.4 – Номограма для розрахунку річної кількості опадів різної забезпеченості(%) в південно-західних районах ЄЧСРС

Відомо, що кількість опадів неоднакова в різні місяці і сезони року, інформація про які має велике значення для споживачів агрометеорологічної інформації – аграріїв. Тому виникає необхідність в складанні номограм сезонної або, найкраще, місячної кількості опадів.

Проте характеристика вологозабезпеченості за кількістю опадів не може задовольняти споживачів агрокліматичної інформації, що зумовлено наступним. По-перше, опади є лише однією складовою водного балансу і характеризують тільки кількість води, яка надходить на земну поверхню або поверхню рослинного покриву з атмосфери. В різних регіонах може відзначатися однакова кількість опадів, проте вологозабезпеченість рослин буде різною. Наприклад, на Кольському півострові випадає стільки ж опадів, скільки й в Узбекистані (350 мм за рік, але на Кольському півострові спостерігається надлишок вологи за нестачі тепла, а в Узбекистані – нестача вологи за надлишку тепла. Вологозабезпеченість рослин в цих регіонах

значно відрізняється. Це зумовлює необхідність розробки інших методів оцінки вологозабезпеченості рослин, які б адекватно враховували б вимоги сільськогосподарських культур до вологи і сумарну кількість вологи в діяльному шарі. [3, 15, 21].

Оцінка вологозабезпеченості рослин за емпіричними методами. Деякі дослідники пропонували розраховувати потребу рослин у волозі за середньою добовою температурою повітря або за сумою середніх добових температур за певний проміжок часу. Так, І.О. Шаров запропонував розраховувати оптимальне водоспоживання культур E_0 за формулою:

$$E_0 = e \sum T + 4b, \quad (2.21)$$

де $\sum T$ – сума температур повітря за період вегетації;

e – коефіцієнт водоспоживання культури, розрахованої на 1 °С;

b – число днів вегетаційного періоду конкретної культури

Згідно із М.М. Іванова оптимальне водоспоживання культури можна розраховувати за такою формулою:

$$E_0 = 0,0018(T_B + 25)^2 \cdot (100 - h), \quad (2.22)$$

де T_B - середня місячна температура повітря;

h – середня місячна відносна вологість повітря; E_0 – випаровуваність (мм в місяць).

Широкого застосування для оцінки оптимальних умов водоспоживання (максимального випаровування) набув біофізичний метод О.М. Алпатьєва. Показником клімату, що визначає величину оптимального водоспоживання (оптимального сумарного випаровування), він пропонує вважати сумарний за певний період дефіцит насичення водяної пари повітря.

Врахування ритму водоспоживання, хід накопичення біомаси і якісної зміни рослин здійснюється через біологічний коефіцієнт водоспоживання K_B .

Формула розрахунку має вигляд:

$$E_0 = K_B \cdot \sum d, \quad (2.23)$$

де E_0 – потреба рослин у волозі, фізичним аналогом якої є сумарне випаровування за оптимального режиму зволоження, (мм);

K_B – біологічний коефіцієнт (безрозмірна величина);

$\sum d$ – сума дефіцитів насичення водяної пари (мм або ГПа) [3, 15, 21]

Оцінка вологозабезпеченості рослин за теоретичними методами. До теоретичних методів відноситься комплексний метод, розроблений М.І. Будико, за якого розділяють випарування за двох видів зволоження ґрунту. В першому випадку випаровування відбувається з достатньо зволоженого ґрунту і близьке до випаровуваності. В другому випадку випаровування розглядається за зволоження нижче критичного, а випаровування буде значно менше випаровуваності. Оптимальне водоспоживання (потреба рослин у воді) М.І. Будико ототожнює з потенційною можливістю випаровування, тобто з випаровуваністю. Встановлено, що величина можливого випаровування за оптимального зволоження ґрунту пропорційна дефіциту насичення водяної пари і розраховується за температурою повітря. Формула розрахунку випаровування має вигляд:

$$E_0 = \rho D(q_s - q), \quad (2.24)$$

де ρ – щільність повітря;

D – інтегральний коефіцієнт дифузії;

q_s – питома вологість насиченого водяною парою, яка розраховується за температурою випарної поверхні;

q – питома вологість повітря в психрометричній будці.

Л.І. Зубенко, розвиваючи метод М.І. Будико, вивела модифіковану формулу, за якою величина випаровуваності визначається для кожного місяця за середнім місячним дефіцитом насичення водяної пари, який, в свою чергу, розраховується за температурою повітря з врахуванням поправки на особливості ґрунтово-кліматичних умов (тундра, ліс, лісостеп, степ). Розрахунок сумарного випаровування за вологозапасами нижче критичних здійснюється за формулою:

$$E = E_o \frac{W_H + W_K}{2W_o}, \quad (2.25)$$

де E – випаровування, яке відповідає вологоспоживанню за нормальних природних умов, мм;

E_o – випаровуваність, мм;

W_H и W_K – запаси вологи у ґрунті на початок і кінець розрахункового періоду;

W_o – критичні запаси вологи у метровому шарі ґрунту, які складають 70% найменшої польової вологоємності (НВ) [3, 15, 21, 22].

При розрахунках за спрощеним рівнянням водного балансу стік води не приймається до уваги. За запропонованими формулами Л.І. Зубенко виконано розрахунки випаровування і випаровуваності та складено карти E , E_o за рік і роздільно за місяці з березня до жовтня для території суші земного шару. Нею також виконано розрахунки дефіциту випаровування у

вигляді різниці $E-E_0$ і відносного випаровування E/E_0 та складено карти розподілу цих показників на суші земного шару.

За комплексним методом ресурси вологи можна визначати як різницю між оптимальним і фактичним випаровуванням – $E_0 - E$. Ця величина за додатного знаку являє собою кліматичну норму зрошення (за умови середніх багаторічних даних). Для порівняння умов зволоження різних територій доцільно застосовувати E/E_0 як відносний показник вологозабезпеченості.

За цим методом С.І. Харченко розрахунок оптимального водоспоживання виконується із використанням показників водного і теплового балансів за формулою вигляду:

$$E_{OP} = \frac{\beta(R_O - P_O)W_{нн.в.}}{z\gamma}, \quad (2.26)$$

де R_O – радіаційний баланс;

P_O – потік тепла у ґрунт;

z – прихована теплота випаровування;

$W_{нн}$ – запаси вологи в розрахунковому шарі ґрунту за найменшої вологоємності;

γ – параметр, який розраховується як різниця між найменшою вологоємністю і вологістю в'янення;

β – коефіцієнт, який залежить від фази розвитку рослин і стану діяльної поверхні.

Показником зволоження за цим методом пропонується використовувати коефіцієнт вологозабезпеченості η , який характеризує відношення водного балансу у кореновому шарі ґрунту до оптимального водоспоживання (випаровування):

$$\eta = \frac{X + (W_{hн} - W_{hk}) + K_h - I_h - I_{нов}}{E_{он}} \quad (2.27)$$

де X – атмосферні опади;

$W_{hн}$ и W_{hk} – вологозапаси на початок і кінець розрахункового періоду у шарі ґрунту h ;

K_h – надходження вологи за рахунок висхідного потоку капілярної, плівкової і пароподібної вологи або надходження вологи за рахунок ґрунтових вод;

I_h – інфільтрація вологи (витрати вологи за рахунок низхідного потоку;

$I_{нов}$ – поверхневий стік;

$E_{он}$ – оптимальне водоспоживання культури. [3, 15, 21, 22].

За глибокого залягання ґрунтових вод (4-5 м та глибше), коли елементи вологообміну по вертикалі K_h і I_h можна вважати рівними нулю, розрахунок коефіцієнту вологоспоживання спрощується:

$$\eta = \frac{X + (W_{hн} - W_{hk}) - I_{нов}}{E_{он}}, \quad (2.28)$$

По методу О.Р. Константинов вологозабезпеченість визначається як різниця між випаровуваністю і фактичним водоспоживанням $E_0 - E$, але розрахунок фактичного випаровування проводиться за градієнтними даними. При складанні емпіричних залежностей, автор замінив величини градієнтів швидкості вітру, температури і вологості повітря температурою T_B і пружністю водяної пари e , які виміряні на висоті психрометричної будки. За

цими даними визначено фактичне випаровування луків, які оточують майже всі метеорологічні станції.

Для розрахунку випаровування з поля треба використати відносні показники, які отримані О.Р. Константиновим при паралельних градієнтних спостереженнях на метеорологічних станціях і на полях з зерновими культурами. Він склав графіки залежності для оцінки цих показників— графіки переходу від величин випаровування з луків до величин випаровування з сільськогосподарського поля. Випаровуваністю він вважає максимально можливе випаровування з максимально зволоженого сільськогосподарського поля. Випаровуваність за оптимальних вологозапасів ґрунту, зімкнутого травостою в період активної вегетації рослин близькі. Доведена ідентичність величин випаровуваності різних підстильних поверхонь (поле з паром, сільськогосподарськими культурами, водоймами) за умови значних розмірів випарної поверхні і оптимального зволоження ґрунту.

Оцінка вологозабезпеченості територій проводиться за допомогою дефіциту випаровування у вигляді різниці $E_0 - E$. Цей метод відрізняється простотою визначення вологозабезпеченості культур, так як для застосування в наявності велика кількість матеріалів спостережень за температурою та пружністю водяної пари на мережі метеорологічних станцій. Недоліком методу є використання графіків, що зумовлює значний суб'єктивізм у визначенні дефіциту вологозабезпеченості.

Оцінка вологозабезпеченості рослин за вологозапасами у ґрунті. Процеси життєдіяльності рослин і формування їх врожайності в значній мірі визначається за достатньої кількості продуктивної вологи у кореновому шарі ґрунту. Продуктивні вологозапаси складає така кількість вологи у ґрунті, вміст якої перевищує вологість стійкого в'янення і яка приймає участь у формуванні органічної речовини. Для переведу вологості ґрунту, вираженої у відсотках, в мм продуктивної вологи застосовують формулу:

$$W_{\text{пр}} = 0,1 d h (W - K), \quad (2.29)$$

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

d – об'ємна маса ґрунту, г/см³;

h – товща шару ґрунту, см;

W – вологість ґрунту (у % від маси абсолютно сухого ґрунту) у шарі, для якого виконуються розрахунки;

K – вологість стійкого в'янення;

0,1 – коефіцієнт для переведу запасів вологи в мм водяного шару.

Продуктивна волога є інтегральним показником, який включає опади, стік, вологообмін у вертикальному напрямку, випаровування, являє собою комплексний показник взаємодії біологічних особливостей культури, погодних і ґрунтових умов та агротехнічних заходів. Це найважливіший й найефективніший показник доступної для рослин вологи. По відношенню до рослин ґрунтова волога, згідно із методикою О.О.Роде, поділяється на п'ять категорій, які об'єднані в дві групи:

а) непродуктивна волога (1-а і 2-а категорії);

б) продуктивна волога (3-5-а категорії). Межею доступності вологи для рослин є вологість в'янення.

Продуктивну вологу метрового або орного шару ґрунту, як комплексний агрокліматичний показник зволоження, використовують для характеристики показник зволоження, використовують для характеристики умов забезпеченості рослин вологою в онтогенезі; початкових вологозапасів весною і кінцевих – восени; критичного по відношенню до вологи періоду життя рослин. Співставлення фактичних запасів продуктивної вологи у кореневому шарі ґрунту з потребою рослин у волозі дозволяє виконати агрокліматичну оцінку вологозабезпеченості культур. Весняні запаси вологи в ґрунті (у шарі 0-100 см) оцінюють стосовно величині найменшої польової вологоємності (НВ). Для значної частини

степових і лісостепових районів на території СРСР НВ середньосуглинистих ґрунтів за глибокого залягання ґрунтових вод відповідає приблизно 170-190 мм продуктивної вологи метрового шару ґрунту. Базуючись на цій величині і вологовимогливості рослин, весняні запаси вологи у метровому шарі ґрунту оцінюються наступними чином:

- 1) 180-160 мм – добрі;
- 2) 150-130 мм – задовільні;
- 3) 130-180 – недостатні;
- 4) 80-50 мм і менше – погані й дуже погані.

С.О. Веріго встановила такі критерії оцінки вологозапасів в орному шару ґрунту (0-20 см) для зернових культур на початку розвитку:

- 1) 25-30 мм – оптимальні;
- 2) 25-30 мм – добрі;
- 3) 15-20 мм задовільні;
- 4) менше 10 мм – погані.

В період розвитку зернових від виходу в трубку до цвітіння оцінка вологозабезпеченості виконується за вологозапасами у метровому шарі ґрунту за такою шкалою:

- 1) 120-180 мм і більше –добрі;
- 2) 120-80 мм – задовільні;
- 3) менше 80 мм (40-50% НВ) – незадовільні.

В завершальний етап розвитку зернових (в період від цвітіння до воскової стиглості) потреба рослин у воді дещо зменшується. Умови вологозабезпеченості в цей період оцінюються за наступною шкалою: оптимальні запаси вологи у метровому шарі ґрунту відповідають 80-100 мм; задовільні – 40-80 мм, незадовільні – 30-40 мм, погані – менше 25 і більше

125 мм. Роздільна градація в останньому випадку пояснюється тим, що вологозапаси менше 25 мм відносяться до недостатніх, а вологозапаси більше 125 мм зумовлюють значне полягання рослин і розвиток хвороб [3, 4, 10, 12, 16, 19].

3 РЕСУРСИ СВІТЛА, ТЕПЛА І ВОЛОГИ В ПІВДЕННИХ РАЙОНАХ ОДЕСЬКОЇ ОБЛАСТІ

Оцінка кліматичних ресурсів є важливою задачею при вирощуванні сільськогосподарських культур, тому оцінка кліматичних характеристик є актуальною задачею. Для оцінки агрокліматичних ресурсів були використані наступні характеристики рік: середнє значення, максимальне, мінімальне, амплітуда, сігма та коефіцієнт варіації.

Клімат південної частини Одеської області переважно теплий і посушливий. Середньорічна температура коливається від $4-7,7^{\circ}\text{C}$ до $+11,19^{\circ}\text{C}$. Безморозний період триває від 170 до 210 діб. Річна кількість опадів — від 350 мм до 460 мм. Природні умови сприятливі для вирощування найцінніших сільськогосподарських культур — озимої пшениці, кукурудзи, ячменю, проса, соняшнику.

3.1 Оцінка теплових ресурсів в Ізмаїльському та Болградському районах

Була проведена оцінка кліматичних ресурсів Ізмаїльського та Болградського районів (табл. 3.1). Середні, денні та нічні температури на обох метеостанціях майже не відрізняються. Максимальні суми температур в Ізмаїлі та Болграді спостерігається в 1994 роках і становлять 3617 та 3562°C відповідно. Мінімальні суми температура в Ізмаїлі спостерігалась в 1994 році і складала 3190°C , а в Болграді в 1997р і становили 3031°C [24, 27].

Опади за кліматичні сезони та в цілому за рік на обох станціях також мають невелику різницю. Середні суми опадів на метеостанціях Ізмаїл та Болград становили 458 за 504 мм відповідно.

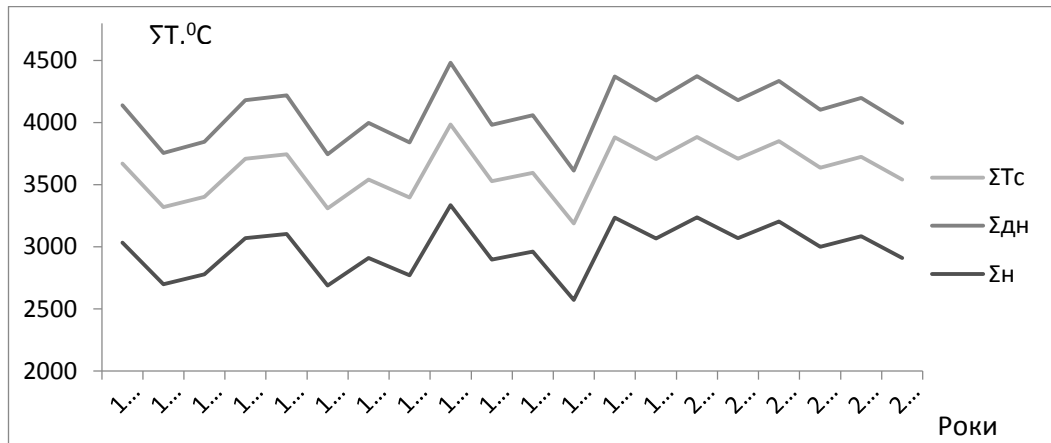
Таблиця 3.1 - Статистичні характеристики кліматичних ресурсів в Ізмаїльському та Болградському районах Одеської області

Показники	Ізмаїл						Болград					
	X	X max	X min	Ax	σ	Cv	X	Xmax	Xmin	Ax	σ	Cv
$\sum T_{c>10^{\circ}\text{C}}$	3617	3986	3190	794	208,3	6	3562	3936	3031	905	203,9	6
$\sum T_{\text{дн}}>10^{\circ}\text{C}$	4080	4483	3614	869	227,4	6	4020	4429	3441	988	222,7	6
$\sum T_{\text{н}}>10^{\circ}\text{C}$	2982	3334	2574	760	198,3	7	2930	3287	2423	864	194,7	7
$\sum R$ весна	108	252	39	213	52,1	48	118	242	41	201	55,3	47
$\sum R$ літо	143	165	54	111	67,8	48	143	322	55	267	68,2	48
$\sum R$ осінь	122	250	69	181	55,8	46	118	242	59	183	55,2	47
$\sum R$ зима	102	178	44	134	37,7	42	88	168	40	128	37,8	43
$\sum R$ рік	458	659	263	396	98,8	22	504	709	336	373	91,8	18
$\sum R$ тепл період	284	493	170	323	88	31	305	456	177	279	73	24
W_{0-100}	84	135	29	106	23	26,9	85	161	5	156	24,2	28,4

а)



б)



в)



Рисунок 3.1 - Динаміка сум середньодобових, денних і нічних температур на метеостанціях Болград і та Ізмаїл за період 1986 – 2005р.:

а – динаміка сум температур на метеостанціях Ізмаїл та Болград;

б - динаміка середніх, денних та нічних температур на метеостанції Ізмаїл;

в - динаміка середніх, денних та нічних температур на метеостанції Болград. [24, 27]

Максимальні кількості опадів в Ізмаїльському районі становили 659 мм (1997 р), а в Болградському районі 709 мм (1997 р).

Запаси вологи в шарі 0-100 см в обох районах також майже не відрізняються. Максимальні значення на станціях Ізмаїл та Болград становили 135 та 161мм в 1994 та 1996р відповідно

По рис. 3.1 а, б, в можна побачити, що середні, денні та нічні температури на обох станціях майже не відрізняються.

На обох станціях сума температур знижується з 1986 по 1987 рік. Увесь наступний рік вона не змінюється. З 1988 по 1990 температура зростає. Наступні два роки вона знижується. В 1992 році температура збільшується , а в 1993 році знову зменшується.иВ 1993 році спостерігається значний пріріст температури повітря, але вона падає до 1995 року. У 1997 році суми температур значно відрізняються від середнього значення , вона знижується . У 1988 році вона стрімко зростає. До 2001 року спостерігається її зменшення. До 2002 року вона трохи збільшується , а далі починає падати до 2005 року.

Для наочного уявлення про середні величини, максимальні та мінімальні температури на метеостанціях Ізмаїл та Болград були побудовані діаграми (рис 3.2). Значення середніх,максимальних та мінімальних температур майже не відрізняються. Різниця максимальних температур становить 49.5°C , мінімальних 159.4°C , середніх 54.7°C . Більша різниця спостерігається в мінімальних нічних температурах , вона становить 151.3

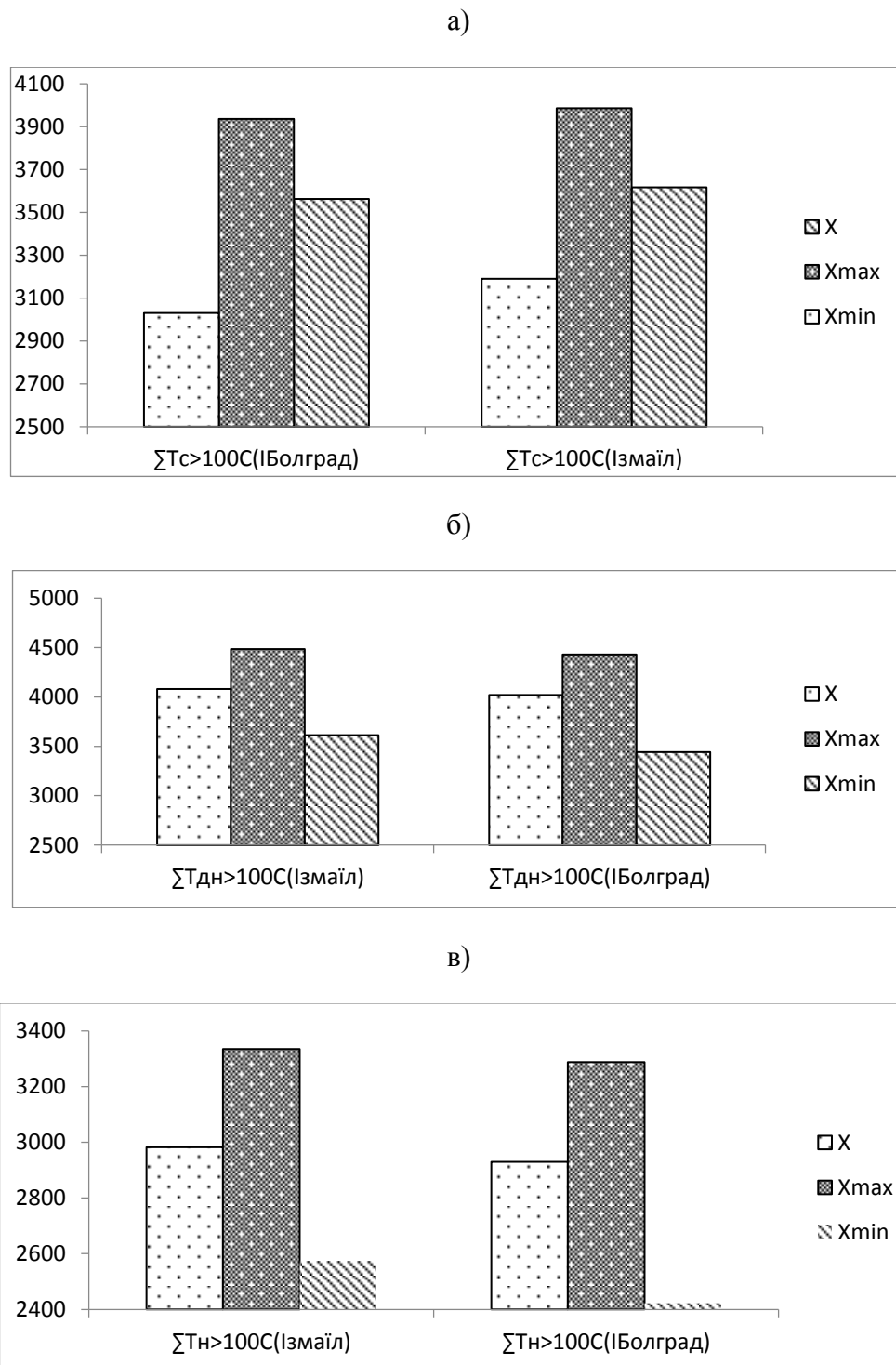
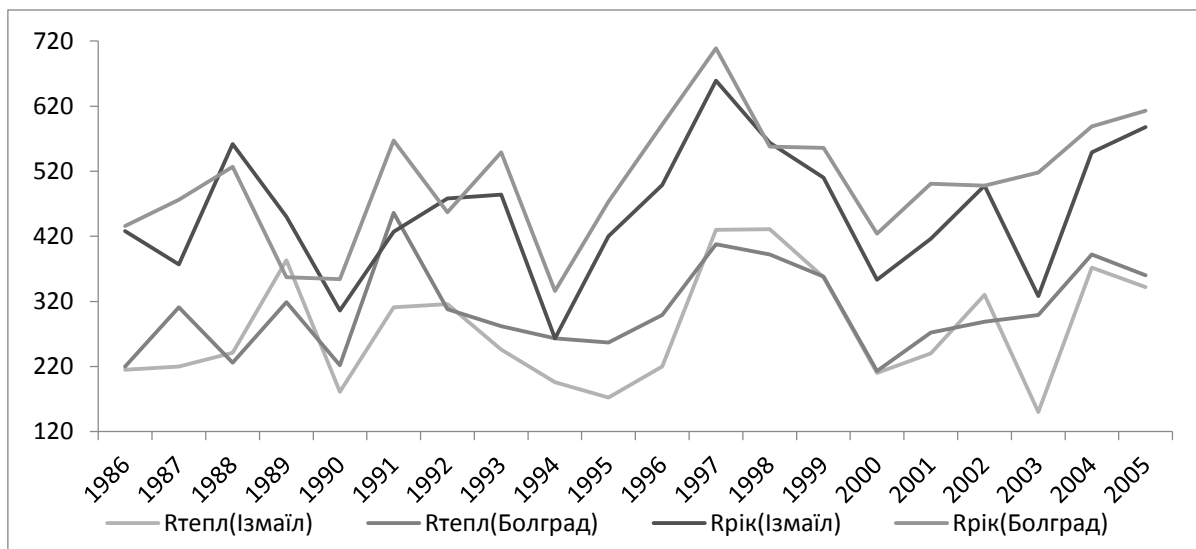


Рисунок 3.2 - Просторовий розподіл середніх температур, максимальних, мінімальних, максимальних нічних та денних, мінімальних нічних та денних на метестанціях Ізмаїл та Болград. а- Просторовий розподіл середніх температур повітря на станціях Ізмаїл та Болград; б-Просторовий розподіл денної температури повітря на станціях Ізмаїл та Болград; в - Просторовий розподіл нічної температури повітря на станціях Ізмаїл та Болград [24, 27].

3.2 Оцінка водних ресурсів в Ізмаїльському та Болградському районах

Для оцінки водних ресурсів досліджуваної території були побудовані графіки динаміки опадів та запасів вологи рис 3.3. Максимальна кількість опадів за рік спостерігається в 1997 р на обох станціях і становить 659мм в Ізмаїлі та 709 мм у Болграді. Мінімальні значення спостерігались в 1994 р та складала 263 та 336 мм

а)



б)

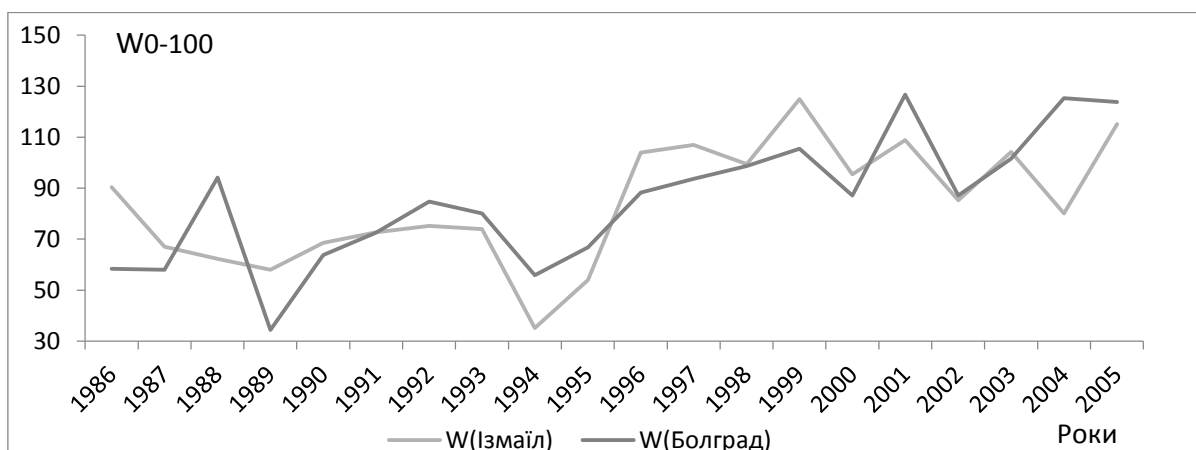


Рисунок 3.3 - Динаміка опадів та запасів вологи на ст. Ізмаїл та Болград Одеської області: а – динаміка опадів за рік та теплий період; б -динаміка запасів вологи

Запаси вологи у шарі 0-100 см мають більшу мінливість , ніж опади. Максимальне значення в Ізмаїлі спостерігається в 1994 році і складає 125 мм, а в Болграді в 2001р і складає 127. Майже в кожному році спостерігається значна різниця значень на метеостанціях.

З 1986 по 1997 рік в Ізмаїлі спостерігаються більші запаси вологи , різниця складає 30 мм. З 1987 по 1988 рік запаси вологи на станції Болград збільшуються і переважають запаси в Ізмаїлі. В цей період запаси вологи Ізмаїла дещо зменшуються. З 1989 по 1992 рік запаси вологи на обох станціях збільшуються. З 1992 по 1995 рік запаси вологи в болграді більші. З 1992 по 1994 рік запаси вологи на обох станціях зменшуються і потім до 1999 року поступово збільшуються. До 2000 року вони знову зменшуються . До 2001 року запаси вологи збільшуються.

4 ПРОСТОРОВИЙ ПЕРЕРОЗПОДІЛ АГРОКЛІМАТИЧНИХ РЕСУРСІВ В УМОВАХ НЕОДНОРІДНОЇ ПІДСТИЛЬНОЇ ПОВЕРХНІ

4.1 Мікрокліматична мінливість показників радіаційних ресурсів на станціях Ізмаїл та Болград

Детальна оцінка агрокліматичних ресурсів території визначає можливості розміщення тут певних сільськогосподарських культур. Особливо важливо при цьому враховувати елементи підстильної поверхні, які впливають на просторовий перерозподіл величин показників, що може іноді перевищувати їх зональну мінливість в 3-10 разів.

До них відносяться показники радіаційно-світлових ресурсів – суми сумарної і фотосинтетично активної радіації (ΣQ , ΣQ_f , мДж/м² · період), які визначають проходження процесів фотосинтезу і формування продуктивності сільськогосподарських культур. Тому дослідження таких питань відносяться до актуальних. [14,17,25].

Розрахунки показників для рівнинних земель виконувалися за декадними величинами тривалості сонячного сяйва з квітня по жовтень по рівнянням, отриманих Міщенко З.А. і Ляшенко Г.В відповідно для весняних, літніх і осінніх місяців:

$$\Sigma Q = 2,144 \cdot \Sigma SS + 44,92; \quad (4.1)$$

$$\Sigma Q = 1,678 \cdot \Sigma SS + 134,92; \quad (4.2)$$

$$\Sigma Q = 1,972 \cdot \Sigma SS - 23,88. \quad (4.3)$$

Встановлено, що на південні схили надходить сумарної радіації більше, а на північні схили менше, ніж на рівну поверхню. Найбільше відхилення величин сумарної радіації на схилах різної експозиції і крутості відзначається в весняні і осінні місяці, а влітку ця різниця найменша. Із

збільшенням крутості південних схилів величини сумарної радіації збільшуються, а на схилах північної експозиції – зменшуються (рис 4.1). Такі ж закономірності відзначаються й у сумах фотосинтетично активної радіації (рис 4.1). [14,17,25].

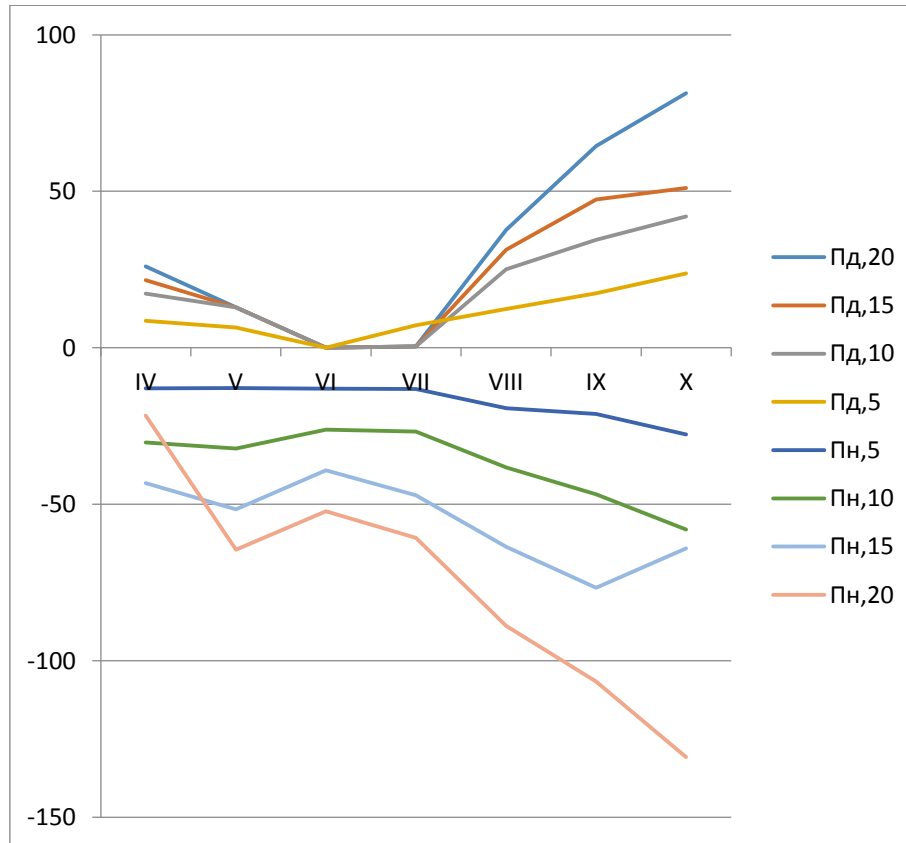
Виконано розрахунки величин накопиченої суми сумарної радіації на кінець кожного місяця для схилів південної і північної експозиції крутістю 5, 10, 15 і 20° (рис 4.2). Встановлено, що різниця у накопичених сумах сумарної радіації на схилах південної і північної експозиції крутістю 20° досягає на кінець жовтня 800, а у накопичених сумах фотосинтетично активної радіації – 400 мДж/м². Такі ж закономірності відзначаються і у накопиченні сум фотосинтетично активної радіації (рис. 4.3).

Отримані результати накопичених сум сумарної радіації дозволяють визначити забезпеченість різних сільськогосподарських культур фотосинтетично активною радіацією для їх фотосинтезу на різних схилах.

4.2 Мікрокліматична мінливість запасів вологи на станціях Ізмаїл та Болград

Оцінка запасів вологи є важливою задачею , так як Одеська область є послушливою територією, тому така оцінка є актуальною задачею. Для оцінки запасів вологи були використані наступні характеристики: агрокліматичні дані про запаси вологи, параметри мікрокліматичної мінливості запасів продуктивної у на півметровому та метровому шарі ґрунту, які були визначені Л.А. Розумовою [14, 17, 25].

а) Ізмаїл



б) Болград

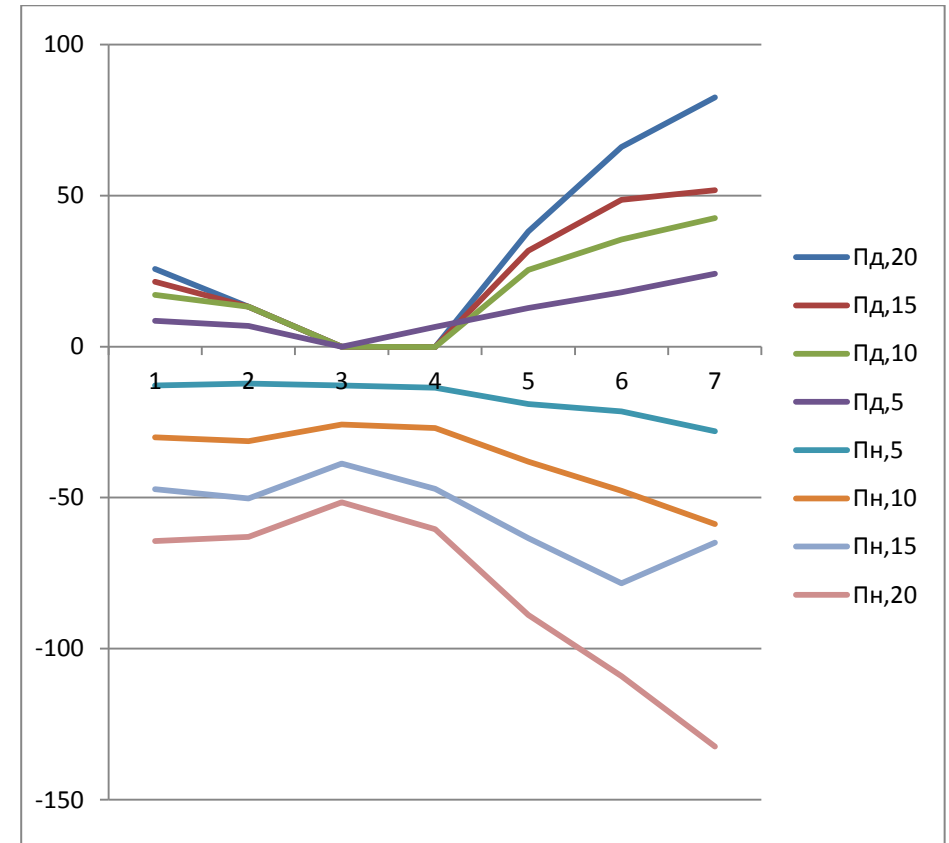
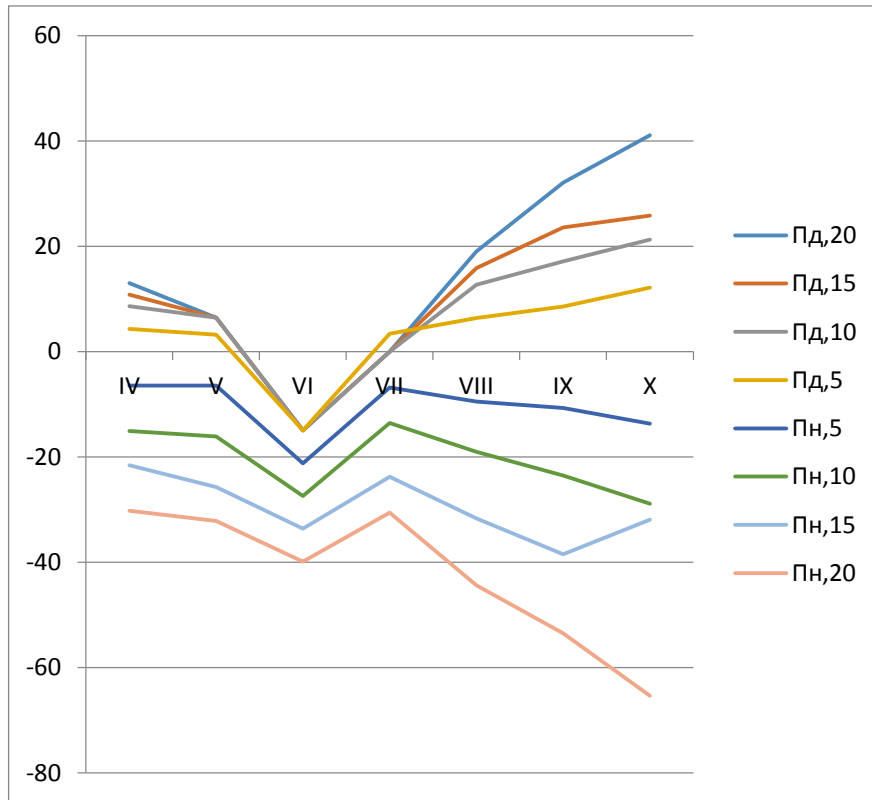


Рисунок 4.1 - Відхилення величин сум сумарної радіації на схилах південної і північної експозицій крутістю 5, 10, 15 і 20° відносно рівного місця.

а) Ізмаїл



б) Болград

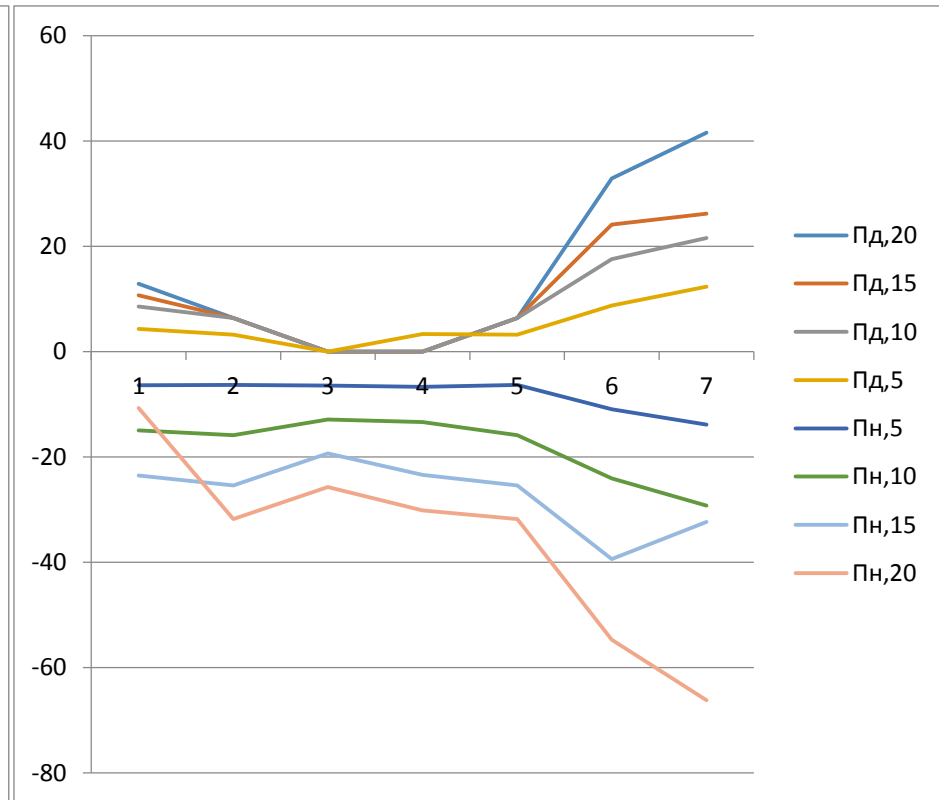


Рисунок 4.2 - Відхилення величин сум фотосинтетично активної радіації на схилах південної і північної експозицій крутістю 5, 10, 15 і 20° відносно рівного місця.

а) Ізмаїл

б) Болград

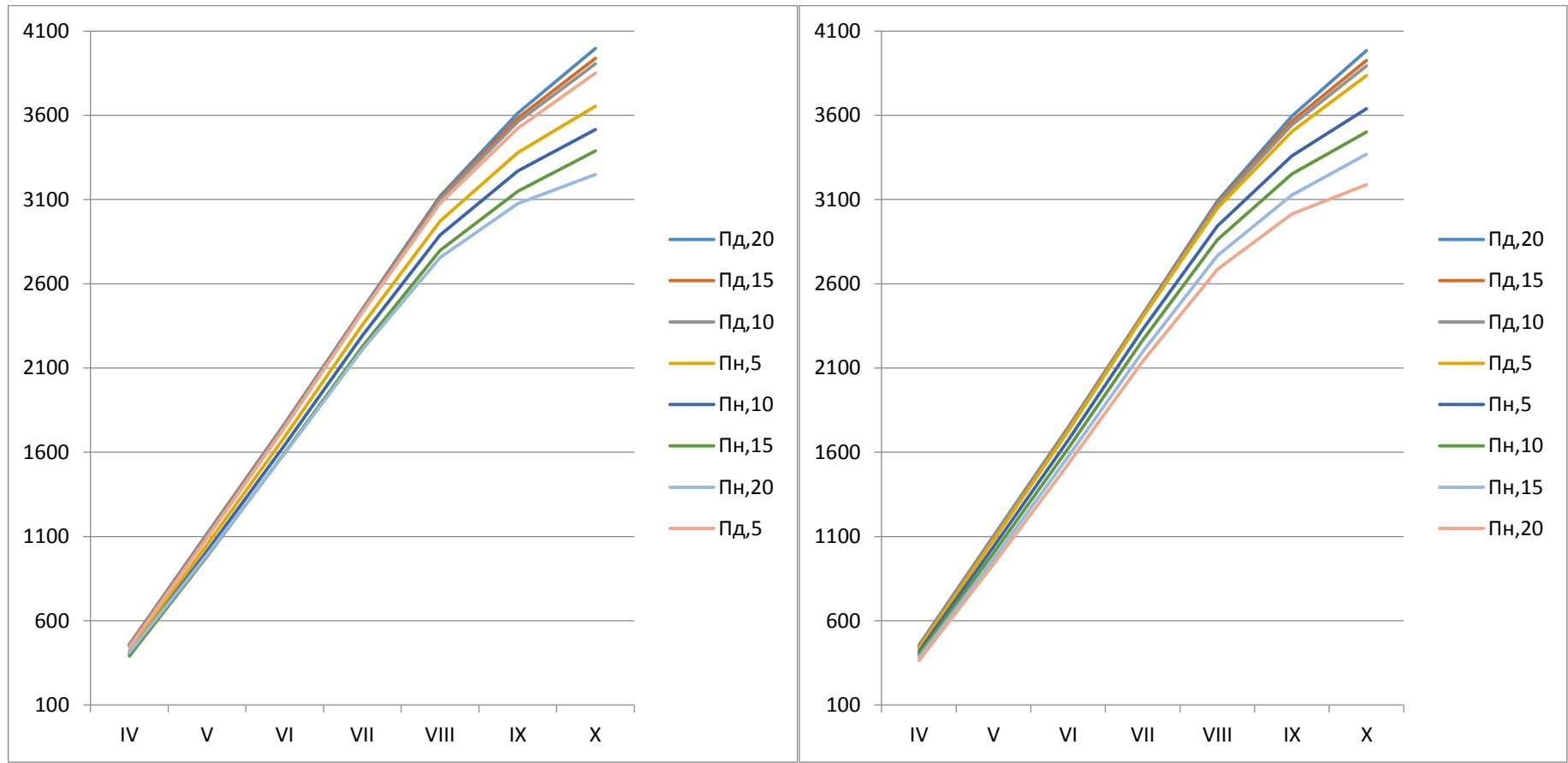
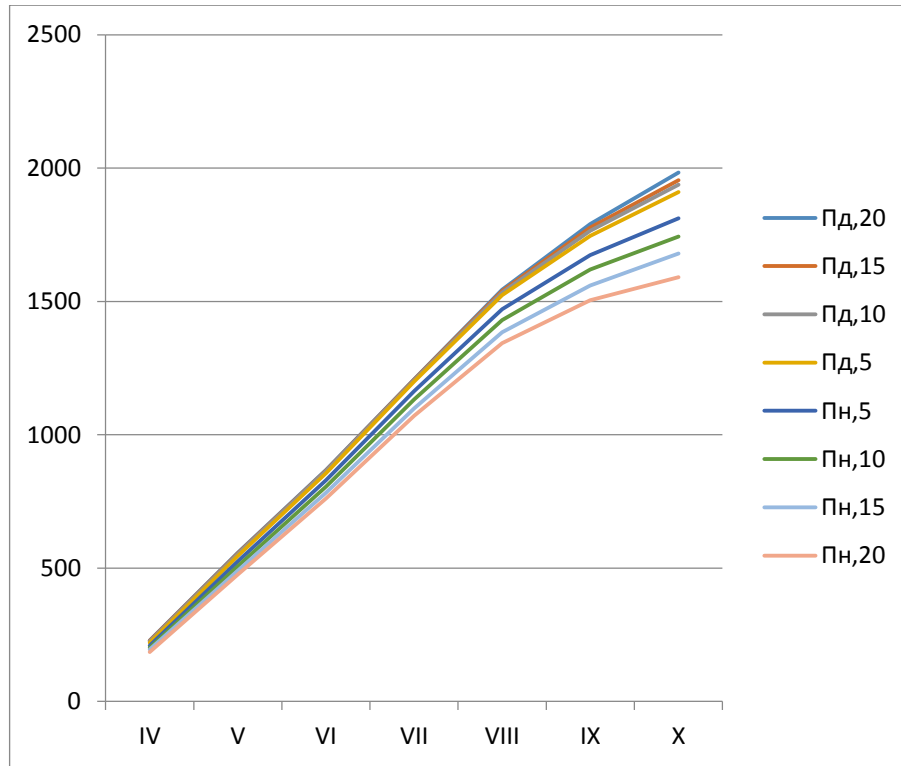


Рисунок 4.3 - Накопичення сумарної радіації на схилах південної і північної експозицій крутістю 5, 10, 15 і 20°

а) Ізмаїл



б) Болград

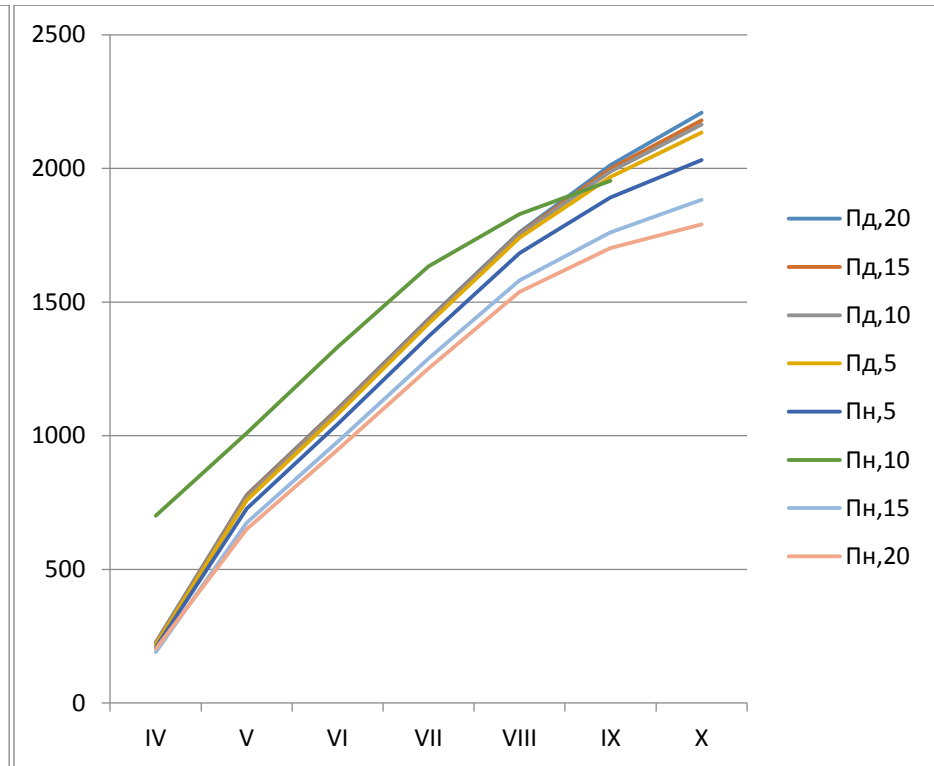


Рисунок 4.4 - Накопичення фотосинтетично активної радіації на схилах південної і північної експозицій крутістю 5, 10, 15 і 20°

Для оцінки запасів води в шарі 0-50 см був побудований рис.4.5. Встановлено, що запаси води на рівному місці, на вершині та середині схилу в квітні не відрізняються. В травні вони також однакові. Найбільші запаси води в Болграді у шарі 0-50 см спостерігаються у підніжжя і становлять 112 і 68 мм в квітні і травні відповідно. На станції Ізмаїл запаси води у підніжжя складають 98мм в квітні та 74 мм у травні. На рівному місці в Болграді запаси води становлять 56 мм, а на станції Ізмаїл 49 мм. На рис. 4.6 видно, що запаси води літню більші, ніж весною а на (рис 4.7) видно, що у осінній період вони найбільші.

Для оцінки запасів за теплий період був побудований рис. 4.8. На графіках представлена мінливість запасів води на рельєфі різного схилу на ст. Болград та Ізмаїл. З рисунків видно, що на різній глибині Ізмаїл має більші запаси води, ніж Болград. На рівному місці в шарі 0-50 см різниця між станціями складає 2 мм, а в шарі 0-100 см – 10 мм. У підніжжя, де запаси води максимальні ця різниця складає 3 мм для глибини 0-50 см, та 17 мм для 0-100 см.

При оцінці запасів води видно, що запаси води на рівному місці більші за верхню частину, а в середній частині схилу майже такі як і на рівному місці. Це закономірність мікрокліматичної мінливості запасів води в пагорбкуватому і горбистому рельєфі.

а) Болград

б) Ізмаїл

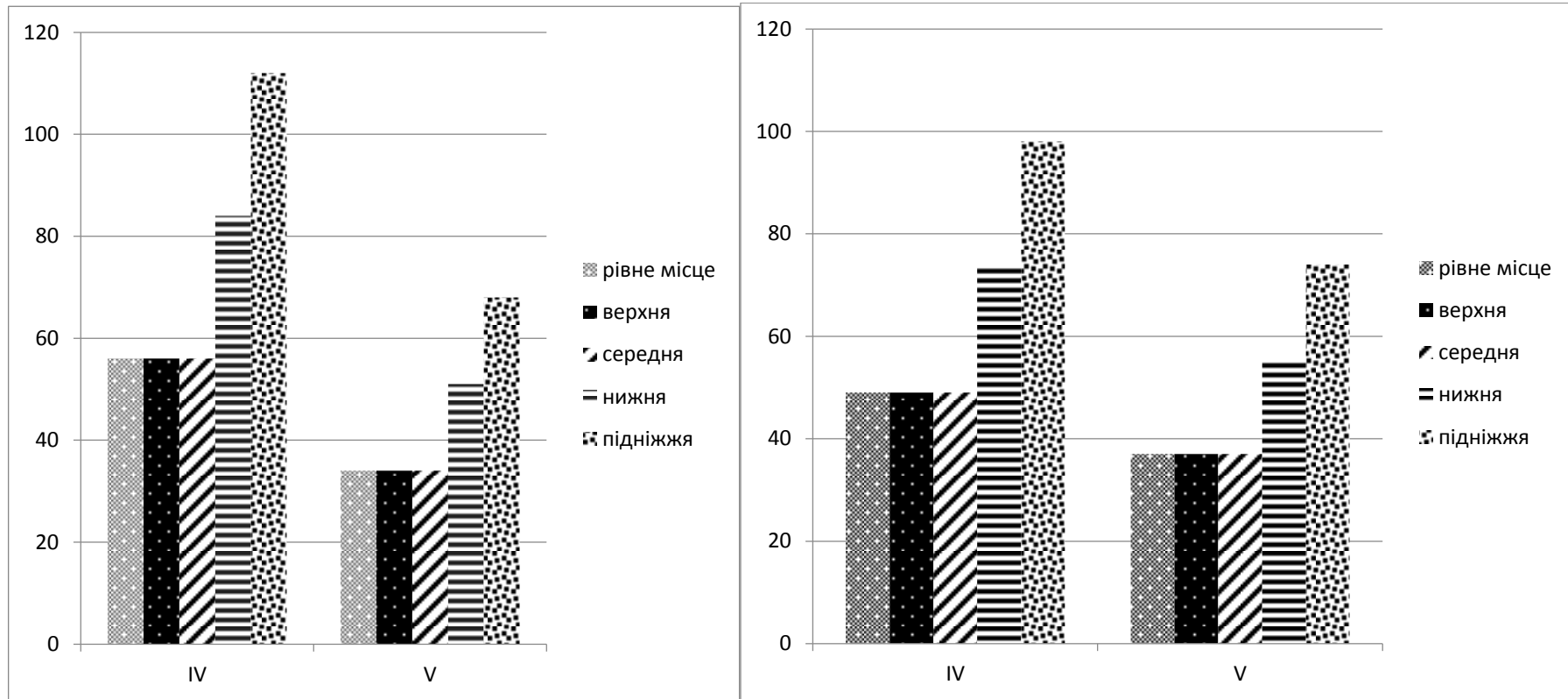


Рисунок 4.5 - Запаси продуктивної вологи в шарі 0-50 см в рельєфі різної гористості за весняний період.
а) - Болград , б) – Ізмаїл.

а) Болград

б) Ізмаїл

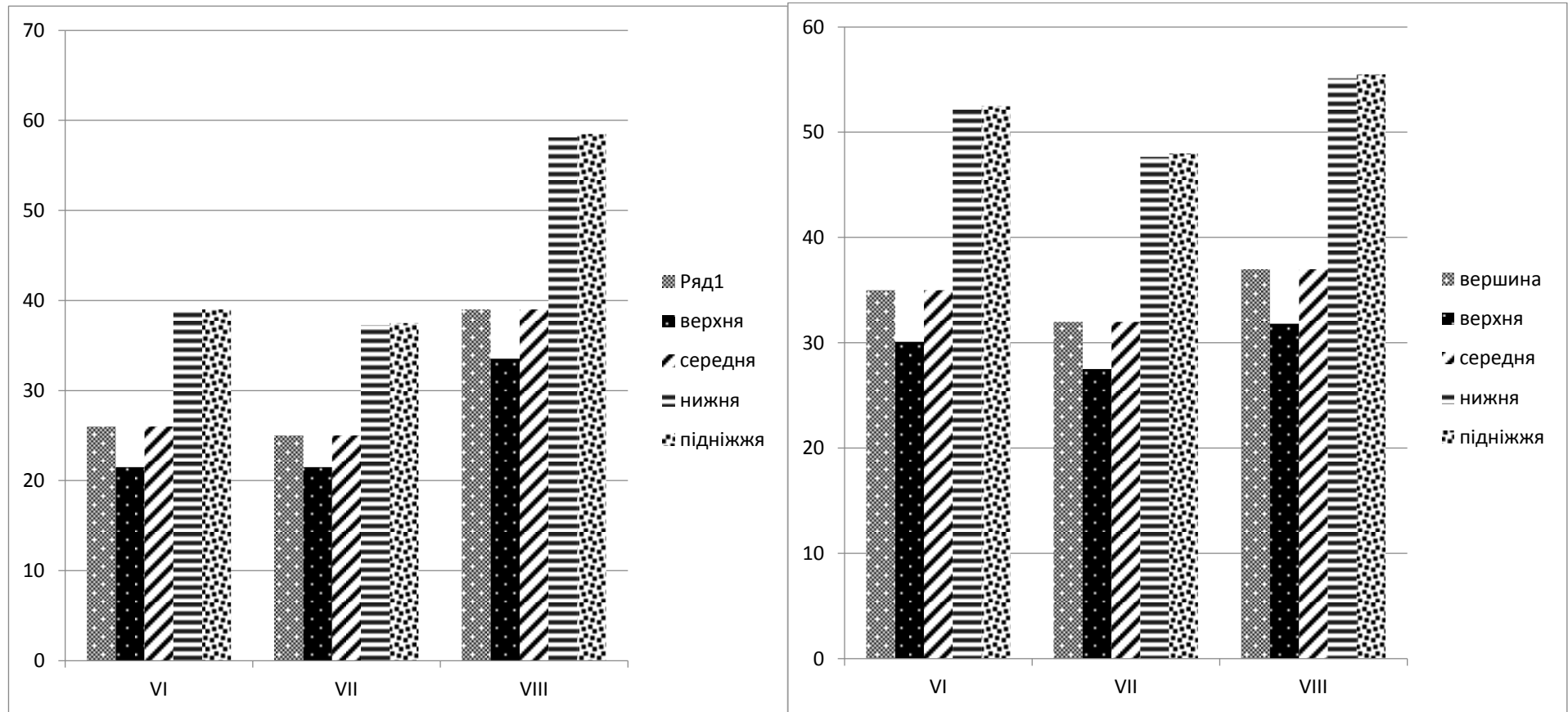


Рисунок 4.6 - Запаси продуктивної вологи в шарі 0-50 см в рельєфі різної гористості за літній період період.
а) - Болград , б) – Ізмаїл.

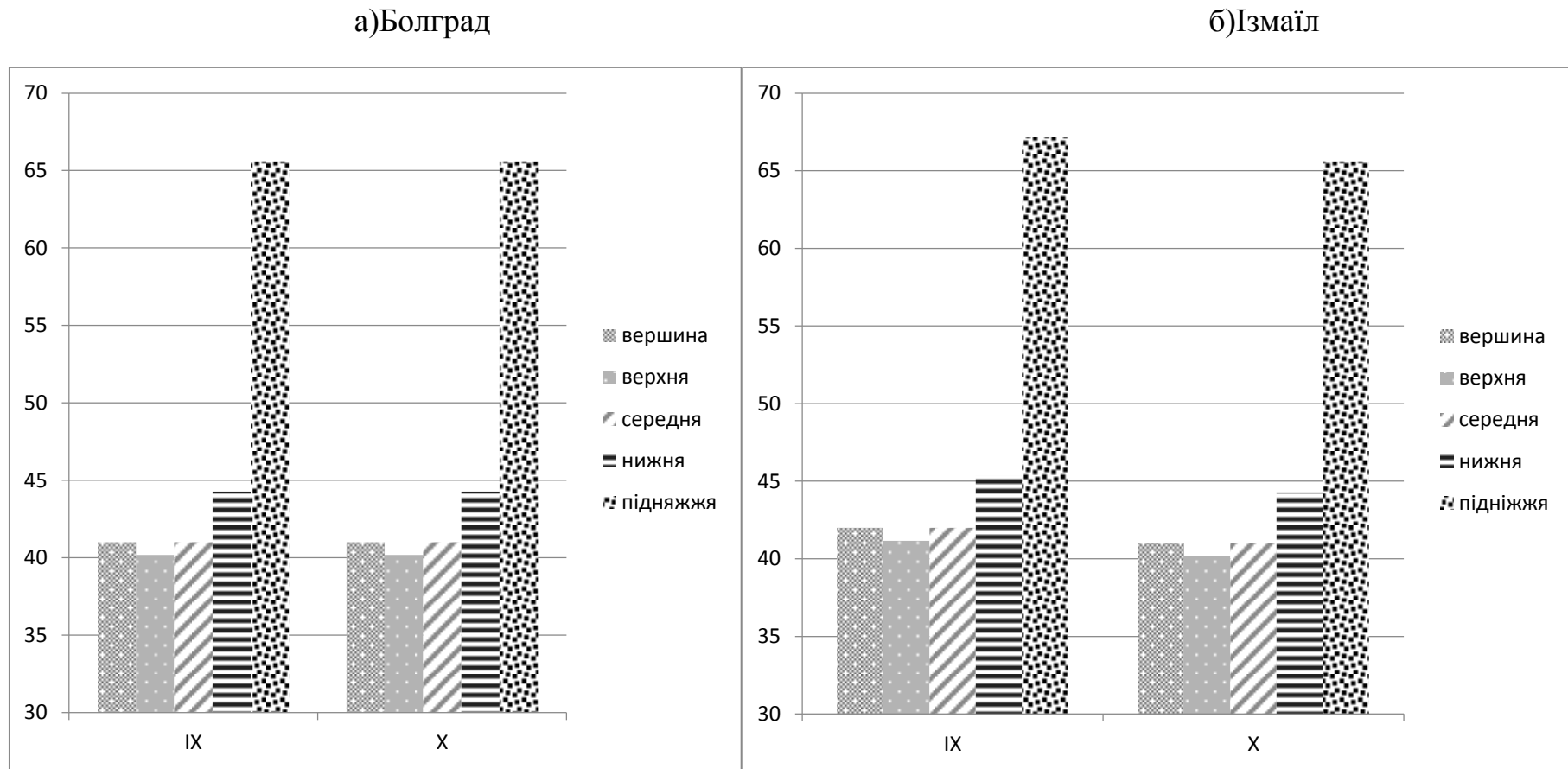
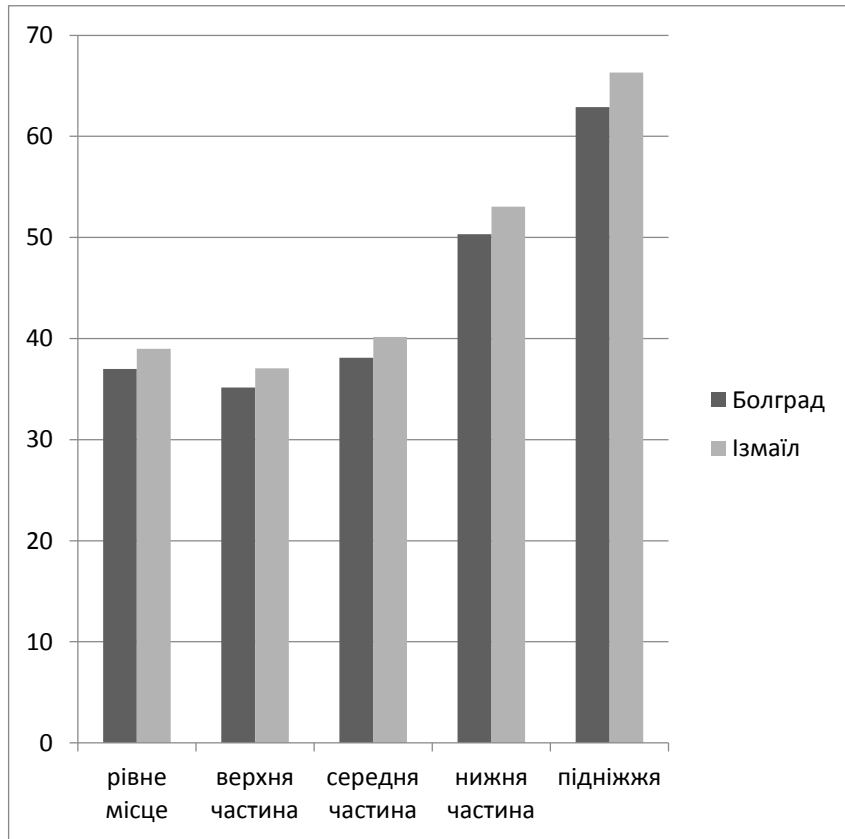


Рисунок 4.7 - Запаси продуктивної вологи в шарі 0-50 см в рельєфі різної гористості за осінній період. а) – Болград, б) – Ізмаїл.

а) 0-50 см



б) 0-100 см

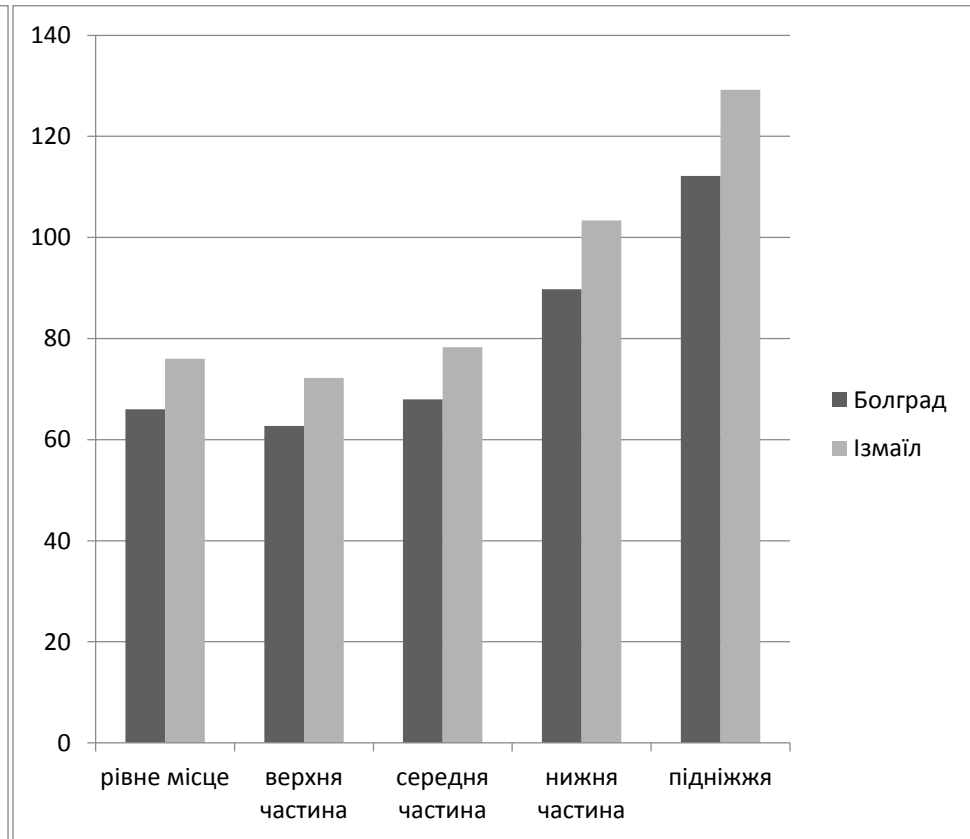


Рисунок 4.8 – Запаси продуктивної вологи за теплий період на ст. Болград та Ізмаїл.

5 ОЦІНКА ТЕПЛО-, ВОЛОГО- І МОРОЗОНЕБЕЗПЕЧНОСТІ В ПІВДЕННИХ РАЙОНАХ ОДЕСЬКОЇ ОБЛАСТІ

5.1 Оцінка теплозабезпечення в південних районах Одеської області

Південна частина Одеської області має переважно теплий клімат, середньорічна температура тут коливається від 6 до 12 °С. Для оцінки сум денних та нічних температур повітря була використана таблиця Г.В. Ляшенко та З.А. Міщенко, в якій представлені коефіцієнти для перерахунку сум температур [13, 17, 22, 26].

Таблиця 5.1 - Мезо- та мікрокліматична мінливість теплових ресурсів дня та ночі ($\Delta\Sigma T_d, \Delta\Sigma T_n, ^\circ C$) у пагорбкуватому та горбистому рельєфі

Мезорайони по базисам ерозії (ΔH м) та нахилам місцевості	Параметри	Мікрорельєф				
		Верховина, верхня частина склону	Середина схилу	Широка долина, підшва схилу	Замкнена долина, улоговина	Верховина-улоговина
1. Пагорбкуватий рельєф, ($\Delta H < 50$ м, крутість схилів 3-6°)	$\Delta\Sigma T_d$	-50	50	>50	50	100-150
	$\Delta\Sigma T_n$	100	>50	-100	-100	200-300
2. Пагорбкуватий рельєф, (ΔH 50-100 м, крутість схилів 6-9°)	$\Delta\Sigma T_d$	-100	50	50-100	50-100	150-200
	$\Delta\Sigma T_n$	150	50-100	-100, -150	-100, -150	250-350
3. Горбистий рельєф, (ΔH 100-150 м, крутість схилів 8-12°)	$\Delta\Sigma T_d$	>-100	>50	50-100	100-150	200-250
	$\Delta\Sigma T_n$	150-200	50-100	-100, -150	-150, -200	300-400

Продовження таблиці 5.1

4. Низькогірський рельєф, (ΔH 150-200 м, крутість схилів 8-12°)	$\Delta\Sigma T_d$	-100,-150	$\pm 50, \pm 10$	100-150	>150	300-350
	$\Delta\Sigma T_n$	200-250	0	-150,-200	-200,-250	500-600
5. Середньогірський рельєф, (ΔH 200-500 м, крутість схилів 16-20°)	$\Delta\Sigma T_d$	≥ 150	$\pm 100,$ ± 150	≥ 150	150-200	300-350
	$\Delta\Sigma T_n$	250-300	150-200	-200,-250	-250,-300	500-600

Для оцінки денних і нічних температур в Ізмаїльському районі був побудований малюнок 5.1. Встановлено, що найбільша сума денних температур спостерігається на дні долини і вона становить 4135 °С, а найменша сума денних температур спостерігається на вершині південного схилу, де вона становить 3980 °С. Також встановлено, що найбільша сума нічних температур в Ізмаїльському районі спостерігається на вершині південного схилу – 3132 °С, а найменша в нижній частині північного схилу 2802 °С.

Така ж оцінка температур була представлена і для Болградського району на рис. 5.2. З рисунку видно, що найбільша сума денних температур спостерігається на дні долини і вона становить 4120 °С, а найменша сума денних температур спостерігається на вершині південного схилу, де вона становить 3920 °С. Також встановлено, що найбільша сума нічних температур в Ізмаїльському районі спостерігається на вершині південного схилу – 3080 °С, а найменша в середній частині північного схилу, де вона становить 2950 °С.

а)

б)

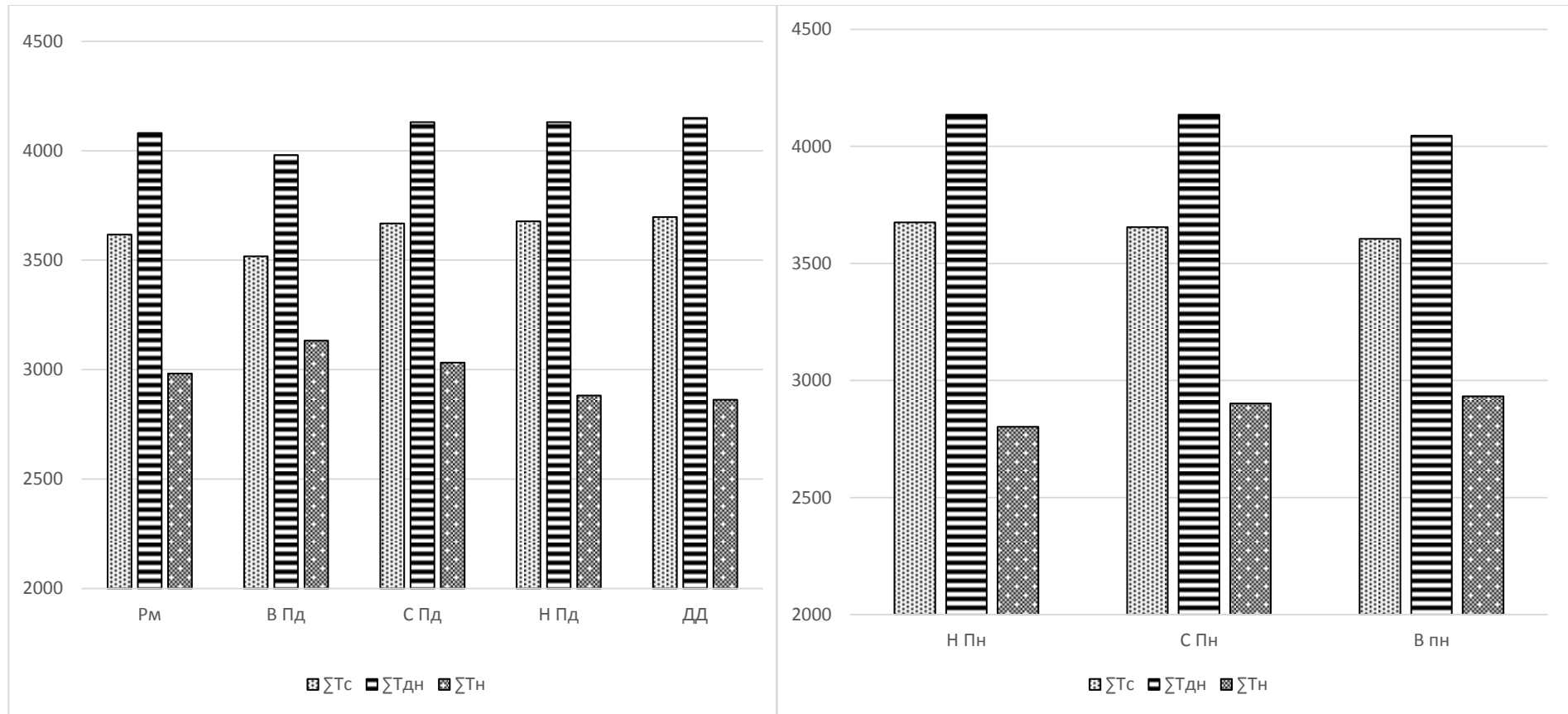


Рисунок 5.1 – Мікрокліматична мінливість теплових ресурсів дня і ночі на станції Ізмаїл: а) – південний схил, б) - північний схил

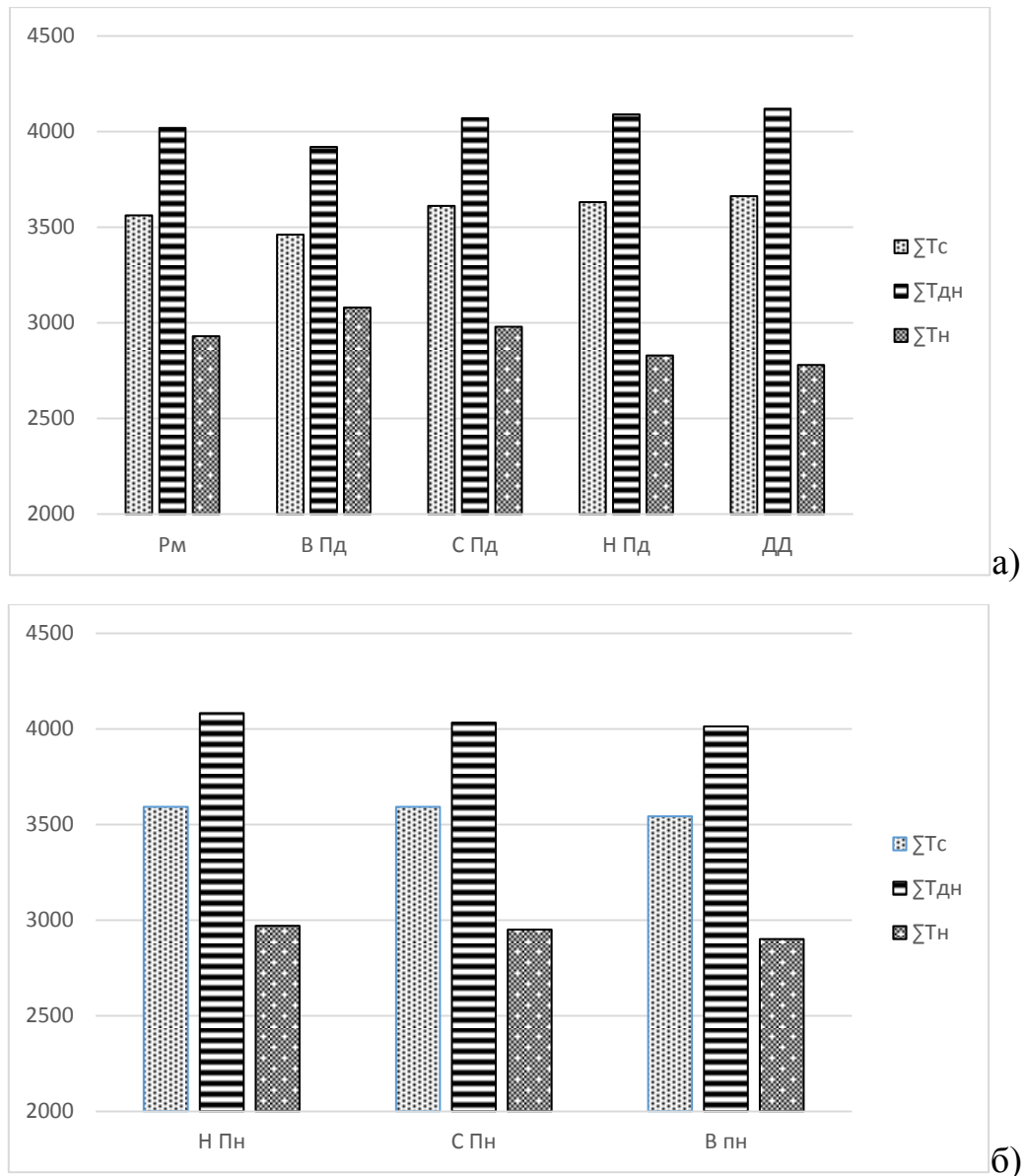


Рисунок 5.2 – Мікрокліматична мінливість теплових ресурсів дня і ночі на станції Ізмаїл: а) – південний схил, б) - північний схил.

Для оцінки теплозабезпечення південних районів Одеської області на рівному місті був побудований рис. 5.3. Максимальна сума денних температур в Ізмаїлі спостерігалась в 1994 р і становила 4483°C , а в Болграді 4429°C (1994 р) . Різниця становить 54°C . Мінімальна сума денних температур в Ізмаїлі 3613°C (1997 р), а в Болграді 3440°C (1997р) . Різниця становить 173°C . [13, 17, 22, 26].

а)



б)



Рисунок 5.3 - Динаміка сум середньодобових, денних і нічних температур на метеостанціях Болград і та Ізмаїл за період 1986 – 2005р.
 а - динаміка середніх, денних та нічних температур на метеостанції Ізмаїл;
 б - динаміка середніх, денних та нічних температур на метеостанції Болград.

Максимальна сума нічних температур в Ізмаїлі спостерігалась в 1994 р. і становила 3334 °С, а в Болграді – 3287 °С. Різниця 47 °С. Мінімальна сума

нічних температур в Ізмаїлі 2573 °С (1997 р), а в Болграді 2442 °С. Різниця становить 131 °С. Середня сума температур в Ізмальському районі коливається в межі 3500 °С, а в Болграді 3400 °С. Можна зробити висновок, що південні райони Одеської області на 100% забезпечені теплом.

5.2 Оцінка вологозабезпечення в південних районах Одеської області

В умовах України, де тепла для нормального росту і розвитку культур достатньо, фактором, що визначає урожай, є запаси продуктивної вологи в посіві. За даними Е.С. Уланової, добрими весняними запасами продуктивної вологи в метровому шарі ґрунту є 150-200 мм, задовільними - 100-120 мм, поганими - менше 100 мм (табл. 5.2) [13, 17, 22, 26].

Таблиця 5.2 - Показники оцінки запасів продуктивної вологи в метровому шарі ґрунту в основні періоди весняно-літньої вегетації озимої пшениці

Фази розвитку	Запаси продуктивної вологи, мм		
	добрі	задовільні	недостатні
Відновлення вегетації	150 – 200	120 – 150	100 – 120
Вихід в трубку	140 – 180	100 – 140	80 – 100
Колосіння	80 – 140	60 – 80	40 – 60
Налив зерна	80 – 100	40 – 80	30 – 40

У період вихід в трубку-колосіння, у озимої пшениці проявляється найбільша потреба у волозі внаслідок інтенсивного зростання. Найбільш високі врожаї озимої пшениці спостерігалися в роки, коли в цей період запаси продуктивної вологи в метровому шарі ґрунту становили 100-125 мм. При невеликих запасах продуктивної вологи в ґрунті навесні врожайність

озимої пшениці в значній мірі залежить від опадів. Кількість опадів в травні 40-80 мм забезпечує при цьому добрі умови для формування врожаю озимої пшениці.

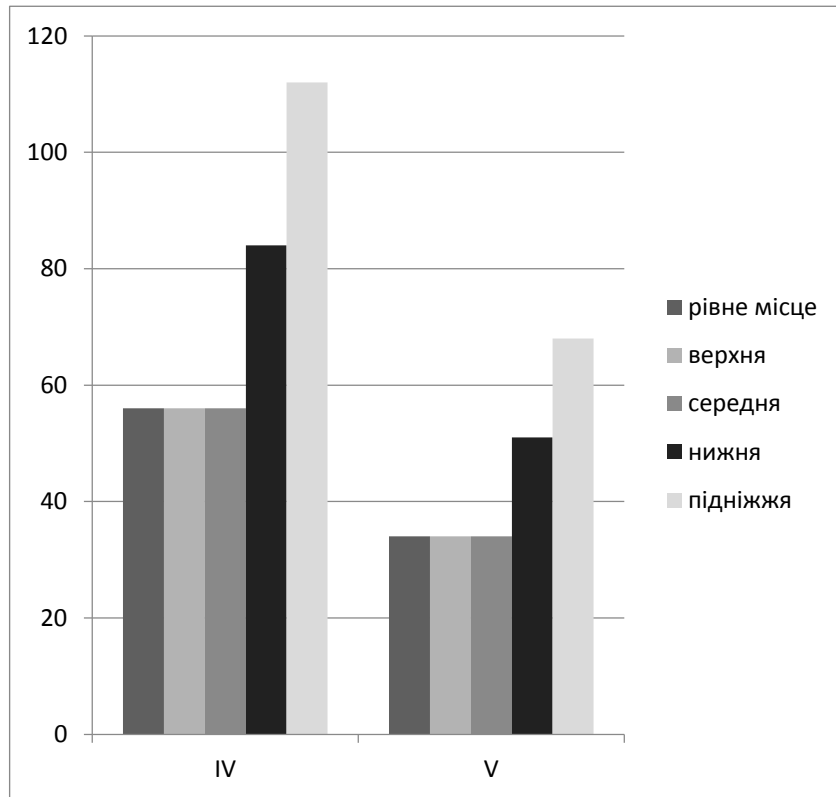


Рисунок 5.4 - Динаміка опадів та запасів вологи на ст. Ізмаїл та Болград Одеської області

З рис. 5.4 видно, що запаси вологи на обох станціях не досягають навіть 130 мм. В середньому запас вологи коливається в районі 90 мм. Найбільше значення спостерігається на ст Болград в 2001 році і становить 126 мм, а в Ізмаїлі в 1999 році – 124 мм. Найменші запаси вологи в Болграді спостерігались в 1989 році і становили 34 мм, а в Ізмаїлі в 1994 році – 35 мм. Запаси вологи на обох станціях за показниками Уланової коливаються від задовільного до поганого.

На рис. 5.5 видно, що запаси вологи у всеняний період на рівному місці також є незадовільними. На станції Болград в квітні запаси вологи становлять 56 мм, а в травні – 34 мм. На станції Ізмаїл 49 мм в липні та 37 мм в травні. В нижній частині схилу в квітні вони становлять 84 мм на ст Болград та 74 мм в Ізмаїлі, різниця 10 мм. В червні на ст. Болград вони становлять 51 мм на рівному місці, а в Ізмаїлі 56 мм.

а) Болград



б) Ізмаїл

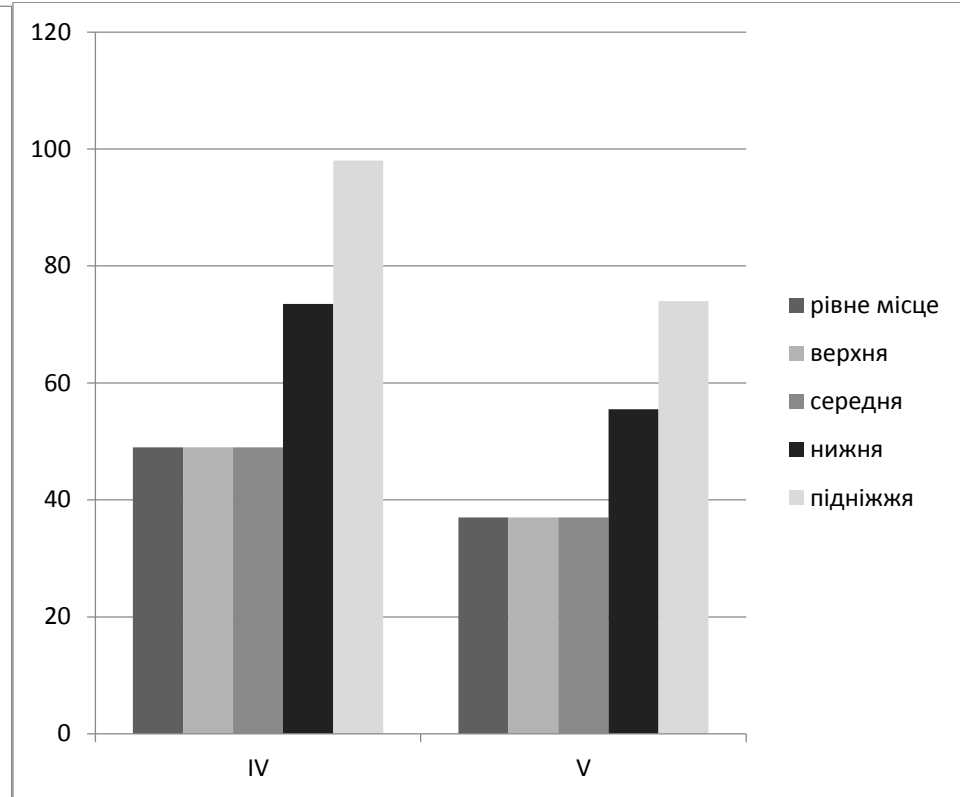
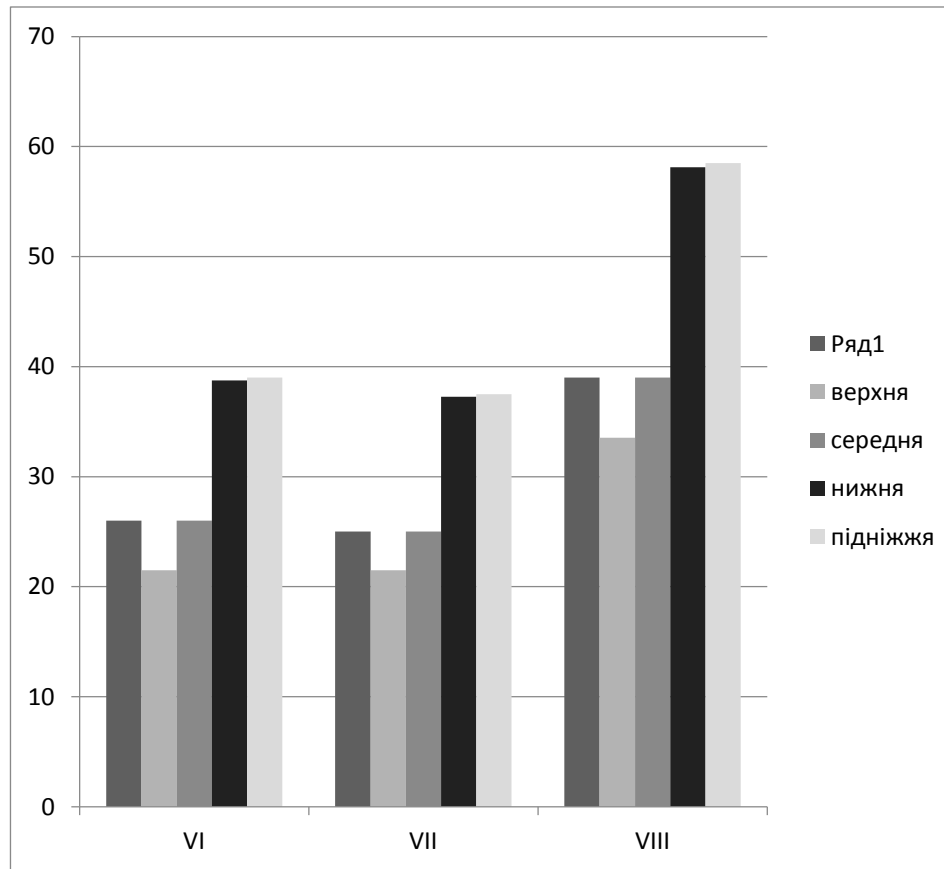


Рисунок 5.5- Запаси продуктивної вологи в шарі 0-50 см в рельєфі різної гористості за весняний період:
а) - Болград, б) – Ізмаїл.

а) Ізмаїл



б) Болград

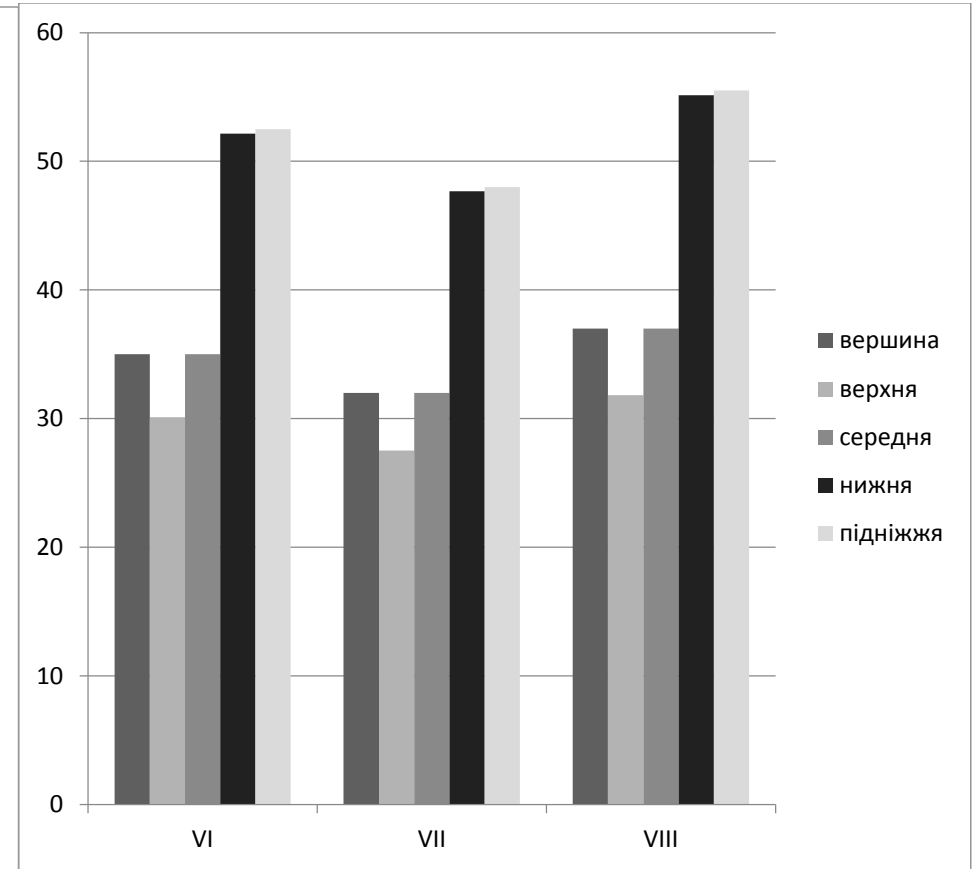


Рисунок 5.6 - Запаси продуктивної вологи в шарі 0-50 см в рельєфі різної гористості за літній період період. а) - Ізмаїл, б) – Болград.

У підніжжя схилу вони найбільші. В Болграді в квітні вони становлять 112 мм, а в Ізмаїлі 98. Різниця 14 мм. В червні запаси вологи у підніжжя схилу 68 та 74 мм в Болграді та Ізмаїлі відповідно, різниця 6 мм.

В літній період запаси вологи на рівному місці також є незадовільними. В Ізмаїлі в червні вони становили 26 мм, в липні 25 мм, а в серпні 39 мм. В Болграді вони становили 35, 32 та 37 мм для червня, липня та серпня відповідно.

Найбільші запаси вологи в літній період спостерігаються в серпні. На рівному місці вони складають 39 та 38 мм для Болграду та Ізмаїлу - 58 та 55 мм в нижній частині схилу та 59 та 56 мм у підніжжя схилу.

5.3 Оцінка заморозконебезпечності в південних районах Одеської області

Була проведена оцінка заморозконебезпечності на станціях Ізмаїл та Болград. Для оцінки були використані такі характеристики як: інтенсивність заморозку, тривалість беззаморозкового періоду, та суми температур за беззаморозковий період. Для розрахунку цих показників була використана таблиця І.А.Гольцберг - мікрокліматична мінливість показників заморозконебезпечності. Побудована таблиця 5.3 для Ізмаїльського та Болградського району відповідно та побудовані рисунки 5.7 та 5.8 та 5.9

Таблиця 5.3 - Мікрокліматична мінливість показників заморозконебезпечності під впливом неоднорідної підстильної поверхні на станції Ізмаїл

	Місцеположення					
		ВС	РМ	СС	НС	ДД
I/3 (Т мін), °С	Болград	-2,9	-3,9	-3,9	-6,9	-7,6
	Ізмаїл	-3,1	-4,6	-4,6	-7,6	-8,6

Продовження таблиці 5.3

N б/п, дні	Болград	184	169	169	174	154
	Ізмаїл	178	173	173	183	158
$\Sigma T, ^\circ C$	Болград	3403	3253	3253	3303	3053
	Ізмаїл	3469	3319	3319	3419	3119

З рис. 5.7 видно, що найбільша інтенсивність заморозків спостерігається в улоговині схилу та становить $-8.6 ^\circ C$ в Ізмаїльському районі та $-7.6 ^\circ C$ у Болградському. Найменше значення спостерігається на вершині схилу і становить $-1,3 ^\circ C$ та $-2.9 ^\circ$ в Ізмаїльському та Болградському районах відповідно. В Ізмаїльському районі спостерігаються нижчі температури, ніж у Болградському. На рівному місці ця різниця становить $0,7 ^\circ C$, на вершині схилу $-0,8 ^\circ C$, на середині схилу $0,5 ^\circ C$, у підніжжя схилу $0,7 ^\circ C$, в улоговині $1.0 ^\circ C$.

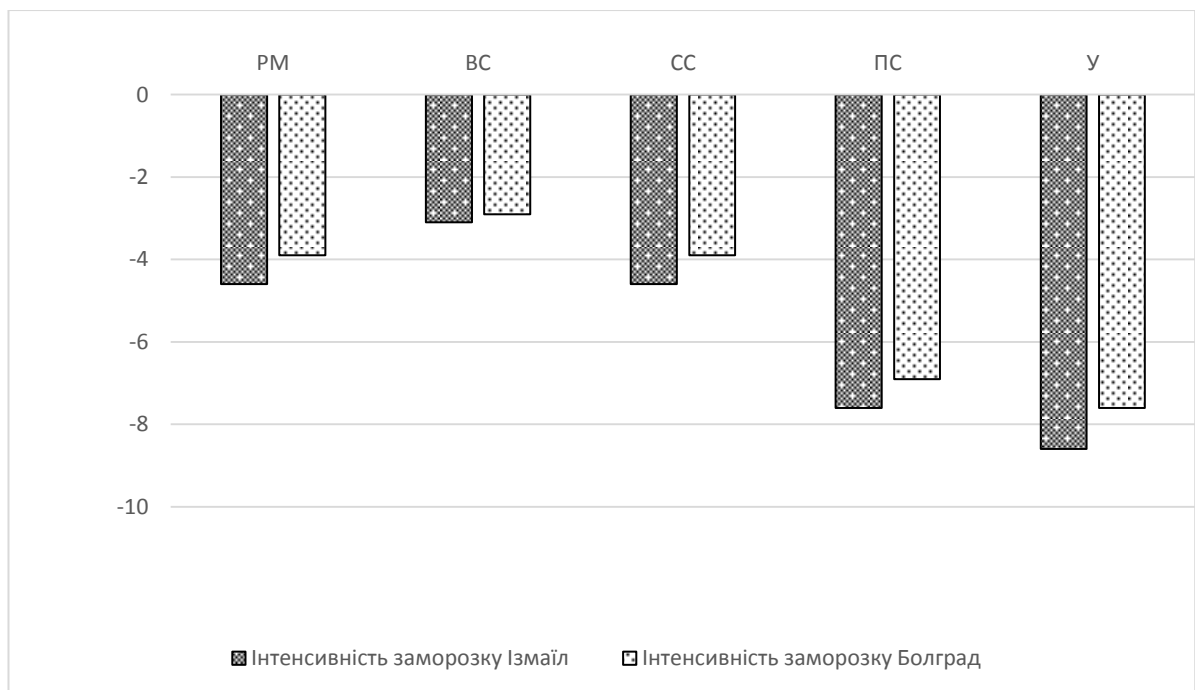


Рисунок 5.7 – Мікрокліматична мінливість інтенсивності заморозків на різних схилах на станції Ізмаїл та Болград

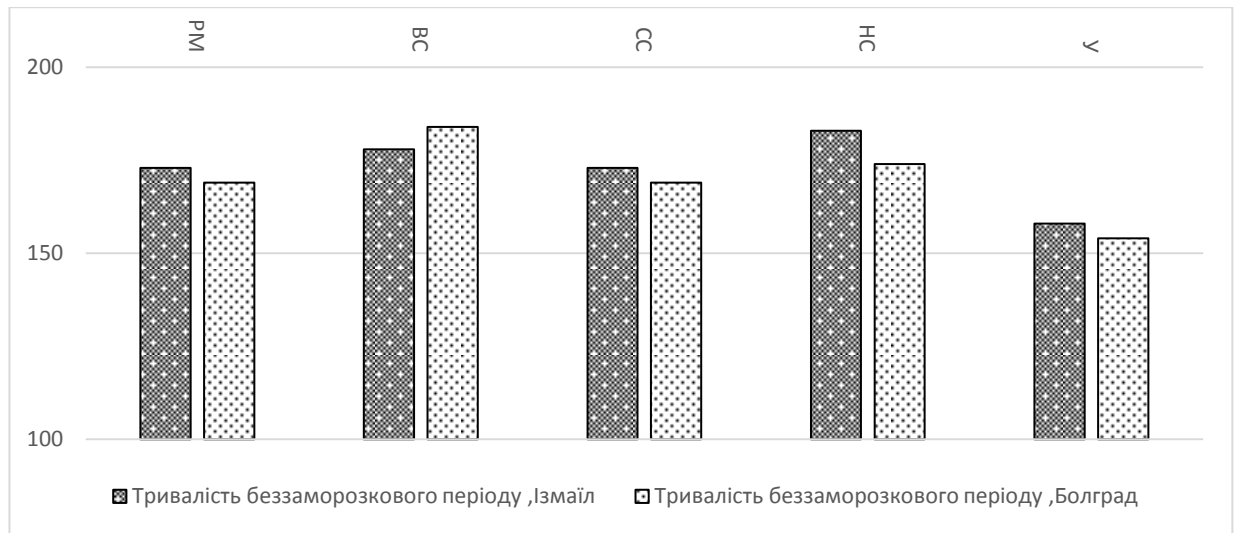


Рисунок 5.8 – тривалість беззаморозкового періоду на різних схилах на станції Ізмаїл та Болград

Встановлено, що найбільша тривалість беззаморозкового періоду спостерігається в нижній частині схилу. На станції Ізмаїл тривалість становить 183 днів, а на ст Болград – 174, різниця складає 9 днів. На рівному місті тривалість цього періоду становить 173 дні для Ізмаїлу, та 169 днів для Болграду. Різниця становить 4 дні. На вершині схилу тривалість беззаморозкового періоду становить 183 та 178 днів для Болграду та Ізмаїлу відповідно. На середній частині схилу для Ізмаїлу тривалість періоду становить 173 днів, а для Болграду 169 днів, різниця 5 днів. Найменша тривалість беззаморозкового періоду спостерігається на дні долини – це 158 днів для Ізмаїлу, та 154 днів для Болграду, а різниця складає 6 днів. Встановлено, що у Болградському районі тривалість беззаморозкового періоду коротша, ніж у Ізмаїлі.

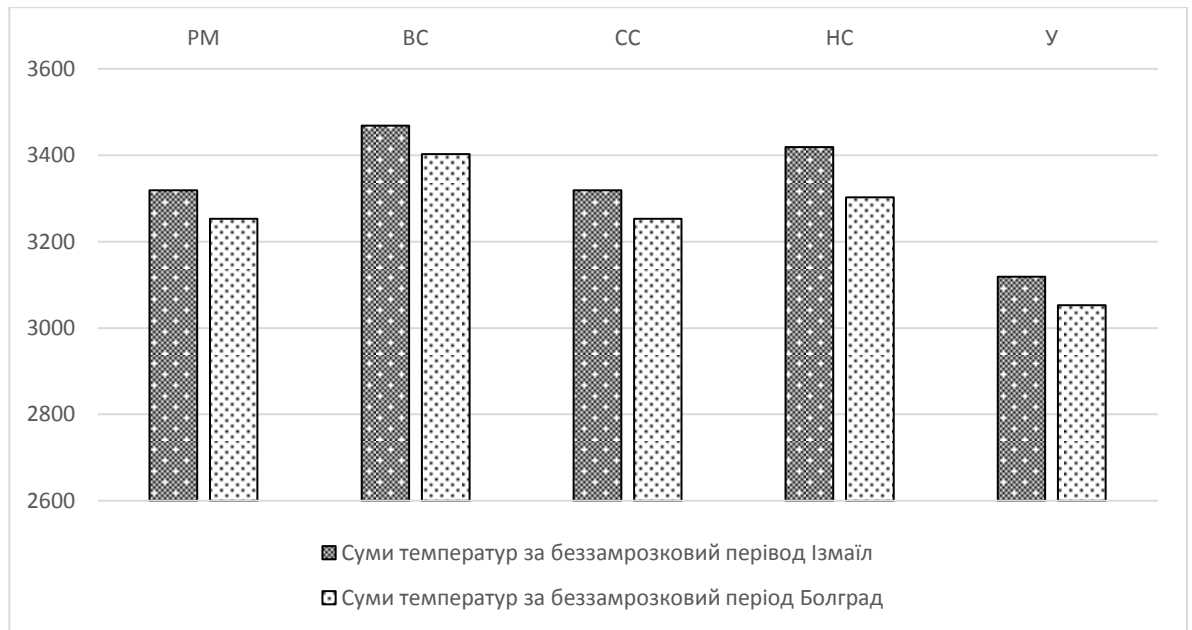


Рисунок 5.9 – мінливість сум температур за беззамрозковий період на різних схилах на станції Ізмаїл та Болград.

З рис. 5.9 видно, що найбільша сума температур спостерігається на вершині схилу і становить 3469°C для станції Ізмаїл та 3403°C для Болграду. Різниця становить 66°C . На рівному місті сума становить 3319 та 3253°C для Ізмаїлу та Болграду, а різниця 66°C . В нижній частині схилу сума температур становить 3419°C на станції Ізмаїл та 3303°C на ст Болград. Різниця - 116°C . Найменші суми температур спостерігаються в улоговині схилу і становлять 3119°C на ст Ізмаїл та 3053°C на ст Болград. Загалом в Ізмаїлі спостерігаються вищі температури.

5.4 Оцінка морозонебезпечності в південних районах Одеської області

Була проведена оцінка морозонебезпечності на станціях Ізмаїл та Болград. Для оцінки були використані такі характеристики як: середня температура із абсолютних мінімумів та температура найхолоднішого місяця. Для розрахунку цих показників була використана таблиця мікрокліматичної мінливості зимових температур повітря під впливом місцеположення в

горбкуватому та горбистому рельєфі. Побудована таблиця 5.4 для Ізмаїльського та Болградського району та побудовані рисунки 5.10 та 5.11.

Таблиця 5.4 - Мікрокліматична мінливість показників морозонебезпечності на станціях Ізмаїл та Болград

Мезорайони по базисам ерозії ($\Delta H m$) та нахилам місцевості	Параметри	Мікрорельєф				
		PM	BC	CC	PC	H
Ізмаїл	T_m (серед. Із абсол мін.)	-10,3	-8,3	-9,3	-12,3	-13,3
	T_x (темп. Найхолод місяця)	-20	-18	-19	-22	-23
Болград	T_m (серед. Із абсол мін.)	-11,3	-8,9	-9,8	-13,9	-15,9
	T_x (темп. Найхолод місяця)	-22	-19	-20	-21	-26

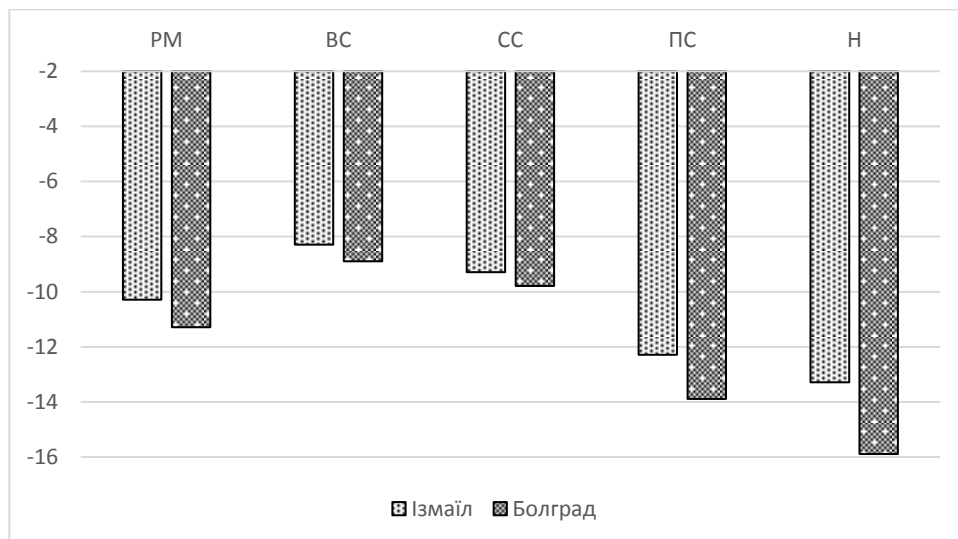


Рисунок 5.10 – Мінливість середніх із абсолютних мінімумів температур повітря на різних схилах на станції Ізмаїл та Болград

На рівному місті середні температури становлять $-10,3$ та $-11,3$ $^{\circ}C$ для Ізмаїлу та Болграду, різниця становить 1 $^{\circ}C$. На вершині схилу температура

становить $-8,3$ та $-8,9$ $^{\circ}\text{C}$ на ст Ізмаїл та Болград відповідно , різниця складає $0,6$ $^{\circ}\text{C}$. На середині схилу ці значення становлять $-9,3$ та $-9,8$ $^{\circ}\text{C}$, різниця складає $0,5$ $^{\circ}\text{C}$. У підніжжя схилу середні їх абсолютних мінімумів складають $-12,3$ $^{\circ}\text{C}$ для Ізмаїлу та $-13,9$ $^{\circ}\text{C}$ для Болграду, а різниця становить $0,6$ $^{\circ}\text{C}$. Найнижчі значення спостерігаються в нижній частині схилу – ($-13,3$ та $-15,9$ $^{\circ}\text{C}$), різниця $2,6$ $^{\circ}\text{C}$.

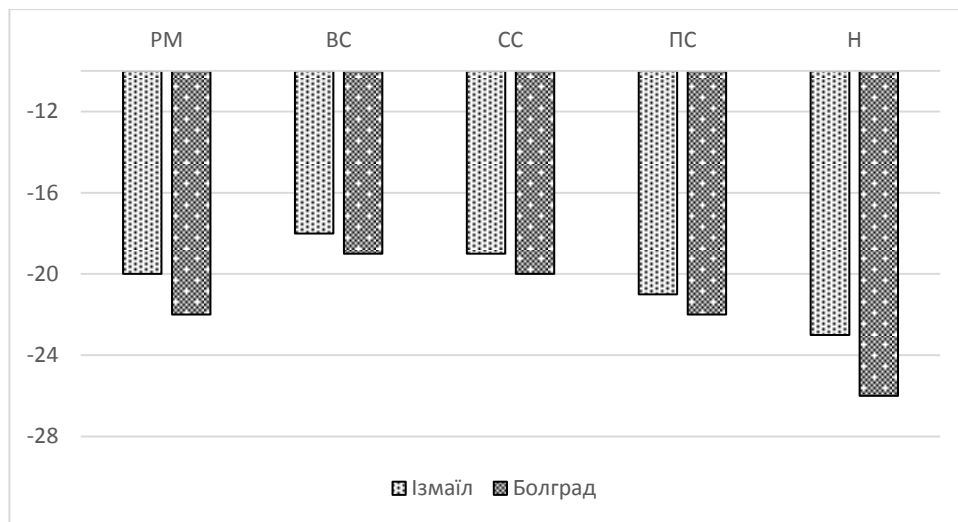


Рисунок 5.11 – Абсолютний мінімум температур повітря на різних схилах на станції Ізмаїл та Болград

З рис. 5.11 видно, що найбільші температури спостерігаються на верхній частині схилу і становлять -18 $^{\circ}\text{C}$ для Ізмаїлу та -19 $^{\circ}\text{C}$ для Болграду . На рівному місті температури становлять -20 та -22 для цих же районів . На середині схилу -19 та -20 $^{\circ}\text{C}$. У підніжжя схилу -21 та -22 $^{\circ}\text{C}$. Найнижчі ж температури спостерігаються в нижній частині схилу та становлять -23 $^{\circ}\text{C}$ для Ізмаїлу та -26 $^{\circ}\text{C}$ для Болграду. Різниця становить 3 $^{\circ}\text{C}$.

ВИСНОВКИ

В процесі виконання магістерської роботи одержані такі результати:

1. Сума температур в Ізмаїльському районі досягає 3985°C , а в Болградському районі 3363°C . Сума денних температур в Ізмаїльському районі одеської області досягає 4483°C , а в Болградському районі 4429°C .

2. Встановлено, що на південні схили надходить сумарної радіації більше, а на північні схили менше, ніж на рівну поверхню. Із збільшенням крутості південних схилів величини сумарної радіації збільшуються, а на схилах північної експозиції – зменшуються. Такі ж закономірності відзначаються й у сумах фотосинтетично активної радіації. Встановлено, що різниця у накопичених сумах сумарної радіації на схилах південної і північної експозиції крутістю 20° досягає на кінець жовтня 800, а у накопичених сумах фотосинтетично активної радіації – 400 мДж/м^2 .

3. Вологозабезпеченість в південних районах Одеської області є незадовільно. запаси вологи на обох станціях не досягають навіть 130 мм. В середньому запаси вологи коливаються в районі 90 мм. Найбільше значення спостерігається на ст. Болград в 2001 році і становить 126 мм, а в Ізмаїлі в 1999 році – 124 мм. Найменші запаси вологи в Болграді спостерігались в 1989 році і становили 34 мм, а в Ізмаїлі в 1994 році – 35 мм. Запаси вологи на обох станціях за показниками Уланової коливаються від задовільного до поганого.

4. В Болградському районі заморозки корочші, ніж в Ізмаїльському. В Болградському районі вони триває приблизно 160 днів, а в Ізмаїльському 173 дні. Найбільша інтенсивність заморозків спостерігається в улоговині схилу та становить $-8,6^{\circ}\text{C}$ в Ізмаїльському районі та $-7,6^{\circ}\text{C}$ у Болградському. Найменше значення спостерігається на вершині схилу і становить $-1,3^{\circ}\text{C}$ та $-2,9^{\circ}$ в Ізмаїльському та Болградському районах відповідно. В Ізмаїльському районі спостерігаються нижчі температури, ніж у Болградському. На рівному

місці ця різниця становить $0,7^{\circ}\text{C}$, на вершині схилу – $0,8^{\circ}\text{C}$, на середині схилу $0,5^{\circ}\text{C}$, у підніжжя схилу $0,7^{\circ}\text{C}$, в улоговині $1,0^{\circ}\text{C}$.

СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

1. Атлас природных условий и естественных ресурсов в Украинской ССР. М.: ГУГК, 1978. 183 с.
2. Агрокліматичний довідник по Одеській області (1986–2005pp.) / за ред. В. М. Ситова і Т. І. Адаменко. Одеса : Астропринт, 2011. 204 с.
3. Агрокліматичний довідник по території України / за ред. Т. І. Адаменко, М. І. Кульбіді, А. Л. Прокопенко. Камянець-Подільський, 2011. 108 с.
4. Атлас «Агрокліматичні ресурси України» /за ред. Т. І. Адаменко, М. І. Кульбіді, А. Л. Прокопенко. К., 2016. 90 с.
5. Атлас Одеської області / за ред. О. Г. Топчієва. Одеса: ХОРСТ, 2002. С. 6–23.
6. Атлас природных условий и естественных ресурсов в Украинской ССР. М.: ГУГК, 1978. 183 с.
7. http://geografica.net.ua/publ/galuzi_geografiji/gruntoznavstvo/runti_ukrajini/34-1-0-488
8. <https://ukrbkva.net/page,2,2-Bolgradskiiy-Odesskoiy-oblasti.html>
9. <http://ukrskr.com.ua/odeska/izmayilskiy/izmayilskiy-rayon-odeska-oblast>
10. https://uk.wikipedia.org/wiki/%D0%9A%D1%96%D0%BB%D1%96%D0%B9%D1%81%D1%8C%D0%BA%D0%B8%D0%B9_%D1%80%D0%B0%D0%B9%D0%BE%D0%BD#%D0%9A%D0%BB%D1%96%D0%BC%D0%B0%D1%82
11. Гольцберг И. А. Агроклиматическая характеристика заморозков в СССР и методы борьбы с ними. Л.: Гидрометеиздат, 1961. 196 с.
12. Ляшенко В.О. Агрокліматичні ресурси вирощування сільськогосподарських культур в горбистому рельєфі. Автореф.дис.канд.н. Одеса: ОДЕКУ, 2018, 20 с .
13. Ляшенко Г. В., Данілова Н.В. Практикум з мікрокліматології: навчальний посібник. Одеса: ТЕС, 2015. 150 с.

14. Ляшенко Г.В. Методика оцінки агрокліматичних ресурсів та їх картографування з урахуванням мікроклімату. Одеса:ННЦ «ІВіВ ім. В. Є. Таїрова», 2007. 68с.
15. Ляшенко Г.В. Агроклиматическая оценка продуктивности сельскохозяйственных культур в Украине. Одесса: ННЦ ИВиВ им. В.Е.Таирова НААНУ, 2011. 249 с.
16. Мищенко З. А. Биоклимат дня и ночи. Л.: Гидрометеиздат, 1984. 280 с.
17. Мищенко З. А., Ляшенко Г.В. Мікрокліматологія: навчальний посібник. К.: КНТ, 2007. 336 с.
18. Мкртчян Р.С. Агроклиматическая характеристика заморозков в горных районах Армянской ССР: монография. Л.: Гидрометеиздат, 1973. 325с.
19. Міщенко З.А., Кирнасівська Н.В. Агрокліматичні ресурси і урожай сільськогосподарських культур. Одеса:Екологія, 2013. 324.
20. Національний атлас України. Державне науково науково-виробниче підприємство “Картографія”. <http://www.ukrmap.com.ua>
21. Прикуп Л.О. Агроекологічне районування півдня Одеської області. Автореф. дис.канд.н. Одеса: ОДЕКУ, 2018, 20 с.
22. Романова Е. Н. Микроклиматическая изменчивость основных элементов климата. Л.: Гидрометеиздат, 1977. 280 с.
23. Романова Е.Н., Мосолова Г.И., Береснева И.А. Микроклиматология и ее значение для сельскохозяйственных культур. Л.: Гидрометеиздат, 1983. 245 с.
24. Сукманський О.І., Ляшенко Г.В. Мікрокліматична мінливість показників радіаційних ресурсів в південних районах Одеської області. Збірник тез за матеріалами студентської наукової конференції молодих вчених ОДЕКУ, 06-19 травня 2019 р. Одеса. 2019. С.44-46.