

551.577.38
161

УДК 551.577.38:556.167.6

КП XXXXXX

N держреєстрації 0113U000968

Інв. N

Міністерство освіти і науки України
Одеський державний екологічний університет
(ОДЕКУ)
65016, Одеса, вул. Львівська, 15;
тел. (0482) 636209

ЗАТВЕРДЖУЮ
Проректор з наукової роботи,
д.геогр.н., проф. Ю.С. Тучковенко

2014.12.15



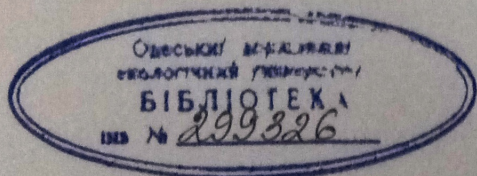
ЗВІТ
ПРО НАУКОВО-ДОСЛІДНУ РОБОТУ
ПОСУШЛИВІСТЬ КЛІМАТУ ТА НАСЛІДКИ ЇЇ ВПЛИВУ НА
ГІДРОЛОГІЧНИЙ ТА ГІДРОЕКОЛОГІЧНИЙ СТАН ВОДНИХ
ОБ'ЄКТІВ УКРАЇНИ
(заключний)

Керівник НДР
зав. кафедрою гідроекології та
водних досліджень,
д.геогр.н., професор

2014.12.01

Н.С. Лобода

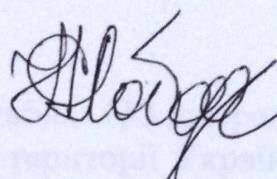
2014



Рукопис закінчено 01 грудня 2014 р.

СПИСОК АВТОРІВ

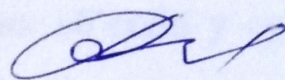
Науковий керівник
зав. кафедрою гідроекології та
водних досліджень,
доктор географічних наук,
професор



2014.12.01

Н. Лобода
(реферат, вступ,
розд. 5-7, висновки)

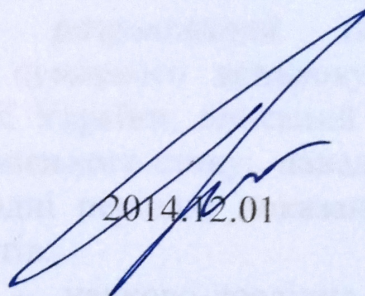
Професор кафедри теоретичної
метеорології та метеорологічних
прогнозів,
доктор географічних наук,
доцент



2014.12.01

В. Хохлов
(розд. 1, 2, 3, 4,
висновки)

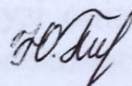
Доцент кафедри гідроекології та
водних досліджень,
к. геогр. н.



2014.12.01

О. Гриб (підрозд.
7.3.2, 7.3.3, 7.4)

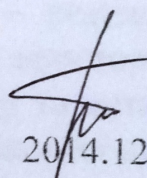
Аспірант денної форми навчання



2014.12.01

Ю. Божок (розд. 5,
підрозд. 1.2, 6.1, 7.1,
7.2, 7.3.1)

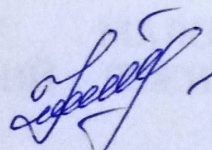
Зав. лабораторією ГГВД при
кафедрі гідроекології та водних
досліджень



2014.12.01

В. Пилип'юк
(підрозд. 6.2)

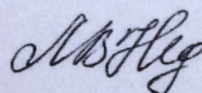
Асистент кафедри теоретичної
метеорології та метеорологічних
прогнозів



2014.12.01

Н. Єрмоленко
(розд.1, 2)

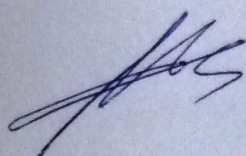
Старший викладач кафедри фізики
атмосфери та кліматології,
к.геогр.н.



2014.12.01

Л. Недострелова
(розд. 3)

Нормоконтролер



С. Малацьковська

РЕФЕРАТ

Звіт про НДР: 113 с., 37 рис., 14 табл., 133 джерел.

Об'єкт дослідження – посухи на території України та їх вплив на водні ресурси і якість вод.

Мета роботи – установлення особливостей просторово-часового розподілу різних категорій посух, оцінка впливу посушливості на гідрологічний та гідроекологічний стан окремих водних об'єктів у сучасних умовах та за сценаріями глобального потепління

Методи дослідження – методи розрахунку індексів посушливості, модель «клімат-стік», водно-сольовий баланс, показники якості вод

Результати і новизна – розрахований та проаналізований стандартизований індекс опадів та сумарного випаровування (SPEI), його тривалість та суворість для території України; описаний та проаналізований зв'язок посушливих явищ та періодів низького стоку; наведена характеристика зміни якості річкових вод у маловодні періоди; показаний вплив посух на гідроекологічний режим водних об'єктів.

Зв'язок з іншими роботами – науково-дослідна робота Одеського державного екологічного університету в галузі оцінки сучасних та майбутніх характеристик клімату, гідрологічного та гідроекологічного режиму річок.

Галузь застосування – метеорологія, кліматологія, гідрологія, гідроекологія, охорона навколишнього природного середовища.

Значущість роботи та висновки – результати дослідження надають можливість об'єктивно охарактеризувати просторо-часовий розподіл посух в Україні в умовах глобальних змін клімату та встановити їх зв'язок з різними характеристиками гідрологічного та гідроекологічного режиму водних об'єктів.

ПОСУХИ, ЗМІНИ КЛІМАТУ, МАЛОВОДНИЙ ПЕРІОД,
МІНІМАЛЬНИЙ СТІК, ГІДРОЛОГІЧНИЙ РЕЖИМ, ГІДРОХІМІЧНИЙ
РЕЖИМ, ЯКІСТЬ ВОДИ

ЗМІСТ

ВСТУП	6
1 МЕТОДИКИ РОЗРАХУНКУ ПОКАЗНИКІВ ПОСУХ.....	10
1.1 Індекс інтенсивності посух Палмера.	10
1.2 Стандартизований індекс опадів і стандартизований індекс опадів та сумарного випаровування	16
1.3 Характеристики посух.....	20
2 РЕГІОНАЛЬНІ ОСОБЛИВОСТІ РОЗПОДІЛУ ІНДЕКСІВ ПОСУХ В УКРАЇНІ	22
2.1 Характеристика посух.....	22
2.2 Характеристика розподілу максимальної тривалості посух.....	24
2.3 Визначення мінливості максимальної суворості посух.....	27
3 БЛОКУЮЧИЙ АНТИЦИКЛОГЕНЕЗ ЯК ОДИН З АСПЕКТІВ ВИНИКНЕННЯ ПОСУХ.....	30
3.1 Визначення блокуючих процесів.....	30
3.2 Типізація блокуючих процесів.....	31
3.3 Деякі кліматичні аспекти блокуючих ситуацій.....	33
3.4 Індeksi блокування.....	35
3.5 Синоптичний опис блокуючого антициклону	38
4 ПРОСТОРОВО-ЧАСОВА МІНЛИВІСТЬ ПОСУХ В УКРАЇНІ В УМОВАХ ГЛОБАЛЬНИХ ЗМІН КЛІМАТУ.....	41
5 МЕЖЕННИЙ ТА МІНІМАЛЬНИЙ СТІК ЯК ХАРАКТЕРИСТИКИ ГІДРОЛОГІЧНОЇ ПОСУХИ.....	47
5.1 Огляд методів розрахунків характеристик стоку у маловодні періоди.....	47
5.2 Принципи виділення періодів низького стоку	51
5.3 Чинники, які впливають на меженний та мінімальний стік.....	53
5.4 Пересихання і перемерзання річок.....	57
6 ОЦІНКА ВПЛИВУ ПОСУШЛИВИХ ЯВИЩ НА ГІДРОЛОГІЧНИЙ ТА ГІДРО ЕКОЛОГІЧНИЙ СТАН ОКРЕМИХ ОБ'ЄКТІВ УКРАЇНИ.....	62
6.1 Оцінка впливу посух на характеристики меженного стоку	62
6.2 Зміни гідролого-гідрохімічного режиму та якості води у посушливі періоди року (на прикладі річок Псел та Ворскла).....	70
7 ОЦІНКА ВПЛИВУ ПОСУШЛИВИХ ЯВИЩ НА ГІДРОЛОГІЧНИЙ ТА ГІДРО ЕКОЛОГІЧНИЙ СТАН ОКРЕМИХ ОБ'ЄКТІВ УКРАЇНИ ЗА СЦЕНАРІЯМИ ГЛОБАЛЬНОГО ПОТЕПЛІННЯ.....	82
7.1 Сценарії глобального потепління.....	82
7.2 Оцінка зміни водних ресурсів України у маловодні роки за моделлю “клімат-стік”.....	84
7.3 Оцінка впливу посушливих явищ на режим солоності Куяльницького лиману в кліматичних умовах сценаріїв змін клімату...	92
7.3.1. Зміни гідролого-гідрохімічного режиму водних об'єктів на території Північно-Західного Причорномор'я.....	92

7.3.2	Методика визначення солоності при відсутності даних спостережень.....	94
7.3.3	Сучасні тенденції зміни солоності води.....	95
7.4	Оцінка змін солоності лиману в умовах глобального потепління (сценарії A1B, B1, A2) у посушливі періоди.....	97
	ВИСНОВКИ.....	103
	ПЕРЕЛІК ПОСИЛАНЬ.....	105

ВСТУП

В останні роки істотно збільшилась кількість екстремальних явищ погоди, в тому числі й таких небезпечних як посухи. Вплив посух посилюється зростанням попиту на воду і мінливістю гідрометеорологічних величин в результаті зміни клімату. Посуха є однією з головних природних причин соціальних, економічних та екологічних збитків.

Існують різні підходи до класифікації посух. Залежно від середовища, в якому спостерігаються ознаки дефіциту вологи, розрізняють атмосферні та ґрунтові посухи. У іноземній літературі, орієнтованій на моніторинг посух, широке поширення має більш детальна класифікація, що ураховує умови формування та наслідки від їх дії. Посухи, що розглядаються як прояв кліматичної мінливості, поділяються на такі категорії: метеорологічна, сільськогосподарська, гідрологічна, соціально-економічна посуха. Основною ознакою метеорологічної посухи є дефіцит кількості опадів, що супроводжується зменшенням поверхневого стоку, висока температура повітря, низька відносна вологість та ін. Метеорологічна посуха може розвиватися дуже швидко і різко закінчитися. Сільськогосподарська посуха характеризується дефіцитом вологості ґрунту, що призводить до зменшення біопродуктивності рослин і врожаю. Потреби рослини у воді визначаються умовами погоди, біологічними характеристиками даного виду рослин, стадією його росту і розвитку, а також фізичними та біологічними властивостями ґрунтів. Для гідрологічної посухи характерне зменшення надходження води в річки і водоймища й зниження їх рівня, зменшення запасів підземних вод, що призводить до ускладнень у забезпеченні потреб у воді, а також скороченні площі боліт. Гідрологічна посуха зазвичай настає з запізненням порівняно з метеорологічною та сільськогосподарською. Як окремий вид посухи, виділяють також соціально-економічну посуху, яка пов'язана з неможливістю систем водних ресурсів забезпечувати потреби у воді всі галузі економіки, що є результатом дефіциту води, викликаного погодними умовами. При цьому різним типам посух відповідають визначені часові масштаби. Так, метеорологічна посуха враховує масштаби часу 1-2 місяці, сільськогосподарська (або агрономічна) – від 3 до 12 місяців та гідрологічна – 13-24 місяці [1].

Одним із головних чинників збільшення кількості посух, їх тривалості та інтенсивності, більшість вчених вважають зміни клімату, які спостерігаються в останні декілька десятиріч, що підтверджують результати дослідження Міжурядової групи експертів по змінам клімату [2]. Таким чином, значний практичний інтерес представляє дослідження просторово-часової мінливості різних характеристик посух в умовах глобальних змін клімату. При цьому головним інструментом дослідження являється нещодавно розроблений індекс посухи – стандартизований індекс опадів та сумарного випаровування (SPEI) [3].

Актуальність роботи обумовлена необхідністю розроблення ефективних заходів по захисту та збереженню водних ресурсів України в умовах водогосподарської діяльності та глобального потепління. Особлива увага приділяється вивченню умов формування водного режиму водних об'єктів у найбільш напружені по водопостачанню періоди (маловодні сезони), які часто є наслідком метеорологічної посухи.

Вже у теперішній час на території південної України спостерігаються тенденції до зростання випаровування з поверхні суші внаслідок збільшення температур повітря. Незначне зменшення середніх багаторічних величин опадів у поєднанні із збільшенням температур повітря викликало зниження річного стоку водотоків північно-західного Причорномор'я на початку XXI ст. на 25-30 % [4]. Зміни глобального клімату, впливають на водні ресурси та їх динаміку. Із збільшенням тривалості метеорологічних посух очікується критична нестача водних ресурсів у маловодні роки [5]. Це може привести до збільшення вразливості сільського господарства та гідроенергетики, погіршення умов споживання води населенням [6].

Метою роботи є установлення особливостей просторово-часового розподілу різних категорій посух, оцінка впливу посушливості на гідрологічний та гідроекологічний стан водних об'єктів у сучасних умовах та за сценаріями глобального потепління.

Об'єкт дослідження – посухи на території України та їх вплив на водні ресурси і якість вод.

Предметом дослідження є індекси метеорологічних посух і зміни гідрологічних, гідрохімічних та гідроекологічних характеристик водних об'єктів у періоди посух.

У НДР застосовані методи визначення індексів метеорологічних посух, насамперед SPEI, методи визначення статистичних параметрів мінімального стоку літньо-осінньої межі при наявності даних спостережень за стоком та модель «клімат-стік», розроблена в ОДЕКУ, при відсутності даних спостережень [7]. Для виявлення зв'язків між індексами посушливості та характеристиками мінімального стоку використовувались методи багатовимірного статистичного аналізу: множинної регресії та факторний аналіз. Розрахунки змін складових водного та сольового балансу Куяльницького лиману [8] в умовах глобального потепління оцінювались на основі імітаційного стохастичного моделювання з використанням моделі “клімат-стік” [9].

У НДР використовувались матеріали, отримані в рамках попередніх досліджень ОДЕКУ екосистеми Куяльницького лиману, наприклад, із звітів по НДР «Оцінка багаторічних змін складових водного балансу Куяльницького лиману для розробки рекомендацій по збереженню його природних ресурсів» (2009 р.) [10] та «Стан гідрографічної мережі річки Великий Куяльник в умовах водогосподарських перетворень на її водозбірному басейні» (2011 р.) [11] та інші.

У ході виконання НДР були вирішені такі задачі:

Характеристика просторо-часовий розподілу посух в Україні протягом сучасної кліматичної епохи. Вияв особливостей регіонального розподілу посух об'єктивні показники посух на основі використання індексів інтенсивності посухи Палмера та стандартизованого індексу опадів та сумарного випаровування.

Установлення схем еволюції блокуючого антициклону над Україною з метою удосконалення методів середньострокового та довгострокового прогнозу екстремальних проявів, пов'язаних із процесами блокування, насамперед, посух та хвиль тепла.

Виявлення ролі посух у формуванні характеристик стоку межені на основі факторного та регресійного аналізу.

Установлення гідроекологічних наслідків зменшення водності у річках та водоймах в сучасних умовах та при глобальному потеплінні (на прикладі окремих водних об'єктів).

Окремі результати досліджень використані при захисті роботи на здобуття наукового ступеня кандидата географічних наук Недострелової Л.В.

Результати роботи пройшли апробацію на багатьох конференціях міжнародного та вітчизняного масштабу, опубліковані у міжнародних та вітчизняних журналах.

Отримане впровадження результатів НДР у Гідрометцентрі Чорного і Азовського морів.

Перелік наукових конференцій:

- П'ята всеукраїнської наукової конференції “Гідрологія, гідрохімія, гідроекологія”, 22-24 вересня 2011р., м. Чернівці, Чернівецький національний університет;
- XI-XIV конференції молодих вчених ОДЕКУ, 2011-2014 рр., м.Одеса;
- V Міжнародна наукова конференція студентів, магістрів і аспірантів “Регіональні екологічні проблеми”, ОДЕКУ, 2012р.;
- VII Міжнародна конференція „Современные рыбохозяйственные и экологические проблемы Азово-Черноморского региона”, 20-23 червня 2012 г., м. Керч;
- Всеукраїнська науково-практична конференція “Лимани північно-західного Причорномор'я: актуальні гідроекологічні проблеми та шляхи їх вирішення”, 12-14 вересня 2012р., м. Одеса;
- III Міжнародна наукова конференція “Современные проблемы гидроэкологии, перспективы, пути и методы решений” 17-19 травня 2012р., м. Херсон;
- Перші Виноградівські читання “Будущее гидрологии”, 16-18 листопада 2013р. Санкт-Петербурзький державний університет, Росія;
- VII Всеросійський гідрологічний з'їзд, м. Санкт-Петербург, листопад 2013 г.;
- XI з'їзд Українського географічного товариства, 24 – 27 квітня 2013 р., м.Київ;

- XII Міжнародна науково-практичної конференції «Ресурси природних вод Карпатського регіону (проблеми охорони та раціонального використання)» 30-31 травня 2013 р., м. Львів;
- Міжнародна наукова конференція «Географія: виклики XXI століття», присвячена 80-річчю географічного факультету Таврійського національного університету ім. В.І. Вернадського, 8-12 квітня 2014р., м.Сімферополь;
- Міжнародна наукова конференція молодих вчених «Сучасна гідрометеорологія: актуальні проблеми та шляхи їх вирішення», 7-9 жовтня 2014 р., Одеса, ОДЕКУ;
- Всеукраїнська науково-практична конференція «Лимани північно-західного Причорномор'я: сучасний гідроекологічний стан, проблеми водного та екологічного менеджменту та шляхи їх вирішення», 1- 3 жовтня 2014 р., м. Одеса
- Науковий семінар «Посухи та опустелювання, як основний чинник деградації земель», 6 червня 2014 р., м. Одеса;
- WCRP Global Drought Information System Workshop. – 2012;
- 6th International Conference on Water Resources and Environment Research. – 2013. – Koblenz (Germany);
- Latsis Symposium 2014 “Atmosphere and Climate Dynamics: From Clouds to Global Circulation”. – 2014. – Zürich (Switzerland)
- The 8th European Conference on Ecological Modelling, ECEM2014, Marrakech-Morocco, October 27-30, 2014.

У роботі приймали участь аспірант Шараєва Т.В., магістри Орлик О.В., Тенетко М.С. кафедри теоретичної метеорології та метеорологічних прогнозів та магістри кафедри гідроекології та водних досліджень Романова Є.О., Клименко І.В.

1 МЕТОДИКИ РОЗРАХУНКУ ПОКАЗНИКІВ ПОСУХ

1.1 Індекс інтенсивності посух Палмера

За своєю природою посухи – це регіональні явища. Тому існує декілька індикаторів, які визначають інтенсивність посухи на регіональній основі. Можливо, найвідомішим з них є індекс інтенсивності посухи Палмера (ІПП) [12]. Палмер визначив період посухи як "інтервал часу, звичайно порядку місяців або років, під час якого фактичне надходження вологи в даному місці є дуже низьким щодо кліматично ймовірного або кліматично відповідного надходження вологи". Судячи з цього визначення, Палмер розробив ІПП як засіб визначення інтенсивності посухи.

Хоча цей індекс стосується метеорологічної посухи, метод враховує опади, сумарне випаровування й умови вологості ґрунту, тобто показники гідрологічної посухи. Філдхаус і Палмер [13] відзначають, що ІПП має бути пов'язаний з проблемами водопостачання, а отже й становити інтерес для гідрологів точно так саме, як і для метеорологів та кліматологів.

Структура індексу інтенсивності посухи Палмера (ІПП) має відношення до двох найбільш властивостей посух, які важко установлюються: їх інтенсивності та часу початку й закінчення. На жаль, індекс використовує досить умовні правила в дослідженні цих властивостей. Крім того, методологія, яку використовують для стандартизації значень ІПП для різних місцевостей і місяців, ґрунтується на дуже слабких порівняннях і погано обґрунтована теоретично, з точки зору математичної статистики. За певних умов значення ІПП є дуже чутливими до критеріїв закінчення посухи, що «встановилася», і опади протягом певного місяця можуть мати великий вплив на значення ІПП для декількох насупних місяців.

На першому етапі метод Палмера враховує водний баланс (на середньомісячних або тижневих даних) за допомогою ряду спостережень за опадами і температурою. Накопичення вологи в ґрунті визначається розподілом ґрунту на два шари із припущенням, що 25 мм води можуть бути збережені в шарі, що лежить нижче.

Основний шар має доступну ємність, яка залежить від особливостей ґрунту в розглянутому пункті. Волога не може бути вилучена (поповнена) з основного шару, доки вся доступна волога не буде вилучена (заново поповнена) з поверхневого шару. Потенціальне сумарне випаровування (PE) зазвичай обчислюється за методом Торнвейта [14]. Втрати вологи за рахунок сумарного випаровування ґрунту відбуваються, якщо $PE > P$, де P – опади за місяць. Припускається, що має місце втрата за рахунок сумарного випаровування поверхневого шару L_s , а втрата з основного шару L_u залежить від початкового вологовмісту в основному шарі, потенціального сумарного випарування та об'єднаної доступної вологоємності (AWC) в обох шарах ґрунту. Таким чином, якщо $PE > P$,

$$\begin{aligned}
L_s &= \min[S_s, (PE - P)], \\
L_u &= (PE - P - L_s) \frac{S_u}{AWC}, \\
L_u &\leq S_u,
\end{aligned} \tag{1.1}$$

де S_s і S_u – кількість доступної вологи, збереженої на початку місяця в поверхневому і основному шарах відповідно.

Стік має місце, якщо обидва шари досягають об'єднаного вологовмісту AWC .

Як частину водного балансу метод Палмера обчислює три додаткові члени: потенційне поповнення (PR), потенційні втрати (PL) і потенційний стік (PRO). Потенційне поповнення визначається як кількість вологи, необхідної для надання ґрунту польової вологості

$$PR = AWC - (S_s + S_u). \tag{1.2}$$

Потенційні втрати визначаються як кількість вологи, яка могла бути втрачена ґрунтом внаслідок сумарного випаровування, якщо б опади протягом періоду були нульовими:

$$PL = PL_s + PL_u, \tag{1.3}$$

де

$$\begin{aligned}
PL_s &= \min[PE, S_s], \\
PL_u &= (PE - PL_s) \frac{S_u}{AWC}, \\
PL_u &\leq S_u.
\end{aligned}$$

Потенційний стік розраховується як потенційні опади мінус потенційне поповнення. Палмер визначив потенційні опади як такі, що дорівнюють AWC , і тому

$$PRO = AWC - PR = S_s + S_u. \tag{1.4}$$

Палмер визнав, що "це не дуже зручний спосіб розв'язку цієї проблеми" і відзначив, що потенційні опади можуть розглядатися як деяка величина, яка в три рази більше ніж нормальні опади за місяць.

Чотири потенційні значення – PE , PR , PL і PRO – використовуються для розрахунків чотирьох коефіцієнтів – сумарного випаровування (α), поповнення (β), стоку (γ) та втрат (δ) – і залежать від кліматичних умов досліджуваної

території:

$$\begin{aligned}
 \alpha_j &= \frac{\overline{ET}_j}{\overline{PE}_j}, \\
 \beta_j &= \frac{\overline{R}_j}{\overline{PR}_j}, \\
 \gamma_j &= \frac{\overline{RO}_j}{\overline{PRO}_j}, \\
 \delta_j &= \frac{\overline{L}_j}{\overline{PL}_j},
 \end{aligned}
 \tag{1.5}$$

де $j = 1, 2, \dots, 12$ – місяці року;

ET – розраховане сумарне випаровування для окремого місяця;

R – поповнення або повне надходження вологи до ґрунту протягом місяця;

RO – розрахований стік;

L – повні втрати вологи ґрунту протягом місяця.

Риска зверху позначає те, що коефіцієнти розраховані за середніми значеннями для місяця j .

Коефіцієнти (1.4) використовуються для обчислення різниці d між фактичними опадами за місяць P та "кліматично відповідними для існуючих умов" опадами \hat{P} за формулою

$$d = P - \hat{P} = P - (\alpha_j PE + \beta_j PR + \gamma_j PRO - \delta_j PL). \tag{1.6}$$

Визначення P у рівнянні (1.5) аналогічно звичайному водному балансу, згідно з яким опади дорівнюють сумарному випаруванню плюс стік (або поповнення ґрунтових вод) плюс або мінус величини будь-якої зміни вологовмісту ґрунту. "Індекс аномальності вологи" Z визначається як

$$Z = K_j d, \tag{1.7}$$

де K_j – ваговий множник, який визначається за формулою

$$K_j = \frac{17,67 \cdot \hat{K}_j}{\sum_{i=1}^{12} \overline{D}_i \times \hat{K}_j}, \tag{1.8}$$

де \overline{D} – середнє значення абсолютних величин d за місяць;

$$\hat{K}_j = 1,5 \cdot \log_{10} \left(\frac{T_j + 2,8}{\bar{D}_j} \right) + 0,5; \quad (1.9)$$

$$T_j = \frac{\overline{PE}_j + \overline{R}_j + \overline{RO}_j}{\overline{P}_j + \overline{L}_j}, \quad (1.10)$$

де параметр T_j є мірою відношення "необхідної вологи" до "вологи, що надійшла" для місяця й регіону.

Призначення вагових множників полягає в корегуванні відхилення від норми опадів d таким чином, щоб їх можна було б зіставляти для різних областей і різних місяців. Ваговий множник K_j має тенденцію бути більшим у посушливих регіонах і меншим у зволжених регіонах. Під час виведення K_j Палмер припустив, що економічні наслідки найбільш сухого року в одному місці були тими ж самими, як і в найбільш сухому році в інших місцях. Вплив антропогенної діяльності у вигляді побудови водоймищ, розвитку міст або змін в іригаційних системах, ігнорується.

Індекс аномалії вологи Z виражає відносно відхилення погодних умов окремого місяця й пункту від середніх умов вологи цього місяця. Палмер оцінював накопичення індексу аномальної вологи Z для 13 найсухіших інтервалів у двох областях дослідження (центральна Айова й західний Канзас) і відзначив, що графік накопичення Z стосовно довжини сухого періоду виглядає як пряма лінія. Він визначив ці сухі періоди як "екстремальну посуху" й склав числове значення інтенсивності посухи $\text{ІППП} \leq -4,0$. Далі він розділив область між екстремальною посухою й накопиченим Z рівним нулю на три зони, які довільно визначив як верхні границі "інтенсивної посухи" ($-4 \leq \text{ІППП} < -3$), "помірної посухи" ($-3 \leq \text{ІППП} < -2$) і "слабкої посухи" ($-2 \leq \text{ІППП} < -1$) (табл. 1.1).

Таблиця 1.1 - Критерії посухи за індексом інтенсивності посухи Палмера

Значення ІППП	Категорія посухи
$-2 \leq \text{ІППП} < -1$	Слабка посуха
$-3 \leq \text{ІППП} < -2$	Помірна посуха
$-4 \leq \text{ІППП} < -3$	Інтенсивна посуха
$\text{ІППП} \leq -4$	Екстремальна посуха

Відзначимо що, зворотні знаки визначень було виведено для вологих періодів.

Інтенсивність посухи (ІППП) для i -го місяця $X(i)$ в остаточному вигляді може бути записана, як

$$X(i) = 0,897 \cdot X(i-1) + \frac{1}{3} Z(i). \quad (1.11)$$

Зрозуміло, що для першого місяця посушливого періоду $X(i-1)$ дорівнює нулю.

По закінченні посушливого періоду нормальні або вологі погодні умови в остаточному підсумку приведуть до значень X , що наближаються до нуля. Але Палмер показав, що ця вимога є занадто суворою для закінчення посухи. Крім того, застосування формули (1.11) вимагає визначення початкового місяця посушливого періоду. Подібні висновки були зроблені й для вологих періодів. Тому Палмер зіштовхнувся із проблемою визначення початку й закінчення посухи або вологого періоду. Його розв'язок полягав в окремому обліку рівняння (1.11), щоб відстежити три індекси, визначені як:

- X_1 = індекс інтенсивності для вологого періоду, який стає "встановленим";
- X_2 = індекс інтенсивності посухи, яка стає "встановленою";
- X_3 = індекс інтенсивності для будь-якого вологого періоду або будь-якої посухи, яка стала "встановленою".

Змінна X_1 обмежена невід'ємними значеннями, а X_2 – недодатніми значеннями. В інших випадках розраховані по рівнянню (1.11) значення X_1 і X_2 дорівнюють нулю. Посуху вважають встановленою, коли X_2 стає менше або дорівнює $-1,00$ перший раз після того, як попередня встановлена посуха, або вологий період закінчився. Вологий період вважають встановленим, коли X_1 більше або дорівнює $1,00$ перший раз після того, як попередня встановлена посуха або вологий період закінчився. У той же час, $X_3 = X_2$ для посухи, що встановилася, або $X_3 = X_1$ для вологого періоду, що встановився. Посуха, що встановилася, або вологий період вважаються безумовно закінченими, коли індекс досягає категорії "майже норма", до якої належить проміжок від $-0,50$ до $+0,50$. У цей момент X_3 знову стає рівним нулю. Закінчення посухи, що встановилася, настає, коли $Z(i) \geq Z_e(i)$, де $Z_e(i)$ – волога, необхідна для зменшення інтенсивності встановленої посухи до значення $-0,50$ в одному місяці, яка розраховується за виразом

$$Z_e(i) = -2,691 \cdot X_3(i-1) - 1,5. \quad (1.12)$$

Закінчення вологого періоду, що встановився, приблизно відбувається, коли $Z(i) \leq Z_e(i)$, і у цьому випадку

$$Z_e(i) = -2,691 \cdot X_3(i-1) + 1,5. \quad (1.13)$$

Рівняння (1.12) і (1.13) отримані за допомогою розв'язку для $Z(i)$ у рівнянні (1.11) і підставляючи $-0,50$ і $0,50$ відповідно для $X(i)$. Скоріше ніж просто на використання рівнянь (1.12) або (1.13) для визначення того, чи минула посуха або вологий період, Палмер покладався на обчислення «можливого відсоткового співвідношення» ($0 \leq P_e \leq 100$) закінчення посухи або вологого

періоду, що встановилися

$$P_e(i) = \frac{100 \sum_{j=0}^{j^*} U(i-j)}{Z_e(i) + \sum_{j=1}^{j^*} U(i-j)}. \quad (1.14)$$

Потрібно відзначити, що P_e у дійсності не є ймовірним у звичайному сенсі, а скоріше мірою відношення вологи одержаної до потрібної для закінчення посухи або вологого періоду, що встановилися. Визначення $U(i)$ залежить від того, чи встановиться посуха або вологий період. У випадку посухи, що встановилася, Палмер відзначає, що значення $Z = -0,15$ буде визначати індекс $-0,50$ від місяця до місяця. Тому будь-яке значення $Z \geq -0,15$ призведе до закінчення посухи, внаслідок чого

$$U(i) = Z(i) + 0,15. \quad (1.15)$$

Після того як посуха вважається встановленою ($X \leq -1,00$), рівняння (1.15) застосовується для першого місяця, що має значення $Z \geq -0,15$, і обчислюється для кожного наступного місяця доти, доки обчислення покажуть значення P_e , яке дорівнює 0 або 100. Параметр j в рівнянні (1.14) відповідає кількості наступних значень $U(i)$, обчислених до поточного місяця. Подібні обчислення виконуються для визначення P_e у вологому періоді, що встановився, за винятком випадку, коли

$$U(i) = Z(i) - 0,15.$$

Існує невизначеність у встановленні закінчення посухи або вологого періоду. Це має місце через те, що рівняння (1.13) може показувати, що посуха закінчилася ($P_e(i) = 100$) при $Z(i) < Z_e(i)$. Щоб показати невизначеність, поперше відзначимо, що $P_e(i)$ в рівнянні (1.14) дорівнюватиме або перевищуватиме 100 завжди, коли

$$U(i) \geq Z_e(i). \quad (1.16)$$

Підставляючи рівняння (1.15) в (1.16), одержуємо

$$Z(i) \geq Z_e(i) - 0,15$$

як критерій, отриманий з рівняння (1.14) для закінчення посухи, що встановилася, а не $Z(i) \geq Z_e(i)$. Рівняння (1.14) також має показувати вологий період, що встановився, при $Z(i) > Z_e(i)$.

Деякі правила, використані для визначення ІПП, є довільними, внаслідок чого мають місце певні обмеження використання цього індексу. По-перше, часовий масштаб, властивий ІПП, робить його більш придатним для визначення впливу посух на сільське господарство і менш – на різноманітні гідрологічні об'єкти. По-друге, припущення, що всі опади є дощовими (рідкими), робить проблематичним використання індексу у зимові місяці або на гірських станціях. По-третє, припускається, що стік формується після того, як будуть насичені усі шари ґрунту, а це призводить до недооцінки стоку. Нарешті, ІПП повільно відкликається на розвиток та послаблення посухи.

1.2 Стандартизований індекс опадів і стандартизований індекс опадів та сумарного випаровування

Стандартизований індекс опадів (CIO) або (SPI, англ.) може бути розрахований для будь-якого пункту за допомогою довгого ряду спостережень за опадами і ґрунтується на понятті стандартизованих опадів [15]. Під стандартизованими опадами розуміють відхилення їх величини для певного періоду часу від середньої багаторічної, поділене на середньоквадратичне відхилення. Далі цей індекс було модифіковано залученням потенціального сумарного випаровування [3], що дозволило скомбінувати опади та температуру, після чого розрахований індекс дістав назву стандартизований індекс опадів та сумарного випаровування (CIOCB) або (SPEI, англ.).

Таким чином, CIO обчислюється за середньомісячними (або середньотижневими) значеннями опадів, а CIOCB використовує середньомісячні (або середньотижневі) різниці між опадами та потенціальним сумарним випаровуванням. Останнє являє собою простий кліматичний баланс вологи [14], що розраховується на різних масштабах часу.

Перший етап – розрахунок потенційного сумарного випаровування PE – є складним, тому що потребує багатьох параметрів, таких як температура поверхні ґрунту, вологості повітря, радіації, що надходить до ґрунту, тиску водяної пари, потоків прихованого та відчутного тепла між ґрунтом та атмосферою тощо. Але було показано, що з метою залучення PE до індексу посухи можна використовувати найпростіший метод і це не позначиться істотно на розрахованих індексах. Тому в [3] було запропоновано для розрахунку PE (у мм) застосувати метод Торнвейта [14], за яким PE залежить тільки від середньомісячної температури повітря, а саме

$$PE = 16K \left(\frac{10T}{I} \right)^m. \quad (1.17)$$

де T – середньомісячна температура ($^{\circ}\text{C}$);

I – індекс теплоти, який розраховується як сума 12 середньомісячних

величин індексу i , а останній одержується з середньомісячних температур як

$$i = \left(\frac{T}{5} \right)^{1,514}; \quad (1.18)$$

де m – коефіцієнт, $m = 6,75 \cdot 10^{-7} I^3 - 7,71 \cdot 10^{-5} I^2 + 1,79 \cdot 10^{-2} I + 0,492$;

K – поправковий коефіцієнт, що визначається як функція широти та місяця

$$K = \left(\frac{N}{12} \right) \left(\frac{NDM}{30} \right). \quad (1.19)$$

де NDM – кількість днів у місяці;

N – максимальна кількість сонячних годин, яка розраховується як

$$N = \frac{24}{\pi} \varpi_s, \quad (1.20)$$

де ϖ_s – годинний кут сходу сонця, який обчислюється за виразом

$$\varpi_s = \arccos(-\tan \varphi \tan \delta), \quad (1.21)$$

де φ – широта у радіанах;

δ – сонячне схилання у радіанах, розраховане, як

$$\delta = 0,4093 \sin \left(\frac{2\pi J}{365} - 1,405 \right), \quad (1.22)$$

де J – середній юліанський день місяця.

Після того, як одержані дані про потенційне сумарне випаровування, для кожного i -го місяця розраховуються різниці (D_i) між опадами та PE

$$D_i = P_i - PE_i \quad (1.23)$$

забезпечуючи просту міру надлишку або дефіциту вологи для певного місяця.

Розраховані величини D_i для СІОСВ (або P_i для СІО) підсумовуються на різних часових масштабах за такою процедурою. Різниця $D_{i,j}^k$ для даного місяця j та року i залежить від вибраного часового масштабу. Наприклад, накопичена різниця для одного місяця у певний рік i з 12-місячним часовим масштабом розраховується за допомогою виразу

$$\begin{aligned}
X_{i,j}^k &= \sum_{l=13-k+j}^{12} D_{i-1,l} + \sum_{l=1}^j D_{i,l}, & j < k; \\
X_{i,j}^k &= \sum_{l=j-k+1}^j D_{i,l} & j \geq k,
\end{aligned}
\tag{1.24}$$

де $D_{i,l}$ – різниця $P - PE$ у перший місяць року i у міліметрах.

Для розрахунку СІО на різних часових масштабах використовується розподіл ймовірностей з гамма сім'ї (двопараметричний гамма-розподіл або трипараметричний розподіл Пірсона III-го типу), тому що частоти опадів, накопичених на різних часових масштабах добре модулюються за допомогою цих статистичних розподілів. СІО може бути розрахований з використанням двопараметричного розподілу, а для СІОСВ потрібний трипараметричний розподіл. Для першого випадку змінна x має нижню границю, що дорівнює нулю ($0 < x < \infty$), а для другого x набуває значень у діапазоні ($\gamma < x < \infty$), де γ – параметр виникнення розподілу; відповідно x може бути додатним, що й має місце для часового ряду D .

Найбільш придатний розподіл для моделювання D_i на різних часових масштабах був визначений Вісенте-Серрано та ін. [3], для чого використовувалися дані з одинадцяти станцій спостереження з різними кліматичними умовами. Їх результати показали, що найбільш придатними для стандартизації часового ряду D для розрахунку стандартизованого індексу опадів та сумарного випаровування є лог-логістичний розподіл.

Густина імовірності змінної за трипараметричним лог-логістичним розподілом для D у діапазоні $\gamma < x < \infty$ записується у вигляді

$$f(x) = \frac{\beta}{\alpha} \left(\frac{x - \gamma}{\alpha} \right)^{\beta-1} \left[1 + \left(\frac{x - \gamma}{\alpha} \right)^{\beta} \right]^{-2},
\tag{1.25}$$

де α, β, γ – параметри масштабу, форми та виникнення відповідно.

Параметри лог-логістичного розподілу можуть бути розраховані за такою процедурою. Параметри розподілу Пірсона III-го типу обчислюються за виразами [16]

$$\begin{aligned}
\beta &= \frac{2w_1 - w_0}{6w_1 - w_0 - 6w_2}; \\
\alpha &= \frac{(w_0 - 2w_1)\beta}{\Gamma(1 + \beta^{-1})\Gamma(1 - \beta^{-1})}; \\
\gamma &= w_0 - \alpha\Gamma(1 + \beta^{-1})\Gamma(1 - \beta^{-1}),
\end{aligned}
\tag{1.26}$$

де $\Gamma(\beta)$ – гамма-функція β .

Величини w_0 , w_1 і w_2 можна визначити під час розрахунку так званих L-моментів

$$w_s = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (1 - F_i)^s D_i, \quad (1.27)$$

$$F_i = \frac{i - 0,35}{N}.$$

де N – довжина часового ряду.

Лог-логістичний розподіл достатньо добре узгоджується до часових рядів D на усіх часових масштабах і може ураховувати від’ємні величини. Густина імовірності часового ряду D , згідно з лог-логістичним розподілом, задається, як

$$F(x) = \left[1 + \left(\frac{\alpha}{x - \gamma} \right)^\beta \right]^{-1}. \quad (1.28)$$

Значення $F(x)$ для часового ряду D на різних часових масштабах дуже добре узгоджується з емпіричними значеннями $F(x)$ з різних станцій спостереження незалежно від кліматичних особливостей та часових масштабів аналізу [3].

Коли $F(x)$ є відомою, значення СІОСВ можуть бути легко одержані як стандартизовані величини $F(x)$, наприклад, таким чином

$$\text{СІОСВ} = W - \frac{C_0 + C_1 W + C_2 W^2}{1 + d_1 W + d_2 W^2 + d_3 W^3}, \quad (1.29)$$

де

$$W = \sqrt{-2 \ln(P)} \quad \text{для } P \leq 0,5$$

де $P = 1 - F(x)$ – ймовірність перевищення визначеного значення D . Якщо $P > 0,5$, то P замінюється на $1 - P$, а знак СІОСВ є оберненим.

Константи в (1.29) дорівнюють: $C_0 = 2,515517$; $C_1 = 0,802853$; $C_2 = 0,010328$; $d_1 = 1,432788$; $d_2 = 0,789269$ і $d_3 = 0,001308$.

Середнє значення СІОСВ дорівнює нулю, а середньоквадратичне відхилення – одиниці. Цей індекс є стандартизованою величиною і може бути порівняний з аналогічними величинами в інших пунктах та за інший проміжок часу. Категорії посух для різних величин СІОСВ визначені у табл. 1.2.

Таблиця 1.2 - Критерії посухи за стандартизованим індексом опадів та сумарного випаровування

Значення СІОСВ	Категорія посухи
$-0,99 \leq \text{СІОСВ} < 0$	Слабка посуха
$-1,49 \leq \text{СІОСВ} < -1$	Помірна посуха
$-1,99 \leq \text{СІОСВ} < -1,5$	Інтенсивна посуха
$\text{СІОСВ} \leq -2$	Екстремальна посуха

1.3 Характеристики посух

Коли розраховані індекси посух, ті, що обговорювалися у попередніх підрозділах, можна додатково визначити деякі характеристики посух, а саме тривалість, суворість та інтенсивність. Найчастіше для визначення цих характеристик застосовується деяке порогове значення, яке може бути як сталою величиною, так і змінюватися у часі, а до інших значень застосовується поняття «викидів». Викид визначається як частина часового ряду деякого індексу посухи X_t , в якій усі значення або нижче, або вище вибраного порогового значення X_0 ; відповідно ця частина називається або негативним викидом, або позитивним викидом. На рис. 1.1 показано певний індекс посухи, позначений X_t , який неодноразово перетинається пороговим значенням X_0 .

Як можна побачити з рис. 1.1, посуха може бути визначена такими головними характеристиками [17]:

а) дата виникнення посухи t_i – початок періоду нестачі вологи, який вказує на початок посухи;

б) дата закінчення посухи t_e – дата, коли нестача вологи стає неістотною і умови для посухи більше не існують;

в) тривалість посухи D_d , яка обчислюється у роках, місяцях або тижнях, протягом яких індекс посухи постійно нижче порогового значення. Інакше кажучи, це період часу між датами виникнення та закінчення посухи;

г) суворість посухи S_d , яка характеризує накопичений індекс посухи нижче порогового значення;

д) інтенсивність посухи I_d , яка є середньою величиною індексу посухи нижче порогового значення і розраховується як суворість посухи поділена на її тривалість.

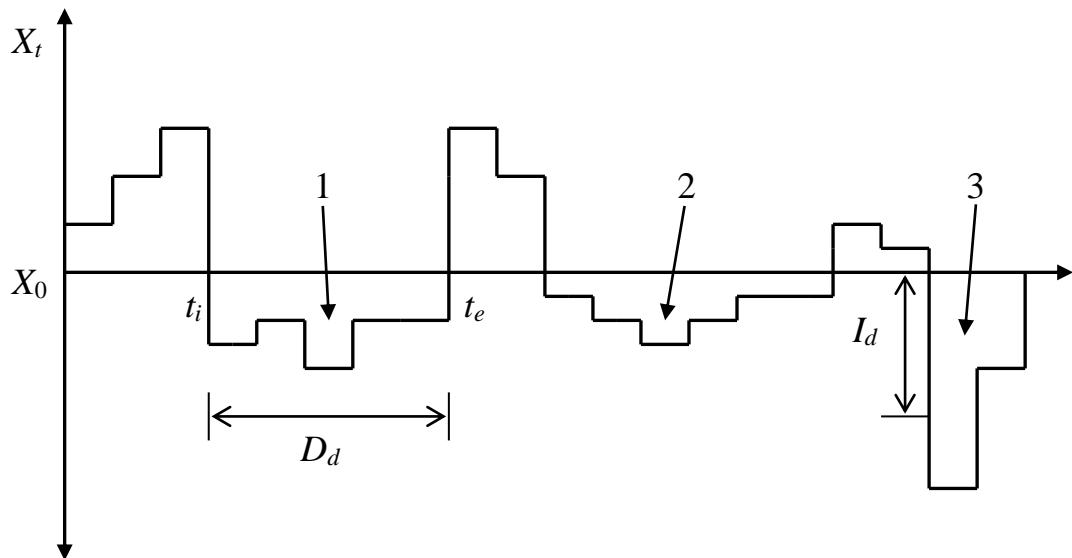


Рисунок 1.1 – Характеристики посухи для певного порогового значення (1 – найсуворіша посуха, 2 – найтриваліша посуха, 3 – найінтенсивніша посуха)

Для об'єктивного аналізу посушливих періодів була вивчена просторово-часова мінливість максимальної тривалості та суворості посух з масштабами часу 1, 3, 6, 12, 24 місяці. Розрахунки виконувались для загального числа посушливих випадків ($SPEI \leq -1,0$) та посух, що відповідають критеріям помірних ($-1,49 \leq SPEI < -1$), інтенсивних ($-1,99 \leq SPEI < -1,5$) та екстремальних ($SPEI \leq -2$). При цьому для обчислення значень багатомасштабного індексу посухи SPEI використовувались середньомісячні дані температури та опадів. Розраховані індекси посухи SPEI для двох тридцятирічних періодів – 1951–1980 рр. та 1981–2010 рр., що відповідають періодам похолодання та потепління. Дослідження проводились у вузлах регулярної сітки, обмеженої широтами $44,25^\circ$ та $52,75^\circ$ півн.ш. і довготами $21,75^\circ$ та $40,25^\circ$ сх.д. Для обчислення індексу використовувалась база даних середньомісячної температури повітря та опадів з кроком сітки $0,5^\circ$, яка нещодавно розроблена в Національному центрі з прогнозування клімату [18,19].

2 РЕГІОНАЛЬНІ ОСОБЛИВОСТІ РОЗПОДІЛУ ІНДЕКСІВ ПОСУХ В УКРАЇНІ

2.1 Характеристика посух

У цьому розділі наведемо відомості про розраховані індекси посух ІППІ та СІОСВ (SPEI) для території України.

На рис. 2.1 наведено просторовий розподіл кількості посух, визначених за допомогою ІППІ, на території України протягом двох періодів 1943–1972 рр. і 1973–2002 рр. Розглянувши рис.2.1а можна зробити висновок, що протягом періоду 1943–1972 рр. кількість посух мала максимум на півдні України, а саме в Херсонській та Запорізькій областях (25–30). Мінімальна кількість посух спостерігалася в Луганській обл. (0–5). За другий період з 1973 р. по 2002 р. (рис. 2.1б) найбільша кількість посух мала місце в Хмельницькій, Херсонській та Дніпропетровській обл. (25–30), а найменша – у Вінницькій та Луганській обл. (0–5) [20].

Цікаво, що найбільша кількість екстремальних посух протягом першого періоду (рис. 2.2а) мала місце у Тернопільській обл. (8–10), а в інших областях відзначалися тільки поодинокі екстремальні посухи. З рис. 2.2б можна зробити висновок, що протягом другого періоду на території України екстремальні посухи майже не спостерігалися, лише невелика кількість виявлена в Дніпропетровській (4–6) та в Львівській областях (6–8).

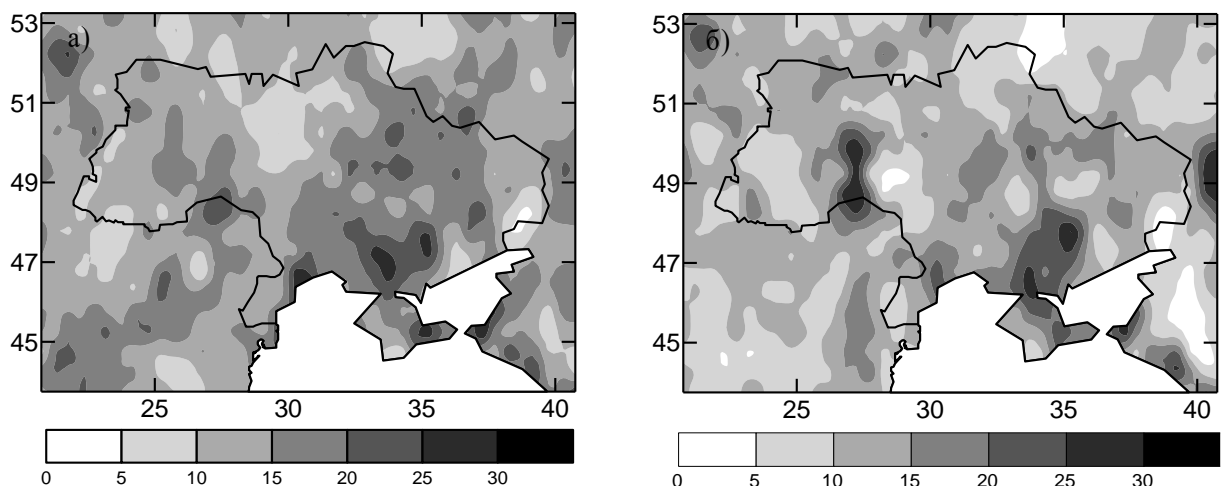


Рисунок 2.1 – Кількість посух ($\text{ІППІ} \leq -1$) для періодів 1943–1972 рр. (а) і 1973–2002 рр. (б)

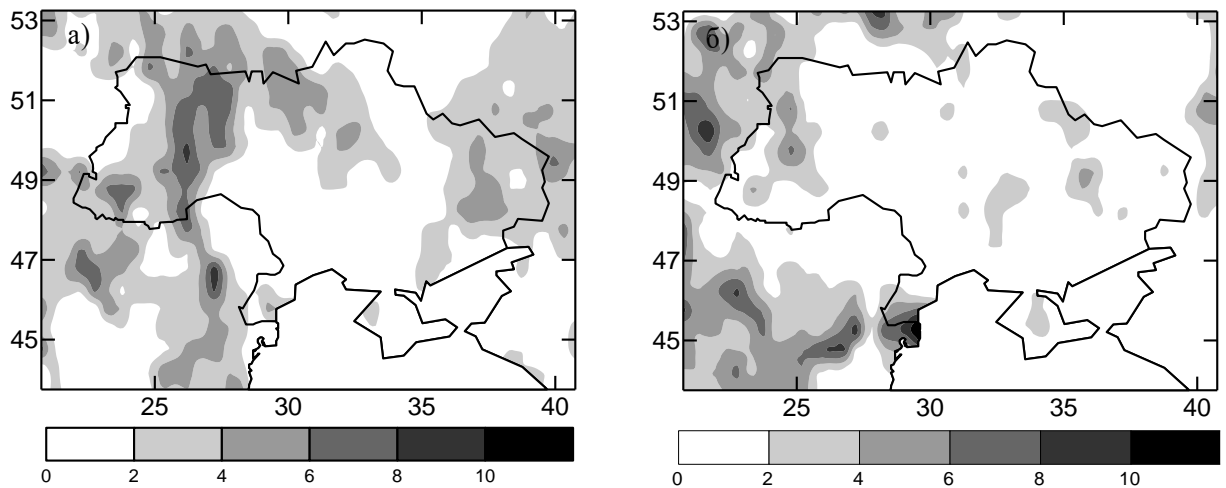


Рисунок 2.2 – Кількість екстремальних посух ($\text{ШПІ} \leq -4$) для періодів 1943–1972 рр. (а) і 1973–2002 рр. (б)

На рис. 2.3 показана зміна середньомісячних індексів СІОСВ [21]. З нього видно, що тривалі сухі періоди на станції Ужгород майже не траплялися. Значення СІОСВ показують, що в період з 1947 по 2000 рр. було зареєстровано близько 9 випадків посух. Всі вони представляли собою переважно помірні посухи тривалістю не більше 1-2 років. Повторюваність екстремальних посух (індекс менше -2) – 2%, інтенсивних – 5%, помірних – 11%. Ці цифри вказують на те, що явище посух в Закарпатті не є переважаючою особливістю, оскільки достатньо часто спостерігаються і вологі періоди.

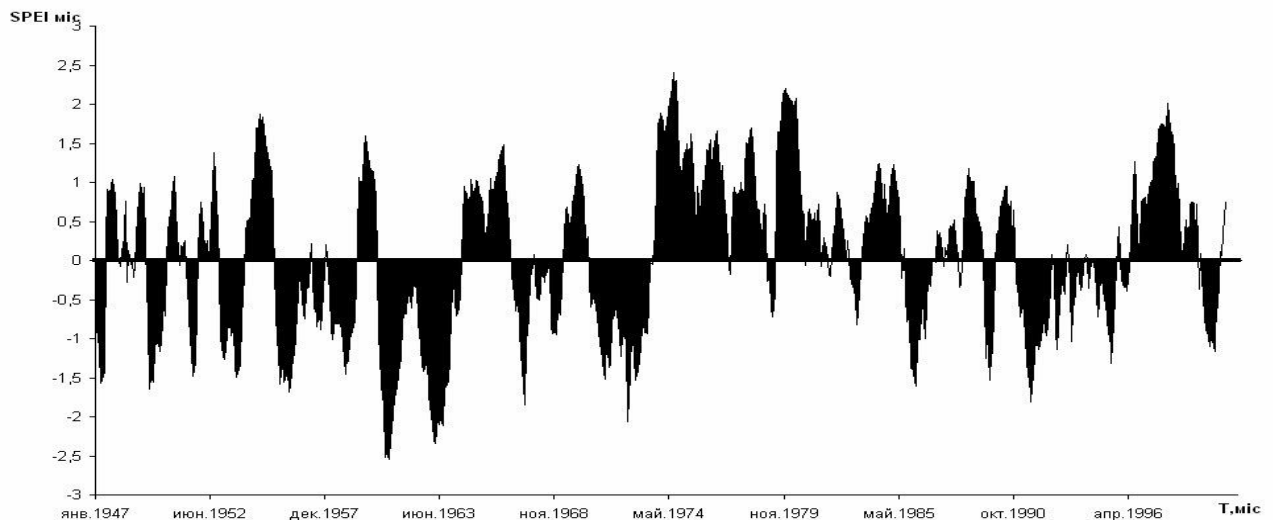


Рисунок 2.3 – Середньомісячні індекси СІОСВ для р. Уж, м. Ужгород за період 1947–2000 рр.

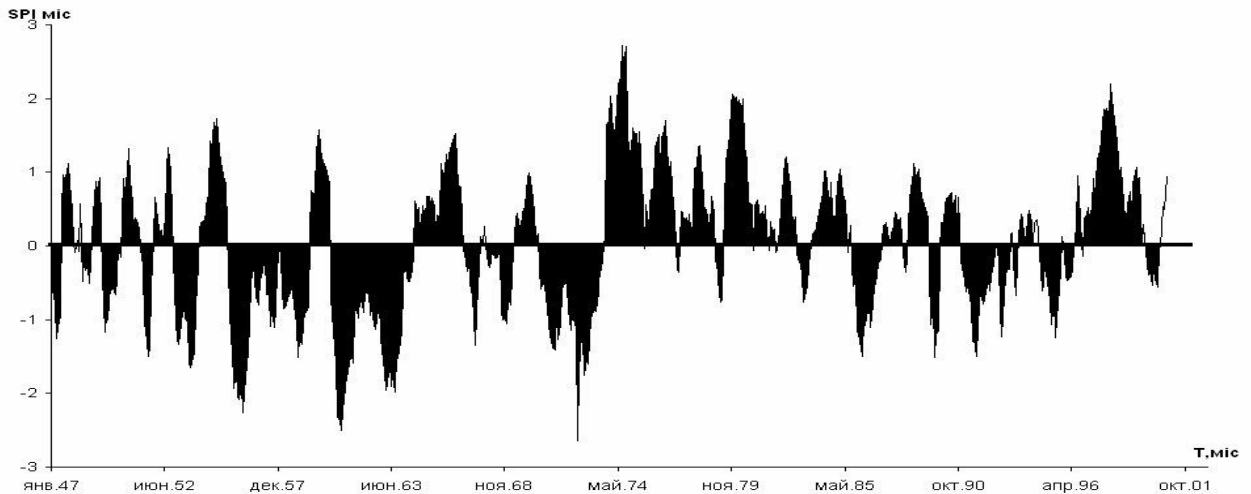


Рисунок 2.4 – Середньомісячні індекси СІО для р. Уж, м. Ужгород за період 1947–2000 рр.

На рис. 2.4 показана зміна середньомісячних індексів СІО. Співставлення хронологічного ходу СІОСВ (SPEI) та СІО (SPI) показує, що для території Закарпаття він практично однаковий.

2.2 Характеристика розподілу максимальної тривалості посух

За результатами розрахунку індексу SPEI першочергово була визначена максимальна тривалість посух для вище вказаних масштабів часу та категорій посух.

Розглядаючи просторово-часовий розподіл максимальної тривалості для загального числа посух ($SPEI \leq -1,0$) з масштабом часу 1 місяць, що відповідає метеорологічним посухам, можна відзначити, що найвищі показники тривалості (5 місяців) в період 1951–1980 рр. спостерігались в центральних регіонах України, також осередок з тривалістю понад 4 місяці зафіксований в західній частині Кримського півострову. Протягом періоду 1981–2010 рр. посухи з тривалістю понад 5-6 місяців в основному спостерігались на півдні та південному заході країни, а абсолютний максимум (понад 7 місяців) зафіксований у Волинській області (рис. 2.5). [22]

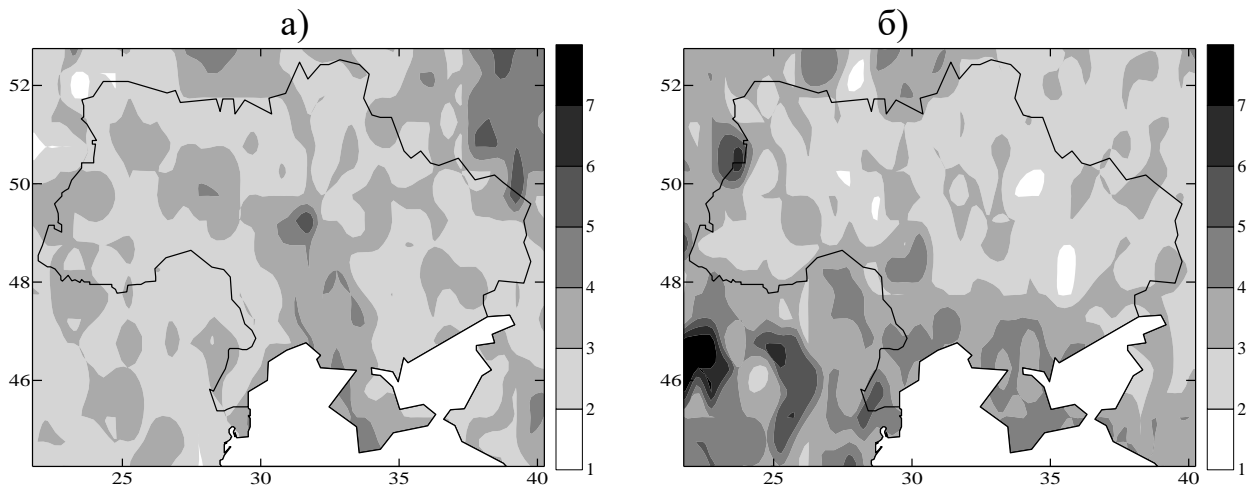


Рисунок 2.5 – Тривалість посух ($SPEI \leq -1$) з масштабом часу 1 місяць:
(а) – з 1951 по 1980 рр.; (б) – з 1981 по 2010 рр.

Аналізуючи мінливість максимальної тривалості різних категорій посух з масштабом часу 1 місяць, виявлено, що помірні, інтенсивні та екстремальні посухи мають подібний просторово-часовий розподіл. Так, протягом першого тридцятирічного періоду дослідження найбільш тривалі посухи зафіксовані в центральних та східних областях України, а в період 1981–2010 рр. – в західних та південних. Відмінність між цими видами посух в основному полягає в значеннях максимальних величин, оскільки для помірних вони становлять 5 місяців, інтенсивних – 4, а для екстремальних не перевищують 3 місяці.

Дослідження особливостей розподілу максимальної тривалості сільськогосподарських посух також дало можливість виявити, що в даному випадку найбільші показники тривалості зареєстровані для загального числа посух, які досягають 12 місяців за тридцятиріччя. При цьому розподіл тривалості по простору України показує, що протягом періоду похолодання (1951–1980 рр.) максимуми відзначені на сході та північному сході країни, а в період потепління (1981–2010 рр.) – на півдні та заході держави. Абсолютні величини максимальних значень фіксуються для помірних та інтенсивних посух на рівні 6-7 місяців, а для екстремальних не перевищують 4 місяців для першого періоду та 5 місяців – для другого. Для посух з масштабом часу 6 місяців, що також відповідають сільськогосподарським посухам, максимальні значення тривалості, що досягають 20 місяців для загального числа посух, спостерігаються для 1951–1980 рр. в межах Запорізької, Донецької та Луганської областей, а для 1981–2010 рр. – на території Одеської, Вінницької та Волинської областей. Для часового масштабу 6 місяців всі категорії посух мають практично однакові значення максимальної тривалості, які становили 6-8 місяців протягом першого періоду та 8-10 місяців протягом другого.

Досить цікаві результати отримані при вивченні мінливості характеристики тривалості для посух з масштабами часу 12 та 24 місяці, які відповідають гідрологічним посухам, що є найбільш небезпечними та

довготривалими. Протягом 1951–1980 рр. з масштабом часу 12 місяців практично на всій території України тривалість складала в середньому 10-15 місяців, в той час як для періоду 1980–2010 рр. в крайніх західних та південних районах країни вона перевищувала 25-35 місяців. Тривалість посух з масштабом часу 24 місяці для вказаних періодів значно відрізняється від посух з 12-місячним масштабом часу, оскільки, в даному випадку в період похолодання посухи з тривалістю понад 40 місяців спостерігались лише в районі Вінницької та Чернівецької областей, а на решті території країни ця величина не перевищувала 15-20 місяців. В той час в період глобального потепління на більшості території дослідження спостерігались посухи з максимальною тривалістю від 20 до 30 місяців, а на півдні та сході України вона становила 40-45 місяців. А під найбільшим впливом тривалих посух (понад 45-50 місяців) опинились Волинська й Львівська області, та схід Кримського півострову.

Цікавим також виглядає розподіл максимальної тривалості посух, що відповідають критеріям помірних. Так, з масштабом часу 12 місяців тривалість в перший період дослідження становить від 4 до 6 місяців за тридцятиріччя, а в другий – 6-10 місяців. Тривалість для цього різновиду посух з 24-місячним масштабом часу в періоди дослідження збільшується до 6-9 місяців для першого періоду та 9-12 місяців – для другого, при цьому максимумами тривалості мають осередкову структуру по всій території, що вивчається. Подібна ситуація спостерігається й для інтенсивних посух. Проте тривалість цих посух в період 1951–1980 рр. для масштабу часу 12 місяців становить від 2 до 6 місяців, а для 24-місячного масштабу – від 4 до 8 місяців. В той час в період 1981–2010 рр. тривалість інтенсивних посух становила 3-6 місяців для масштабу 12 місяців, та 6-9, а в районі Запорізької, Одеської області та АР Крим понад 18 місяців, – для 24-місячного масштабу.

Аналіз просторово-часової мінливості екстремальних посух свідчить, що протягом першого періоду дослідження як для масштабу 12 місяців, так і для 24 місяців, найбільші величини максимальної тривалості реєструвались на сході та північному сході України зі значеннями 8-12 та 9-15 місяців відповідно, в той час як на південному заході країни їх тривалість не перевищувала 2 місяці. При цьому протягом другого періоду дослідження, навпаки, максимумами тривалості зосереджені в районі Миколаївської, Одеської та Волинської областей з середньою максимальною величиною тривалості 6-10 та 12-15 місяців для 12 та 24-місячного масштабу відповідно. Слід зазначити, що абсолютний максимум тривалості екстремальних посух (понад 21 місяць) зафіксований саме у Волинській області протягом 1981–2010 рр. з часовим масштабом 24 місяці (рис. 2. 6).

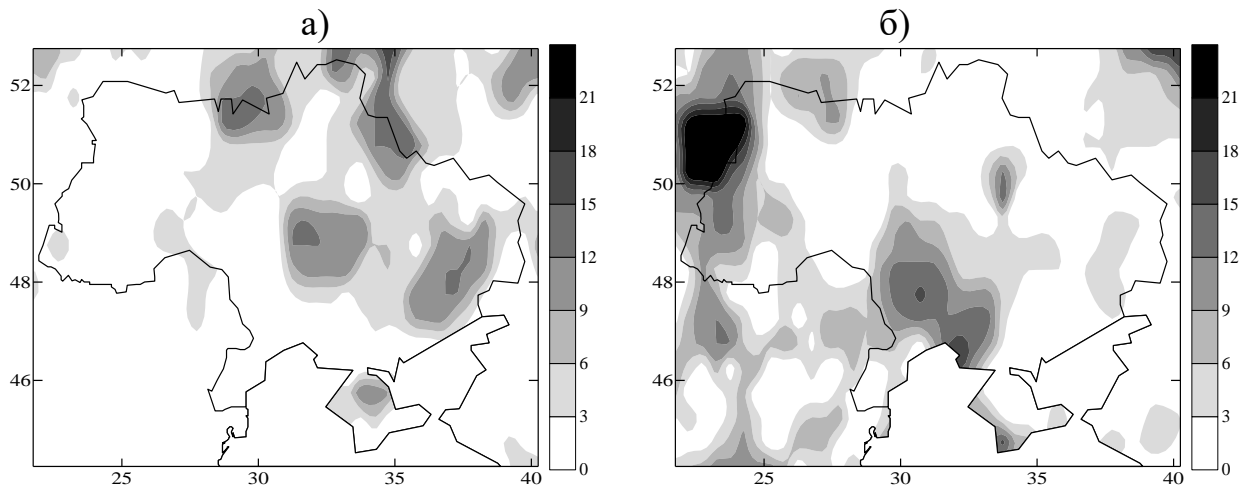


Рисунок 2.6 – Тривалість екстремальних посух з масштабом часу 24 місяці:
(а) – з 1951 по 1980 рр.; (б) – з 1981 по 2010 рр.

Таким чином, можна відзначити, що найбільш тривалі посухи спостерігались протягом 1981–2010 рр. над південно-західними та західними регіонами України. Тривалість посух протягом 1951–1980 рр. була меншою й зосереджені вони в основному на північному сході країни. [22]

2.3 Визначення мінливості максимальної суворості посух

Аналізуючи результати дослідження максимальної суворості посух, яка є величиною накопиченого індексу посухи SPEI за певний проміжок часу, в даному випадку за 30 років, можна зауважити, що просторовий розподіл вказаної характеристики для обох періодів та всіх категорій посух подібний розподілу по простору максимальної тривалості.

Показники максимальної суворості загальної кількості посух з масштабом часу 1 місяць в перший період становлять -6...-8, а в другий – перевищують -8...-10, при цьому осередки найвищих значень суворості в протягом 1951–2010 рр. спостерігається в південних областях України та в межах Волинської області. Максимальні значення параметру, що вивчається, для інших категорій посух вказаного масштабу не перевищують -6...-8 для обох періодів дослідження.

Вивчаючи мінливість максимальної суворості з масштабом часу 3 та 6 місяців виявлено, що для загальної кількості посух ця величина становить протягом першого періоду дослідження -15...-20 та -25...-30 відповідно до масштабу часу. Протягом 1981–2010 рр. показники максимальної суворості значно підвищились, досягаючи значень -20...25 та -35...-40 відповідно. При цьому локалізація осередків максимумів практично не відрізняється від посух з 1-місячним масштабом часу. Суворість помірних та інтенсивних посух з масштабом 3 місяці не перевищує -12 та -14 для обох періодів дослідження, а з

масштабом 6 місяців – досягає -14 й -21 відповідно. Результати, які зафіксовані для екстремальних посух дещо відрізняються від, отриманих для інших категорій. Так, якщо суворість метеорологічних посух з масштабом 3 місяці не перевищує -12 протягом двох періодів, то суворість сільськогосподарських посух досягає значень -25. Також чітко простежується просторове розташування найбільших значень характеристики (рис. 2.7). Як і в попередніх випадках, в 1951–1980 рр. найбільш суворі посухи спостерігались на півночі та північному сході України (Житомирська, Харківська та Полтавська області), а в 1981–2010 рр. – на півдні та заході країни (АР Крим, Миколаївська, Одеська, Волинська області). [22]

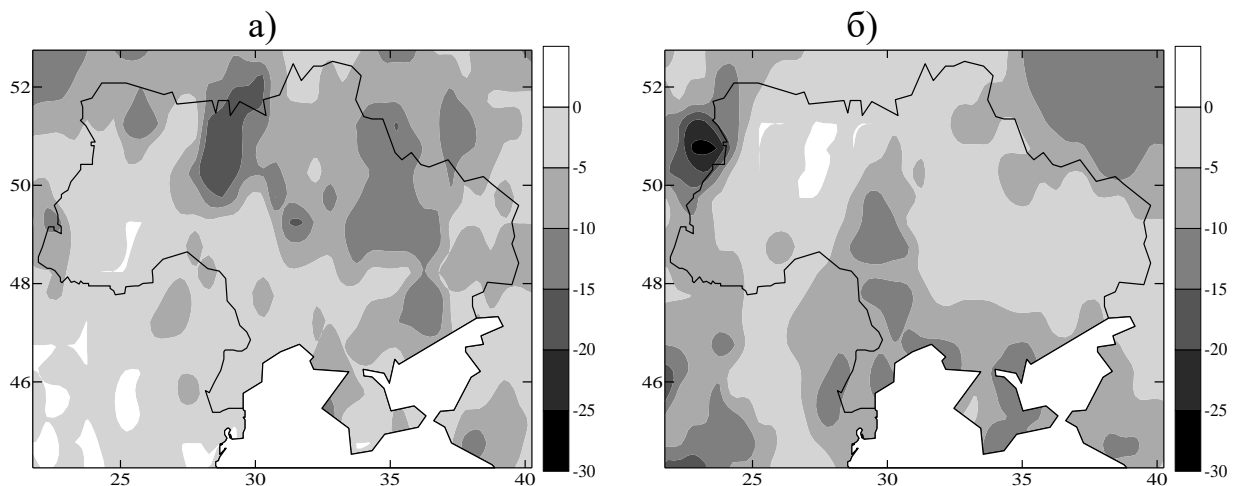


Рисунок 2.7 – Суворість екстремальних посух з масштабом часу 6 місяців:
(а) – з 1951 по 1980 рр.; (б) – з 1981 по 2010 рр.

В перший досліджуваний період (1951-1980рр.) на більшій частині території України для загального числа посух з масштабом часу 12 місяців реєструвалась суворість зі значеннями від -20 до -40, а для масштабу 24 місяці – від -30 до -50 з абсолютним максимумом понад -90 на заході країни. Помірним посухам в період глобального похолодання відповідала суворість близько -3...-9, а в період глобального потепління (1981-2010рр.) – -6...-12. При цьому у вказані періоди часу для 24-місячного масштабу величини суворості були майже подібними й коливались від -5 до -15 по всій території дослідження. Подібна ситуація спостерігається й для інтенсивних посух, коли різниця між значеннями суворості для періодів, що аналізуються, була незначною. Проте, якщо для 12-місячного масштабу величина суворості приблизно становить -5...-15, то для 24-місячного в період 1951–1980 рр. вона не перевищує -5...-10. Для періоду 1981–2010 рр. складає -10...-15, а на південному сході та Кримському півострові суворість досягає значень близько -40.

Досить цікаві результати розрахунку максимальної суворості отримані для посух, що відповідають критеріям екстремальних. Так, протягом першого періоду для масштабу часу 12 місяців максимумами зі значеннями понад -30 відзначались на північному сході країни, в той час як на решті території

дослідження величина суворості не перевищувала -10. Протягом другого періоду для цього ж масштабу часу значення суворості складали -10...-20, проте в районі Волинської області зафіксований осередок з суворістю понад -60. Просторово-часовий розподіл суворості екстремальних посух для масштабу часу 24 місяці представлений на рис. 2.8, з якого видно, що в період 1951–1980 рр. практично на всій території дослідження переважала суворість зі значеннями 0...-10, та лише на сході вона зростала до -20..-30. В той час в період 1981–2010 рр. в районі південного сходу (Миколаївська, Одеська, Вінницька області) та крайніх західних регіонів величина суворості зростає до значень -50...-70, що свідчить про досить вагомні значення суворості екстремальних посух у вказаних регіонах.

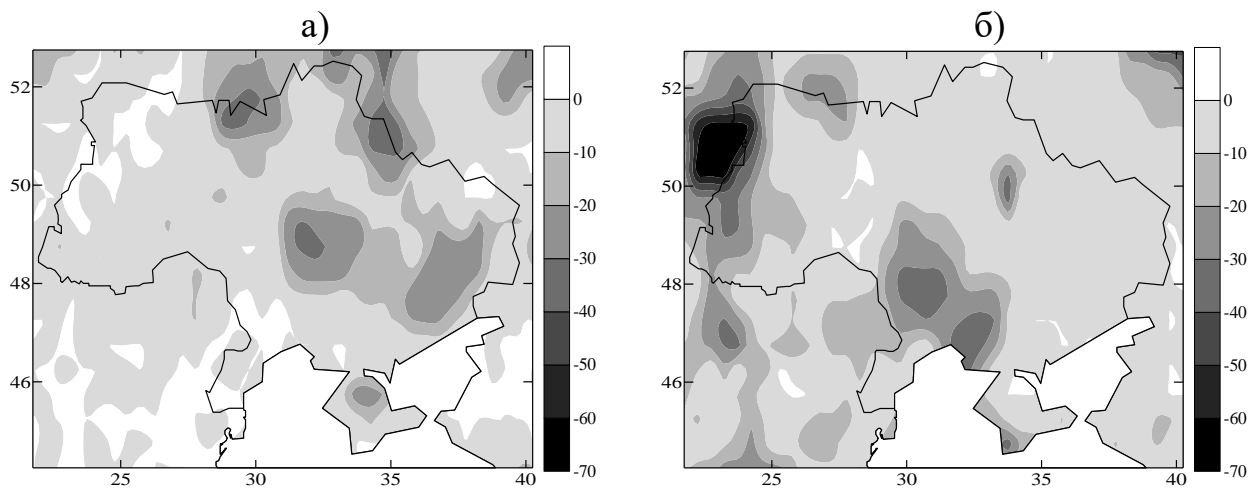


Рисунок 2.8 – Суворість екстремальних посух з масштабом часу 24 місяці:
(а) – з 1951 по 1980 рр.; (б) – з 1981 по 2010 рр.

Отже, вивчаючи особливості просторово-часового розподілу основних характеристик посух виявлено, що найбільш тривалі та суворі посухи спостерігались протягом 1981–2010 рр. Зосереджені вони в основному над південно-західними та західними регіонами України. Тривалість і суворість посух протягом 1951–1980 рр. була дещо меншою й розташовувались вони на півночі та північному сході країни. При цьому зі збільшенням масштабу часу спостерігалось істотне зростання значень максимальних величин вказаних характеристик всіх категорій посух [22].

3 БЛОКУЮЧИЙ АНТИЦИКЛОГЕНЕЗ ЯК ОДИН З АСПЕКТІВ ВИНИКНЕННЯ ПОСУХ

Останнім часом увагу багатьох дослідників привертають так звані блокуючі процеси, які перешкоджають зональному переміщенню повітряних мас. Такі процеси існують довгий час і можуть викликати тривалі та інтенсивні аномалії погоди. В зимовий період холодні та малосніжні блокуючі процеси призводять до зменшення запасу вологи в ґрунті, вимерзання посівів і, як наслідок, зменшення врожаю сільськогосподарських культур. В теплий період для блокуючих ситуацій типовими є посухи та суховії, що також призводять до негативних для сільського господарства наслідків. Такі екстремальні умови погоди можуть нанести великий економічний збиток країні. Крім того, такі синоптичні процеси негативно впливають на стан та здоров'я населення. Тому перед дослідниками постає задача попередження та прогнозування блокуючих процесів. Тим більше, що останнім часом кількість таких ситуацій значно збільшилася.

3.1 Визначення блокуючих процесів

Блокуючими антициклонами називаються високі баричні утворення, які порушують стабілізоване загальне західне перенесення в середніх широтах [23]. Блокування зональних течій є великомасштабним процесом, що охоплює декілька синоптичних систем. Найбільш різко це явище проявляється у випадках розвитку могутнього і малорухливого антициклону в середніх або високих широтах, що перегороджує західне перенесення повітряних мас і відхиляє зональні траєкторії баричних утворень. Нерідко блокування викликається високими квазістаціонарними гребенями, в області яких не спостерігається формування центрів високого тиску навіть на нижніх рівнях тропосфери. Блокування звичайно супроводжується глибоким меридіональним перетворенням термобаричного поля, яке призводить до міжширотного перерозподілу повітряних мас і тепла в тропосфері. Оскільки процеси блокування стійкі в часі і мають певну географічну локалізацію, вони істотно впливають на формування середнього режиму атмосферної циркуляції. Це проявляється в розподілі повторюваності меридіональних процесів і в баричному полі на всіх рівнях тропосфери [24]. Порушуючи західне перенесення і перешкоджаючи зональному переміщенню циклонів, блокуючі системи викликають різкі аномалії метеорологічних величин на великих територіях. В Східній Європі з ними пов'язані такі явища, як посухи і суховії, холодні і малосніжні зими, весняні повернення холоду. Крім того, блокуючі процеси можуть обумовлювати аномальний режим опадів як над територією блокування, так і над районами, де блокуюча ситуація порушує нормальний хід циркуляційних процесів [25].

Багато важливих аспектів самого процесу блокування ще остаточно не вивчено. Тому на сучасному етапі розвитку науки немає чіткого визначення блокування і не сформульовані необхідні і достатні умови його існування [26].

Найпоширеніше в синоптичній практиці визначення блокування дано Рексом [27]: основний зональний потік розщеплюється на дві рівні по інтенсивності гілки; система з двома струменевими течіями повинна тягнутися по довготі 45° ; в області розщеплювання, вище по потоку, зональна течія повинна різко переходити в меридіональну; така структура повинна зберігатися не менше десяти днів.

У роботі [25] процес блокування порівнюється з хвильовим процесом солітоного типу, який повинен супроводжуватися системою механізмів перебудов, що призводять до створення відокремленої хвилі тривалої дії. Блокування здійснюється хвильовими процесами різного генезису. Для цього необхідно створити стійке стаціонарне положення хвилі по шляху траєкторій циклонів або, що те ж саме – інерційних хвиль Россбі. Таке стаціонарне положення може підтримуватися енергетикою блокуючою або термічною дією на баричну систему, енергетично блокуючи її стаціонарне положення. Створення блокуючої структури у будь-якому випадку повинне супроводжуватися якимись явищами перебудов в синоптичному процесі. Такого роду механізми перебудов природно пов'язані з енерговитратами, що відбуваються локально і що призводять до можливої активізації метеорологічних явищ над обмеженою територією.

У роботі [28] запропоновані умови формування блокуючих антициклонів. Згідно з сучасними уявленнями, механізмом утворення блокування є нелінійна нестійкість хвиль Россбі, яка веде до їх перекидання. Будь-яка нестійкість розвивається за наявності відповідного початкового збурення. Нелінійність нестійкості означає, що велику роль грає нелінійний обмін енергією як з великомасштабними хвилями, так і з синоптичними вихорами, які можуть жити блокінг своєю енергією, а можуть і послаблювати його. Відносні внески потоків енергії до блокінгу від синоптичних вихорів і планетарних хвиль варіюють залежно від конкретних умов.

Необхідно відзначити, що блокуючі процеси як ситуації, які викликають аномалії погоди, активно досліджуються ученими-метеорологами з другої половини 20 сторіччя. Але, не дивлячись на це, чіткого визначення блокінгу в даний час не існує. Можливо, це пов'язано з різними точками зору авторів на досліджувану наукову задачу.

3.2 Типізація блокуючих процесів

Блокуючий антициклон є окремим випадком високого обширного антициклону [29]. Обширні стаціонарні антициклони простежуються по всій товщі тропосфери і в нижній стратосфері. Фронтальні розділи і висотна фронтальна зона проходять по периферіях цих утворень, які є компонентами

висотних деформаційних полів, через що самі визначають характер циркуляції над великими територіями. Стаціонарні антициклони можуть розвиватися з фронтальних баричних утворень шляхом їх злиття або регенерації. В інших випадках вони виникають в результаті відсікання північних частин висотних гребенів при широтних перетвореннях термобаричного поля тропосфери.

У роботі [30] автор розділив квазістаціонарні антициклони на три типи: ультраполярний, полярний і західний. Ультраполярні антициклони є високими і формуються насамперед холодними масами повітря. Траєкторія полярних антициклонів спрямована в основному з північного заходу на південний схід. Західні квазістаціонарні антициклони мають в основному зсув із заходу на схід.

У науковій роботі [31] була запропонована типізація квазістаціонарних антициклонів за признаком географічного положення даних баричних утворень. В рамках такої типізації було визначено 10 типів процесів з високими і малорухливими антициклонами. Коротка характеристика типізації: 1 тип – стаціонарний антициклон над районом Британських островів, 2 тип – наявність стаціонарних антициклонів над північно-західними районами ЄЧР, 3 тип – стаціонарні антициклони на південному сході ЄЧР, 4 тип – стаціонарні антициклони над центральними областями Західного Сибіру, 5 тип – стаціонарні антициклони над Скандинавією, 6 тип – стаціонарні антициклони над центральними областями Північної Атлантики, 7 тип – стаціонарні антициклони над районом Норвезького моря, 9 тип – стаціонарні антициклони над півостровом Таймир, 10 – стаціонарні антициклони над районом Баренцева моря.

Згідно [32] по напрямку траєкторій блокуючі антициклони можна розділити на три типи: східні, північно-західні (північні) і західні. Типізація була проведена по ряду з 150 випадків блокуючих антициклонів, які були виявлені за період 1949-1989 рр. Західні блокуючі антициклони діляться на два підтипи. Одні з них переміщуються із заходу на південь Уралу, де вони істотно сповільнюються і стаціонують до чотирьох діб, досягаючи по вертикалі поверхні 300 гПа. Другі, переміщуються з Атлантики на територію Східної Європи, стаціонують в районі Карпат до 7 діб, по вертикалі вони розташовуються дещо нижче і розвиваються до поверхні 500 гПа. Максимум їх повторюваності спостерігається у вересні-жовтні, грудні-лютому, мінімум відмічається з березня по травень. Північно-західні блокуючі антициклони можна також розділити на два підтипи. 1 підтип – антициклони, що дійшли до південної частини Уралу, існують там 7-10 діб. Мають великі вертикальні розміри до 200-100 гПа. 2 підтип – утворюється над територією Скандинавії, антициклони переміщуються на незначну відстань і стаціонують з центром над Санкт-Петербургом або Мінськом. Вони мають великі горизонтальні розміри, а по вертикалі менші попередніх (до 300 гПа) і менші за тривалістю існування. Максимум спостерігається з грудня по березень і в жовтні, мінімум – в квітні і вересні. Східний блокуючий антициклон, по суті, є Сибірським антициклоном, який змістився далеко на захід. Період існування коливається від 4 до 19 діб, займає антициклон значну площу по горизонталі і вертикалі, досягаючи 200-100 гПа. Цей тип антициклонів практично відсутній з квітня по вересень, а

максимальна кількість таких баричних утворень відмічається в січні-лютому і в жовтні-листопаді. Це можна пояснити тим, що джерело східних блокуючих антициклонів Сибірський антициклон – сезонний центр дії.

3.3 Деякі кліматичні аспекти блокуючих ситуацій

Блокування, як великомасштабний стійкий процес в атмосфері, є однією з основних причин крупних аномалій погоди, які можуть існувати в тимчасовому масштабі від тижня до сезону. Тому дослідження таких процесів представляє великий практичний інтерес для середньострокових і довгострокових прогнозів погоди, моделювання атмосферних процесів і моніторингу клімату. В даний час існує ряд робіт, в яких розглядається кліматична характеристика ситуацій блокування в атмосфері [29,33]. Але відмінності в методах виявлення блокуючих процесів і відсутність єдиних методів аналізу, відмінність періодів дослідження утруднюють узагальнення кліматичних досліджень блокування [28,29].

У роботі [34] запропонований алгоритм ідентифікації блокінга, який заснований на аналізі тимчасових рядів відхилень $H500$ у вузлах регулярної сітки від середньоширотних значень V^lH , де V – оператор відхилення від середнього, l – довгота, H – висота поверхні 500 гПа. За один випадок блокування приймався відрізок часового ряду V^lH завдовжки 7 днів і більш, протягом якого позитивні значення V^lH були не менше одного стандартного відхилення (допускалася дводенна перерва). Цей алгоритм фізично відображує тривале існування могутнього антициклону або гребеня, що є головною і необхідною ознакою блокуючої ситуації. Для блокуючих антициклонів, виявлених в широтній зоні 30-80° півн.ш., були набуті наступні багаторічні значення їх характеристик за сезон: сумарна за сезон тривалість існування в днях, інтенсивність блокування і сумарне число блокуючих ситуацій за весь період. Аналіз полів характеристик показав, що райони з найбільшою повторюваністю блокуючих антициклонів співпадають з районами їх максимальної тривалості і інтенсивності. Результати дослідження не суперечать відомим закономірностям розподілу повторюваності процесів блокування в Північній півкулі. У всі сезони року виділяються дві обширні зони найвищої активності блокуючих процесів. Перша область розташована в секторі схід Атлантики – Європа – Сибір, друга область – в секторі схід Тихого океану – захід Північної Америки. Причому в першій з них виділяються два центри: один – на сході Атлантики, другої – в районі меридіана Уральського хребта. В другому секторі також простежуються два центри у всі сезони, окрім осені. Сезонні міграції центрів в обох областях характеризуються добре вираженим зсувом на схід, в глибину континенту, від зими до літа. По активності блокуючого антициклогенезу над різними районами Північної півкулі виділяються наступні сезонні особливості. Взимку найактивніша блокуюча діяльність спостерігається в першій області. Причому найтриваліші і інтенсивні

блокуючі антициклони спостерігаються над Атлантикою. Весною зимове співвідношення між активністю блокуючої діяльності в двох областях зберігається. Причому в першій області частіше всього найтриваліші блокуючі процеси спостерігаються в районі Уралу – Західного Сибіру. Але по інтенсивності блокуючі антициклони над Атлантикою і Уралом рівнозначні. Влітку виділяється найбільш активний антициклогенез в другій області. Восени максимум процесів блокування спостерігається в першій області на сході Атлантики. Другий центр в цій області розвинений слабо, а в другій області взагалі відсутній.

У роботі [Lupo A.R. and Smith P.J. Climatological features of blocking anticyclones in the Northern Hemisphere / A.R. Lupo and P.J. Smith // Tellus. – 1995. – Vol. 47a. – P. 439-456.] сформульовані такі умови, яким повинні задовольняти блокуючі антициклони. Критерій блокування повинен виконуватися для антициклонального потоку на поверхні 500 гПа мінімум протягом 5 діб. Початком випадку блокування вважається термін через 24 години після першого виконання умови блокування, а кінцем – термін за 24 години до припинення його виконання. Антициклон повинен розташовуватися на північ від 35° півн.ш. або на південь від 30° півд.ш., а амплітуда гребеня повинна бути не менше за 5° широти.

У статті [35] запропоновано чотири типи блокування. Тип 1 – локальний блокінг в конкретний термін. Це область, в якій індекс блокування B позитивний по розрахунках за конкретний термін на трьох як мінімум широтах при $\Delta = 4^\circ$ широти і на довготному інтервалі 5° . Тип 2 – великомасштабний блокінг. Це область із значенням $B > 0$ не менше 15° по довготі (що дорівнює порядку величини радіусу деформації Россбі на широті 50°) і 30° по широті в конкретний термін. Тип 3 – Епізод блокування. Це великомасштабний блокінг, який зберігається не менше 4 діб в інтервалі 10° довготи. Тип 4 – секторний блокінг. Секторне блокування і його епізоди визначаються так само, як для типів 2 і 3 відповідно, але має на увазі локалізація усередині секторів, оскільки відомо, що блокування має тенденцію виникати в одному і тому ж довготному секторі. Сектор – це інтервал 65° по довготі, а секторний блокінг відмічається, якщо індекс блокування B є додатним на інтервалі не менше за 15° довготи. Епізод секторного блокінга – це секторний блокінг, який зберігається не менше 4 послідовних діб. В роботі також визначені початок і кінець блокування як перший термін з блокуванням і перший термін без блокування відповідно.

У вказаних роботах має місце ряд відмінностей. Але основні висновки добре узгоджуються в якісному відношенні. В Північній півкулі максимум повторюваності блокування був отриманий над Східною Атлантикою і Європою, вторинний максимум спостерігається над центральними і східними районами Тихого океану. Річний хід характеристик блокування складний, міжрічна мінливість висока. Над Європою максимум інтенсивності блокуючих ситуацій отримано взимку і влітку. В Північній півкулі блокуючі антициклони спостерігаються частіше і більш інтенсивні, ніж в Південній [36]. Причини відмінностей полягають в динаміці утворення блокінгів, в особливостях

розподілу суші і моря [37].

Існує ряд робіт, в яких наголошується на зв'язку інтенсивності і локалізації блокуючих антициклонів з сонячною активністю і з такими режимами загальної циркуляції атмосфери, як квазідворічне коливання [38] і Ель-Ніньо [39]. Відмічається підвищена повторюваність блокінгів в роки з Ла-Нінья порівняно з Ель-Ніньо в Північній півкулі і зворотне співвідношення в Південній. В роботах [40] блокування у високих широтах співвідноситься з нелінійним режимом Північної кільцевої моди – глобальним режимом, яке виявляється в Атлантиці як північноатлантичне коливання.

Певний інтерес викликають роботи, в яких висота тропопаузи і структура блокуючих антициклонів розглядаються в співвідношенні з полем загального вмісту озону [41]. В блокуючих антициклонах загальний вміст озону менший перш за все через адвекцію тропічного повітря з більш високою тропопаузою. Озонові міні-діри в 25% випадків пов'язані з блокуванням. Райони, найчутливіші до зменшення загального вмісту озону при блокуванні, - це Скандинавія і Аляска. Велика частина озонових міні-дір при блокуванні обумовлена адвекцією бідних озоном повітряних мас до полюса поблизу тропопаузи і до екватора в середній тропосфері; інші – адіабатичним підняттям ізентроп у верхній і середній тропосфері [28].

3.4 Індекси блокування

Відомо, що багато аномальних явищ, такі як посухи, тривалі дощі і снігопади, сильні похолодання, весняні повернення холодів, пов'язані з процесами блокування. Тому діагноз і кількісна параметризація блокуючих ситуацій представляють великий інтерес в області їх вивчення і прогнозування. Не дивлячись на велику кількість робіт, присвячених експериментальному дослідженню блокування, кінцеві результати в оцінці таких характеристик блокуючих ситуацій, як місцеположення, частота, тривалість, просторові розміри, у різних авторів виходять з великим розкидом і важко їх порівнювати або через недостатню визначеність, або, через звуження класу цих явищ. З цієї ж причини важко порівнювати і співставляти різні індекси блокування атмосферних процесів [26].

У пошуках об'єктивних критеріїв блокування загальної циркуляції атмосфери з метою виявлення закономірностей і оцінки характеристик блокінгів учені звернулися до вивчення особливостей аномалій метеорологічних полів, що спостерігаються в період блокуючої ситуації, і стали ототожнювати явище блокування з характером цих аномалій. Найбільше поширення набув об'єктивний метод, побудований на виявленні в середніх широтах локальних інтенсивних і тривалих аномалій в полях тиску або геопотенціалу. Але цей метод трудомісткий при практичній реалізації, оскільки він вимагає для аналізу оперативних поточних даних та залучення історичної інформації. А використання такої інформації відображається на

характеристиках блокінгів. Недоліком цього методу є його неоднозначність, оскільки локальна аномалія може бути і не пов'язана з явищем блокування.

Найпривабливішим до виявлення блокуючих ситуацій є підхід, заснований на аналізі меридіональних профілів метеорологічних величин. Відомо, що при звичайному зональному перенесенні меридіональний профіль геопотенціальної поверхні має нахил у бік полюса. Причому найбільша густина изогіпс, що відображає величину нахилу, зосереджена в 20-градусному широтному поясі (40-60° півн.ш.). Меридіональний же профіль зонального вітру на цій ділянці має опуклу форму з максимальною, визначуваною кутом нахилу геопотенціала, швидкістю в середині цього інтервалу. При процесах блокування нахил геопотенціальної поверхні в середніх широтах міняється на зворотний знак на тих довготах, де виник блокуючий антициклон. Профіль швидкості вітру на цій ділянці стає увігнутим, з мінімальним значенням в центрі, що припадає на широту розщеплювання струменя, і максимальними значеннями на її бічних флангах. Вперше особливості меридіонального профілю геопотенціалу для виявлення блокінгів були використані Ленасом і Окландом [42] і пізніше одержали розвиток в роботі Тібальді і Монтені [43]. Індекс блокування розраховувався за допомогою виразів:

$$GHGS = [Z(\varphi_0) - Z(\varphi_s)] / (\varphi_0 - \varphi_s); \quad (3.1)$$

$$GHGS = [Z(\varphi_N) - Z(\varphi_0)] / (\varphi_N - \varphi_0) \quad (3.2)$$

де

$$\begin{aligned} \varphi_N &= \varphi_i^{\circ} \text{с.ш.} + 15^{\circ} + \Delta, \\ \varphi_0 &= \varphi_i^{\circ} \text{с.ш.} + \Delta, \\ \varphi_s &= \varphi_{si}^{\circ} \text{с.ш.} + 15^{\circ} + \Delta, \end{aligned} \quad (3.3)$$

з $\Delta = -5^{\circ}, 0^{\circ}, 5^{\circ}$.

Довгота λ вважається блокуючою в один термін, якщо хоча б для однієї Δ виконуються обидва критерії:

$$GHGS > 0, \quad GHGN < 10 \text{ м/}^{\circ} \text{ довготи.} \quad (3.4)$$

Другий критерій вводиться для того, щоб виключити ситуації, при яких спостерігається зсув зони струминної течії далеко на південь і які, насправді, не описують блокуючий процес.

Існує і інше формулювання критеріїв (3.1) і (3.2), яке описане в роботі Хоскінса [35].

$$Z_{\varphi_0 - \Delta\varphi/2} - Z_{\varphi_0 + \Delta\varphi/2} < 0 \quad (3.5)$$

$$Z_{\varphi_0 + \Delta\varphi/2} - Z_{\varphi_0 + 3\Delta\varphi/2} > A\delta\varphi \quad (3.6)$$

де $A = 10 \text{ м}$, $\Delta\varphi = 20^{\circ}$, $\varphi_0 = 50^{\circ} \text{ с.ш.}$

Наступний індекс блокування, який був запропонований в роботах [44], розглядається не тільки як критерій наявності блокуючого антициклону, але і як характеристика його інтенсивності. Критерій має наступний вигляд:

$$BI = 100[MZ / RC - 1], \quad (3.7)$$

де MZ – максимум висоти поверхні 500 гПа в замкнутому антициклоні або на осі гребеня;

RC – вибрана суб'єктивно репрезентативна изогіпса.

Для об'єктивності розрахунку використана наступна формула для RC :

$$RC = \frac{1}{2} \left(\frac{Z_u + Z_d}{2} + MZ \right), \quad (3.8)$$

де Z_u, Z_d – мінімальні значення висоти поверхні 500 гПа на осях улоговин, що лежать вище і нижче по потоку відповідно щодо блокінга на тій же широті, де спостерігається максимум MZ .

Інший критерій блокування був запропонований в роботах [33,34]. Блокуючий антициклон визначається як область, в якій відхилення геопотенціалу ізобаричної поверхні 500 гПа від середньоширотного значення було позитивним і не меншим заданого критичного значення протягом проміжку часу, що приймається за тривалість блокування. Якщо ця умова перестає виконуватися на короткий час, 2 діб і менше, а потім знову виконується, то період блокування вважається безперервним, включаючи цей короткий час.

Як кількісну характеристику інтенсивності блокування можна рахувати так звану «дію» [27, 39, 45]:

$$S = \int_0^{\tau} I(t)L^2(t)dt, \quad (3.9)$$

де інтегрування виконується в межах від 0 до τ , де τ – тривалість існування блокінга; I – перепад тиску між центром і периферією, L – лінійний розмір блокінга.

Хоскінс в своїй науковій праці [35] запропонував так званий $PV-\theta$ -індекс блокування для визначення блокуючого антициклону, ґрунтуючись на концепції потенційного вихору Ертеля PV і потенційної температури θ як основних динамічних характеристиках атмосфери. Тут блокуючий антициклон розглядається як явище обігу знаку звичайного меридіонального градієнта потенційної температури на динамічній тропопаузі в околиці широти кліматологічного шторм-трека, має горизонтальний масштаб 1500 км і більш і зберігається не менше 5 діб. Як динамічна тропопауза береться ізоповверхня 2 pvu потенційного вихору Ертеля:

$$PV = -g \left(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} + f \right) \frac{\partial \theta}{\partial \rho}, \quad (3.10)$$

де g – прискорення сили тяжіння;

p – приземний тиск;

u, v – складові швидкості по осях x, y відповідно;

$f=2wsin\varphi$ – параметр Коріоліса.

Звичайний меридіональний градієнт θ на динамічній тропопаузі характеризується великими значеннями θ на півдні і меншими на півночі.

Індекс блокування представлений у вигляді:

$$B = \frac{2}{\Delta\varphi} \int_{\varphi_0}^{\varphi_0 + \Delta\varphi/2} \theta d\varphi - \frac{2}{\Delta\varphi} \int_{\varphi_0 - \Delta\varphi/2}^{\varphi_0} \theta d\varphi. \quad (3.11)$$

Згідно цьому визначенню, $B < 0$ в західному потоці, а в зоні блокування $B > 0$. На довготі λ має місце блокування, якщо там $B > 0$, показуючи, що там висока потенційна температура θ в більш північних широтах і низька південніше.

3.5 Синоптичний опис блокуючого антициклону

Яскравим прикладом блокуючого процесу є антициклон, що спостерігався з 9 липня до 5 серпня 2003 року над Східною Європою. Південно-західна периферія антициклону знаходилася над територією північної та північно-східної України [46].

Дана ситуація була поділена на два процеси. Перша ситуація – це взаємодія блокуючого антициклону з циклоном і серією фронтів, пов'язаних з ним. Даний процес спостерігався з 9.07 по 13.07.2003 р. (рис. 3.1).

Другий процес – це блокуючий антициклон, який спостерігався над досліджуваною територією з 14.07 по 5.08.2003 р. По північній і південній периферії антициклону переміщуються циклони і, пов'язані з ними, fronti (рис.3.2).

Розглянемо перший процес і короткий опис синоптичної ситуації. Над досліджуваною областю 9 липня 2003 р. спостерігається антициклон з центром над Мурманськом. Антициклон має одну замкнуту ізобару 1020,0 гПа, максимальний тиск в центрі 1022,3 гПа. По південній периферії антициклону проходить теплий фронт, який пов'язаний з циклоном, що знаходиться за межею досліджуваної області. На АТ - 500 гПа спостерігається гребінь, який орієнтований з півдня на північ досліджуваної області, а з півночі на південь розповсюджується улоговина. Дані баричні утворення мають добре сформовану меридіональність. 10 липня на карті абсолютної топографії в гребені утворився

висотний антициклон, який відповідає антициклону біля землі. В області улоговини спостерігається висотний циклон, якому біля землі відповідає улоговина. 11 липня циклон біля землі змістився в область дослідження. Його центр розташований на північ від Харкова, має одну замкнуту ізобару 1005,0 гПа. Мінімальний тиск в центрі циклону складає 1004,3 гПа. В досліджувану область змістилася і серія фронтів, пов'язана з даним циклоном.

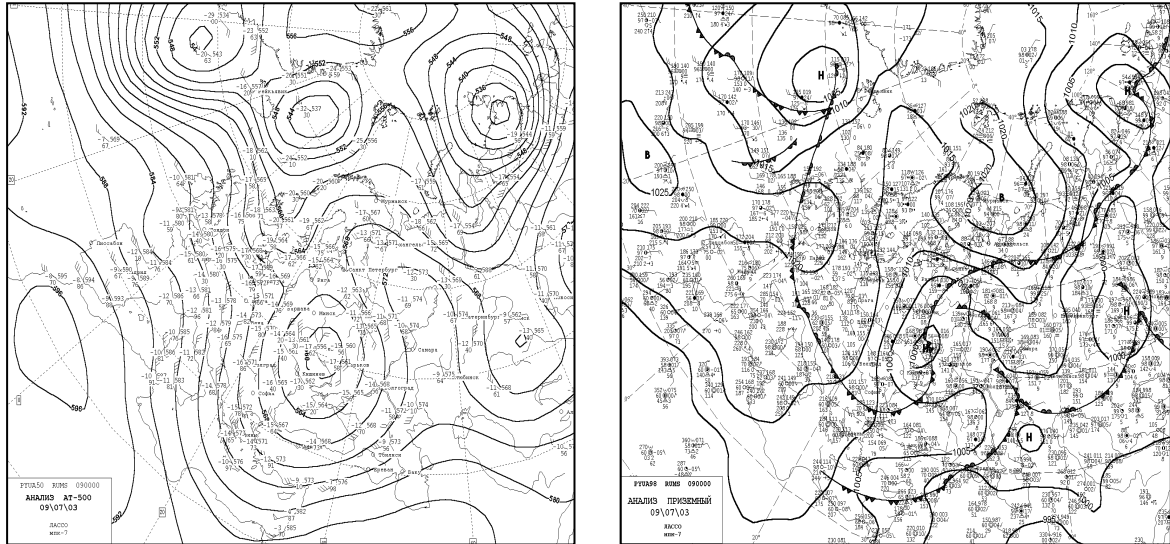


Рисунок 3.1 – Приземна карта і карта AT-500 за 09.07.2003 р. 00 СГЧ

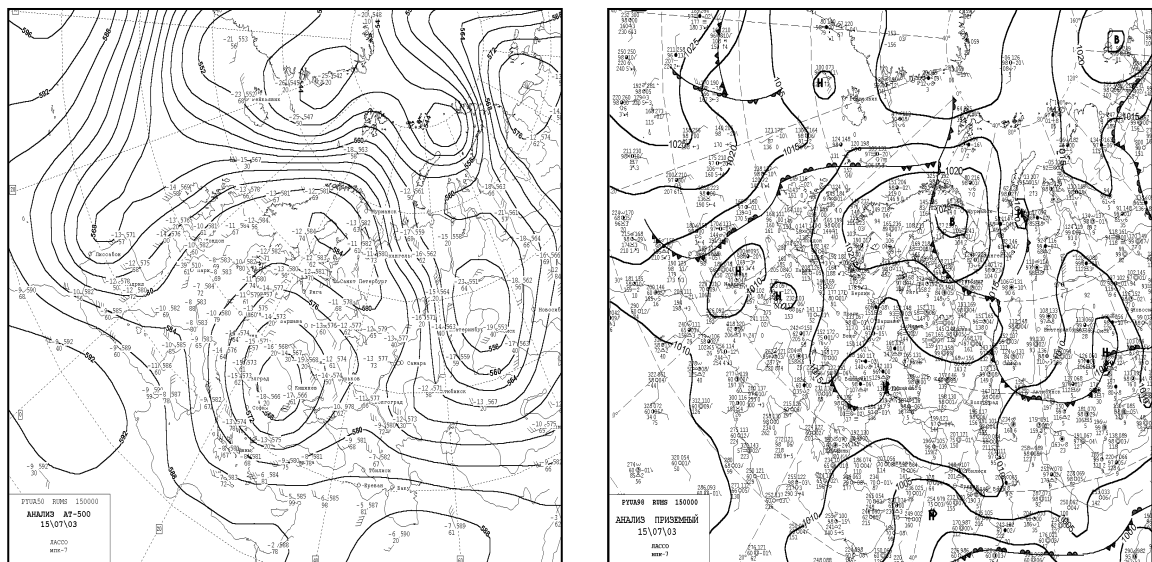


Рисунок 3.2 – Приземна карта і карта AT-500 за 15.07.2003 р. 00 СГЧ

До кінця розглянутого періоду в північній частині області спостерігається антициклон з однією замкнутою ізобарою і максимальним значенням тиску 1022,2 гПа, над центром і півднем – область зниженого тиску з мінімальним тиском на південь від Москви 1007,4 гПа. Через досліджуваний район

проходять теплі і холодні фронти. На висотних картах абсолютної топографії спостерігаються гребінь, який відповідає антициклону біля землі і циклон з квазівертикальною віссю. Розглянемо другий процес, який відбувався з 14 липня по 5 серпня 2003 р.

14 липня спостерігається перебудова висотного баричного поля. З північно-східної частини Атлантичного океану на Західну Європу зміщується гребінь, який в області Скандинавії міняє свою орієнтацію з меридіональною на зональну. Ця зонально-орієнтована частина гребеня знаходиться в області даного дослідження. В районі Західного Сибіру утворився могутній висотний циклон, який має три центри: над Карським морем, над Західним Сибіром і над Україною і Східною Європою. Третій центр висотного циклону потрапляє в район даного дослідження. В результаті над досліджуваною територією в її північній частині має місце висотний гребінь, що розповсюджується з Східної Атлантики. В південній частині спостерігається висотний циклон, який є відрогом від могутнього циклону над Західним Сибіром. І гребінь, і циклон над досліджуваною територією орієнтовані зонально. На приземній карті в даному районі знаходиться циклон над Баренцовим морем з однією замкнутою ізобарою 1015,0 гПа, з мінімальним тиском в центрі 1014,9 гПа. З циклоном пов'язані теплий і холодний фронти. В південно-західній частині досліджуваної області спостерігається циклон з однією замкнутою ізобарою 1010,0 гПа, з мінімальним тиском в центрі 1009,9 гПа. З циклоном також зв'язана система фронтів. 15 липня над територією, що вивчається, з'являється приземний антициклон з трьома замкнутими ізобарами 1015,0, 1020,0 і 1025,0 гПа. В центрі баричного утворення спостерігається максимальний тиск 1025,8 гПа. До кінця досліджуваного періоду в цій області стаціонує антициклон.

4 ПРОСТОРОВО-ЧАСОВА МІНЛИВІСТЬ ПОСУХ В УКРАЇНІ В УМОВАХ ГЛОБАЛЬНИХ ЗМІН КЛІМАТУ

В останні десятиріччя в умовах сучасних змін клімату кількість посушливих явищ, їх тривалість та інтенсивність невинно росте. Проблема посушливості стоїть дуже гостро в багатьох країнах світу. Посуха – це дуже складне явище, обумовлене довгим і значним недоліком опадів при підвищеній температурі повітря, внаслідок чого вичерпуються запаси вологи в ґрунті за рахунок випаровування і транспірації. Це стихійне лихо, яке може тривати від декількох тижнів до декількох місяців чи навіть років, завдаючи значної шкоди народному господарству різних країн.

Зміни клімату є одним із факторів, що впливають на умови виникнення посух. Згідно з результатами дослідження Міжурядової групи експертів по змінам клімату [2], потепління кліматичної системи являється беззаперечним фактом, що доводять спостереження за підвищенням глобальної середньої температури повітря й океану. В середньому по всій земній кулі потепління в 20 сторіччі відбувалося в двох фазах – у 1910–1940-х роках (0,35 °C), і більш сильно, починаючи з кінця 1970-их до теперішнього часу (0,55 °C), а одинадцять з дванадцяти останніх років потрапили в число дванадцяти найбільш теплих років за всю історію інструментальних спостережень (з 1850 року). Таким чином, слід зазначити, що між двома піками потепління в 20 сторіччі спостерігався період спаду середньої температури повітря, або так званий період похолодання, що тривав приблизно з 1950–1980 рр. (рис. 4.1).

Емпіричні дослідження показали, що збільшення температури повітря головним чином впливає на зростання загальної кількості посух, їх інтенсивність, тривалість та суворість. Так, в роботі [47] зазначено, що автори використовували експериментальну модель загальної циркуляції атмосфери для того, щоб показати, що випаровування і транспірація може споживати до 80% всіх опадів. Крім того, вони виявили, що ефективність висихання в результаті температурних аномалій настільки ж висока, як і в результаті загального дефіциту опадів. Але все ж таки варто зауважити, що умови виникнення посух у великій мірі залежать не лише від змін температурного фону, але й від режиму зволоження того чи іншого регіону. Тому були зроблені чисельні спроби розробити нові індекси посухи або вдосконалити існуючі, які б при обчисленні періодів посух враховували не тільки дані температури, а й інші метеорологічні, гідрологічні та агрометеорологічні величини та параметри. З цією метою був сформований новий індекс посухи – стандартизований індекс опадів та сумарного випаровування (SPEI) [3].

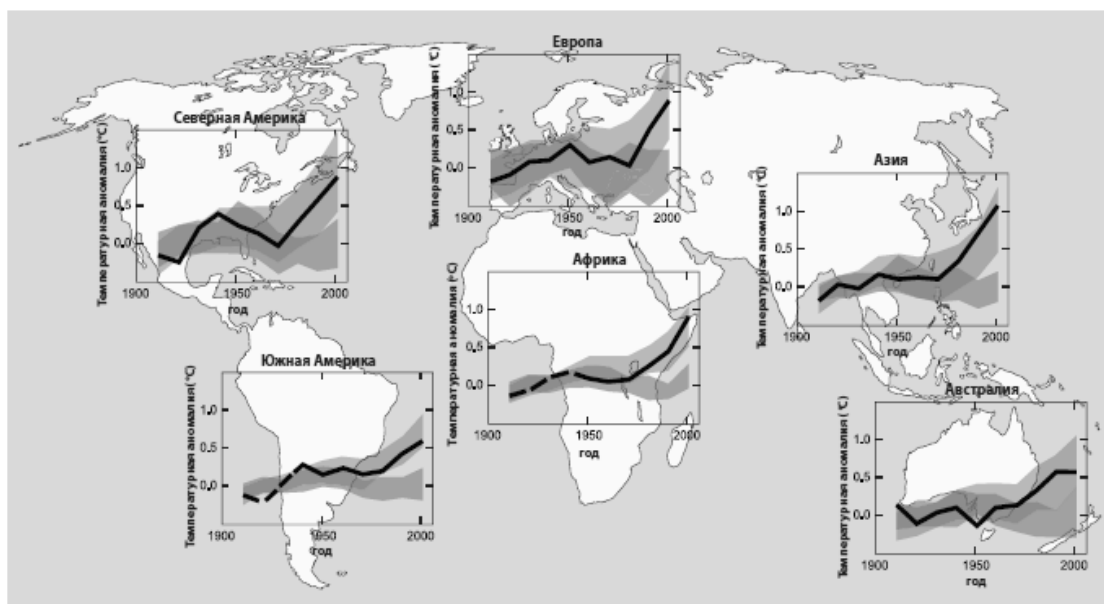


Рисунок 4.1 – Розподіл аномалії глобальної температури по всій земній кулі протягом 20 сторіччя

Для визначення просторово-часової мінливості посух в умовах глобальних змін клімату використовувався багатомасштабний індекс посухи – стандартизований індекс посухи та сумарного випаровування. Індекс SPEI розрахований за даними про температуру повітря та опади з кроком сітки $0,5^\circ$ для усієї земної кулі та враховує масштаби часу від 1 до 48 місяців.

Стандартизований індекс опадів та сумарного випаровування сформовано на основі стандартизованого індексу опадів (SPI) з залученням потенціального сумарного випаровування [48], що дозволило скомбінувати опади та температуру. Процедура визначення SPEI базується на першочерговому визначенні стандартизованого індексу опадів. Таким чином, SPI обчислюється за середньомісячними значеннями опадів, а SPEI використовує середньомісячні різниці між опадами та потенціальним сумарним випаровуванням. Останнє являє собою простий кліматичний баланс вологи для різних масштабів часу [15].

Для даної роботи розраховані індекси посухи SPEI для двох тридцятирічних періодів – 1951–1980 рр. та 1981–2010 рр., що відповідають періодам похолодання та потепління, з масштабами часу 1, 3, 6, 12, 24 місяці. Дослідження проводились у вузлах регулярної сітки, обмеженої широтами $40,25^\circ$ та $59,75^\circ$ півн.ш. і довготами $15,25^\circ$ та $44,75^\circ$ сх.д., що включають територію східної Європи, в тому числі й Україну. Для обчислення стандартизованого індексу опадів та сумарного випаровування використовувалась база даних середньомісячної глобальної температури повітря та опадів з кроком сітки $0,5^\circ$ з 1948 року по теперішній час, яка нещодавно розроблена в Національному центрі з прогнозування клімату. Але значення температури цієї бази дещо відрізняються від величин, отриманих з наземних станцій, оскільки набір даних Національного центру з прогнозування

клімату використовує комбінацію з двох окремих великих баз даних – Глобальної історичної кліматологічної мережі (GHCN) та Системи моніторингу аномалії клімату (CAMS) [18,19]. Таким чином, цей набір даних може регулярно оновлюватись в режимі реального часу, враховуючи показники великої кількості станцій, тому це й стало основною причиною використання саме цієї бази в даному дослідженні.

За результатами обчислення стандартизованого індексу опадів та сумарного випаровування підрахована загальна кількість посух ($SPEI \leq -1,0$), кількість помірних, інтенсивних та екстремальних посух для масштабів часу 1, 3, 6, 12, 24 місяці окремо для кожного тридцятирічного періоду.

Для прикладу розглянемо просторово-часовий розподіл загальної кількості посух з масштабом часу 1 місяць. На рис.4.2 представлені поля розподілу стандартизованого індексу опадів та сумарного випаровування з масштабом часу 1 місяць для 1951–1980 рр. (рис.4.2а) та 1981–2010 рр. (рис.4.2б).

З рис.4.2 видно, що загальна кількість посух має дещо більші показники протягом другого тридцятирічного періоду. Так, в першому випадку максимальна кількість посух складає біля 65 випадків за 30 років, при чому найбільші значення фіксуються на північному заході східноєвропейського сектору, а саме в районі Прибалтики, та поблизу Прикаспійської низовини. Що стосується території України, то найбільша кількість посух (понад 50-55) зареєстрована на сході та південному сході країни, а також у Криму та Чернігівській області. Протягом другого періоду дослідження максимальне число посух вже досягає значень 70 випадків. Також змінились осередки максимумів посух порівняно з попереднім розглянутим періодом, тепер екстремуми фіксуються на південному заході території дослідження, охоплюючи практично весь Балканський півострів. По території України максимум був відзначений в Харківській та Сумській областях з числом посух біля 65.

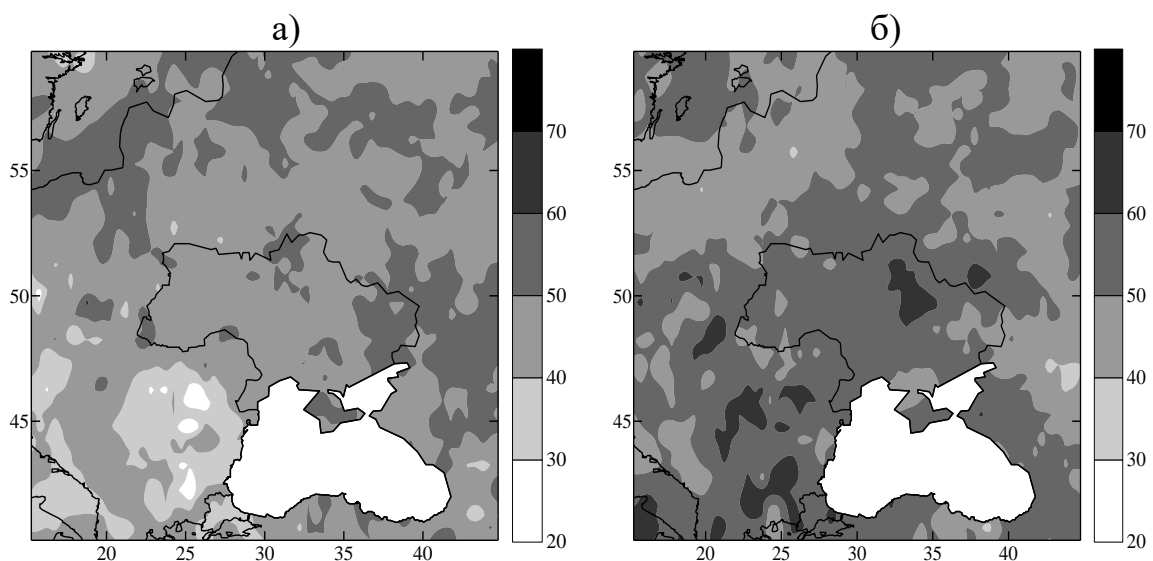


Рисунок 4.2 – Кількість посух ($SPEI \leq -1$) з масштабом часу 1 місяць:
(а) – з 1951 по 1980 рр.; (б) – з 1981 по 2010 рр.

Розподіл кількості посух для інших масштабів часу подібний тому, що спостерігається для одномісячного масштабу. Так, максимальне число посух з масштабом часу 3 місяці для періоду 1951–1980 рр. складає в середньому 35-40 випадків, а для 1981–2010 рр. – вже збільшується до 40-45 посух, при цьому осередки найбільших значень розташовуються в північно-східній частині України. Подібна ситуація спостерігається і для інших масштабів часу, коли різниця між кількістю посух в перший досліджуваний період та другий складає в середньому 5-10 посух за тридцятиріччя.

Аналіз простово-часової мінливості помірних посух протягом періодів глобального потепління та похолодання також представляє досить цікаві результати. Розподіл помірних посух по простору досліджуваної території практично співпадає з розподілом загальної кількості посух. Максимальне число посух для періоду 1951–1980 рр. відмічається на північному заході східної Європи та в районі Кавказу, а мінімуми зафіксовані поблизу Балканського півострову. Тим часом, в період 1981–2010 рр. спостерігається абсолютно протилежна ситуація, оскільки в даному випадку в районі Балкан вже спостерігаються максимуми кількості помірних посух. Це дуже добре продемонстровано на прикладі розподілу помірних посух для масштабу часу 6 місяців (рис.4.3). Стосовно максимального числа посух, слід відзначити, що найбільша кількість помірних посух в період потепління значно перевищує максимуми кількості в період похолодання, що ще раз доводить значний вплив підвищення температури на умови виникнення посушливих явищ.

В ході наступного етапу роботи досліджувались вже посухи, що відносяться до категорії інтенсивних. В цьому випадку стандартизований індекс опадів приймає значення від -1,50 до -1,99 включно. Просторово-часова мінливість цього різновиду посух значно не відрізняється від попередніх, що можна простежити на рис. 4. 4, де зображені поля розподілу інтенсивних посух з масштабом часу 12 місяців. Так, в перший досліджуваний період під найбільшим впливом інтенсивних посух опинились території північної та центральної частини східної Європи, а саме райони європейської території Росії (ЄТР), Польщі та Прибалтики. Досить цікавий розподіл в цей період інтенсивні посухи мають по території України, оскільки на більшій її частині реєструється від 15 до 20 інтенсивних посух протягом 30 років. Абсолютні максимуми (понад 20) фіксуються в Харківській, Дніпропетровській та Миколаївській областях. Мінімальні ж значення кількості інтенсивних посух відмічаються на південному заході країни. В період 1981–2010 рр. максимальна кількість посух охоплювала території Румунії, Болгарії та Греції, в тому числі під найбільшим впливом інтенсивних посух опинились райони Закарпатської, Чернівецької, Одеської областей, а також АР Крим. Слід також зазначити, що в цей проміжок часу на території східної України інтенсивних посух практично не фіксувалось, або їх кількість була незначною. Стосовно інших масштабів часу, то і для них ця категорія має аналогічне поширення, а найбільша кількість інтенсивних (біля 50) посух була зафіксована для масштабу часу 1 місяць.

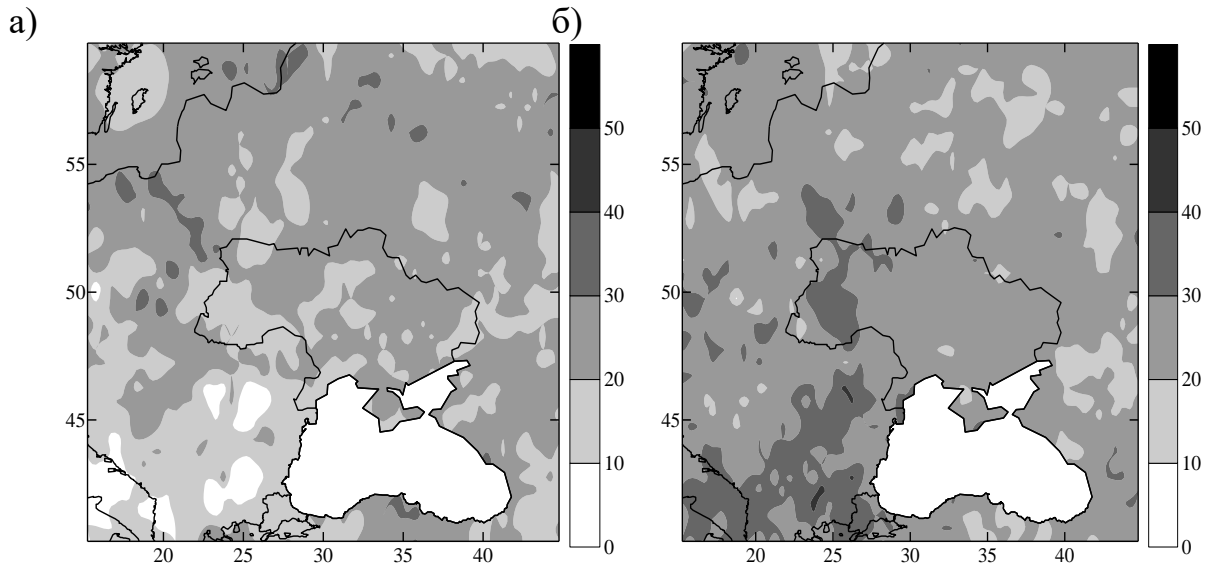


Рисунок 4.3 – Кількість помірних посух з масштабом часу 6 місяців:
(а) – з 1951 по 1980 рр.; (б) – з 1981 по 2010 рр.

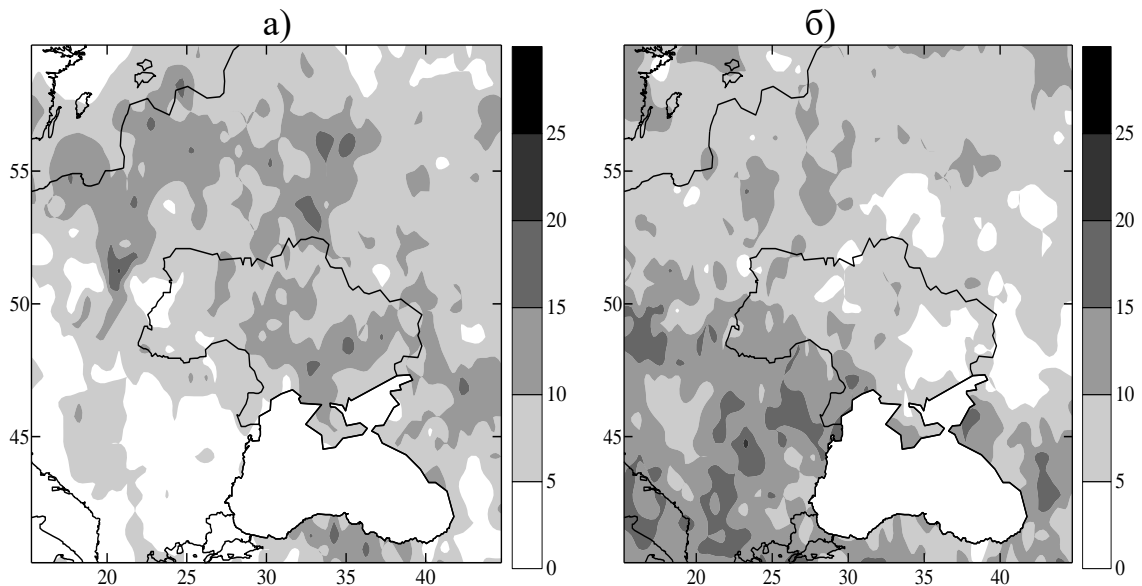


Рисунок 4.4 – Кількість інтенсивних посух з масштабом часу
12 місяців: (а) – з 1951 по 1980 рр.; (б) – з 1981 по 2010 рр.

Особливий практичний інтерес для всіх вчених представляє дослідження посух, що відносяться до категорії екстремальних, оскільки саме цей різновид являється найбільш небезпечним для всіх галузей народного господарства і потребує детального вивчення кожної екстремальної посухи окремо, так як кількість посух цієї категорії в декілька разів менше ніж інших. В даному випадку просторово-часова мінливість екстремальних посух для масштабу часу 3 місяці представлена на рис.4.5. З рисунка чітко видно, що розподіл екстремальних посух практично подібний розподілу інших різновидів посух як для 1951–1980 рр., так і для 1981–2010 рр. Очевидно, що в перший

досліджуваний період екстремальні посухи в своїй більшості розташовувались в районі півночі та північного сходу східноєвропейського сектору з максимум в центральній частині ЄТР. А територією України екстремальні посухи поширювались з північного сходу на південний захід країни. В період глобального потепління, тобто 1981–2010 рр., екстремальні посухи з максимальною кількістю понад 15 випадків за 30 років також були зафіксовані на заході та південному заході території, що розглядається. Осередки максимальної кількості екстремальних посух були зосереджені в районі Чернівецької, Одеської та Миколаївської областей. Треба також зазначити, що практично для всіх масштабів часу максимальна кількість екстремальних посух має практично однакові значення, це – 9-12 – для першого досліджуваного періоду та 12-15 – для другого.

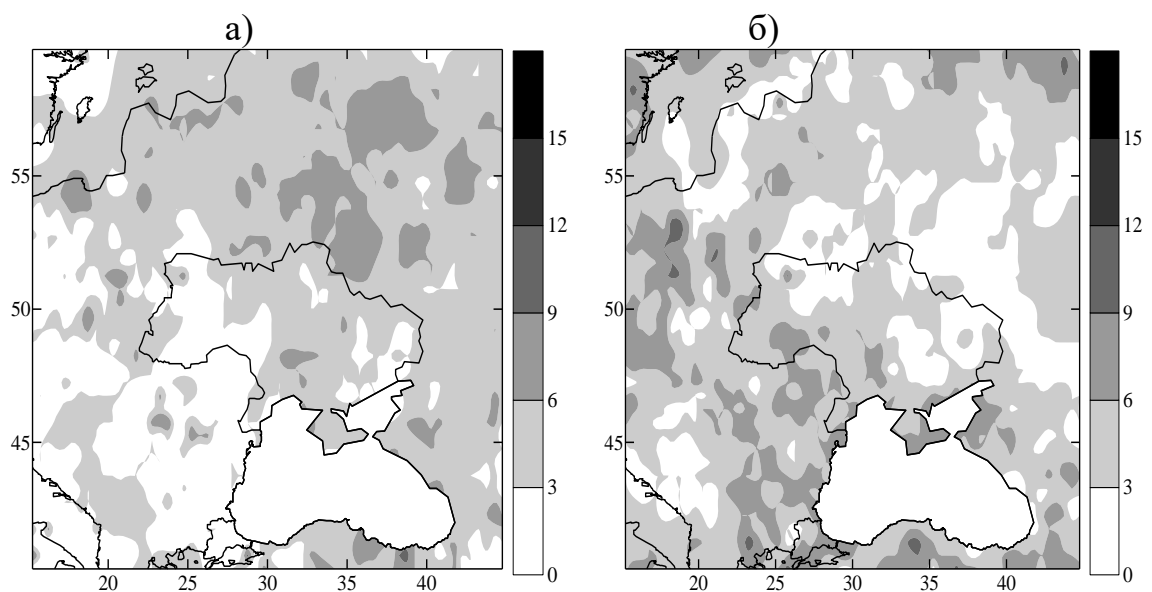


Рисунок 4.5 – Кількість екстремальних посух з масштабом часу 3 місяці: (а) – з 1951 по 1980 рр.; (б) – з 1981 по 2010 рр.

В ході дослідження просторово-часової мінливості різних категорій посух в періоди глобального похолодання та потепління виявлено, що максимальна кількість загального числа посух та посух, що відповідають критеріям помірних, інтенсивних та екстремальних, зафіксована протягом проміжку часу 1980–2010 рр., коли мало місце досить інтенсивне підвищення глобальної температури повітря по всій земній кулі. Аналіз просторового розподілу по території дослідження показує, що в період 1951–1980 посухи в основному формувались в північно-східних областях України (Харківській, Чернігівській, Сумській), а протягом 1981–2010 осередки максимальних значень зосереджені в південних та південно-західних районах, а саме Чернівецькій, Одеській та Миколаївській областях. Таким чином, даний аналіз підтверджує припущення про збільшення кількості посушливих явищ протягом останніх десятиріч внаслідок зміни глобального температурного режиму [22].

5 МЕЖЕННИЙ ТА МІНІМАЛЬНИЙ СТІК ЯК ХАРАКТЕРИСТИКИ ГІДРОЛОГІЧНОЇ ПОСУХИ

5.1 Огляд методів розрахунків характеристик стоку у маловодні періоди

У річному циклі зміни водності річок чітко виділяються багатоводні і маловодні сезони.

Річковий стік, що спостерігається в маловодні сезони за відсутності значних паводків, прийнято називати меженним, а час, коли він спостерігається, - меженним періодом. Під терміном «меженний період» слід розуміти фазу водного режиму річки, яка установлюється в зимовий або літньо-осінній сезони і характеризується наявністю відносно малих, стійких за величиною витрат води [49]. При цьому під стійкими витратами води слід розуміти такі, що значно менші паводкових, коли загальна тенденція їх ходу на гідрографі стоку наближається до горизонтальної лінії.

У меженному періоді виділяють відрізок часу, коли стік є найменшим. Період найменшого стоку тривалістю до 30 діб (місяць) називають періодом мінімального стоку. У цей період річки живляться практично лише підземними водами [50]. Хоча в меженний період в живленні річок частково можуть брати участь і поверхневі води.

Синонімом меженного стоку є поняття «низький стік», яке широко застосовується в іноземній літературі західного походження [51]. У літературі вказується на відмінність понять "низький стік" і "межень": у межень спостерігається дефіцит води для певних цілей, в той час як низький стік спостерігається в період межені і є її елементом [52]. Отже, низький стік є скоріше синонімом мінімального стоку.

Найбільш часто застосовується індекс низького стоку - мінімальна n-денна середня витрата за кожен рік окремо. У США та Великобританії зазвичай застосовується мінімальна декадна витрата. Перш ніж приступити до досліджень характеристик меженного стоку, необхідно провести чіткий розподіл між поняттями літньої й зимової межені. Детальний опис цієї процедури можна знайти у [53]. Основною характеристикою є крива тривалості; вона може бути отримана для добового, місячного стоку і стоку за будь-який інтервал часу. Крива тривалості будується як емпірична крива частоти – функція частки часу, за який стік перевищений. Якщо є щодобові дані, то крива тривалості відображає зв'язок між добовим стоком (зазвичай вираженим як частка від середнього за період спостережень) і відповідним перевищенням стоку. Стік корелюється по послідовним часовим інтервалам, і його характеристики є сезонно залежними, а, отже, крива тривалості не є чисто ймовірнісною кривою. Криві тривалості відбивають різноманіття стоку на водозборі; показники часто знімають прямо з кривої як перевищення (забезпеченості). Перевищення є безрозмірною величиною [54], часто представленим як квантиль. Подібна практика дозволяє порівнювати стік

різних річок при нормуванні кривої (діленні на середнє). Найбільш часто вживаний показник (індекс) – це мінімальна щорічна n -добова витрата. У загальному випадку, $Q_{d,p}$ - це щорічний мінімум усередненого за d днів стоку забезпеченістю $P\%$. Використовується також показник BFI (базовий стоковий індекс), який демонструє співвідношення базового стоку, отриманого з гідрографу шляхом згладжування та розчленування, до загального стоку. BFI являє собою співвідношення частин стоку річки, що мають різне походження; відповідно, він може характеризувати здатність водозбору накопичувати і віддавати воду протягом посушливого періоду. Цей показник тісно пов'язаний з іншими характеристиками і часто використовується як змінна для оцінки інших статистик стоку.

В основу більшості досліджень західних вчених покладені уявлення про мінімальний стік як про дефіцит води відносно якогось заданого "порогового" значення витрати. Порогове значення використовується як кількісна характеристика мінімального стоку. Стік нижче порогового значення вважається меженним і характеризується дефіцитом води, а період, протягом якого спостерігається зниження витрат води нижче порогового, - дефіцитним. Таким чином, пропонується вивчати статистичні властивості розподілу дефіцитів води та їх тривалостей. Спочатку цей метод називався метод crossing theory і був вперше запропонований Райсом в 1945 р., потім розвинений і систематизований Крамером та Лібтером [55]. Метод застосовувався [56] на основі статистичної теорії стоку для аналізу часових рядів. Статистичні властивості розподілу дефіцитів води, тривалості посух (d) та об'ємів дефіцитів (s) рекомендувалися як параметри для визначення межени в конкретному створі. Одночасно можна визначити мінімальний стік q_{min} (як характеристику межени) і час його появи. Час настання межени трактується по-різному, наприклад: початкова дата межени, середня дата початку та дата настання q_{min} . Часто зустрічається – інтенсивність межени – співвідношення обсягу дефіциту і тривалості межени.

У цілому просторовий розподіл мінімального стоку підлягає закону географічної зональності. Відхилення значень характеристик мінімального стоку від зональних пов'язані головним чином з неповним дренаванням основних водоносних горизонтів підземних вод руслом річки, гідрогеологічними особливостями території, регулюванням стоку водосховищами та озерами проточного типу. Тому географічна зональність у розподілі мінімального стоку характерна лише для водозборів певних розмірів у кожній природній зоні.

Матеріали по мініальному та меженному стоку застосовуються при розробці проектів питного, господарсько-побутового, а також промислового водопостачання, в гірничодобувній промисловості, при проектуванні ГЕС, ТЕЦ, АЕС [57].

Характеристики меженного стоку мають визначальне значення при розробці заходів щодо впорядкування використання та охорони водних ресурсів. Вони лімітують водоспоживання та водокористування і впливають на існування біоценозів екосистем. Таким чином, вони є лімітуючими для людського суспільства, а іноді і катастрофічними – в періоди тривалих посух. Тому дані

про мінімальний стік відносять до розряду основних гідрологічних характеристик [58].

Основними розрахунковими характеристиками мінімального та меженного стоку є:

- середні багаторічні витрати води осереднені за весь межений період, за 30 діб (місяць) або добу з найменшим стоком, який спостерігався в розглядуваному сезоні;

- мінімальні добові, 30-добові (місячні) витрати води розрахункової ймовірності щорічного перевищення (забезпеченості), в основному в діапазоні 75-97 %;

- абсолютний мінімум, який є найменшою добовою витратою води за весь період спостережень і показує максимально можливу природну ступінь виснаження річкового стоку.

Серед характеристик мінімального стоку найбільший практичний інтерес являють середньомісячні і середньодобові літні та зимові мінімальні витрати води або модулі стоку, їх величини різної забезпеченості, тривалість пересихання та перемерзання річок.

Основними розрахунковими характеристиками мінімального стоку є середньомісячна або 30-денна та середньодобова витрата зимової та літньої межені.

Розрахункова щорічна ймовірність перевищення мінімальної 30-добової (або середньомісячної) витрати води береться при проектуванні зрошування - 85%, гідростанцій - 90%, для господарських потреб - 95%, а в зоні недостатньої зволоженості - 97%. За нормативними документами рекомендується визначати мінімальні 30-добові середні місячні витрати води 80% -ої забезпеченості за літньо - осінній і зимовий періоди для середніх і великих річок (по річках - аналогах або інтерполяцією) [58].

При коротких рядах спостережень за стоком або за їх відсутності витрати води за період межені $Q_{80\%}$ для великих і середніх річок слід визначати по річках-аналогах або інтерполяцією (окремо за літньо-осінній і зимовий періоди). При виборі річки-аналога насамперед звертається увага на гідрогеологічні умови у басейнах річок, для чого використовуються гідрогеологічні описи та карти досліджуваного району, а також карти районів для визначення мінімального стоку річок, наведені у СНіП 2.01.14-83.

До малих відносяться річки, площі водозборів яких не перевищують їх значення, вказані в табл.5.1

Таблиця 5.1 - Найбільші площі водозборів малих річок, км²

Район за картою [58, дод.1, аркуші 19,20]	Період	
	літньо-осінній	зимовий
А	1200	1200
Б	1500	1500
В	2000	1800
Г	2500	2000
Д	5000	2500
Е	10000	5000

Річки, площі водозборів яких перевищують вказані у табл.5.1 межі, але становлять не більше 7500 км², відносяться до середніх.

Короткими вважаються всі ряди, які не задовольняють принцип репрезентативності та точності ($\pm 15\%$).

За відсутності систематичних вимірювань стоку і відповідно часових рядів норма мінімального стоку визначається непрямыми методами. Найпоширеніші - карти норм мінімального стоку (модуля або шару). Будуються карти за даними вивчених річок з вимогами точності обчислювання норми стоку. Враховуючи суттєвий вплив на річковий стік місцевих та антропогенних факторів, при складанні карт використовуються тільки ті матеріали, які відносяться до середніх за розмірами водозборів.

Відповідно до СНіП 2.01.14-83, значення мінімальних 30-добових модулів стоку $Q_{80\%}$ щорічної ймовірності перевищення $P=80\%$ знімаються з карт ізоліній мінімального 30-добового зимового або ізоліній літньо-осіннього стоку річок для геометричних центрів басейнів шляхом інтерполяції між ізолініями стоку. Якщо водозбір перетинає декілька ізоліній, то значення мінімального стоку визначаються як середні зважені за площею з використанням формули.

Перехідні коефіцієнти від 30-добових (середньомісячних) мінімальних витрат води щорічної ймовірності перевищення $P=80\%$ до мінімальних витрат інших ймовірностей перевищення визначаються за даними річок-аналогів (табл. 5.2) [58].

Таблиця 5.2 – Перехідні коефіцієнти λ_p для визначення мінімальних 30-добових витрат води різної ймовірності перевищення

Район за картою [58, додаток 1, аркуш 21]	Ймовірність перевищення, $P\%$				
	75	80	90	95	97
1	1,05	1,00	0,95	0,87	0,83
2	1,05	1,00	0,87	0,80	0,75
3	1,06	1,00	0,86	0,78	0,70
4	1,06	1,00	0,83	0,71	0,62
5	1,09	1,00	0,80	0,63	0,54
6	1,14	1,00	0,73	0,56	0,44
Епізодично пересихаючі та перемерзаючі річки	1,20	1,00	0,45	1,15	0,00

Для невивчених річок Північно-Західного Причорномор'я із площею водозбору не менше 50 км² [58] для характеристики мінімального стоку мінімальний 30-добовий стік 80%-ої забезпеченості визначався за формулою

$$Q_{80\%} = 10^{-3} a \cdot (F \pm f)^{n_1}, \quad (5.1)$$

де f – середня по району площа з відсутністю стоку (-) або середня площа підземного басейну, який забезпечує додаткове живлення річок даного району (+) внаслідок дії карсту;

a та n_1 – параметри, які характеризують зволоженість даного району й інтенсивність змін стоку із зростанням площі водозбору. Значення параметрів розрахункової формули наведені в таблицях СНіП 2.01.14.83.

Крім характеристик стоку, використовують і часові характеристики: місяць, коли спостерігається мінімальний стік; початок, кінець і тривалість меженного періоду, яка не завжди дорівнює різниці початку і кінця меженного періоду, тривалість пересихання та перемерзання річок.

5.2 Принципи виділення періодів низького стоку

На річках України межень буває зимовою та літньо-осінньою (або тільки літньою, або тільки осінньою). За зимовий межений період приймається період від моменту появи на річках льодових явищ (за умови відсутності осінніх паводків в цей час), до початку водопілля, тобто до дати переходу від зимових стійких витрат води до весняного підйому рівнів і збільшення витрат. При наявності паводків в кінці осені - початку зими за початок зимової межені

приймається дата закінчення паводку або хвилі паводків. У разі відсутності льодових явищ на річках за зимову межень приймається період від середньої дати стійкого переходу температури повітря через 0 °C у бік її зниження до початку весняного водопілля [59].

Тривалість літньої або літньо-осінньої межені визначається від кінця водопілля, тобто від дати, коли інтенсивне зменшення витрат води змінюється уповільненим, до осінніх паводків, а за їх відсутності - до початку зимового періоду, тобто до моменту появи на річці льодових явищ [60]. Осіння межень спостерігається після закінчення літніх паводків і до початку зимового сезону.

За часом стояння межень може бути тривалою і короткою, за ступенем стійкості - стійкою і переривистою. Межень вважається тривалою, якщо вона продовжується більше 30 діб, і короткою при її тривалості від 10 до 30 діб. Період менше 10 діб недоцільно приймати за меженний, оскільки він відповідає часу добігання паводкових вод на середніх за розмірами водозборів річках. За стійкий меженний період приймається період без значних паводків. Невеликі паводки включаються в цей період, якщо об'єм кожного з них не перевищує 10-15 % об'єму стоку за меженний період. Така умовність полегшує виділення меженних періодів на річках. У разі появи значних паводків меженний період стає переривистим і може складатися з двох і більше частин.

Якщо період малої водності представлений на гідрографі стоку у вигляді пілкоподібної кривої, що говорить про переважно поверхнєве живлення річки в цей період, то в межень не включаються паводки з максимальними витратами води, які перевищують попередні добові мінімуми більш ніж в 3-5 разів (чим більше об'єм паводку, тим менше перевищення). На річках з паводковим режимом протягом усього року за меженний період приймаються міжпаводкові періоди достатньої тривалості. На річках, які мають переважно підземне живлення і характеризуються рівномірним ходом рівнів і витрат води протягом усього року за меженний приймається весь період з рівномірним ходом витрат води.

Витрати води на початку і наприкінці меженного періоду зазвичай близькі між собою, за виключенням озерних і льодовикових річок.

Найбільше застосування в практиці будівельного проектування знаходять мінімальні витрати води. На річках з тривалим меженним періодом (більше двох-трьох місяців) 30 діб з найменшим стоком зазвичай збігаються з календарним місяцем або різниця у витратах календарного і некалендарного місяців перебуває в межах 10 %. Тому вибір найменшої середньомісячної витрати води в цьому випадку досить простий. Однак на річках з паводковим режимом в літньо-осінній або зимовий сезони, коли меженний період має невелику тривалість або переривається бурхливими паводками, найменша з середніх витрат води за календарний місяць може бути на 50-80 % більшою мінімальної витрати води, середньої за 30 діб з найменшим стоком (некалендарний місяць).

Залежно від географічного району та водності конкретного року мінімальний стік може бути сформований як підземними, так значною мірою і поверхневими водами в результаті наявності частих паводків, танення

льодовиків, наявності наземних акумуляторів стоку, тривалого часу добігання поверхневих вод. Але для більшої частини річок України характерне підземне живлення річок в період мінімального стоку.

Порядок визначення мінімальної 30-добової некалендарної витрати води наступний: на гідрографі стоку або по таблицям щоденних витрат води встановлюються добу з найменшим стоком і даному сезоні і, рухаючись від цієї витрати вліво і вправо, встановлюється період в 30 діб з найменшим стоком, тобто 30 - добовий період є безперервним. Мінімальні 30-добові витрати води завжди менше або дорівнюють середньомісячним календарним витратам [61].

5.3 Чинники, які впливають на меженний та мінімальний стік

Весь комплекс чинників, які впливають на режим і тривалість меженного та мінімального стоку в зимовий та літньо-осінній сезони, підрозділяється на кліматичні чинники, чинники підстильної поверхні і антропогенні. З числа цих видів чинників можна виділити три групи, що враховують їх генезис: стокоформуючі, непрямі й умовні.

У групі чинників формування стоку на першому місці знаходяться підземні води, оскільки вплив опадів на меженний та мінімальний стік в більшості районів проявляється опосередковано. Опади інфільтруються, живлять підземні води, а через них і річки в період низького стоку, причому в цьому випадку в живленні річок можуть брати участь опади як даного, так і попереднього місяців, сезону, року або більшого періоду, що насамперед залежить від геологічної і гідрогеологічної будови території, а також від кліматичних умов району. У зимовий сезон опади не беруть участі у формуванні річкового стоку, виключаючи райони з відлигами [62]. Але після сніготанення вони можуть живити річку тривалий час шляхом надходження через підземні водоносні горизонти, особливо в багатоводні роки. При цьому взимку річки живляться підземними водами, сформованими в попередні сезони (осінь, літо, весна) та роки.

Ступінь впливу опадів на низький стік різний в зонах надлишкового та недостатнього зволоження, насамперед через різницю у випаровуванні. Але в цілому спостерігається відповідність між розподілом по території кількості річних опадів і низького стоку. У районах з великою кількістю опадів спостерігається більш високий меженний і мінімальний стік.

Оскільки низький стік устанавлюється в періоди припинення (або різкого скорочення) припливу поверхневих вод, то в живленні річок в цей період приймають участь підземні води з тимчасових і постійних водоносних горизонтів.

Найбільший інтерес при дослідженні низького стоку представляють підземні води, оскільки вони є постійним джерелом живлення річок. Підземний стік річки залежить від кількості водоносних горизонтів, що беруть участь в живленні, їх багатоводності і водовіддачі. Кількість водоносних горизонтів, які

дренуються річкою визначається глибиною їх залягання і глибиною врізання русла у підстильну поверхню [63].

Підземні води в карстових породах мають своєрідний режим, який визначається ступенем зв'язку цих вод з поверхнею, водопоглинальною здатністю і водовіддачею порід, а також масштабами розвитку підземних пустот і тріщин. Найбільше значення карстові води мають в період низького стоку в маловодні роки [64].

Режим підземних вод, які беруть участь у підземному живленні річок, визначається кліматичними умовами і місцевими фізико-географічними факторами, в першу чергу геологічними та гідрогеологічними умовами, а також господарською діяльністю людини [65]. Гідрогеологічні умови басейну безпосередньо пов'язані з його геологічною будовою, яка визначає поширення водомістких порід. Умови залягання підземних вод залежать від літологічного складу гірських порід. Ґрунти затримують воду в періоди підвищеної водності і потім віддають її в періоди маловоддя. Найбільше значення характер ґрунтів має для малих річок, які живляться з верхніх водоносних горизонтів. Меженні і мінімальні витрати води річок, басейни яких складаються з піщаних і супіщаних ґрунтів, значно більші, ніж у річок, басейни яких складаються з суглинків або глини.

Вплив озер на режим річкового стоку звичайно оцінюється як позитивний, тобто чим більше озер на водозборі і чим більшу ємність вони мають, тим більш рівномірно протягом року розподілений стік. Меженний і мінімальний стік озерних річок значно більший порівняно з безозерними в тому ж районі. Причому чим ближче озеро до замикального створу, тим значніше його вплив.

Проте озера та штучні водойми можуть і знижувати величину низького стоку, якщо вони розташовані в зоні недостатнього зволоження в умовах рівнинного рельєфу за відсутності зв'язку з річковою системою. У подібному випадку накопичені в них поверхневі води витрачаються на випаровування влітку і льодоутворення взимку, не беручи участь в живленні річок.

Значна заболоченість водозбору може мати як позитивний, так і негативний вплив на низький стік річок, проте нерідко цей вплив виявити важко, тим більш, що найчастіше на водозборах розвиваються різні типи боліт з різноманітною рослинністю (мохи, трави, чагарники), з неоднаковою потужністю активного шару.

Виділити вплив лісу на меженний стік також дуже складно, тим більше в одній кліматичній зоні, оскільки, наприклад, в лісовій зоні на території без лісу (після його знищення) зберігаються лісові ґрунти, а, отже, поповнення підземних вод і стік їх тут відбувається в подібних із залісеними водозборами умовах. Разом з тим відомо, що ліс сприяє переведенню поверхневих вод в підземні, підвищуючи таким чином річковий стік в період живлення підземними водами. В результаті вирубки лісів меженний стік може зменшуватися до 15% на середніх річках і до 35% на малих річках лісової зони [66].

У районах недостатнього зволоження деревна рослинність, поширена в зоні високого стояння підземних вод (особливо у річковій заплаві і на терасах),

може витрачати значну кількість вологи на транспірацію і цьому в разі її знищення річковий стік у меженний період може помітно збільшитися.

У районах із значним розчленуванням місцевості і добре розвиненою гідрографічною мережею спостерігається відносно високий мінімальний стік. Чим більша територія (водозбір річки) і чим більш розвинута річкова мережа, тим більше вірогідність участі поверхневих вод, сформованих дощами, в живленні річок в період межені, хоча це і не завжди видно на гідрографії стоку, так як через нерівномірність випадання опадів і тривалість часу добігання вод до останнього створу призводять до значного розпластування паводків.

Дуже важливим непрямим фактором, що робить істотний вплив на режим низького стоку річок, є випаровування. Воно виступає основною від'ємною складовою водного балансу, особливо в літній меженний період. У зимовий сезон, коли річки живляться головним чином за рахунок підземних вод, а випаровування незначне, загальна закономірність зміни зимового меженного стоку зі збільшенням випаровування зберігається. У цьому випадку має значення випаровування у попередній осінній сезон, яке зменшує накопичені попередні запаси вологи.

У зимовий сезон безпосередній вплив на низький стік може чинити температура повітря. Глибоке промерзання земної поверхні призводить до припинення живлення річок з верхніх водоносних горизонтів та сприяє накопиченню снігового покриву на водозборі.

У літньо-осінній сезон на перший план виступає не температура повітря, а випаровування і пов'язаний з ним дефіцит вологості повітря, із зростанням якого збільшується випаровування з земної поверхні. Це призводить до зниження живлення підземними водами і збільшення їх витрати на випаровування, що обумовлює зменшення меженного і тим більше мінімального стоку річок.

Водозбір є приймачем опадів, які випадають на його поверхню і чим більше площа водозбору, тим більша частина опадів проникає в ґрунт. При цьому межі поверхневого і підземного вододілів в більшості випадків збігаються, крім районів з наявністю артезіанського живлення або карсту. Площа басейну річки безпосередньо пов'язана з низкою найважливіших характеристик, що впливають на поверхневий і підземний стік, а в кінцевому рахунку і на низький стік річок. Вона може розглядатися як параметр, що є інтегральним показником гідрогеологічних, морфологічних і гідрометеорологічних умов формування низького стоку річок [67].

Зволоженість місцевості значною мірою залежить від її висотного положення: чим вище розташований водозбір (але до певних меж), тим більша кількість опадів випадає на його поверхню, створюючи більш сприятливі умови для поповнення запасів підземних вод. Найяскравіше це виявляється в гірській місцевості. У найбільш високогірній зоні опадів випадає або менше, або в основному у твердому вигляді (на висотах 3500-4000 м). Площі водозборів річок теж невеликі, оскільки на цих висотах розташовуються лише верхів'я річок. Умови для акумуляції підземних вод у верхів'ях річок зазвичай несприятливі (щільні скельні породи), тому в високогірних зонах величина

низького стоку, особливо в зимовий сезон, може бути значно меншою (аж до повного зникнення), ніж у нижче розташованих басейнах. На висотах 1000-2000 м зазвичай спостерігається найбільша кількість опадів і відповідно високий річковий стік у меженний період. Таким чином, висота водозбору в гірських районах може бути використана як розрахунковий параметр, що відображає вплив кліматичних факторів (опадів, випаровування). Однак у районах низьких і навіть у середніх гір (до 1500-2000 м) на меженний стік впливають морфологічні фактори, рослинність, потужність ґрунтового шару і в цілому гідрогеологічні умови. Тому в таких районах вплив площі басейну як чинника, що підсумовує вплив різних фізико-географічних характеристик на формування меженного і мінімального стоку, буде більшим, ніж вплив середньої висоти водозбору.

Певне значення в гірських районах має ухил та орієнтування водозбору стосовно вологоносних вітрів. Чим більше ухил водозбору, тим швидше відбувається стік води з нього, тим менше часу залишається на процеси просочування води в ґрунт, що зменшує живлення підземних вод. Для кількісної оцінки впливу ухилу на низький стік річок доцільно користуватися його середньозваженим значенням.

Вплив господарської діяльності на меженний і мінімальний стік річок може бути настільки істотним, що може призвести до корінної зміни режиму низького стоку. Різке зменшення, а тим більше припинення стоку в меженний період в результаті втручання людини може створити аварійну ситуацію, наприклад, на тепловій електростанції, так як для забезпечення її роботи потрібно безперебійна подача води [68].

В результаті будівництва в руслі і на водозборі ставків і водосховищ для зрошення та водопостачання природний річковий стік може значно зменшитися. Однак при скиданні шахтних і кар'єрних вод з глибоких водоносних горизонтів, що не беруть участь в живленні річок, а також промислових вод, що забираються поза даною річковою системою, або в результаті роботи ГЕС низький стік може істотно збільшитися. При скидах промислових, комунально-побутових і сільськогосподарських вод відбувається зміна якості природних вод, найбільш істотна в меженний період. Великі зміни стоку відбуваються при перекиданні (перерозподілі) вод з однієї річкової системи в іншу [69].

З усіх галузей народного господарства за обсягом споживаної води на першому місці знаходиться сільське господарство. На зрошення, обводнення і водопостачання в сільському господарстві припадає більше трьох чвертей усього безповоротного водоспоживання. Найбільше значення зрошувальне землеробство має у зоні недостатнього зволоження. Вплив зрошення на річковий стік носить сезонний характер і проявляється головним чином у період вегетаційного розвитку рослин, який співпадає з літнім меженним періодом на річках. Значне зменшення меженного стоку річок під впливом зрошення відбувається в маловодні роки. Зрошення значних територій, викликаючи зниження меженного стоку в першій половині літнього сезону, звичайно обумовлює його зростання в кінці літа, восени і навіть взимку, коли

спочатку скорочується, а потім і припиняється забір води з річок. Оцінка впливу зрошувального землеробства на низький стік повинна здійснюватися в локальному плані з урахуванням місцевих фізико-географічних особливостей території, характеру зрошення, а також норм і термінів поливу [9].

Зворотна картина спостерігається при проведенні осушувальних робіт в басейні річки. Ступінь впливу цих робіт проявляється по-різному і залежить від місцевих особливостей території, проте в цілому зазвичай відбувається збільшення сезонного стоку річок після осушення [70]. При інтенсивному осушенні болотного масиву середній модуль мінімального стоку в ньому зростає в 3,5-4,0 рази [71].

Великий вплив на низький стік мають створені в руслах і на водозборах річок різного роду водосховища, причому значною мірою цей вплив залежить від призначення штучної водойми. Створення водосховищ для ГЕС, особливо в зоні недостатнього зволоження, викликає збільшення втрат стоку на випаровування, однак це позначається в основному на річному водному балансі, оскільки в період маловоддя стік зазвичай збільшується за рахунок попусків з водосховища та роботи ГЕС.

Вплив ставків значною мірою визначається їх устроєм і призначенням. Непроточні ставки перехоплюють весь стік в межень. Їх створюють зазвичай на малих річках, а також у верхів'ях річкового басейну і балках. Проточні ставки пропускають частину стоку, проте в межений період можуть затримувати весь стік. Використання ставків для зрошення обумовлює найбільші безповоротні втрати стоку і, отже, максимальне його зниження у вегетаційний період. Забір води зі ставків для водопостачання викликає тим більше зниження меженого стоку, чим більші безповоротні втрати води. Найменший вплив на низький стік надають ставки, створені для риборозведення і птахівництва, якщо вони є проточними. Загалом вплив водосховищ і ставків на низький стік річок визначається характером їх експлуатації, місцем розташування і обсягом акумульованої ними води, а також кліматичними умовами території [72].

5.4 Пересихання і перемерзання річок

Припинення стоку в руслі річки відбувається в результаті особливих умов, що виникають при певному співвідношенні комплексу кліматичних і гідрогеологічних факторів.

Відомості про можливість відсутності стоку як фактора, що обмежує водоспоживання, та тривалості цього явища мають велике практичне значення. На річках СНД припинення стоку спостерігається в теплий і холодний періоди року, причому воно може відбуватися як епізодично (в окремі роки), так і щорічно [57]. У теплий період річки пересихають внаслідок виснаження підземних водоносних горизонтів, зазвичай обумовленого недостатніми запасами підземних вод, слабким поповненням їх у весняно-літній сезон і

інтенсивним випаровуванням, пов'язаним з великим дефіцитом вологості повітря через тривалу відсутність опадів і високі температури повітря. У разі відсутності значних опадів в осінній сезон пересихання річки може продовжитися до зимового сезону. Пересихання річок безпосередньо пов'язано з посухами [49].

Перемерзання річок відбувається в зимовий сезон, коли протягом тривалого часу спостерігаються низькі температури повітря, викликаючи інтенсивне охолодження водних мас і промерзання ґрунтів на велику глибину, що обумовлює різке скорочення припливу підземних вод та їх швидке виснаження. У найбільш суворі роки може відбуватися повне промерзання всієї водної товщі на великих ділянках річки. При перемерзанні річки в ній нерідко спостерігається стік вище і нижче місця перемерзання, оскільки на ділянці перемерзання руслові води переходять в підруслові і потім знову виклинюються в русло річки. У цьому випадку неправомірно говорити про повне виснаження підземних водоносних горизонтів. Одним з видів перемерзання річок є утворення полію, коли більша частина руслового стоку виходить на поверхню льоду і замерзає.

Промерзання річки на великих ділянках пов'язане, як правило, з припиненням надходження підземних вод в її русло у зв'язку з виснаженням або промерзанням водоносних горизонтів. Це найбільш характерно для річок, розташованих в зоні багаторічної мерзлоти, де відбувається змикання верхнього промерзлого горизонту товщі ґрунту з нижче розташованими мерзлими породами. У цьому випадку припинення стоку настає навіть при достатньому літньо-осінньому зволоженні ґрунтів. Припиненню стоку в річці в посушливі роки сприяє наявність поглинаючого карсту або потужних алювіальних відкладень в руслі річки, які переводять поверхневі води в підруслові (алювіальні). Тому, незважаючи на значні запаси підземних вод, стік у руслі може бути відсутнім, через те, що води, які надходять до русла, поглинаються в надрічковій зоні (потужність алювіальних відкладень навіть на малих річках досягає іноді десятків метрів).

Значний вплив на пересихання і перемерзання має господарська діяльність людини в руслі і на водозборі річки, особливо в зоні недостатнього зволоження. Створення ставків і водосховищ з глухими греблями, що забезпечують повне перехоплення стоку в меженний період, призводить до його припинення на ділянці річки, розташованій нижче. Найчастіше це спостерігається на малих річках, причому припинення стоку відбувається зазвичай раніше, а поновлюється стік пізніше, ніж на річках з природним режимом. Припинення стоку в річці може відбутися в результаті роботи водозабірних свердловин в заплаві, коли їх продуктивність перевищує річковий стік і останній витрачається на фільтрацію до водозбору.

Пересихання і перемерзання мають істотну відмінність у генетичному відношенні. При пересиханні стік в річці відсутній внаслідок виснаження підземного живлення річки, а при перемерзання - підземні води можуть зберігатися, але в зоні живлення річки переходять в твердий стан в результаті промерзання ґрунтів або утворення полію. Тому для відновлення стоку в

теплий сезон необхідне випадання опадів, а в холодний сезон досить підвищення температури повітря.

Терміни пересихання та перемерзання річок визначаються географічним положенням водозбору, його розмірами, висотою місцевості, регулюючої здатністю басейну.

З підвищенням висоти водозбору збільшується зволоженість території, тому в теплий період вірогідність пересихання річок зменшується. Однак в холодний період відбувається більш раннє і значне зниження температури повітря, що сприяє перемерзання річок гірських, особливо високогірних, районів.

Для вирішення практичних завдань основне значення мають відомості про можливе переривання стоку річок і тривалість відсутності стоку. При наявності спостережень встановити можливість пересихання або перемерзання річки та їх повторюваність досить легко. Дані про тривалість відсутності стоку можна обробляти ймовірносно-статистичними методами, визначаючи тривалість відсутності стоку для найбільш несприятливих умов. При побудові кривої забезпеченості необхідно враховувати, що найменша тривалість періоду з відсутністю стоку відповідатиме менш суворим гідрометеорологічним умовам, а найбільша - найпосушливішому (або морозному) сезону. Тому фактичні дані повинні розташовуватися в порядку зростання, а побудову емпіричної кривої забезпеченості доцільно здійснювати з використанням величини, зворотною значенню тривалості відсутності стоку.

Для річок з епізодичною відсутністю стоку в розрахунках доцільно застосовувати найбільші тривалості пересихання або перемерзання.

За умовами пересихання на території України виділяють п'ять основних районів [73]:

- а) Приморський;
- б) Степовий;
- в) Центральний;
- г) Північний;
- д) Прикарпаття.

Приморський район — це південна, найбільш посушлива територія, що прилягає до узбережжя Чорного й Азовського морів, включаючи водозбори річок Криму. Всі річки, що живляться в даному районі, щорічно пересихають на тривалий час — у звичайні роки на 6-9 місяців, а в посушливі — на 9-12 місяців. Місцеві річки і водотоки так часто пересихають, що більш незвичайним є наявність в них стоку, ніж його відсутність. Не одинокі випадки, коли безперервна тривалість пересихання тут перевищує календарний рік (рр. Тилігул, Сарата) і навіть два роки (Чичиклія); зареєстровано випадок відсутності стоку протягом 26 місяців (Великий Куяльник). Пересихання відмічається переважно з квітня до лютого.

В Приморському районі виділяється невеликий підрайон Кримських гір, де умови живлення річок кращі, порівняно з загальними умовами району. Річки Криму в районі Головної гряди пересихають в основному за

рахунок зникнення ("занурення") стоку в товщу алювіальних відкладів, що заповнюють русло. Цей факт здавна відомий місцевому населенню, яке використовує його, споруджуючи в руслах спеціальні затримуючі воду стінки (діафрагми). З річок Криму найбільш повноводними вважаються Альма, Бельбек, Кача, Чорна, Велика Карасівка, але і ці річки теж пересихають, і тривалість пересихання в посушливі роки може досягти 9 - 10 місяців і навіть більше.

У Приморському районі виділяється безстічно-подовий підрайон (між рр. Дніпро і Молочна). Суходоли цього підрайону лише зрідка (після злив або весною) заповнюються водою; при цьому інколи можуть виникнути водотоки значної довжини (Арогази — 65 км, Велика Калга — 50 км). Однак такі водотоки існують 2-3 місяці, а потім зникають. Тимчасові водотоки не досягають моря або річки зі сталою течією, вони губляться в степу, заповнюючи пониження рельєфу (поди). Водозбори окремих подів досягають кількох сотень квадратних кілометрів (Айгаманський под — 1200 км², Домузлянський под — 530 км²).

Степовий район значно покращений долинами річок і балок зі сприятливими умовами для спаду атмосферних опадів в річкові системи. Цей район теж лежить в зоні недостатнього зволоження, і річки району також пересихають на тривалий час. Цікаво, що більшість річок починає пересихати не з верхів'я, а на ділянках, розташованих нижче (Берека, Кінська, Орель, Кодима, Мертвовод, Чичиклія, Ялпуг, Когильник, Кучурган,) і навіть на пригирлових ділянках (Тилігул, Малий і Великий Куяльники). З річок, що починають пересихати з верхів'я можна назвати Мокрі Яли, Казенний Торець, Самару.

За характером пересихання тут відокремлюється підрайон Донецького кряжу (Донбасу). На режим річок цього підрайону впливають зарегулювання, інтенсивні водозабори, скидання промислових стоків і шахтних вод у місцеві річки. В дуже посушливі роки можуть пересихати всі річки, що живляться в даному районі. Найбільша водозбірна площа пересихаючих річок може досягти тут 9500 км² (р. Орель). В дуже посушливі роки пересихання може тривати 6 - 7 місяців, а на окремих річках (р. Сарата, р. Аліяга) — до 10-12 місяців. У районі Донбасу тривалість пересихання може досягти в дуже посушливі роки 8 місяців, а в звичайні роки — 1 - 4 місяці.

У *Центральному районі* пересихають тільки невеликі річки з $F < 3900$ км² (р. Хорол). Тут характерна велика строкатість в пересиханні річок, і особливо в районі кристалічного масиву, де часто з двох суміжних річок з однаковими водозборами одна пересихає на тривалий час, а друга має постійний стік (басейни р. Росі, р. Південного Бугу).

Тривалість пересихання у середньому спостерігається в посушливі роки протягом 3 - 4 місяців, а в дуже посушливі роки окремі річки пересихають на 6 - 12 місяців.

Річки *Північного району* мають сприятливі умови живлення, і пересихання їх тут вважається як незвичайне явище. Пересихати можуть лише

на короткий час тільки малі річки, з $F < 800 \text{ км}^2$. Тривалість пересихання в звичайні роки досягає 1 місяця, а в дуже посушливі роки 3 - 4 місяців.

У районі Прикарпаття пересихання можливе тільки на малих річках і на короткий час. На північно-східних схилах Карпат припинення стоку більш імовірно в зимовий час. Пересихання в маловодні роки можливі протягом 2 і дуже рідко навіть 4 місяців.

Тривалість періодів перемерзання й пересихання визначається за емпіричними зв'язками з мінімальною 30-добовою (середньомісячною) витратою води. Для визначення площі водозбору, при якій може відбуватися щорічне пересихання та перемерзання може використовуватись формула (5.1). У зв'язку з цим виконується розрахунок $Q_{80\%}$ для різних значень площ, і та з них, для якої витрата води, обчислена за формулою (5.1) буде не вище $0.001 \text{ м}^3/\text{с}$, береться за площу, при якій відбуватиметься пересихання або перемерзання. Для районів із від'ємним значенням f_0 розрахунки починають із площі, яка дорівнює f_0 .

Можливість епізодичного і постійного пересихання або перемерзання малих і частини середніх річок може бути встановлена по картах районів з наявністю цих явищ.

Тривалість періоду відсутності стоку залежить від розмірів басейну річки: чим він більший, тим більші в ньому запаси води і менша ймовірність їх повного виснаження. Однак досить чітку закономірність між тривалістю відсутності стоку на річці та площею її басейну можна встановити зазвичай лише для щорічно пересихаючих або перемерзаючих річок. Причому аналіз доцільно проводити за даними про середню або найбільшу тривалість відсутності стоку, оскільки в цей час фізичні процеси стійкіші по території.

Існує певний зв'язок між середнім багаторічним меженням або мінімальним стоком і тривалістю його відсутності в окремі роки. Для практичних розрахунків доцільно використовувати зв'язок тривалості пересихання або перемерзання річок даного однорідного за гідрогеологічними і кліматичними умовами району з 30-добовим модулем стоку відповідного сезону. Відомо, що чим менше стік, тим більше ймовірність його припинення, а тривалість відсутності стоку зазвичай пропорційна його величині. Подібні залежності описуються рівнянням виду

$$T_{cp} = bq_{30}^{-n}, \quad (5.2)$$

де T_{cp} - середня тривалість пересихання або перемерзання річки в окремі роки, діб;

q_{30} - модуль мінімального 30-добового стоку річки з епізодичними явищами відсутності стоку;

b, n - районні параметри.

6 ОЦІНКА ВПЛИВУ ПОСУШЛИВИХ ЯВИЩ НА ГІДРОЛОГІЧНИЙ ТА ГІДРО ЕКОЛОГІЧНИЙ СТАН ОКРЕМИХ ОБ'ЄКТІВ УКРАЇНИ

6.1 Оцінка впливу посух на характеристики меженного стоку

Метеорологічна посуха є періодом, який характеризується нестачею опадів у порівнянні з нормою впродовж тривалого часу при підвищеній температурі повітря, в результаті чого виснажуються запаси вологи у ґрунті і складаються несприятливі умови для розвитку рослин [23]. Посуха впливає як на поверхневі, так і підземні води й може призвести до дефіциту води, погіршення її якості, порушення стану прибережного середовища й призупинення рекреаційної діяльності.

Гідрологічна посуха є досить тривалим періодом сухої погоди, який спричиняє нестачу споживання води через зменшення стоку (нижче установлених норм) та зменшення вмісту вологи в ґрунті й зростання глибини залягання дзеркала підземних вод [74]. Гідрологічна посуха може тривати більше одного року і захоплювати більше одного водозбору, вона зазвичай настає із запізненням по відношенню до метеорологічної та сільськогосподарської посух. Виявлення зв'язку гідрологічних посух з показниками зволоженості / посушливості досліджуваних водозборів часто ускладнюється одночасним впливом на гідрологічні характеристики природних та антропогенних чинників підстильної поверхні, таких як вирубка лісу, деградація земель, створення ставків та водосховищ, вилучення води на господарські потреби та інше [75].

Метеорологічні посухи пов'язані з установленням межені на річках. Дослідження меженного стоку значно ускладнюється відсутністю узгоджених методів його визначення й аналізу. Це стосується і самого формулювання поняття "межень". На даний момент дослідники погодились тільки з дуже загальним формулюванням: "Основна характеристика межені - зменшення кількості води в певний момент часу на певній території". Літньо-осіння межень визначається як "період аномально посушливої погоди протягом досить тривалого періоду часу для того, щоб відсутність опадів спричинила серйозні гідрологічні порушення і призвела до виникнення дефіциту вологи з точки зору використання води людиною" [52].

У роботі [51] сказано, що основною рисою межені є дефіцит води для певних цілей. Низький стік зазвичай спостерігається в межень, але він відображає лише один її елемент - безпосередньо величину (глибину) межені. Таким чином, аналіз меженного стоку має бути спрямованим на розуміння процесу формування мінімального стоку в конкретній точці за короткий відрізок часу (щоденне значення). Дуже часто в роботах зарубіжних дослідників відмінність між меженню і низьким стоком не враховується через те, що індекс низького стоку береться як єдина кількісна характеристика межені в конкретній точці. У меженному періоді виділяють відрізок часу, коли

стік є найменшим. Період найменшого стоку тривалістю до 30 діб (місяць) називають періодом мінімального стоку. У цей період річки живляться практично лише підземними водами [49].

Посуха, як стихійне метеорологічне явище, найбільше впливає на характеристики мінімального стоку річок літньої межені, оскільки за умов довготривалої відсутності опадів стік річок формується лише за рахунок надходження до русла підземних вод з водоносних горизонтів. У свою чергу, запаси підземних вод, які живлять річку у період межені, за наявності метеорологічної посухи також виснажуються, що призводить до її пересихання. У деяких публікаціях [54] термін "оперативна посуха" застосовується до межені, яка є наслідком природної нестачі води і певних управлінських рішень, коли дефіцит води відбивається на потребах її споживачів.

З метою установлення зв'язків між характеристиками літньо-осінньої межені та показниками метеорологічної досліджувались річки Північно-Західного Причорномор'я з використанням методу множинної регресії [76]. Оскільки більшість річок цієї території пересихає у дуже маловодні роки, як розрахункова розглядалася забезпеченість стоку, що дорівнює 75%.

Для дослідження була обрана річка Савранка з площею водозбору $F=1740$ км², яка має стійке підземне живлення й вплив водогосподарської діяльності, який не перевищує 10%. Живлення річки здійснюється із водоносних горизонтів кристалічних порід і малобітних горизонтів в покривних відкладах [77]. Річка протікає територією Одеської та Вінницької областей, впадає в р. Південний Буг.

Були розглянуті ряди середнього місячного стоку літньо-осінньої межені (травень-жовтень) та ряди мінімального добового стоку на р.Савранка-с.Осички за період 1953-2011 рр., а також дані про середньомісячні температури повітря та суми опадів на метеостанції Любашівка за період 1962-2011 рр. При цьому 1989 рік за В.В. Гребінем [78] виділений як межа, починаючи з якої вплив змін клімату на території України став значущим. Отже, побудова рівнянь множинної регресії відбувалася на базі даних за 1989-2011рр.

Як індекс посух був використаний SPEI [3], впроваджений в міжнародну практику з 2009 року. У розрахунку SPEI використовуються дані про різницю між щомісячними (або щотижневими) опадами і потенційним випаровуванням.

Для дослідження зв'язків між характеристиками літньо-осінньої межені та показниками посухи використано метод множинної лінійної регресії з покроковим вибором оптимальних предикторів [76].

Математична модель множинної лінійної регресії має вигляд

$$\tilde{y}_i - \bar{y} = b_1(x_{1i} - \bar{x}_1) + b_2(x_{2i} - \bar{x}_2) + b_3(x_{3i} - \bar{x}_3) \dots + b_k(x_{ki} - \bar{x}_k), \quad (6.1)$$

де $\tilde{y}_i - \bar{y}$ - центровані значення залежної величини (предиктанта);

$x_{ji} - \bar{x}_j$ - центровані значення j -го аргументу (предиктора);

$b_1, b_2, b_3, \dots, b_k$ - коефіцієнти рівняння множинної лінійної регресії;

k - число предикторів.

Модель множинної регресії з покроковим вибором предикторів розроблялася з метою урахування дії основних чинників, які визначають процес формування мінімального стоку у період літньо-осінньої межені. Предиктантами в моделі множинної лінійної регресії бралися середні місячні витрати води Q_m за період літньо-осінньої межені, мінімальні добові витрати води $Q_{\min, d}$ для кожного місяця межені, а також тривалість періоду, коли фактичні витрати води були нижчими за витрати води P -ої забезпеченості $t_{Q < Q_p}$. Як потенціальні предиктори, використовувалися середньомісячні та мінімальні добові витрати води, суми опадів, температура повітря, індекс посушливості SPEI, індекс Північно-Атлантичного коливання (ПАК), кількість днів у місяці з температурою, вищою за 15°C . При побудові регресійних моделей предиктори брались із різним зсувом у часі (від 1 до 2 місяців).

Початок літньо-осінньої межені на р. Савранка припадає на травень, кінець – на жовтень-листопад. Літньо-осіння межень переходить у зимову. Початок зимового сезону відноситься до грудня, кінець – на лютий. Літньо-осіння та зимова межені можуть перериватися паводками (рис.6.1).

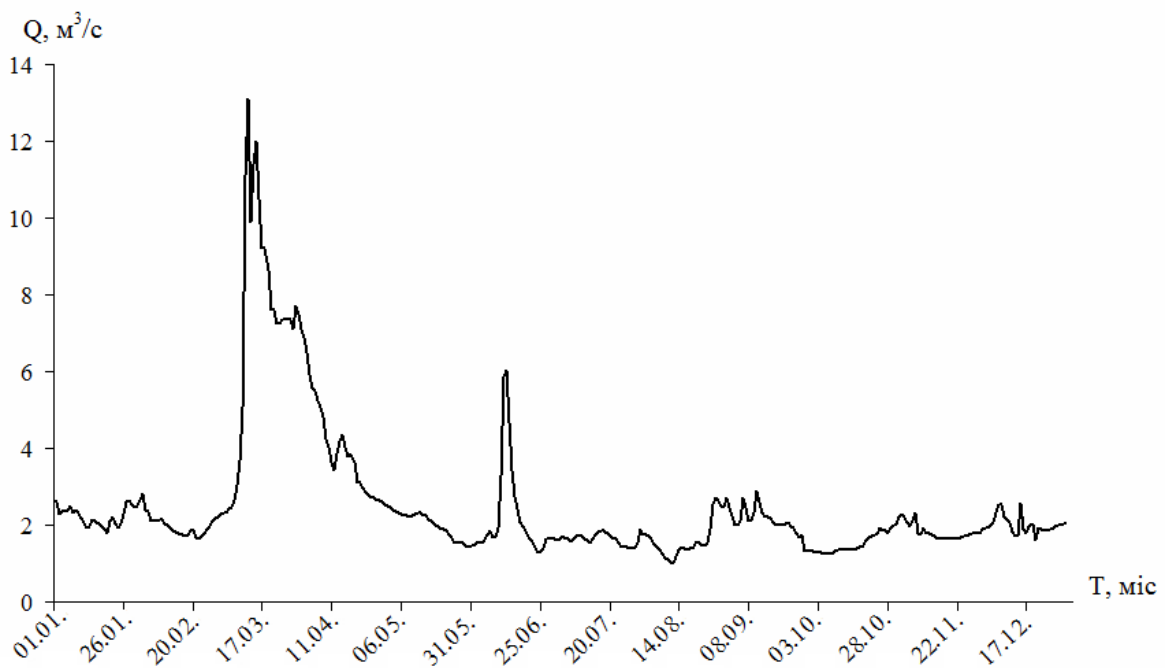


Рисунок 6.1 – Гідрограф стоку (р.Савранка – с.Осички, 1986 р.)

За даними В.В. Гребія [78], у період з 1989 р. зростають показники мінімального стоку річок. Це підтверджується і у нашому дослідженні [79]. Аналіз характеристик літньо-осінньої межені для р.Савранка показав, що у порівнянні з періодом 1953-1988 рр., в 1989-2011 рр. величини мінімальних місячних витрат води $Q_{\min, m}$ збільшилися на 24%, мінімальних добових витрат води $Q_{\min, d}$ – на 27%, мінімальні 30-добові витрати води $Q_{\min, 30}$ – на 16% (табл. 6.1) [80].

Середня квадратична відносна похибка $\varepsilon_{\bar{Q}}$ визначення середньобогаторічних характеристик мінімального стоку літньо-осінньої межні за весь період спостережень (1953-2011 рр.) становить 7,6 – 9,1%, у той час як допустима похибка визначення середньої величини складає 15% для гідрологічної зони недостатнього зволоження. Точність визначення коефіцієнтів варіації C_V також є задовільною.

Таблиця 6.1 – Оцінки статистичних параметрів характеристик стоку за період літньо-осінньої межні, визначені за даними рядів спостережень на р.Савранка-с.Осички (1953-2011 рр.)

Період	Характеристика	\bar{Q} , м ³ /с	$\varepsilon_{\bar{Q}}$, %	C_V	ε_{C_V} , %	C_S	C_S / C_V	$Q_{P=75\%}$
1953-2011	$Q_{\min, м}$	1,12	7,6	0,58	10,4	0,17	0,3	0,67
	$Q_{\min, д}$	0,76	9,1	0,70	10,9	0,46	0,7	0,38
	$Q_{\min, 30}$	1,00	8,1	0,62	10,6	0,31	0,5	0,57
1953-1988	$Q_{\min, м}$	1,02	10,8	0,65	13,4	0,20	0,3	0,56
	$Q_{\min, д}$	0,66	12,8	0,77	14,0	0,43	0,6	0,30
	$Q_{\min, 30}$	0,93	11,2	0,67	13,5	0,26	0,4	0,50
1989-2011	$Q_{\min, м}$	1,26	10,2	0,49	15,8	0,27	0,5	0,83
	$Q_{\min, д}$	0,91	12,5	0,60	16,2	0,50	0,8	0,52
	$Q_{\min, 30}$	1,11	11,5	0,55	16,0	0,49	0,9	0,67

Вигляд різницевих інтегральних кривих мінімального місячного та добового стоку літньо-осінньої межні дозволяє зробити висновок, що досліджувані характеристики з 1969 р. до 2005 р. знаходилися у додатній (багатоводній) фазі коливань, з 2005 р. відзначається тенденція до спаду (рис.6.2).

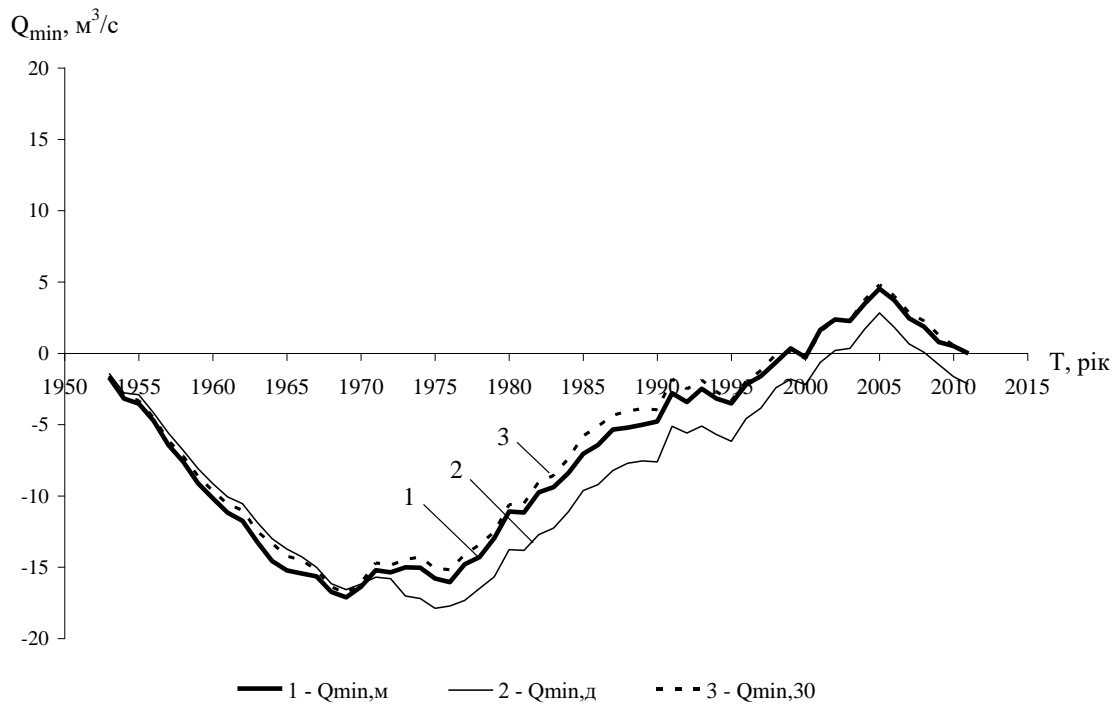


Рисунок 6.2 – Різницево-інтегральні криві характеристик меженного стоку (р.Савранка-с.Осички, 1953-2011 рр.)

Розрахунки індексів SPEI проводилися за допомогою електронного ресурсу для метеостанції Любашівка, з використанням даних про середні місячні температури повітря, середні місячні суми опадів та відомостей про географічні координати метеостанції. За установленими індексами SPEI приймалося рішення про категорію посухи (табл.6.2).

Таблиця 6.2 – Класифікація значень SPEI

Значення SPEI	Категорія періоду	Категорія посухи
$SPEI \geq 2,00$	Вкрай вологий	
$1,50 \leq SPEI \leq 1,99$	Дуже вологий	
$1,00 \leq SPEI \leq 1,49$	Помірно вологий	
$0 \leq SPEI \leq 0,99$	Близький до нормального	
$0 \geq SPEI \geq -0,99$	Близький до нормального	Слабка посуха
$-1,00 \geq SPEI \geq -1,49$	Помірно сухий	Помірна посуха
$-1,50 \geq SPEI \geq -1,99$	Дуже сухий	Інтенсивна посуха
$SPEI \leq -2,00$	Вкрай сухий	Екстремальна посуха

У хронологічному ході значень індексів SPEI за період 1962 - 2011 рр. було зареєстровано 17 випадків посух різної тривалості та інтенсивності. Емпірична ймовірність появи екстремальних посух ($SPEI \leq -2,00$) становить 2%, інтенсивних посух ($-1,50 \geq SPEI \geq -1,99$) – 6%, помірних посух ($-1,00 \geq SPEI \geq -1,49$) – 13% [81]. На досліджуваній території метеорологічні посухи переривалися помірно вологими періодами та періодами близькими до нормального зволоження (рис.6.3).

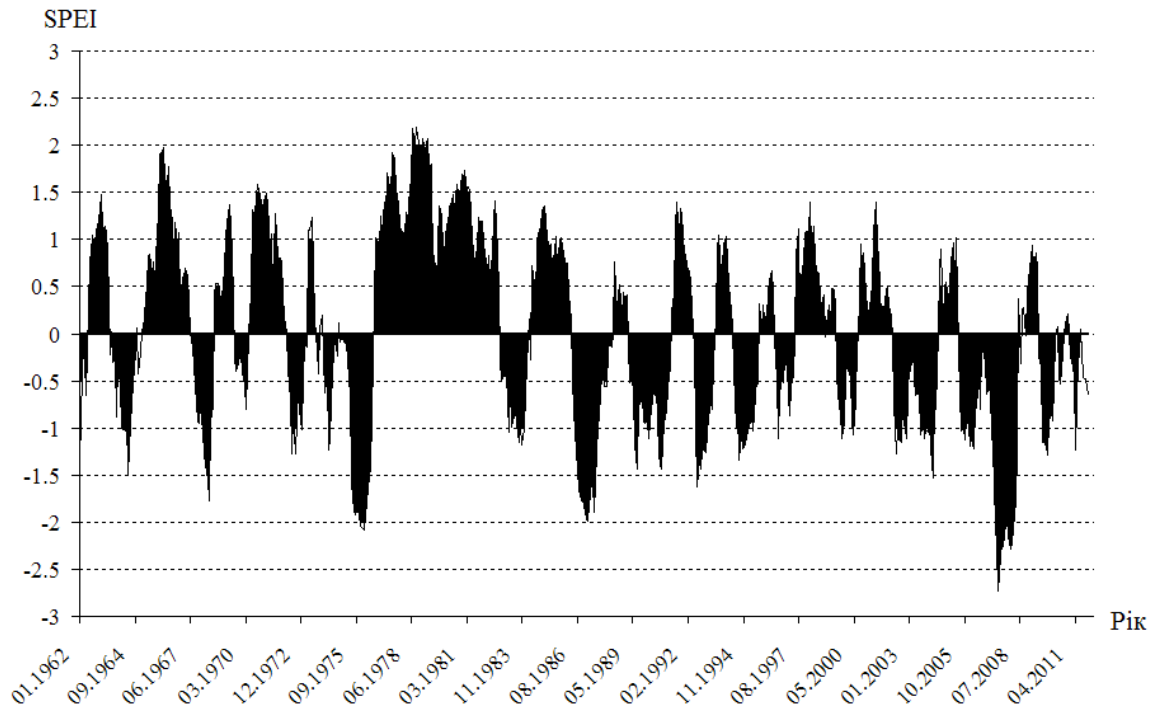


Рисунок 6.3 – Хронологічний хід індексів посушливості SPEI (м. Любашівка, 1962-2011рр.)

Починаючи з 1989 р., емпірична ймовірність появи помірних посух зростає до 17%. У період з травня 2007 р. по квітень 2008 р. відбулася екстремальна посуха із $SPEI \leq -2,00$. Варто зазначити, що в період цієї екстремальної посухи малими були всі характеристики меженного стоку: $Q_{\min, m} = 0,29 \text{ м}^3/\text{с}$, $Q_{\min, d} = 0,14 \text{ м}^3/\text{с}$, $Q_{\min, 30} = 0,28 \text{ м}^3/\text{с}$, які є значно меншими за величини \bar{Q} та Q_p , представлені у табл.6.1.

На основі застосування методу покрокового вибору предикторів встановлено, що основними чинниками, які можуть бути вибраними для формування стоку літньо-осінньої межени є середня місячна або мінімальна добова витрата та індекс SPEI за попередній розрахунковий місяць [80].

Дослідження показали, що зв'язки розглянутих предиктантів із індексами ПАК, опадами попередніх місяців хоча і є статистично значущими, але тіснота лінійних зв'язків не є достатньою ($R = 0,25 \div 0,35$)

Загальний вигляд розроблених розрахункових залежностей є таким:

$$Q_{m,i} = a_0 + a_1 Q_{m,i-1} + a_2 SPEI_{i-1}; \quad (6.2)$$

$$Q_{\min, \partial, i} = b_0 + b_1 Q_{\min, \partial, i-1} + b_2 SPEI_{i-1}; \quad (6.3)$$

$$t_{Q < Q_P, i} = c_0 - c_1 Q_{M, i-1} + c_2 SPEI_{i-1}, \quad (6.4)$$

де Q_M – середня місячна витрата води, м³/с;

$Q_{\min, \partial}$ – мінімальна добова витрата води, м³/с;

$t_{Q < Q_P}$ – тривалість періоду, коли витрати води були нижчими за витрати P -ої забезпеченості, д;

$SPEI$ – індекс посушливості;

i – номер календарного місяця.

З визначених залежностей випливає, що витрата попереднього місяця $Q_{M, i-1}$ характеризує водність річки, яка забезпечується у період літньо-осінньої межени підземним живленням. По мірі зростання цієї величини збільшується витрата води наступного місяця й зменшується тривалість часу, у межах якого добові витрати будуть меншими від заданого порогу.

Індекс $SPEI$ у період літньо-осінньої межени набирає від'ємних значень. Зростання $SPEI$ за абсолютної величиною зумовлює зменшення характеристик меженого стоку та збільшує тривалість стояння малих витрат води.

Найбільш тісні кореляційні зв'язки визначені для місяців червень, липень та серпень, для яких коефіцієнт множинної кореляції $R > 0,75$. Для вересня та жовтня визначені коефіцієнти множинної кореляції зменшуються до 0,45. Покращити точність розрахунків у ці місяці можливо за рахунок використання опадів не попереднього, а поточного місяця. Наприклад, для вересня одержані такі рівняння:

$$Q_{\min, \partial_{IX}} = 0,782 + 0,559 Q_{\min, \partial_{VIII}} + 0,053 SPEI_{VIII}, R=0,67; \quad (6.5)$$

$$Q_{\min, \partial_{IX}} = 0,430 + 0,601 Q_{\min, \partial_{VIII}} + 0,047 SPEI_{VIII} + 0,006 X_{IX}, R=0,74, \quad (6.6)$$

де X_{IX} – сума опадів у вересні, мм.

Введення у регресійну модель додаткового предиктора X_{IX} значуще поліпшує її якість. Проте використання у моделі опадів поточного (розрахункового) місяця обмежує придатність регресійної моделі до прогнозування.

Запропонована структура регресійної моделі із використанням таких предикторів, як водність та індекс $SPEI$ попередніх місяців, представлених рівняннями (6.2) – (6.4) може бути використана для прогнозування характеристик мінімального стоку. Наприклад, для червня місяця з метою визначення мінімального добового стоку отримане регресійне рівняння виду

$$Q_{\min, \partial_{VI}} = 0,274 + 0,759 Q_{\min, \partial_V} + 0,162 SPEI_V, R=0,80 \quad (6.7)$$

де $Q_{\min, \partial_{VI}}$ – мінімальна добова витрата води у червні, м³/с;

$Q_{\min, \partial V}$ - мінімальна добова витрата води у травні, м³/с;

$SPEI_V$ - індекс посушливості у травні.

Перевірочні прогнози за цим рівнянням (табл.6.3) виконані за період 1982-2011 рр., показали, що середнє квадратичне відхилення прогнозованої величини σ дорівнює 1,66. Допустима похибка (Н.Ф. Бефані, Г.П. Калінін, 1983), визначена як $\delta_{\text{доп}}=0,674 \sigma$, становить 1,12.

Мірою точності прогностичної методики слугує середня квадратична похибка перевірочних прогнозів

$$S = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (y - y')^2}{n}}, \quad (6.8)$$

де y – фактичне значення величини;

y' – фактичне значення величини;

n – число членів ряду.

Критерієм якості методики приймається відношення S/σ , яке для даного випадку дорівнює 0,27, тобто якість прогнозу розглядається як «добра».

Таблиця 6.3 – Перевірочні прогнози визначення мінімальних добових витрат води у червні з використанням рівняння (6.7) (р.Савранка – с.Осички, 1982-2011 рр.)

Рік	$Q_{\min, \partial V}$, м ³ /с	$SPEI_V$	$Q_{\min, \partial V \text{ факт. }}$, м ³ /с	$Q_{\min, \partial V \text{ прогн. }}$, м ³ /с	δ , м ³ /с
1	2	3	4	5	6
1982	2,79	0,55	2,5	2,48	0,02
1983	2,35	-0,53	1,54	1,97	-0,43
1984	2,23	-0,28	2,03	1,92	0,11
1985	2,69	0,95	2,89	2,47	0,42
1986	1,44	0,16	1,3	1,39	-0,09
1987	1,6	-1,57	1,9	1,23	0,67
1988	1,87	-0,15	1,72	1,67	0,05
1989	1	-0,43	0,86	0,96	-0,10
1990	1,16	-0,8	1,49	1,02	0,47
1991	2,28	0,24	2,16	2,04	0,12
1992	1,75	0,28	1,64	1,65	-0,01
1993	1,64	-0,8	1,34	1,39	-0,05
1994	0,44	0,1	0,77	0,62	0,15
1995	1,22	-1,03	1,1	1,03	0,07
1996	2,06	0,46	1,66	1,91	-0,25
1997	1,9	-0,44	1,18	1,64	-0,46

Продовження табл. 6.3

1	2	3	4	5	6
1998	1,54	1,14	2,01	1,63	0,38
1999	1,77	0,46	1,91	1,69	0,22
2000	0,77	-1,07	0,57	0,69	-0,12
2001	2,83	1,07	3,87	2,60	1,27
2002	1,9	-0,74	1,86	1,60	0,26
2003	1,19	-0,47	1,16	1,10	0,06
2004	2,25	-0,61	2,1	1,88	0,22
2005	2,99	0,55	1,39	2,63	-1,24
2006	2,58	-0,78	1,48	2,11	-0,63
2007	0,59	-2,01	0,38	0,40	-0,02
2008	1,1	-1,77	1,05	0,82	0,23
2009	0,96	0,86	0,34	1,14	-0,80
2010	1,12	-0,02	0,83	1,12	-0,29
2011	0,84	-1,24	0,49	0,71	-0,22
Сер.					0,31

6.2 Зміни гідролого-гідрохімічного режиму та якості води у посушливі періоди року (на прикладі річок Псел та Ворскла)

Оцінка якості води проводиться в основному в двох напрямках: визначення якості природних вод і встановлення якості води річок, що знаходяться під впливом господарської діяльності людини. У першому випадку необхідно мати відомості про водний та хімічний режим річок, які отримують з даних мережі спостережень, в другому - потрібна додаткова інформація про об'єми стічних вод та їх склад. Чимале значення для якості води має забір води на господарські потреби у великих обсягах, що викликає різке зниження стоку в річках, порушуючи їх сталий гідрохімічний і гідробіологічний режим [82].

Водність річок у маловодний період лімітує не тільки кількість води, яку можна використовувати у господарських цілях, а й обмежує скидання в річки стічних вод, навіть "умовно чистих", оскільки здатність водотоків до розбавлення та самоочищення є найменшою в маловодний період. Тому при оцінці здатності річки до розбавлення у розрахунковий період звичайно приймається витрата води 95%-ної забезпеченості [83], яка характеризує найгірші умови для формування якості води.

Придатність води для задоволення потреб народного господарства встановлюється шляхом оцінки її хімічних, фізичних та біологічних показників. З гідрохімічних характеристик найбільш важливими є мінералізація, іонний склад і кількість органічних речовин. Зрозуміло, що ці показники не завжди

достатні, оскільки вимоги до якості води визначаються видом водокористування.

З гідрохімічних позицій якість води найчастіше оцінюється за такими основними показниками, як її мінералізація, жорсткість, агресивність, наявність органічних речовин, біогенних сполук і шкідливих домішок. Про якість води можна судити і за гідробіологічними ознаками: на підставі даних про видовий склад гідробіонтів з урахуванням кількості присутніх у воді органічних і токсичних речовин [84].

У результаті забруднення в природні води потрапляють мінеральні та органічні речовини, а також різні живі мікроорганізми (біологічне і бактеріальне забруднення). Ступінь забруднення природних вод характеризується величиною концентрації, тобто кількістю забруднюючих речовин в одиниці об'єму води (мг/л або мг/м³). Величина концентрації непостійна в часі і по території. Вона зменшується із збільшенням кількості чистої води в результаті її додавання при випадінні атмосферних опадів, танення снігу та льоду або в процесі самоочищення води. Останнє, правда, відбувається лише до тих пір, поки концентрація забруднюючих речовин не перевищить фізичної можливості річки до самоочищення. У цьому випадку виявляється нездатність річки здійснити розбавлення стічних вод в необхідній мірі. Особливо часто такий стан може виникнути в період низького стоку на річках.

Важливе значення має хімічний склад води. Як питна може вживатися вода, що має велику мінералізацію, якщо в ній переважають іони Cl^- і Na^+ , але не іони SO_4^{2-} або Mg^{2+} , які викликають хворобливі явища. Значно погіршує якість води високий вміст заліза.

Велику небезпеку становить бактеріологічне забруднення води, показником якого є наявність у воді кишкових паличок, що оцінюється колітитром. Чим вище його значення, тим краща бактеріологічна якість води [85].

Підвищені значення окиснюваності природних вод при їх малій кольоровості, а також наявність іонів Cl^- , визначають негативні якості води і указують на можливість її забруднення органічними речовинами або продуктами життєдіяльності тваринних організмів.

Одним з основних показників якості води, важливим для багатьох водокористувачів (комунально-побутових, промислових, сільськогосподарських та інше) є величина природної мінералізації води. Вона безпосередньо пов'язана з витратою води в річці і залежить від водного режиму водотоку.

Зі зменшенням величини витрат води спостерігається інтенсивне збільшення її мінералізації, яка досягає максимальних значень при найбільшому виснаженні річкового стоку, тобто при його мінімальних величинах. Ця закономірність вже давно помічена [86] і цілком з'ясована, якщо врахувати, що в багатоводну фазу живлення річок здійснюється поверхневими водами, а в маловодну переважає підземне живлення. Чим більша тривалість маловодного періоду, особливо меженного, тим менша величина витрат води в річці і гірші умови для збереження необхідної якості води, особливо в період льодоставу при утрудненому газообміні водного та повітряного середовищ.

Мінералізація води найбільш висока в період живлення річок з глибоко розташованих водоносних горизонтів в басейнах річок, які складаються з легко розчинних гідрокарбонатних порід. Тому, чим більшу частку річкового стоку складають води глибоких водоносних горизонтів, тим вище його мінералізація. У районах, що мають однорідну геологічну і гідрогеологічну будову та однаковий водний режим, спостерігається тісна залежність по території мінералізації води річок від витрат води (рис.6.4). Такі залежності становлять найбільший інтерес з точки зору оцінки величини мінералізації невивчених річок.

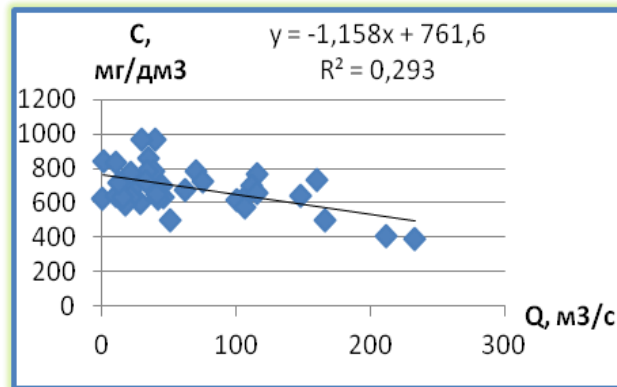


Рисунок 6.4 - Залежність мінералізації від витрати води в створі р. Псел - с. Запсілля (в межах села) [87].

Найбільші зміни хімічного складу річкових вод, особливо в кількісному вираженні, відбуваються під впливом надходження підземних вод в русла річок. Останні представляють основну, а часто і єдину складову, річкового стоку в меженний період. У цей період на річках величина мінералізації вод змінюється в 15-20 разів з півночі на південь [88]. Найменші її значення спостерігаються в зоні надмірного зволоження, а найбільші - у зоні недостатнього зволоження. У цьому ж напрямку збільшується глибина залягання водоносних горизонтів, які дренуються річками, і підвищується мінералізація підземних вод.

Величина мінералізації води в лімітуючий сезон є тією межею, яку можуть досягти води річки в найменш сприятливий для свого формування період. Тому дані про хімічну якість води в лімітуючий сезон, який характеризує період, коли живлення річок здійснюється головним чином за рахунок глибоко розташованих підземних вод, дозволяють проводити попередню оцінку якості води в інші сезони, коли річки живляться не тільки підземними, а й поверхневими водами, за принципом урахування зниження мінералізації води із збільшенням надходження поверхневих вод.

Як приклад на рис.6.5 показаний розподіл мінералізації всередині багатоводного року на р.Псел. В період зимової межени мінералізація становила 1070 мг/дм³ ($Q = 2,85 \text{ м}^3/\text{с}$), а на піку весняної повені - лише 326 мг/дм³ ($Q = 133 \text{ м}^3/\text{с}$), що вказує на зв'язок між водністю річки і показниками мінералізації [89].

В маловодні роки, коли протягом усього року переважає підземне живлення, мінералізація змінюється незначно. Так, у маловодний 1992 рік (об'єм річного стоку $W = 236$ млн. м³) діапазон зміни мінералізації протягом року знаходився у межах 960 -1090 мг/дм³ (р. Ворскла - с. Чернеччина).

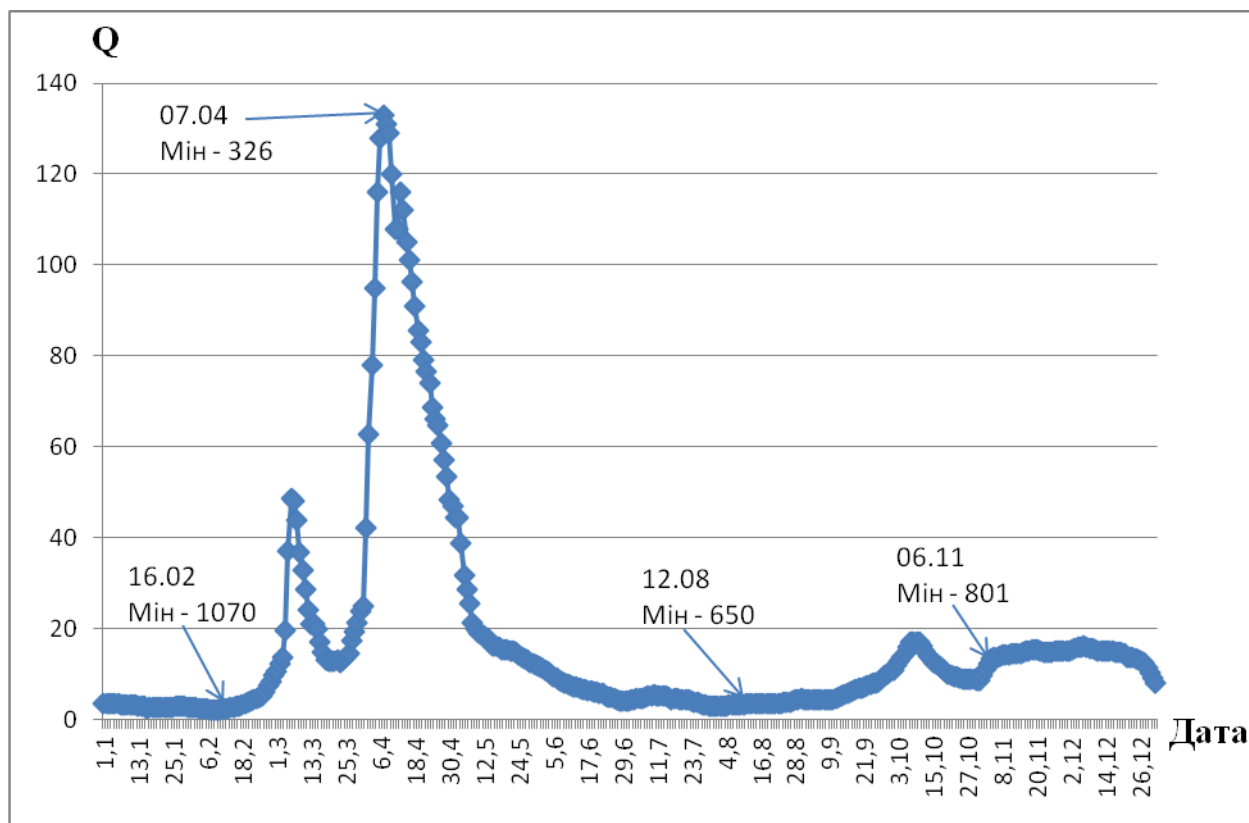


Рисунок 6.5 – Гідрограф стоку у створі р. Ворскла с. Чернеччина з датами відбору проб та величинами мінералізації (1996р.)

Відомості про мінералізацію води мають велике значення при оцінці придатності річкових вод для зрошення сільськогосподарських культур. Зазвичай вода вважається придатною для зрошення, якщо кількість розчинених у ній солей не перевищує 1000 мг/л. Отже, придатність води для пиття і для зрошення при оцінці її за величиною мінералізації територіально збігається. Труднощі з використанням річкових вод для зрошення виникають у меженний період у південній частині зони недостатнього зволоження. Висока мінералізація вод, поряд з недостатньою їх кількістю, обумовлює необхідність перекидання стоку з інших районів.

Утворені в результаті зрошення зворотні води містять підвищену кількість солей, що вимиваються з ґрунтів при зрошенні, а також отрутохімікати. За дослідженнями ГПІ, для деяких зрошувальних систем мінералізація колекторно-дренажних вод, що скидаються зі зрошуваної території в водотоки, перевищує їх природну мінералізацію в 5-10 разів. Тому в районах інтенсивного зрошення мінералізація води в річках постійно підвищується. Окрім того, багато джерел зрошення на півдні України мають

мінералізовану воду, яка непридатна для зрошування без попередньої підготовки [90]. До таких джерел відноситься Сасик (лиман-водосховище), озера Китай, Ялпуг, Кугурлуй, Катлабух, Кагул. Найвища мінералізація може знаходитися у межах 1760-2430 мг/дм³ (Кугурлуй).

При інфільтрації поверхневих вод в ґрунтову товщу відбувається зменшення кількості розчинених в них органічних речовин, зміна кольору води та її окиснюваності. Кольоровість води залежить від кількості органічних речовин гумусового походження, які вимиваються з ґрунту, і продуктів розпаду рослин (дубильні речовини).

Таким чином, при оцінці мінералізації та хімічного складу води, а також її жорсткості в першу чергу необхідно розглядати меженний період, який відповідає лімітуючому сезону, як період з найбільш високими показниками цих компонентів. Оцінку ж агресивності води і кількості органічних речовин у ній доцільно проводити, навпаки, за багатоводну фазу, оскільки у меженний період їх величина зазвичай менша або їх вплив не дуже істотний.

Велике значення для характеристики вод при промислово-побутовому водопостачанні мають біогенні сполуки, хоча їх кількість зазвичай невелика і пов'язана з життєдіяльністю водних організмів. Основне значення мають нітрити, нітрати, загальне залізо, фосфати, кремній. Найбільша кількість нітритів спостерігається в зимовий сезон, особливо до початку водопілля. Найнижчі концентрації цих сполук відзначаються в літній сезон, коли інтенсифікується діяльність фітопланктону.

Нітрати містяться у воді в значно більшій кількості, в середньому від 0 до 5 мг/л, оскільки вони є кінцевим продуктом процесу мінералізації органічної речовини. Вони також споживаються фітопланктоном, тому в літній меженний період їх дуже мало у воді, проте в зимову межень їх кількість зростає в десятки разів.

Найбільш стійкими з біогенних елементів є фосфати та їх з'єднання. Вміст розчиненого мінерального фосфору в різних водах зазвичай коливається мало (0-0,2 мгР/л), з максимумом в зимовий сезон. Вміст заліза змінюється в часі в значно більшій мірі. У літню межень кількість заліза у воді найменша внаслідок інтенсивного фотосинтезу і значної аерації води. У зимову межень споживання заліза рослинністю припиняється, утворення окисного заліза з закисного в результаті припинення аерації практично не відбувається і тому вміст заліза помітно зростає. Води річок Псел та Ворскла містять значні концентрації заліза, які [91] можуть перевищувати ГДК питного водопостачання в кілька разів. За останні два десятиріччя кількість випадків перевищення середньої за рік концентрації заліза над ГДК (0,2 мг/дм³) для річок Псел і Ворскла становила більше 75%. У межах року концентрація заліза загального може значно варіювати, досягаючи максимальних значень в період весняного водопілля (2,75 мг/дм³) і мінімальних - влітку.

Вміст кремнію в водах річок досягає максимального значення в зимовий меженний період, коли річки живляться ґрунтовими водами, які вносять цей елемент у річкову воду, а його споживання діатомовими водоростями, як в літній сезон, відсутнє. При цьому різниця між вмістом кремнію в зимову і

літню межень досягає досить велика. Наприклад, на р. Псел у м. Суми в зимову межень кількість кремнію становить $4,1 \text{ мг/дм}^3$, навесні - $3,0 \text{ мг/дм}^3$, а влітку падає до $1,4 \text{ мг/дм}^3$ (2003р.). За розглянутий період (1991-2010рр.) спостережень кількість випадків перевищення ГДК кремнію для питного водопостачання становила лише 15% і припадало на зимовий сезон.

Дуже важливим показником забруднення природних вод є наявність в них розчиненого кисню, який впливає на біохімічні процеси, що протікають у водному середовищі. Ступінь забруднення води може характеризуватися біологічним показником забруднення (БПЗ), який представляє собою відношення кількості біологічного споживання кисню за пентаду (БПК₅), до перманганатної окислюваності, яка в меженний період має найменшу величину при зростаючому БПК. Вміст кисню у воді в значній мірі залежить від площі відкритої водної поверхні, швидкості течії води і турбулентного перемішування водних мас, температури води. Саме в меженний період більшість цих характеристик має найменші значення і, отже, не сприяє підвищенню вмісту кисню у воді (рис.6.6). Чим довший меженний період, тим гостріше відчувається нестача кисню у воді, тим суворіше треба стежити за станом водотоків, які використовуються в народному господарстві. До того ж, зниження концентрації кисню у воді збільшує сприйнятливість організмів до впливу токсичних речовин, що потрапляють у водотоки, і різко зменшує здатність води до самоочищення [92].

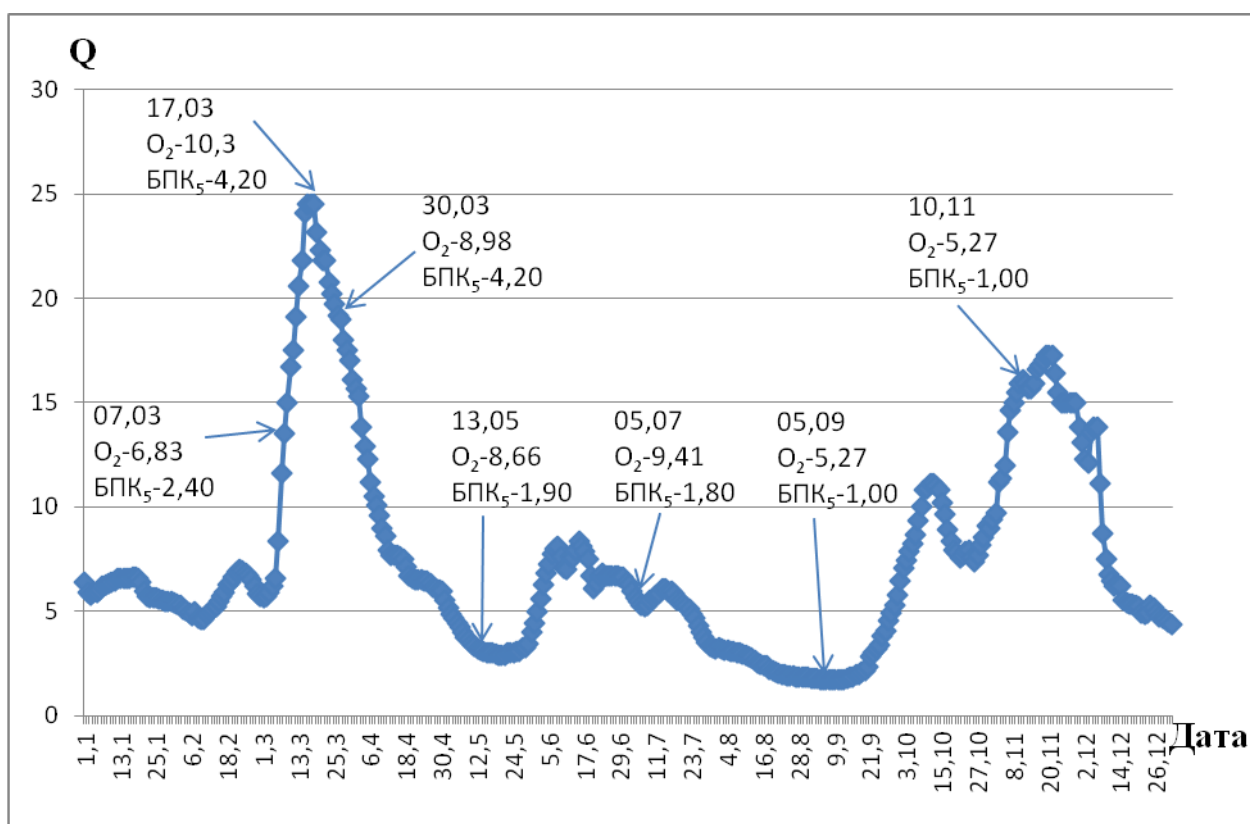


Рисунок 6.6 – Гідрограф за 1992 рік у створі р. Ворскла с. Чернеччина з датами відбору проб та концентраціями кисню та БПК₅

При недостатній кількості кисню у воді в кілька разів знижується швидкість біохімічного розкладання нафтопродуктів, які потрапляють в річки. Допустимий вміст нафтопродуктів у воді не повинен перевищувати 0,05 мг/л. Отже, він значною мірою залежить від кількості води в річці (за інших рівних умов), яка буває найменшою в лімітуючий сезон, особливо в період мінімального стоку. Для більшої частини річок України це відбувається взимку, коли температура води дуже низька, що теж не сприяє розкладанню нафтопродуктів. Тому в зимовий меженний період вплив нафтопродуктів як забруднюючих компонентів буде найбільшим.

Значно порушують біологічні процеси у воді і погіршують її якість феноли, що потрапляють в річки зі стічними водами, скидами підприємств хімічної промисловості (лісохімічної, коксохімічної, сланцевої, анілінофарбової та ін.). Найбільш токсичними є одноатомні феноли. Їх гранично допустима концентрація (ГДК) у воді не повинна перевищувати 1 мкг/л. Найбільш інтенсивний розпад фенолів відбувається при високій температурі води і різко знижується при температурі води менше 7°C. Тому в літній меженний період, коли глибини на річках невеликі та річкові води добре прогріваються, вміст фенолів зменшується. Однак зниження концентрації кисню у воді затримує цей процес. Швидкість розпаду фенолів залежить також від цілого ряду причин, що включають якісний і кількісний склад фенолів, наявність у воді органічних речовин, сірководню, кислих смол та інших хімічних речовин. Отже, в літній меженний період вміст фенолів у річках може значно коливатися. У зимовий період, коли температура води та вміст у ній кисню стають достатньо низькими, концентрація фенолів може стати високою і зберігатися такою тривалий час. У цьому відношенні зимова межень є найбільш несприятливим періодом. На річках Псел та Ворскла визначальним фактором є температура води. Найбільші значення концентрації фенолів у створі р. Ворскла - с. Чернеччина спостерігалися у весняне водопілля (1994 р.) і склали 0,012 мг/дм³ на піку гидрографа (02.04.1994 г., температура води дорівнює 0,6 °C) і 0,019 мг/дм³ (13.04. 1994, температура води дорівнює 1,2 °C) на його спаді.

При скиданні в річки шахтних і рудничних вод, а також стічних вод рудозбагачувальних фабрик, підприємств електрохімічної та хімічної промисловості відбувається забруднення води цинком і міддю. Однак повністю вони, як правило, не видаляються з води, тому основне значення для зниження їх концентрації має процес розбавлення стічних вод. Він тим інтенсивніший, чим в більшій мірі кількість річкових вод перевищує кількість стічних.

Останнім часом почали інтенсивно застосовуватися миючі синтетичні речовини (синтетичні поверхнево активні речовини). При попаданні у воду вони надають їй неприємний присмак і запах, погіршують її біохімічну очисну здатність, пригнічують або зовсім припиняють розвиток водної рослинності, а іноді при великій концентрації навіть утворюють стійкі скупчення піни на поверхні води. Швидкість розкладання цих речовин залежить, крім їх хімічної будови і концентрації у воді, від температури води та дефіциту розчиненого в ній кисню, тобто в основному від тих же факторів, що і швидкість розпаду

фенолів. Тому умови і час їх найбільшої можливої концентрації у річках збігаються.

Порушення теплового режиму води річок відбувається при скиданні промислових вод з підвищеною температурою. Основними постачальниками таких вод є теплові електростанції. Річкова вода, що використовується для охолодження агрегатів станції, нагрівається в порівнянні з початковою в середовищі на $7-8^{\circ}$ влітку і $12-14^{\circ}$ взимку [93]. При скиданні у водотік температура води не повинна перевищувати температуру джерела водопостачання більше ніж на $3-5^{\circ}$. Інакше у водотоці починається інтенсивний розвиток біологічних організмів і рослинності, особливо синьо-зелених водоростей, збільшується споживання кисню, уповільнюються процеси самоочищення та ін. Все це призводить до погіршення якості води. Зрозуміло, що в меженний період вплив скидних теплих вод на якість води даного водотоку може бути найбільшим, особливо в літній сезон, коли досить висока природна температура води.

Забруднення водних об'єктів стічними водами може відбуватися постійно і епізодично. Останнє відбувається при разових випусках промислових стоків у водотоки. Вони можуть регулюватися в часі і бути приуроченими до багатоводних періодів. Однак в окремих випадках при аварійних скидах забруднених вод, природним водам може бути завдано дуже великої шкоди, особливо в меженний період. У цьому плані такі скиди у певній мірі можна порівняти з катастрофічними паводками і, незважаючи на всю небажаність подібних явищ, можливість випусків промислових вод повинна враховуватися при складанні відповідальних проектів водопостачання.

Постійне забруднення річок може відбуватися при скиданні не тільки неочищених, але й не повністю очищених вод (оскільки повне очищення, тобто очищення до природного стану, практично неможливе) в результаті накопичення різних забруднюючих компонентів. Це накопичення відбувається тим швидше, чим ближче їх концентрація до гранично допустимої (ГДК). Чимале значення при цьому має тривалість маловодного періоду, точніше співвідношення величини меженного і особливо мінімального стоку і кількості стічних вод (при даному їхньому хімічному складі) з урахуванням тривалості меженного періоду та його стійкості.

При переривчастій межені, тобто коли меженний період переривається паводками різної величини і тривалості, відбувається промивка русла річки, в результаті чого зазвичай знижується величина забруднення вод. Подібний фактор дуже важливий при обліку динаміки хімічного складу і забруднення природних вод.

При попаданні забруднених вод у річку утворюється зона розбавлення, яка складається з зони забруднення і зони впливу цього забруднення. Просторові розміри цих зон значною мірою визначаються величиною природних витрат води в районі скидання. Величина витрат води залежить від водного режиму річки, тобто від характеру живлення і його мінливості по сезонах і роках, а також по території. Тому великий інтерес представляє вивчення залежності розмірів вищевказаних зон від величини витрат води

різної забезпеченості для водотоків з різними умовами формування стоку в меженний період і різними гідравлічними умовами протікання води при постійній величині стічних вод (сталий режим забруднення). У цьому випадку одночасно враховується мінливість стоку в часі і по території. При дослідженнях доцільно використовувати характеристики стоку маловодного періоду тієї ж забезпеченості, що і при гідрохімічних розрахунках.

Дослідження залежності розмірів зони забруднення, зони впливу, швидкості розпаду забруднюючих речовин і в цілому швидкості самоочищення водних об'єктів від вищевказаних гідравлічних елементів потоку з урахуванням їх мінливості в часі дозволяє виділити річки, подібні за здатністю до розбавлення і умовам самоочищення в меженний період. На підставі цього можливо виділити райони, в перспективі не благополучні щодо використання водотоків для скидання стічних вод, а також райони з різним ступенем забрудненості водних об'єктів у маловодний період.

Облік здатності до розбавлення вод річки та її самоочищення, заснований на гідрологічних та гідродинамічних даних, дозволяє встановити режим скидання забруднених вод у річки та оцінити величину допустимої кількості вод, що скидаються (критичне навантаження). При цьому повною мірою враховується величина природного стоку в річці і хімічний склад річкових і скинутих вод.

Найбільшу увагу концентрації розчиненого кисню необхідно приділяти в період льодоставу і в літній сезон, коли температура води перевищує 20°C. У районі міст необхідно враховувати можливість додаткового забруднення річкових вод в результаті стоку дощових і мийних вод з міської території, які містять значну кількість мінеральних і органічних речовин [94]. Забрудненість вод завислими речовинами може коливатися у великих межах (500-5000 мг/л), а величина БПК₅ змінюватися в десятки разів [95]. Надходження таких вод погіршує органолептичні властивості води, її кисневий режим і сприяє замуленню водотоків внаслідок великої кількості суспензій і великих часток, що містяться в них. Правда, використання відстійників на мережі значно зменшує кількість наносів (до 80%), але зниження кількості розчинених органічних речовин відбувається в меншій мірі (лише до 40%). При цьому чим краще здійснюється очищення промислово-побутових стічних вод, що скидаються в річки, тим значніше вплив вод, що стікають з міської території і не піддаються такому очищенню. Їх значення зростає в літній сезон в періоди тривалої відсутності опадів, коли меженний стік знижується до найменших величин, а інтенсивність мийних робіт на міській території різко збільшується [96].

На якість річкових вод великий вплив можуть чинити значні за розміром забори води для забезпечення промислових і комунально-побутових потреб міст, а також задоволення запитів сільського господарства, особливо для зрошення. Інтенсивне споживання річкових вод може призвести до істотної зміни в них біохімічних процесів, вплинути на температурний режим, викликати перевантаження річки стічними водами. Тому при здійсненні водозаборів з річок у меженний період необхідно залишати в них певну

величину витрат води, що відповідає санітарним вимогам. Г. П. Калінін зазначав [97], що вилучаючи з річки стік, близький за величиною до розмірів поверхневого стоку, і залишаючи в ній витрати води, близькі до природного меженного, річка збереже свої природні властивості. Тому для збереження річок необхідно залишати в них стік, що становить четверту чи третю частину загального річного стоку, тобто витрату води, яка відповідає величині сталого підземного живлення річки. У цьому плані становить особливий інтерес аналіз природного стану річки в маловодні роки при найменших величинах стоку в маловодний період [98].

Якість води є явищем багатофакторним, і при його дослідженні необхідно розглядати великий комплекс складових із з'ясуванням їх взаємозв'язку. Успішне вирішення цього питання можливе лише при тісному поєднанні кількісних характеристик стоку і якісних показників води в часі і по території з урахуванням динаміки водного режиму водних об'єктів. Це обумовлює необхідність тісної співпраці фахівців різних областей знань (гідрологів, гідрохіміків, гідробіологів та ін.).

У роботі використані матеріали гідрохімічних спостережень у створі р. Ворскла – с. Чернетчина за період 1992-2007 рр. [99]. Проаналізовано внутрішньорічний хронологічний хід стоку у межах кожного року та виділено періоди весняного (поверхневого), зимового (підземного) та літньо-осіннього (переважно підземного) стоку. Встановлено, що гідрохімічні спостереження здебільшого припадають на період літньо-осінньої межени (рис. 6.7).

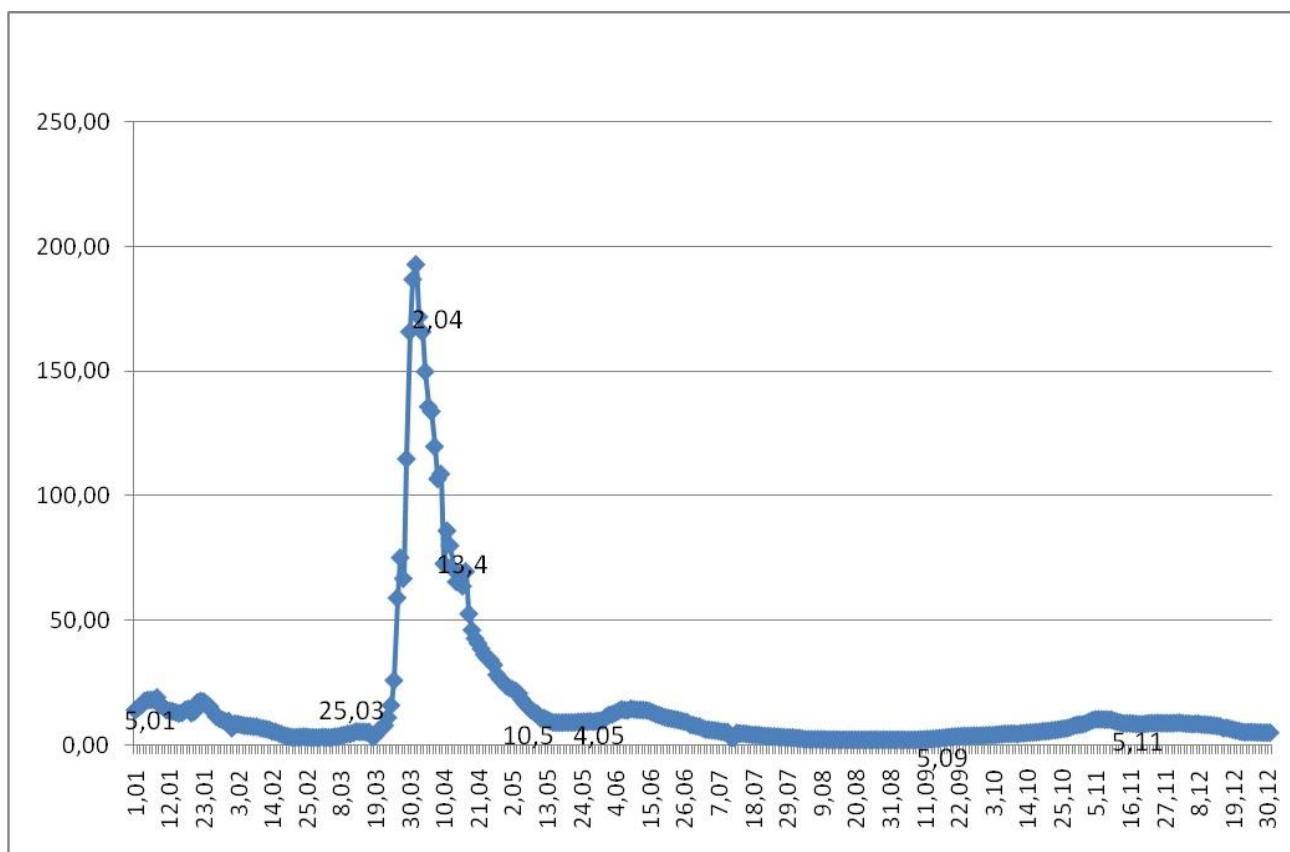


Рисунок 6.7 – Витрати води р. Ворскла на посту с. Чернетчина

Кількість гідрохімічних спостережень, які виконувались на підйомі або спаді весняної повені становить 14, у період зимової межені – 18, у період літньо-осінньої межені – 14.

Встановлено, що за розглянутий період у відповідності з індексом ІЗВ (індекс забруднення води) якість вод р.Ворскла характеризується як «помірно забруднені» у всі сезони, найбільше забруднення спостерігається у сезон літо – осінь (табл. 6.4). Тіснота зв'язку (r – коефіцієнт кореляції) між стоком та індексом знижується по мірі переходу від весняного сезону до літньо-осіннього та зимового.

Таблиця 6.4 – Розподіл індекса ІЗВ по сезонах

Сезони	ІЗВ	Клас вод за ІЗВ	Q, м ³ /с	r
Весна	1,37	Помірно забруднений	55,33	0,814
Літо-осінь	1,52	Помірно забруднений	6,04	0,465
Зима	1,43	Помірно забруднений	14,26	0,1

Оцінка якості води також виконувалася за методикою НДІ ім. Ф.Ф.Ерисмана. За органолептичним та санітарно-токсикологічним критеріями найбільше забруднення р.Ворскла встановлено навесні, коли відбувається змив забруднюючих речовин з поверхні (табл. 6.5-6.6). У період межені згідно із санітарним критерієм зростає забруднення, походження якого пов'язане із погіршенням кисневого режиму (табл. 6.7).

Таблиця 6.5 – Розподіл органолептичного критерію якості вод по сезонах

Сезони	W _{ор}	Клас W _{ор}	Q, м ³ /с	r
Весна	2,83	Надзвичайно забруднений	55,33	0,814
Літо-осінь	2,45	Надзвичайно забруднений	6,04	0,465
Зима	2,33	Надзвичайно забруднений	14,26	0,1

Таблиця 6.6 – Розподіл санітарно-токсикологічного критерію якості вод по сезонах

Сезони	W _{ст}	Клас W _{ст}	Q, м ³ /с	r
Весна	4,98	Високе забруднення	55,33	0,814
Літо-осінь	3,98	Високе забруднення	6,04	0,465
Зима	3,24	Високе забруднення	14,26	0,1

Таблиця 6.7 – Розподіл санітарного критерію якості вод по сезонах

Сезони	W_c	Клас W_c	$Q, \text{м}^3/\text{с}$	r
Весна	4,17	Високе забруднення	55,33	0,814
Літо-осінь	4,38	Високе забруднення	6,04	0,465
Зима	4,43	Високе забруднення	14,26	0,1

Саме за даними про мінімальний стік та його гідрохімічні характеристики виконується гідролого-гідрохімічне районування територій. Районування відбувається з використанням відповідного програмного забезпечення за гідролого-гідрохімічними показниками з урахуванням природних (фізико-географічних і гідрологічних умов формування мінімального стоку. При цьому є важливим виявлення періоду (в місяцях) формування мінімального стоку в межах по кожному району, розрахунок модулів мінімального стоку різної забезпеченості та визначення хімічного складу вод при мінімальних витратах 50-95 відсоткової забезпеченості [100].

7 ОЦІНКА ВПЛИВУ ПОСУШЛИВИХ ЯВИЩ НА ГІДРОЛОГІЧНИЙ ТА ГІДРО ЕКОЛОГІЧНИЙ СТАН ОКРЕМИХ ОБ'ЄКТІВ УКРАЇНИ ЗА СЦЕНАРІЯМИ ГЛОБАЛЬНОГО ПОТЕПЛІННЯ

7.1 Сценарії глобального потепління

Дослідження майбутніх змін клімату на території України є дуже важливим для національного планування економічних та соціальних аспектів життя країни у ХХІ ст.

Для оцінки наслідків зміни клімату необхідна інформація про те, як такі умови, як клімат, соціально-економічний розвиток й інші фактори навколишнього середовища будуть поводитися в майбутньому. Це викликає потребу у розробці сценаріїв (правдоподібних і в багатьох випадках спрощених описів можливого майбутнього, заснованих на низці взаємно узгоджених припущень; система робочих гіпотез щодо можливого розвитку суспільства і наслідків цього розвитку для клімату [101].

Серед прогресивних методів дослідження можливих сценаріїв розвитку кліматичної системи на передній план виступає глобальне та регіональне моделювання. У розробках моделей загальної циркуляції атмосфери та океану (МЗЦАО) протягом останніх десятиріч відмічається значний прогрес, який пов'язаний із збільшенням обчислювальних ресурсів, які забезпечують кращу деталізацію та повноту модельних описів кліматичних процесів і дозволяють проводити розрахунки тенденцій кліматичних змін на багато десятків років вперед.

В кінці минулого сторіччя використовувалися кліматичні сценарії, в яких наведені можливі зміни атмосферних опадів ($\Delta \bar{X}$) та температур повітря ($\Delta \bar{T}$). До таких сценаріїв належать:

GISS - модель Інституту Годдарда по космічних дослідженнях, чутливість до подвоєння CO_2 - $4,2^\circ \text{C}$, рік розрахунків – 1982;

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

CCSM - модель Канадського кліматичного центру, чутливість до подвоєння CO_2 - $3,5^\circ \text{C}$, рік розрахунків – 1989;

UKMO - модель Метеорологічного бюро Об'єднаного Королівства, чутливість до подвоєння CO_2 - $3,5^\circ \text{C}$, рік розрахунків – 1989.

За вказаними моделями виконувалися оцінки водних ресурсів України, наведені в [102, 103, 104].

Проте такі моделі в більшості своїх реалізацій мають роздільну здатність $2,5^\circ \times 2,5^\circ$, тому вони не придатні для досліджень регіональних особливостей кліматичних змін в Україні, оскільки на її територію припадає приблизно 15 вузлів координатної сітки. Моделі повинні мати роздільну здатність на порядок вищу, тобто задовільні горизонтальні кроки сітки мають бути 20-50 км. Таку

задовільну роздільну здатність мають сучасні гідростатичні моделі прогнозу погоди та клімату. Ще однією вимогою до моделей є можливість розрахунків з різними початковими та граничними даними, а також наявність відносно вільного доступу до цих даних, бажано в мережі Інтернет.

В 2000 р. Міжурядовою групою експертів зі змін клімату було опубліковано «Спеціальну доповідь по сценаріях викидів» (СДСВ) [105]. Описані в доповіді сценарії відображають різні варіанти розвитку подій. Вони враховують демографічні, економічні та науково-технічні фактори, а також зумовлені цими факторами викиди парникових газів. Сценарії СДСВ згруповані у чотири сюжетні лінії (A1, A2, B1 і B2) (рис. 7.1) [106].

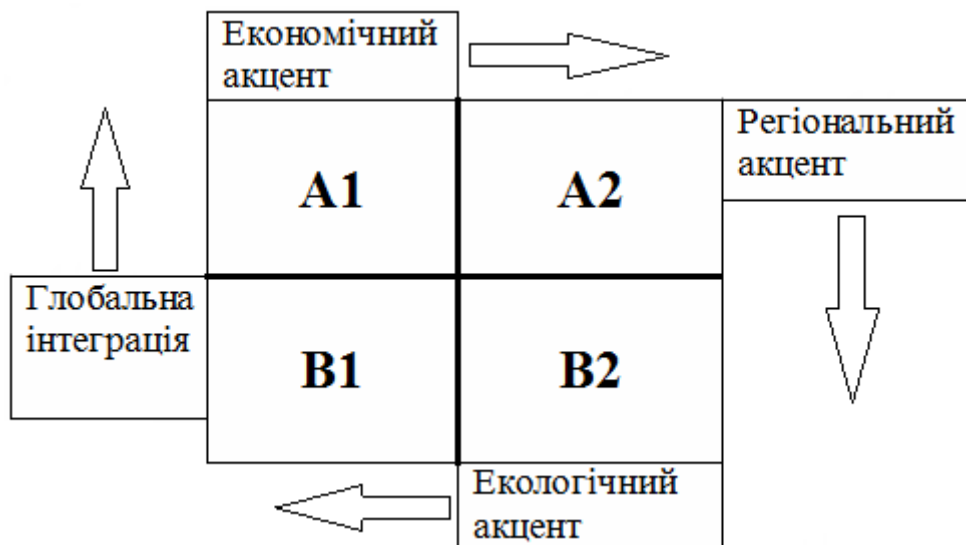


Рисунок 7.1 – Сюжетні лінії СДСВ

Сюжетна лінія і сценарна родина A1 описує орієнтований на ринок світ, який характеризується найбільш швидким економічним ростом. Пік кількості населення досягне в 2060 р., яке потім піде на спад. Основними темами є поступове зближення різних регіонів, зміцнення потенціалу та активізація культурних і соціальних взаємозв'язків при значному зменшенні регіональних відмінностей в доході на душу населення. Лінія A1 поділяється на три групи, які описують альтернативні напрямки технологічного прогресу: інтенсивне використання викопних видів палива (A1FI), енергетичні ресурси без викопних видів палива (A1T) та рівновага за усіма джерелами (A1B).

Сюжетна лінія і сценарна родина A2 описує диференційований світ. Економіка регіонально орієнтована. Зростання економіки в розрахунку на душу населення і технологічні зміни є найбільш фрагментарними і найповільнішими в порівнянні з іншими сюжетними лініями. Населення постійно збільшується. Головною темою є самозабезпечення із збереженням місцевої самобутності.

Сюжетна лінія і сценарна родина B1 описує світ, який рухається в одному напрямку, з тим же самим глобальним населенням, яке досягає максимальної

чисельності в середині століття, а потім зменшується, як і в сюжетній лінії A1, однак при більш швидких змінах в економічних структурах у напрямку сервісної та інформаційної економіки. Головна увага приділяється глобальним рішенням економічної, соціальної й екологічної стабільності, але без додаткових ініціатив, пов'язаних з кліматом. Впроваджуються чисті та ресурсозберігаючі технології.

Сюжетна лінія і сценарна родина B2 характеризується світом, у якому головна увага приділяється локальним рішенням проблеми економічної, соціальної та екологічної стійкості. Це світ з постійно зростаючим глобальним населенням при темпах нижче, ніж в A2, проміжними рівнями економічного розвитку і менш швидкими й більш різноманітними технологічними змінами в порівнянні з сюжетними лініями A1 і B1. Хоча даний сценарій також орієнтований на охорону навколишнього середовища і соціальну справедливість, головна увага в ньому приділяється місцевим і регіональним рівнями.

Сценарій зміни клімату A1B реалізований в регіональній кліматичній моделі REMO, яка розроблена в Інституті метеорології імені Макса Планка в Гамбурзі, Німеччина. REMO об'єднує колишню чисельну модель прогнозу погоди EUROPA-MODEL для розрахунків термодинамічних характеристик і блоку глобальної кліматичної моделі ECHAM4 [107]. У межах сценарію A1B розроблено 15 сценаріїв. Сценарій M10 був обраний при виконанні робіт в ОДЕКУ із 15 запропонованих як найбільш адекватний фактичним даним гідрометеорологічних спостережень за період 1998-2007рр.

В основі сценарію A2 лежить регіональна модель RCA, яка розробляється в Центрі Росбі (Швеція) з 1997 року. Базовою моделлю для неї була модель прогнозу погоди HIRLAM. У новій версії моделі RCA3 було значно поліпшено представлення підстильної поверхні [108].

В сценаріях A1B та A2 горизонтальний розмір координатної сітки 255x170 вузлів. Крок розрахунків – 15 хвилин або 25 км.

Великою перевагою цих сценаріїв є вільний доступ в мережі Інтернет [109].

7.2 Оцінка зміни водних ресурсів України у маловодні роки за моделлю “клімат-стік”

В Одеському державному екологічному університеті під керівництвом проф. Гопченка Є.Д. та проф. Лободи Н.С. розроблено метод розрахунків характеристик річного стоку річок України при відсутності або недостатності даних спостережень, а також при їх значній трансформації водогосподарською діяльністю [110]. Математична модель стоку, на основі якої розроблявся метод, включає до себе два блоки. У першому блоці виконується визначення характеристик природного річного стоку річок, а у другому – побутового (трансформованого водогосподарською діяльністю). Теоретичною базою

першого блоку є водно-тепловий баланс водозбору. Другий блок являє собою результати імітаційного стохастичного моделювання в умовах водогосподарських перетворень [111]. Обидва блоки складають модель типу “клімат-стік”, яка дозволяє виконувати оцінки водних ресурсів України у природних та порушених водогосподарською діяльністю умовах на базі даних про клімат, включаючи дані сценаріїв змін глобального клімату. Стік, розрахований за метеорологічними даними, отримав назву “кліматичного”. Норми річного кліматичного стоку ототожнюються з природним зональним річним стоком. Для малих та середніх річок з нестабільним підземним живленням установлені коефіцієнти переходу від норм кліматичного до природного стоку, які ураховують вплив чинників підстильної поверхні на формування стоку.

Для розрахунків річного стоку за моделлю “клімат-стік” необхідні дані про такі метеорологічні характеристики як середні місячні температури повітря, суми опадів, дефіцит насичення повітря вологою, відомості про природні та антропогенні чинники підстильної поверхні. За цими даними визначаються теплосенергетичні ресурси клімату та зволоженість території, а також норми кліматичного й природного річного стоку [9].

Рівняння водно-теплогового балансу, виражене відносно величини стоку Y , записується в такий спосіб [112, 110]

$$Y = H - E_m \left[1 + \left(\frac{H}{E_m} \right)^{-n} \right]^{-\frac{1}{n}}, \quad (7.1)$$

де H - характеристика ресурсів зволоження, під якою розуміють опади X , що випадають за розрахунковий період, та зміни $w_1 - w_2$ запасів вологи в ґрунті, тобто $H = X + w_1 - w_2$;

E_m - максимально можливе випаровування;

Y - стік води.

Результати досліджень показали, що при розрахунках норм річного стоку достатньо використовувати $n=3$ як у гірських, так і рівнинних умовах його формування.

З урахуванням $H = X + w_1 - w_2$, рівняння водно-теплогового балансу записується у виді

$$Y = X + w_1 - w_2 - E_m \left[1 + \left(\frac{X + w_1 - w_2}{E_m} \right)^{-n} \right]^{-\frac{1}{n}}. \quad (7.2)$$

Різниця $w_1 - w_2$, яка представляє собою змінення вологовмісту розрахункового шару ґрунту, приймає істотні додатні та від'ємні значення усередині року (місяці, декади) і в окремі роки (групи років).

Для багаторічного періоду, коли виконується умова

$$w_1 - w_2 = 0, \quad (7.3)$$

рівняння водно-теплового балансу набуває виду

$$\bar{Y} = \bar{X} - \bar{E}_m \left[1 + \left(\frac{\bar{X}}{\bar{E}_m} \right)^{-n} \right]^{-\frac{1}{n}}, \quad (7.4)$$

де $\bar{Y}, \bar{X}, \bar{E}_m$ - середні багаторічні величини (норми) річного стоку, опадів та теплоенергетичного еквівалента, відповідно.

Величина E_m входить до прибуткової частини теплового балансу ділянки суші й добуток LE_m розглядається як граничні ресурси енергії, які забезпечують процес випаровування з поверхні суші у визначених кліматичних умовах

$$LE_m = R^+ + P^+ + (B_1 - B_2), \quad (7.5)$$

де R^+ - позитивна (прибуткова) частина радіаційного балансу;

P^+ - позитивна складова турбулентного теплообміну або тепло, що приходить на ділянку суші в зв'язку з рухом повітря, тобто адвективне тепло;

$B_1 - B_2$ - зміна запасів тепла в діяльному шарі ґрунту (теплообмін у ґрунті ΔB);

L - приховане тепло пароутворення;

LE - витрата тепла на випар.

Величина E_m має назву “теплоенергетичний еквівалент” або “максимально можливе випаровування” і являє собою шар води, який міг би випаритися з поверхні суші, якби на процес випаровування були витрачені усі теплоенергетичні ресурси клімату LE_m [113]

$$E_m = \frac{R^+ + P^+ + (B_1 - B_2)}{L}. \quad (7.6)$$

На відміну від інших підходів до визначення максимально можливого випаровування підхід, запропонований В.С. Мезенцевим, надає однозначності значенню величини E_m .

По результатах розрахунків за даними актинометричних станцій України були отримані емпіричні залежності, які показують зв'язок між величинами E_m та температурами повітря [114]

$$\bar{E}_m = 13,3 \sum_{V}^{IX} \bar{T}_M - 307, r = 0.94; \quad (7.7)$$

де $\sum_{V}^{IX} \bar{T}_M$ - сума норм середньомісячних температур повітря за літній період (із травня по вересень, включно);

$\sum T_{>10}$ - сума температур повітря більше 10°C ;

$\sum T_{>0}$ - сума температур повітря більше 0°C .

Норма річного стоку \bar{Y} , визначена за (7.4), обумовлюється кліматичними факторами – нормою річних опадів \bar{X} й максимально можливого випаровування \bar{E}_m , які підлягають дії закону географічної зональності та можуть бути представлені у вигляді карти ізоліній. Таким чином, розраховані при постійному n величини стоку залежать від співвідношення показників ресурсів вологи \bar{X} та тепла \bar{E}_m й відображають їхню взаємодію і через те отримали назву “кліматичного” стоку (\bar{Y}_K).

У Одеському держаному екологічному університеті було розроблено метод визначення характеристик природного річного стоку на основі реалізації водно-теплогового балансу для території України [9]. В результаті були побудовані карти ізоліній норм річних опадів, максимально можливого випаровування та кліматичного стоку для рівнинних територій на топографічній основі 1:500000, а також регіональні залежності цих характеристик від висоти місцевості для гірських територій (Українські Карпати та Гірський Крим). Установлено, що норми річного кліматичного стоку відповідають нормам зонального стоку річок.

За розрахунками кліматичного стоку по даним минулих років (1951-1980 рр.) були отримані залежності, які описують зв'язки між багаторічною мінливістю (коефіцієнтом варіації C_V) річного стоку та нормою кліматичного стоку. Для визначення коефіцієнта асиметрії C_S було виконане районування відношення C_S / C_V . Проведені просторо-часові узагальнення характеристик річного стоку, визначених за метеорологічними даними, відкривають можливості розрахунків характеристик річного природного стоку як за багаторічний період, так і у роки різної водності для річок з відсутністю даних спостережень або при значній трансформації їхнього стоку антропогенною діяльністю, включаючи глобальне потепління [115].

Рівняння водно-теплогового балансу ділянки суші в умовах глобального потепління для замкненого водозбору представляється у такому вигляді

$$\bar{Y}'_K = (\bar{X} \pm \Delta\bar{X}) - \bar{E}'_m \left[1 + \left(\frac{\bar{X} \pm \Delta\bar{X}}{\bar{E}'_m} \right)^{-n} \right]^{-\frac{1}{n}}, \quad (7.8)$$

де \bar{Y}'_K - середня багаторічна величина кліматичного річного стоку в умовах змін регіонального клімату, мм;

\bar{E}'_m - середня багаторічна величина максимально можливого випаровування в умовах змін регіонального клімату, мм;

\bar{X} - вихідна норма річних опадів, мм;

\bar{E}_m - вихідна норма максимально можливого випаровування, мм;

$\Delta\bar{X}$ - зміни норм річних опадів, мм.

Просторово-часові узагальнення середніх багаторічних величин кліматичного річного стоку, виконані за моделлю “клімат-стік” для кліматичних умов сценаріїв A1B, B1, A2 наведені у таких роботах [5, 116, 117].

За даними про середні багаторічні величини норм зонального (кліматичного) річного стоку та коефіцієнти варіації і асиметрії, визначені по методикам моделі “клімат-стік”, були розраховані величини стоку маловодних років із 75 відсотковою забезпеченістю. Розрахунки виконувались по метеорологічним даним сценаріїв A1B та A2 для 28 метеорологічних станцій України, рівномірно розташованих на території України. Базовим є період 1986-2005 рр. (рис.7.2), відносно цього періоду виконувалось порівняння з кліматичним річним стоком маловодних років ($P = 75\%$) у десятиріччя 2011-2030рр., 2031-2050 рр.

Згідно із отриманими даними за сценарієм A1B річний стік маловодних років 75-вої забезпеченості у період 2011-2030рр. буде зменшуватись на півночі України і досягне 50 мм. При цьому стік маловодних років на сході України буде зростати на 2-6 мм (рис.7.3). Для періоду 2031-2050 рр. у порівнянні із періодом 2011-2030 рр. (сценарій A1B) тенденція до зменшення річного стоку маловодних років буде продовжуватися і пошириться на всю територію України (рис.7.4).

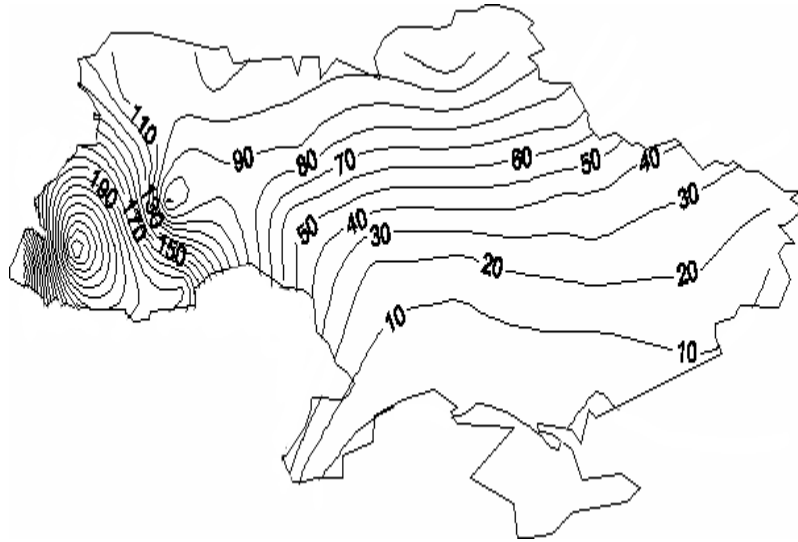


Рисунок 7.2 - Просторовий розподіл річного кліматичного стоку 75%-вої забезпеченості (мм) за період 1986-2005 рр. (сценарій А1В)

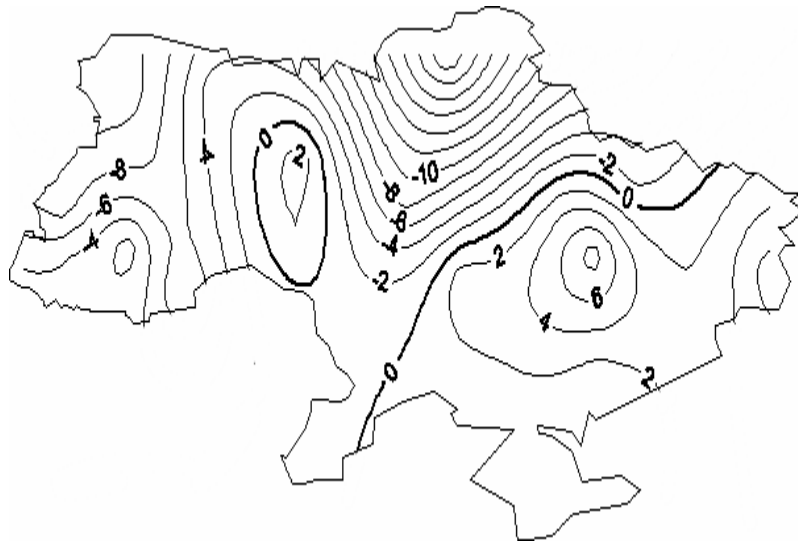


Рисунок 7.3 - Просторовий розподіл різниці між нормами річного кліматичного стоку 75%-вої забезпеченості (мм) за період 2011-2030 рр. у порівнянні із періодом 1986-2005 рр. (сценарій А1В)

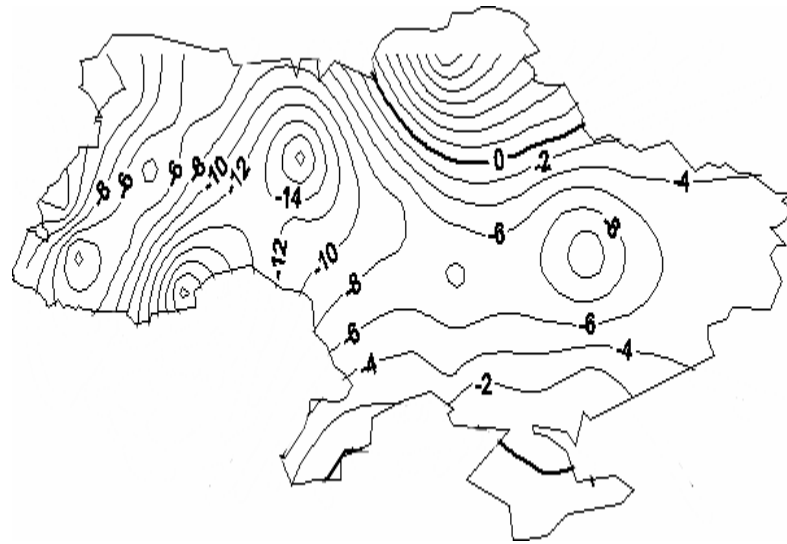


Рисунок 7.4 - Просторовий розподіл різниці між нормами річного кліматичного стоку 75%-вої забезпеченості (мм) за період 2031-2050 рр. у порівнянні із періодом 2011-2030 рр. (сценарій А1В)

Згідно із сценарієм А2 у 2011-2030 рр., який характеризується збільшенням опадів, річний стік маловодних років зростатиме більш ніж на 40 мм у західних областях України та на 5-0мм у межах Одеської області (рис.7.5). На сході і північному сході очікуватиметься незначне зменшення (5-10мм). У наступні роки 2031-2050 рр. стік маловодних років почне зменшуватися на значній території України (рис.7.6). Ця різниця, виражена в відсотках, досягне мінус 60-70% на півдні України (рис.7.7).

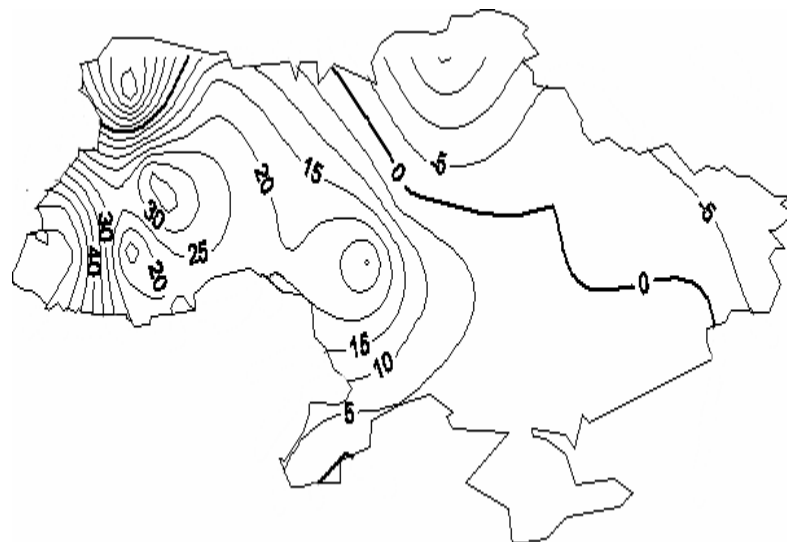


Рисунок 7.5 - Просторовий розподіл різниці між нормами річного кліматичного стоку 75%-вої забезпеченості (мм) за період 2011-2030 рр. у порівнянні із періодом 1986-2005 рр. (сценарій А2)



Рисунок 7.6 - Просторовий розподіл різниці між нормами річного кліматичного стоку 75%-вої забезпеченості (мм) за період 2031-2050 рр. у порівнянні із періодом 2011-2030 рр. (сценарій А2)

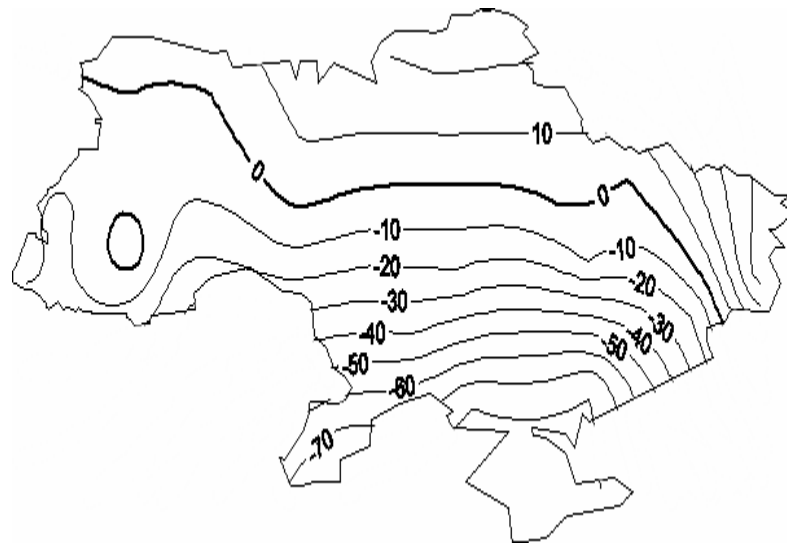


Рисунок 7.7 - Просторовий розподіл відносних відхилень норм річного кліматичного стоку 75%-вої забезпеченості (%) за період 2031-2050 рр. у порівнянні із періодом 2011-2030 рр. (сценарій А2)

7.3 Оцінка впливу посушливих явищ на режим солоності Куяльницького лиману в кліматичних умовах сценаріїв змін клімату

7.3.1. Зміни гідролого-гідрохімічного режиму водних об'єктів на території Північно-Західного Причорномор'я

В.В. Гребінем [78] обґрунтований вибір часової межі зміни температурного режиму України, яка припадає на 1989 рік. Дослідження кліматичних чинників формування стоку на території Північно-Західного Причорномор'я дозволили установити, що у останні два десятиріччя відбувається зростання температур повітря за рік, теплий та холодний періоди [118]. Зміна температур повітря вплинула на термічний режим річок і зсунула строки їх замерзання на більш пізні, а строки скресання - на більш ранні [119]. Тенденції до зміни опадів у часі не є однаковими для верхньої північної частини Причорномор'я та південної. У холодний період та для всього року у південній частині водозбору установлені тенденції до зростання опадів. У північній частині, навпаки, установлені тенденції до зменшення кількості опадів у холодний період та за рік. У теплий період року змін опадів не виявлено. Таке співвідношення ресурсів тепла та вологи сприяє зменшенню водних ресурсів досліджуваної території.

Установлено, що за останні два десятиріччя зросла тривалість бездошових періодів. Аналіз індексів метеорологічних посух SPEI показав, що після 1989 зростає кількість та тривалість інтенсивних посух. Зростання тривалості бездошових періодів та формування метеорологічних посух викликають гідрологічну посуху, яка супроводжується зменшенням поверхневого та підземного стоку річок, їх пересиханням та неспроможністю наповнити значну кількість штучних водойм [120].

Зміни глобального клімату, які спостерігаються на протязі останніх десятиріч, впливають на кліматичні умови формування стоку річок, а, отже, обумовлюють зміни її поверхневих водних ресурсів [121]. Аналіз характеристик стоку (річного, максимального, мінімального) річок Північно-західного Причорномор'я дозволяє зробити висновок про суттєві зміни, які відбулися внаслідок глобального потепління. Річний стік за період 1989-2011 рр. зменшився до 40% [122]. Установлене зменшення у багаторічному розрізі максимальних значень стоку весняного водопілля та дощових паводків й зростання тривалості та інтенсивності гідрологічних посух [123].

Важливою складовою водно-сольового балансу лиманів Причорномор'я є випаровування з водної поверхні E_B . У роботі А.І.Шерешевського та Л.К. Синицької (2003) відзначено, що мінливість коливань цієї характеристики дуже мала (для станції Болград вона становить 0,10), отже щорічні значення E_B будуть мало відрізнятися від середньої багаторічної величини. Проте, в

хронологічному ході цієї характеристики виділяється статистично значущий тренд (рис. 7.8), який показує тенденцію до зростання.

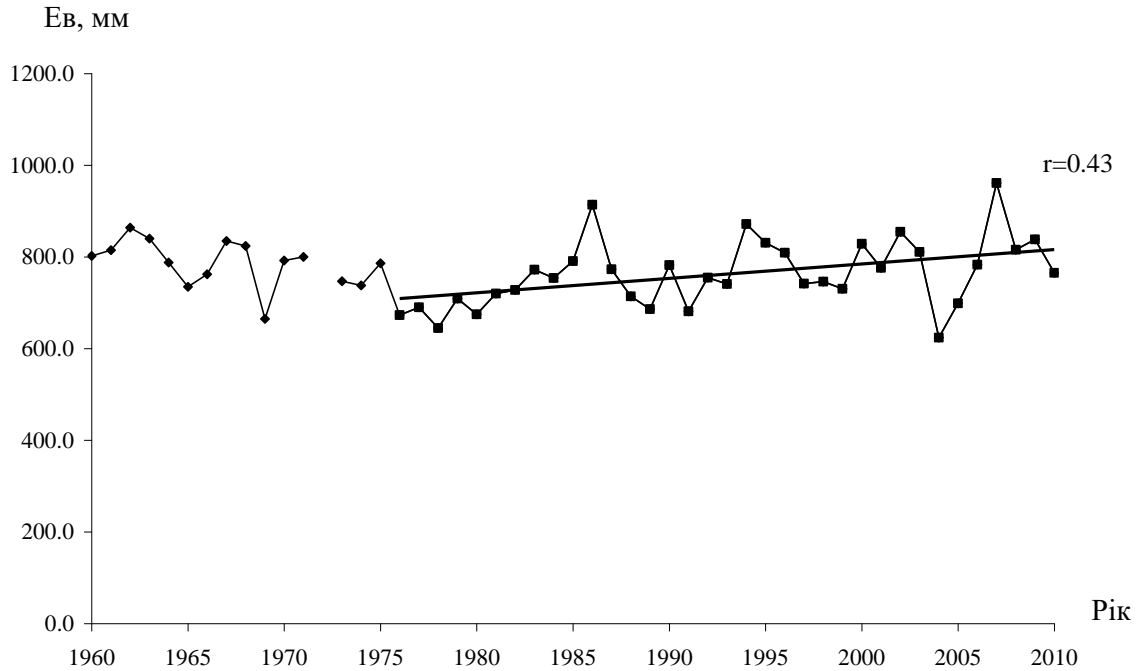


Рисунок 7.8 – Хронологічний хід випаровування з водної поверхні (м. Болград, 1960-2010 рр.)

Збільшення температур повітря, води, а разом із тим зростання випаровування з поверхні суші та водного дзеркала водойм на фоні незначної зміни або навіть зменшення річних опадів теплого періоду будуть сприяти зменшенню припливу поверхневого стоку від річок до лиману та його поступовому обмілінню й збільшенню солоності, яка почала інтенсивно зростати, починаючи з 1989 р. (рис.7.9).

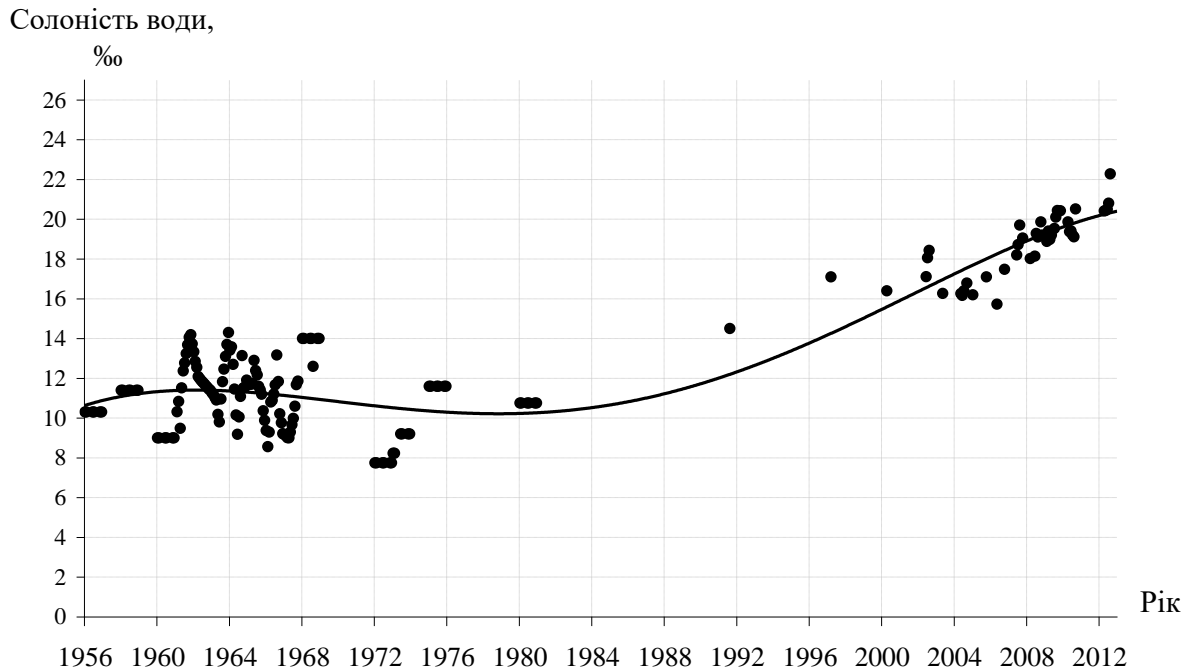


Рисунок 7.9 – Хронологічний хід солоності вод Тилігульського лиману (1956-2012 рр.)

7.3.2 Методика визначення солоності при відсутності даних спостережень

За солоністю (мінералізацією) води Куяльницький лиман можна поділити на три частини: північну, середню та південну [124]. На солоність північної частини лиману діє приплив прісних вод, які надходять із стоком р.Великий Куяльник. Тому у цій частині мінералізація нижча, ніж в південній та середній його частинах. У південній частині, де спостерігається дифузія солей з відкладень лиманового мулу, концентрація ропи найбільша. Центральна частина займає проміжне положення. Різниця в концентрації ропи між частинами лиману незначна (менше 1 г/дм^3 [125]), внаслідок мілководості лиману та значного перемішування водних мас вітром.

В зв'язку з тим, що стаціонарні строкові спостереження за мінералізацією води Куяльницького лиману не проводяться, оцінити режим солоності лиману можливо лише за даними наведеними в науковій літературі [4, 126].

Солоність води Куяльницького лиману тісно пов'язана з водним режимом водойми, у зв'язку з цим для визначення середніх місячних значень солоності були розроблені емпіричні залежності солоності від рівня води у водоймі $S = f(H)$ за даними періоду надійних стаціонарних спостережень за рівнем води в лимані (з січня 1936 р. по липень 2012 р.). Ця залежність [127] апроксимується рівнянням виду

$$S = 23330 \cdot (10 + H)^{-3,5506}, \quad (7.9)$$

де S – солоність води (ропи), ‰;

H – рівень води (відмітка поверхні води), м БС.

Для періоду з січня 2009 р. по липень 2012 р. розроблена уточнена залежність $S = f(H)$, представлена у роботі [128], яка апроксимується степеневим рівнянням

$$S = 161 \cdot H^{1,12}. \quad (7.10)$$

де S – солоність води (ропи), ‰;

H – рівень води над нулем графіка водпоста, м.

За залежностями (7.9) та (7.10) визначались середні місячні величини солоності ропи Куяльницького лиману для періоду з січня 1936 р. по липень 2012 р.

7.3.3 Сучасні тенденції зміни солоності води

Установлено, що рівень води в Куяльницькому лимані починаючи з 2008 р., отримав сталу тенденцію до зменшення, а відмітка рівня води в лимані в 2009-2012 рр. знижувалась до відміток мінус 6,50 м БС та нижче. Це призвело до катастрофічного обміління лиману та пересихання деяких частин його акваторії.

Ропи гіперсолоного Куяльницького лиману при зниженні рівнів води в літні періоди 2009-2012 рр. перетворювалась в перенасичений («міцний») водно-сольовий розчин, мінералізація якого за даними ОДЕКУ в серпні 2009 р. сягала 390 ‰ (рис. 7.10), а з квітня по серпень 2012 р. зросла з 266 до 365 ‰, «опріснюючись» тільки в періоди весняного водопілля та при короткочасних інтенсивних зливових опадах. Наприклад, в кінці травня 2012 р. солоність ропи лиману зменшилась до 206 ‰.

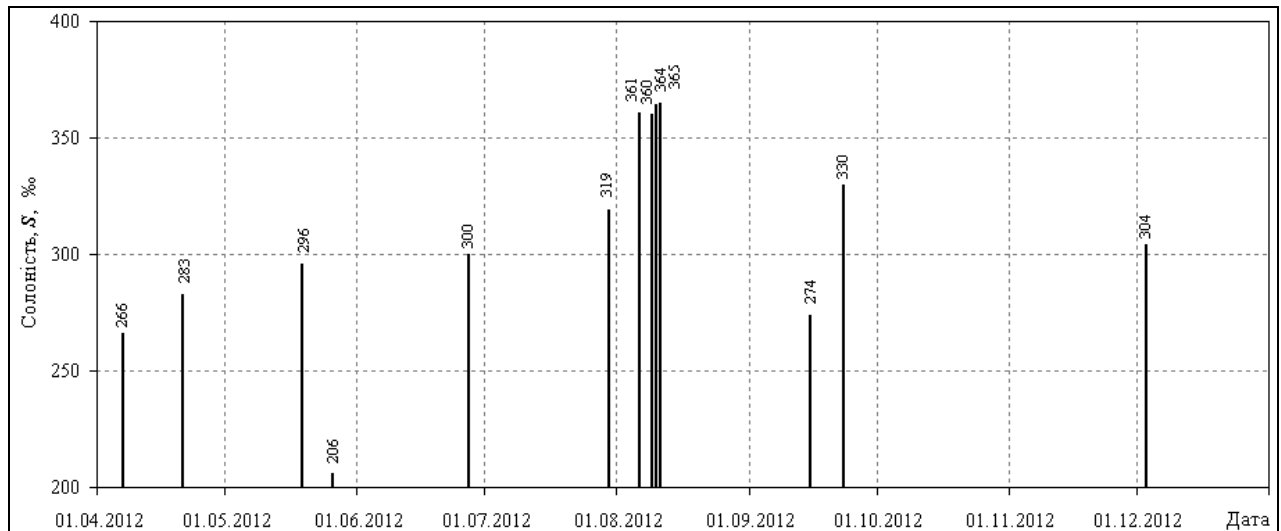


Рисунок 7.10 – Хід солоності ропи Куяльницького лиману за період з квітня по грудень 2012 р. (цифри над точками – солоність ропи, S , ‰)

В умовах такого водно-сольового режиму Куяльницького лиману в літні періоди у водоймі відбувається осадження розчинених в ропі лиману солей та утворення «соляної пустелі» (насамперед, у верхній частині лиману), як це відбувалося в липні-серпні 2009-2012 рр. Такий водно-сольовий режим Куяльницького лиману може привести до руйнування екосистеми та природних (насамперед, біологічних і бальнеологічних) ресурсів водойми, до яких відноситься:

- повне зникнення своєрідної флори та фауни лиману при солоності ропи більше 200 ‰, наприклад, зябраного рачка – артемія (*Artemia Salina*), та червоно-буре «цвітіння» води за рахунок масового розвитку та відмирання (деструкції) фітопланктонної зеленої водорості *Dunaliella Salina*, що відбувалося в період з травня по жовтень 2012 р.;

- втрата унікальних за лікувальними властивостями запасів грязей та ропи лиману (пелоїди Куяльницького лиману визнані еталонними у світі) [129];

- зниження рекреаційного та бальнеологічного потенціалу Одеської області та України, втрата лиману як курорту державного значення [130], відомого на весь світ.

Для урахування можливого впливу змін водно-сольового режиму Куяльницького лиману в умовах змін глобального клімату на екологічний стан та природні біологічні й бальнеологічні ресурси водойми, були виконані розрахунки рівнів та солоності води лиману за сценаріями глобального потепління по сезонах весна, літо, осінь і зима у різні за водністю роки.

7.4 Оцінка змін солоності лиману в умовах глобального потепління (сценарії A1B, B1, A2) у посушливі періоди

Модель водного балансу Куяльницького лиману для сезонів у межах року має вигляд

$$W_K = W_{\Pi} + W_{(X_B - E_B)} + W_{\text{ПОБ}}, \quad (7.11)$$

$$W_K = W_{\Pi} + W_{(X_B - E_B)} + W_{\text{ПР}}, \quad (7.12)$$

де W_{Π} – об'єм води в лимані на початку сезону, млн. м³;

W_K – об'єм води в лимані в кінці сезону, млн. м³;

$W_{(X_B - E_B)}$ – різниця між об'ємом атмосферних опадів, що випали на водну поверхню лиману та об'ємом випаровування з водної поверхні лиману, млн. м³;

$W_{\text{ПОБ}}$ – об'єм побутового (перетвореного водогосподарською діяльністю) стоку води з водозбірної басейну лиману в ложе водойми, млн. м³;

$W_{\text{ПР}}$ – об'єм природного стоку води з водозбірної басейну лиману в ложе водойми, млн. м³.

В розрахунках приймалися три можливі попередні (початкові) задані рівні наповнення лиману (H , м над нулем гр. в./п.) [131]:

а) максимальний – 5,00 м (мінус 2,06 м БС),

б) середній – 2,00 м (мінус 5,06 м БС),

в) мінімальний – 0,00 м (мінус 7,06 м БС).

У даному випадку розглядається варіант гідрологічної посухи, який супроводжується малим припливом прісних вод від водотоків, що живлять лиман та значним випаровуванням з водної поверхні (варіант в).

Об'єм води в лимані на початку весни W_{Π} визначався за допомогою кривої об'ємів води (рис. 7.11) [11] на основі даних про попереднє (початкове) наповнення лиману, якому відповідає рівень H , м (над нулем гр. в./п.).

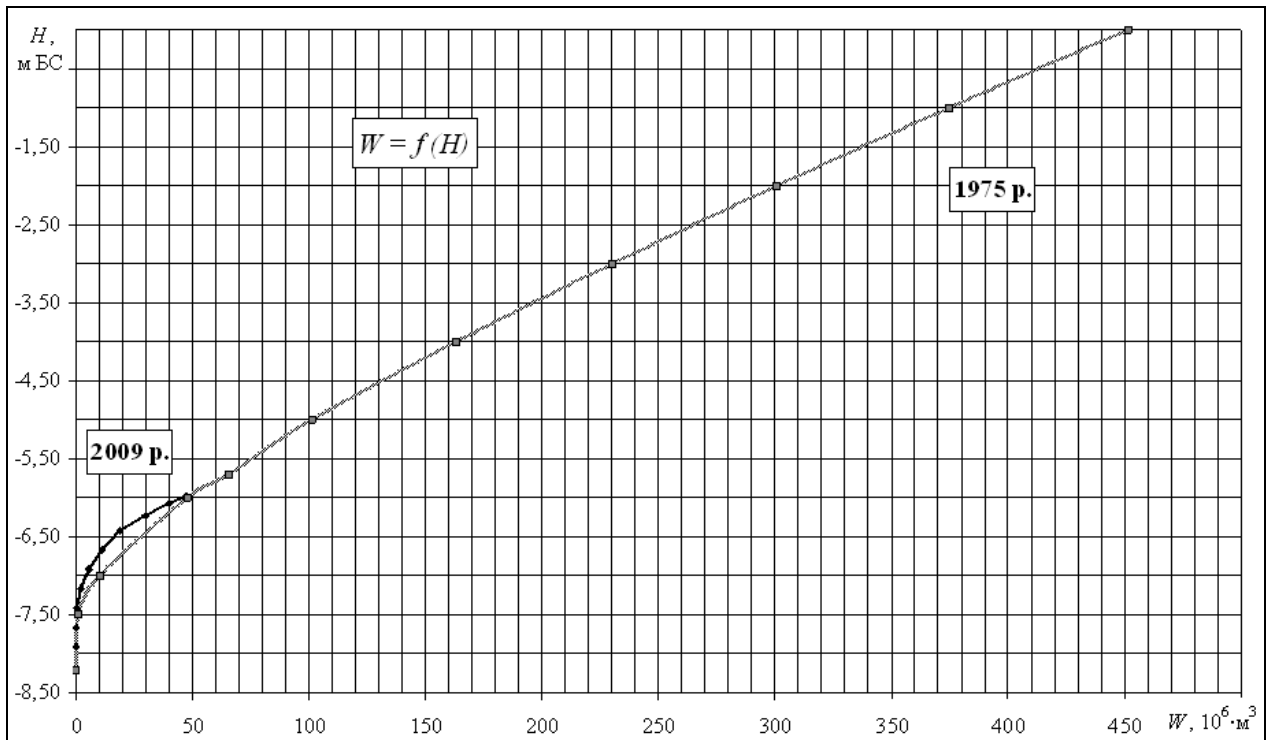


Рисунок 7.11 – Крива об’ємів води $W = f(H)$ Куяльницького лиману (відмітка «нуля» графіка вод поста мінус 7,06 м БС)

Приплив природного й побутового стоку за рік та по сезонах оцінювався на основі моделі “клімат-стік” [132]. Результати цих оцінок для різних розрахункових періодів, включаючи дані сценаріїв глобального потепління наведені у табл. 7.1 та 7.2.

Таблиця 7.1 – Внутрішньорічний розподіл природного стоку р. В. Куяльник у маловодний рік (75-відсоткової забезпеченості) за даними сценаріїв глобального потепління на 2011-2025 рр. ($f_B = 0,00\%$; $W_3 = 0,00$ млн. m^3)

Сценарій	Параметри стоку	Весна (III-V)	Літо (VI-VIII)	Осінь (IX-XI)	Зима (XII-II)	Рік
Типовий розподіл до 1989 р.	$W_{ПР}$, млн. m^3	2,12	0,197	0,000	0,138	2,46
	$Q_{ПР}$, m^3/c	0,027	0,025	0,000	0,017	0,078
A1B	$W_{ПР}$, млн. m^3	3,06	0,000	0,000	0,034	3,11
	$Q_{ПР}$, m^3/c	0,386	0,000	0,002	0,004	0,098
B1	$W_{ПР}$, млн. m^3	0,680	0,000	0,000	0,034	0,716
	$Q_{ПР}$, m^3/c	0,087	0,000	0,000	0,005	0,023
A2	$W_{ПР}$, млн. m^3	3,51	0,008	0,359	1,49	5,36
	$Q_{ПР}$, m^3/c	0,445	0,001	0,046	0,189	0,170

Таблиця 7.2 – Внутрішньорічний розподіл побутового стоку р. В. Куяльник у маловодний рік (75-відсоткової забезпеченості) за даними сценаріїв глобального потепління на 2011-2025 рр. ($f_B = 0,30 \%$; $W_3 = 7,00$ млн. m^3)

Сценарій	Параметри стоку	Весна (III-V)	Літо (VI-VIII)	Осінь (IX-XI)	Зима (XII-II)	Рік
Типовий розподіл до 1989 р.	$W_{ПОВ}$, млн. m^3	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
	$Q_{ПОВ}$, m^3/c	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
A1B	$W_{ПОВ}$, млн. m^3	0,180	0,000	0,001	0,002	0,186
	$Q_{ПОВ}$, m^3/c	0,020	0,000	0,000	0,000	0,006
B1	$W_{ПОВ}$, млн. m^3	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
	$Q_{ПОВ}$, m^3/c	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
A2	$W_{ПОВ}$, млн. m^3	1,85	0,004	0,190	0,790	2,83
	$Q_{ПОВ}$, m^3/c	0,060	0,000	0,006	0,100	0,090

Компонента водного балансу ($X_B - E_B$), яка є різницею між шаром атмосферних опадів, що випали на водну поверхню Куяльницького лиману та шаром води, що випаровувалася з його водної поверхні за розрахунковий сезон визначалася наступним чином. Через те, що спостереження за випаровуванням з водної поверхні ведуться у межах північно-західного Причорномор'я лише на метеостанції Болград (озеро Ялпуг), спочатку будувалася залежність випаровування E_B від температури повітря на метеостанції Одеса-ГМО (рис.7.12). Надалі визначалися значення випаровування з водної поверхні Куяльницького лиману як солоної водойми на основі зв'язку між випаровуванням з водної поверхні на метеостанції Болград та з поверхні Куяльницького лиману (рис.7.13).

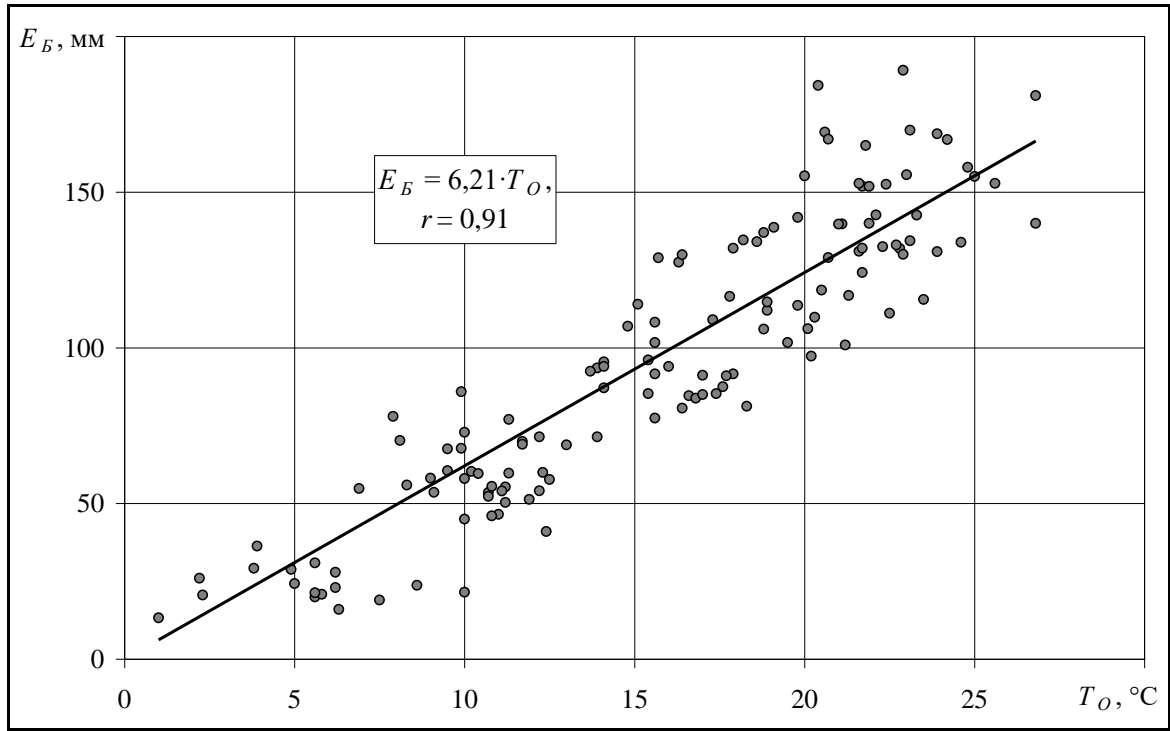


Рисунок 7.12 – Зв’язок місячних величин випаровування, E_B , мм (по м./ст. «Болград» на оз. Ялпуг) та середньомісячних температур повітря, T_O , °C (по м./ст. «Одеса-ГМО»), за 1960-2007 рр.

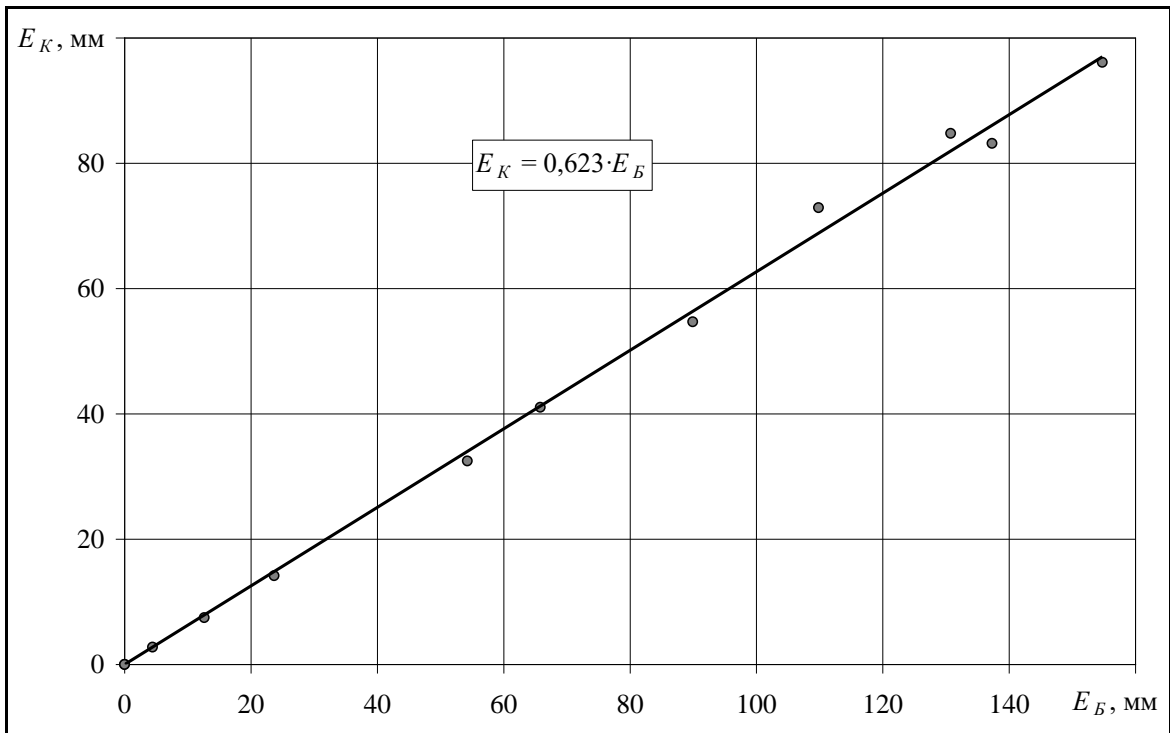


Рисунок 7.13 – Зв’язок $E_K = f(E_B)$ середніх багаторічних місячних величин випаровування з поверхні солоного Куяльницького лиману та прісного оз. Ялпуг [127]

За допомогою кривих об'ємів води (рис. 7.11) в кінці кожного сезону з використанням величини W_K визначався рівень води в лимані. Далі за рівнянням (7.10) з використанням розрахованих рівнів води установлювалася солоність ропи.

Різниця між об'ємом атмосферних опадів, що випали на водну поверхню лиману та об'ємом випаровування з водної поверхні лиману $W_{(X_B - E_B)}$, млн. м³, визначалась за допомогою кривої площ водної поверхні лиману $F = f(H)$ (рис. 7.14) та різниці величини $(X_B - E_B)$, попередньо переведеної з мм в м.

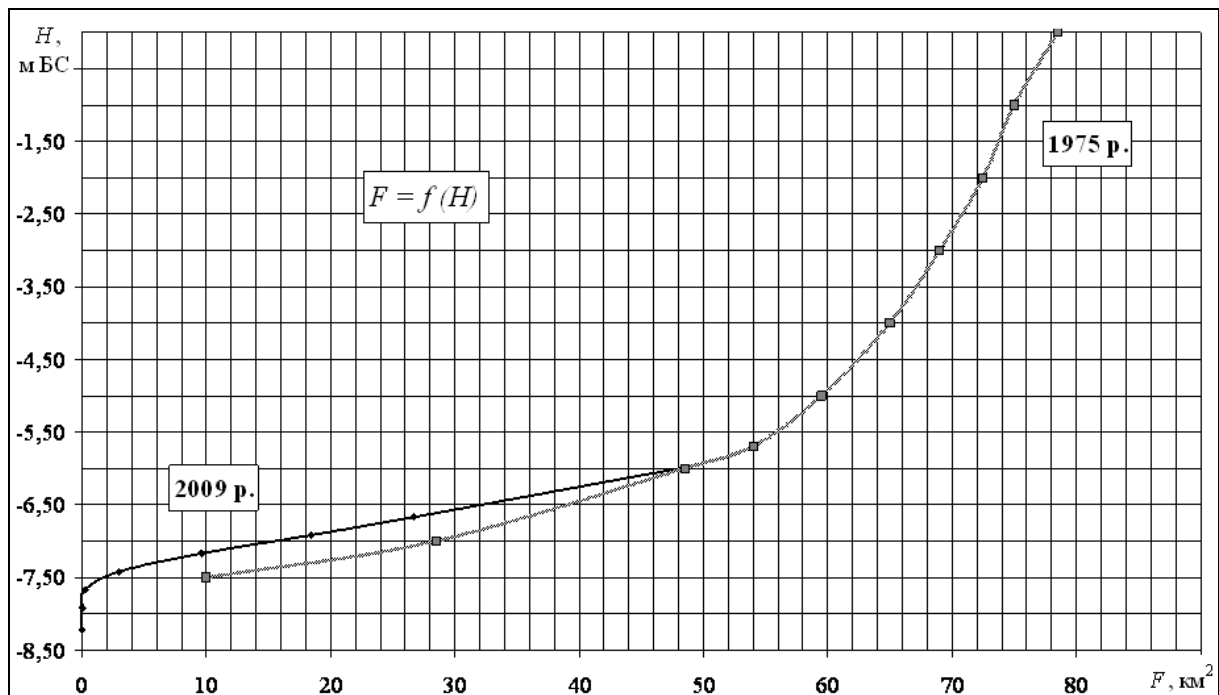


Рисунок 7.14 – Крива площ $F = f(H)$ водної поверхні Куяльницького лиману

Як показали результати розрахунків (табл.7.3) у маловодні роки з гідрологічною посухою солоність води у лимані буде відповідати 390‰ у всі сезони року для усіх розглянутих сценаріїв глобального потепління на 2011-2025 рр. Рівень наповнення водойми до мінус 1,4 м нижче «0» гр. в/п (мінус 8,46 м БС) відповідає стану пересихання лиману. Навіть у весняний сезон рівень води в лимані у такий рік становитиме 0,16 м над «0» гр. в/п, що дорівнює відмітці мінус 6,90 м БС. Лише при розвитку подій за сценарієм А2 можлива перевага приходних складових водного балансу над витратними. Такий водно-сольовий режим забезпечує підвищення мінералізації у лимані у засушливі роки до межі, за якою існування біоти (крім бактеріальної) неможливе. Така провідна складова екосистеми як запилювачі вищої рослинності при цьому буде підлягати суттєвому зменшенню (на 72 %) їх видового складу, що вказує на пропорційні флористичні втрати з всіма відповідними наслідками. В цілому спільноти гіпергалінних водойм нараховують по декілька видів фітопланктону, фіто-зообентосу і зоопланктону.

В таких спільнотах ключове місце займає рачок-артемія. На даний час він зник через надграничну мінералізацію. Але, як вказує світовий досвід, при наповненні Куяльницького лиману та зменшенні мінералізації його ropy відновлення ультрагалінної біоти є достатньо вирогідним [133].

Таблиця 7.3 – Оцінка рівнів і солоності води Куяльницького лиману з урахуванням припливу прісних вод до водойми за сценаріями глобального потепління по сезонах у маловодний рік за умови мінімального наповнення лиману на початок весни ($H_{\text{П}} = 0,00$ м над нулем гр. в./п.; $f_B = 0,30$ %; $W_3 = 7,00$ млн. м³)

Сценарій	Весна (III-V)								
	$H_{\text{П}}$, м	$W_{\text{П}}$, млн. м ³	F_B , км ²	$(X_B - E_B)$, мм	$W_{(X_B - E_B)}$, млн. м ³	$W_{\text{ПОБ}}$, млн. м ³	W_K , млн. м ³	H_K , м	S , ‰
A1B	0,00	5,0	13	-26	-0,34	0,18	4,8	0,15	390
B1	0,00	5,0	13	0	0,00	0,00	5,0	0,16	390
A2	0,00	5,0	13	100	1,30	1,85	8,2	0,26	390

Продовження табл. 7.3

Сценарій	Літо (VI-VIII)								
	$H_{\text{П}}$, м	$W_{\text{П}}$, млн. м ³	F_B , км ²	$(X_B - E_B)$, мм	$W_{(X_B - E_B)}$, млн. м ³	$W_{\text{ПОБ}}$, млн. м ³	W_K , млн. м ³	H_K , м	S , ‰
A1B	0,15	4,8	19	-263	-4,99	0,00	0,0	-1,40	390
B1	0,16	5,0	19	-283	-5,38	0,00	0,0	-1,40	390
A2	0,26	8,2	22	-200	-4,41	0,00	3,7	0,06	390

Продовження табл. 7.3

Сценарій	Осінь (IX-XI)								
	$H_{\text{П}}$, м	$W_{\text{П}}$, млн. м ³	F_B , км ²	$(X_B - E_B)$, мм	$W_{(X_B - E_B)}$, млн. м ³	$W_{\text{ПОБ}}$, млн. м ³	W_K , млн. м ³	H_K , м	S , ‰
A1B	-1,40	0,0	0	-74	0,00	0,00	0,0	-1,40	390
B1	-1,40	0,0	0	-94	0,00	0,00	0,0	-1,40	390
A2	0,06	3,7	12	-28	-0,34	0,19	3,6	0,05	390

Продовження табл. 7.3

Сценарій	Зима (XII-II)								
	$H_{\text{П}}$, м	$W_{\text{П}}$, млн. м ³	F_B , км ²	$(X_B - E_B)$, мм	$W_{(X_B - E_B)}$, млн. м ³	$W_{\text{ПОБ}}$, млн. м ³	W_K , млн. м ³	H_K , м	S , ‰
A1B	-1,40	0,0	0	52	0,00	0,00	0,0	-1,40	390
B1	-1,40	0,0	0	46	0,00	0,00	0,0	-1,40	390
A2	0,05	3,6	11	155	1,71	0,79	6,1	0,30	390

ВИСНОВКИ

Показано, що індексами, які набули найбільшого поширення для об'єктивної характеристики посух, є індекс інтенсивності посух Палмера та стандартизований індекс опадів. В останні роки все частіше використовується стандартизований індекс опадів та сумарного випаровування.

Аналіз просторового розподілу ІППІ дозволив виявити регіони України, які найбільше потерпають від посух протягом останніх шістдесяти років.

Аналіз індексів СІОСВ (SPEI) та СІО (SPI) для станції Ужгород показав, що переважають помірні посухи тривалістю не більше 1-2 років.

Зазначені індекси достатньо добре відбивають тенденції розвитку посушливих явищ на території України і їх можна рекомендувати для подальшого застосування.

В ході дослідження просторово-часової мінливості різних категорій посух в періоди глобального похолодання та потепління виявлено, що максимальна кількість загального числа посух та посух, що відповідають критеріям помірних, інтенсивних та екстремальних, зафіксована протягом проміжку часу 1980–2010 рр., коли мало місце досить інтенсивне підвищення глобальної температури повітря по всій земній кулі. Аналіз просторового розподілу по території дослідження показує, що в період 1951–1980 посухи в основному формувались в північно-східних областях України (Харківській, Чернігівській, Сумській), а протягом 1981–2010 в південних та південно-західних, а саме Чернівецькій, Одеській та Миколаївській областях.

Виявлено, що найбільш тривалі та суворі посухи спостерігались протягом 1981–2010 рр. Зосереджені вони в основному над південно-західними та західними регіонами України. Тривалість і суворість посух протягом 1951–1980 рр. була дещо меншою й розташовувались вони на півночі та північному сході країни. При цьому зі збільшенням масштабу часу спостерігалось істотне зростання значень максимальних величин вказаних характеристик всіх категорій посух.

Установлено, що індекс посушливості SPEI може бути використаний як один із основних предикторів у рівняннях множинної регресії при розрахунках характеристик мінімального стоку літньо-осінньої межні для річок із стійким підземним живленням. Показано, що можлива побудова прогностичних рівнянь, у яких використовуються водність та індекс SPEI попереднього місяця межні. Важливим є той факт, що використання індексу SPEI у розрахункових і прогностичних рівняннях, побудованих за даними до 1989р. не було ефективним.

На базі методу множинної регресії з покроковим вибором предикторів побудовані розрахункові рівняння для визначення характеристик стоку літньо-осінньої межні. Виявлені головні предиктори, до яких відносять витрати води, значення SPEI та ПАК для попереднього місяця.

Проаналізований вплив гідрологічної посухи на гідрохімічний склад та якість вод. Показано, що зі зменшенням величини витрат води спостерігається

інтенсивне збільшення її мінералізації, яка досягає максимальних значень при найбільшому виснаженні річкового стоку, тобто у період низького стоку. Труднощі з використанням річкових вод для зрошення виникають у меженний період у південній частині зони недостатнього зволоження. Висока мінералізація вод, поряд з недостатньою їх кількістю, обумовлює необхідність перекидання стоку з інших районів. Утворені в результаті зрошення зворотні води містять підвищену кількість солей, що вимиваються з ґрунтів при зрошенні, а також отрутохімікати. Чим довший меженний період, тим гостріше відчувається нестача кисню у воді, тим суворіше треба стежити за станом водотоків, які використовуються в народному господарстві. До того ж, зниження концентрації кисню у воді збільшує сприйнятливість організмів до впливу токсичних речовин, які потрапляють у водотоки, і різко зменшує здатність води до самоочищення. Чимале значення при скиданні забруднених вод у водотоки має тривалість маловодного періоду, точніше співвідношення величини меженного і особливо мінімального стоку і кількості стічних вод (при даному їхньому хімічному складі) з урахуванням тривалості меженного періоду та його стійкості. У районі міст необхідно враховувати можливість додаткового забруднення річкових вод в результаті стоку дощових і мийних вод з міської території, які містять значну кількість мінеральних і органічних речовин. Тому при здійсненні водозаборів з річок у меженний період необхідно залишати в них певну величину витрат води, що відповідає санітарним вимогам.

За моделлю “клімат-стік” виконані оцінки можливих змін водних ресурсів України у маловодні роки забезпеченістю 75% для періодів 2011-2030рр. та 2031-2050рр. за сценаріями A1B та A2. Показано, що для обох сценаріїв до 2050рр. очікується зменшення річного стоку у маловодні роки, яке набуде максимальних значень на півдні України та Одеської області.

Розроблено методичні підходи до установаження водно-сольового режиму водних об'єктів Північно-Західного Причорномор'я у роки та сезони малої водності в умовах глобального потепління. Основою розрахунків є метод водно-сольового балансу, де приплив вод до водотоків визначається за моделлю «клімат-стік», випаровування з водної поверхні розраховується на базі даних спостережень м.Болград, а основою визначення солоності є емпірично установлені зв'язки солоності із рівнями води. Останній установажується за кривими об'ємів. Показано, що у періоди гідрологічних посух мінералізація Куяльницького лиману досягне свого максимуму у всі сезони року для усіх розглянутих сценаріїв (A1B, A2, B1). Показано, що із настанням гідрологічної посухи гідроекологічний стан водних об'єктів за всіма кліматичними сценаріями погіршується. Це знаходить свій прояв у збільшенні концентрації забруднюючих речовин на річках та зростанні солоності закритих водойм.

ПЕРЕЛІК ПОСИЛАНЬ

1. Mishra A.K., Singh V.P. A review of drought concepts // *Journal of Hydrology*. – 2010. – Vol. 391. – P. 202–216.
2. *Climate Change 2007: The Physical Science Basis* / S. Solomon et al. Contribution of Working Group I to the fourth assessment report of the intergovernmental panel on climate change. – Cambridge University Press, 2007. – 996 p.
3. Vicente-Serrano S.M., Beguería S., López-Moreno J.I. A multiscalar drought index sensitive to global warming: the standardized precipitation evapotranspiration index // *Journal of Climate*. – 2010. – Vol. 23, Iss. 7. – P. 1696–1718.
4. Актуальные проблемы лиманов северо-западного Причерноморья // под ред. Ю.С. Тучковенко, Е.Д. Гопченко). -Одесса:ТЭС,2012.-223с.
5. Лобода Н.С. Влияние изменений климата на водные ресурсы Украины (моделирование и прогнозы по данным климатических сценариев) // *Глобальные и региональные изменения климата* / Под ред. Шестопалова В.М., Логинова В.Ф., Осадчего В.И. и др. – К.: Ніка-Центр, 2011. – С. 340-352.
6. Оцінка впливу кліматичних змін на галузі економіки України (під ред. Степаненко С.М., Польового А.М.). – Одеса.: Екологія. – 2011. – 605с.
7. Гопченко Е.Д., Лобода Н.С. Водные ресурсы северо-западного Причерноморья (в естественных и нарушенных хозяйственной деятельностью условиях). – Київ: КНТ. – 2005. – 188 с
8. Гриб О.М., Лобода Н.С., Тучковенко Ю.С. Оцінка водно-солевого режиму Тилігульського лиману за різних умов водообміну з Чорним морем // *Матеріали VI Всеукраїнської наукової конференції з міжнародною участю "Проблеми гідрології, гідрохімії, гідроекології"*. - м. Дніпропетровськ: ТОВ «Акцент ПП», 2014 р. – С. 72-74.
9. Лобода Н.С. Расчеты и обобщения характеристик годового стока рек Украины в условиях антропогенного влияния: Монография. – Одесса: Экология, 2005. – 208 с.
10. Оцінка багаторічних змін складових водного балансу Куяльницького лиману для розробки рекомендацій по збереженню його природних ресурсів: Звіт з НДР. Од. держ. екол. ун-т. – Одеса, 2009. – 90 с.
11. Оцінка можливих змін гідроекологічного режиму Куяльницького лиману під впливом глобальних кліматичних змін: Звіт з НДР. Од. держ. екол. ун-т. – Одеса, 2012. – 147 с.
12. Palmer W.C. Meteorologic drought. Weather Bureau Research Paper No. 45 – Washington: U.S. Department of Commerce, 1965. – 58 p.
13. Fieldhouse D.J., Palmer C. Meteorological and agricultural drought. Bulletin No. 353 of Agricultural Experiment Station. – Newark: University of Delaware, 1965. – 71 p.
14. Thornthwaite C.W. An approach toward a rational classification of climate // *Geographical Review*. – 1948. – Vol. 38, Iss. 1. – P. 55–94.

15. McKee T.B., Doesken N.J., Kleist J. The relationship of drought frequency and duration to time scales // *Proceedings of Eighth Conference on Applied Climatology*. – Anaheim (USA). – 1993. – P. 179–184.
16. Singh V.P., Guo H., Yu F.X. Parameter estimation for 3-parameter log-logistic distribution (LLD3) by Pome // *Stochastic Hydrology and Hydraulics*. – 1993. – Vol. 7, Iss. 3. – P. 163–177.
17. Dracup J.A., Lee K.S., Paulson E.G. On the statistical characteristics of drought events // *Water Resources Research*. – 1980. – Vol. 16, Iss. 2. – P. 289–296.
18. Fan Y., H. van den Dool. A global monthly land surface air temperature analysis for 1948–present. // *Journal of Geophysical Research*. – 2008. – Vol. 113 – D01103,
19. Fan Y., H. van den Dool. Climate Prediction Center global monthly soil moisture data set at 0.5° resolution for 1948 to present. // *Journal of Geophysical Research*. – 2004. – Vol. 109. – D10102.
20. Хохлов В.М., Боровська Г.О., Хоменко Г.В., Шараєва Т.В. Регіональні особливості розподілу посух в Україні // *Український гідрометеорологічний журнал*. – 2011. – № 9. – С. 73-78.
21. Лобода Н.С., Хохлов В.М., Божок Ю.В. Оцінка характеристик посушливості Закарпаття в сучасних та майбутніх умовах (за сценарієм глобального потепління)// *Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія: Наук. збірник/ Гол. редактор В.К. Хільчевський*. – 2011. – Т.2 (23). – 234 с.
22. Хохлов В.М., Єрмоленко Н.С. Просторово-часова мінливість посух в східноєвропейському секторі в умовах глобальних змін клімату // *Український гідрометеорологічний журнал*. – 2012. – № 11. – С. 128-134
23. Хромов С.П. Метеорологический словарь / С.П. Хромов, Л.И. Мамонтова – Л.: Гидрометеиздат, 1974. – 568 с.
24. Хандожко Л.А. Региональные синоптические процессы / Л.А. Хандожко – Л.: Гидрометеиздат, 1988. – 103 с.
25. Ивус Г.П., Ефимов В.А. Физика антициклогенеза: Монография / Г.П. Ивус, В.А. Ефимов – Киев: КНТ, 2005. – 208 с.
26. Шаповалова Н.С. Блокирующие образования в атмосфере / Н.С. Шаповалова // *Труды ГМЦ СССР*. – 1991. – Вып. 316. – С. 68-73.
27. Rex D.F. Blocking action in the middle troposphere and its effect on regional climate. II. The climatology of blocking action / D.F. Rex // *Tellus*. – 1950. – Vol. 3. – P. 275-301.
28. Шакина Н.П., Иванова А.Р. Блокирующие антициклоны: современное состояние исследований и прогнозирования / Н.П. Шакина, А.Р. Иванова // *Метеорология и гидрология*. – 2010. – № 11. – С. 5-18.
29. Коровкина Л.В. Синоптико-климатическая характеристика процессов блокирования в атмосфере: Обзорная информация. Метеорология / Л.В. Коровкина – Обнинск, 1988. – 50 с.
30. Аристов Н.А. Исследование квазистационарных антициклонов, характерных для естественных синоптических периодов / Н.А. Аристов // *Труды ЦИП*. – 1949. – Вып. 19(46). – С. 3-81.
31. Борисова Е.И., Хазова О.Н. Повторяемость некоторых типов

- стационарных антициклонов / Е.И. Борисова, О.Н. Хазова // Труды ЦИП. – 1957. – Вып. 56. – С. 31-70.
32. Кивганов А.Ф., Голощак О.П. Антициклоны восточной Европы / А.Ф. Кивганов, О.П. Голощак // Метеорология, климатология и гидрология. – 1998. – Вып. 35. – С. 81-89.
33. Груза Г.В., Коровкина Л.В. Климатический мониторинг процессов блокирования западного переноса в Северном полушарии / Г.В. Груза, Л.В. Коровкина // Метеорология и гидрология. – 1991. – № 8. – С. 11-17.
34. Груза Г.В., Коровкина Л.В. Сезонные особенности пространственного распределения индексов блокирования в Северном полушарии / Г.В. Груза, Л.В. Коровкина // Метеорология и гидрология. – 1991. – № 3. – С. 108-110.
35. Pelly J.L. and Hoskins B.J. A new perspective on blocking / J.L. Pelly and B.J. Hoskins // J. Atmos. Sci. – 2003. – Vol. 60. – № 3. – P. 743-755.
36. Marques R.F.C. and Rao V.B. Interannual variations of blockings in the Southern Hemisphere and their energetics / R.F.C. Marques and V.B. Rao // J. Geophys. Res. – 2000. – Vol. 105. – P. 4625-4636.
37. Burkhardt J.P. and Lupo A.R. The planetary- and synoptic-scale interactions in a Southern Pacific blocking episode using PV diagnostics / J.P. Burkhardt and A.R. Lupo // J. Atmos. Sci. – 2005. – Vol. 62. – № 6. – P. 1901-1916.
38. Barriopedro D., Garcia-Herrera R., and Huth R. Solar modulation of Northern Hemisphere winter blocking / D. Barriopedro, R. Garcia-Herrera, and R. Huth // J. Geophys. Res. – 2000. – Vol. 118. – D14118. – Doi: 10.1029/2008JD009789.
39. Мохов И.И. Действие как интегральная характеристика климатических структур: оценки для атмосферных блокингов / И.И. Мохов // Доклады РАН. – 2006. – Т. 409. – № 3. – С. 403-406
40. Woollings T. and Hoskins B. Simultaneous Atlantic-Pacific blocking and the Northern Annular Mode / T. Woollings and B. Hoskins // Quart. J. Roy. Meteorol. Soc. – 2008. – Vol. 134. – P. 1635-1646.
41. Barriopedro D., Anton M., and Garcia J.A. Atmospheric blocking signatures in total ozone and ozone miniholes / D. Barriopedro, M. Anton, and J.A. Garcia // J. Climate. – 2010. – Vol. 21. – № 7. – P. 3967-3983.
42. Lejenas H. and Okland H. Characteristics of Northern Hemisphere blocking as determined from a long time series of observational data / H. Lejenas and H. Okland // Tellus. – 1983. – Vol. 35A. – P. 350-362.
43. Tibaldi S. and Monteni F. On the operational predictability of blocking / S. Tibaldi and F. Monteni // Tellus. – 1990. – Vol. 42A. – P. 343-365.
44. Lupo A.R. and Smith P.J. Climatological features of blocking anticyclones in the Northern Hemisphere / A.R. Lupo and P.J. Smith // Tellus. – 1995. – Vol. 47a. – P. 439-456., WMO. Definition of the tropopause // WMO Bull. – 1957. – Vol. 6. – P. 136.
45. Tyrlis E. and Hoskins B.J. Aspects of a Northern Hemisphere atmospheric blocking climatology / E. Tyrlis and B.J. Hoskins // J. Atmos. Sci. – 2008. – Vol. 65. – № 5. – P. 1638-1652.
46. Недострелова Л.В. Энергетика блокирующего процесса / Л.В. Недострелова // Український гідрометеорологічний журнал. – 2011. – № 8. – С.

74-83.

47. Abramopoulos F., C. Rosenzweig, and B. Choudhury. Improved ground hydrology calculations for global climate models (GCMs): Soil water movement and evapotranspiration // *Journal of Climate*. – 1988. – Vol. 1. – P. 921–941.
48. Robock A., Mu M., Vinnikov K., Trofimova I.V., Adamenko T.I. Forty-five years of observed soil moisture in the Ukraine: No summer desiccation (yet) // *Geophysical Research Letters*. – 2005. – Vol. 32. – L03401.
49. Владимиров А.М. Гидрологические расчёты. – Л.: Гидрометеиздат, 1990. – 366 с.
50. Владимиров А.М. Сток рек в маловодный период года. – Л.: Гидрометеиздат, 1976 – 295 с.
51. Beran M., Rodier J.A. Hydrological aspects of droughts. P.: UNESCO-WMO, 1985. (Studies and reports in hydrology; N39).
52. Болгов М.В., Мишон В.М., Сенцова Н.И. Современные проблемы оценки водных ресурсов и водообеспечения. – М.: Наука, 2005. – 318 с.
53. Tallaksen L.M., Madsen H., Clausen B. On the definition and modeling of streamflow drought duration and deficit volume // *Ibid*. 1997. Vol. 42, N 1. P.15-33.
54. Hisdal H., Tallaksen L.M. Drought event definition, Oslo, 2002. (Techn. Rep. to the ARIDE Project; N 6).
55. Cramer H., Leadbetter M.R. Stationary and related stochastic processes. N.Y.: Wiley, 1967.
56. Yevjevich V. An objective approach to definition and investigations of continental hydrological drought. Fort Collins, 1967 (Hydrol. Pap. Colorado State Unit.; N 23).
57. Владимиров А.М. Минимальный сток рек СССР. Л.: Гидрометеиздат, 1970. – 293 с.
58. Пособие по определению расчетных гидрологических характеристик. – Л.: Гидрометеиздат, – 1984. – 447с.
59. Гопченко Е.Д., Гушля А.В. Гидрология с основами мелиорации. – Л.: Гидрометеиздат, 1988.- 303 с.
60. Загальна гідрологія: Підручник. / За ред. В.К. Хільчевського, О.Г. Ободовського, В.В. Гребіня та ін. Видавничо-поліграфічний центр “Київський університет”, 2008. -399с.
61. Великанов М.А. Гидрология суши: Учебник. – Л.: Гидрометеиздат, 1964.- 403с.
62. Справочник по водным ресурсам / Под ред. Б.И.Стрельца. – К.: Урожай, 1987. – 304 с.
63. Бефани А.Н. Пути генетического определения нормы стока. – Научный ежегодник ОГУ. – Одесса. – 1957. – 125 с.
64. Аксьом С.Д., Хільчевський В.К. Вплив сульфатного карсту на хімічний склад природних вод у басейні Дністра. – К.: Ніка-центр, 2002. – 204 с.
65. Камзіст Ж.С., Шевченко О.Л. Гідрогеологія України. Навчальний посібник. – Київ. Фірма “Інкос”, 2009 – 612 с.
66. Кирилюк М.І. Водний баланс і якісний стан водних ресурсів Українських Карпат: Навчальний посібник. – Видавництво “Рута” Чернівецького

національного університету. – 2001. – 246 с.

67. Давыдов Л.К. Водоносность рек СССР, ее колебания и влияние на нее физико-географических факторов. - Л.: Гидрометеиздат, 1947.- 162 с.
68. Шикломанов И.А. Влияние хозяйственной деятельности на речной сток. - Л.: Гидрометеиздат, 1989. - 335 с.
69. Вишневський В.І. Річки і водойми України. Стан і використання. - Київ.: Віпол, 2000. - 375с.
70. Лобода Н.С., Шаменкова О.И. Обоснование стохастических моделей годового суммарного и подземного стока в условиях осушительных мелиораций (по материалам западного Полесья) // Міжвід. наук. зб. України. - Метеорологія, кліматологія та гідрологія. - Одеса. - 2002. – Вип. 46. - С. 279 – 293.
71. Лобода Н.С. Проблемы гидрологических расчетов в условиях антропогенного воздействия и модель "климат -сток"// Міжвід. наук. зб. України. - Метеорологія, кліматологія та гідрологія. - Одеса. - 2007. – Вип. 50. частина друга- С. 14 – 19.
72. Лобода Н.С., Гопченко Е.Д. Модели оценки и прогноза состояния водных ресурсов рек бассейна Придунайских озер в естественных и нарушенных хозяйственной деятельностью условиях // Міжвід. наук. зб. України. - Метеорологія, кліматологія та гідрологія - Одеса. - 2001. – Вип. 42. - С. 50 - 62.
73. Швебс Г.І., Ігошин М.І. Каталог річок і водойм України. Навч.-довідковий посібник. За ред. Гопченка Є.Д. – Одеса «Астропринт», 2003. – 389 с.
74. Международный гидрологический словарь. - 2-е изд. - Женева: ВМО, 1992. - 414 с.
75. Лобода Н.С., Божок Ю.В. Засушливость климата и минимальный сток рек Украины // Материалы международной конференции молодых ученых и аспирантов «Первые Виноградовские чтения. Будущее гидрологии». - Санкт-Петербург:«Арт-Экспресс», 2013. – С. 70-71.
76. Лобода Н.С. Методи статистичного аналізу у гідрологічних розрахунках і прогнозах: Навч. посібник. – Одеса: Екологія, 2010. – 184 с.
77. Ресурсы поверхностных вод СССР. Украина и Молдавия. Т. 6. Вып. 1. Зап. Украина и Молдавия. – Л.: Гидрометеиздат, 1960. – 882 с.
78. Гребінь В.В. Сучасний водний режим річок України (ландшафтно-гідрологічний аналіз). –К.: Ніка-центр, 2010. - 316 с.
79. Лобода Н.С., Божок Ю.В. Шляхи визначення можливої гідрологічної посухи за метеорологічними даними в умовах змін клімату для річок північно-західного Причорномор'я // Геополітика та екогеодинаміка регіонів: Науковий журнал – м. Сімферополь, 2014р. – Т.10. – Вип.1 – С. 281-289.
80. Божок Ю.В., Лобода Н.С. Оцінка впливу посух на характеристики меженного стоку річки Савранка // Вісник Одеського державного екологічного університету: Науковий журнал / Голов. ред. Є.Д. Гопченко. –Одеса: Екологія, 2014. – Вип. 18. – С. 119-126.
81. Лобода Н.С., Божок Ю.В. Влияние засушливости климата на минимальный сток рек (на примере реки Тилигул) // Сборник трудов Северо-

- Кавказского института по проектированию водохозяйственного и мелиоративного строительства. – Пятигорск: ОАО «Севкавгипроводхоз», 2014. – Выпуск 20. – С. 163-172.
82. Владимирова А.М. Сток рек в маловодный период года. – Л.: Гидрометеиздат, 1976 – 295 с.
83. Практические рекомендации по расчету разбавления сточных вод в реках, озерах и водохранилищах - Л., 1970. - 87 с.
84. Романенко В.Д. Основы гидроэкологии. К.: Генеза, 2004. -664с.
85. Хільчевський В.К. Водопостачання і водовідведення. Гідроекологічні аспекти.: ВЦ “Київський університет”, 1999. -319с.
86. Алекин О.А. Гидрохимия. Л., Гидрометеиздат, 1968. 282с.; Вороноков П.П. Гидрохимия местного стока Европейской территории СССР - Л.: Гидрометеиздат, 1970 - 187 с.
87. Loboda N.S., Pilipyuk.V.V. Assessment of water quality of the Psel river using hydrochemical indicators in the different seasons of year // Sustainable development. – 2014/ - №16. – С. 114 – 117.
88. Основи гідрохімії: підручник / В.К. Хільчевський, В.І. Осадчий, С.М. Курило. – К.: Ніка-Центр, 2012. – 312с.
89. Пилип'юк В.В., Лобода Н.С. Динаміка хімічного складу р.Псел та оцінка її якості // Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. Відповідальний редактор Хільчевський В.К. – К. ВГЛ ”Обрії”, 2010. -Т.4(21). – С. 125-134.
90. Лозовицький П.С. Водні та хімічні меліорації ґрунтів. Навчальний посібник. К. Видавничо-поліграфічний центр Київський університет. -2010. - 276 с.
91. Loboda N.S., Pilipyuk.V.V. Hydrochemical composition of Psel and Vorskla river waters under conditions of antropogenic influence // European Applied Sciences/ - 2014/ - №7. – С. 57 – 60.
92. Пилип'юк В.В., Лобода Н.С. Оцінка самоочищувальної здатності річок Псел та Ворскла // Матеріали міжнародної наукової конференції студентів і молодих вчених Сучасна гідрометеорологія сучасні проблеми та шляхи їх вирішення. Одеськ.Держ.Екологічний Університет. – Одеса ТЕС, 2014. – С.116-117.
93. Долгополов К.В. Федорова Е.Ф. Вода – национальное достояние. - М.: «Мысль», 1973 - 255 с.
94. Пилип'юк В.В., Лобода Н.С. Оценка антропогенной нагрузки на водные ресурсы рек Псел и Ворскла // Матеріали V Міжнародної наукової конференції студентів, магістрів і аспірантів “Регіональні екологічні проблеми”. Одеськ. Держ. Екологічний університет. – Одеса: ТЕС,2012, С.229-231.
95. Правошинский Н.А., Смольянинов В.М., Гречухина Т.Д. О мерах охраны водоёмов в городской черте от загрязнения стоком дождевых, талых и поливомоечных вод // Проблемы использования водных ресурсов. – Минск, 1971. – С. 109-117.
96. Лобода Н.С., Пилип'юк В.В. Аналіз змін якості води річок Псел та Ворскла у часі // Матеріали II Міжнародної конференції Молодь у вирішенні екологічних та соціально-економічних проблем сьогодення. Одеса: ТОВ “ДІА”, 2013. – С.109-111

97. Калинин Г.П. О гидрологических основах управления режимом вод суши. – «Метеорология и гидрология», 1970, № 4, - С. 112 – 120.
98. Лобода Н.С., Пилип'юк В.В. Тенденції зміни водності та якості річок Псел та Ворскла на початку ХХІ сторіччя // Україна: географія цілей та можливостей. Зб. наук. праць. – Н.: ФОП “Лисенко М.М.”, 2012. – Т.1 – С.192-195.
99. Лобода Н.С., Пилип'юк В.В. Динаміка хімічного складу води по довжині р. Ворскла та оцінка її якості // Вісник Одеського державного екологічного університету. – Вип.11. - Одеса: ТЕС. – 2011. - С. 178-189.
100. Гідролого-гідрохімічна характеристика мінімального стоку річок басейну Дніпра / В.К. Хільчевський, І.М. Ромась, М.І. Ромась та ін.; за ред. В.К. Хільчевського. – К.: Ніка-центр, 2007. -184 с.
101. Климат в опасности: Популярный путеводитель по докладам МГЭИК / Под ред. К.Штульберге, К.Хеберлайн. – Женева, Швейцария, 2012. – 63 с.
102. Букша І.Ф., Гожик П.Ф., Ємельянова Ж.Л., Трофімова І.В., Шерешевський А.І. Україна та глобальний парниковий ефект. Книга 2. Вразливість і адаптація екологічних та економічних систем до зміни клімату. – Київ, 1998. – 210 с.
103. Гопченко Е.Д., Лобода Н.С. Оценка возможных изменений водных ресурсов Украины в условиях глобального потепления // Гидробиологический журнал. - Киев: Институт гидробиологии НАН Украины. - т.36, №3. - 2000. - С. 67 - 78.
104. Лобода Н.С., Дорофєєва В.П. Стан водних ресурсів річки Дністер за сценаріями глобального потепління // Матеріали п'ятої всеукраїнської наукової конференції “Гідрологія, гідрохімія, гідроекологія”, 22-24 вересня 2011р. - Чернівці: Чернівецький національний університет, 2011. – С.148-150.
105. IPCC Special Report in Emissions Scenarios (SRES). IPCC, 2000 – Nebojsa Nakicenovic and Rob Swart (Eds.). University Press, UK. pp 570.
106. IPCC Fourth Assessment Report: Climate Change 2007. - Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, USA, 2007. – 996 p
107. Roeckner, E., K. Arpe, L. Bengtsson, M. Cristoph, M. Claussen, L. Dumenil, M. Esch, U. Schlese, U. Schulzweida. The atmospheric general circulation model ECHAM4: Model description and simulation of present-day climate // MaxPlanck-Institute fur Meteorologie, Report.– 1996. – No.218.
108. Samuelsson, P., Jones, C.G., Willén, U., Ullerstig, A., Gollvik, S. and co-authors. The Rossby centre regional climate model RCA3: Model description and performance // Tellus.- 2011.- 63A, 4–23.
109. Електронний ресурс <http://ensemblesrt3.dmi.dk>
110. Гопченко Є.Д., Лобода Н.С. Оцінювання природних водних ресурсів України за методом водно-теплогового балансу // Наук. Праці УкрНДГМІ. –2001. – Вип.249. – С.106-120.
111. Лобода Н.С., Гопченко Є.Д. Стохастичні моделі у гідрологічних розрахунках. - Навчальний посібник. – Одеса: Екологія, 2006. – 200 с.
112. Мезенцев В.С. Расчеты водного баланса: Учебное пособие. - Омск, 1976.- 76с.
113. Мезенцев В.С., Карнацевич И.В. Увлажненность Западно-Сибирской

равнини - Л.: Гидрометеиздат, 1969. - 75с.

114. Лобода Н.С., Гопченко Є.Д. Водні ресурси України у зв'язку з кліматичними умовами // Україна: географічні проблеми сталого розвитку. Зб. наук. пр. – Українське географічне товариство, 2004. – С.144-146.

115. Loboda N.S. The assessment of present and future Ukrainian water resources on meteorological evidence// *Climat and Water*.-1998.-Vol.1.-P.1486-1494.

116. Лобода Н.С. Оцінка стану водних ресурсів України в умовах змін регіонального клімату та їх вплив на економіку України (розділ колективної монографії під ред.. Степаненко С.М., Польового А.М.) // Оцінка впливу кліматичних змін на галузі економіки України. – Одеса.: Екологія. – 2011. – С.566-605.

117. Лобода Н.С., Сербова З.Ф., Божок Ю.В. Вплив змін клімату на водні ресурси України у сучасних та майбутніх умовах (за сценарієм глобального потепління А1В // Український гідрометеорологічний журнал. Одеса, ТЕС, №15, 2014. – С. 149-159.

118. Лобода Н.С., Тучковенко Ю.В., Божок Ю.В. Зміни чинників формування водно-сольового балансу Тилігульського лиману у останні десятиріччя // Матеріали Всеукраїнської науково-практичної конференції “Лимани Північно-західного Причорномор'я: сучасний гідро екологічний стан; проблеми водного та екологічного менеджменту, рекомендації щодо їх вирішення”. Одеса., ТЕС, 2014. – С.16-18.

119. Лобода Н.С., Сербова З.Ф., Куза А.М., Божок Ю.В. Вплив змін клімату на живлення лиманів північно-західного Причорномор'я прісними водами за сценаріями глобального потепління // Матеріали Всеукраїнської науково-практичної конференції “Лимани північно-західного Причорномор'я: актуальні гідро екологічні проблеми та шляхи їх вирішення”, 12-14 вересня 2012р., Україна, м. Одеса. – Одеса:ТЕС, 2012. – С.24-27.

120. Божок Ю.В., Лобода Н.С. Характеристики посушливості для території Північно-Західного Причорномор'я у сучасних умовах та за прогнозами кліматичних сценаріїв // Україна:географія цілей та можливостей. Зб. наук.праць. – Н.:ФОП “Лисенко М.М.”, 2012.-Т.3 – С.17-19.

121. Куза А.Н. , Лобода Н.С. Влияние глобальных изменений климата на режим малых рек Северо-Западного Причерноморья / А.Н. Куза, Н.С. Лобода, // Материалы VII Международной конференции „Современные рыбохозяйственные и экологические проблемы Азово-Черноморского региона”, (Керчь, 20-23 июня 2012 г.). – Керчь: ЮгНиро, 2012. – Т. 1. – С. 189-191.

122. Лобода Н.С., Гриб О.М., Сіренко А.М. Оцінка припливу прісних вод до Куяльницького лиману // Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. Гол. Ред.. Хільчевський В.К. – К. Видавництво Київського національного університету. - 2011. -Т.1(22). – С. 51-59.

123. Божок Ю.В., Лобода Н.С. Посухи на території водозбору Тилігульського лиману // Матеріали Всеукраїнської науково-практичної конференції “Лимани Північно-західного Причорномор'я: сучасний гідро екологічний стан; проблеми водного та екологічного менеджменту, рекомендації щодо їх

вирішення”. Одеса., ТЕС, 2014. – С.19-21.

124. Оцінка багаторічних змін складових водного балансу Куяльницького лиману для розробки рекомендацій по збереженню його природних ресурсів: Звіт з НДР. Од. держ. екол. ун-т. – Одеса, 2009. – 90 с.

125. Геоэкологический анализ ситуации и разработка схем мероприятий по улучшению водно-солевого режима Куяльницкого лимана: Отчёт о НИР. Од. гос. ун-т им. И.И. Мечникова. – Одесса, 1995. – 190 с.

126. Розенгурт М.Ш. Гидрология и перспективы реконструкции природных ресурсов Одесских лиманов. – К.: Наук. думка, 1974. – 225 с.

127. Гриб О.М., Лобода Н.С., Тучковенко Ю.С. Оцінка водно-сольового режиму Тилігульського лиману за різних умов водообміну з Чорним морем // Матеріали VI Всеукраїнської наукової конференції з міжнародною участю "Проблеми гідрології, гідрохімії, гідроекології". - м. Дніпропетровськ: ТОВ «Акцент ПП», 2014 р. – С. 72-74.

128. Стан гідрографічної мережі річки Великий Куяльник в умовах водогосподарських перетворень на її водозбірному басейні: Звіт з НДР. Од. держ. екол. ун-т. – Одеса, 2011. – 165 с.

129. Про затвердження переліку водних об'єктів, що відносяться до категорії лікувальних: Постанова Кабінету Міністрів України № 1499 від 11.12.1996 р.

130. О границах округа и зон санитарной охраны курорта Куяльник в Одесской области: Постанова Ради Міністрів УРСР № 102 від 07.03.1985 р.

131. Лобода Н.С., Божок Ю.В., Гриб О.М. Зміни припливу прісних вод до Куяльницького лиману в кліматичних умовах сценаріїв глобального потепління А1В, В1, А2 // Матеріали VI Всеукраїнської наукової конференції з міжнародною участю "Проблеми гідрології, гідрохімії, гідроекології". - м. Дніпропетровськ: ТОВ «Акцент ПП», 2014 р. – С. 177-179.

132. Лобода Н.С., Гриб О.М., Божок Ю.В. Використання моделі “клімат-стік” до оцінки змін водно-сольового балансу Куяльницького лиману в умовах глобального потепління // Матеріали Всеукраїнської науково-практичної конференції “Лимани Північно-західного Причорномор’я: сучасний гідро екологічний стан; проблеми водного та екологічного менеджменту, рекомендації щодо їх вирішення”. Одеса., ТЕС, 2014. – С.70-72.

133. Гриб О.М., Лобода Н.С., Гопченко Є.Д., Килимник О.М. Гідроекологічні проблеми річки Великий Куяльник і Куяльницького лиману // Матеріали п'ятої всеукраїнської наукової конференції “Гідрологія, гідрохімія, гідроекологія”, 22-24 вересня 2011р. - Чернівці: Чернівецький національний університет, 2011. – С.59-61.