В.В. ГРЕБІНЬ

СУЧАСНИЙ ВОДНИЙ РЕЖИМ РІЧОК УКРАЇНИ

(ЛАНДШАФТНО-ГІДРОЛОГІЧНИЙ АНАЛІЗ)

Київ
Ніка-Центр
2010

УДК 551.583.1+556:[012;047;16]
ББК 26.22
С-12

Рецензенти:
В.І.Осадчий, доктор географічних наук, член-кореспондент Національної академії наук України, директор Українського науково-дослідного гідрометеорологічного інституту МНС України та НАН України;
П.Г.Шищенко, доктор географічних наук, професор, член-кореспондент Національної академії педагогічних наук України, заслужений діяч науки і техніки України, професор кафедри географії України Київського національного університету імені Тараса Шевченка;
В.М.Тімченко, доктор географічних наук, старший науковий співробітник, завідувач лабораторії гідрології та управління водних екосистем Інституту гідробіології НАН України.

Затверджено Вченою радою географічного факультету Київського національного університету імені Тараса Шевченка, протокол № 5 від 25 травня 2010 року.

Гребінь В.В.
Сучасний водний режим річок України (ландшафтно-гідрологічний аналіз) / В.В.Гребінь. – К. : Ніка-Центр, 2010. – с.

ISBN

У монографії розглядаються питання впливу кліматичних змін на водний режим річок України починаючи з другої половини 80-х років XX століття.

Обґрунтовано та реалізовано територіальну та функціональну структури ландшафтно-гідрологічної організації території України. Визначено та обгрунтувано часові межі періоду зміненого гідрологічного режиму річок країни. Досліджено закономірності просторово-часової динаміки та розподілу сучасних змін елементів водно-теплового балансу та відповідних змін внутрішньорічного розподілу стоку річок в межах окремих ландшафтно-гідрологічних провінцій по фазах гідрологічного режиму та гідрологічних сезонах.

Для фахівців – гідрологів, гідроекологів, географів, студентів-гідрометеорологів.

УДК 551.583.1+556:[012;047;16]
ББК 26.22

© В.В. Гребінь, 2010

ЗМІСТ

ПЕРЕДМОВА..... 12

РОЗДІЛ 1 КЛІМАТИЧНА ОБУМОВЛЕНІСТЬ СУЧАСНИХ ЗМІН ВОДНОГО РЕЖИМУ РІЧОК..... 17
1.1 Сучасні зміни глобального клімату..... 17
1.2 Зміни клімату України як відображення глобальних кліматичних змін..... 28
1.3 Вивченість проблеми оцінки впливу змін клімату на режим річок..... 34
1.4 Дослідження українських вчених щодо впливу кліматичних змін на умови формування та характеристики стоку річок..... 39

РОЗДІЛ 2 ВОДНИЙ РЕЖИМ РІЧОК УКРАЇНИ ТА ГОЛОВНІ ЧИННИКИ ЙОГО ФОРМУВАННЯ..... 45
2.1 Загальна характеристика річкової мережі території України..... 45
2.2 Головні риси водного режиму річок..... 55
2.3 Природні чинники формування стоку та їх аналіз..... 60
2.3.1 Геолого-геоморфологічна будова..... 61
2.3.2 Рельєф..... 66
2.3.3 Кліматичні умови..... 68
2.3.4 Гідрогеологічні умови..... 74
2.3.5 Грунтово-рослинний покрив..... 76
2.4 Антропогенний вплив на річки України та його оцінка..... 82

РОЗДІЛ 3 ТЕОРЕТИКО - МЕТОДОЛОГІЧНІ ЗАСАДИ АНАЛІЗУ ГІДРОЛОГІЧНОГО РЕЖИМУ РІЧОК..... 90
3.1 Формування та розвиток географо-гідрологічного напряму дослідження водних об'єктів..... 90
3.2 Аналіз основних методів дослідження..... 102
3.2.1 Басейновий метод..... 102
3.2.2 Ландшафтно-гідрологічний метод..... 105
3.3 Послідовність ландшафтно-гідрологічного аналізу... 112

3.4 Методичні підходи до ландшафтно-гідрологічного районування..... 116
РОЗДІЛ 4 МЕТОДОЛОГІЯ ДОСЛІДЖЕННЯ ЗМІН ВОДНОГО РЕЖИМУ РІЧОК УКРАЇНИ..... 131
4.1 Оцінка вихідних даних..... 131
4.2 Ландшафтно-гідрологічний аналіз території України та обрання просторових об'єктів дослідження..... 136
4.3 Вибір періодів дослідження та оцінка їх репрезентативності..... 160
4.4 Перевірка гідрометеорологічної інформації на однорідність..... 166

РОЗДІЛ 5 ВНУТРІШНЬОРІЧНИЙ РОЗПОДІЛ СТОКУ РІЧОК УКРАЇНИ ТА ЙОГО ЗМІНИ..... 179
5.1 Основні закономірності формування внутрішньорічного розподілу стоку..... 179
5.2 Характеристика внутрішньорічного розподілу стоку річок країни..... 186
5.3 Живлення річок як фактор формування внутрішньорічного розподілу стоку..... 190
5.3.1 Методичні аспекти виділення окремих видів живлення річок..... 190
5.3.2 Зміни структури видів живлення річок України як передумова внутрішньорічних змін водності..... 195
5.4 Зміни параметрів внутрішньорічного розподілу стоку в сучасний період..... 203
5.4.1 Елементи водно-теплового балансу та їх зміни. 203
5.4.2 Характеристика сучасних особливостей внутрішньорічного розподілу стоку річок країни..... 213

РОЗДІЛ 6 МАКСИМАЛЬНИЙ СТІК РІЧОК УКРАЇНИ ТА ЙОГО СУЧАСНІ ЗМІНИ..... 233
6.1 Умови формування та основні характеристики максимального стоку..... 234
6.1.1 Весняне водопілля..... 234
6.1.2 Паводковий стік..... 240
6.2 Зміни характеристик максимального стоку та їх просторовий розподіл по території країни..... 243
6.2.1 Весняне водопілля..... 243

6.2.2 Паводковий стік..... 250

РОЗДІЛ 7 СУЧАСНІ ЗМІНИ МІНІМАЛЬНОГО СТОКУ РІЧОК КРАЇНИ..... 259
7.1 Фактори формування та основні характеристики мінімального стоку..... 260
7.1.1 Умови формування стоку меженних періодів.. 260
7.1.2 Характеристики мінімального стоку річок України..... 264
7.2 Просторово - часова оцінка сучасних змін характеристик мінімального стоку..... 271

ВИСНОВКИ..... 280

СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ..... 283

СОДЕРЖАНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ..... 12

РАЗДЕЛ 1 КЛИМАТИЧЕСКАЯ ОБУСЛОВЛЕННОСТЬ СОВРЕМЕННЫХ ИЗМЕНЕНИЙ ВОДНОГО РЕЖИМА РЕК..... 17

1.1 Современные изменения глобального климата..... 17

1.2 Изменения климата Украины как отображение глобальных климатических изменений..... 28

1.3 Изученность проблемы влияния изменений климата на режим рек..... 34

1.4 Исследования украинских ученых относительно влияния климатических изменений на условия формирования и характеристики стока рек..... 39

РАЗДЕЛ 2 ВОДНЫЙ РЕЖИМ РЕК УКРАИНЫ И ГЛАВНЫЕ ФАКТОРЫ ЕГО ФОРМИРОВАНИЯ..... 45

2.1 Общая характеристика речной сети территории Украины..... 45

2.2 Главные черты водного режима рек..... 55

2.3 Природные факторы формирования стока и их анализ..... 60

2.3.1 Геолого-геоморфологическое строение..... 61

2.3.2 Рельеф..... 66

2.3.3 Климатические условия..... 68

2.3.4 Гидрогеологические условия..... 74

2.3.5 Почвенно-растительный покров..... 76

2.4 Антропогенное влияние на реки Украины и его оценка..... 82

РАЗДЕЛ 3 ТЕОРЕТИКО-МЕТОДОЛОГИЧЕСКИЕ ПРИНЦИПЫ АНАЛИЗА ГИДРОЛОГИЧЕСКОГО РЕЖИМА РЕК... 90

3.1 Формирование и развитие географо-гидрологического направления исследования водных объектов..... 90

3.2 Анализ основных методов исследования..... 102

3.2.1 Бассейновый метод……..... 102

3.2.2 Ландшафтно - гидрологический метод..... 105

3.3 Последовательность ландшафтно-гидрологического анализа..... 112
3.4 Методические подходы к ландшафтно-гидрологическому районированию..... 116

РАЗДЕЛ 4 МЕТОДОЛОГИЯ ИССЛЕДОВАНИЯ ИЗМЕНЕНИЙ ВОДНОГО РЕЖИМА РЕК УКРАИНЫ..... 131
4.1 Оценка исходных данных..... 131
4.2 Ландшафтно-гидрологический анализ территории Украины и выбор пространственных объектов исследования..... 136
4.3 Выбор периодов исследования и оценка их репрезентативности..... 160
4.4 Проверка гидрометеорологической информации на однородность..... 166

РАЗДЕЛ 5 ВНУТРИГОДОВОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ СТОКА РЕК УКРАИНЫ И ЕГО ИЗМЕНЕНИЯ..... 179
5.1 Основные закономерности формирования внутригодового распределения стока..... 179
5.2 Характеристика внутригодового распределения стока рек страны..... 186
5.3 Питание рек как фактор формирования внутригодового распределения стока..... 190
5.3.1 Методические аспекты выделения отдельных видов питания рек..... 190
5.3.2 Изменения структуры видов питания рек Украины как предпосылка внутригодовых изменений водности..... 195
5.4 Изменения параметров внутригодового распределения стока в современный период..... 203
5.4.1 Элементы водно-теплового баланса и их изменения..... 203
5.4.2 Характеристика современных особенностей внутригодового распределения стока рек страны..... 213

РАЗДЕЛ 6 МАКСИМАЛЬНЫЙ СТОК РЕК УКРАИНЫ И ЕГО СОВРЕМЕННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ..... 233
6.1 Условия формирования и основные характеристики максимального стока..... 234
6.1.1 Весеннее половодье..... 234
6.1.2 Паводочный сток..... 240
6.2 Изменения характеристик максимального стока и их пространственное распределение по территории страны..... 243
6.2.1 Весеннее половодье..... 243
6.2.2 Паводочный сток..... 250

РАЗДЕЛ 7 СОВРЕМЕННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ МИНИМАЛЬНОГО СТОКА РЕК СТРАНЫ..... 259
7.1 Факторы формирования и основные характеристики минимального стока..... 260
7.1.1 Условия формирования стока меженных периодов..... 260
7.1.2 Характеристики минимального стока рек Украины..... 264
7.2 Пространственно-временная оценка современных изменений характеристик минимального стока..... 271

ВЫВОДЫ..... 280

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ..... 283

CONTENTS

FOREWORD..... 12

CHAPTER 1 Climate conditionality of modern changes of streamflow regime..... 17
1.1 Modern changes of global climate..... 17
1.2 Changes of climate in Ukraine as a representation of global climate changes..... 28
1.3 Overview of issue dedicated to assessment of climate changes impact on river regime..... 34
1.4 Research of Ukrainian scientist concerning climate changes impact on formation and characteristics of rivers runoff..... 39

CHAPTER 2 STREAMFLOW REGIME OF UKRAINIAN RIVERS AND MAIN FACTORS OF ITS FORMATION..... 45
2.1 General characteristics of rivers network at the territory of Ukraine..... 45
2.2 Main features of streamflow regime..... 55
2.3 Natural factors of runoff formation and its analysis... 60
2.3.1 Geology-geomorphologic structure..... 61
2.3.2 Relief..... 66
2.3.3 Climate conditions..... 68
2.3.4 Hydrogeological conditions..... 74
2.3.5 Soil-vegetation covering..... 76
2.4 Impact of human activity on the rivers in Ukraine and its assessment..... 82

CHAPTER 3 THEORY - METHODICAL GROUNDS OF RIVER HYDROLOGICAL REGIME ANALYSIS.. 90
3.1 Forming and development of geography-hydrological area of study of water objects research. 90
3.2 Analysis of main research methods..... 102
3.2.1 Basin method..... 102
3.2.2 Landscape-hydrological method..... 105
3.3 Sequence of landscape-hydrological research method 112

3.4 Methodical approaches of landscape-hydrological zoning..... 116

CHAPTER 4 RESEARCH METHODOLOGY OF WATER REGIME CHANGES OF UKRAINIAN RIVERS.... 131
4.1 Assessment of initial data..... 131
4.2 Landscape - hydrological analysis of the territory of Ukraine and selection of spatial research objects..... 136
4.3 Selection of research periods and assessment of its representativeness..... 160
4.4 Validation of hydrometeorological information for the homogeneity..... 166

CHAPTER 5 ANNUAL DISTRIBUTION OF RUNOFF AT UKRAINIAN RIVERS AND ITS CHANGES..... 179
5.1 Main regularities of formation of annual runoff distribution..... 179
5.2 Characteristic of annual runoff distribution of Ukrainian rivers..... 186
5.3 River alimentation as factor of annual runoff distribution formation..... 190
5.3.1 Methodical aspects of dividing of particular forms of river alimentation..... 190
5.3.2 Changes of forms structure of river alimentation in Ukrainian rivers as a precondition of annual runoff changes..... 195
5.4 Changes of parameters of annual runoff in modern time..... 203
5.4.1 Components of water-thermal balance and its changes..... 203
5.4.2 Characteristic of modern peculiarities of annual runoff distribution in rivers of Ukraine..... 213

CHAPTER 6 MAXIMUM RUNOFF OF RIVERS IN UKRAINE AND ITS MODERN CHANGES..... 233
6.1 Forming conditions and main characteristics of maximum runoff..... 234
6.1.1 Spring flood..... 234

6.1.2 Flood runoff..... 240
6.2 Changes of maximum runoff characteristics and its spatial distribution over the territory of the country... 243
6.2.1 Spring flood..... 243
6.2.2 Flood runoff..... 250

CHAPTER 7 MODERN CHANGES OF MINIMUM RUNOFF OF RIVERS IN UKRAINE..... 259
7.1 Forming factors and main characteristics of minimum runoff..... 260
7.1.1 Forming conditions of runoff during low water periods..... 260
7.1.2 Characteristics of minimum runoff of rivers in Ukraine..... 264
7.2 Spatial-time assessment of modern changes of minimum runoff characteristics..... 271

CONCLUSIONS..... 280

REFERENCES..... 283

ПЕРЕДМОВА

Більшість гідрологічних розрахунків у підсумку зводиться до перспективної оцінки режимних характеристик на найближчі десятиліття з метою гідротехнічного та водогосподарського проектування, а також довготермінового планування заходів по використанню та охороні водних ресурсів. Методологія таких оцінок традиційно базується на статистичній обробці даних спостережень за попередній багаторічний період, гідрологічні характеристики якого поширюються на час експлуатації або планування заходів, що проектуються. Такий підхід виходить із уявлення про стаціонарність (квазістаціонарність) процесу багаторічних змін кліматичних умов формування річкового стоку.

Обгрунтованість такого підходу в даний час викликає значні сумніви у зв'язку із змінами клімату, що відбуваються в останні десятиліття XX та на початку XXI століття. Для гідрології найбільший інтерес мають не стільки масштаби можливого глобального потепління (на 1-2 або більше градусів), скільки наслідки можливого потепління для зміни зонального перерозподілу випаровування та, особливо, атмосферних опадів. Наслідки потепління вже у найближчому майбутньому можуть викликати суттєві перетворення гідрологічного циклу на Землі та кардинальні зміни гідрокліматичних умов в багатьох регіонах світу.

У зв'язку з цим, до ***найбільш актуальних завдань***, що постають перед гідрологами, відноситься виявлення сучасних закономірностей водного режиму річок на фоні потепління, що відбувається, та оцінка цих змін на перспективу.

На жаль, на відміну від інших держав, дослідження сучасних змін гідрологічного режиму річок України під впливом кліматичних змін не отримали необхідного розвитку. Вони є досить розрізненими та безсистемними, у більшості випадків дається лише загальна характеристика змін окремих гідрологічних характеристик.

Метою роботи є дослідження сучасного водного режиму річок України шляхом реалізації методології ландшафтно-гідрологічного аналізу.

Відповідно до поставленої мети в роботі вирішувались наступні ***задачі:***

- ***аналіз і узагальнення*** існуючих підходів та ***обгрунтування вибору*** методології застосування ландшафтно-гідрологічного аналізу для досліджень водного режиму;

- ***вдосконалення методології*** ландшафтно-гідрологічного аналізу ***з метою її прикладного застосування*** для досліджень гідрологічного режиму річок;

- ***обгрунтування*** територіальної та функціональної ***структури ландшафтно-гідрологічної організації*** території України;

- визначення ***часових меж*** періоду зміненого гідрологічного режиму та їх обгрунтування;

- ***апробація*** теоретико-методологічних ***розробок,*** їх прикладне застосування для аналізу характеристик сучасного водного режиму річок України.

Об'єктом досліджень є ландшафтно-гідрологічні ***системи регіонального рівня*** в межах України.

Предметом досліджень – методологія регіонального ландшафтно-гідрологічного аналізу та її ***прикладне застосування*** для вивчення водного режиму річок країни.

Застосована у даній роботі методологія ландшафтно-гідрологічного аналізу території України використовує і розвиває концептуальні підходи ***географо-гідрологічного*** (В.Г.Глушков, 1933; Л.К.Давидов, 1947; М.І.Львович, 1963; П.С.Кузін, В.І.Бабкін, 1979; О.М.Антіпов, Л.М.Коритний, 1981; Н.І.Коронкевич, 1995; М.І.Алексєєвський, 1998); ***геосистемно-гідроекологічного*** (В.І.Пелешенко, 1975; Л.М.Горєв, 1989; А.В.Яцик, 1991; В.М.Тімченко, 1992; В.К.Хільчевський, 1996; І.П.Ковальчук, 1997; Я.О.Мольчак, 1999; В.М.Самойленко, 2000; О.Г.Ободовський, 2002; С.І.Сніжко, 2002; М.І.Ромась, 2003; Б.В.Кіндюк, 2004; В.І.Осадчий, 2008); ***водно-теплового балансу*** (В.С.Мезенцев, 1969; Є.Д.Гопченко, Н.С.Лобода, 1997); ***водогосподарсько-гідрологічного*** (В.І.Вишневський, 2001) методів дослідження. Структурний аналіз ландшафтно-гідрологічних систем виконано з використанням ***мультіваріаційних статистичних методів*** (факторного та кластерного аналізу). Для обробки вихідних даних використано ***кореляційний*** та ***регресивний*** методи статистичного аналізу. У роботі застосовано методи ***класифікації*** та ***районування*** як способи узагальнення просторової організації території.

Вихідними матеріалами для узагальнень є опубліковані дані з типізації річок України, дані спостережень Гідрометслужби України,

матеріали Держводгоспу України щодо використання водних ресурсів.

Наукова новизна одержаних результатів полягає в ***розвитку*** автором ***теоретичних та методологічних основ ландшафтно-гідрологічного аналізу*** території та його ***практичного застосування*** і містить такі положення:

- удосконалено ***методологію ландшафтно-гідрологічного аналізу*** з метою її прикладного застосування для досліджень території України;
- розроблено ***ієрархічну класифікацію ландшафтно-гідрологічних систем*** різного рангу для території країни;
- виконано ***ландшафтно-гідрологічне районування території України*** з виділенням двох головних рівнів ландшафтно-гідрологічної диференціації – зонального та провінційного;
- визначено ***часові межі періоду зміненого гідрологічного режиму*** річок країни, вибір якого обгрунтовано перевіркою однорідності рядів гідрометеорологічних характеристик;
- виконано ***дослідження сучасних змін елементів водно-теплового балансу*** території України та ***відповідних змін*** розподілу ***стоку*** річок по фазах гідрологічного режиму та гідрологічних сезонах, встановлено ***зміни лімітуючих сезонів*** та місяців;
- удосконалено ***методику виділення підземного живлення річок*** та здійснено її апробацією на річках України. Досліджено ***зміни структури видів живлення*** річок країни як передумову внутрішньорічних змін водності;
- визначено тенденції у термінах проходження та величинах ***максимумів холодного і теплого періодів року*** та їх співвідношенні;
- досліджено сучасні зміни ***характеристик мінімального стоку*** річок країни.

Практичне значення одержаних результатів полягає у вдосконаленні теоретико-методологічної бази ландшафтно-гідрологічного аналізу та її прикладному застосуванні. Розроблена ієрархічна класифікація ландшафтно-гідрологічних систем різного рангу, ландшафтно-гідрологічне районування території України, отримані автором дані щодо характеристик сучасного водного режиму річок України можуть бути використані з метою гідротехнічного та водогосподарського проектування, а також планування заходів по використанню та охороні водних ресурсів.

Результати досліджень ***впроваджено*** в Інституті гідротехніки та меліорації Національної академії аграрних наук та Українському науково-дослідному гідрометеорологічному інституті Міністерства України з питань надзвичайних ситуацій та у справах захисту населення від наслідків Чорнобильської катастрофи та Національної академії наук України.

Монографія є результатом досліджень, що виконувались згідно планів науково-дослідних робіт географічного факультету Київського національного університету імені Тараса Шевченка за участю автора як наукового керівника та виконавця за держбюджетними та госпдоговірними темами, які входили до складу наукового напрямку "Охорона навколишнього середовища" (2000-2010 рр.).

Теоретико-методологічні та прикладні рішення роботи було ***реалізовано***, зокрема, в рамках державної теми №06БФ050-03 "Аналіз антропогенного впливу на гідрологічний, русловий та гідрохімічний режими річок та рівень забрудненості атмосферного повітря території України" (2006-2010 рр.) та дев'яти госпдоговірних тем впродовж 2001-2010 рр.

Основні результати роботи ***апробовано*** на понад 20 всеукраїнських та міжнародних з'їздах, конференціях, нарадах.

Методологію застосування ландшафтно-гідрологічного аналізу для досліджень сучасних змін водного режиму річок України обгрунтовано, розроблено та реалізовано автором самостійно.

Збір інформації та її первинний статистичний аналіз виконано автором разом із групою співробітників науково-дослідного сектору гідроекології та гідрохімії під керівництвом І.О.Шевчук. Мультіваріаційний аналіз гідрологічних процесів і явищ в процесі реалізації алгоритму ландшафтно-гідрологічного аналізу території України здійснено автором разом із асистентом кафедри гідрології та гідроекології Ю.О.Чорноморець. Графічну реалізацію просторового розподілу характеристик водного режиму виконано разом із В.М.Струтинською.

Крім наукового консультанта – докт. геогр. наук, проф. В.К.Хільчевського, автор користувався порадами колег: докт. геогр. наук, проф. О.Г.Ободовського, докт. геогр. наук, с.н.с. М.І.Ромася, докт. геогр. наук, проф. С.І.Сніжка, докт. геогр. наук, проф. В.М. Самойленка, докт. фіз.- мат. наук, проф. В.Ф.Мартазіновой, за що їм щиро вдячний.

Автор вважає своїм обов’язком висловити щиру вдячність колишньому завідувачу кафедри гідрології і гідрохімії та науковому керівнику проблемної науково-дослідної гідрохімічної лабораторії докт. геогр. наук, проф. В.І. Пелешенку, наукові ідеї якого знайшли свою реалізацію в дослідженнях значної плеяди учнів, зокрема і в даній роботі.

РОЗДІЛ 1
КЛІМАТИЧНА ОБУМОВЛЕНІСТЬ СУЧАСНИХ ЗМІН ВОДНОГО РЕЖИМУ РІЧОК

1.1. Сучасні зміни глобального клімату

Стрімке глобальне потепління клімату за останні 100-150 років можна вважати надійно встановленим емпіричним фактом. Вважають, що сучасний лінійний тренд приземної температури нашої планети (з коефіцієнтом близько 0,5 ^{o}C за 100 років) – результат антропогенного підсилення глобального атмосферного парникового ефекту, спричиненого, головним чином, викидами вуглекислого газу при спалюванні викопного палива (кам'яного вугілля, нафти, газу) та, в меншій мірі, змінами в господарському використанні земельних ресурсів [1].

Припущення про можливість розвитку потепління внаслідок накопичення в атмосфері вуглекислого газу, що утворюється при спалюванні органічного палива, були оприлюднені ще у першій половині XX століття, однак тоді вони не були підтверджені емпіричними даними і не привертали уваги наукової громадськості. Ситуація змінилася на початку 70-х років минулого століття, коли був представлений кількісний прогноз майбутнього антропогенного потепління [2], який в подальшому видався досить реалістичним. В монографіях М.І. Будико [3,4], а також у сумісній монографії цього автора та Ю.А.Ізраеля [5], що вийшла наприкінці 80-х років минулого століття, було детально розглянуто механізми впливу сучасної господарської діяльності на клімат.

Вже у 70-х роках XX століття радянські вчені-кліматологи визначили величину підвищення середньої глобальної температури нижнього шару атмосфери (ΔT) за емпіричними даними з досить високою точністю. Особливо надійними виявились оцінки цього параметру, отримані за палеокліматичними матеріалами з урахуванням результатів досліджень змін хімічного складу атмосфери у геологічному минулому [6,7]. У колективній монографії М.І. Будико та Ю.А. Ізраеля [5] вперше виконано порівняння регіональних розподілів аномалій температури для трьох теплих епох минулого – оптимуму голоцену, оптимуму останньої міжльодовикової епохи (125 тис. років тому, підвищення середньої

глобальної температури на 2,0 ^{o}C) та оптимуму пліоцену (3 - 4 млн. років тому, підвищення середньої глобальної температури на 3,0– 4,0 ^{o}C). При цьому з'ясувалось, що регіональні розподіли відносних значень аномалій температури, поділені на середні аномалії температури для Північної півкулі, в усіх випадках практично співпадають, як для зими, так і для літа. Це дає можливість застосування аналогового методу для прогнозування клімату майбутнього.

У жовтні 1985 року на міжнародній конференції у м.Феллах (Австрія) вперше була визначена на офіційному рівні загроза глобального потепління, що пов'язана з парниковим ефектом антропогенного походження. Тоді було рекомендовано урядам всіх країн враховувати цю загрозу при розробці та реалізації проектів у галузі використання земельних та водних ресурсів в сільському господарстві, енергетиці та ін.[8].

Наприкінці 80-х, на початку 90-х років минулого століття у роботах М.І. Будико та П.Я. Гройсмана [5,9,10] з'являються прогнози щодо змін клімату на території колишнього СРСР на період 2000, 2025 та 2050 рр. При цьому передбачалось підвищення глобальної температури повітря Північної півкулі, відповідно, на 1,0; 2,5; 3,0 - 4,0 ^{o}C.

Ситуація, що склалася, вимагала від вчених-кліматологів світу більш точних оцінок. У 1988 році Програмою ООН по навколишньому середовищу та Всесвітньою метеорологічною організацією (ВМО) була створена Міжурядова група експертів по змінах клімату, що є найбільш авторитетною міжнародною організацією, яка займається оцінкою змін глобального та регіонального клімату у минулому, в теперішній час та у майбутньому, впливом кліматичних змін та можливостями адаптації до них. Перед нею була поставлена задача регулярно оцінювати прогрес, досягнутий у вивченні клімату та його змін, давати об'єктивну картину змін кліматичної системи та фізичних процесів, що викликають ці зміни. Доповіді експертів міжурядової групи публікуються кожні 5-6 років. Розроблялись також рекомендації щодо використання існуючих моделей кліматичної системи для оцінки її змін в майбутньому під впливом природних та антропогенних факторів [11]. У 2000 році була опублікована Третя доповідь експертної групи, згідно якої протягом XX століття глобальна температура повітря зросла на 0,6 ± 0,2 ^{o}C. У минулому

столітті 90-ті роки були найбільш теплими, а 1998 рік характеризувався самою високою середньою річною температурою у Північній півкулі. Кількість атмосферних опадів у XX столітті зростала на 0,5-1,0 % за десятиріччя в більшості районів високих і середніх широт Північної півкулі, при цьому у другій половині століття дещо зросла повторюваність значних опадів.

За даними комісії, концентрація вуглекислого газу в атмосфері з 1750 р. по 2000 рік зросла на 31%. Такого високого рівня вона не досягала жодного разу за останні 420 тис. років. Швидкість зростання концентрації вуглекислого газу в XX столітті не має аналогів протягом останніх 20 тис. років. Майже ¾ антропогенної емісії CO_2 в атмосферу протягом останніх 20 років обумовлено спалюванням органічного палива. Інша частина емісії пов'язана із змінами у землекористуванні, особливо зі скороченням площ лісів.

Концентрація метана в атмосфері зросла з 1750 р. на 151% і продовжує зростати. Більше половини приросту концентрації CH_4 має антропогенне походження (використання органічного палива, розвиток тваринництва, утилізація сміття та ін.). На 17% з 1750 р. зросла в атмосфері і концентрація N_2O (закис азоту). Третина концентрації, на думку експертів, має антропогенне походження (сільськогосподарська обробка земель, хімічна промисловість).

Антропогенний аерозоль, що має вцілому негативний радіаційний вплив на клімат, не є довготривалим компонентом у складі атмосфери, однак у зв'язку із неперервними антропогенними викидами його концентрація у приземному шарі атмосфери є практично постійною.

Міжурядова група експертів по змінах клімату забезпечила узагальнення накопичених наукових даних про вплив антропогенної емісії парникових газів на кліматичну систему, про наслідки змін клімату для біосфери, економіки та здоров'я людини. Це створило наукову базу для розробки та прийняття в 1992 році Рамкової конвенції ООН по змінах клімату [12], що є значною мірою конвенцією про наміри. Практичними інструментами її реалізації повинні бути додаткові протоколи, що визначають конкретні дії щодо зниження антропогенного впливу на кліматичну систему, адаптації до тих кліматичних змін, яким людство не зможе запобігти. Ратифікація Кіотського протоколу – єдиного практичного інструменту, спрямованого на зниження емісії парникових газів, наштовхується на значні труднощі. Вони значною мірою є наслідком суттєвих прогалин

в сучасних знаннях щодо процесів антропогенних змін клімату, їх наслідків та, особливо, ефективних і достатніх заходів по подоланню негативних наслідків. Це обумовило затримку ратифікації Протоколу та значною мірою визначило вихід з нього Сполучених Штатів Америки – одного з головних ініціаторів розробки Кіотського протоколу [13]. На думку авторів, для зростання реального значення Кіотського протоколу та прискорення вступу його в силу в якості першого кроку слід було б надати реалістичні оцінки мінімально достатніх дій людства щодо зменшення швидкості зростання концентрації парникових газів в атмосфері, показати можливості їх ефективного поєднання із заходами по адаптації до змін клімату. В даний час діяльність вчених багатьох країн, зокрема російського Інституту глобального клімату та екології, спрямована на створення системи критеріїв небезпечного антропогенного впливу на кліматичну систему Землі [14]. Думку про те, що сучасне потепління клімату обумовлено посиленням природного парникового ефекту внаслідок антропогенних викидів парникових газів (перш за все CO_2), поділяє і ряд закордонних вчених, перш за все ті, що входять до складу Міжурядової групи експертів по змінах клімату.

У Четвертій доповіді експертів, що була опублікована в лютому 2007 року, відмічено, що зростання глобальної температури приземного шару повітря може продовжуватися десятки і сотні років, оскільки вуглекислий газ та деяки інші гази, що потрапили в атмосферу, можуть знаходитись в ній тривалий час. В доповіді відмічено, що одинадцять з дванадцяти років (за період 1995-2006 рр.) були найтеплішими за всю історію інструментальних спостережень за температурою поверхні Землі. За оновленим графіком (рис.1.1) за 100-річний період (1906-2005 рр.) зростання глобальної температури за лінійним трендом дорівнює 0,74 ^{o}C.

У планетарному масштабі найтеплішим вважається 1998 рік (відхилення від кліматичної норми ΔT складає 0,54 ^{o}C), що пояснюється явищем Ель-Ніньо та додаванням підвищення його температури до тренду глобального потепління. 2007 рік за своєю аномальністю займає 8 місце (ΔT складає 0,4 ^{o}C) у останньому десятиріччі. Йому передують від більш теплого до більш холодного наступні роки: 2005, 2002, 2003, 2004, 2006, 2001.

Значні аномалії температури цих років навряд чи можна віднести до розряду випадкових і слід розглядати, як переконливе доведення глобального потепління, що продовжується у XXI ст.

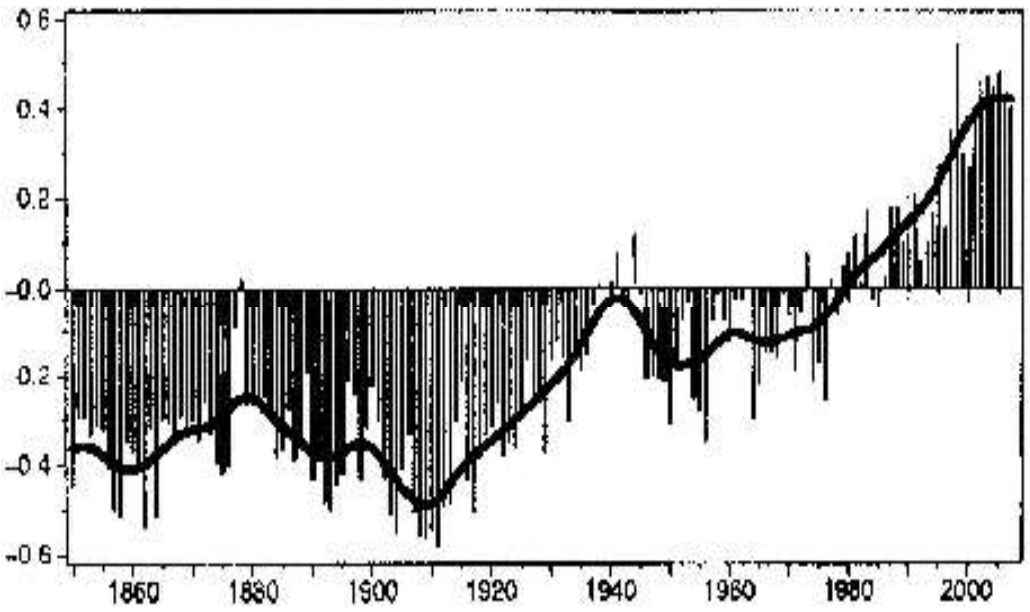


Рис. 1.1. Аномалія сумарної річної приземної температури повітря і температури поверхні моря за період 1861-2007 рр., (відхилення в °С від середніх величин за період 1961-1990 рр.), осереднена по Земній кулі, за [8]

Найбільші зміни клімату проявляються в регіонах з найбільшою міжрічною мінливістю температури повітря, а також від десятиріччя до десятиріччя та в ті сезони, в які ця мінливість також максимальна [8].

Згідно доповіді МГЕЗК, протягом наступних 100 років викиди парникових газів будуть причиною подальших змін клімату. Якщо викиди парникових газів протягом XXI століття залишаться на теперішньому рівні або перевищать його, то це призведе до подальшого потепління і спричинить численні зміни у глобальній кліматичній системі, які дуже ймовірно будуть серйознішими і глибшими, ніж відповідні зміни клімату, що відбулися протягом XX століття. На основі комплексного аналізу даних за основними компонентами кліматологічної системи експерти МГЕЗК зробили висновки, що реакція клімату на вплив антропогенних факторів відбувається на фоні природних коливань клімату, часові масштаби яких тривають від декількох тижнів до декількох століть. Важливим є те, що глобальна кліматична система буде продовжувати змінюватися із зростанням температури на 0,1 ^{o}C кожні 10 років.

Останні оцінки вчених Головної геофізичної обсерваторії ім. Воєйкова (Росія) під керівництвом В.П.Мелешка свідчать про наступне: хоча половина CO_2, що накопичений у атмосфері, буде

акумульована протягом століття океаном та біосферою, близько 20% його буде залишатись в атмосфері ще кілька тисяч років. Саме через це вміст CO_2 буде зростати в атмосфері ще досить тривалий час, навіть за умови скорочення його емісії у найближчі десятиліття. Оскільки океан має значно більшу термічну інерцію, ніж атмосфера, він реагує на радіаційний вплив зі значним запізненням – від десятків до сотен років. Через те, що антропогенні зміни клімату є результатом кумулятивного (за кілька десятиліть) радіаційного впливу, то потепління буде продовжуватись протягом кількох наступних десятиліть, незважаючи на те, які сценарії антропогенного впливу будуть реалізовані в дійсності [15]. Можна відмітити роботи [16-20], що є науковими звітами експертів, де наводяться дані про сучасний клімат та його варіації, моделі клімату та ступені відповідності результатів моделювання даним спостережень. Групою експертів розроблені довгострокові сценарії емісії парникових газів та аерозоля в атмосферу в XXI столітті, які опубліковані у доповідях. Загальна кількість сценаріїв - понад 40, всі вони об'єднані у чотири основні сюжетні групи. Еволюція концентрацій різних парникових газів (CO_2; CH_4; N_2O та ін.) в атмосфері протягом XXI століття визначалась за допомогою сучасних фотохімічних та карбонатних моделей [21]. В якості інструмента оцінки змін клімату використовуються моделі загальної циркуляції атмосфери і океану (МЗЦАО). В даний час у світі існує кілька десятків таких моделей, аналіз яких показав відсутність жодної, яка б задовольняла існуючі вимоги з точки зору відтворення сучасного клімату. Тому для оцінок можливих (в майбутньому) змін клімату вчені Головної геофізичної обсерваторії ім. Воєйкова (Росія) рекомендують використовувати ансамбль з кількох моделей (мультимодельну оцінку) - [22]. Для аналізу клімату та його змін зазвичай використовують водозбори великих річок, оскільки, по-перше, вони характеризуються субконтинентальним масштабом (найменшим просторовим масштабом для якого достовірність розрахунків за допомогою МЗЦАО не викликає сумнівів); по-друге, за відсутністю надійних даних про випаровування, спостереження за річковим стоком дозволяють отримати інтегральні середньорічні оцінки різниці опадів і випаровування для водозбору вцілому, що є необхідним для апробації моделей. На відміну від середньорічних, моделі значно гірше дозволяють відтворювати середньомісячні температури повітря

біля поверхні землі, місячні суми опадів та величину снігового покриву [23, 24].

Незважаючи на систематичні похибки у відтворенні середніх значень температури повітря, що властиві практично всім МЗЦАО, оцінки параметрів її міжрічної мінливості на основі ансамбля модельних розрахунків добре узгоджуються з даними спостережень, адекватно відбиваючи головні риси просторового розподілу параметрів мінливості в різні сезони. Порівняння модельних трендів і даних спостережень за температурою повітря у конкретних регіонах в окремих випадках є некоректним внаслідок значної вибіркової мінливості оцінок трендів за даними спостережень. В першу чергу це стосується оцінок для зимового сезону в районах зі значною природньою мінливістю [25].

Порівняння результатів моделювання (за моделями МЗЦАО) та даних натурних спостережень, проведене на кафедрі метеорології і кліматології Московського державного університету показало, що моделі здатні вірно відтворювати середні місячні значення температури повітря, опадів, характеристик снігового покриву. Але недоліком всіх, без виключення, моделей є мінімальний масштаб осереднення, при досягненні якого варіації похибок відтворення характеристик стабілізується. Для місячних значень температури і опадів ця площа осереднення становить майже 2,5 млн. км^2, для снігового покриву – майже 1,0 млн. км^2 [26]. Достовірність модельних результатів набагато вище на рівнинах, ніж в гірських районах. Оцінку якості модельних кліматичних полів біля земної поверхні автори рекомендують здійснювати на основі даних про клімати минулого (палеоклімати).

Використання палеоаналогів широко вживається вченими Росії [27-31] та інших держав [32-35] для обґрунтування сучасного глобального потепління та прогнозування його подальшого розвитку. При цьому точки зору окремих вчених діаметрально протилежні. Якщо в роботах [27,28,32-34] першопричиною різких коливань клімату в минулому називають зміну концентрацій в атмосфері парникових газів (CO_2 та CH_4), то інші вчені обґрунтовують точку зору про вторинність змін концентрації парникових газів відносно змін температури повітря [29-31,35].

Серед факторів, що викликають зміни клімату, частина вітчизняних та закордонних вчених називають вплив Світового океану на великомасштабний перерозподіл потоків тепла в

кліматичній системі океан – атмосфера – суша [36-44]. Встановлено, що протягом XX століття віковий тренд приземної температури повітря на материках та над океанами був різноспрямованим. За дослідженнями вчених Інституту океанології РАН, прискорення росту температури повітря над сушею супроводжується уповільненням росту температури поверхні океану. Це може свідчити про внутрішній перерозподіл тепла у глобальній кліматичній системі, механізм якого є досить складним [36,37].

Висновки вчених Морського гідрофізичного інституту (м. Севастополь) свідчать про значну роль Північно-Атлантичного коливання (прояву низькочастотної природної мінливості системи океан – атмосфера) для Євро-Азійського регіону. Ними ж виділений період низькочастотної мінливості системи, що становить приблизно 65 років [42-45]. Питання про відносну роль природних та антропогенних факторів у формуванні кліматичної мінливості в Північно-Атлантичному районі з часовими масштабами від десятків до сотень років, на думку авторів, залишається відкритим.

Деякі російські вчені, зокрема А.Н.Монін та З.М.Гудкович, визнаючи пріоритетність у динаміці клімату 60-ти річних коливань (походження яких не пов'язане з антропогенним впливом на клімат) навіть говорять про настання фази відносного похолодання клімату (після 1998 р.), подібної до попередньої фази 1940-1960-х років [46,47]. Більш поміркованими у своїх висновках є вчені Санкт-Петербурзького університету О.А.Дроздов та П.П.Арапов [48], які визначають найсуттєвішими факторами, що впливають на клімат, прозорість атмосфери та вплив парникових газів. Проте, на їх думку, при дослідженнях особливостей сучасного потепління слід враховувати вплив інших факторів, з якими відбувається взаємодія. Зокрема, це атмосферна і океанічна циркуляція, вплив якої може суттєво позначитись на термічному режимі значних регіонів суші і океану. Різні точки зору щодо можливості поділу глобального потепління на природну та антропогенну складові представлені у роботах багатьох вчених світу. Досить поширеною є точка зору стосовно впливу змін сонячної активності на клімат Землі [49-60], щодо можливостей поділу антропогенної та природної складових у надходженні газів до атмосфери. Наприклад, вчені Інституту динаміки геосфер РАН [61] оцінюють загальний внесок антропогенних джерел для газів (CO_2; CH_4; N_2O та ін.) лише у 8%, а з

урахуванням внеску фреонів – у 20% глобального потепління. На думку деяких інших вчених [62-67], цей показник становить 50-60%.

Вчені Гідрометеорологічного Центру Російської федерації Н.С.Сидоренков та І.А.Орлов [68] та Інституту водних проблем Російської академії наук – А.В.Дзюба та Г.Н.Панін [69] - розглядають збуджуючий вплив міжрічної нерівномірності кутової швидкості обертання Землі на барічне поле, атмосферну ціркуляцію і радіаційний баланс кліматичної системи. Ними описаний фізичний механізм формування тенденцій глобальних кліматичних змін як відгук на композицію парнікового і ротаційного ефектів. Знайдені кореляції між аномаліями частоти форм атмосферної циркуляції і міждесятирічними варіаціями швидкості обертання Землі.

Представники гідрологічної теорії глобального потепління клімату земної кулі – В.І.Найденов та В.І.Швейкіна [70] стверджують, що зростання кількості опадів над сушею призвело до її більшого зволоження, зменшення амплітуди температурних коливань, зниження втрат тепла на випаровування та зменшення альбедо. Це обумовило виникнення додатних трендів вологозапасів і температури.

Таким чином, одним з найбільш поширених припущень про причини сучасного глобального потепління є накопичення в атмосфері внаслідок техногенних викидів різними галузями промисловості таких газів як CO_2, NH_4, CO, N_2O та ін., молекули яких затримують довгохвильову частину радіації, що випромінюється земною поверхнею, і створюють парниковий ефект, сприяючи потеплінню атмосфери. Одночасно накопичуються все нові і нові дані, що переконують вчених у відсутності зараз достатньо надійних доказів щодо визначального впливу діяльності людини на глобальне потепління клімату [47,71].

Сучасне потепління клімату характеризується кількома особливостями, а саме:

- різко вираженим сезонним ходом температурного режиму планети, який характеризується сильним потеплінням в холодний період року і незначним – в теплий;
- різко вираженим широтним розподілом потепління (зокрема, в Північній півкулі). Потепління клімату істотно зростає з широтою за певним законом (приблизно в два-три рази – в полярних районах Північної півкулі).

Аналіз сезонно-широтного розподілу потепління приводить до висновку, що рівень потепління для окремих сезонів у різних фізико-географічних регіонах планети при фіксованому підвищенні глобальної температури певним чином залежить від сучасної метеорологічної норми середньомісячних приземних температур повітря в цих районах. Основна риса цього ефекту – можливе посилення рівня потепління для тих сезонів і тих географічних регіонів, для яких метеорологічна норма середньомісячних температур приземного повітря нижча порівняно з іншими сезонами і сусідніми регіонами [72]. Саме тому регіональні аспекти змін основних кліматичних факторів – температури повітря в приземному шарі атмосфери та опадів, опинились у центрі уваги досліджень вчених багатьох країн світу.

Дослідженням сучасних змін кліматичних умов на території Росії та суміжних країн присвячена значна кількість робіт вчених Інституту глобального клімату і екології Росгідромета і Російської академії наук – Є.С.Гельвера, С.М.Семенова, М.Ю.Бардіна та інших [73-76]. Ними відмічені дві особливості сучасного потепління. По-перше, в західній частині колишнього СРСР початок росту температури вони відносять до початку 1980-х років – наприкінці 1970-х спостерігався чіткий мінімум; по-друге, протягом кількох останніх років зростання температури уповільнилося, що пов’язується авторами з міждесятирічними коливаннями температури на даній території.

Вченими Російського державного гідрометеорологічного університету К.В.Кондратовичем та А.І.Угрюмовим [77,78] досліджено зв’язок сучасних змін клімату Європейської території Росії зі змінами характеру атмосферної циркуляції над Північною Атлантикою та Європою протягом XX століття.

Зміни клімату Східної Європи протягом останніх 250 років за інструментальними даними вивчались дослідниками Московського енергетичного інституту Є.А.Газіною та В.В.Клименком [79], які відзначають зростання середньорічної температури повітря над цією частиною континенту протягом останніх 200 років. При цьому максимальне зростання зафіксоване у зимовий період року (до 3,0 градусів Цельсія). Ними виявлені температурні ритми з періодами 5, 6, 8, 13 та 22 роки, що відповідають спектру індекса Північно-Атлантичного коливання.

Довгоперіодні зміни характеристик річного ходу температури повітря над Європою за період 1901-2000 років досліджені вченими інституту океанології Російської академії наук [80]. Показано, що просторова структура амплітуд річного ходу температури повітря добре відображає послаблення впливу Атлантичного океану та посилення континентальності європейського клімату при просуванні із заходу на схід континенту. Відмічено, що тренди амплитуд протилежні за знаком над Східною та Західною Європою. Міжрічна мінливість амплитуд річного ходу температури повітря пов'язана із Північно-Атлантичним коливанням.

Аналізу змін температури повітря на території Росії та розробці емпіричного прогнозу цих змін на першу чверть XXI століття присвячені дослідження спеціалістів Державного гідрологічного інституту О.А.Анісимова, В.О.Лобанова та С.А.Реньової [81]. Вони оцінюють регіональну однорідність сучасних змін клімату на основі декількох критеріїв для першої половини XX століття та наступного періоду. Розглянуто зв'язок регіональних змін середньорічних та сезонних значень температури з глобальною температурою повітря. На основі цього зв'язку пропонується емпіричний прогноз на одне-два десятиріччя.

Сучасні регіональні зміни клімату Росії досліджуються також вченими лабораторії кліматології інституту географії Російської академії наук під керівництвом А.Б.Шмакіна [82]. Аналізуючи хід середньої річної температури повітря (осередненої по території країни) з 1951 по 2005 роки, вони виділяють два характерні періоди: базовий (1951-1980 рр.) та період сучасного потепління (з 1989 р.). Порівняння змін кліматичних характеристик проведено саме для цих двох періодів.

Змінам основних кліматичних характеристик республіки Білорусь присвячений ряд робіт вчених-кліматологів сусідньої країни М.А.Гольберга та В.Ф.Логінова [83,84]. Відмічена середня річна аномалія температури повітря по країні за 1989-2001 рр., що дорівнює 1,0 ^{o}C, а на півночі республіки до 1,2 ^{o}C. Аномалія досягає максимуму в січні (+3,7 ^{o}C) і, повільно зменшуючись, продовжується по квітень (+2,0 ^{o}C). Тільки перехідні місяці (травень, вересень, листопад) характеризуються від'ємною аномалією температури в межах до 0,5^{o} С. Самим холодним місяцем зими стає грудень. Потепління кінця XX століття на території Білорусі не позначилось на річній сумі опадів, але в останнє десятиріччя значно посилилась нерівномірність

випадіння опадів, як всередині року, так і за окремі роки. Досліджуючи однорідність рядів температури повітря та атмосферних опадів на території Білорусі в умовах потепління клімату [85], вчені інституту проблем використання природних ресурсів та екології НАН Білорусі виявили, що сучасне потепління клімату в межах країни проявляється як багатоетапний неоднорідний стохастичний процес. Неоднорідність рядів температури повітря найбільше проявляється для січня-квітня і практично не відчувається у літні місяці. За усієї складності територіальної та часової структури розподілу атмосферних опадів на території Білорусі узагальнений ряд річних сум атмосферних опадів для країни вцілому виявився статистично однорідним.

Подібні результати отримані вченими країн: Східної – Польщі: Degirmendżie I., Kożuchowski K., Marciniak K., Trepinska I. [86,87]; Угорщини: Domonkos P., Bartholy J., Matgasovszky J., Weidinger T.[88,89]; Румунії: Cuculeanu V., Tuinea P., Bāltcanu D.[90]; Болгарії: Vladev D. [91]; Центральної та Західної Європи – Німеччини: Gűnter T., Stalmann V.[92]; Франції: Moisselin J.-M., Schneider M., Canellas C., Spagnoli B., Planton S., Déqué M. [93,94]; Ірландії: MeElwain L., Sweeney J. [95]; Ісландії: Hanne E., Jonsson T., Box J. [96] та іших.

Регіональні зміни кліматичних показників – приземної температури повітря та атмосферних опадів відмічені на території Китаю: Quan Weihong , Zhu Yafen, Hu Zeng - Zhen, Yang Song, Wang Shaowu, Gong Daoyi [97-99]; Японії: Aramaki T., Manabe S.[100]; США: Karoly D., Braganza K., Stott P. [101,102]; Австралії: Neville N. [103]; Грузії: Чітанава Р.Б., Кордзахія Г.И., Месхія Р.Ш. [104,105] та інших країн світу.

1.2. Зміни клімату України як відображення глобальних кліматичних змін

Динаміка клімату України як регіонального, значною мірою відповідає характерним рисам змін глобального клімату. Це підтверджується співпадінням багаторічного ходу аномалії глобальної та регіональної температур повітря.

Вперше на проблему зміни клімату в Україні звернули увагу відомі українські кліматологи І.Є.Бучинський та К.Т.Логвінов. Останньому належить гіпотеза про те, що на клімат України впливає

не тільки природний, але й антропогенний фактор глобального і регіонального масштабів. Обидва фактори накладаються і підсилюються один одним [106,107].

Результати емпірико-статистичних досліджень з даної проблематики висвітлено у роботах М.Б.Барабаш, Н.П.Гребенюк, О.Г.Татарчук, Т.В.Корж, Л.О.Ткач, які впродовж останніх двох десятиріч послідовно, кожні п’ять років, надають діагностичну оцінку клімату України під впливом природних і антропогенних факторів [108,109]. Дослідження в галузі просторово-часової динаміки клімату проведено В.М.Бабіченко [110].

Зміни клімату в окремих районах земної кулі, в тому числі в Україні, прийнято характеризувати за допомогою річної температури повітря. В Україні генеральною особливістю багаторічного ходу річної температури повітря є те, що він (в деякій мірі) повторює зміни глобальної температури. Цей висновок було наведено в роботі [8] і час від часу підтверджується у міру надходження нових даних. Постійні спостереження за температурою повітря із року в рік дають можливість зробити статистично обґрунтованою характеристику схожості вікового ходу річної глобальної і регіональної температури повітря.

На думку В.Ф.Мартазінової та Т.О.Свердлик [111], у віковому ході аномалії глобальної температури повітря, розрахованої відносно даних 1961-1990 рр., виділяються три періоди з різним характером її змін в часі:

- з початку XX століття і до 1940-х років – інтенсивне підвищення температури;
- 1940-ві – 1970-ті роки – відносна стабільність глобальної температури повітря;
- з кінця 1970-х років – по даний час – найбільший за все століття темп зростання глобальної температури повітря.

Потепління 30-х років XX століття було особливо помітним влітку, тобто це було потепління "літнього" типу. Зимою у цей час на території України, навпаки, спостерігалося зниження температури. Причини потепління 30-х років, на думку багатьох авторів, пов’язані із зменшенням вулканічної активності на Землі і збільшенням прозорості атмосфери, що забезпечило максимальний притік сонячної радіації. Двадцяті та тридцяті роки минулого століття виявилися найбільш спокійним періодом щодо вулканічної активності за останні 350 років.

Зміни клімату в Україні відбуваються відповідно зі змінами атмосферних процесів в Атлантико-Європейському секторі, до якого відноситься і циркуляція на території України.

Атмосферна циркуляція, осереднена за останні два десятиріччя, суттєво відрізняється від атмосферної циркуляції попередніх періодів, внаслідок чого температура повітря, особливо взимку, на території України помітно зросла. Холодне повітря Сибіру практично не досягає території України, тим самим не створюється морозних стійких погодних умов. Однак в нових умовах термічний режим зими став нестійким. Відлиги з дощами та значною додатньою аномалією температури повітря змінюються короткочасними, але сильними похолоданнями [112,113].

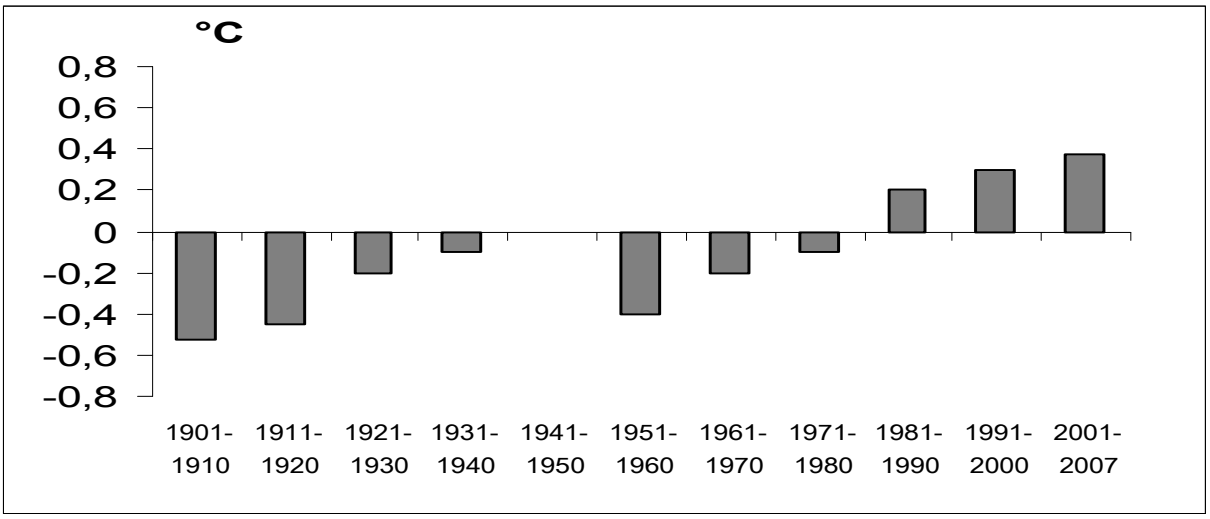
Зміни приземної циркуляції над територією України протягом останніх двох десятиріч відмічені також і у літній період. Переважає нестійка погода із значною ймовірністю вторгнень холодних повітряних мас в тилу циклонів та випадінням опадів [114].

Річна температура повітря на більший частині території України на початок XXI століття змінювалась у відповідності зі змінами глобальної температури – рис.1.2. Однак глобальне потепління позначається на змінах сезонної температури по-різному. Зміни середньої річної температури за 100-річний період (1900-2000 рр.) становили на Поліссі і в Лісостепу 0,7-0,9 ^{0}C, у Степу – 0,2-0,3 ^{0}C в бік потепління. В зимовий період потепління становить 1,2 ^{0}C, навесні 0,8 ^{0}C, влітку та восени зміни незначні [115,116].

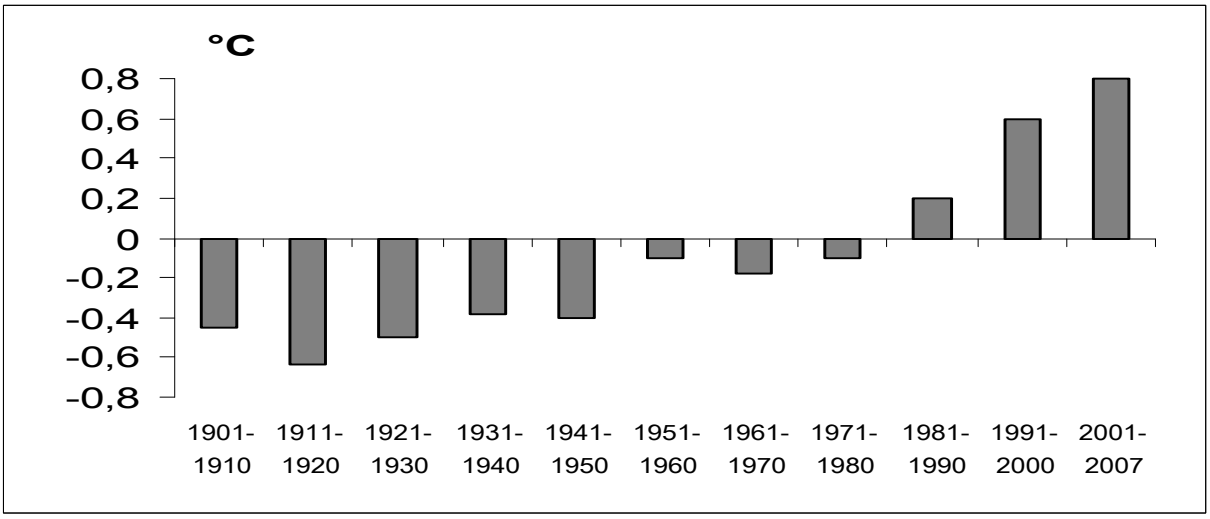
За період з 1900 по 2007 рр. річна сума опадів на території України змінювалась нерівномірно. В окремих районах відмічалось зростання їх кількості на 7-10% (понад 40 мм) від кліматичної норми, на іншій території вона залишилась в межах норми або дещо зменшилась. Відбувається вирівнювання кліматичного поля річної суми опадів по території України: в південно-східних регіонах річна сума зросла на 10-15%, а в північно-західних зменшилась на 5-10% [1,117]. З кінця 1970-х років практично по всій території України зафіксоване зменшення амплітуди кількості опадів з року в рік. Це означає стабілізацію режиму зволоження в межах кліматичної норми – рис. 1.3 [115].

Дослідження В.М.Бабіченко, Н.В.Ніколаєвої та Л.М.Гущиної [118] показують, що впродовж останніх 15 років (1990-2005 рр.) в температурному режимі приземного шару повітря на території України відбулись значні зміни. Зокрема, були перевищені значення

а)



б)



в)

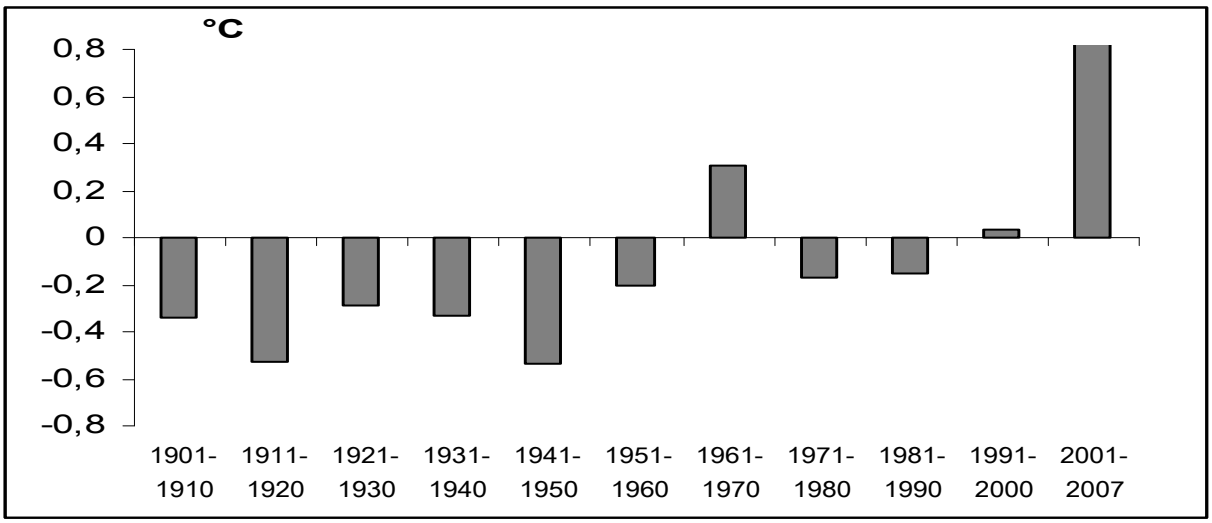
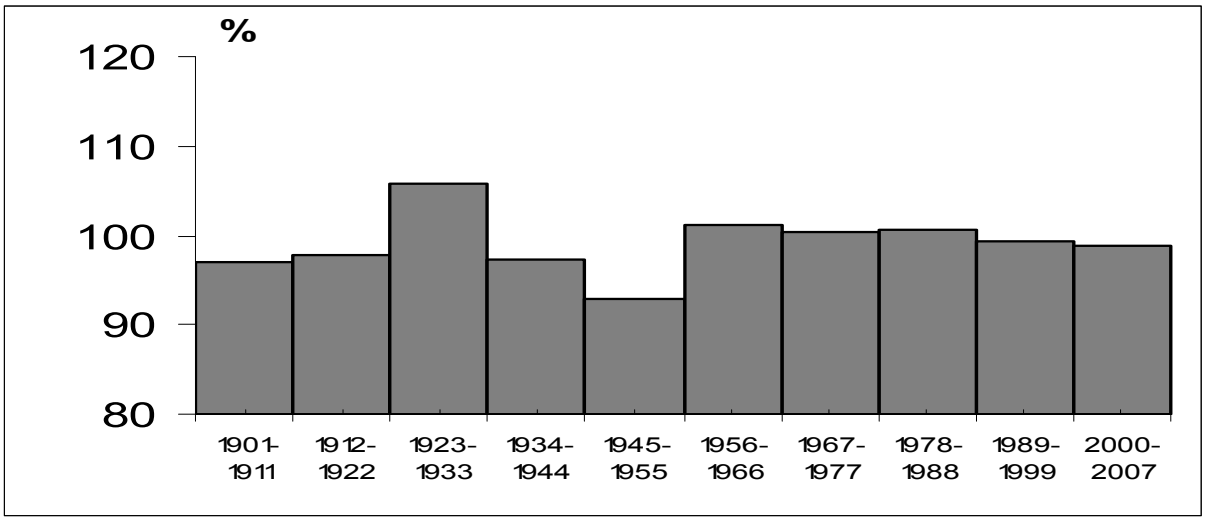
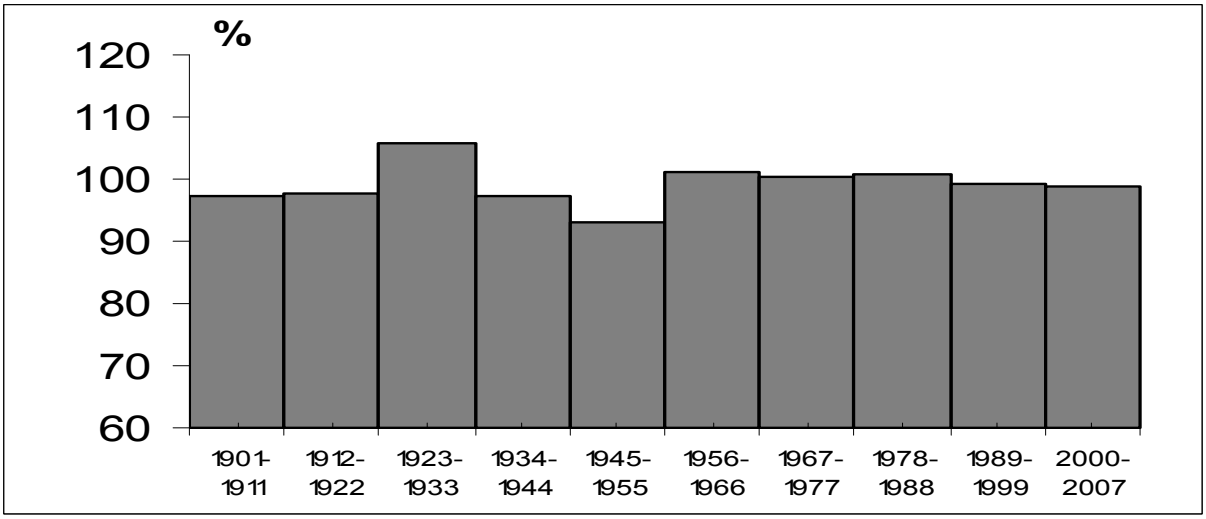


Рис. 1.2. Відхилення річної температури повітря (^{o}C) від кліматичної норми по десятирічках за період 1900-2007 рр.: а) глобальна; б) північна та центральна частина України; в) південна частина України, за [8]

а)



б)



в)

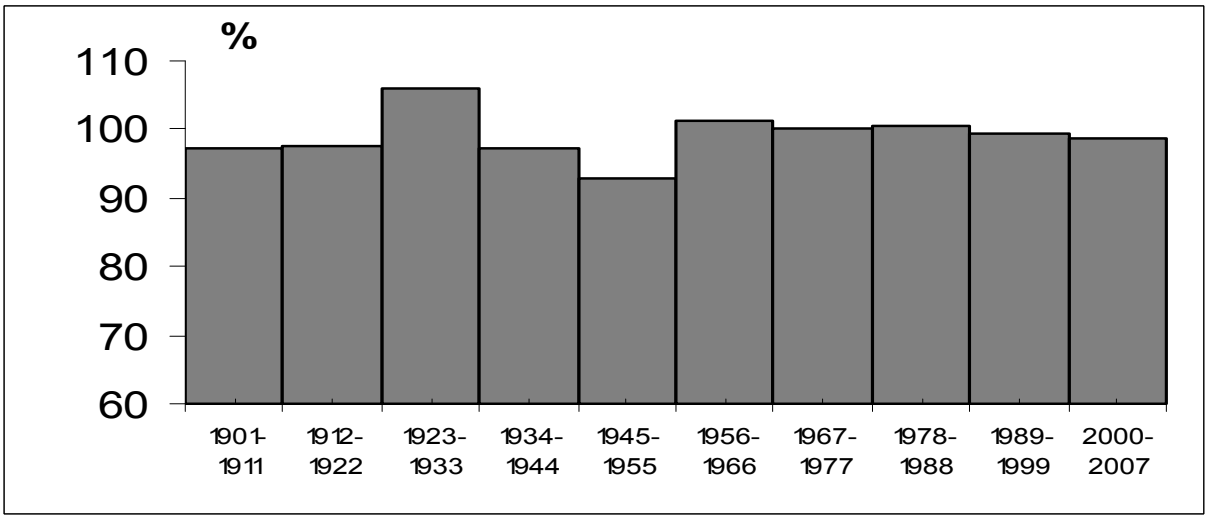


Рис. 1.3. Річна кількість опадів (% норми) за окремі 11-річки по деяким метеостанціям: а) Чернігів; б) Рівне; в) Луганськ, за [8]

найвищої та найнижчої середньої місячної температури повітря за 100-річний період. Так, у січні 1994 року найвища середня місячна температура повітря відмічалась на крайньому північному сході і заході; у лютому 2002 року – майже по всій території України; у квітні 2000 р. – на заході; у травні 2003 р., червні 1999 р., липні 2001 р., серпні 1999 р. найвища середня місячна температура спостерігалась в окремих районах.

Найнижчу середню місячну температуру повітря було зафіксовано у вересні 1996 р. і листопаді 1993 р. Оскільки показники температури повітря останніх 15 років вносять корективи у кліматологічну стандартну норму, то автори [118] пропонують визначати її не за 30-річний період (1961-1990 рр.), а за 45-річний (1961-2005 рр.). Порівняння кліматологічної норми за 45-річний період з кліматологічною стандартною нормою (1961-1990 рр.) показало, що у більшості місяців (січень-серпень, жовтень і в цілому за рік) температура повітря в Україні стала вищою, а у вересні, листопаді та грудні – дещо нижчою. Просторовий розподіл підвищення і зниження у різні місяці по території країни неоднаковий.

Найбільше підвищення температури відбулось у січні. На крайньому північному сході України воно становило плюс 3,0 ^{0}С; на більший частині території - плюс 2,0 ^{0}С; на півдні і у Закарпатті – плюс 1,0-1,5 ^{0}С. Лютий також по всій території України став теплішим: на крайньому північному сході його середня температура підвищилась на 1,5 ^{0}С; у Криму та Закарпатті – на 0,5 ^{0}С. Березень по всій території країни став теплішим, в середньому, на 1,0 ^{0}С. У квітні температура повітря на більший частині території України стала вищою на 0,5-0,8 ^{0}С і лише на півдні вона підвищилась на 0,4 ^{0}С. Травень характеризується незначним підвищенням температури повітря (на 0,5 ^{0}С). На крайньому півдні і в Криму температура цього місяця лишилась майже без змін. Не змінилась і середня місячна температура червня. У липні температура повітря підвищилась на всій території на 1,0-1,5 ^{0}С. Серпень характеризується дещо меншим зростанням температури, на більший частині території країни – на 1,0 ^{0}С; лише на південному сході воно становило 0,5 ^{0}С. Найбільше зниження середньої місячної температури вересня зафіксовано на північному сході України – до 1,0 ^{0}С. На півдні температура зазнала незначних змін. Середнє зростання температури у жовтні по всій країні становить 0,5 ^{0}С. У листопаді місяці за останні роки

температура повітря знизилась (на 0,5-0,9 ^{0}C). Особливо це зниження відмічається на північному сході. Грудень характеризується зниженням температури повітря на 1,0 ^{0}C по всій території країни.

У теплий період року найвища температура повітря спостерігається не на крайньому півдні країни, а в центральних степових районах, де відбувається найінтенсивніша трансформація повітряних мас. Деяке зниження температури повітря на крайньому півдні пов'язане з охолоджувальним впливом моря. В холодний період року (листопад-березень) найнижча температура повітря спостерігається не на крайньому сході, а в районі Донецької височини внаслідок впливу рельєфу місцевості.

У холодний період року поле розподілу температури повітря зазнає більшого впливу циркуляції атмосфери, а в теплий період – радіаційного фактора [118].

Значна аномальність температурного режиму України відносно кліматичної норми протягом останнього десятиріччя XX століття відмічена у роботі М.Б.Барабаш та Л.М.Ткач [109]. На основі вивчення тенденцій змін глобального і регіонального клімату ними доведено статистичну узгодженість існуючої схеми фізико-географічного районування території України (за О.М.Мариничем, П.Г.Шищенком) з кліматичним районуванням. Але кліматичне районування базується на кліматоутворюючих факторах – просторовому розподілі сонячної радіації і циркуляційних процесах, що мають регіональну розмірність. Тому воно, на думку авторів, є менш детальним. Виділені авторами кластери співрозмірні із фізико-географічними провінціями (краями). Показано, що фізико-географічне районування є перспективним для виконання наукових і практичних завдань, пов'язаних з проблемами адаптації до зміни сучасного клімату як глобального і регіонального, так і локального масштабу.

1.3. Вивченість проблеми оцінки впливу змін клімату на режим річок

Річковий стік є важливою складовою процесу водообміну та інтегральною характеристикою водного балансу даної території. Вивчення коливань річкового стоку показує, що в цілому його зміни

та зміни сумарних опадів, які випадають на континентах, тісно пов'язані з температурою і в окремі періоди є достатньо близькими за тенденціями [119]. Зазвичай для великих регіонів при зростанні температури до певної межі зростає кількість опадів і стік. В той же час для окремих фізико-географічних регіонів тенденція може дещо відрізнятися, особливо в зоні недостатнього зволоження. Часові коливання річного стоку мають достатньо тісний зв'язок з типами атмосферної циркуляції, розробленими Г.Я.Вангенгеймом. Це пояснюється тим, що кожен тип циркуляції створює певний фон розподілу опадів, температури повітря, випаровування та, у підсумку, стоку річок [120].

Перші закордонні публікації стосовно змін гідрологічного режиму водних об'єктів під впливом змін клімату з'явилися у 80-х роках минулого століття [121-124]. На початку 90-х років XX століття з'являються статті російських авторів, зокрема, І.А.Шикломанова, В.І.Бабкіна, на цю тему [125,126]. Для оцінки впливу змін клімату на гідрологічний режим і водні ресурси автори пропонували використовувати результати регіональних кліматичних оцінок, отриманих за допомогою моделей загальної циркуляції атмосфери або палеокліматичних аналогів. За результатами розрахунків вчених Державного гідрологічного інституту (ДГІ) для варіантів потепління на 1,0 ^{0}C і 2,0 ^{0}C, очікувались значні зміни сезонного стоку річок колишнього СРСР: різке збільшення зимового стоку (у 2-3 рази) та зменшення весняного (у 1,5-2 рази порівняно з природнім режимом за багаторічний період спостережень). Це пояснювалось зміною (через підвищення температури повітря) умов накопичення і танення снігового покриву – значна частина снігу розтаватиме взимку, обумовлюючи різке підвищення зимового стоку та відповідне зменшення стоку весняного періоду. На думку вчених ДГІ в районах, де основний стік формується в період весняного водопілля при таненні снігу, внутрішньорічний розподіл стоку буде більш чутливим до змін температури повітря, ніж до змін річних величин опадів. Подальші дослідження вчених інституту підтвердили висловлені припущення [127]. Було встановлено, що на значній території європейської частини колишнього СРСР відбуваються ідентичні (чого раніше не спостерігалось) зміни внутрішньорічного розподілу стоку – зростання водності у літньо-осінні та зимові місяці, зниження стоку весняного водопілля та деяке зростання річного стоку.

У другій половині 90-х років минулого століття значна увага щодо кліматичних факторів річкового стоку приділяється вченими-гідрологами Московського державного університету [128-130]. На думку В.М.Євстігнєєва, А.В.Христофорова та інших, кліматичні фактори мають провідну роль у формуванні просторової дисперсії мінливості річного стоку. Головною причиною неоднорідності часових рядів стокових характеристик автори вважають регіональні зміни кліматичних умов на Руській рівнині починаючи з другої половини 70-х років минулого століття [131,132]. За оцінкою А.В.Ясінського [133], для річок регіону Верхньої Волги час реакції на кліматичні зміни характеристик річкового стоку становить 7 років.

Значна увага до проблем впливу кліматичних змін на водні ресурси та водний режим річок була приділена у доповідях на Всесвітній конференції по змінах клімату (Москва, 2003 р.). У доповіді вчених Державного гідрологічного інституту І.А.Шикломанова та В.Ю.Георгієвського [134] підкреслюється суттєве зростання протягом останніх 20-25 років стоку меженних місяців, особливо зимових. Проведені ними розрахунки по сучасних моделях загальної циркуляції атмосфери та на основі палеокліматичних реконструкцій дозволили зробити висновок про зростання водних ресурсів Російської Федерації у першій половині поточного століття. Між тим для ряду басейнів (Дніпро, Дон) відмічена невизначеність в оцінках майбутніх змін стоку. Дещо інша думка висловлена у доповіді спеціалістів Російського інституту водних проблем [135]. На думку М.Г.Хубларяна та С.Г.Добровольського, „парникові” прогнози стоку в межах головних річкових басейнів Росії не свідчать про помітні зміни протягом найближчих десятиріч. Щодо прогнозів клімату і водних ресурсів на середину або кінець XXI століття, то вони є ненадійними внаслідок ненадійності самих моделей.

Значна увага питанням гідрологічних наслідків змін клімату була приділена також під час роботи VI Всеросійського гідрологічного з’їзду (Санкт-Петербург, 2004 р.). У доповіді І.А.Шикломанова та В.Ю.Георгієвського була поставлена під сумнів правомірність концепції стаціонарності багаторічних коливань гідрометеорологічних характеристик у зв’язку із процесами глобального потепління клімату, починаючи із початку 80-х років минулого століття [136]. Аналіз доповідей учасників з’їзду свідчить про значний інтерес до цього питання з боку вчених більшості

республік колишнього СРСР [137-140]. Про це свідчить також аналіз деяких інших публікацій спеціалістів-гідрологів пострадянських країн [141-150].

На думку С.Г.Добровольського (Інститут водних проблем РАН), вивчення можливих змін річкового стоку внаслідок глобального антропогенного потепління клімату є однією з головних проблем сучасної гідрології. Провідним методом оцінки цих змін є розрахунки з використанням чисельних моделей загальної циркуляції атмосфери, об'єднаних з моделями поверхні суші і моделями океану [151]. Автор звертає увагу на значні похибки при прогнозуванні середньої глобальної та, особливо, регіональних температур повітря, при використанні моделей.

Використання палеокліматичного сценарію, розробленого в Державному гідрологічному інституті (Росія), дозволило вченим Інституту географії РАН оцінити вплив змін річних значень температури повітря і опадів на стік річок Руської рівнини [152].

Вчені Московського державного університету А.В.Кіслов і П.А.Торопов проаналізували результати моделювання річного стоку зі Східно-Європейської рівнини за допомогою моделей загальної циркуляції атмосфери [153] та виконали оцінку якості моделювання, виявили просторові масштаби, в межах яких доцільно використовувати результати моделей для гідрологічних розрахунків. Згідно їх оцінки, більш-менш вдале відтворення компонент водного балансу можливе лише при осередненні результатів моделювання по річкових басейнах площею понад 1 млн. км^2, тобто для річок масштабів Волги.

Останнім часом у російських наукових виданнях з'явились публікації стосовно кліматичного впливу на зміну гідрохімічного режиму річок [154,155]. За результатами досліджень на річках басейну Оки В.А.Семенов виявив тенденцію до зниження концентрації іонів HCO_3^- та Ca^{2+} (що визначають тип води річок даної території) наприкінці XX століття, особливо в період зимової межені, коли річкові води є найбільш мінералізованими. Спостерігається також зниження сумарної мінералізації в зимовий період та її зростання в період літньої межені. Це, на думку авторів, пов'язано із зростанням надходження талих мало мінералізованих вод під час відлиг у зимовий період, а в літній − зі зростанням надходження в річки підземних вод, для яких характерні більш високі концентрації хлорид- і сульфат-іонів (в 2-3 рази) і більш висока сумарна

мінералізація. Підйом рівня ґрунтових вод та зростання їх частки у живленні річок (за дослідженнями вчених російського Гідрохімічного інституту) сприяє виносу в річки легкорозчинних солей з території водозбору. Ймовірність негативного впливу цього фактора на річкові води тим вище, чим більше засолені грунти і чим інтенсивніша господарська діяльність на водозборі, що викликає порушення геохімічного фону. На підставі аналізу даних про стік річок та зміни хімічного складу, О.Г.Савічев показав, що зміни іонного стоку обумовлені міжрічними коливаннями водності та зростанням частки меженного стоку [156].

Зміни підземного стоку під впливом змін клімату досліджувались вченими Інституту водних проблем (Росія), які отримали кількісні співвідношення підземного стоку з іншими водно-балансовими елементами, що дає можливість прогнозу змін живлення підземних вод в різних природно-кліматичних зонах Землі у зв'язку із глобальним потеплінням [157].

Протягом останніх років значного поширення в працях вчених Державного гідрологічного інституту та Інституту географії РАН отримали оцінки водних ресурсів окремих адміністративних одиниць Російської федерації на найближчі роки під впливом кліматичних змін та антропогенного впливу [158-161].

Значна увага дослідженням впливу кліматичних змін на водні ресурси та водний режим річок приділяється вченими багатьох країн світу. За кількістю опублікованих робіт безперечними лідерами тут є дослідники США: Barnett T., Malone R., Stone M., Lins H., Najjar R. [162-169] та Канади: Schindler D., Whitfield P. [170,171]. Ними розглядаються питання впливу змін клімату на характеристики водного балансу, водні ресурси та стік окремих річкових басейнів та країн в цілому, реакція коливань стоку на сценарії кліматичних змін. Досить широким у подібних дослідженнях є представництво європейських вчених, зокрема Франції: Habets F., Noilhau I., Moor I., Planton S., [172-177]; Німеччини: Middelkoop H., Daamen K., Gellens D., Grabs W., Glaser R., Stangl H. [178-181]; Австрії: Seiler W., Zehe E., Stehlik J. [182,183]; Великобританії: Kingston D., MeGregor G., Hannah D., Moberg A., Jones Ph. [184-190]; Ірландії - Kiely G.[191]; Польщі: Kaezmarek Z., Jokich P., Bartnik A., Bogdanowiez E. [192-195]; Чехії: Řenzničkova L., Brazdil R., Tolasz R. [196]; Болгарії: Zlatunova D., Staneva M., Genev M. [197-199]; Греції: Baltas E., Varanou E. [200]; Словаччини: Hlavćova K., Čunderlik I. [201]; Естонії: Reihan A.,

Koltsova T., Kriauciunienc J. [202]; Іспанії: Sigro J., SaCadie O., Lopez-Mareno J., Begueria S., Vicente-Serrano S., Garia-Ruiz J. [203,204]; Ісландії: Jonsdottir J., Jonsson P., Uvo G.[205], країн Скандинавії: Gottschalk L., Dankers R., Hyvärinen V. [206-210].

Серед країн Азії провідні позиції в дослідженнях змін гідрологічних характеристик під впливом коливань клімату посідають вчені Китаю: Sun L., Gong A., Ye B., Lai Z., Shi Y., Gou-wei Z., Su -fen W., Wang Z. [211-219]; Японії: Aramaki T., Hanaki K., Manabe S. [220,221]; Сирії: Cullen H., Menocal P. [222]; Індії: Dash S., Jenamani R., Ralsi S., Panda S. [223,224]; Іорданії: Freiwan M., Kadioğlu M. [225]; Малайзії: Tangang F., Juneng L., Ahmaad S. [226]; Турції: Topaloğlu F. [227].

Досить низьким є рівень вивченості впливу глобальних кліматичних змін на гідрологічний режим та водні ресурси таких регіонів як: Африка (де окремі дослідження охоплюють рр. Ніл, Нігер та річки Південної Африки: Ojo O., Oni F., Ogunkunle O., Mazvimavi D., Wolski P. [228-231]); Латинська Америка: Khanbilvardi R., Errand L. [232-235]; Австралія: Chambers L. [236].

1.4. Дослідження українських вчених щодо впливу кліматичних змін на умови формування та характеристики стоку річок

Звичайно, зміни клімату на території України вплинули на гідрологічний режим річок нашої держави. Ще у 1998 році А.І. Шерешевським та Л.К.Синицькою була виконана оцінка впливу можливих змін клімату на водність Дніпра [237]. На думку авторів, усі існуючі методи досліджень впливу змін клімату на водні ресурси можуть бути об’єднані у наступні групи:

1. Аналіз багаторічних рядів спостережень за коливаннями метеорологічних елементів та стоку. Цей підхід оснований на використанні регресійного аналізу;

2. Методи водного балансу за багаторічний період;

3. Моделі загальної циркуляції атмосфери. Ця група підходів до вирішення задач використовує результати моделювання для оцінки регіональних гідрологічних наслідків змін клімату.

Використовуючи ряд сценаріїв глобальних змін клімату, розрахованих за моделями загальної циркуляції атмосфери (GFDL model, США; UKMO, Великобританія; MP model, Німеччина) вчені

Українського гідрометеорологічного інституту [237] розглянули декілька варіантів змін стоку Дніпра при можливих кліматичних змінах. Використані у дослідженнях сценарії дають, у підсумку, величини стоку у розрахункових створах Дніпра, що суттєво відрізняються між собою. Практично за усіма сценаріями відмічається перерозподіл стоку всередині року. Якщо раніше режим річок басейну характеризувався чітко вираженим весняним водопіллям снігового походження, під час якого проходила більша частина річного стоку, а також літньо-осінньою і зимовою меженню, то при розглянутих кліматичних сценаріях водний режим буде іншим.

У прогнозних умовах автори виділяють всередині року два гідрологічні сезони – зимовий та літній. Зимовий сезон характеризується високим стоком води сніго-дощового походження з листопада по квітень, з максимумом у березні. В літній сезон (травень-жовтень) відмічається стійка межень з мінімумом в ліпні-серпні, під час якої живлення річок відбувається, переважно, за рахунок підземних вод.

Аналізуючи зміни елементів водного балансу України за багаторічний період, А.І.Шерешевський і Л.К.Синицька розглянули сучасні зміни випаровування з водної поверхні, порівняно із попереднім періодом [238]. Порівнюючи дані по випаровуванню за два періоди: 1948-1975 рр. та 1976-2000 рр. для території України вони прийшли до висновку про суттєве зменшення величин випаровування з водної поверхні за даними як випаровувальних басейнів, так і випаровувачів ДГІ – 3000. Порівняно із періодом до 1975 року, зменшення випаровування по випаровувальним басейнам досягло 6-18%, а по даним випаровувачів – від 13 до 31%. Найсуттєвішим є зменшення випаровування на сході, південному сході та півдні України; на заході країни воно значно менше. З метою з’ясування причин зниження величин випаровування з водної поверхні після 1975 р. автори виконали аналіз основних метеорологічних елементів, що його обумовлюють (температури повітря, опадів, швидкості вітру, дефіциту насичення) по метеорологічних станціях (всього 36) в різних регіонах України. Виявлено, що на півночі України головну роль у зменшенні випаровування відіграє зростаюча кількість атмосферних опадів та зниження температури повітря теплого періоду року. На півдні України прослідковується досить тісний зв’язок зменшення

випаровування зі зниженням швидкості вітру та зменшенням дефіциту насичення повітря [238].

Оцінка можливих змін водних ресурсів України в умовах глобального потепління була виконана вченими Одеського державного екологічного університету Є.Д.Гопченком та Н.С.Лободою [239,240]. Для оцінки використані три альтернативні сценарії змін кліматичних характеристик (опадів і температури повітря), рекомендовані на II Всесвітній кліматичній конференції (Женева, 1990 р.). Результати розрахунків авторів показують зростання теплоенергетичних ресурсів клімату України в середньому на 11%. Характер змін зволоженості для різних сценаріїв неоднаковий і визначає особливості змін водних ресурсів. За висновками авторів, зростання водних ресурсів України в умовах глобального потепління не відбудеться. Навпаки, очікується зниження стоку на 25%. Поряд із зниженням норми стоку буде спостерігатись посилення його багаторічної мінливості та асиметричності розподілу. Зниження стоку маловодних років в південних регіонах України може перевищити 50% [240].

У своїх наступних роботах [241,242] Н.С.Лобода відзначає зменшення різниці між характером коливань середніх річних температур повітря західної та східної частин України, пояснюючи це розвитком процесу глобального потепління. На думку автора значний вплив на температурний режим країни чинить Північно-Атлантичне коливання, особливо у зимові та весняні місяці. Вплив Скандинавського коливання є суттєвим для північних та північно-східних регіонів країни (басейн р.Дніпро).

Вченими Одеського державного екологічного університету оцінено також вплив глобального потепління на характеристики максимального стоку весняного водопілля річок басейнів Дністра та Прип'яті [243,244]. Відмічено порушення однорідності рядів максимального стоку річок вказаних басейнів, починаючи із 80-х років минулого століття. Зменшення величин максимального стоку обумовлює і відповідне зменшення стоку наносів, що знайшло своє відображення у майже синхронному ході максимальних витрат води і завислих наносів.

Аналізу сучасних змін клімату та їх впливу на стік річок України присвячені дослідження В.І.Вишневського [245,246]. Автором підтверджено результати досліджень інших вчених стосовно підвищення середньої річної температури повітря для території

України на 0,7-0,9 ^{o}C, переважно за рахунок січня-березня місяців. Відмічається також деяке вирівнювання кількості опадів по території країни (зменшення в північно-західному регіоні та збільшення на півдні та сході України).

Автор відмічає багаторічну тенденцію зменшення висоти снігового покриву, запасів води в снігу, що обумовлено зростанням зимових температур повітря і повторюваності відлиг. Підтверджені також результати досліджень А.І.Шерешевського та Л.К.Синицької про зменшення величини випаровування з водної поверхні, особливо у східних та південних областях України. На думку автора, головною причиною цього стало зменшення швидкостей вітру (в середньому для країни на 0,8-1,0 м/с). Зменшення випаровування з водозбірної площі сприяло зростанню стоку річок України. Для річок південних областей додатковим фактором зростання стоку є збільшення кількості атмосферних опадів. Окрім змін річних характеристик річкового стоку, В.І.Вишневський відмічає тенденцію до зменшення максимальних витрат води весняного водопілля та його об'ємів при одночасній тенденції зростання меженних витрат літнього і зимового періодів. Для літнього періоду це пояснюється зменшенням випаровування, для зимового – надходженням води під час відлиг. Відмічається також вирівнювання внутрішньорічного розподілу стоку.

Автором досліджений також вплив змін клімату на термічний і льодовий режими річок України. Порівняльний аналіз даних за два періоди: 1950-1980 рр. та 1981-2000 рр. показав суттєве (до 1,0 ^{o}C) підвищення протягом останнього періоду температури води у березні-квітні, особливо у північній частині країни. Більш ранніми стали терміни переходу температури води через 0,2 ^{o}C і 10,0 ^{o}C навесні. Як і у попередньому випадку, більш суттєвими є зміни на півночі, ніж на півдні: у північній частині України різниця у термінах переходу через 0,2^{o}C становить біля 10 діб, на півдні – 5 діб [246]. У осінній період зміни температури води малопомітні. Перехід через 0,2 ^{o}C восени в період 1981-2000 рр. спостерігається на 3-4 доби раніше, ніж у попередній період. Отримані автором результати добре узгоджуються з даними про зміни температури повітря – у листопаді температура повітря в Україні протягом останніх десятиліть, мала тенденцію до зниження.

Результати розрахунків щодо зміни товщини льодового покриву на річках України, отримані В.І.Вишневським, свідчать про те, що

протягом останніх двох десятиліть вона є майже вдвічі меншою, порівняно із періодом до 1975 р. Суттєво зросла ймовірність відсутності льоду в зимові місяці, особливо на північному заході України – в басейні р. Прип'ять. Там така ймовірність досягає 30-40%. На північному сході України – в басейні р. Десна, де зимові температури є нижчими – ймовірність становить 5-10%. Причиною зростання ймовірності відсутності льодового покриву є зменшення суми від'ємних температур повітря, яка перш за все визначає товщину льодового покриву. Ще одним фактором, що впливає на льодові явища, є зростання витрат води (отже, і швидкостей течії) під час зимової межені. Кліматичні зміни є причиною змін у термінах льодових явищ. Так, закінчення їх навесні спостерігається на 10-12 діб раніше, ніж у попередній період. На одну-дві декади зменшилась тривалість льодоставу. Отримані автором дані вцілому добре узгоджуються з тими, що опубліковані для річок європейської частини Росії та Білорусі.

Серед публікацій українських вчених, присвячених впливу кліматичних змін на водний режим річок, слід згадати роботу В.О.Войцехович та Л.І.Лузан, де на основі статистичного аналізу багаторічних рядів стоку в басейнах річок Українського Полісся зроблений висновок щодо чіткого визначення меж періоду сучасних змін гідрологічного режиму річок України. Початок цього періоду, на думку авторів, можна віднести до початку 80-х років минулого століття [247].

На жаль, на відміну від Росії, Білорусі та деяких інших держав, дослідження сучасних змін гідрологічного режиму річок України під впливом кліматичних змін не отримали необхідного розвитку. Вони є досить розрізненими та безсистемними, у більшості випадків дається лише загальна характеристика змін окремих гідрологічних характеристик.

Висновки. Існують різні точки зору щодо причин сучасного глобального потепління, але потепління кліматичної системи Землі є безумовним, особливо в останні десятиріччя. Відбулися значні зміни температури повітря в ряді регіонів світу, особливо у внутрішньорічному її ході. Такі особливості характерні і для території України, де середня річна температура повітря впродовж останніх десятиліть підвищується згідно зростання річної глобальної температури.

Зміни, що відбуваються у кліматичній системі, ставлять під сумнів правомірність концепції стаціонарності багаторічних коливань гідрометеорологічних характеристик, починаючи з 80-х років минулого століття. Зміни складових водно-теплового балансу викликають, у підсумку, зміни стоку річок. Вивчення цих змін стає однією з головних задач сучасної гідрології. Подібні дослідження проводяться вченими всього світу, але найбільш активно – у Європі, Північній Америці та Східній Азії.

На жаль, дослідження сучасних змін умов формування та характеристик гідрологічного режиму річок України під впливом кліматичних змін є достатньо розрізненими та безсистемними.

РОЗДІЛ 2
ВОДНИЙ РЕЖИМ РІЧОК УКРАЇНИ ТА ГОЛОВНІ ЧИННИКИ ЙОГО ФОРМУВАННЯ

2.1. Загальна характеристика річкової мережі території України

На території України нараховується 63119 річок і струмків загальною довжиною понад 206 тис. км. До великих річок належать Дунай, Тиса, Дністер, Південний Буг, Дніпро, Прип'ять, Десна, Сіверський Донець, Західний Буг. Середніх річок налічується 81, малих – 63029 (табл. 2.1). З них близько 60 тис. (93%) дуже малих (довжиною менше 10 км); малих річок, що мають довжину більше 10 км, налічується 3212. Їх загальна довжина – близько 74 тис.км. З них у басейні Дніпра – 1383 (43,0 %), басейні Дністра – 453 (14,0 %), басейні Південного Бугу – 367 (11,4 %) сумарною довжиною, відповідно, 32,1; 10,6 та 8,0 тис.км [248].

Певний інтерес являє розподіл площ водозборів малих річок по басейнах великих рік. Переважна більшість малих річок завдовжки до 10 км має площу водозбору від 20 до 500 км^2 (87% загальної кількості і 72% сумарної довжини малих річок України). У межах басейнів головних річок і приморських територій водозбірні площі малих річок мають, переважно, такі розміри: у басейнах Вісли, Дунаю, Дністра і в Причорномор'ї – 20-50 км^2, у басейнах Південного Бугу та Дністра – 50-100 км^2, у Приазов'ї – 100-200 км^2 [249].

Гідрографічна сітка України представлена річковими системами Вісли, Дунаю, Дністра, Південного Бугу, Дніпра, Сіверського Дінця та річок Причорномор'я і Приазов'я (до двох останніх відносяться і річки Криму).

Найбільша кількість річок України припадає на басейни Дунаю (27,9%), Дніпра (24,4%), Дністра (23,6%) і Південного Бугу (10,5%).

Більша частина території України (98%) належить до басейнів Чорного і Азовського морів і тільки 2% її площі - до басейну Балтійського моря. Переважна більшість річок України тече з півночі на південь або у близькому до цього напрямку, окремі річки – з півдня на північ; напрямок течії малих річок залежить від місцевих умов і може бути різним [250].

Таблиця 2.1. Розподіл річок України за площею водозбору, за [248]

Градації площ водо збору, км^2	Кількість річок		Сумарна довжина		В тому числі річки довжиною понад 10 км			
	сума	%	тис. км	%	кількість		сумарна довжина	
					сума	%	тис.км	%
Малі річки								
<10,0	10916	17,3	24,9	12,1	104	3,1	1,68	1,8
10-20	503	0,8	1,3	0,6	59	1,8	0,66	0,7
20-50	8658	13,7	21,5	10,4	797	24,1	9,8	10,5
50-100	10647	16,8	30,1	14,6	890	26,9	13,8	14,6
100-200	10591	16,8	32,4	15,7	653	19,8	14,1	14,9
200-500	9696	15,4	34,8	16,8	453	13,7	15,7	16,6
500-1000	6911	11,0	23,6	11,4	168	5,1	10,0	10,6
1000-2000	5107	8,1	17,7	8,6	88	2,7	7,9	8,4
Разом	**63029**	**99,86**	**185,8**	**90,0**	**3212**	**97,3**	**73,7**	**78,1**
Середні річки								
2000-5000	49	<0,1	7,1 7,6	3,4	49	1,5	7,1 7,6	7,5
5000-10000	15	<0,1	2,8 3,4	1,4	15	0,4	2,8 3,4	3,0
10000-25000	13	<0,1	4,4 5,4	2,1	13	0,4	4,4 5,4	4,7
25000-50000	4	<0,1	1,2 2,9	0,6	4	0,1	1,2 2,9	1,3
Разом	**81**	**0,13**	**15,5 19,3**	**7,5**	**81**	**2,4**	**15,5 19,3**	**16,4**
Великі річки								
>50000	9	0,01	5,2 12,0	2,5	9	0,3	5,2 12,0	5,5
Україна, разом	**63119**	**100**	**206,5 217,1**	**100**	**3302**	**100**	**94,4 105,0**	**100**

Примітка: в чисельнику – в межах України; в знаменнику – загальна

Басейн ***Вісли*** в межах України займає північний захід Волино-Подільської височини і західну частину Поліської низовини. На українській території в басейні налічується 3112 річок загальною довжиною 7365 км, у тому числі 108 річок завдовжки більше 10 км. Найбільшими притоками Вісли тут є велика річка *Західний Буг* і

середня - *Сан (Сян)*. *Сан* має довжину 444 км, з них в Україні - лише 56 км на кордоні з Польщею. На території України Сан приймає невеликі притоки - Вігор, Вишню і Шкло. Середні похили річок - 0,8 -1,6 м/км, а у верхів'ях Сану - 6 м/км.

Західний Буг бере початок на північних схилах Подільської височини. Із загальної довжини річки, що становить 772 км, в межах України знаходиться 401 км. Середній похил у верхів'ї - 3,4 м/км, далі за течією зменшується до 0,3 - 1,1 м/км. Нижче від м. Устилуг Західний Буг є прикордонною річкою.

Басейн ***Дунаю*** займає південні та південно-східні схили Східних Карпат, Закарпаття та південно-західну частину Причорноморської низовини. У межах України розташована лише невелика ділянка нижньої течії річки Дунай - від м.Рені до гирла - завдовжки 174 км. Основними річками басейну Дунаю в Україні є велика річка - *Тиса* і середні річки *Сірет, Прут*.

Тиса у верхів'ї - типова гірська річка - долина вузька, V - подібна, місцями має вигляд ущелини з майже прямовисними схилами. При виході на Закарпатську низовину долина річки розширюється, заплава в окремих місцях сягає ширини до 4 км, а русло - 140 - 260 м, при глибинах на плесах до 5 - 10 м. Правобережні притоки Тиси густою мережею вкривають південно-західний макросхил Українських Карпат.

Дністер має басейн у формі дуже витягнутого, зігнутого посередині овалу завдовжки близько 700 км при середній ширині 120 км. Основною особливістю гідрографічної сітки басейну Дністра є відсутність значних приток: в межах України налічується лише 6 річок, що належать до середніх; їх довжина не перевищує 250 км. Переважають малі річки завдовжки до 10 км. Більша частина нижнього Дністра розміщена в Молдові.

Басейн ***Південного Бугу*** розташований на Волино-Подільській і Придніпровській височинах, нижня частина басейну - на Причорноморській низовині. Річкова сітка має деревоподібну структуру, середня густота її - близько 0,33 км/км^2. Це єдина велика річка, басейн якої повністю розміщений в межах України. Характерною особливістю басейну, що виділяє його з-поміж інших великих річок, є дуже велика зарегульованість стоку штучними водоймами. Головними притоками Південного Бугу є річки *Синюха* та *Інгул*.

Дніпро є однією з найбільших річок Європи. Довжина річки в Україні становить 1121 км; довжина спільної ділянки з Білоруссю

дорівнює 125 км. Від кордону з Білоруссю майже до гирла Дніпро перетворився на ланцюг із шести водосховищ, де природні умови суттєво змінені. Ширина найбільших водосховищ (Кременчуцьке та Каховське) сягає 25-28км [251].

Найбільш значними за водністю, площею водозборів і довжиною річками правобережжя *Прип'яті* і межиріччя Прип'ять - Рось є Стир, Горинь із Случчю, Уборть, Уж, Тетерів та Ірпінь. Найбільшими річками басейну Середнього і Нижнього Дніпра є *Десна* з Сеймом і Сновом, Рось, Сула з Удаєм, Псел з Хоролом, Ворскла, Оріль, Самара з Вовчою та Інгулець.

Річкова сітка в українській частині басейну Дніпра найгустіша в межах Волино-Подільської височини (0,5 км/км^2), а найменш густа - у безстічних районах, де її густота близька до нуля або дорівнює нулю. Йдеться про межиріччя Дніпро-Інгулець і Дніпро-Молочна. Найбільший безстічний район (приблизно 11 тис. км^2) розташований між Дніпром і Сивашем [252].

Східна і південно-східна частина України - це басейни Сіверського Дінця і річок Приазов 'я.

Сіверський Донець є найбільшою річкою на сході України. Українська частина басейну за своїми розмірами і впливом на стік є головною; довжина річки в межах України становить 700 км, площа басейну - 54500км^2 (55% загальної площі водозбору). Основні притоки Сіверського Дінця: праві - Уда, Берека, Оскіл, Казений Торець, Лугань, Велика Кам'янка; ліві - Красна, Борова, Айдар, Євсуг, Деркул [253].

Характерними ознаками Сіверського Дінця, що виділяють його з-поміж інших великих річок України, є велика кількість водозабірних споруд, значний господарський водовідбір, що супроводжується водовідведенням. Сіверський Донець та його притоки приймають велику кількість шахтних вод.

До найбільших річок північного ***узбережжя Азовського моря*** належать Молочна, Обіточна, Берда, Кальміус, Кальчик, Грузький Єланчик, Мокрий Єланчик, Міус, Кринка. Як і річки басейну Сіверського Дінця, річки Приазов'я зазнають великого антропогенного впливу індустріального Донбасу.

Усі значні ***річки Криму*** – Салгир, Мокрий Індол, Біюк-Карасу, Чорна, Бельбек, Кача, Альма та інші беруть початок в Кримських горах. На рівнинній частині півострова поширені балки з періодичним стоком.

Густота річкової мережі коливається по території України у значних межах, що обумовлено багатьма природними факторами, головними з яких є: клімат (перш за все опади), висота місцевості над рівнем моря, характер рельєфу, геологічна будова, властивості гірських порід та грунтів, характер рослинності та ін. Найбільша густота річкової мережі – у Карпатах, тут вона коливається від 0,94 км/км^2 (басейн Прута) до 2,5 км/км^2 (басейн Білого Черемоша). В басейні Дністра значення коефіцієнтів густоти річкової мережі зменшуються від витоку (1,0-1,7 км/км^2) до гирла (0,18-0,20 км/км^2). Подібним є характер зміни коефіцієнтів густоти річкової мережі в басейні Південного Бугу, де вони змінюються від 0,40-0,73 км/км^2 у верхів'ях річки до 0,16-0,20 км/км^2 у нижній течії [254] та в басейні Дніпра – відповідно, від 0,45-0,48 км/км^2 (у басейнах Случі, Тетеріва) до 0,18 км/км^2 (басейн р.Інгулець) [255]. Середня густота річкової мережі басейну Сіверського Дінця дорівнює 0,21 км/км^2, а для річок Приазов'я – 0,28 км/км^2 [256].

Густотою річкової мережі відзначаються також Кримські гори, насамперед - Південний берег Криму (0,61 км/км^2). Середнє значення густоти річкової мережі для території України становить 0,39 км/км^2 [257].

Фізико-географічні особливості території України, а також антропогенний вплив зумовлюють значні відмінності річок, що розташовані в різних регіонах. Річки України поділяють залежно від висотного положення басейну на три основних групи: *річки низовин, річки розчленованих височин і гірські річки* [249].

Групу ***річок низовин*** в першу чергу можна розділити на дві підгрупи: річок з долинами завглибшки до 20-30 м, де спостерігаються незначні ерозійні процеси; і річок, в басейнах яких сильно розвинені акумулятивні процеси.

Річки першої підгрупи зосереджені на Причорноморській низовині і частково на лівобережній Придніпровській низовині. Оскільки покривні відкладення півдня і півночі різні, а також різні кліматичні умови цих районів, то природньо розділення річок цієї підгрупи на два типи – ті, що протікають в районах північних низовин і річок півдня. Річки першої підгрупи, що протікають по акумулятивних низовинах, також розділяються на два типи - річки північних низовин з басейнами значно залісеними і заболоченими, і річки з басейнами слабо залісеними. До цього останнього типу

можна віднести річки, що протікають по заплавах великих річок - Дніпра і Дністра [249].

Річки Полісся мають малі ухили, широкі і неглибокі долини, часто слабо виражені, значну заболоченість як заплав так і вододільних частин, а також досить велику лісистість басейну. Покривні відклади пісчано-глинисті, на місцевих піднесеннях спостерігаються малопотужні лесоподібні відклади. Середні падіння річок Полісся міняються в межах від 0,1 до 0,5 м/км, часто найменші ухили характерні для верхів'я річки, коли вона витікає з болотяного масиву. Глибина річкової долини до 5-10 м, ширина її не виражена і можна вважати її рівній ширині водозбору річки, тобто близько 3-5 км. Ерозійні процеси розвинені слабо, переважно спостерігаються акумулятивні процеси - осадження наносів, принесених річкою ззовні з височин, і накопичення відкладень органічного складу в численних болотах, особливо інтенсивне в західній частині Прип'ятського Полісся [255].

Характерна особливість річок Полісся – наявність широкої заплави, що часто затоплюється. Висота заплави зазвичай невелика – близько 1 м. На заплаві часто зустрічаються заплавні озера, стариці. Найпоширенішим типом руслового процесу тут є вільне меандрування. Русла поліських річок здебільшого складені з піску. Швидкість течії в річках під час повені становить близько 1 м/с, під час межені 0,3-0,4 м/с. У поліських річках порівняно мало водної та повітряно-водної рослинності. Характерною ознакою води є її висока прозорість та коричнюватий відтінок [251].

Річки північної частини лівобережної Придніпровської низовини схожі з річками Прип'ятського Полісся по ухилах і значній заболоченості басейнів. Річки середньої частини лівобережної Придніпровської низовини, як і річки східної частини Прип'ятського Полісся, мають меншу заболоченість і протікають в глибших долинах - до 20-30 м. Ухили цих річок дещо більше, середні падіння їх 0,7-1 м/км, ширина долин до 1,5-2 км з більш вираженими пологими схилами. Донні відклади представлені здебільшого мулом або ж замуленим піском. За умов порівняно малих похилів місцевості швидкість течії є малою - протягом більшої частини року вона менша за 0,5 м/с. Ці обставини сприяють тому, що береги часто вкриті очеретом, поширеною є і водна рослинність [251].

На Поліссі і Придніпровській низовині є невеликі місцеві піднесення, де поверхневі відкладення представлені породами

лесової і лесоподібної серії. Річки, що стікають з цих невеликих височин, мають падіння до 2-5 м/км, глибші долини, до 40-60 м, з крутими схилами і ярами [249].

У степовій зоні річки зустрічаються порівняно рідко, а розміри їх - невеликі. Найбільш характерні риси цих річок - це наявність товстого шару мулу та значне заростання. У багатьох випадках вільні від рослинності ділянки практично відсутні. Швидкість течії у степових річках є невеликою - 0,2-0,3 м/с [251].

Річки, що протікають по Причорноморській низовині і беруть початок на височинах, мають долини завглибшки до 40-60 м; вони близькі по своїх гідрографічних характеристиках до річок височин. Коротші річки, що починаються в межах низовини, мають долини завглибшки до 20-30 м, середні падіння їх змінюються в межах від 0,1-0,3 до 0,5-1 м/км. Неглибокі долини річок Причорноморської низовини балкового типу, схили їх пологі, іноді порізані балками і ярами [254].

Річки, що протікають по ***розчленованим височинам*** середньої частини України, складають найбільш чисельну групу, що відрізняється значною різноманітністю гідрографічних характеристик.

Середні падіння річок цієї групи змінюються від 1-2 м/км до 10-12 м/км; глибина річкових долин коливається від 20-30 до 120-150 м, а ширина долин - від 60-100 м до 2-3 км. Довші річки з більшими водозборами мають менші ухили і широкі долини - до 5 км.

На характер річок височин має вплив геологічна будова басейну – головним чином потужність і фізико-механічний склад покривних відкладів. Ці пухкі відклади представлені на більший частині височин України лесами і лесоподібними суглинками, місцями піщано-глинистими утвореннями льодовикового періоду, а на півдні - важкими суглинками і глинамі елювіально-делювіального походження. У залежності від потужності і складу пухких відкладів і заглиблення місцевого базису ерозії річкові долини можуть бути вузькими або ширшими, з різною глибиною.

Інтенсивність сучасних ерозійних процесів значна в басейнах, вкритих пилуватими суглинковими відкладеннями. Розорені схили річкових долин вкриті мережею ярів значної глибини і протяжності. В південних степових районах ярів менше, вони заміщаються пологими, широкими балками.

Група річок височин може бути розділена на три підгрупи залежно від глибини місцевого базису ерозії; можна виділити річки з долинами, заглибленими до 20-40 м, 60-80 м і 120-150 м.

Річки першої підгрупи з долинами завглибшки 20-40 м поширені на Волино-Подільському плато, на віддалених від великих річок частинах Придніпровської та інших височин. У районах піщано-глинистих поверхневих відкладів – на Волинській височині - річки мають широкі долини з плавними схилами; в районах інших височин - верхів'я у вигляді ярів і круті схили долин, також порізані ярами.

Річки другої підгрупи з долинами завглибшки до 60-80 м спостерігаються в районах з суглинковими покривними відкладами майже на всіх височинах поблизу долин великих річок і на вузьких вододілах. Схили долин цих річок можуть бути крутими або пологими залежно від складу підстильних порід, також змінюється і ухил дна долин. Такі річки поширені в зоні виходів кристалічних порід на Придніпровській, частково на Подільській височинах і по периферії Донецького кряжу.

Річки з глибшими долинами (до 120-150 м) мають порівняно менше розповсюдження. Найбільш характерними річками цієї підгрупи є річки Подільської височини; це лівобережні притоки Дністра, які мають сильно заглиблені долини, по схилах яких і на дні оголюються щільні і кам'янисті породи - пісковики, вапняки, граніти. Падіння малих річок, що впадають у Дністер в межах Подільської височини, доходять до 10-12 м/км, а середні падіння довших приток Дністра - до 3-5 м/км. Глибина річкових долин збільшується у міру наближення до Дністра, їх схили обривисті і прямовисні в зоні розмиву щільних і кам'янистих відкладів. У верхів'ях глибина річкових долин Поділля до 30-40 м, в середній течії до 60-80 м, а в нижній - до 120-150 м. Загальний вид долини у верхів'ях - яр або балка, потім каньйон (р.Смотрич). Дно долини вузьке, вкрито уламками щільних порід і галькою; русло в період межені завширшки від 5-10 до 30-60 м з невеликою звивистістю. Заплава, вкрита дрібнозернистими алювіальними відкладами і поросла рослинністю, спостерігається у верхній і середній течії, у нижній течії заплава складена крупним алювієм і уламковим матеріалом [249]. Звичайно вона вкрита чагарниковою та деревною рослинністю. Водночас зустрічаються ділянки, де заплава є розораною, інколи майже до самих брівок. Русла подільських річок

складені погано окатаною галькою та мулом [251]. Лісистість басейнів цих річок невелика - до 5-8 %, частково залісені схили річкових долин, але не повсюдно. Заболоченість мала – до 2%, переважно у верхній і середній течії річок. Практично всі без винятку подільські річки мають перегороджувальні споруди, вище яких розташовані ставки та водосховища.

Невелика кількість річок з глибокими долинами (до 100-120 м) спостерігається на Донецькому кряжі та Приазовській височині [256]. Ці річки мають значні ухили, долини з виходами кам'янистих порід. Долини річок мають нешироку заплаву. На берегах звичайно розповсюджені очерет, чагарникова рослинність. Важлива обставина, що істотно впливає на річки краю - значна кількість підпірних споруд [251].

Зовсім іншим є вигляд ***гірських річок*** у Карпатах. У південно-східній, найвищій частині Українських Карпат, де окремі хребти підносяться на 1800 м над рівнем моря, а окремі гори мають висоту до 2000 м, витоки річок знаходяться на висотах 1100-1200 м і навіть дещо вищє, а в північно-західній частині, де висота хребтів становить 800-1000 м над рівнем моря, витоки річок знаходяться на висотах 700-800 м. Падіння малих річок доходять до 60-70 м/км. Притоки цих малих річок, тобто невеликі струмки завдовжки 3-5 км мають падіння ще більші - до 100 м/км. У передгір'ях похили річок зменшуються до 10-15 м/км.

Ширина річкових долин відносно невелика - до 2-3 км, але зустрічаються ділянки з ширшою долиною (3-5 км), залежно від місцевих геологічних умов. Ширші долини спостерігаються між окремими гірськими хребтами, а вужчі - при перетині деяких хребтів. Схили річкових долин переважно круті і обривисті, рідше прямовисні, але не по всій довжині схилу, а лише в межах виходів на поверхню щільних кам'янистих порід.

Ширина дна долин річок в центральній частині Українських Карпат незначна, близько 30-50 м, рідше 100 м, а саме дно долини нерівне, з виступаючими окремими скелями, засипане масою крупного уламкового матеріалу, що розмивається і виноситься річкою під час паводків. У міру віддалення від витоку і виходу річки у знижені передгірські райони, ширина дна річкової долини доходить до 200-300 м, іноді дещо більше, причому і в цьому випадку дно долини має багато нерівностей і засипано уламками

розмитих гірських порід. При виході на рівнину дно долин заповнене галькою і крупним гравієм [254].

Русла річок в центральній високій частині Українських Карпат не виражені, в межень річка протікає у вигляді потоку, до 2-3 м завширшки, між окремими камінням, утворюючи місцями невеликі озерця, або ж ховається між крупними уламками гірських порід. По мірі віддалення від витоку русла річок розширюються до 5-10, іноді до 20 м, причому звивістість їх стає меншою. Зазвичай русла є однорукавними, вони складені галькою. Верхній шар донних відкладів (самовідмостка) є крупнішим за той, що лежить нижче. Характерний розмір гальки - 100 мм, хоча може бути більшим і меншим.

На виході з гір ширина карпатських річок у межень сягає 30-35 м. Водночас глибина залишається порівняно невеликою - близько 1 м. Для передгірської зони поширеним типом руслового процесу є руслова багаторукавність. На осередках часто зустрічається чагарникова рослинність. Що ж до самих русел, то вони звичайно позбавлені водної та повітряно-водної рослинності.

Швидкість течії гірських річок значна - в період межені до 1 - 2 м/сек, а в періоди паводків - до 5 м/сек. Глибини в межень незначні, не більше 0,5-0,6 м, тому в межень річки в багатьох місцях прохідні убрід; у періоди паводків глибини збільшуються до 0,8 - 4 м, але унаслідок великих швидкостей річки стають непрохідними навіть при відносно малих глибинах.

Переважну частину року вода в карпатських річках відзначається чистотою та прозорістю. Разом з тим під час паводків мутність зростає на кілька порядків; вода від наносів стає коричневою. Величина твердого стоку різко зростає і обчислюється в десятках кілограмів на 1 $м^3$ води. Твердий стік зростає за рахунок інтенсивного змиву з поверхні басейну і, особливо, за рахунок розмиву зсувів, що часто перегороджують долини річок. Місцями спостерігаються селеві потоки.

Середня лісистість басейнів 50%, іноді доходить до 80%. Заболоченість мала, наближається до нуля [251].

Нарешті, характерні особливості мають річки Гірського Криму. В самих горах частими є водоспади, наявність валунів, серед яких біжить річковий потік. Доволі поширеною є деревна рослинність, що росте на прилеглих схилах і часом змикається кронами над річками. У підніжжях гір ширина долин річок зростає до кілометра і більше

[257]. Схили долин переважно зайняті під сільськогосподарські культури (виноград, тютюн, плодові дерева). Береги річок часто вкриті чагарниковою рослинністю. Русла здебільшого є звивистими. У нижній течії донні відклади представлені галькою. Розмір кримських річок, в тому числі найбільших (Бельбек, Кача, Дерекойка) - зовсім невеликий; ширина їх в межінь не перевищує 6-8 м [251].

2.2. Головні риси водного режиму річок

Гідрологічний режим річок України обумовлюється багатьма факторами, які поділяються на *зональні* та *азональні*. До ***зональних*** відносяться кліматичні умови (кількість опадів і випаровування), до ***азональних*** – геолого-геоморфологічна будова басейну, його гідрографічні умови та гідрогеологічна характеристика, грунтово-рослинний покрив та господарська діяльність людини. Розподіл стоку великих та середніх річок переважно обумовлений змінами зональних факторів [258]. На розподіл стоку малих річок значний вплив мають місцеві, азональні фактори. Дуже часто вплив місцевих факторів викликає перерозподіл стоку всередині року, послаблює вплив кліматичних факторів, тому внутрішньорічний розподіл стоку може суттєво відрізнятись від основного типу розподілу у даному районі [259].

Місцеві водні ресурси, тобто ті, що формуються в межах України, становлять 52,4 км^3 у середній за водністю рік. У маловодні роки 75% і 95%-ї забезпеченості ці показники, відповідно, дорівнюють 41,4 і 29,7 км^3 [260]. Транзитний стік в Україні значно перевищує місцевий. У середній за водністю рік він становить 159 км^3. У цей об’єм входить стік Дунаю по Кілійському рукаву (123 км^3), з території інших країн-сусідів (переважно з Російської федерації) надходить 36 км^3 води.

Загальною закономірністю змін елементів ***водного балансу*** по рівниній території України є зменшення їх величин з півночі на південь внаслідок широтних змін зональних кліматичних факторів: опадів, температур, випаровування. На цьому загальному фоні в деяких районах відмічається вплив азональних факторів: геолого-геоморфологічних умов, грунтово-рослиннного покриву, заболоченості та ін. Водний баланс території України характеризується середньою річною сумою опадів 609 мм, що

витрачаються переважно на випаровування (526 мм), і значно меншою мірою – на формування місцевого стоку (83 мм). З них частка поверхневого стоку становить 64, підземного – 19 мм. Середній коефіцієнт стоку дорівнює 0,14. Поверхневий стік на півночі країни становить 70-80 мм, поступово зменшуючись на південь, де не перевищує 3-10 мм. Районами із підвищеним поверхневим стоком є Українські Карпати і Гірський Крим. У Карпатах поверхневий стік становить 300-500 мм та більше, в Гірському Криму – 100 мм [261]. Коефіцієнти стоку гірських річок майже у три рази перевищують коефіцієнти стоку річок рівнинної території і дорівнюють 0,30-0,70. Коефіцієнти стоку річок рівнинної території змінюються від 0,10-0,13 - на півночі до 0,05-0,01 – на півдні. Підземний стік змінюється залежно від особливостей гідрогеологічної будови території України. Він близький до нуля на півдні, де навіть глибоко врізані балки і долини річок не досягають поверхні підземних вод. На півночі України він досягає 20-30 мм, у західній частині Подільської височини – 50-60 мм, в Карпатах – 100-250 мм, у Гірському Криму - 500 мм. В сумарному стоці річок частка підземного стоку становить від 30-40% у Поліссі та зоні широколистяних лісів до 7-10% – у степовій зоні. На річках Українських Карпат вона досягає 15-20%. Коефіцієнт підземного живлення річок є найбільшим у Карпатах – 0,10-0,30, а по рівнинній території змінюється мало – від 0,07 - 0,04 на півночі і до 0,02-0,00 на півдні [252].

Внутрішньорічний розподіл стоку визначається, переважно, кліматичними факторами, перш за все внутрішньорічними змінами кількості опадів і температури повітря. Ці фактори визначають загальний характер розподілу. Інші фактори можуть суттєво змінювати типовий розподіл в тих чи інших районах. Значна роль при цьому належить геолого-геоморфологічним та грунтовим умовам. Від водопроникності грунтів та гірських порід, на яких вони формуються, розчленованості поверхні та її похилів залежить величина коефіцієнта стоку та інфільтрації атмосферних опадів. Підземні води формують стік в період незначного надходження атмосферних опадів поверхневим шляхом. За більшої площі водозбору, пористості та загальній товщині водопроникних порід, що дренуються водотоком, більшою є регулююча здатність підземної ємності. Особливо значним є вплив на природну зарегульованість потужних товщ піщаних відкладів, тріщинуватих та закарстованих порід.

Отже, розподіл стоку річок в часі відображає комплекс кліматичних та фізико-географічних умов, що властиві даній природній зоні, провінції, області і т.і.

Природні умови України є різноманітними. Для рівнинної частини властива широтна зональність природних умов, для гірської – вертикальна поясність. Це обумовлює особливості формування та внутрішньорічний розподіл стоку в різних природних зонах і районах.

Стік річок країни формується за рахунок взаємодії снігових, дощових та підземних вод. Від переважання тих чи інших джерел живлення, їх змін протягом року залежать внутрішньорічні коливання стоку.

Більша частина річок України відноситься до водотоків з переважно сніговим живленням. Особливістю режиму стоку малих річок Причорномор'я та Степового Криму є виключно снігове живлення. Дощі внаслідок сухості клімату практично не дають стоку, а підземні води залягають досить глибоко і не приймають участь у живленні річок регіону. Стік утворюється лише на 1-2 місяці і обумовлений сніготаненням. По мірі переміщення на північ частка снігового живлення поступово зменшується, зростає частка спочатку підземного, потім дощового живлення, яке починає перевищувати підземне. Величина підземного стоку залежить від глибини залягання підземних вод та від глибини ерозійного врізання русла. Із збільшенням частки підземного живлення розподіл стоку річки є більш рівномірним. У гірських районах із зростанням висоти відбуваються значні зміни у живленні річок – зростає частка снігового і дощового живлення, зменшується – підземного [258].

Закономірності у змінах джерел живлення визначають типи водного режиму річок в різних районах України. Водний режим річок рівнинної частини території України характеризується досить високим весняним водопіллям, яке може проходити кількома піками, обумовленими нерівномірним таненням снігу або дощами та низькою літньо-осінньою меженню, що порушується дощовими паводками, які більш властиві малим річкам. На більший частині території України опади у вигляді снігу формують від 40 до 80% річного стоку. Літні дощі або не формують стоку, або їх участь у формуванні останнього дуже незначна, оскільки вода в цей період витрачається на випаровування та фільтрацію.

Таким чином, основна частина стоку більшості рівнинних річок формується в період весняного водопілля. Початок весняного водопілля на малих і середніх річках відноситься, зазвичай, до першої-другої декади березня, інколи до другої – третьої декади лютого. Закінчується водопілля у другій декаді квітня, інколи в першій декаді травня. Тривалість водопілля становить 1,5-2 місяці. Максимальні рівні весняного водопілля, як правило, є максимальними річними рівнями води і спостерігаються наприкінці березня – на початку квітня. Інтенсивність підйому рівнів води під час водопілля залежить від водності весни. Середній шар стоку весняного водопілля змінюється по території рівнинної частини України від 60 мм – на півночі до 10 мм – у степовій частині країни. У гірських районах Карпат він досягає 200 мм. Досить суттєво у південному напрямку зростає по території коефіцієнт варіації шару стоку весняного водопілля – від 0,60 (у північних регіонах та у Карпатах) до 2,2 – на узбережжі Чорного та Азовського морів [252].

На рівнинних річках високі водопілля формуються під час пізньої весни внаслідок інтенсивного танення достатньо великих снігозапасів та тривалих дощових опадів, що накладаються на основну хвилю талих вод, як це спостерігалось у 1845, 1877, 1895, 1908, 1917, 1924, 1931, 1932, 1942, 1970-му роках. Останні характеризувались історично високими водопіллями [252].

Характер водопілля значною мірою визначає розподіл стоку протягом року. Зменшення річних величин стоку з півночі на південь на рівнинній території обумовлено, переважно, зменшенням об’єму весняного водопілля та зростанням випаровування у теплий період року. Чим меншим є об’єм стоку за водопілля і чим більшим є випаровування влітку, тим менше сумарний стік і тим нерівномірніше розподіляється він протягом року. Отже нерівномірність розподілу стоку протягом року зростає із півночі на південь[258].

У літньо-осінній та зимовий періоди рівні води стійки, коливання їх незначні. Період літньо-осінньої межені триває з травня до жовтня-листопада і зазвичай переривається дощовими паводками. Тривалість дощових паводків різна – від 3-5 діб до 1,5 місяців. Максимальні рівні дощових паводків рідко досягають максимальних рівнів весняного водопілля.

Весняне водопілля на гірських річках Карпат звичайно починається у середині – наприкінці березня, одночасно з початком сніготанення в горах. Водопілля проходить кількома хвилями,

особливо при поверненнях холодів. Часто воно ускладнюється або посилюється дощами, і тоді другий пік водопілля значно перевищує перший. Максимум весняного водопілля не завжди є вищим річним рівнем. Часто найвищими є рівні дощових паводків. Максимальні рівні весняного водопілля на річках регіону спостерігаються у другій-третій декадах березня (на малих річках) та наприкінці березня-на початку квітня – на середніх річках.

За весняним водопіллям починається період літніх дощових паводків з максимумами, що зазвичай перевищують по висоті максимум весняного водопілля на 0,5-1,5 метрів. Спад рівнів продовжується до серпня-вересня, досягаючи мінімума в кінці вересня – на початку жовтня. У багатоводні роки паводки проходять безперервно, а кількість їх досягає 5-8, інколи 10-12 та більше. Осінні дощі викликають значне підвищення рівнів, паводки цього періоду року інколи бувають катастрофічними.

Зимові рівні також малостійки, їх коливання обумовлені частими відлигами, що супроводжуються дощами. В таких випадках проходять значні паводки, що досягають 2-3,5 метрів над передпаводковим рівнем.

В гірських районах Карпат у зимовий та весняний періоди внаслідок різких відлиг та інтенсивного сніготанення, що супроводжуються, як правило, значними та інтенсивними дощовими опадами протягом доби і навіть довше, формуються надзвичайно високі багатопікові паводкі мішаного походження. Такі катастрофічні паводки спостерігались у грудні 1947-січні 1948 рр., грудні 1957 та 1967 рр., грудні 1979-січні 1980 рр., грудні 1993 р., листопаді 1998 р.

Водний режим гірських річок Кримського півострова характеризується двома періодами: перший – з листопада по квітень (з підвищеними рівнями і частими паводками) та другий – з травня по жовтень, що відрізняється низькою меженню та пересиханням. Часті та високі паводки спостерігаються у осінньо-зимовий період. Зимові паводки обумовлені відлигами, що супроводжуються випадінням інтенсивних дощів. Весняні паводки викликані переважно таненням снігу, що накопичується за зиму на Головній гряді, і спостерігаються у березні-квітні. Весняне водопілля виділити дуже важко, оскільки сніготанення супроводжується дощами. Також значну частину талих вод поглинає карст.

На річках Криму внаслідок кліматичних та гідрогеологічних умов формування річкового стоку максимальні витрати весняного

водопілля слабо виражені. Висота і об'єми стоку паводків дощового походження в літньо-осінній та зимовий періоди у багато разів перевищують витрати талих вод.

Поступове зниження рівнів спостерігається з кінця травня по листопад, але в цей період можливі короткочасні паводки, що досягають інколи значної висоти. Наприкінці літа та восени (з серпня по жовтень) спостерігаються мінімальні річні рівні або річки пересихають.

Максимальні модулі середнього річного стоку (до 20-30 л/с·км^2) мають місце в Українських Карпатах. Досить високі значення (до 4,0-5,0 л/с·км^2) спостерігаються у Кримських горах. На півночі України найбільш поширені значення 3,0-4,0 л/с·км^2, на півдні вони знижуються до 0,2 л/с·км^2.

Порівняно великими значеннями стоку виділяється територія Донбасу та Приазов'я. Торкаючись стокових особливостей Донбасу та Приазов'я (а також деяких інших регіонів), слід зазначити, що вони значною мірою зумовлені впливом антропогенного фактора. Зростанню стоку сприяє надходження у край води каналом Сіверський Донець-Донбас (0,8-0,9 км^3 на рік) та відкачування шахтних вод (0,7-0,8 км^3).

Мінливість річного стоку в цілому зростає з півночі на південь. Коефіцієнт варіації у Поліссі переважно становить 0,4-0,5, на півдні досягає 0,8-1,0. Дещо меншою є мінливість стоку у Карпатах. Виключенням із загального правила є річки Донбасу та Приазов'я, які мають порівняно сталий стік, що пояснюється антропогенним впливом [251] .

2.3. Природні чинники формування стоку та їх аналіз

Елементи географічного середовища (геологічні умови, рельєф, клімат, грунтовий і рослинний покриви, гідрогеологічні умови та ін.) мають значний вплив на умови формування стоку і характер режиму річок України.

Головними факторами, що визначають формування гідрологічного режиму водних об'єктів, є, безперечно, клімат (кліматична основа) і геолого-геоморфологічна, або літогенна, основа (геологія та рельєф). Вторинною, або похідною, є грунтово-рослинна (біогенна) основа. При певних поєднаннях інших природних факторів

роль біогенної основи може бути досить значною. Необхідно врахувати, що вплив фізико-географічних факторів на режим водних об'єктів в різні сезони суттєво відрізняється. Наприклад, значний вплив на форму типового гідрографа, тобто на внутрішньорічний розподіл стоку, має характер гідрометеорологічних умов, і не тільки опадів та випаровування, але і таких як сезонне промерзання грунтів. Вплив кліматичних факторів в окремі роки виявляється більш різким, ніж в осереднених (середніх багаторічних) умовах [262].

Отже, кожен природний фактор являє собою комплекс ознак, через яки ми можемо визначити його вплив на гідрологічний режим річок.

2.3.1. Геолого-геоморфологічна будова

Формування гідрографічної мережі та режим поверхневого стоку значною мірою залежать від геолого-геоморфологічних особливостей території. Поверхня басейну річки впливає на названі характеристики як безпосередньо, обумовлюючи довжину, похил і форму схилів, падіння та морфометричні особливості русел тощо, так і через інші компоненти ландшафту, які тісно пов'язані з рельєфом (грунти і рослинність) [250]. Важлива роль належить літологічному складу гірських порід верхньої частини земної кори. Найбільш суттєвою гідрологічною особливістю літологічного складу порід є їх твердість, пористість, тріщинуватість та хімічний склад. Літологічні особливості території у сукупності із рельєфом інколи можуть мати переважаючий вплив на формування режиму стоку, перекриваючи вплив кліматичних факторів. Таку роль грають, наприклад, карстові утворення, що здатні перерозподіляти стік у часі [262].

Геолого-геоморфологічна будова території України досить складна. Тут є відклади всіх систем геологічної історії, від найдавніших архейських і протерозойських до кайнозойських включно. Петрографічний і літологічний склад гірських порід надзвичайно різноманітний.

В Україні виявлено такі різновікові тектонічні регіони: докембрійська Руська (Східно-Європейська) платформа, палеозойські Скіфська і Західно-Європейська платформи та кімме-

рійські й альпійські складчасті споруди, які мають складну геологічну історію і будову.

Східно-Європейська платформа заходить в Україну своєю південно-західною і південною частиною і займає більшість рівнинної території України. Залежно від глибини залягання осадочної товщі в межах платформи виділяють кристалічні щити, кристалічні масиви, плато, западини і прогини.

Український кристалічний щит - одна з найдавніших геологічних структур Землі - простягається через всю територію України з північного заходу від лінії Клесів (Рівненська область) - Овруч (Житомирська область) на південний схід майже до Азовського моря. Довжина щита становить понад 1000 км, найбільша ширина - 250 км, а площа - близько 180 000 км^2.

У межах щита докембрійські кристалічні породи відслонюються в долинах річок, а на північному заході (Житомирська і Рівненська області) та в Приазов'ї виходять на денну поверхню на межиріччях або залягають безпосередньо під невеликою товщею антропогенових відкладів. Український щит складений дислокованими різновіковими докембрійськими осадочно-метаморфічними і магматичними породами. Як свідчить характер відкладів, щит сформувався за умов розвитку геосинкліналі й платформи. Головні складчасті структури мають північно-західне простягання, яке визначило загальну конфігурацію щита та прилеглих структур (Дніпровсько-Донецька западина, Волино-Подільська плита), а також загальний план орографії (Придніпровська і Подільська височини, Придніпровська низовина) та напрям річкових долин (Дніпра, Південного Бугу, Середнього Дністра).

Товща осадочних мезо-кайнозойських відкладів згладжує нерівності поверхні кристалічних порід щита, що мають тектонічне і денудаційне походження. На докембрійських породах Українського щита острівне поширення мають осадочні відклади крейди, палеогену, неогену. З континентальних відкладів найбільше поширені каоліни, переважно мезо-кайнозойського віку. Крейдові відклади зустрічаються в північно-західній частині щита. Палеогенові відклади поширені в Придніпров'ї. Неогенові відклади є на півдні й південному заході щита [263].

Невелика товщина осадочних відкладів свідчить про тенденцію Українського щита до підняття протягом усієї геологічної історії.

Тривалий період континентального розвитку щита сприяв утворенню денудаційної рівнини на складній тектонічній основі. На формування сучасного рельєфу великий вплив мали неотектонічні рухи, сумарна амплітуда яких на щиті коливається від 100 до 280 м.

На захід від Українського щита знаходиться ***Волино-Подільська плита***. Це крайова структура субмеридіонального напряму, яка на південному заході обмежена Карпатським передовим прогином. Докембрійський фундамент у межах Волино-Подільської плити знаходиться на глибині 2000-2500 м. На нерівній поверхні кристалічного фундаменту, порушеній тектонічними розломами, моноклінально залягають відклади палеозою. На нерівній зденудованій поверхні палеозойських відкладів залягають відклади крейдової системи. Крейдові відклади суцільно поширені на Волино-Подільській плиті та в ***Галицько-Волинській западині***. Палеогенові піски, глини, пісковики відслонюються лише на північному сході Волинського Полісся. Значно більші площі, переважно на півдні, покривають неогенові вапняки, піски, глини, гіпси, які беруть участь у будові сучасного рельєфу. В його формуванні велику роль відіграли неотектонічні рухи, сумарна амплітуда яких досягла 210-360 м. Антропогенові відклади мають майже суцільне поширення і представлені в межах Подільської і Волинської височин переважно лесоподібними суглинками, а на Волинському Поліссі - льодовиковими, водно-льодовиковими, алювіальними й озерними відкладами.

Північно-східна частина України займає південно-західний схил ***Воронезького кристалічного масиву***. Докембрійські кристалічні породи залягають тут на глибині від 150 м до 970 м і перекриті осадочними відкладами пермського, юрського, крейдового і палеогенового віку. У будові сучасного рельєфу беруть участь відклади антропогену.

Між Українським докембрійським щитом і Воронезьким кристалічним масивом розташована ***Дніпровсько-Донецька западина*** - одна з найглибших западин на Східно-Європейській платформі. В осьовій частині її докембрійський фундамент знаходиться на глибині 12-20 км. Дніпровсько-Донецька западина заповнена переважно осадочними відкладами девону, карбону, пермі, тріасу, юри, крейди, палеогену і неогену. Палеогенові та неогенові відклади перекриті антропогеновими алювіальними і флювіогляціальними пісками, моренними глинами і лесоподібними суглинками.

Дніпровсько-Донецька западина структурно пов'язана з герцинською ***Донецькою складчастою областю***, яка є складним синклінорієм. У геологічній будові Донбасу беруть участь дислоковані відклади девону, карбону і пермі. Особливо велика роль належить карбоновим відкладам, потужність яких становить 10-12 км.

З півдня до Східно-Європейської платформи прилягає герцинська ***Скіфська платформа***. Глибина залягання її фундаменту в Причорномор'ї змінюється з півночі на південь від 3000 до 6000 м, у межах Сімферопольсько-Євпаторійського підняття фундамент знаходиться на глибині 500-1500 м. Поширені нижньопалеозойські відклади. Значне поширення і велику потужність мають тут мезозойські породи. У західній частині Причорномор'я виявлено тріасові відклади. Великої потужності (понад 1000 м) досягають юрські породи. Майже суцільно поширені крейдові відклади, що досягають значної потужності. Палеогенові породи відслонюються в долинах річок у північній частині Причорноморської западини, а далі на південь вони занурені під неогенові відклади. Важливу роль у будові Причорноморської западини відіграють неогенові відклади, які покривають усю її територію і відслонюються в річкових долинах.

Західно-Європейська платформа займає на території України невелику площу і представлена Львівським палеозойським прогином. Значної потужності (до 2500-3000 м) досягають девонські та карбонові осадочні відклади, які вміщують кам'яновугільні пласти. Верхньопалеозойські відклади перекриті мезозойськими мергелями, крейдою, пісковиками та неогеновими вапняками. На них переважно залягають антропогенові лесоподібні суглинки [264].

Кіммерійські й альпійські складчасті структури в Україні представлені Кримськими горами та Українськими Карпатами.

Кримські гори, маючи зруйновані кіммерійські структури (Качинська, Південнобережна), утворилися в основному внаслідок альпійського орогенезу. Вони являють собою мегантиклінорій, південне крило якого по тектонічному розлому занурене під рівень Чорного моря. Головну роль у геологічній будові Кримських гір відіграють мезозойські відклади. Головне пасмо Кримських гір складене тріасовими глинистими сланцями і пісковиками та юрськими флішовими породами. Внутрішнє пасмо побудоване з

крейдових глин і вапняків та палеогенових мергелів, вапняків і пісків. Неогенові вапняки і глини утворюють Зовнішнє пасмо. Крім осадочних, у будові Кримських гір важлива роль належить магматичним породам. Вони зустрічаються на Південному березі Криму. Розміщення їх пов'язане з тектонічними розломами і розвитком горотворних процесів. Сучасна структура Кримських гір сформувалася внаслідок альпійського орогенезу протягом палеогену і неогену.

Українські Карпати - частина Карпатської гірської споруди альпійського віку. Вони складаються з Карпатської покривно-складчастої складної структури, Передкарпатського прогину та Закарпатської западини. Характерними рисами тектонічної будови Українських Карпат є зональність структур, які простягаються через весь регіон з північного заходу на південний схід, та наявність насувів (скиб) з амплітудою горизонтального переміщення 15-20 км у напрямку на північний схід.

Головними елементами Карпатської покривно-складчастої структури є: Скибовий (Зовнішній) покрив, Центральна (Кросненська) синклінальна зона, Чорногірсько-Полонинська антиклінальна зона, Рахівський масив, Вулканічні Карпати [265].

Передкарпатський прогин складається з Покутсько-Бориславської, Самбірської та Більче-Волицької зон. Закарпатська западина поділяється Вулканічним хребтом на Солотвинську і Чопську (Мукачівську) западини.

Головну роль у геологічній будові Українських Карпат відіграють крейдові, палеогенові й неогенові відклади. У межах Українських Карпат відслонюються й давніші відклади. На Рахівському кристалічному масиві поширені протерозой-палеозойські гнейси, граніти, кварцити і сланці. Тут відслонюються і палеозойські, переважно карбонові, породи. У долинах річок, ущелинах, на крутих схилах хребтів відслонюються крейдові мергелі, вапняки, пісковики й аргіліти. Палеогенові відклади трапляються в усіх тектонічних зонах Карпат і їх сумарна потужність сягає кількох тисяч метрів. Серед відкладів палеогенової системи переважає фліш. У Передкарпатті й Закарпатті значно поширені неогенові глини, піски.

2.3.2. Рельєф

Під впливом рельєфу відбувається перерозподіл по території кількості атмосферних опадів, температури повітря та випаровування, що викликає зміни у розподілі стоку в часі. Вплив рельєфу, як відомо, найбільш яскраво простежується при порівнянні водних режимів гірських і рівнинних річок, але і в умовах рівнинної місцевості також простежується вплив рельєфу на елементи клімату і режим річок. Так, кількість опадів на височинах Руської рівнини, в середньому, на 50-150 мм більше, порівняно із прилеглою місцевістю [262]. Запаси води в снігу у балках і ярах перед початком весняного водопілля, як правило, у 1,5-2,0 рази більше, ніж на відкритій рівнинній місцевості. Особливо значним є вплив рельєфу на формування стоку в горах. Поруч із абсолютними відмітками річкових басейнів значну роль у формуванні стоку грає орієнтація (експозиція) річкового басейну по відношенню до сторін горизонту, похили водозбору та його розчленованість [266].

Аналіз фізичної карти України засвідчує різноманітність її поверхні. Це пов'язано з розташуванням її території в межах Руської (Східноєвропейської) рівнини, Українських Карпат і Кримських гір. Особливістю поверхні є те, що рівнини займають 95 % загальної площі країни, з них близько 70 % припадає на низовини і 25 % на височини. Важливим фактором є те, що висота рівнинної частини території України над рівнем моря становить, у середньому, 175 м, а її максимальна відмітка знаходиться на Хотинській височині (г. Берда, 515 м). На Азово-Чорноморському узбережжі абсолютні висоти коливаються в межах 10-15 м, на височинах переважно 300-400 м. Водночас гірські хребти досягають 1500—2000 м, і найвищою точкою всієї України є гора Говерла (2061 м) в Українських Карпатах [267].

На півночі України розташована південна частина ***Поліської низовини*** з висотами, що рідко перевищують 150-200 м. Тільки Словечансько-Овруцький кряж має найвищу відмітку - 315 м. Рельєф низовини плоско-хвилястий, в окремих місцях погорбований. На Поліській низовині розвинена густа річкова мережа. У західній частині простягається Волинське пасмо.

На лівобережжі Дніпра розташована ***Придніпровська низовина*** (висоти 100-150 м). В її гіпсометрії простежуються рівні терас Дніпра та загальний похил на захід і південний захід. На схід

від долини Дніпра знаходиться Полтавська рівнина (панівні висоти 170-200 м), поверхня якої плоско-горбиста, розчленована долинно-балковою сіткою, з глибинами врізу 30-80 м. Долини річок тут широкі, з крутими правими схилами і пологими терасованими лівими.

Південь України займає ***Причорноморська низовина***, абсолютні відмітки якої не перевищують 120-150 м. У бік Чорного моря вона поступово знижується. Поверхня низовини плоска, рівнинна. Річкові долини врізані на глибину 50-80 м (на півночі) і 20-30 м (на півдні). Береги річок порізані балками та ярами, вододіли плоскі. Характерною рисою Причорноморської низовини є наявність різних за розмірами блюдець і подів з пологими схилами.

На півночі Кримського півострова розташована ***Північнокримська низовина***, поверхня якої поступово знижується до Сиваша від 40 до 1,0-0,0 м над рівнем моря.

На заході країни знаходяться ***Волинська*** та ***Подільська височини***. Абсолютні відмітки становлять 320-350 м. У межах Подільської височини виділяються окремі масиви - Гологори, Кременецькі гори, Розточчя й Опілля, Товтри, а Волинської — Мізоцький кряж, Пелчанські висоти. Найвищою точкою Подільської височини є гора Камула (471м). Волинська та Подільська височини мають дуже розчленовану поверхню. Глибини ерозійних врізів становлять 50- 100 м, а в Придністров'ї сягають 150-200 м.

У центральній частині України знаходиться ***Придніпровська височина*** із середніми висотами 200 м, а на південному сході — ***Приазовська височина*** (г. Могила-Бельмак, 324 м). Глибина ерозійного врізу на правобережжі Дніпра становить 100-150 м, а в Приазов'ї збільшується до 150-200 м. На сході України розташовані Донецька височина, найвища розчленована частина якої називається ***Донецьким кряжем*** (г. Могила-Мечетна, 367 м), та відроги ***Середньоруської височини***. Останні мають відмітки 200-250 м, густу долинну та яружно-балкову сітку [263].

Середні висоти ***Українських Карпат*** коливаються від 1200 до 1600 м. Гірські пасма мають північно-західне простягання. Це Бескиди (800-1250 м), Горгани (1400-1800 м) та Покутсько-Буковинські гори (700-1400 м), які утворюють Зовнішні Карпати. У центральній частині гірської країни знаходяться Вододільно-Верховинський (1000-1700 м) та Полонинсько-Чорногорський хреб-

ти (1400-2000 м), Рахівські та Чивчинські гори (1200-1700 м). На південному заході простягся Вулканічний (Вигорлат-Гутинський) хребет (900-1000 м). Українські Карпати є типовими середньовисотними горами, які мають округлі вершини та пологі схили. Північно-західні схили Бескидів, Полонинсько-Чорногорського хребта круті, обривисті, ріки, що їх прорізають, утворили каньйони й ущелини. З північного сходу до Українських Карпат прилягає Передкарпатська височина - (200-500 м), а з Південного заходу - Закарпатська низовина (100-120 м).

У ***Кримських горах*** виділяють три пасма: Головне (1200-1500 м), Внутрішнє (400-600 м), Зовнішнє (250-350 м). Вони мають асиметричні схили і розділені поздовжніми ерозійно-тектонічними зниженнями [263]. Для Головного пасма характерні вирівняні масиви - яйли. Максимальні відмітки Кримських гір становлять 1545 м (г. Роман-Кош), 1525 м (г. Еклізі-Бурун), 1223 м (г. Ай-Петрі).

Земна поверхня України, її низовини, височини і гори мають складну морфоструктуру і морфоскульптуру з різними генетичними типами і формами рельєфу – водно-акумулятивними, водно-ерозійними, льодовиковими, водно-льодовиковими, денудаційними, карстовими та еоловими, що значною мірою пов'язано з її геологічною будовою.

2.3.3. Кліматичні умови

Кліматичні умови території України різноманітні. Головні особливості клімату формуються під дією радіаційних факторів, атмосферної циркуляції, характеру земної поверхні.

Радіаційні фактори клімату. У річному виразі найменша кількість годин сонячного сяйва припадає на західну частину зони мішаних лісів і лісостепу: 1700-1800 год. Найбільше сонячних годин в степу – на узбережжях Чорного та Азовського морів і на Південному березі Криму (2050-2290 год).

Для території України характерний майже широтний розподіл показників прямої і сумарної річної радіації. Так, взимку сумарна радіація на території України змінюється від 250 до 420 МДж/м^2. Найменшою на всій території України вона буває в грудні (60-100 МДж/м^2). Весною хмарність зменшується в напрямку на південний

схід, а показники радіації коливаються в межах 1260-1500 МДж/м^2. У цей час зберігається зональний розподіл сум сумарної сонячної радіації. Влітку показники цієї радіації мають значення від 1680 до 2100 МДж/м^2. На території України сумарна радіація в північних районах досягає 4190 МДж/м^2, а в південних – 5200 МДж/м^2 за рік.

Розподіл середніх багаторічних сум радіаційного балансу має характер, близький до широтного, і змінюється від 1700 МДж/м^2 на північному сході до 2250 МДж/м^2 на Азово-Чорноморському узбережжі. Однак у сезонному розподілі значень радіаційного балансу є відмінності. Так, взимку його показники змінюються від 25 МДж/м^2 на північному сході до 50 МДж/м^2 на півдні України. Найбільші значення радіаційного балансу припадають на червень, а восени їх розподіл близький до зонального (від 210 МДж/м^2 у зоні мішаних лісів до 375 МДж/м^2 на півдні) [115].

Циркуляційні фактори клімату. Атмосферна циркуляція, взаємодіючи із сонячною радіацією, є фактором перерозподілу тепла і вологи на земній поверхні. На широтах України переважає західне перенесення повітряних мас. На територію України надходять морські повітряні маси з Атлантики й Арктики, рідше — морське тропічне повітря із Середземномор'я. Але найбільшу повторюваність на території України має континентальне повітря, яке утворюється над Євразією з мас арктичного або морського повітря помірних широт, а потім надходить до України. Повітряні маси надходять на територію України в різних баричних утвореннях і мають сезонну мінливість. Це є фактором мінливості й складності погодних умов. Важлива роль у їх формуванні належить циклонам, які переміщуються на територію України протягом року. Пожвавлена циклонічна діяльність взимку і навесні. Циклони надходять в Україну з центральних районів Європи, Чорного моря і Малої Азії. Влітку виявляється вплив місцевих циклонів, що переміщуються з південного сходу. Тривалість циклонів над Україною збільшується від літа до зими. На формування погодних умов значний вплив мають антициклони та їх відроги. Влітку і восени антициклони переміщуються із заходу, в чому виявляється вплив Азорського максимуму.

Сезонні відмінності атмосферної циркуляції зумовлюються неоднаковою кількістю тепла, що надходить, особливостями останньої, характером атмосферних процесів. Так, взимку вплив радіаційного

чинника ослаблюється через велику хмарність, невелику тривалість дня, малу висоту Сонця над горизонтом, міжширотний обмін повітря. Саме тому більшість циклонів надходить в Україну взимку. Із Арктики регулярно приходять антициклони, і з надходженням арктичних мас пов'язані різкі зниження температур, посилення вітру, заметілі. Взимку на територію України поширюється вплив відрогу Сибірського антициклону. В цей період на більшій частині території поширюється помірне континентальне повітря, встановлюється холодна погода із сильними північно-східними вітрами. Прихід морських тропічних мас із Середземномор'я, надходження західних і північно-західних, південних і південно-західних циклонів зумовлюють хмарну погоду, опади, відлиги, хуртовини, ожеледь.

Навесні роль радіаційного чинника і підстильної поверхні збільшується, зменшуються температурні відмінності між суходолом і морськими акваторіями, посилюється вплив західних повітряних мас. Весною зростає вплив відрогу Азорського антициклону, чим зумовлюється тепла і сонячна погода. Літо на території України характеризується найбільшою кількістю сонячної радіації, на циркуляційні процеси істотно впливає характер земної поверхні. Рівнинність поверхні стимулює інтенсивну трансформацію повітряних мас. У цей період посилюється роль Азорського антициклону. Над територією України проходять антициклони, встановлюється широка смуга високого тиску, чим зумовлюються високі температури повітря, бездощова погода. Надходження літніх циклонів супроводжуються опадами, зливами, грозами, іноді градом. Із середини серпня характер атмосферної циркуляції змінюється. Вплив Азорського антициклону зменшується, натомість у жовтні — листопаді зростає роль відрогу Сибірського антициклону. Наростають температурні відмінності між акваторіями і суходолом, посилюються циклонічні процеси, частішають вторгнення арктичних холодних повітряних мас. За багаторічними даними в листопаді спостерігається перехід через 0 °С, випадає сніг [264].

Земна поверхня як кліматоутворюючий фактор. Роль земної поверхні, яка взаємодіє з радіаційними і циркуляційними чинниками, виявляється у зміні регіональних і місцевих кліматичних умов.

Рельєф впливає на формування хмарності, розподіл сонячної радіації. Так, взимку в Кримських горах, Українських Карпатах показники сумарної сонячної радіації є найбільшими і становлять 420-460 МДж/м^2. Коли з півночі надходить холодне арктичне повітря,

гірські хребти захищають Закарпаття і Південний берег Криму. Для гірських схилів влітку характерні значні градієнти температур повітря, посилення висхідних рухів, конвективних процесів. Над гірськими пасмами створюються умови для зливових опадів, грозової діяльності, накопичення значної товщі снігу, проходження селів та ін. На кількість опадів у горах впливає орієнтація схилів стосовно руху атмосферних мас. Так, коли через підвітряні південно-західні схили Українських Карпат перевалюють циклони, на схилах цієї експозиції за рік випадає 1200 мм опадів, тоді як на північно-східних схилах - 790 мм. У передгір'ях Криму за рік випадає 300-500 мм, а на Ай-Петринському масиві 1000 мм. Спостерігається залежність між річними сумами опадів і експозиціями схилів Донецької, Приазовської та інших височин. Тут кількість опадів збільшується на 20-25 мм на 100 м висоти. Вплив Чорного й Азовського морів на формування кліматичних умов виявляється через бризову циркуляцію, особливо влітку. Таким чином, взаємодія сонячної радіації, атмосферної циркуляції та земної поверхні зумовлюють інтенсивну трансформацію повітря над рівнинною частиною України і впливають на розподіл кліматичних величин [263].

Температура повітря. Показниками термічного режиму є середні температури повітря. Характерною рисою їх річного ходу в Україні є незначні середньомісячні зміни в літні й зимові сезони, а також різкі зміни у весняний і осінній час. У річному ході температур спостерігається майже пряма кореляція із сумами сонячної радіації, що надходять на земну поверхню. Однак "зональний" розподіл температур порушується сезонними змінами атмосферної циркуляції та адвекцією повітря. Взимку на територію України надходять теплі повітряні маси з Атлантики, Середземномор'я, Чорного моря і поширюються на південно-західні райони. Тому січневі ізотерми тут і в північній частині території прямують з північного заходу на південний схід і тільки на півдні мають близький до широтного напрямок. Найнижчі середні січневі температури повітря характерні для східних, північно-східних районів рівнинної частини території, Українських Карпат і становлять -7…-8 °С. Найвища середня місячна температура спостерігається на Південному березі Криму і становить +2…+4 °С. А на значній території країни середні січневі температури повітря коливаються від -4 до -6 °С.

Починаючи з березня температура повітря зростає і в травні встановлюється літня погода. Підвищення температури повітря

влітку зумовлюється надходженням сонячної радіації. Найвищі середні температури спостерігаються в липні. У їх розподілі територією є такі особливості: у зоні мішаних лісів і лісостепу вони становлять +18...+20 °С, у степовій зоні сягають +21...+23 °С. У Кримських горах і Українських Карпатах вони становлять відповідно +16 і +14 °С на висотах до 1000 м. За час із вересня до жовтня знижуються на 5-7 °С [115].

Опади. Основна маса вологи надходить на територію України з повітрям з Атлантичного океану і Середземного моря. У розподілі річних сум опадів по території України спостерігається така закономірність: вони поступово зменшуються із заходу і північного заходу на південь і південний схід. Це пов'язано з циклонічною діяльністю і надходженням повітряних мас. Територію України влітку охоплюють південні ділянки фронтів атлантичних антициклонів, які переміщуються із заходу на схід. Зимові опади пов'язані з середземноморськими циклонами, що рухаються з Чорного моря на північ і північний схід. Річні суми опадів змінюються від 600 мм і більше на заході й півночі рівнинної частини України до 500-400 мм на півдні й південному сході. У зоні мішаних лісів середні суми опадів зменшуються в напрямку із заходу на схід від 650 до 550 мм, у лісостеповій зоні – 550-500 мм, у степовій зоні - від 450 до 380 мм і менше на Азово-Чорноморському узбережжі [268].

Максимум опадів спостерігається в червні й становить 75-100 мм у зоні мішаних лісів, 60-70 мм у лісостепу і північному степу, 40-50 мм у південному степу. Найсухішим місяцем теплого періоду в Україні є вересень. За цей місяць у зоні мішаних лісів випадає 50-60 мм, у лісостеповій зоні 40-50, у степовій зоні 40-30 мм. Деяке збільшення місячних сум опадів спостерігається в жовтні, кількість їх зменшується в листопаді й грудні [263].

Сніговий покрив в Україні найраніше формується в гірських районах і на північному сході (перша декада грудня). А в другій декаді грудня сніговий покрив спостерігається в лісостеповій зоні; на більшій частині території сніг наявний наприкінці листопада. У Закарпатті й Причорномор'ї сніг з'являється на початку грудня. В окремі роки сніговий покрив на території України з'являється на початку листопада. Стійким він буває 60-70 днів, а в окремі роки його тривалість може змінюватися від 20-30 до 130-160 днів. Найраніше сніг сходить у Причорномор'ї і Північному Криму

(друга декада березня). У зоні мішаних лісів, гірських районах сніг розтає на початку квітня. Висота снігового покриву на більшій частині території в лютому становить 12-15 см, а в окремі зими сягає 50 см і більше. Від запасів води в снігу та його танення залежать розміри і тривалість водопілля, запаси вологи в ґрунті та ін. [264].

Вітровий режим на території України визначається змінами атмосферного тиску, трансформацією повітряних мас, циркуляційними процесами, орографією, розташуванням господарських угідь, населених пунктів, великих міст. Напрям і швидкість вітру протягом року постійно змінюються залежно від впливу названих чинників. Аналіз річних роз вітрів свідчить про те, що найбільшу повторюваність мають вітри: 1) східні й західні, північно-східні й південно-західні - на сході України; 2) південні й західні - на сході й заході; 3) південно-західні й північно-східні - на Північно-Кримській низовині. Сезонні зміни у вітровому режимі виявляються в тому, що взимку, коли посилюється вплив Сибірського антициклону, на сході, південному сході й півдні України ймовірність східних вітрів становить 50-60 %; спостерігаються також південно-західні та західні вітри. На заході території досить часті західні й південні вітри. У північних районах напрям переважаючих вітрів мінливий. Весною посилюється роль радіаційного чинника, орографії, стану поверхні, тому в степовій зоні переважають східні вітри, на північ від неї - південно-східні. Сибірський антициклон втрачає свою активність з початком літа, а в східному напрямку посилюється вплив Азорського антициклону. Влітку на території всієї України переважають вітри західних і північно-західних румбів. Для Азово-Чорноморського узбережжя влітку характерні бризи: нічні - з суші на море і денні - з моря на сушу. Вітровий режим гірських районів України зумовлюється напрямком, протяжністю й орієнтованістю схилів, чергуванням хребтів, улоговин і річкових долин, тому загальні чинники тут відіграють неосновну роль. Для цих територій характерні орографічні рози вітрів. Але на гірських вершинах Українських Карпат і Кримських гір напрямок вітру зумовлюється загальним західним і східним переносом у вільній атмосфері. На території України середні швидкості вітру змінюються від 3 до 6 м/с [115].

2.3.4. Гідрогеологічні умови

Формування підземних вод тісно пов'язане з геологічною будовою, поверхневими водами, кліматичними умовами, рельєфом і ґрунтами.

У територіальному розподілі ґрунтових вод спостерігається зональність, яка виявляється в глибині залягання, мінералізації та хімічному складі вод. У зоні мішаних лісів України ґрунтові води залягають близько до денної поверхні й знаходяться переважно на глибині 3-4 м і вище, сприяючи заболоченню поліських земель. Вони мають гідрокарбонатно-кальцієвий склад. У лісостеповій зоні, особливо на височинах, глибина залягання ґрунтових вод зростає до 6-15 м, а мінералізація – до 2 г/л. Ще глибше залягають ґрунтові води в степовій зоні, де вони пересічно знаходяться на глибині 10-20 м, а мінералізація підвищується до 8-10 г/л .

На території України виділяють сім основних гідрогеологічних регіонів: Дніпровсько-Донецький артезіанський басейн, Волино-Подільський артезіанський басейн, Причорноморський артезіанський басейн, область тріщинних і пластово-порових вод Українського кристалічного щита, область пластово-тріщинних вод Донецької складчастої споруди, область пластово-тріщинних вод Карпатської складчастої системи, область карстово-тріщинних вод Кримської складчастої системи [252].

Дніпровсько-Донецький артезіанський басейн знаходиться в межах Дніпровсько-Донецької западини, що має потужну товщу осадочних відкладів, у яких зосереджено кілька водоносних горизонтів. У цьому басейні зосереджена майже половина всіх експлуатаційних запасів підземних вод України. Основні водоносні горизонти знаходяться в юрських, крейдових і палеогенових відкладах. Тут зона прісних вод досягає потужності 350-500 м, а дебіт окремих артезіанських свердловин – 40-55 л/с. На більших глибинах, переважно в палеозойських відкладах, знаходяться солоні води. Підземні прісні води басейну використовують для водопостачання Чернігівської, Сумської, Харківської, Полтавської, Київської областей і м. Києва.

Волино-Подільський артезіанський басейн знаходиться на захід від Українського кристалічного щита і займає всю західну частину України, крім Карпат. Водоносні горизонти пов'язані з силурійськими, девонськими, юрськими, крейдовими,

палеогеновими і неогеновими відкладами. Глибини поширення прісних вод сягають 600-800 м, а в окремих місцях і більше. Найпоширеніші водоносні горизонти пов'язані з крейдовими і неогеновими відкладами. Дебіт свердловин змінюється від 0,1 до 30-40 л/с. У цьому артезіанському басейні зосереджена майже четверта частина всіх прісних експлуатаційних ресурсів України.

Причорноморський артезіанський басейн має водоносні горизонти прісних вод у крейдових, палеогенових і антропогенових відкладах. Тут зосереджено близько 10 % підземних прісних вод України. Дебіт свердловин коливається від 0,3 до 5 л/с, іноді до 10-12 л/с. Основну роль у водопостачанні відіграють водоносні горизонти неогенових відкладів. Підземні води цього басейну використовують для водопостачання Одеської, Миколаївської, Херсонської, Запорізької областей та Кримської автономії.

Гідрогеологічна ***область тріщинних і пластово-порових вод Українського кристалічного щита*** вміщує близько 5 % експлуатаційних ресурсів прісних вод країни. Водоносні горизонти тут зосереджені в невеликій товщі осадочних відкладів крейди, палеогену, неогену і антропогену та в тріщинах кристалічних і метаморфічних порід докембрію і продуктів їх вивітрювання. Глибина залягання цих вод досягає переважно 60-70 м, дебіт свердловин коливається від 0,1 до 15-20 л/с. Більш водозабезпеченими є північна і середня частини щита, а найменше - приазовська ділянка. Підземні води Українського щита використовують Житомирська, Вінницька, Київська, Черкаська, Кіровоградська і Запорізька області.

Гідрогеологічна ***область Донецької складчастої споруди*** недостатньо забезпечена прісними підземними водами. Вони, в основному, зосереджені в осадових відкладах крейдового і карбонового періодів. Дебіт окремих свердловин становить від 1,5 до 13 л/с і тільки в окремих місцях до 30-40 л/с.

Гідрогеологічна ***область пластово-тріщинних і пластових вод Українських Карпат*** складається з трьох різних частин: 1) власне складчастої споруди Карпат, де підземні води мають переважно пластово-тріщинний характер, у флішових відкладах крейди і палеогену; 2) Передкарпатського прогину з багатими підземними водами в неогенових і антропогенових відкладах; 3) Закарпатського прогину в неогенових і антропогенових відкладах. Дебіт свердловин змінюється від 0,02 до 30 л/с.

Гідрогеологічна ***область карстово-тріщинних вод Кримської складчастої системи*** включає карстові води юрських вапняків Головного пасма Кримських гір (дебіт окремих свердловин дорівнює 10-15 л/с), води неогенових відкладів Внутрішнього і Зовнішнього пасма, артезіанські води неогенових і антропогенових відкладів Альминської та Індоло-Кубанської передгірних западин (дебіт окремих свердловин змінюється від 2,5 до 20-25 л/с). За дефіциту прісних вод у Криму його підземні води мають важливе значення у водопостачанні [263].

2.3.5. Грунтово-рослинний покрив

У той час як гірські породи являють собою утворення, що відносно повільно змінюються у часі, грунти та, особливо, рослинність є природними факторами, що постійно змінюються. Кількісна оцінка поширення того чи іншого виду грунтів різного механічного складу в річкових басейнах є дуже важливою для оцінки ролі цього фактора у формуванні режиму річкового стоку [262]. Гідрологічне значення грунтового покриву обумовлене водопроникністю і водозатримуючою здатністю грунтів, від яких залежать величини поверхневого стоку, випаровування і живлення підземних вод. Грунти є посередником між кліматичними і гідрологічними явищами. Оптимальна структура річкового стоку спостерігається при високій водопроникності і низькій водоутримуючій здатності грунтів.

Ліс, впливаючи на інтенсивність сніготанення і водовіддачі від злив, а також на швидкість стікання води по поверхні водозбору тим самим впливає на водний режим річок – знижує максимуми водопіль і паводків, збільшує їх тривалість, сприяє переведенню частини поверхневого стоку у підземний, захищає грунти від ерозії. За даними [262], збільшення лісистості водозбору на 10% дає приріст стоку води на 12-17 мм. Гідрологічна роль лісу неоднакова і залежить від геологічних, грунтових та інших фізико-географічних умов, але в цілому вплив лісу на ресурси річкового стоку і ресурси підземних вод оцінюють позитивно.

У поширенні ґрунтів і рослинності на території України спостерігаються дві основні закономірності: широтна зональність на рівнинній частині й висотна поясність в Українських Карпатах і Кримських горах. Істотними є провінційні відмінності

властивостей ґрунтів, видового складу рослинності у зв'язку із зміною ступеня континентальності кліматичних умов та вертикальна диференціація грунтово-рослинного покриву у зв'язку з геолого-геоморфологічною будовою, орографією [269].

Ґрунтові й рослинні зони простягаються через Україну не в строго широтному напрямі, а з південного заходу на північний схід. У західній частині республіки ареали мішаних і широколистяних лісів зміщені на південь, а на сході степові комплекси зміщені на північ.

Українські Карпати і Кримські гори характеризуються висотною поясністю ґрунтово-рослинного покриву. Спектри висотної поясності ґрунтово-рослинного покриву цих гір істотно відрізняються, що зумовлюється їх різним географічним положенням: Українські Карпати розташовані на захід від широколистолісової зони, а Кримські гори знаходяться на півдні помірного поясу, значно південніше від Карпат, їх південний макросхил є південно-східною окраїною субсередземномор'я.

Зміни ґрунтово-рослинного покриву в довготному напрямі зумовлюються наростанням континентальності клімату із заходу на схід. Так, лісистість у межах лісостепової зони поступово зменшується із заходу на схід. У західній частині лісостепу переважають чорноземи опідзолені, сірі й світло-сірі ґрунти. Лівобережна частина лісостепу вкрита переважно чорноземами типовими. Чорноземи опідзолені й сірі лісові ґрунти мають невеликі ареали на розчленованих правобережжях приток Дніпра та на відрогах Середньоруської височини. У напрямі з заходу на схід змінюються морфологічні й фізико-хімічні властивості зональних типів ґрунтів, особливо в лісостеповій і степовій зонах. У напрямку із заходу на схід змінюється видовий склад рослинності, особливо деревної. Так, ліси західного лісостепу багатші за видовим складом, ніж на лівобережжі.

Ґрунтотворні породи відіграють значну роль у формуванні фізико-хімічних властивостей різних типів ґрунтів, які утворилися в певних умовах зволоженості території. Фізико-хімічні властивості ґрунтів впливають на видовий склад рослинності.

Ґрунтовий покрив. На рівнинній частині території України поширені дерново-підзолисті, сірі лісові, чорноземні, каштанові ґрунти, лучні, лучно-чорноземні й болотні ґрунти, солончаки, солонці та солоді. У горах розвинулись дерново-підзолисті, бурі

лісові, буро-підзолисті, гірсько-лучні, гірсько-торфові, гірські чорноземні, дерново-глеєві, червоно-бурі та коричневі ґрунти.

Дерново-підзолисті ґрунти є зональними в Українському Поліссі й займають 60 % його території, зустрічаються в лісостепу на борових терасах і в давніх водно-льодовикових долинах. Дерново-підзолисті ґрунти сформувалися під лісовою рослинністю на безкарбонатних давньоалювіальних, водно-льодовикових і моренних відкладах піщаного, супіщаного та суглинкового механічного складу, іноді на продуктах вивітрювання твердих кислих і карбонатних порід. Завдяки легкому механічному складу материнських порід та відсутності у хвойно-широколистих лісах ялини серед дерново-підзолистих ґрунтів переважають слабо- та середньопідзолисті їх різновиди.

Сірі лісові ґрунти сформувалися під широколистими лісами на карбонатних, лесових породах, в умовах досить теплого і не дуже вологого клімату. Сірі лісові ґрунти поширені на правобережжі лісостепової зони, відрогах Середньоруської височини, лесових островах (опіллях) зони мішаних лісів.

Чорноземні ґрунти. В Україні поширені чорноземи опідзолені, типові (потужні), реградовані, звичайні, південні.

Чорноземи опідзолені поширені на півночі лісостепової зони. Вони розвинулись під розрідженими грабово-дубовими лісами. Чорноземи типові становлять основний земельний фонд лісостепової зони. Вони розвинулись під лучно-степовою рослинністю за умов періодичного промивного режиму і глибокого залягання ґрунтових вод. Чорноземи реградовані поширені в лісостеповій зоні. Вони утворились на вододілах під широколистими лісами.

Чорноземи звичайні поширені в степовій зоні; вони розвинулися під різнотравно-типчаково-ковиловою рослинністю на лесових породах і червоно-бурих глинах в умовах посушливого клімату.

Чорноземи південні займають північну частину Причорноморської низовини і південну частину Степового Криму. Вони утворились під ковилово-типчаковими степами в умовах посушливого клімату на лесах і червоно-бурих глинах.

Каштанові солонцюваті ґрунти поширені на крайньому півдні України. Вони розвинулись на засолених ґрунтоутворюючих породах під полиново-ковилово-типчаковими степами, в умовах посушливого клімату на лесах і глинах.

Солончаки, солонці, солоді. На території України ці ґрунти займають невеликі площі. Серед солончаків переважають содові та хлоридно-сульфатні різновиди. Содові солончаки поширені серед лучно-чорноземних та лучних ґрунтів на низьких терасах Дніпра та його приток. Содово-сульфатні й сульфатні солончаки поширені, починаючи з півдня лісостепової зони, у степу, на морських узбережжях. Солонці мають поширення серед чорноземних і каштанових ґрунтів, де вони залягають окремими плямами. Солоді розвинулись у породах Причорноморської низовини, де є умови для періодичного промивання ґрунтів.

Лучні ґрунти сформувались у річкових заплавах, у зниженнях межиріч та вододілів. Вони розвинулись під трав'яною злаково-осоково-різнотравною рослинністю в умовах неглибокого залягання ґрунтових вод (1,5-2 м), і тому мають ознаки оглеєння.

Лучно-чорноземні ґрунти поширені на терасових рівнинах і низьких вододілах лісостепової і степової зон. Ці ґрунти подібні до чорноземів, але відрізняються від них близьким до поверхні заляганням ґрунтових вод та оглеєнням підгумусового горизонту і верхньої частини ґрунтотворної породи з глибини 120-150 см.

Болотні ґрунти. В Україні болота і заболочені землі займають близько 4 млн. га, із них 1400 тис. га торфових ґрунтів. На території зони мішаних лісів знаходиться 70 %, у лісостеповій зоні - 30 % всіх торфових ґрунтів України. Значні площі болотних і торфових ґрунтів меліоровані и використовуються як сільськогосподарські угіддя.

Для Українських Карпат і Кримських гір характерна вертикальна поясність ґрунтів.

Дерново-глейові ґрунти поширені на Закарпатській низовині під вологими луками і сформувалися на давньоозерних відкладах. *Дерново-підзолисті поверхнево-оглеєні* ґрунти поширені в Передкарпатті й розвинулись на делювіальних відкладах в умовах надмірного поверхневого зволоження під буковими і буково-дубовими лісами. *Буроземи і дерново-буроземні* ґрунти поширені в Українських Карпатах. Вони сформувалися на лесових відкладах та елюво-делювії гірських порід під лісовою і лучною рослинністю в умовах інтенсивного сезонного промивного режиму. Буроземні малонасичені ґрунти поширені в Кримських горах. Вони сформувалися на продуктах вивітрювання вапняків, глинистих сланців, конгломератів, пісковиків під лісовою рослинністю.

Коричневі ґрунти поширені на Південному березі Криму. Вони сформувались на червоноколірній корі вивітрювання вапнякових порід, глинистих сланців. *Гірсько-лучні* й *гірсько-торфові* ґрунти поширені на вершинах і безлісих поверхнях хребтів Українських Карпат. Вони сформувалися під трав'яною рослинністю в умовах промивного режиму і надмірного зволоження. *Дерново-карбонатні гірсько-лісостепові* ґрунти поширені в Кримських горах на висотах 400-450 м. Вони сформувалися на неогенових вапняках, карбонатних конгломератах. *Гірсько-лучні чорноземоподібні* ґрунти поширені в Кримських горах починаючи з 600 м і вище. Вони утворилися на продуктах вивітрювання юрських вапняків, конгломератів і пісковиків в умовах значного зволоження [263].

Рослинний покрив. Рослинними формаціями в Україні є ліси, степи, луки, болота.

Ліси. Загальна їх площа досягає 9,4 млн га, а лісистість території України становить 15,6 %. Найбільша лісистість в Українських Карпатах (39 %), Кримських горах (близько 36 %), у зоні мішаних лісів (26 %). Середня лісистість лісостепової зони - 13 %. У степовій зоні ліси займають близько 5%. У лісах України налічується до 200 деревних порід і чагарників. Основні породи - сосна, ялина, модрина, бук, дуб, граб, липа, ясен, клен, береза, тополя, вільха [270].

Залежно від кліматичних умов, характеру субстрату, місцевих умов зростання, видового складу основних деревостанів та домішку до них, трав'янисто-мохового покриву в межах України виділяють декілька типів лісів: бори (сосняки), субори, сугрудки, груди, діброви, бучини, рамені, сурамені та ін.

Борові ліси поширені на піщаних відкладах у зоні мішаних лісів, перших надзаплавних терасах у лісостепу і степу.

Субори поширені на багатших ґрунтах. Перший ярус у них утворює сосна, другий - дуб звичайний. На більш збагачених ґрунтах зустрічаються складні субори (сугрудки) - сосняки дубово-грабові й грабові. У їх деревному ярусі до сосни і дуба домішуються граб, липа, клен гостролистий, ясен.

Соснові ліси в Українських Карпатах мають незначну площу, збереглися в оліготрофних умовах у Горганах, де поширені ямненські пісковики. У Кримських горах ліси із сосни звичайної досягають висоти 1000-1300 м. На північних схилах поширені злаково-різнотравні сосняки. Ліси із сосни кримської поширені на південному схилі Головного пасма на висотах 1100 м, на північному

- на висоті 400-800 м. У Кримських горах поширені ялівцеві ліси, в яких росте ялівець високий та чагарникові його види.

Ялинові ліси (рамені) найбільші площі займають в Українських Карпатах, зустрічаються на Розточчі та Поліссі. У карпатських ялинових лісах деревостани густі, піднімаються до висот 1200-1600 м. Тут поширені також буково-ялинові, ялицево-буково-ялинові ліси.

У зоні мішаних лісів до ялини домішуються сосна та вільха. Серед хвойних лісів значно поширена смерека біла в Українських Карпатах, на Розточчі. Буково-ялицеві ліси переважають на висотах 400-700 м.

Букові ліси (бучини) поширені в західних областях, Українських Карпатах і Кримських горах. На Поділлі ці ліси займають найвищі ділянки височин, в Українських Карпатах поширені на висотах від 400-500 до 900-1300 м, у Кримських горах - на висотах 600-1000 м (північний схил) та 400-1100 м (південний схил).

Грабово-букові й дубово-букові ліси поширені на Поділлі, Побужжі, Передкарпатській височині, у Кримських горах.

Насадження з дуба звичайного (діброви), грабово-дубові, кленово-дубово-липові ліси поширені в лісостеповій зоні, у Передкарпатті, Закарпатській низовині.

Грабово-дубові ліси (груди) поширені на правобережжі лісостепової зони. Повсюдно в Україні зустрічаються гаї з верби білої, однак найбільші ділянки вони займають на заплавах, біля водойм, боліт.

Березові ліси (березняки) найбільше поширені в зоні мішаних лісів, невеликі березові гаї є в лісостеповій та степовій зонах. У їх деревостанах домінує береза бородавчаста, на болотах - береза пухнаста, до них домішуються сосна, осика, дуб, граб та ін. [263].

Степова рослинність. В поширенні степової рослинності простежуються такі закономірності: у лісостеповій зоні розвивалися лучні степи та остепнені луки; у степовій зоні — різнотравно-типчаково-ковилові степи (на півночі), типчаково-ковилові степи (у середній частині степової зони), полиново-типчакові (полиново-дерновинні сухі степи).

Лучні степи розвинулись на рівнинах і в Кримських горах. У передгір'ях та Головному пасмі Кримських гір сформувалися різнотравно-дернинно-злакові степи, а на яйлинських поверхнях - лучні різнотравно-злакові степи.

У типових, або справжніх, степах домінують ксерофітні дернинні злакові. Типчаково-ковилові степи знаходяться на південь від попередніх степів. У їх травостої поширені ксерофільні дерновинні злаки. Полиново-типчакові (пустинні полиново-злакові) степи поширені вузькою смугою вздовж узбережжя Чорного й Азовського морів, у Присивашші, зустрічаються на Керченському півострові.

Чагарникові степи мали поширення на Донеччині й у східних районах України.

Луки. Лучна рослинність за походженням пов'язана зі степовою, лісово-трав'яною, болотною. За умовами місцезростання і поширення луки поділяють на заплавні, суходільні, низинні, гірські [271].

Болотна рослинність. На території України поширені такі види боліт: евтрофні (низинні), мезотрофні (перехідні), оліготрофні (верхові). Евтрофні болота займають більше 80 % площі всіх боліт. Живлення їх поверхневими і підземними водами сприяє збагаченню органічними рештками, мінеральними солями, мулом. Серед них виділяють трав'яні, трав'яно-мохові й лісові болота. Мезотрофні болота утворилися у зниженнях на межиріччях, річкових терасах, за значної обводненості їх мінеральне живлення бідніше, ніж евтрофних боліт. Оліготрофні болота утворилися на вододільних поверхнях, у їх бідному мінеральному живленні основна роль належить атмосферним опадам, тому поживних для рослин речовин тут мало. Поширені переважно в межах Правобережного Полісся.

2.4. Антропогенний вплив на річки України та його оцінка

Структура та динаміка водокористування. Сучасна структура господарського комплексу України почала формуватись в останні десятиріччя XIX століття, коли видобуток вугілля в Донбасі та залізної руди у Кривому Розі заклали основу для розвитку паливної та металургійної промисловості. У цей же період починається інтенсивний розвиток харчової промисловості, сільського господарства та транспорту. Розвиток промисловості, міст та сільського господарства вимагав належного водозабезпечення, що сприяло створенню значної кількості ставків та водосховищ. Початком періоду інтенсивного впливу на водні ресурси України більшість спеціалістів вважають середину 50-х років

минулого століття, коли почалось будівництво та введення в дію багатьох підприємств металургійної, хімічної, нафтохімічної промисловості та енергетики. У 1960-му році промисловість використовувала до 75% усього об'єму водоспоживання. Починається також інтенсивний розвиток комунального господарства міст, але частка його у загальному використанні води на той час не перевищувала 6 %.

Обсяги водоспоживання в Україні різко зросли у 1965-1990 рр., зокрема за рахунок зрошення. Якщо в 1965 р. площа зрошуваних земель в Україні становила 540 тис. га, то у 1990 р. вона зросла до 2600 тис. га (майже у 5 разів). Разом із збільшенням площ зрошуваних земель зростали і об'єми води, яка подавалась на поля. У 1990 р. вони досягли 7759 млн. $м^3$. Разом із іншими видами використання води сільським господарством становило майже 11 $км^3$, або 40% споживання всієї води в Україні. Більш ніж у два рази за період від 1965 до 1990 р. зросли площі осушених земель (з 1370 тис. га до 2950 тис. га).

Споживання свіжої води в промисловості наприкінці 80-х років минулого століття досягало 14 $км^3$, або 47% усієї спожитої свіжої води. При цьому найбільшими за обсягами споживання води галузями промисловості були: енергетика (69%), чорна металургія (10%), хімічна, нафтохімічна, харчова та інші галузі промисловості.

Забір води для потреб комунального господарства збільшився від 1 $км^3$ у 1960 р. до 3,8 $км^3$ на початку 90-х років. Загальне споживання свіжої води в країні наприкінці 80-х років минулого століття досягало 29-30 $км^3$. Об'єми скидів стічних вод досягали 20 $км^3$, з яких 16 % були забрудненими. Найбільша частка забруднених вод припадала на промисловість (64%), на другому місці було комунальне господарство (19 %) і замикало цю трійку сільське господарство – 16 % [272].

Отже, з другої половини минулого століття водні ресурси України інтенсивно використовуються для різних господарських потреб, і в країні практично не залишилось значних річок з природним гідрологічним режимом, не порушеним господарською діяльністю.

Затяжна криза 90-х років в економіці держави вплинула на водоспоживання та водовідведення, показники яких суттєво зменшились – табл.2.2. Зокрема, протягом 1991-2003 рр. споживання свіжої води промисловістю зменшилось більш ніж утричі і останніми роками (2006-2008 рр.) стабілізувалось на рівні 4,6 – 5,1 $км^3$ на рік. При цьому частка промисловості зберігається на рівні 47-48% від усієї води, використаної в країні. Ще суттєвіше скоротилось споживання води сільським господарством країни – майже у п'ять разів, порівняно із 1990-м роком.

Таблиця 2.2. Загальні відомості про об'єми споживання свіжої води в основних галузях економіки України, за [273, 274]

Рік	Споживання свіжої води							
	всього		у промисловості		у сільському господарстві		у комунальному господарстві	
	млн $м^3$	%	млн $м^3$	%	млн $м^3$	%	млн $м^3$	%
1980	29068	100	15479	53	9990	34	3210	11*
1990	29083	100	14060	48	10892	37	3681	13
1995	20338	100	8834	43	6623	33	3813	19
2000	12175	100	5989	49	2976	24	3112	26
2005	10188	100	5387	53	2233	22	2496	24
2008	10265	100	4602	45	2424	24	2133	21

Примітка: * - сума не дорівнює 100% через споживання свіжої води іншими галузями економіки

Останніми роками цей об'єм води становить 2,2-2,3 $км^3$, або близько 24-26% всієї використаної в Україні свіжої води. Разом із скороченням площ зрошуваних земель (від 2,6 млн. га – у 1990 р. до 2,2 млн. га – у 2006 р., а фактично политих – до 0,6 млн. га), відбулось суттєве зменшення об'єму водоподачі на зрошення (від 7,7 $км^3$ – у 1990 р. до 1,15 $км^3$ – у 2008 р.).

Споживання свіжої води комунальним господарством країни у 2008 р., порівняно із 1990 р., скоротилось у 1,8 рази (від 3,7 $км^3$ до 2,1 $км^3$). Частка комунального господарства становить наразі 21% від загальної кількості спожитої свіжої води. Загальне споживання свіжої води в Україні зменшилось, порівняно із 1990 р. майже у три рази і становить 10,3 $км^3$ (2008 р.).

З господарською діяльністю пов'язане антропогенне забруднення річок. Усіма галузями економіки України в 1990 р. у водні об'єкти було скинуто 19,3 $км^3$ зворотних вод. Разом із скороченням обсягів використання води у господарстві країни зменшились й обсяги скидів зворотних вод – до 8,3 $км^3$ у 2008 р. Внесок окремих галузей економіки у забруднення поверхневих вод можна оцінити за об'ємом скиду стічних вод. Найбільше їх забруднює промисловість, частка якої досягає 58% від сумарних об'ємів скидів. Суттєво (на 10%), зросла частка у скидах стічних вод комунального господарства і на 2008 р. становить 29%. На сільське господарство припадає лише 12% скидів. На інші галузі господарства України припадає не більше 1,0 % всього об'єму скидних вод. У 2008 р. у водні об'єкти України скинуто 8,34 $км^3$ стічних вод, з яких 0,62 $км^3$ – без

очищення, 2,11 км^3 недостатньо очищених і 4,25 км^3 – нормативно чистих. Особливо небезпечним є зростання в останні роки об'ємів скидів стічних вод, які взагалі не очищуються. Якщо у 1990 р. їх об'єм становив лише 0,47 км^{3,}, то в 2007 р. – уже 1,45 км^3, у три рази більше. Внесок промисловості у скиди неочищених стічних вод становить 87%, сільського господарства – 9%, комунального – лише 4%. Незважаючи на скорочення об'ємів скидів стічних вод залишається практично незмінним обсяг скиду недостатньо очищених вод. На 2008 р. він становив 2,11 км^3, з яких 58% припадає на комунальне господарство, а 41% - на промисловість [274]. Сталого характеру набула тенденція зниження ефективності роботи очисних споруд. Вона зумовлена зношеністю устаткування, його низьким технологічним рівнем, значною енергозалежністю [275]. Серед річкових басейнів найбільший об'єм стічних вод (на 2008 р.) припадає на Дніпро – 5,22 км^3, далі йде басейн Сіверського Дінця – 0,78 км^3, в басейні Дністра цей об'єм становив 0,28 км^3 і на басейн Південного Буга припало лише 0,21 км^3 об'ємів скидів стічних вод.

Штучні водойми. В умовах значної нерівномірності розподілу річкового стоку в часі і просторі в Україні з давніх часів створювались ставки і водосховища, особливо з часів заселення південних маловодних районів [272]. Особливо інтенсивний ріст їх кількості спостерігався у 50-80 рр. XX століття. У табл. 2.3 наведені дані про динаміку зарегульованості річкового стоку України водосховищами та ставками, крім водосховищ Дніпровського каскаду та Дністровського водосховища.

Таблиця 2.3. Динаміка зарегульованості річкового стоку України ставками і водосховищами (крім великих), за [248,272]

Рік	Площа водної поверхні, тис. га	Сумарний об'єм, млн м^3	Частка від середнього місцевого стоку, %
1950	97,8	1389	2,7
1955	119,2	1869	3,6
1960	202,6	3798	7,3
1965	263,4	5099	9,7
1970	285,6	5739	11,0
1975	312,7	6427	12,3
1980	360,8	8043	15,4
1985	462,0	11007	21,0
1990	476,0	11405	21,8
2000	507,5	11842	22,5

Аналіз таблиці свідчить про те, що за 50 років (з 1950 по 2000 р.) площа водної поверхні водосховищ і ставків України зросла у 5,2 рази, повний об'єм – у 8,5 разів. Як свідчить аналіз літературних джерел, на даний час штучні водойми регулюють близько 22,5% середнього річного стоку, що формується в межах України. Основний приріст сумарного об'єму водосховищ і ставків в Україні відбувся за період 1975-1985 рр. Слід, однак, врахувати, що для регулювання стоку і забезпечення потреб водокористування використовується не повний, а корисний об'єм, величина якого дещо менша. Якщо повний об'єм ставків і водосховищ країни (крім водосховищ Дніпровського каскаду та Дністровського водосховища) становив у 2000 р. 11842 млн $м^3$, то корисний - лише 7635 млн $м^3$ (14,5% середнього річного стоку, що формується в межах України). З урахуванням водосховищ Дніпровського каскаду та Дністровського водосховища корисний об'єм дорівнює 28,2 $км^3$ і відповідає водним ресурсам Дніпра в дуже маловодний рік (95% забезпеченості). Із загальної кількості водосховищ 90% мають об'єм не вище 10 млн $м^3$, 8% - від 10 до 100 млн $м^3$ і лише 2% - понад 100 млн $м^3$ [272]. З точки зору впливу на річковий стік більший інтерес викликають, звичайно, водосховища руслового типу, оскільки саме вони (на відміну від наливних водосховищ) змінюють характеристики водного режиму річок. В таблиці 2.4 наведена порівняльна характеристика динаміки об'єму саме руслових водосховищ та ставків по основних річкових басейнах країни за останні двадцять років.

Аналіз таблиці свідчить, що впродовж зазначеного періоду кількість водосховищ руслового типу в Україні зросла лише на 3,7%, ставків – на 1,6%. Повний сумарний об'єм перших збільшився на 1,2%, других – на 1,6%. Звичайно, що таке незначне зростання вказаних характеристик не може суттєво позначитись на змінах характеристик водного режиму річок країни.

Розподіл штучних водойм по території України нерівномірний. Найбільшу площу вони займають у лісостеповій і степовій зонах. Тут на 1 $км^2$ поверхні припадає 1 га водної поверхні водосховищ і ставків, тобто 1% площі перебуває під водою. Понад 1га/$км^2$ площі водної поверхні мають Вінницька, Донецька, Одеська, Харківська, Хмельницька і Чернігівська області, найменше – 0,12-0,29 га/$км^2$ - Волинська, Закарпатська, Івано-Франківська області та Автономна Республіка Крим.

Таблиця 2.4. Основні характеристики руслових водосховищ (без великих водосховищ на Дніпрі та Дністрі) та ставків в межах України станом на 1988 та 2005 рр.

Річковий басейн	Рік	Водосховища			Ставки	
		Кількість, шт	Об'єм, млн. $м^3$		Кількість, шт	Об'єм, млн. $м^3$
			повний	корисний		
Узбережжя Чорного моря	1988	36	245,7	219,1	1206	110,3
	2005	36	245,7	219,7	1104	118,3
	Різниця	0	0,0	0,6	-102	8,0
	%	0,0	0,0	0,3	-8,5	7,3
Узбережжя Азовського моря	1988	73	465,8	404,7	981	177,4
	2005	74	466,5	391,0	987	180,8
	Різниця	1	0,7	-13,7	6	3,4
	%	1,4	0,2	-3,4	0,6	1,9
Вісла	1988	9	59,7	47,9	511	35,4
	2005	10	61,2	49,1	606	40,2
	Різниця	1	1,5	1,2	95	4,8
	%	11,1	2,5	2,5	18,5	13,5
Дунай	1988	26	91,7	70,8	602	56,5
	2005	26	91,7	71,4	631	60,2
	Різниця	0	0,0	0,6	29	3,7
	%	0,0	0,0	0,8	4,8	6,5
Дністер	1988	41	190,1	123,0	2742	230,4
	2005	43	193,9	128,4	2841	240,2
	Різниця	2	3,8	5,4	99	9,8
	%	4,9	2,0	4,4	3,6	4,3
Сіверський Донець	1988	109	1695,4	1522,3	1872	218,2
	2005	118	1716,7	1539,1	1890	223,9
	Різниця	9	21,3	16,8	18	5,7
	%	8,3	1,3	1,1	1,0	2,6
Південний Буг	1988	192	849,8	670,2	6965	703,5
	2005	200	872,3	681,5	7033	715,9
	Різниця	8	22,5	11,3	68	12,4
	%	4,2	2,6	1,7	1,0	1,8
Дніпро	1988	434	1863,0	1571,9	12570	1582,9
	2005	447	1879,1	1583,3	12805	1625,4
	Різниця	13	16,1	11,4	235	42,5
	%	3,0	0,9	0,7	1,9	2,7
Україна в цілому	1988	920	5461,2	4629,9	27449	3114,6
	2005	954	5527,1	4663,5	27897	3204,9
	Різниця	34	65,9	33,6	448	90,3
	%	3,7	1,2	0,7	1,6	2,9

За кількістю водосховищ (564) та ставків (13283) виділяється басейн Дніпра, друге місце посідає басейн Південного Бугу (200 та 6929, відповідно), замикає трійку басейн Дністра (65 та 3447 водосховищ і ставків, відповідно). Найбільша кількість водосховищ і ставків побудована на малих річках, за рахунок чого їх стік зарегульований на 30-70%, а на деяких річках степової зони об'єм створених водойм перевищує їх водні ресурси. Такі водойми частково або повністю заповнюються за рахунок перекидання води з інших річкових басейнів. Багато таких водойм у межах Донецької, Харківської, Херсонської областей та Автономної Республіки Крим. Найменше зарегульований стік річок басейнів Вісли, Прип'яті та Десни (1-17%).

Використовуються водосховища і ставки переважно комплексно, але залежно від водності і господарської спеціалізації природних регіонів формується їх головне призначення. На півдні і в центральних маловодних районах штучні водойми використовують головним чином для водопостачання, зрошення і риборозведення; в північній частині, в зоні надмірного зволоження, вони є водоприймачами осушувальних систем, джерелами водопостачання і зволоження, рибного господарства і рекреації; в Прикарпатті їх головне призначення – водопостачання, гідроенергетика, риборозведення, протипаводковий захист. Слід зазначити, що за даними обстежень, значна частина ставків, особливо створених на малих річках, мають незадовільний технічний стан, їх замуленість становить 10-25, а в південних степових районах – до 50-60%.

Висновки. Із загальної кількості річок України переважну більшість (93%) становлять дуже малі річки (довжиною менше 10 км). Їх площі водозбору становлять від 20 до 500 км^2. Найбільша кількість річок України припадає на басейни Дунаю (27,9%), Дніпра (24,4%), Дністра (23,6%) і Південного Бугу (10,5%). Середнє значення густоти річкової мережі для території України становить 0,39 км/км^2.

Гідрологічний режим річок країни обумовлюється зональними (кліматичні) та азональними (фактори підстильної поверхні та антропогенна діяльність людини) факторами. Розподіл стоку великих і середніх річок обумовлений, переважно, змінами зональних, малих річок – азональних факторів.

Загальною закономірністю змін елементів водного балансу по рівнинній території України є зменшення їх величин з півночі на південь внаслідок широтних змін зональних кліматичних факторів. Поверхневий стік на півночі країни становить 70-80 мм на рік, поступово зменшуючись на південь, де не перевищує 3-10 мм. Гірські

регіони відрізняються значно більшим поверхневим стоком (300-500 мм і більше – в межах Українських Карпат та близько 100 мм – у Гірському Криму).

Початок періоду інтенсивного антропогенного впливу на річки України відноситься до середини 50-х років минулого століття. Обсяги водоспоживання доволі різко зростали до кінця 80-х років XX століття, досягаючи 29-30 км^3 на рік, з яких майже половина припадала на галузі промисловості, близько третини – на сільське господарство (головним чином – на зрошення). Затяжна криза 90-х років в економіці країни суттєво вплинула на обсяги водоспоживання, які зменшились більш ніж утричі і останніми роками стабілізувались на рівні 10-10,5 км^3 на рік. З кінця 80-х років зменшились темпи будівництва нових водосховищ і ставків, сумарний об’єм яких за останні двадцять років зріс лише на 2,8%.

РОЗДІЛ 3
ТЕОРЕТИКО-МЕТОДОЛОГІЧНІ ЗАСАДИ АНАЛІЗУ ГІДРОЛОГІЧНОГО РЕЖИМУ РІЧОК

3.1. Формування та розвиток географо-гідрологічного напряму дослідження водних об'єктів

Характерною рисою географо-гідрологічних досліджень є вивчення просторових і просторово-часових закономірностей кругообігу води, гідрологічного циклу, окремих їх складових. Актуальність подібних досліджень буде зберігатися і в майбутньому внаслідок розширення системних уявлень у природничих науках, зокрема у гідрології. Басейни водних об´єктів являють собою територіально-аквальні системи, в межах яких природні фактори і антропогенні навантаження обумовлюють закономірні зміни стоку або стану водних об´єктів. Виявлення виду, масштабу, інтенсивності їх реакції на флуктуації зовнішніх впливів має спиратися на фундаментальні закони збереження речовини та енергії. У сукупності із внутрішніми географо-гідрологічними механізмами трансформації потоків речовини та енергії в русловій мережі вони створюють теоретичну та методологічну базу вивчення і прогнозування природних і антропогенних змін стану річкових басейнів і водних об´єктів. Ефективність її використання значною мірою залежить від ступеня залучення гідрологами результатів досліджень з інших областей географічної науки.

В сучасних умовах зростання ***актуальності*** географічного напрямку в гідрології та гідроекології обумовлено наступним:

- різке загострення гідроекологічної обстановки в багатьох країнах світу протягом останніх десятиліть вимагає нових, нетрадиційних підходів до вивчення взаємодії суспільства та навколишнього середовища, що базуються на ідеях тісного взаємозв´язку всіх елементів довкілля та діяльності людини;
- суттєві зміни водного режиму і якості води зробили неоднорідними гідрологічні та гідрохімічні ряди, тобто різко зменшили можливості статистичних методів їх досліджень. Стаціонарність гідрологічних явищ і процесів дедалі більше ставиться під сумнів, перш за все через глобальні зміни клімату;

- дані спостережень мережі гідрологічних постів Гідрометслужби хоча і залишаються (в більшості випадків) практично єдиним джерелом гідрологічної та гідрохімічної інформації про водні об´єкти, часто не задовольняють зростаючі вимоги до даних як по їх повноті, так і по охопленню території [276].

Розробка наукових основ взаємодії суспільства та водного елемента навколишнього середовища в умовах кліматичних змін та зростаючого антропогенного пресу є одним з найбільш пріоритетних завдань географо-гідрологічних досліджень.

Географо-гідрологічний аналіз спрямований на вивчення закономірностей взаємодії гідрологічних процесів і природних структур у двох аспектах: формування процесів в різних природних комплексах та структуроформуючі функції водних об´єктів. Таким чином, постає питання про основний об´єкт дослідження, де єдиний характер взаємозв´язків буде локалізований і відповідатиме уявленням про систему. Об´єктом досліджень є геосистеми, що розглядаються з позиції формування гідрологічних процесів.

Підходи до аналізу річкового басейну з комплексних географічних позицій започаткували В.В.Докучаєв та О.І.Воєйков. Можна вважати, що географо-гідрологічний підхід з’явився як логічний розвиток ідей О.І.Воєйкова про кругообіг води в природі: "При інших рівних умовах країна буде тим багатшою водами, чим рясніші опади та менше випаровування з поверхні суші, вод і рослин. Таким чином річки можна розглядати як продукт клімату…" [277]. На наступних етапах розвитку гідрології, особливо при дослідженнях малих басейнів, стає зрозумілою обмеженість вище згаданого твердження через неврахування ролі підстильної поверхні. Тому у роботах Г.М.Ольдекопа з’являється уточнення: "якщо не вимагається особливої точності... можна обмежитись введенням у формулу одних лише кліматичних факторів". До визначних праць цього періоду можна віднести також результати експедиційних досліджень головних річок Європейської Росії під керівництвом А.А.Тілло наприкінці XIX, на початку XX століття. Йому належить вислів, що "в природі існують фізико-географічні організації у вигляді річкових басейнів, і кожну річку не слід розглядати окремо від тих площ, якими вона живиться" [278]. Серед робіт європейських вчених цього періоду слід відмітити дослідження гідрологічної ролі окремих фізико-географічних факторів таких спеціалістів, як E.Belgrand та G.Wex [279].

На перших етапах формування географічного напрямку гідрології дослідники вирішували переважно прагматичні завдання уточнення розрахункових залежностей, не розглядаючи генетичні особливості гідрологічних процесів і явищ, що обумовлювалось слабкою гідрологічною вивченістю. Різним був і рівень осереднення гідрологічних характеристик, що аналізувались.

У роботах О.І.Воєйкова аналізувались дані про стік великих річкових басейнів, де роль клімату є домінуючою. Однак при переході до об'єктів меншої розмірності - середніх, а тим більше, малих басейнів – дедалі явною стає значення географічних особливостей підстильної поверхні. Саме з початком експериментальних досліджень в межах малих басейнів, на стокових і водно-балансових майданчиках і станціях пов'язують перехід від якісних уявлень про роль географічних факторів у формуванні гідрологічних процесів – до кількісних.

По завершенні Першої Світової війни починається новий етап розвитку географічного напрямку у гідрології. З 1920 р. С.І.Небольсін організував вивчення поверхневого стоку на Московській сільськогосподарській станції, а з 1923 р. – М.А.Веліканов – на гідрологічній станції Кучино під Москвою. У 1932 р. М.А.Веліканов та М.І.Львович запропонували ідею створення мережі стокових станцій, визначили принципи їх розміщення і типові програми досліджень. У 1930-х роках почалося створення Валдайської науково-дослідної гідрологічної лабораторії – головної експериментальної бази країни.

У доповіді на Першому Всесоюзному з'їзді Географічного товариства в 1933 р. В.Г.Глушков запропонував тезу про те, що в умовах слабкої вивченості країни методологічною основою вивчення гідрології повинен бути ***географо-гідрологічний метод,*** що дозволяє встановлювати "причинний зв'язок вод даного району… з географічним ландшафтом в цілому, включаючи, крім клімату, геологію, геоморфологію, грунти і рослинність, та на основі цього зв'язку встановлює характеристики самих вод…" [280].

Застосування цього методу, на думку В.Г.Глушкова передбачає:

- встановлення взаємозв'язку гідрологічних процесів та елементів (компонентів) ландшафту у вигляді розрахункових залежностей та коефіцієнтів;

- екстраполяцію отриманих формул, залежностей і параметрів з використанням карт певної території та обов'язковим врахуванням зміни ландшафтів.

За В.Г.Глушковим, географо-гідрологічний метод не слід розуміти як спрощений прийом узагальнень у вигляді суми окремих географічних відомостей, механічно поєднаних з гідрологічними даними, а як широке поняття, що відображає географічний напрямок у гідрології, який розглядає води будь-якої території як частину оточуючого середовища, з яким ці води постійно знаходяться у нерозривному зв'язку та взаємодії.

Прикладами ефективного використання географо-гідрологічного методу стали широкі географічні узагальнення, виконані у 20-30-ті роки XX століття Д.І.Кочеріним, Б.Д.Зайковим, Д.Л.Соколовським та іншими вченими по характеристиках річкового стоку та інших елементах гідрологічного режиму.

Гідрологічні дослідження активно впроваджувались у практику комплексних географічних стаціонарів. Одним з найбільших, що мав повномасштабний комплекс гідрологічних робіт, став Курський стаціонар інституту географії РАН, де працювали М.І.Львович, В.І.Коронкевич та ін.

На жаль, через відсутність (на той час) надійної експериментальної гідрологічної бази і недостатньо розроблені принципи фізико-географічних досліджень метод В.Г.Глушкова не отримав одразу належного розвитку. Генетичний комплексний напрямок на початку 40-х років минулого століття змінився вивченням стоку річок за допомогою переважно статистичних методів досліджень, що дозволяли швидко відповідати на запити практики. Яскравим представником геофізичного напрямку в гідрології 30-40-х років XX століття був М.А.Веліканов та його учні. Необґрунтовані твердження про протиріччя між генетичним і статистичним підходами тривалий час гальмували розвиток досліджень по застосуванню географічної інформації в гідролого-гідрохімічній практиці. Як вказували С.М.Крицький та М.Ф.Менкель, "генетичні методи, що досліджують залежність стоку від умов його формування, являють собою зв'язок прийомів аналізу окремих фізичних процесів із статистичними прийомами синтезу в часі та по території результатів взаємодії цих процесів" [281].

Із розвитком гідрології ставало зрозумілим, що протиставлення географічного та геофізичного напрямів в гідрології є помилковим.

Для вирішення наукових і практичних завдань необхідно не тільки більш глибоке розуміння фізичної природи гідрологічних явищ і процесів. Не менш важливим є вивчення реальних водних об'єктів в конкретних природних умовах. Такий комплексний підхід простежується в роботах Б.В.Полякова, де аналіз генетичних закономірностей формування гідрологічних процесів базується на використанні статистичних і географічних методів. Значний внесок у розвиток комплексного напрямку зроблений Л.К.Давидовим у роботі "Водоносность рек СССР, ее колебания и влияние на нее физико-географических факторов" [282], де зроблено висновок про те, що річки є продуктом клімату на загальному фоні ландшафтних умов.

З 40-х років минулого століття значну роботу по розвитку комплексного географічного напрямку в гідрології проводив М.І.Львович. Головна увага приділялась грунтовій ланці кругообігу води в ландшафті. На думку вченого грунтовому покриву належить дуже важлива гідрологічна роль, оскільки генетичні типи та механічний склад грунтів визначають втрати опадів і талих вод на інфільтрацію, отже впливають і на коефіцієнт стоку [283].

Одним з напрямків географо-гідрологічних досліджень стала так звана "лісова гідрологія". Роботи Г.М.Висоцького та його учнів: А.А.Молчанова, М.А.Воронкова, В.В.Протопопова та інших є продовженням експедиційних досліджень В.В.Докучаєва. Згодом "лісова гідрологія" трансформувалась у гідрологію різних типів лісових біогеоценозів або типів лісу.

Не менш цікаві роботи були проведені в області гідрології боліт. Так, К.Е.Іванов виявив основну роль типів болотяних мікроландшафтів у формуванні стоку, І.Ф.Гелета вперше запропонував кількісні критерії стійкості болотяних мікроландшафтів за різноманітних впливів.

В гірській гідрології географічний напрямок отримав значний розвиток в роботах І.С.Сосєдова, І.М.Гарцмана, В.Л.Шульца та ін. Перші узагальнення були зроблені А.А.Владіміровим, в яких автор використовував залежності величини стоку від висоти місцевості [284].

Перераховані дослідження, що відносяться до окремих наук, типів природного середовища або типів природної організації, являють собою аналітичну стадію загального географо-гідрологічного аналізу (рис.3.1). На даній стадії цілком очевидним є поділ процесу водообміну на окремі ланки, фази та етапи. В

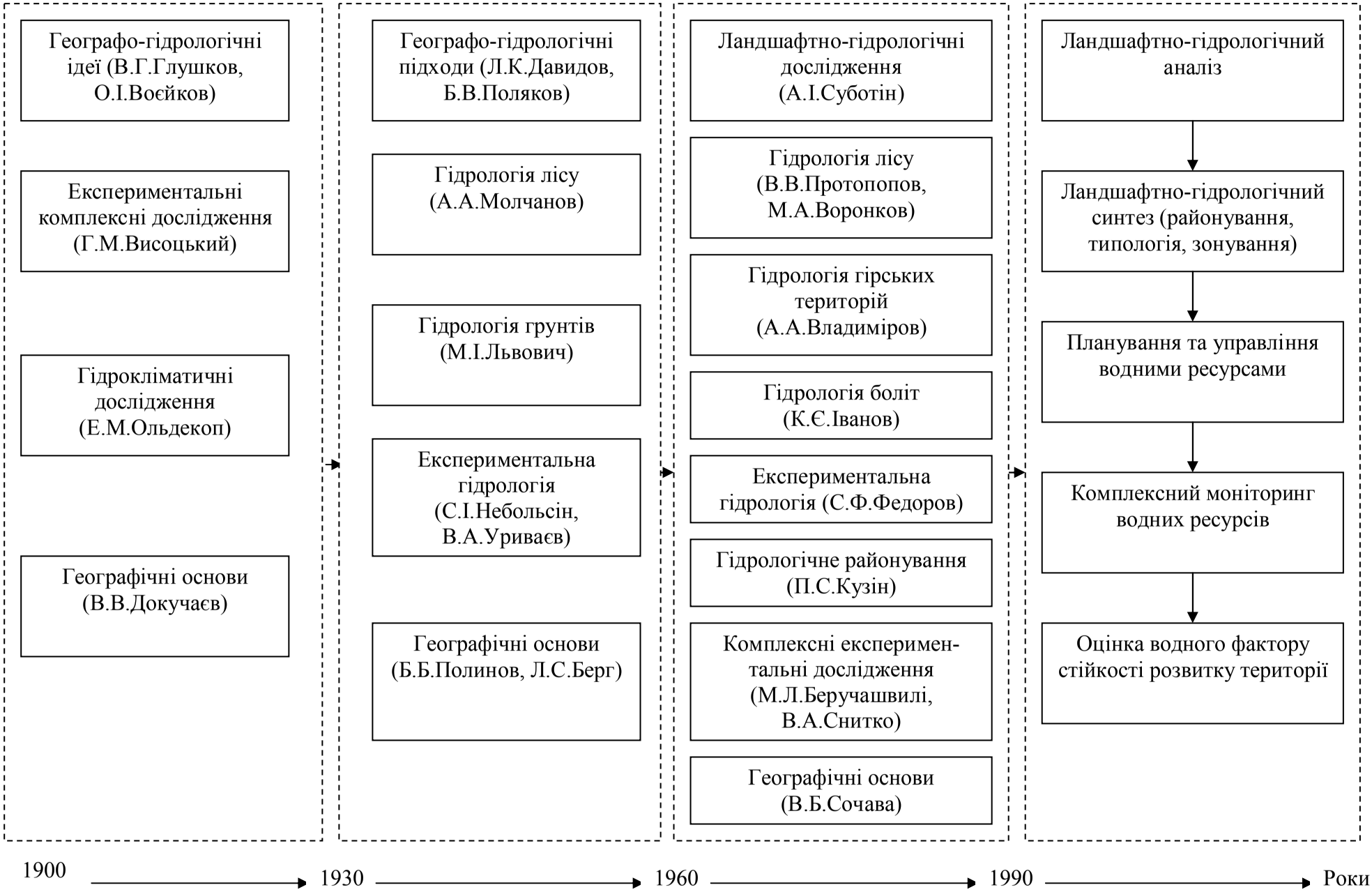


Рис. 3.1. Схема формування основ географо-гідрологічного аналізу території, за [285]

подальшому природнім стає перехід від більш простих оцінок гідрологічних процесів в ландшафтах до синтетичних узагальнень на рівні визначення гідрологічної організації території, гідрологічних функцій ландшафту. Початок цього етапу у географо-гідрологічних дослідженнях припадає на 60-70-ті роки XX століття, коли значне поширення у фізичній географії та інших науках отримала системна орієнтація.

У географії системна орієнтація знайшла цілісне втілення у вченні про геосистеми. Термін "геосистема" ввів у 1963 році В.Б.Сочава щоб підкреслити системний характер предмету ландшафтознавства – природно-територіального комплексу (ПТК).

За В.Б.Сочавою, геосистема являє собою "особливий клас керованих систем; земний простір усіх розмірностей, де окремі компоненти природи знаходяться в системному зв'язку один з одним і як певна цілісність взаємодіють з космічною сферою та людським суспільством" [286].

Це поняття не має обмежень таксономічного порядку, воно може застосуватись до утворень локального, регіонального та глобального масштабів. З позиції вчення про геосистеми [287] будь-яка територія може бути представлена сукупністю взаємопов'язаних геосистем певного таксономічного рівня зі своєю внутрішньою територіальною та компонентною структурою (рис.3.2).

Основні положення вчення про геосистеми сформульовані В.Б.Сочавою наступним чином:

- природне середовище є ієрархічно організованим, тобто поділяється на частини (геосистеми різних рангів), між якими встановлюються взаємовідношення;
- закономірності, що властиві геосистемам, однозначні в певних територіальних межах. Геосистеми мають три порядки розмірностей: планетарний, регіональний, топологічний (локальний);
- геосистеми представлені структурами і станами, що мають інваріант. Зміни інваріанту відбуваються під час еволюції геосистем; трансформації структури при постійному інваріанті характеризують динаміку геосистеми;
- в процесі розвитку природного середовища одночасно діють процеси гомогенізації та диференціації, внаслідок чого виникають геосистеми з гомогенною структурою (геохори) [287].

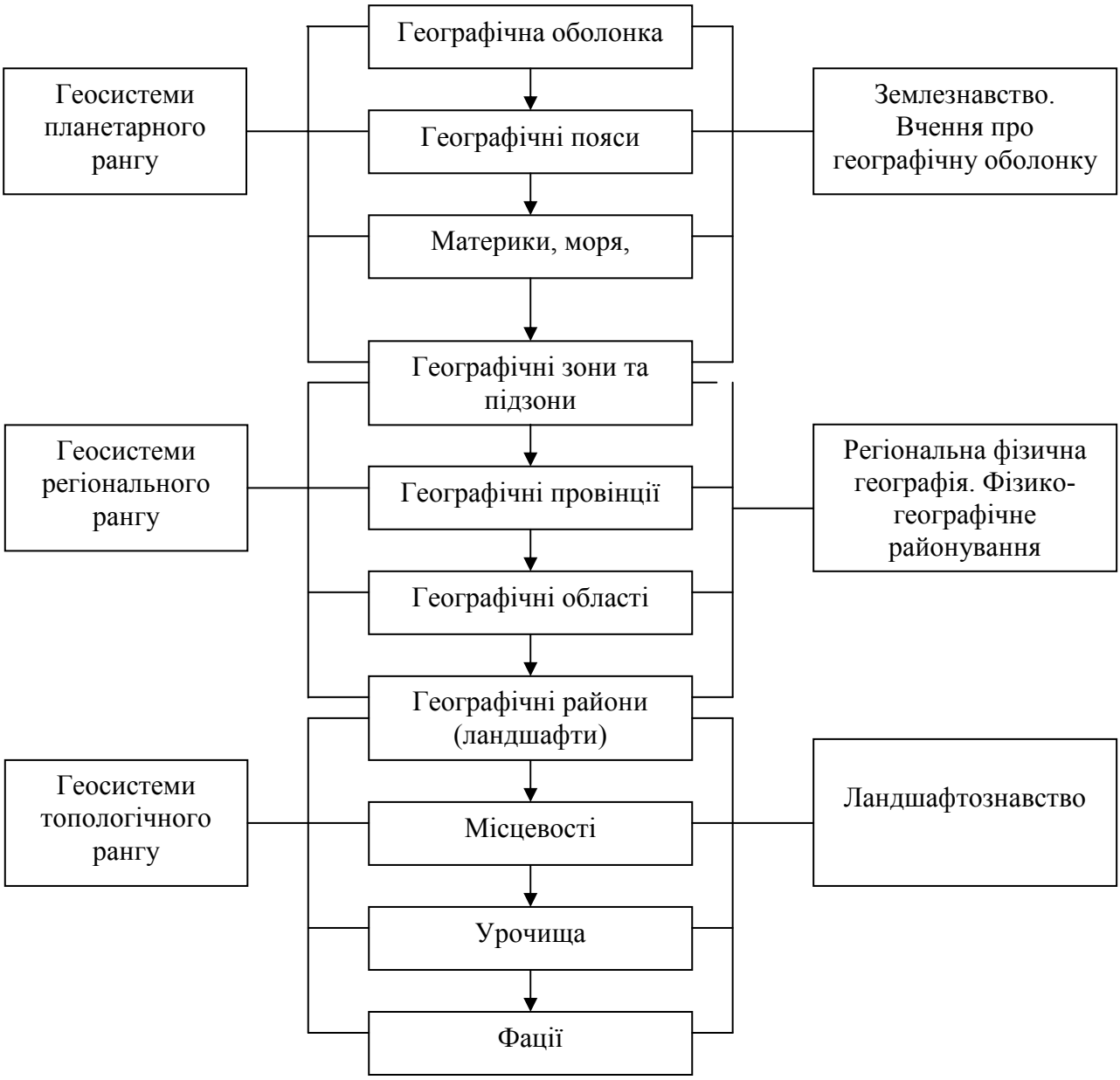


Рис.3.2. Схема таксономічних структурних одиниць географічної оболонки, за [287]

Р.Чорлі та Б.Кеннеді [288] проголосили ідею про множинність типів систем. До цих типів вони віднесли системи морфологічні, каскадні, реактивні, системи типу "процес-відгук", керовані (контрольовані). М.О.Гвоздецький та К.М.Дьяконов [289,290] запропонували вважати за геосистеми території, в межах яких діє односпрямований потік певної речовини, наприклад води, тобто надавати їм тільки каскадного змісту. Як геосистеми в такому трактуванні розглядаються окремі схили, річкові басейни I-III

порядків тощо. Це відрізняє їх від морфологічного типу геосистем у трактуванні В.Б.Сочави.

Конструктивною рисою концепції Д.Л.Арманда [291] є принцип виділення геосистем за певним процесом. Він надавав геосистемам функціонального значення і розумів під ними процеси, які пов'язують між собою окремі регіони (зокрема, атмосферну циркуляцію, кругообіг води та ін.). Геосистеми Д.Л.Арманда відносяться до типу систем "процес-відгук" та керованих.

Згодом (з кінця 70-х, початку 80-х років минулого століття) під терміном "геосистема" починають розуміти будь-яку територіальну систему як природного, так і соціального походження. Геосистеми можуть бути неоднакових типів і виділяти їх можна за різними принципами (за різними системоутворюючими відношеннями). Таке трактування геосистем поділяли О.Д.Арманд, В.О.Боков, В.С.Преображенський, О.Ю.Ретеюм та інші географи [292].

Перша спроба звести різні підходи до виділення ландшафтних територіальних структур у єдину систему належить Г.І.Швебсу, П.Г.Шищенку та М.Д.Гродзинському [293]. Ними вперше обґрунтовано концепцію типів ландшафтних територіальних структур, основою виділення яких є інтеграція геотопів різними типами просторових відношень.

Одночасно з фізико-географами поняття про галузеві гідрологічні системи розроблялось багатьма гідрологами. Ідеї системного підходу використовуються для дослідження формування стоку та руху води. Досить згадати роботи Г.П.Калініна, Л.С.Кучмента, Р.А.Нежиховського, Ю.М.Денисова та ін. Уявлення про річковий водозбір як особливу водно-балансову систему, що трансформує опади в стік, розвивав О.Г.Булавко. Річкові мережі з системних позицій розглядав І.М.Гарцман [284].

Особливо слід відмітити комплексні дослідження на базі Підмосковної водно-балансової станції А.І.Суботіна та ландшафтознавців Московського державного університету (М.А.Солнцева, І.І.Мамай та ін.). Вони вперше намагались інтегрувати стік з окремих ландшафтів, встановлений по стокових майданчиках, в сумарний річковий стік у замикаючому створі [294,295].

Іншим прийомом синтезного уявлення географо-гідрологічних закономірностей слід вважати гідрологічні класифікації та районування. Незважаючи на високий рівень суб'єктивності вони

стали невід'ємною частиною гідрологічних узагальнень і покладені в основу досліджень гідрологічної організації території. Вони більшою або меншою мірою враховують загальногеографічні закономірності, перш за все уявлення про широтну зональність або висотну поясність (Б.Д.Зайков, М.І.Львович, П.С.Кузін, В.І.Бабкін). У монографії двох останніх авторів [262] вперше систематизовано викладені принципи географо-гідрологічного методу, закономірності впливу фізико-географічних і антропогенних факторів на природно-аквальні комплекси, гідрологічні особливості природних зон і районів.

Останнім часом геосистемно-гідрологічний та, особливо, басейновий підходи набули широкого застосування в гідрологічних та гідроекологічних дослідженнях в Україні, що значною мірою сприяє вирішенню проблем гідроекології. Потрібно відмітити праці В.І.Пелешенка, Л.М.Горєва, Д.В.Закревського, В.К.Хільчевського, В.М.Самойленка присвячені вивченню впливу різноманітних фізико-географічних факторів на хімічний склад природних вод [296-299]. Басейновий підхід щодо оцінки водних ресурсів та якості річкових вод застосовано у ряді останніх монографічних видань вчених кафедри гідрології та гідроекології Київського національного університету імені Тараса Шевченка за редакцією В.К.Хільчевського [300-303].

Розвиток теоретичних і прикладних досліджень природних вод, використання нових методик досліджень, методів обробки та інтерпретації експериментальних даних, дозволив С.І.Сніжку сформулювати поняття про гідрохімічні системи та методи їх дослідження [304,305]. Методологічні основи дослідження чинників та процесів формування хімічного складу поверхневих вод України є предметом досліджень В.І.Осадчого [306].

Питання управління водогосподарським комплексом у басейнах річок країни знайшли своє відображення у роботах А.В.Яцика [272,307]. Аналіз змін річкових басейнів в умовах техногенезу надано в роботах Я.О.Мольчака та його співавторів, зокрема [308], та І.П.Ковальчука [309,310].

Геосистемно-гідрологічний підхід широко застосовується у роботах В.М.Тімченка, дослідження якого найбільш повно представлені у монографії [311].

Основні положення гідролого-екологічного аналізу руслових процесів на прикладі річок України викладено у роботі О.Г.Ободовського [312]. В останніх роботах автора широко

застосовується басейновий підхід щодо гідроморфологічних досліджень [313-315].

Системна організація об'єктів гідросфери обумовлює структурність водних об'єктів. Остання відображає наявність особливих географо-гідрологічних критеріїв подібності. Стосовно гідрологічних об'єктів можна вважати, що ***природна зона є критерієм подібності умов формування стоку.*** Цей висновок підтверджується тим, що у близьких фізико-географічних умовах одиниця площі річкового басейну постачає в руслову мережу приблизно однакову кількість води, наносів, розчинених речовин з близьким співвідношенням головних аніонів і катіонів [316].

Зональні риси умов формування стоку відображають гідрологічні характеристики середніх річок (малі річки, як правило, мають азональні, а великі – полізональні характеристики). При переході від однієї природної зони до іншої закономірно змінюється коефіцієнт стоку (якщо однакові площі басейнів, довжина річок та їх порядок). Добре вивченим є вплив зональних умов і розмірів річок на середні характеристики стоку води, а в останні десятиліття вивчаються аналогічні зв'язки між порядком річок та стоком наносів, розчинених речовин, біологічних організмів. Вони мають зональний характер, оскільки при переході від північних регіонів до південних закономірно зростають середня мутність, мінералізація води, її температура та біомаса.

Виділення зонального критерію подібності умов формування стоку дає можливість розвивати поняття геостоку, вперше запропоноване С.Д.Муравейським наприкінці 50-х років минулого століття. В сучасних умовах геосток розглядається як система, а його рідка, завислa та розчинена складові як підсистеми, що виконують властиві ім функції [276]. На думку М.І.Алексеєвського [317], поняття "геостік" або "річковий стік" визначає сукупність видів та величину (масу) потоків речовини у будь-якому створі річки, а також процес переміщення цих потоків.

Таким чином, географо-гідрологічний підхід (напрямок, метод) базується на широкому спектрі невпорядкованих уявлень, ідей, розробок та узагальнень, але в цілому об'єднаних єдиною парадигмою просторово впорядкованих закономірностей взаємодії гідрологічних процесів та явищ в системі природних комплексів. Всі ці уявлення спрямовані, переважно, на покращення якості гідрологічних розрахунків шляхом залучення дедалі більшої кількості

різноманітних факторів. Одночасно, генетична складова, що обґрунтовує отримані закономірності, мало кого цікавить, оскільки більш важливою є ступінь співпадіння розрахованих та виміряних значень.

Фізико-географічна інформація використовується лише для загальної характеристики об'єктів або районів дослідження. В розрахункових схемах практично повністю відсутні просторово розподілені в межах об'єкта вивчення природні характеристики. Об'єкти, як правило, не ранжировані по розмірності і не описані з позицій їх належності до будь-якого функціонального типу, Навіть в роботах, де є класифікаційні схеми, відсутня єдина ознака типизації. Тому, поруч з басейнами, в таких схемах використовуються одиниці фізико-географічного і, навіть, політико-адміністративного районування. Є ще одна особливість багатьох робіт, що претендують на належність до географо-гідрологічного напряму. Як правило, крім декларативної заяви про застосування поглядів В.Г.Глушкова та короткого їх опису, інші відмінності від класичних прийомів гідрологічного аналізу відсутні.

Такі погляди отримали розвиток внаслідок намагання математизації описання гідрологічних процесів, формалізації отриманих закономірностей. Однак штучна дискусія про співвідношення генетичних та математичних методів не є продуктивною, оскільки обидві ці складові є ланками єдиного процесу, послідовними станами гідрологічного аналізу та синтезу.

Незважаючи на те, що останні два десятиліття характеризуються поступовим скороченням гідрологічних досліджень по всіх позиціях, включаючи експериментальні географо-гідрологічного напрямку, потрібно відмітити якісні зміни деяких уявлень про роль географічних факторів у формуванні гідрологічних процесів. Перш за все це пов'язано із усвідомленням гідрологічної організації території як безумовної складової загально географічної диференціації. Дедалі більше авторів активніше використовують у своїх розробках прийоми комплексного аналізу, створюючи нові схеми гідрологічних типізацій та класифікацій [276].

Все це дозволило перейти до нового етапу в розвитку географо-гідрологічного напрямку – формуванню методології ландшафтно-гідрологічного аналізу території.

3.2. Аналіз основних методів дослідження

Аналіз існуючих підходів до вивчення територіальних гідрологічних структур показує, що усі вони побудовані на одному з двох головних принципів: зональному або басейновому. Залежно від того, який принцип покладений в основу аналізу, застосовують два різні методи досліджень: басейновий або ландшафтно-гідрологічний.

3.2.1. Басейновий метод

Засновником басейнового підходу в науках фізико-географічного циклу можна вважати Р.Хортона, який понад 50 років тому не тільки одним з перших звернув увагу на гідрологічну і загально-географічну роль річкових басейнів, а й здійснив аналіз природних факторів, що взаємодіють у басейні [318]. Ним також були розроблені низхідне порядкове бонітування річок та закони будови річкових систем, які покладені в основу сучасної структурної гідрографії і морфометрії поверхні басейнів.

На початку 70-х років XX століття А.Ю.Ретеюм виділив річкові басейни в особливу групу розімкнутих геосистем. Він розглядав басейн як одну з основних форм інтеграції геосистем суші [319].

Л.М.Коритним розроблене уявлення про річковий басейн як високоінтегровану ієрархічно побудовану (підсистеми, рівні організації) геосистему [320]. В ній розрізняється два головних функціональних рівня – схили і гідрографічна мережа, розглядаються вертикальні зв´язки між земною поверхнею, повітряним, водним і підземним ярусами; глобальним, регіональним і локальним рівнями просторової розмірності; динамічний, еволюційний і катастрофічний аспекти розвитку. Відокремлення водозбору в єдиних орографічних межах визначає взаємозв´язок морфологічної, ландшафтної та гідрологічної структур.

З концепцією басейну пов´язані головні уявлення гідрології суші та інших наук, що вивчають водні ресурси. Басейн (водозбір) – є відкритою динамічною геосистемою, що розвивається у просторі та часі. В гідрологічному розумінні басейн являє собою складну динамічну водно-балансову систему, що перетворює атмосферні опади в інші елементи водного балансу. Вибір басейну в якості

"вузлового" системного гідрологічного об'єкту обумовлений наступними міркуваннями. На земній поверхні він має чіткі межі – вододіли; в цих межах можливе описання водного балансу. Водозбір має важливу інтегральну характеристику – стік в гирлі (замикаючому створі). Практично вся суша земної кулі являє собою макросистему басейнів, що відкриває можливості для просторової інтерполяції та екстраполяції отриманих на водозборі гідрологічних характеристик.

Гідрологічна динамічність басейну пов´язана як з постійними змінами надходження вологи, що перевищують або, навпаки, не компенсують безперервний процес випаровування, так й зі змінами параметрів зовнішнього середовища; останні можуть бути викликані як природними, так і антропогенними чинниками. Водно-балансові процеси в басейні завжди розвиваються в напрямку приведення його до певного стану рівноваги, тобто він є саморегульованою системою.

Головні характеристики басейну як геосистеми – його структура і функції. Структура системи обумовлює її сутність. Основними гідрологічними структурами басейну слід вважати схили і гідрографічну мережу, тісно пов´язані між собою. До функцій системи відносять впорядкованість на виході, спрямовану головним чином на забезпечення існування системи, трансформацію опадів схиловим рівнем басейну, дренаж і транзит води гідрографічною мережею, формування хімічного складу природних вод та інше.

Басейн, як будь-яка геосистема, функціонує в певних просторово-часових межах, при деяких амплітудах коливань параметрів. Просторовими межами на земній поверхні є вододіли. Що стосується верхньої та нижньої граничних меж, то їх точне визначення ускладнене та тісно пов´язане із просторовою розмірністю геосистем. Вказані поверхні і вододіли є, одночасно, входами і виходами для потоків речовини та енергії, що забезпечують функціонування гідрологічних відкритих систем. Врахування просторової розмірності при гідрологічних дослідженнях є обов´язковим. Для геосистем-басейнів існує можливість не тільки застосувати відому схему просторової розмірності В.Б.Сочави (планетарний, регіональний та локальний рівні), але й використовувати об´єктивну низхідну порядкову класифікацію річок Р.Хортона – А.Штралера [292].

В межах малих річкових басейнів функціонують геосистеми або їх частини локальної розмірності; середні басейни узгоджуються з регіональним рівнем; великі басейни відповідають регіональному, а

найбільші – планетарному рівню. Відповідність не означає співпадіння меж, а лише співвідношення розмірностей геосистем. В той же час просторовий рівень функціонально-цілісних систем-басейнів, як і інших геосистем, визначає властиві їх закономірності. Для малих річкових басейнів кліматичні умови слабко диференційовані і на перше місце виходять різноманітні місцеві фактори їх функціонування. Для середніх басейнів локальні закономірності, інтегруючись, визначають закономірності до регіонального рівня включно. В цьому випадку стік буде визначатися провінційними або зональними особливостями.

Розгляд розвитку водозбору в часі передбачає три аспекти: динамічний – перетворення в межах інваріанту, тобто без зміни структури (у гідрологічному розумінні до них відносяться звичайні коливання характеристик: багаторічні, сезонні, добові); еволюційний – спрямоване поступове перетворення структури; катастрофічний – стрибкоподібна зміна структури (переважно внаслідок антропогенних впливів) [321].

Розвиток геосистеми визначається перш за все інтеграційною динамікою всіх природних процесів. Волога, що надходить в геосистему, вступає у взаємодію з її компонентами. Часова впорядкованість динаміки вологи виражена у вигляді водного режиму як одного з часткових природних режимів. Характеристиками режиму за певний часовий інтервал є баланси – реалізації закону збереження матерії: тепловий, водний, твердої речовини, газовий та ін. Балансовий опис геосистеми – важливий методичний прийом, що широко застосовується для басейнів.

Стійкі співвідношення елементів балансу визначають його структуру. Порушення балансових співвідношень у бік одного з елементів свідчить про тенденцію, а похідна зміни величини цього елементу в часі – про інтенсивність розвитку. Внаслідок розвитку в межах басейну функціонує взаємообумовлена та взаємопов´язана система природних компонентів та геосистем, об´єднаних в одне ціле не стільки сумісним розвитком в єдиних орографічних межах, скільки більш суттєвим фактором – потоками речовини та енергії, що визначають наявність прямих і зворотних зв´язків.

У басейні є певна відповідність між його гідрологічними структурами (схилів та гідрографічної мережі), структурою водного балансу як важливою характеристикою водного режиму, а також

ландшафтною структурою геосистеми як комплексного показника природних умов [284].

Таким чином, аналіз властивостей річкових басейнів показує, що вони являють собою цілісні утворення, ієрархічно побудовані (підсистеми, горизонтальні та вертикальні рівні), що уособились внаслідок історичного розвитку у певних орографічних межах внаслідок дії однонаправлених потоків речовини та енергії. Це дозволяє розглядати басейн як один з видів функціонально-цілісних геосистем та використовувати басейновий підхід при дослідженнях гідрологічного режиму.

3.2.2. Ландшафтно-гідрологічний метод

Головним завданням ландшафтно-гідрологічного аналізу є пізнання закономірностей взаємодії гідрологічних процесів та природних структур різного просторового рівня і типу.

Такі взаємодії локалізовані в просторі, що дає можливість розглядати їх як деякі системи, що називаються ландшафтно-гідрологічними.

Під ***ландшафтно-гідрологічною системою*** (***ЛГС***) розуміють частину земної поверхні де взаємодія гідрологічних процесів і природних структур має певні специфічні закономірності, визначені одним або декількома географічними факторами. Кожному просторовому рівню ЛГС відповідає свій набір факторів і своя специфіка закономірностей [322].

В основу уявлень про ландшафтно-гідрологічну організацію території покладена системна парадигма В.Б.Сочави [287]. Стосовно гідрологічних процесів і явищ ці уявлення трансформуються відносно водного компонента геосистеми, який В.Б.Сочава розглядав як критичний, що визначає функціонування всієї системи в цілому. В той же час багаторічні дослідження гідрологічних процесів показали обумовленість водно-балансових складових природними факторами.

Спочатку ними виступали кліматичні умови, що є цілком справедливим для великих річок, де проводились спостереження. Звідси і вислів О.І.Воєйкова про те, що "річки можна розглядати як продукт клімату". Але вже у роботах Е.М.Ольдекопа з´являється уточнення: "якщо не вимагається особливої точності … можна

обмежитись введенням у формулу одних лише кліматичних факторів". На початку XX століття А.А.Тилло висловив думку про те, що "в природі існує фізико-географічна організація у вигляді річкових басейнів, і кожну річку не слід розглядати окремо від тих площ, з яких вона живиться". Детальне вивчення малих річкових басейнів дозволило В.Г.Глушкову концептуально визначити роль ландшафту у формуванні гідрологічних процесів [280].

Головним ***предметом досліджень*** з позиції ландшафтно-гідрологічного підходу є водний (гідрологічний) режим різних за просторовою розмірністю і структурою геосистем. Гідрологічний режим формується у процесі взаємодії компонентів геосистеми та вологи, що надходить у її межі у вигляді опадів та гравітаційних вод. В процесі взаємодії волога, що надходить, перерозподіляється між природними компонентами, переходить з одного стану в інший, змінює свій хімічний склад, сама входить до складу сполук та ін. Всі кількісні та якісні, часові і просторові перерозподіли знаходяться у прямій залежності від внутрішньої структури геосистеми, що трансформує потік вологи.

Співвідношення елементів в процесі динаміки можуть змінюватися в деяких межах, визначених структурою геосистеми і характером вхідних сигналів. За умов циклічності надходження вологи, сонячної радіації і адвективного тепла, в ході сезонної динаміки інших природних компонентів мінливість структури режиму не торкається його інваріанту, тобто не призводить до перебудови типу режиму. Еволюцію або катастрофічний розвиток геосистем можуть викликати зміни клімату, тектонічні процеси або антропогенні дії, що супроводжуються перебудовою внутрішнього впорядкування елементів гідрологічного режиму.

Якщо гідрологічний режим – це предмет досліджень, то ***об´єктом досліджень*** виступають геосистеми, що розглядаються з позиції формування гідрологічних процесів.

Традиційно виділяють три рівня організації гідрологічних систем: мікро-, мезо- і макрорівні, що мають аналогію в таксономічному ряді геосистем [285].

Мікрорівень є необхідним для описання елементарного водозбору. Кліматичний фон при цьому є однорідним по рівнинних басейнах або характеризується стійкими градієнтами тепла і вологи в межах одного макросхилу в горах. Стокоутворюючі функції типів підстильної поверхні є головними при формуванні стоку.

Мезорівень характеризується значною просторовою диференціацією зволоження у відповідності з якою формуються кліматично обумовлені ландшафтно-гідрологічні системи (ЛГС). Порівняно із мікрорівнем різко зростає значення підземної складової річкового стоку, тобто умов взаємодії поверхневих і підземних вод в межах ЛГС.

Площі, при яких починається редукція і зменшення варіацій сезонного і багаторічного стоку, визначають межу формування гідрологічних структур макрорівня. Ступінь дренування підземного стоку, генералізація стокоформуючих поверхонь у відповідності із кліматичним фоном, прояв зональності в розподілі водно-балансових характеристик, осереднених за тривалі інтервали часу, дозволяють отримати стійкі рішення для величин водовіддачі з території ЛГС.

Уявлення про розмірності і просторове співставлення геосистем, річкових басейнів та ландшафтно-гідрологічних систем можна отримати з таблиці 3.1.

Таблиця 3.1. Структура та ієрархія природних систем різного типу, за [322]

<table>
<tr><th>Просторова розмірність</th><th>Площа басейну, тис. км^2</th><th>Порядок річкового басейну</th><th>Геосистема</th><th>Ландшафтно-гідрологічна система (ЛГС)</th></tr>
<tr><td rowspan="2">Планетарний</td><td rowspan="2">>300</td><td rowspan="2">VII-IX</td><td>Пояс</td><td rowspan="2">ЛГ - субконтинент</td></tr>
<tr><td>Субконтинент</td></tr>
<tr><td rowspan="4">Планетарний</td><td rowspan="4">10-300</td><td rowspan="3">VI-VII</td><td>Область</td><td rowspan="3">ЛГ - зона</td></tr>
<tr><td>Природна зона</td></tr>
<tr><td>Підзона</td></tr>
<tr><td rowspan="2">Регіональний</td><td rowspan="2">V-VI</td><td rowspan="2">Провінція</td><td rowspan="2">ЛГ-провінція</td></tr>
<tr><td>2-10</td></tr>
<tr><td rowspan="2">Регіональний</td><td rowspan="2">0,4-2</td><td rowspan="2">III-IV</td><td>Ландшафт</td><td rowspan="2">ЛГ-район</td></tr>
<tr><td rowspan="5">Топологічний</td><td>Район</td></tr>
<tr><td rowspan="4">< 0,4</td><td rowspan="4">I-III</td><td rowspan="2">Місцевість</td><td>ЛГ-підрайон</td></tr>
<tr><td>ЛГ-місцевість</td></tr>
<tr><td>Урочище</td><td>ЛГ-ділянка</td></tr>
<tr><td>Фація</td><td>ЛГ-елементарна ділянка (елементарний стокоформуючий комплекс)</td></tr>
</table>

Кліматичні фактори

Азональні фактори

На думку О.М.Антіпова вузловим елементом ієрархії ландшафтно-гідрологічних систем є ***ландшафтно-гідрологічна провінція*** (***ЛГП***), оскільки вона є першою у ієрархічному ряду ЛГС, зумовленою переважно кліматичними факторами. Ландшафтно-гідрологічною провінцією називають систему регіональної розмірності, що відображає зональний тип закономірностей, визначених просторово-часовою взаємодією кліматичного фону (тепло- і вологозабезпеченості) і крупних орографічних елементів рельєфу або морфоструктурних утворень певного знаку [285].

В межах провінції місцеві модифікації атмосферних циркуляцій проявляються через особливості сезонного і багаторічного розподілу атмосферних опадів. За просторовою розмірністю ландшафтно-гідрологічна провінція відповідає річковому басейну IV-VI порядку. До речі, у роботі М.Д.Гродзинського [292] відзначено, що порядок басейну є його формальною, але надзвичайно важливою характеристикою. Якщо у басейнах невисоких порядків (I-III-го) на величину стоку впливають морфометричні показники басейну, його залісеність, грунтовий покрив (фактори підстильної поверхні), то стік та структура басейнів IV-го і вищих порядків залежить від тектонічних та макрокліматичних факторів регіонального порядку.

Ландшафтно-гідрологічний район (***ЛГР***) – одиниця субрегіональної розмірності (відповідає за просторовою розмірністю ландшафту або річковому басейну III – IV порядків), що відображає однотипний характер взаємодії поверхневих та підземних вод і літогенного субстрату на фоні однорідного мезоклімату та однорідного геологічного фундаменту. Одноманітність форм рельєфу у сполученні із закономірним підпорядкуванням різних за ступенем дренованості ділянок визначає переважання того чи іншого типу гідрологічного об'єкту (річкових водозборів, озер, безстічних областей, болотяних масивів). ЛГР являє собою генетичну єдність різноякісних ландшафтно-гідрологічних ділянок.

Ландшафтно-гідрологічну ділянку (***ЛГД***) виділяють у просторі за ознаками внутрішньої однорідності гідрологічних взаємозв´язків та однонаправленості гідрологічних процесів, що встановлюють специфічне сполучення певних природних утворень. Наприклад, схилові транзитно-акумулятивні, заплавно-прируслові ЛГД відрізняються формою взаємодії поверхневих і підземних вод. За своєю просторовою розмірністю ЛГД відповідає малому річковому басейну або його частині.

Виділення ЛГС потребує досить чіткого визначення наскрізної ознаки або групи ознак. Але в будь-якому випадку основою має бути визначення характеру взаємодії між гідрологічними процесами та природними структурами.

Ландшафтно-гідрологічний аналіз території досліджує взаємозв´язки гідрологічних процесів та природних структур як в межах річкових басейнів, так і поза ними. В даному випадку розкривається внутрішня структура річкових басейнів, тобто ***басейн розглядається як просторово впорядкована система природних комплексів***, що мають різні гідрологічні функції. Це передбачає процедуру гідрологічного районування водозборів.

Для описання особливостей функціонування ландшафтно-гідрологічних систем, під якими розуміють просторово-локалізовані системи взаємодії гідрологічних процесів і природних структур, необхідна оцінка ситуацій, при яких закономірності цієї взаємодії докорінно перебудовуються, тобто вичерпується "ресурс стійкості" системи. В основу цієї взаємодії, як і ландшафтно-гідрологічної організації території в цілому, покладені потоки речовини та енергії. Відображенням потоків у конкретному басейні є балансові відношення, виражені у вигляді кількісних або якісних характеристик.

При цьому геосистеми (басейни) в природних умовах функціонують в стані, близькому до стану динамічної рівноваги речовинно-енергетичного обміну, яка обумовлена множиною енергетичних та речовинних взаємовідносин між компонентами геосистем, що постійно змінюються в часі, але не виходять за межи певного діапазону. Як і в будь-якому балансовому співвідношенні зміна однієї з його складових обов’язково призводить до утворення ланцюгової реакції усіх можливих взаємозв’язків, і динамічна рівновага внаслідок процесів саморегуляції встановлюється при інший структурі речовинно-енергетичного балансу. Отже, механізм реакції складної саморегулюємої системи на будь-який зовнішній вплив можна звести до намагання підтримання певної рівноваги, балансу речовини та енергії.

Стійкість до зовнішніх впливів визначається, переважно, складністю організації природної структури. Найбільш вразливими є однорідні утворення, що мають незначні просторові розміри. Масштабність антропогенних навантажень на ці компоненти співрозмірна з простором їх ареалів. Для більш складно

організованих систем, наприклад басейнів II-IV-го порядків, зміна може не приводити до суттєвої перебудови загальної структури, а нівелюється за рахунок запасу стійкості у підсистемах даної системи.

Для регіональних систем, співрозмірних з річковими басейнами IV-VI-го порядків (це, як правило, басейни середніх річок) головним фактором, що керує системою впливів, є орографія. Тому вплив на інші, наприклад біотичні компоненти, суттєво не змінює структуру і функціонування системи та, як наслідок, речовинно-енергетичний обмін, включаючи гідрологічний режим. Геосистеми планетарної розмірності, що відповідають річковим басейнам великих річок, у своєму розвитку підпорядковуються процесам глобальних змін кліматичних характеристик (потепління чи похолодання клімату, зміни фаз зволоженості та ін.). Тому властиві цим системам процеси, наприклад річковий стік, більш підпорядковані кліматичному фактору [322].

Горизонтальні речовинно-енергетичні потоки, носієм яких є вода, відіграють структурно-формуючу роль у геосистемах, що мають басейнову структуру. Водна міграція вимагає вивчення надходження і перерозподілу водних мас: надходження опадів у рідкому та твердому стані, фізичне випаровування і транспірація, фільтрація в грунт, поверхневий, внутрішньогрунтовий, русловий стік. Найбільш доцільним методом вивчення цих характеристик є балансовий. Для цього застосовується рівняння водного балансу в залежності від зональних та інших типів геосистем.

У роботах А.А.Григор´єва [323] підкреслюється провідна роль співвідношення і взаємодії балансів тепла і вологи в процесі формування і розвитку географічного середовища. З´ясовано, що розташування географічних зон на земній поверхні знаходиться у відповідності з певними градаціями кількості тепла і вологи та співвідношення між ними. Подальші дослідження, виконані М.І.Будико [324] показали, що межі географічних зон тісно пов´язані з певними значеннями радіаційного баланса земної поверхні та індексу сухості.

Вся сукупність природних компонентів і режимів навколишнього середовища, що формують свій гідролого-кліматичний процес, є особливим комплексом. Це частина геосфери, компоненти якої об´єднуються ресурсними потоками тепла і вологи, що забезпечують гідролого-кліматичний процес конкретної частини діяльної поверхні з характерною для неї функціональною єдністю

кліматичних, гідрологічних і ландшафтних компонентів і режимів. Її межі як функціонально-структурного гідролого-кліматичного комплексу можуть не співпадати, але бути близькими до меж геосистем у розумінні В.Б.Сочави.

Формування теплового і водного балансу завершується просторово-часовою трансформацією тепла і вологи у зволоження і теплозабезпеченість діяльної поверхні. При цьому тепло і волога співставляються у формі водного еквіваленту (яка кількість води може витратитись на випаровування), а волога представлена у формі еквіваленту теплоенергетичного потенціалу (скільки піде тепла на випаровування води). Мірою їх співрозмірності є випаровуваність або максимально можливе випаровування.

Якщо ресурси тепла для випаровування менші, ніж кількість вологи, що надходить на діяльну поверхню, створюються умови для накопичення вологи у грунтах; у випадку переважання випаровуваності над надходженням вологи в них виникає дефіцит води. У першому випадку надлишку вологи сприяє нестача тепла, а в другому дефіциту вологи – надлишок тепла. Це симетрична система, елементи якої у будь-якій частині земної поверхні змінюються відносно єдиного інваріанту – речовинно-енергетичної рівноваги тепла і вологи, що називають оптимальним їх співвідношенням.

У зворотних пропорціях розподіляються зволоження і теплозабезпеченість як рівнозначні, симетричні частини єдиного процесу тепловологозабезпеченості підстильної поверхні. Таким чином формується симетричний і безперервний процес взаємного перетворення тепла і вологи – двох складових єдиного водно-теплового балансу, де тепло і волога одночасно мають речовинну та енергетичну форму.

Оскільки надходження тепла і вологи обумовлено переважно кліматичними факторами, а їх витратні частини – географо-гідрологічними, то кінцева стадія взаємодії структур водного і теплового балансів у формі тепловологозабезпеченості діяльної поверхні є бінарним гідролого-кліматичним процесом. Він в цілому є подібним до фізико-географічного процесу, являє його головну складову частину, але відрізняється конкретною прив´язкою до діяльної поверхні і є функцією її теплового потенціалу [325].

Таким чином, гідролого-кліматичний процес формується при трансформації тепла і вологи випаровуваністю. Він завершує цикл взаємодії тепла і вологи атмосфери і земної поверхні, визначає

формування стоку річок та формування атмосферного вологообігу локального, регіонального та планетарного рівнів.

Якщо гідролого-кліматичний процес – чисто топологічне (локальне) явище, що відбувається тільки на діяльній поверхні, то витоки його теплових і водних потенціалів знаходяться далеко за межами території, що досліджується (природні системи суміжних фізико-географічних областей та акваторій океанів).

3.3. Послідовність ландшафтно-гідрологічного аналізу

Головне поняття ландшафтно-гідрологічного аналізу – гідрологічна функція ландшафту, під якою розуміють процес водовіддачі з одиниці площі (об'єми, модулі, шари, коефіцієнти та інтенсивність стоку), а також хімічний склад води, що ним формується. Розгляд гідрологічного циклу як причинно-наслідкового водно-балансового явища передбачає розділення понять "властивість" і "функція" геосистеми.

Властивість – це характеристика внутрішнього стану геосистеми, яка має специфічні риси, що дозволяють відрізняти природні комплекси один від одного, тобо ті параметри, які при надходженні зовнішнього сигналу обумовлюють її трансформацію (опади-водовіддача). Тому більшість гідрофізичних параметрів є показниками рис, властивих ландшафту (водно-фізичні властивості грунтів, структура рельєфу, рослинний покрив та ін.).

Гідрологічна функція ландшафту – це кількісні та (або) якісні характеристики вихідного сигналу (стоку), тобто врахування всіх взаємодій, зокрема локальних параметрів процесу вологообігу. Наскільки всі можливі взаємодії реалізовані в конкретну фазу стоку, залежить від властивостей геосистеми і характеристики зовнішнього сигналу. Геосистема у даному випадку виступає в ролі певної ланки, що здійснює трансформацію вхідного сигналу, і характеризується своєю індивідуальною передаточною функцією.

В процесі трансформації атмосферних опадів реалізуються дві основні гідрологічні функції ландшафтів – стокорегулююча та водоохоронна. Регулювання стоку визначається, з одного боку, можливостями перерозподілу стоку в сезонному розрізі, з іншої – зниженням коефіцієнтів стоку. Стокорегулююча функція проявляється у зменшенні поверхневої складової стоку, посиленні

живлення підземних вод і пов'язаного з ними стоку річок в меженні періоди. Головні фактори, що впливають на стокорегулювання, це наявність рослинності та водопроникного шару грунту на схилах різної крутизни. Регулювання стоку протягом року стабілізує споживання грунтової вологи у лімітуючи (за вологозабезпеченістю) періоди, що забезпечує стокоформуючи, протиерозійні, санітарно-захисні та інші функції ландшафтів. Отже, стокорегулююча функція є важливою водоохоронною ланкою, тому що для збереження якості води вона є найбільш оптимальною [326].

Загальнотеоретичні уявлення, що пропонуються у попередньому розділі, ґрунтуються на досить загальній схемі ландшафтно-гідрологічного аналізу. Певна задана послідовність (алгоритм) - рис. 3.3, дозволяє впорядкувати кроки для досягнення поставленої мети дослідження.

Головний етап аналізу – визначення його ***мети*** і ***задач***. Найпоширенішою метою є визначення гідрологічної організації території або її елементів. Під гідрологічною організацією розуміють просторову впорядкованість гідрологічних процесів та явищ в межах площ, що досліджуються.

Оцінка гідрологічної організації часто є основою для певних прикладних задач. Прикладом типової задачі є картографування гідрологічних характеристик. Стосовно ландшафтно-гідрологічного аналізу головними прийомами відображення є ареальні форми зображення елементів, наприклад, модулів стоку, випаровування.

Досить часто в гідрології розробляються різноманітні схеми районування або типології.

До важливих складових аналізу відноситься ***визначення його територіальних меж***. Вони визначаються площинною розмірністю території, що аналізується і необхідною точністю відображення процесів та явищ. Як приклад, масштабний ряд може бути типізований за табл. 3.1.

Вибір мети і завдань визначає перелік ***необхідної інформації*** для їх вирішення. ***Гідрологічна вивченість*** території орієнтована, як правило, на режимну мережу спостережень. Особливе місце в аналізі займає загальногеографічна інформація, що визначає факторне поле гідрологічних процесів.

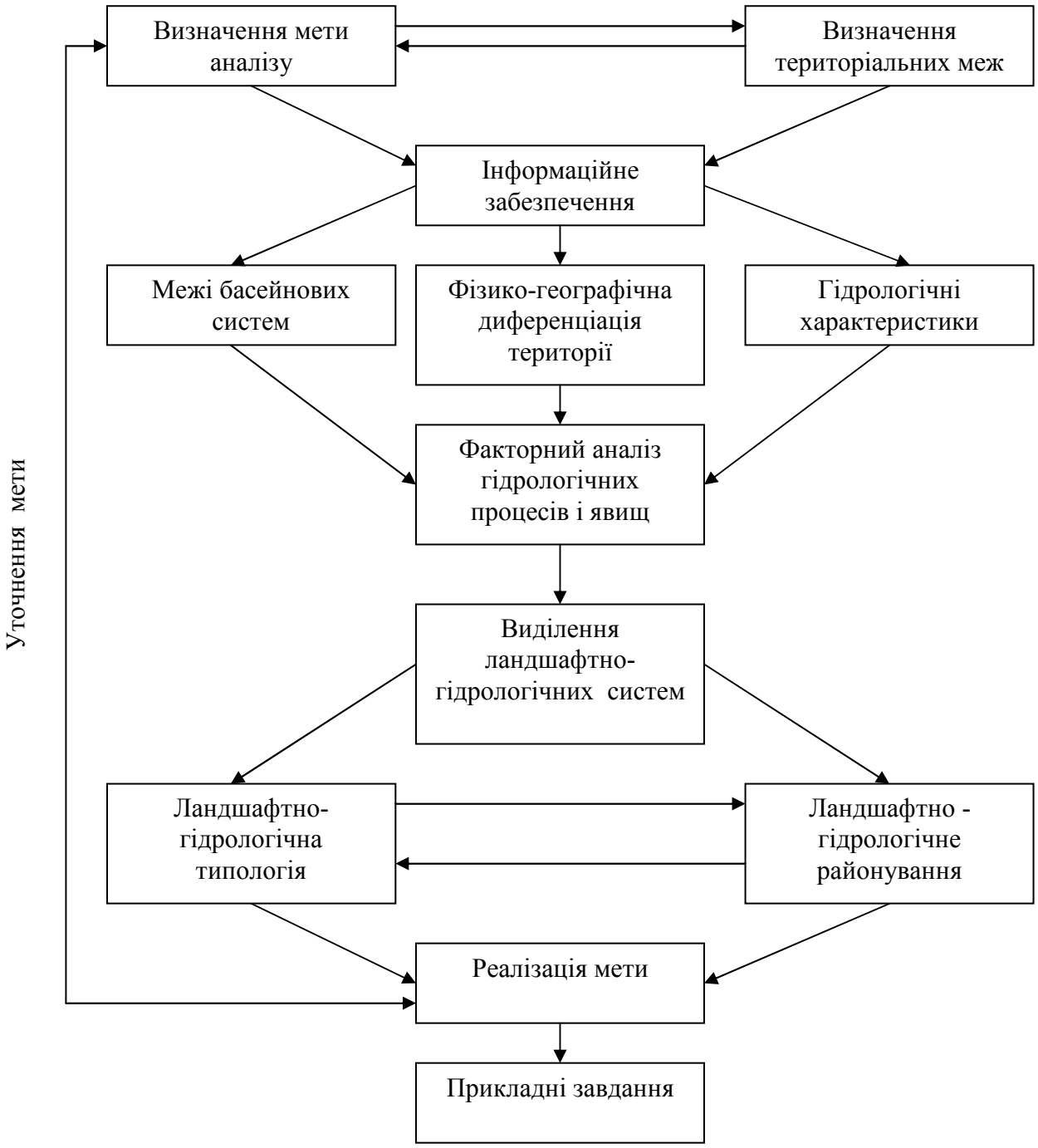


Рис. 3.3. Алгоритм ландшафтно-гідрологічного аналізу території

Важливим елементом процедури ландшафтно-гідрологічного аналізу є ***співставлення розмірності*** гідрологічних та природних систем. Відповідність їх показана у табл. 3.1. Процедура накопичення географічної інформації є досить складною для фахівців-гідрологів. В.Б.Сочава підкреслював, що функціональні та парціальні системи в

просторі співпадають дуже рідко і, як правило, лише на нижчому ієрархічному рівні [286] .

Перехід від уявлень про формування гідрологічних процесів та явищ в межах річкових басейнів до їх визначення в межах природних систем спирається на різні прийоми. Їх можна поділити на емпіричні та індикаційні. Перший підхід базується на експериментальних даних. В цьому випадку репрезентативні ареали забезпечуються відповідними вимірами по можливості більшого числа елементів водного балансу. Далі встановлюються зв'язки між отриманими величинами та природними факторами, які потім використовуються для екстраполяції на вивчені природні системи.

Другий підхід базується на прийомах гідрологічної індикації та типології. Як правило, головним аргументом розрахунків стають характеристики річкового стоку в замикаючому створі річкового басейну, а результатом – характеристики стокоформування в окремих елементах комплексної диференціації водозбору.

Два наведені підходи не слід жорстко протиставляти, оскільки вихідною інформацією в обох випадках є оцінки водно-балансових елементів, перш за все стоку. Другим важливим наближенням є припущення про однорідність процесів стокоформування або протікання процесів в межах деякого однорідного за природними показниками контуру. Отримані водно-балансові оцінки, перш за все з позицій стокоформування, відкривають можливості для наступного, синтезного етапу ландшафтно-гідрологічного аналізу. Саме на цьому етапі найважливіше визначити мету аналізу. Для впорядкування процедури синтезу краще оперувати уявленнями про ландшафтно-гідрологічні системи (див. розділ 3.2.2). При цьому ландшафтно-гідрологічні системи можна розглядати як повні або часткові, в залежності від покладених в основу їх виділення критеріїв. Наприклад, стокоформуючі комплекси (СФК) – частковий випадок ЛГС, де в основу покладені уявлення про закономірності стокоформування залежно від різноманітних факторів. Більш складно організовані системи виділяються при ландшафтно-гідрологічному районуванні або типології. При цьому використовується значно ширший набір гідрологічних і географічних критеріїв виділення.

Алгоритм ландшафтно-гідрологічного аналізу передбачає процедуру ***факторного аналізу*** гідрологічних процесів. Результатом є просторове ***виділення ландшафтно-гідрологічних систем***, що найповніше визначають гідрологічну організацію території. В таких

системах головними елементами є найбільш важливі гідрологічні процеси та явища. Системи більше високого рівня – підзони, зони, субконтиненти мають більш простий зв’язок "процес-фактор", але більш складну просторову впорядкованість елементарних гідрологічних систем.

Таким чином, синтез у ландшафтно-гідрологічному аналізі є виділенням просторових систем гідрологічної організації на рівні часткових та повних ЛГС з урахуванням прийомів типізації і районування. Кінцевим результатом такого виділення є ***ландшафтно-гідрологічна типологія*** певної території та її ***ландшафтно-гідрологічне районування***. Останнє проводиться за допомогою кластерного аналізу. Отримані результати дозволяють перейти до різноманітних ***прикладних***, перш за все, водно-екологічних завдань. Вони представлені широким спектром проблем антропогенного впливу на навколишнє середовище вцілому, та на окремі гідрологічні процеси та явища зокрема.

3.4. Методичні підходи до ландшафтно-гідрологічного районування

Будь-яке наукове дослідження об’єкту або простору передбачає наявність методів, способів та підходів, застосування яких дозволяє отримати нові знання стосовно предмету вивчення. Широке застосування в багатьох наукових дисциплінах отримали методи класифікації та районування як способи узагальнення організації знань, а також для отримання нових знань. В географії, зокрема, класифікація і районування з наступним представленням результатів у вигляді карт є не тільки методами, а й, у багатьох випадках, і метою досліджень.

Протягом десятиліть в Україні та за кордоном займаються оцінкою, типологією, зонуванням природних явищ і процесів. Геосистемний підхід в географії робить такі методи досліджень ще більш актуальними і перспективними.

Виділення районів (об’єктивно існуючих природних комплексів) має здійснюватися з урахуванням всіх головних факторів, перш за все фізико-географічних (рельєфу, геології, клімату, грунтів, рослинності). Районування надає можливість отримати знання про

умови певних невивчених територій за аналогією з вивченими, які за комплексом елементів природного середовища аналогічні (однорідні), а також дозволяє досить обгрунтовано здійснювати географічну інтерполяцію знайдених закономірностей (у відомих межах точності в залежності від масштабу схематизації). Виділення однотипних за природними умовами територій сприяє виявленню типових для усіх водних об'єктів даного району закономірностей. Практичне значення районування полягає в тому, що воно дозволяє розкрити нові закономірності гідрологічних та гідроекологічних явищ; дає можливість диференційованого підходу в розрахунках і прогнозах; воно необхідне при використання методу аналогії; для раціонального розміщення мережі пунктів спостережень; при розробці планів використання водних ресурсів тощо.

Відкритий В.В.Докучаєвим закон географічної зональності, відповідно до якого всі природні процеси і явища на рівнинних просторах земної поверхні підкоряються широтній зональності, а в горах – висотній поясності, було підтверджено і розвинуто у працях вчених: Л.С.Берга, І.П.Герасимовича, А.А.Григор'єва та ін.

Закону географічної зональності підпорядковані всі фізико-географічні компоненти – клімат, грунти, рослинність та інші, які в сукупності визначають природні комплекси – ландшафти. Оскільки річки є одним з основних елементів ландшафту, то в своєму режимі вони відбивають зміну природних зон і підкоряються закону географічної зональності. Ще В.В.Докучаєв (1898 р.) відмічав, що "та ж закономірність, той же всемогутній закон природи дуже поширений і в … річках" [278].

Відомий гідролог В.Г.Глушков підкреслював, що вивчення гідрологічних умов території повинно йти комплексно, на основі географо-гідрологічного методу, який пов'язує воду з природою, що її породила [280].

Районування є можливим лише на певному етапі розвитку гідролого-гідроекологічних досліджень і саме тоді, коли накопичені у достатній кількості матеріали спостережень та усвідомлена необхідність подальшого розвитку досліджень у взаємозв'язку з географічним середовищем.

Існуючі підходи до районування в гідрології базуються на двох головних принципах: зональному (географічному) та басейновому (гідрологічному).

Прихильники басейнового принципу стверджують, що зональні межі "розрізають" водозбори, внаслідок чого порушується цілісність меж басейнів. В той же час вони нехтують зональним принципом і цим втрачають можливість генетичного аналізу матеріалів спостережень та їх узагальнення. Головна цінність басейнового принципу полягає в тому, що він базується на врахуванні спільності історії розвитку території. При цьому не слід недооцінювати значну роль закону географічної зональності в розвитку природних ландшафтів та їх елементів, в тому числі і вод суші. Гідрологічне районування здійснюється лише для малих і середніх річок, для яких можливе застосування непрямих прийомів розрахунку (аналогії, інтерполяції та екстраполяції), тому розчленування великих басейнів зональними і ландшафтними межами не може бути перешкодою для цього виду районування.

Перші вітчизняні (для території колишнього СРСР) схеми гідрологічного районування Д.І.Кочеріна, В.І.Рутковського, М.Д.Семенова-Тянь-Шанського (20-30-ті роки XX століття) були створені на основі загальних фізико-географічних ознак, що пояснювалось недостатнім (на той час) вивченням гідрологічного режиму річок [327]. У 1928 р. відомий гідролог Д.І.Кочерін провів перше (так зване паводкове) районування території Європейської частини колишнього СРСР. В основу районування він поклав типовий ландшафт даної місцевості у зв'язку з її географічним положенням. Крім того, Д.І.Кочерін ввів ще два фактори, що на його думку, найбільш повно визначають величину паводкового стоку: 1) запаси снігу на початок весняного танення для тих басейнів, де переважають максимуми від талих вод; 2) інтенсивність і тривалість злив для басейнів з переважаючими дощовими максимумами. З ландшафтних ознак Д.І.Кочерін використав для районування рослинний покрив і рельєф. За схемою автора в межах України розташовано 3 гідрологічні області, що включають 7 районів.

У 1932 р. В.І.Рутковським була запропонована схема географо-гідрологічного районування Європейської території колишнього Союзу. Для районування ним були використані кліматичні, грунтові, геоботанічні, геологічні дані та карти лісів. Районування не давало кількісних показників, але з якісного боку було повністю виправдене. Україна, за районуванням В.І.Рутковського, лежить у межах зони лісів, підзони лісостепу і зони степу. Поділ на райони проведено в межах цих зон та підзон. Для виділення районів найголовніше

значення мали рельєф, геологічна будова і рослинність. Ці райони виявилися однорідними в гідрологічному відношенні при співставленні їх з модулями стоку по карті Д.І.Кочеріна.

По мірі надходження нових даних гідрологічних спостережень та їх узагальнення, з'явилась можливість проводити гідрологічне районування за власне гідрологічними ознаками. Саме на них базуються більш пізні роботи В.А.Троїцького, М.І.Львовича, Б.О.Зайкова та ін. (40-60-ті роки XX століття). На думку В.А.Троїцького, в основі системи районування повинна лежати одна провідна ознака, спроможна визначити головні особливості характеру місцевості з гідрологічної точки зору. Ця ознака повинна бути гідрологічною по суті і залежати від найменшої кількості фізико-географічних факторів. Вона повинна бути загальною, досить типовою, вираженою в числових показниках і досить стійкою для даної території. Поставленим вимогам, на думку В.А.Троїцького, краще всього відповідають співвідношення між елементами водного балансу. Кількість опадів, стік і випаровування краще всього характеризують умови зволоження території. Умови зволоження, а також ряд фізико-географічних умов, визначають більшість інших гідрологічних характеристик (водність річок, озерність, заболоченість та ін.). Величини компонентів рівняння водного балансу сталі в часі і просторі, тому завжди можуть бути виражені в числових показниках.

Оскільки на хід елементів водного балансу помітно впливають грунти і рослинність, які мають зональний характер, то за межі гідрологічних зон були обрані ізолінії, що якнайближче підходять до меж грунтово-рослинних зон. Всього В.А.Троїцьким виділено 5 зон. За джерелами живлення і в залежності від континентальності водного режиму переважно у меридіональному напрямку виділяються різні території, які автор назвав країнами.

Лінії перетину гідрологічних зон і країн утворюють на карті сітку, кожна клітина якої названа гідрологічною провінцією. Дальший поділ провінцій на округи ведеться на основі розташування ізоліній елементів водного балансу. В основу виділення районів всередині округів покладено розташування річкової сітки та її густоту. При цьому до уваги беруться тільки басейни малих річок. Рівнинна територія України (за В.А.Троїцьким) лежить у межах надмірної вологої, перемінно вологої та напівсухої провінцій Західної Атлантичної країни. Межі провінцій практично співпадають з межами природних зони на територій України [327].

В цей час окремо для території України районування проводили Й.А.Железняк (за внутрішньорічним розподілом стоку), К.А.Лисенко (за умовами формування мінімального стоку), Г.І.Швець (за умовами пересихання річок) та ін. Для районування території України за внутрішньорічним розподілом стоку у 1959 р. Й.А.Железняк використав дані про кліматичні умови, геоморфологічні особливості, гідрогеологічні умови басейнів та інші природні фактори. Найбільш сильно, на його думку, впливають розподіл опадів, температура повітря та гідрогеологічні умови. Автор виділив в межах України 12 районів, в межах яких можна вважати однаковими кліматичні умови, фізико-географічні характеристики басейнів, а умови підземного живлення такими, що повільно змінюються по території. Типовий розподіл стоку річок в межах певних районів визначено за даними про розподіл річного стоку по сезонах і місяцях за характерні по водності роки: багатоводний, середній, маловодний і дуже маловодний.

К.А.Лисенко у 1962 році для визначення мінімальних витрат при відсутності спостережень запропонувала схему районування України за характером розподілу мінімального стоку малих річок. На її думку, найбільш активно діючим фактором у формуванні мінімального стоку річок є гідрогеологічні умови. Але навіть за однакових гідрогеологічних умов, при різних умовах взаємодії ерозійного врізу річки і водоносних горизонтів, можна чекати різних величин мінімального стоку. Із збільшенням глибини ерозійного врізу річки збільшується кількість водоносних горизонтів, які вона дренує, що в свою чергу збільшує мінімальний стік. Річки з ерозійним врізом у найглибші водоносні горизонти мають стале підземне живлення. Якісною характеристикою розкриття річковою системою водоносних горизонтів є абсолютна відмітка базису ерозії долини річки. Тому К.А.Лисенко і прийняла останню за показник ступеня забезпеченості річок підземним живленням. За спільністю фізико-географічних умов формування мінімального стоку автор виділила в межах України 13 районів, частина з яких ще ділиться на окремі підрайони [327].

Г.І.Швець у 1953 році запропонував схему районування території України за умовами пересихання річок. Аналіз основних факторів пересихання річок України, а також фізико-географічні характеристики, в першу чергу гідрологічні умови, дозволили автору виділити в межах країни п’ять основних районів, в яких умови пересихання приблизно однакові [328].

Наведені схеми є прикладами статистичного районування, що базується на кількісних факторах. Праці П.С.Кузіна, В.І.Бабкіна, О.О.Соколова поклали початок концепції комплексного гідрологічного районування, в основу якої покладено як басейновий принцип, такі і принцип природних комплексів, або елементарних ландшафтів. Це сприяло втіленню в життя ідей В.Г.Глушкова та його рекомендацій по вивченню стоку з різних ландшафтів. Однією з перших праць, яка висвітлювала питання класифікації та районування рік, була робота П.С.Кузіна "Классификация рек і гидрологическое районирование СССР", 1960 р. В основу гідрологічного районування він поклав елементи водного балансу та водного і льодового режиму річок, а також найважливіші елементи природного середовища (рельєф, клімат), які в своїй сукупності найбільш повно визначають режим річок. За П.С.Кузіним, найбільш важливими таксономічними одиницями є гідрологічна зона і гідрологічний район. Гідрологічні зони – це великі широтно витягнуті, більш-менш однорідні простори, які мають певну спільність належних їм гідрологічних явищ і процесів, що змінюються з півночі на південь та із заходу на схід. Межами між зонами є перехідні смуги, у яких відбувається зміна не тільки кількісних, але й якісних показників.

Гідрологічний район – це генетично однорідна ділянка території за умовами походження та розвитку складаючих його природних факторів, яка характеризується більш-менш однорідним водним балансом і режимом річок. Він обов'язково повинен укладатися в межах однієї зони. За П.С.Кузіним, територія України охоплює 2 гідрологічні зони і 4 гірських області. При наявності ряду недоліків методика районування, запропонована ним, була визнана найбільш зручною і простою для користування, але за умовою її подальшої деталізації.

Прикладом комплексного підходу до гідрологічного районування території України може бути схема гідрологічного районування України, розроблена доцентом кафедри гідрології суші (тепер гідрології та гідроекології) Київського національного університету імені Тараса Шевченка Л.Г.Будкіною, в основу якої покладено режим малих і середніх річок з урахуванням генетичних умов формування стоку [329]. З урахуванням гідрологічних (басейнових) показників та фізико-географічних (зональних) умов на рівнинній частині території республіки виділено три гідрологічні зони, межі яких в основному збігаються з межами фізико-

географічних зон. Враховуючи внутрішні місцеві відмінності гідрологічних показників (що пояснюється впливом природних умов місцевості), гідрологічні зони поділяються на області і підобласті.

На початку 70-х років з'явилися роботи по визначенню гідрологічних районів з використанням методів математичної статистики. У працях В.І.Бабкіна, М.П.Колпачової та інших дослідників районування території здійснювалося за допомогою лінійної статистичної моделі. Межі районів визначалися по вододілах ряду річкових басейнів, а ступінь надійності проведеного розмежування території оцінювалась повними і частковими коефіцієнтами кореляції, регресії та середніми квадратичними похибками цих параметрів.

В основу виконаного В.І.Бабкіним районування Європейської території колишнього СРСР були покладені кількісні показники лінійних залежностей (часткові (r) та повні (R) коефіцієнти кореляції більші за 0,75) стоку і факторів, що його визначають (площа водозбору, похил річки, озерність, заболоченість, лісистість, розораність та ін.). Ці показники суміщають у собі основні принципи районування, викладені в ландшафтній географії, а саме: генетичний принцип, принцип комплексності, принцип відносної однорідності. Кількісні показники виконаного районування (r та R), що будувалися на цих принципах, дозволяли обмежити ділянки, які мали не тільки однорідні природні умови, а й певний тип взаємозв'язків, характерних лише для певної території [262].

Починаючи з 70-х років минулого століття ландшафтно-генетичний підхід почав застосовуватись для гідрохімічного вивчення території України. Початок цьому напрямку поклала робота В.І.Пелешенка "Оцінка взаємозв'язку хімічного складу різних типів природних вод" (1975 р.), де вперше вказується, що фізико-географічне районування є найбільш прийнятним для гідрохімічних досліджень. За одиницю районування було обрано фізико-географічні області, при виділенні яких враховувалися геолого-геоморфологічні особливості, які викликають суттєві зміни одного або декількох елементів теплового, водного або гідрохімічного балансів [296].

У подальших роботах вчених кафедри та науково-дослідної гідрохімічної лабораторії (тепер НДС гідроекології та гідрохімії) Л.М.Горєва, Д.В.Закревського, М.І.Ромася, В.К.Хільчевського, С.І.Сніжка (80-90-ті роки XX століття) питання районування набули подальшого розвитку [297,298,304,305]. У 1984 р. з метою оцінки

гідрохімічного режиму малих річок в природному стані та під впливом антропогенних факторів і побудови карти гідрохімічного районування Української РСР співробітниками Проблемної науково-дослідної гідрохімічної лабораторії на чолі з Д.В.Закревським було застосовано однофакторний дисперсійний аналіз вихідної інформації. На першому етапі математичними методами проводилось групування фізико-географічних областей, виділених на території України, з метою їх об'єднання за однорідними показниками якості води з однаковими (статистично малими) відмінностями середніх величин. На другому етапі аналогічний аналіз проводився з метою вивчення можливостей об'єднання областей в загальне угрупування за критерієм однорідності показників якості води, що розглядалися. Проведене районування свідчить, що просторово-часові зміни показників якості води визначаються комплексом природних факторів, що підпорядковуються на рівнинах широтній зональності, а в гірській частині країни (Українські Карпати і Кримські гори) – висотній поясності.

Декілька схем гідрологічного районування території України було розроблено у 80-ті роки минулого століття вченими Українського науково-дослідного гідрометеорологічного інституту [252]. Однією з них є схема районування території України за типами внутрішньорічного розподілу стоку, складена на основі даних майже по ста гідрологічних постах, що мали (на той час) періоди спостережень понад 25 років. Виходячи з умов формування та особливостей розподілу річного стоку по місяцях та сезонах на території країни виділено 16 районів. Ще однією схемою, запропонованою вченими інституту є районування території України за умовами формування мінімального стоку [250]. Всього в межах країни виділено 26 районів, причому частина з них поділена на підрайони. Межі районів і підрайонів відповідають вододілам середніх і малих річок. При проведенні районування виходили з того, що в межах одного району з подібними гідрогеологічними умовами живлення водотоків підземними водами, при інших однакових умовах, буде аналогічним тим річкам, по яких є дані спостережень, якщо їх долини досягають тих же водоносних горизонтів. Характеристикою досягнення річкою водоносних горизонтів в межах одного району є абсолютна відмітка базису ерозії річкової долини – відмітка врізу русла, яка при суміщенні з відміткою залягання окремих водоносних горизонтів прийнята за непрямий показник

забезпечення річки підземним живленням. Для гірських річок, де мінімальний стік залежить ще і від кількості опадів, за додатковий показник прийнята середня висота водозбору. За своєю сутністю ця схема є удосконаленим варіантом схеми районування К.А.Лисенко, мова про яку йшла вище.

У 1988 році О.Г.Ободовським на основі проведених факторного та кластерного аналізів була складена схема районування території України за характером проходження руслоформуючих витрат води [330]. Виділено 11 областей та 24 райони. Основними критеріями для виділення області запропоновані як однотипність епюр руслоформуючих витрат води, так і загальна тенденція в змінах величин ймовірностей перевищення руслоформуючих витрат. У більшості областей виділені райони, які об'єднують річки з близькими значеннями ймовірностей перевищення руслоформуючих витрат. Розроблена схема районування за характером проходження руслоформуючих витрат води в загальних рисах відповідає схемі гідрологічного районування України, однак повної відповідності немає. Це пояснюється тим, що в руслоформуючій діяльності річок значну роль має геолого-геоморфологічний фактор (вихід на денну поверхню кристалічних порід Українського кристалічного щита), а також інтразональність деяких річок. Суттєвий вплив на процеси руслоформування має зарегульованість стоку та господарська діяльність.

Серед регіональних робіт гідроекологічного спрямування слід відмітити розроблену у 1999 р. В.М.Самойленком схему комплексного гідроекологічного районування радіоактивно забруднених територій Полісся і півночі Лісостепу за гідрологічно-ландшафтними умовами та можливими радіоекологічними наслідками місцевого водокористування [299]. Виділені ним гідрологічно-ландшафтні комплекси різного рівня з певним розрахунково-прогнозним ступенем радіоекологічного ризику при користуванні місцевими природними ресурсами дозволяють обгрунтувати конкретні рішення з відновлювання або підтримання радіаційної безпеки.

Комплексний підхід, що об'єднує басейновий та зональний принципи застосовано автором при районуванні басейну р.Рось за умовами формування стоку важких металів [331]. Виділення районів проводилося з урахуванням основних природних та антропогенних факторів, що обумовлюють міграцію важких металів. Районування

басейну проведено з використанням ландшафтної карти басейну та на основі карти його фізико-географічного районування. Всього виділено сім районів.

Одним з останніх (2005 рік) прикладів гідрологічного районування території України слід вважати районування за синхронністю коливань річного стоку на основі методів багатомірного статистичного аналізу, виконане Н.С.Лободою [332]. Застосовуючи Q-модифікацію факторного аналізу і метод головних компонент для аналізу структури кореляційних матриць, вона виділяє три райони, коливання річного стоку яких є асинхронними. До першого автор відносить водозбори карпатських річок, басейни рр. Західного Бугу, Дністра, Прип'яті, верхів'я Південного Бугу (до впадіння притоки – р. Рів) та правобережні притоки р. Дніпро до впадіння р Рось; до другого району віднесені: середня і нижня течії р. Південний Буг, річки Причорномор'я, басейн р. Дніпро (окрім зазначеної вище частини), басейн Сіверського Дінця, водозбори річок Приазов'я та степової частини Криму. Територія Гірського Криму виділена автором в окремий район через особливості кліматичних умов та умов формування стоку. Райони поділяються на підрайони, правомірність виділення яких підтверджується більш високими (по відношенню до всього району) значеннями осереднених коефіцієнтів кореляції [332].

Як відмічав Ю.Г.Саушкін, "проблема районування є і буде найважливішою для географічної науки …" [333]. Підходів і методів районування досить багато, але всі вони повинні здійснюватися залежно від мети та призначення досліджень. У будь-якому випадку виділення районів здійснюється на основі ряду принципів:

- цілісність територіальних утворень;
- однорідність виділених районів;
- повнота виділення (не повинно залишатись просторів, не включених у ділення);
- неперетинання кордонів.

В даному підході до районування простежується відповідність з теорією районування В.Б.Сочави на підставі його двохрядної класифікації. В основу двохрядної класифікації покладено уявлення про геомер як гомогенний ареал та геохор як гетерогенний ареал, що об'єднує взаємодіючи між собою геомери, тобто пов'язані єдністю просторових зв'язків. Класифікація геосистем, підкреслюючи однорідність природних комплексів на різних таксономічних рівнях,

передбачає і однорідність їх гідрологічних властивостей, але не дозволяє ідентифікувати ці властивості більш конкретно та надати певну гідрологічну структуру території. Використовуючи системний підхід у вивченні водної складової природного комплексу, а також підходи, започатковані В.Г.Глушковим та розвинуті А.І.Суботіним та І.С.Сосєдовим, О.М.Антіпов запропонував ієрархію ландшафтно-гідрологічних систем [334]. Ландшафтно-гідрологічні системи (ЛГС) характеризуються наявністю специфічних закономірностей взаємодії процесів на кожному рівні.

Ландшафтно-гідрологічний підхід передбачає вивчення водної складової геосистеми як елемента територіальної організації. Природні умови, в яких відбувається формування і перерозподіл водних ресурсів, досить різноманітні і мають визначний вплив на генезис та динаміку гідрологічних процесів. Традиційний об'єкт гідрологічних досліджень – басейн – розглядається як об'єднання, де можливі різноманітні сполучення процесів та структур. Між характером гідрологічних явищ і ландшафтною структурою території водозбору існує тісний функціональний зв'язок. ***Ландшафтно-гідрологічний підхід передбачає перехід від розгляду басейну як єдиного індикативного об'єкту до басейну як сукупності різних типів ландшафтів, кожен з яких робить свій якісний і кількісний внесок у формування і трансформацію гідрологічних явищ і процесів***.

Ландшафт, що розглядається з типологічної точки зору, - це природна система з подібними морфологічними та функціональними зв'язками. З іншої точки зору, це грунтовий покрив, рослинність, геологічна будова, які є інформативними параметрами для гідрологічних процесів. Водний компонент – це, в свою чергу, фактор, що обумовлює зв'язок елементів ландшафту, масо- та енергообмін в системі. При різних режимах зволоження та антропогенного навантаження на ландшафт відбувається перебудова структури водного балансу території. Ландшафтно-гідрологічний підхід розглядає воду як системоутворюючий елемент, а також фактор розвитку та використання природного комплексу.

На першому етапі аналізу повинна бути вирішеною задача встановлення цільової функції дослідження. Наприклад, для цілей гідроекологічного районування можливими цільовими гідрологічними функціями є якість річкових вод, збереження меженного стоку малих водотоків, регулювання стоку водопіль та

паводків; для гідрологічного зонування території це будуть – визначення модулів та шарів стоку, зон живлення та розвантаження підземних вод, районів формування, трансформації та розподілу поверхневого стоку та ін.

У відповідності з поставленими завданнями виникають різні методи оцінки гідрологічних функцій ландшафту та ролі окремих ландшафтних показників. Звідси логічно виникає необхідність аналізу системи ландшафтно-гідрологічних показників та виявлення інформативних ознак у відповідності із поставленою метою для виділення ландшафтно-гідрологічних систем різного просторового рівня.

Залежно від цільової функції дослідження та інформації, що використовується, ландшафтно-гідрологічний аналіз можна конкретизувати для більш вузьких задач як ландшафтно-індикативний, ландшафтно-функціональний та інші методи.

В основу ***ландшафтно-індикативного*** методу покладене уявлення про генетичну однорідність природних комплексів та взаємозв'язок їх компонентів та гіпотеза про "постійність співвідношення структури і середньої водоносності для геологічно однорідних областей із схожою структурою вологообігу" [335]. За характером фізіономічних ознак ландшафту можна визначати внутрішні риси природного комплексу. Поєднання досліджень рисунку та структурної організації річкової мережі з перевагами математичного статистичного апарату є основою методу. Пропонується наявність прямих залежностей між величинами стоку та гідрографічною структурою, що дає можливість визначення середніх багаторічних, річних та інших параметрів водного об'єкту. На основі методу можна визначати області живлення, поширення, розвантаження, напрямок стоку грунтових вод та ін. Першим системний підхід до аналізу закономірностей будови річкових мереж застосував Р.Хортон (1948 р.), який пропонував алгоритм поділу мережі на множину головних річок та ранжування їх у певному порядку. Привододільним елементам – нерозгалуженим потокам – надається перший порядок, а в подальшому, при злитті однопорядкових потоків, порядок річкової системи зростає на одиницю. Класифікація Хортона була вдосконалена А.Штралером (1952 р.), після чого отримала назву класифікації Хортона – Штралера. Подальший розвиток цього напряму пов'язаний із

прізвищами І.П.Гарцмана, О.М.Антіпова, Л.М.Коритного, Б.В.Кіндюка [336].

Індикативні властивості характеристик будови річкових систем перспективно використовувати і для прогнозів стоку. Під час паводку, коли вода з'являється у системі тимчасових водотоків, елементи мережі, що раніше були неприточними, стають притоками II-IV порядків. Відповідно підвищуються порядки підсистем, всієї системи, але більшість виявлених на статистичній моделі закономірностей і взаємозв'язків залишаються інваріантними. Модель, що враховує такі зміни характеристик в часі у зв'язку з коливаннями водності систем, називають динамічною [284]. Ефективність ландшафтно-індикативного методу підвищується при наявності періодичної аеро- та космічної зйомки, що показує трансформацію природних комплексів, зокрема різних ланок гідрографічної мережі.

Ще один із методів ландшафтно-гідрологічного підходу – ***ландшафтно-функціональний***. Приймається до уваги, що водний режим території визначає характер функціонування всієї природної системи і кожного її компонента окремо. Цей підхід передбачає виділення гомогенних ландшафтно-гідрологічних ареалів в межах водозбірного басейну, що досліджується. Конкретний гомогенний ареал характеризується генетичною єдністю рельєфу, геологічної будови, грунтового покриву, рослинності. В кожному ареалі діють однотипні механізми стокоутворення, і такий ареал є найпростішим стокоформуючим комплексом (СФК). Виділення СФК проводиться за великомасштабними картами. Використання карт і картографування є одним з найважливіших методів в ландшафтно-гідрологічному аналізі. Використання картографічних і математичних методів дозволяє виявити рівні зв'язків для кожної ландшафтної компоненти та елементів водного балансу. Кожен ландшафт (в нашому випадку – стокоформуючий комплекс) має специфічні гідрологічні властивості, визначення яких є однією з головних задач ландшафтно-гідрологічного аналізу. Мозаїка СФК покриває всю площу водозбору, а їх сполучення обумовлює гідрологічні процеси в басейні ріки.

Диференціація природних комплексів і ландшафтно-гідрологічних критеріїв дозволяє виділити єдині за гідрологічним функціонуванням типи територій. Це можуть бути стокоформуючі, стокорегулюючі, водоохоронні та інші зони, виділення яких дозволяє провести функціональне ландшафтно-гідрологічне районування

території. Таке районування проводиться на підставі принципу типізації СФК за гідрологічними функціями, аналізу поєднання меж при більш високому просторовому рівні ландшафтно-гідрологічної системи (ЛГС). Різноманітні варіанти просторової організації ЛГС дозволяють привести їх у відповідність з ландшафтно-гідрологічною класифікацією [285], але більш суттєвими є функціональні можливості такого районування, оскільки вони забезпечують інформацію для подальших водно-ресурсних, водно-екологічних прогнозних досліджень.

При водно-екологічному районуванні вода тим більше не може розглядатися окремо від умов формування і трансформації. Вплив антропогенних навантажень відбувається на рівні ландшафтів, а не басейнів, в межах яких вони трансформуються і проявляються. Ландшафтно-гідрологічний аналіз дає можливість прогнозу змін гідрологічних процесів внаслідок перетворень підстильної поверхні різного виду та інтенсивності. Це можуть бути вирубка лісу, ерозійні прояви, забори та скиди води та ін. Районування ЛГС на підставі гідрологічних функцій СФК дозволяє виділити проблемні райони і дати прогноз можливих екологічних змін в залежності від типу впливу. В кожному СФК зв'язок між гідрологічним та гідрохімічним режимами, вплив елементарного ареалу на формування іонного стоку, винос макро- і мікрокомпонентів в різні сезони у водні об'єкти створює умови для проведення районування, з виділенням ландшафтних комплексів, вплив на які призводить до змін екологічної ситуації.

Висновки. Через розширення системних уявлень у природничих науках дедалі актуальними стають географо-гідрологічні дослідження просторових і просторово-часових закономірностей гідрологічного циклу та його окремих складових. Суттєві зміни водного режиму і якості води призводять до порушення однорідності гідрологічних та гідрохімічних рядів, зокрема стаціонарність гідрологічних явищ і процесів дедалі більше ставиться під сумнів через глобальні зміни клімату. Отже, розробка наукових основ взаємодії суспільства та водного елементу навколишнього середовища в умовах кліматичних змін та зростаючого антропогенного пресу є одним з найбільш приоритетних завдань географо-гідрологічних досліджень.

Вивчення територіальних гідрологічних структур базується на одному з двох методів досліджень: басейновому або ландшафтно-гідрологічному. Перевагами першого є: наявність чітких водно-

балансових меж; важлива інтегральна характеристика – стік в замикаючому створі (гирлі); можливість просторової інтерполяції та екстраполяції, оскільки вся суша земної кулі являє собою макросистему басейнів. Але нехтування зональним принципом унеможливлює генетичний аналіз матеріалів спостережень та їх узагальнення.

Ландшафтно-гідрологічний підхід передбачає перехід від розгляду басейну як єдиного індикативного об'єкту до басейну як сукупності різних типів ландшафтів, кожен з яких робить свій кількісний та якісний внесок у формування і трансформацію гідрологічних процесів і явищ.

Враховуючи те, що розподіл кліматичних характеристик (температури повітря, опадів, випаровування) чітко підпорядковується закону географічної зональності (не обмежуючись вододілами окремих басейнів), доцільно розглядати вплив кліматичних змін на водний режим річок саме з використанням ландшафтно-гідрологічного методу досліджень.

РОЗДІЛ 4
МЕТОДОЛОГІЯ ДОСЛІДЖЕННЯ ЗМІН ВОДНОГО РЕЖИМУ РІЧОК УКРАЇНИ

4.1. Оцінка вихідних даних

Вихідними матеріалами для нашого дослідження є опубліковані дані з типізації річок України, дані спостережень Гідрометслужби України, матеріали Держводгоспу України щодо використання водних ресурсів. Всього нами використано дані по 149 гідрологічних постах Гідрометслужби України, розташованих на середніх і малих річках з площею водозбору до 50 тис. км^2. З них 119 постів розташовано на річках рівнинної частини країни, 21 пост – на річках Українських Карпат і 9 постів – на річках Гірського Криму. В якості опорних використано дані спостережень 83 гідрологічних постів, зокрема 53 – на рівнинній частині території країни. Останні обирались виключно на середніх річках, що найкраще відображають зональні умови формування стоку (табл.4.1). Саме на прикладі цих постів здійснювалась апробація теоретико-методологічних розробок автора для аналізу характеристик сучасного водного режиму річок України.

Таблиця 4.1. Морфометричні характеристики середніх річок в створах гідрологічних постів, обраних для досліджень

№ п/п	Річка	Пост	Відстань від витоку, км	Площа водо збору, км^2	Похил річки, $^{o}/_{oo}$	Середня висота водо-збору, м
1	2	3	4	5	6	7
Річки рівнинної частини території України						
1	Західний Буг	м.Кам'янка-Бузька	84	2350	1,4	300
2	Серет	м.Чортків	171	3170	0,9	345
3	Тилігул	с.Березівка	144	3170	1,6	160
4	Південний Буг	с.Тростянчик	436	17400	0,3	280
5	Соб	Дмитренківська ГЕС	112	2840	1,0	240

Продовження таблиці 4.1

1	2	3	4	5	6	7
6	Синюха	с.Синюшин Брід	270	16700	0,7	190
7	Кодима	с.Катеринка	137	2390	1,4	170
8	Велика Вись	с.Ямпіль	156	2820	0,7	180
9	Ятрань	с.Покотилове	99	2140	1,5	200
10	Чорний Ташлик	с.Тарасівка	117	2230	1,3	200
11	Інгул	с.Седнівка	149	4770	0,6	160
12	Інгул	с.Новогорожене	236	6670	0,6	150
13	Прип'ять	с.Річиця	79	2210	0,2	170
14	Стохід	смт Любешів	173	2970	0,4	180
15	Стир	с.Щурівці	57	2020	1,2	240
16	Стир	м.Луцьк	194	7200	0,4	230
17	Горинь	с.Оженін	223	5860	0,7	280
18	Случ	с.Громада	139	2480	0,7	300
19	Случ	м.Сарни	409	13300	0,4	230
20	Уборть	с.Перга	136	2880	0,5	180
21	Тетерів	м.Житомир	116	5270	1,1	250
22	Ірша	с.Українка	116	2600	0,8	200
23	Ірпінь	с.Мостище	129	2840	1,0	200
24	Десна	с.Розльоти	669	36300	0,2	190
25	Сейм	с.Мутин	643	25600	0,2	210
26	Клевень	с.Шарпівка	123	2440	0,6	180
27	Снов	м.Щорс	171	7140	0,4	160
28	Трубіж	м.Переяслав-Хмельницький	101	3430	0,3	150
29	Рось	с.Фесюри	111	3900	1,2	240
30	Рось	м.Корсунь-Шевченківський	281	10300	0,7	210
31	Сула	м.Ромни	104	4020	0,9	140
32	Сула	м.Лубни	257	14200	0,2	120
33	Псел	м.Суми	261	7770	0,4	190
34	Псел	с.Запсілля	681	21800	0,2	160
35	Ворскла	с.Чернеччина	209	5790	0,5	170
36	Оріль	смт Царичанка	306	9100	0,4	130
37	Самара	с.Кочеріжки	211	19800	0,6	130
38	Вовча	смт Васильківка	242	11600	1,0	150
39	Мокрі Яли	х.Грушівський	143	2660	1,0	160
40	Гайчур	с.Андріївка	123	2100	1,1	150
41	Інгулець	с.Іскрівка	166	4410	0,8	140
42	Сіверський Донець	с.Огірцеве	109	5540	1,3	180

Продовження таблиці 4.1

1	2	3	4	5	6	7
43	Сіверський Донець	м.Чугуїв	216	10300	0,8	170
44	Уди	смт Безлюдівка	122	3300	1,0	170
45	Оскіл	м.Куп'янськ	351	12700	0,5	180
46	Казенний Торець	м.Слов'янськ	113	5350	1,3	160
47	Красна	смт Червоно-попівка	111	2540	1,2	140
48	Айдар	смт Білолуцьк	81	2250	1,5	160
49	Айдар	с.Новоселівка	157	6370	0,9	150
50	Лугань	м.Луганськ	176	3510	1,4	190
51	Молочна	с.Терпіння	137	2780	1,8	110
52	Кальміус	смт Сартана (Приморськ)	186	3700	1,3	160
53	Міус	с.Дмитрівка	77	2090	3,7	200
Річки Українських Карпат						
1	Тиса	м.Рахів	52	1070	15,5	1100
2	Тиса	смт Вилок	207	9140	5,4	800
3	Тересва	смт Усть-Чорна	34	572	20,0	1100
4	Ріка	смт Міжгір'я	28	550	14,4	800
4	Боржава	смт Довге	37	408	35,9	620
6	Латориця	с.Підполоззя	24	324	17,7	720
7	Латориця	м.Мукачеве	85	1360	4,5	570
8	Уж	м.Ужгород	100	1970	7,1	530
9	Сірет	м.Сторожинець	65	672	9,3	590
10	Прут	м.Яремче	54	597	21,8	990
11	Прут	м.Чернівці	196	6890	7,8	450
12	Черемош	с.Устеріки	88	1500	9,8	1100
13	Дністер	м.Самбір	74	850	6,5	570
14	Тисьмениця	м.Дрогобич	24	250	20,9	390
15	Стрий	смт Верхнє Синьовидне	154	2400	4,7	760
16	Опір	м.Сколе	44	733	12,8	820
17	Свіча	х.Мислівка	20	201	23,9	1000
18	Свіча	с.Зарічне	81	1280	10,2	730
19	Лімниця	с.Осмолода	27	203	23,7	1200
20	Лімниця	с.Перевозець	106	1490	10,6	760
21	Бистриця Солотвинська	с.Гута	17	112	44,6	1100
Річки Гірського Криму						
1	Чорна	с.Родниківське	12	47,0	45,0	730

Продовження таблиці 4.1

1	2	3	4	5	6	7
2	Учан-Су	м.Ялта	4,8	16,8	214	680
3	Дерекойка	м.Ялта	8,6	49,7	167	730
4	Демерджі	м.Алушта	12	53,0	79,5	460
5	Таракташ	м.Судак	20	156	41,3	340
6	Су-Індол	с.Тополівка	14	71,0	3,9	820
7	Салгир	с.Піонерське	24	261	11,1	750
8	Бурульча	с.Міжгір'я	18	85,0	41,2	800
9	Кучук-Карасу	с.Багате	18	89,0	36,3	520

Для надійності гідрологічних розрахунків має важливе значення тривалість періоду спостережень за певними величинами. Уявлення про тривалість спостережень за стоком води на обраних гідрологічних постах дає таблиця 4.2.

Таблиця 4.2. Розподіл (в %) обраних гідрологічних постів по тривалості спостережень за стоком води

Регіон	Тривалість спостережень, роки		
	> 60	50-60	< 50
Рівнинна частина	34	57	9
Українські Карпати	48	52	0
Гірський Крим	56	44	0
Україна вцілому	39	55	6

Отже, більшість (94%) обраних нами для досліджень гідрологічних постів на середніх річках мають достатньо тривалий безперервний період спостережень, тривалість якого становить понад 50 років. Найбільш ранній початок спостережень відноситься до 1945 року (16 постів), найбільш пізній – до 1962 року (2 пости). Окрім безперервності періоду спостережень іншим важливим фактором щодо вибору даного розрахункового періоду було те, що саме з початку 40-х років минулого століття (на думку провідних українських кліматологів) розпочалася фаза відносної стабільності регіонального клімату в межах України (див. розділ 1).

Важливою характеристикою, що впливає на формування стоку води, є площа водозбору. Тому нами проведений аналіз розподілу обраних гідрологічних постів на річках рівнинної частини території країни, Українських Карпат та Гірського Криму за площею басейну (рис.4.1- 4.3).

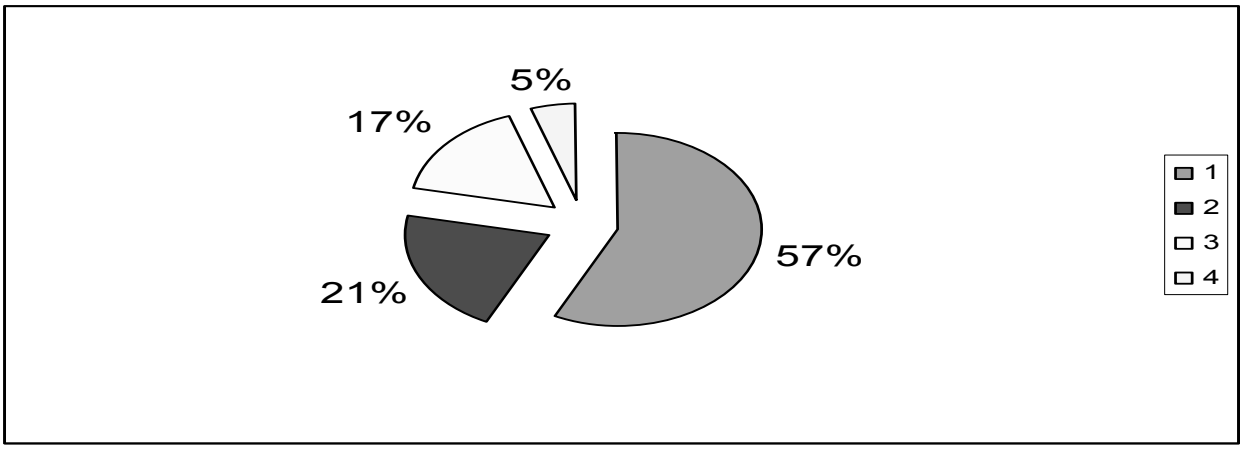


Рис.4.1. Розподіл (%) гідрологічних постів, обраних для досліджень на річках рівнинної частини території України, за площею водозбору: 1) 2000-5000 км^2; 2) 5000-10000 км^2; 3) 10000-20000 км^2; 4) 20000-50000 км^2

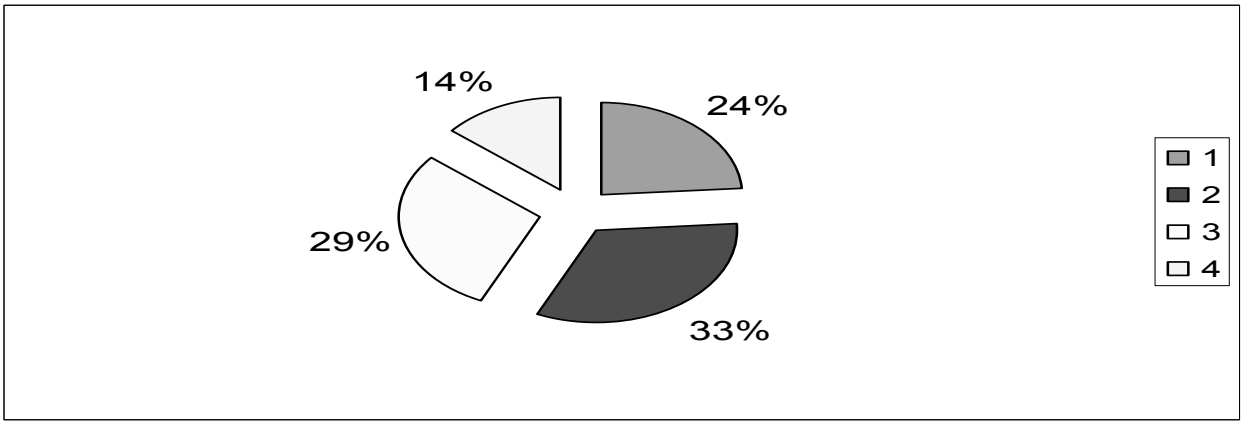


Рис.4.2. Розподіл (%) гідрологічних постів, обраних для досліджень на річках Українських Карпат, за площею водозбору: 1) <500 км^2; 2) 500-1000 км^2; 3) 1000-2000 км^2; 4) >2000 км^2

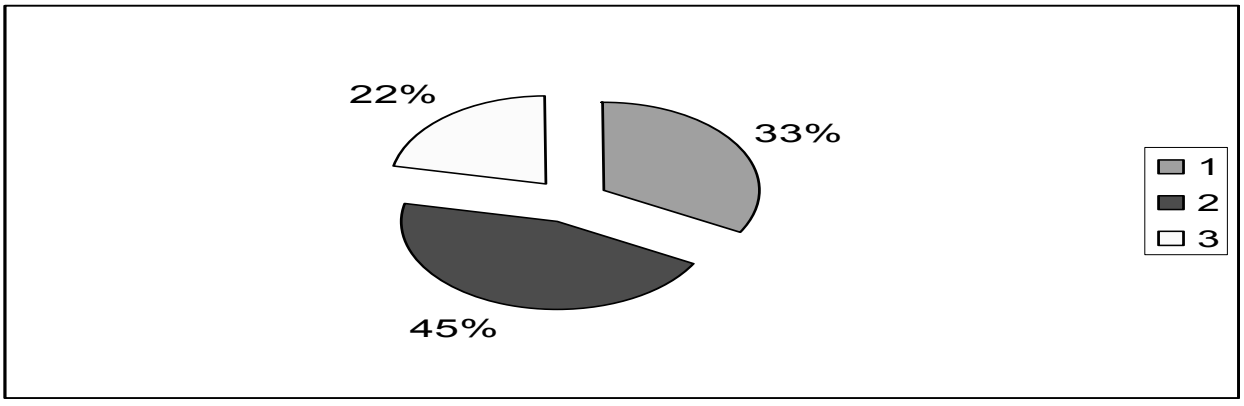


Рис.4.3. Розподіл (%) гідрологічних постів, обраних для досліджень на річках Гірського Криму, за площею водозбору: 1) <50 км^2; 2) 50-100 км^2; 3) >100 км^2

Створена інфрмаційна база даних включає в себе наступні характеристики: середньомісячні; середні, максимальні та мінімальні річні витрати води; максимальні витрати паводків теплого і холодного періоду року; максимальні витрати весняного водопілля; мінімальні витрати літньо-осінньої та зимової межені. Дані вибрані з "Гідрологічних щорічників" (до1978 р.), "Щорічних даних про режим та ресурси поверхневих вод суші" (1978-2008 рр.), "Багаторічних даних про режим та ресурси поверхневих вод суші" (до1962 р.; 1963-1970 рр.; 1971-1975 рр.; 1976-1980 рр.; 1981-2000 рр.).

Для аналізу змін кліматичних факторів формування стоку використані дані по 81 метеостанції, розташованій в межах України. З них 62 метеостанції розташовані у межах рівнинної частини території країни, 12 – в межах Українських Карпат, 7 – в межах Гірського Криму. Щоб зменшити вплив так званого "теплового забруднення", по можливості обирались ті метеостанції, що розташовані поза межами великих міст та промислових центрів.

Інформаційна база метеорологічних даних включає такі характеристики: середньомісячні та річні температури повітря, місячні та річні суми атмосферних опадів. Для всіх метеостанцій обрано єдиний період спостережень – з 1951 по 2008 рр. З 1951 по 1965 рр. дані про температуру повітря та величину атмосферних опадів отримані з "Довідників по клімату СРСР". З 1966 р. відповідні дані було виписано з "Метеорологічних щомісячників".

Отже, створена база гідрологічних та метеорологічних даних являє собою систематизований та упорядкований для подальшої статистичної обробки матеріал.

4.2. Ландшафтно-гідрологічний аналіз території України та обрання просторових об’єктів дослідження

Як було зазначено у розділі 3.2.2, ландшафтно-гідрологічний метод досліджень дозволяє виявити особливості впливу окремих типів ландшафтів на характер формування гідрологічного режиму водних об’єктів. Відомо, що зональні особливості найкраще враховуються в гідрологічному режимі середніх річок, басейни яких є репрезентативними для даної зони. Азональні особливості відображаються, переважно, у режимі малих річок. Їх водозбори,

розташовані у даній природній зоні, мають інші природні умови порівняно із середніми річками.

Середні річки, що протікають переважно по однорідній місцевості, мають однаковий режим та добре відображають риси зональності, властиві всім іншим елементам географічного ландшафту. Саме природна зона є критерієм подібності умов формування стоку. На нашу думку, висвітлену у кількох попередніх статтях [337,338], аналіз регіональних особливостей реакції гідрологічного режиму річок на сучасні кліматичні умови є можливим лише із застосуванням ландшафтно-гідрологічного методу досліджень.

При дослідженнях гідрологічного режиму середніх річок, що протікають серед різнородних ландшафтів, необхідним є вивчення структури водозбору, тобто визначення питомої ваги площі кожного ландшафту, а також вивчення гідрологічної ролі кожного з них [339,340].

Великі річки, що протікають через різні природні зони з різними кліматичними умовами, мають складний, полізональний режим, який не піддається районуванню.

Вище було зазначено, що процес пізнання ландшафтно-гідрологічної організації заключається в ряді послідовних процедур (рис.3.3). На перших етапах – це дослідження гідрологічних процесів і об'єктів в межах басейнів або інших утворень. Далі – просторове співставлення отриманих гідрологічних узагальнень в межах басейнів з різноманітними ландшафтними характеристиками та, вцілому, з ландшафтною диференціацією, отримання часткових систем, що відображують галузеві взаємозв'язки. Сукупність часткових класифікацій в процесі синтезу виводить на уявлення про новий порядок структурної організації – комплексної, ландшафтно-гідрологічної [337,338].

Завдання класифікації можна розглядати як об'єднання процесів і об'єктів в деяки групи, враховуючи однакові властивості або взаємні зв'язки між ними. Групи, в свою чергу, повинні бути однорідними за ознаками або тісними зв'язками між елементами. В основу процедури групування покладена одна або кілька властивостей, які можна назвати диференційними (насрізними) характеристиками. По мірі розширення об'єму охоплення початкових об'єктів і процесів набір таких характеристик зростає, що дозволяє говорити про ієрархію класів. Природньо, що окрім наскрізних ознак, можливі інші супутні

показники. Тому в процесі класифікації виявляються найбільш інформативні характеристики і проводиться узагальнення (або "згортання") інформації. У загальному випадку класифікацію можна здійснювати двома способами – об'єднанням або діленням, які рівною мірою застосовують до будь-якої системи об'єктів та процесів. Стосовно до просторово розподілених об'єктів об'єднання технічно можливе тільки для невеликих площ. У масштабах глобальних та регіональних комплексів можливе тільки ділення. За невеликої кількості об'єктів або процесів, малій кількості їх ознак достатньо повна класифікація є можливою і без використання спеціальних критеріїв, методів та технічних засобів. Завдання ландшафтно-гідрологічної диференціації, коли об'єм вихідної інформації про різноякісні та різнопорядкові явища є достатньо високим, обов'язковим є використання обчислювальної техніки. При цьому задача класифікації зводиться до вибору вихідної кількості об'єктів та вихідної кількості ознак, перетворення ознак, розробці процедури вибору кількості класів, віднесенню об'єкта або ознаки до класу та оцінці якості отриманого групування [332].

Типи класифікацій відрізняються різними чисельними процесами, з яких найбільшого застосування при вирішенні завдань ландшафтно-гідрологічного районування знайшли наступні:

- перетинаючі та ті, що не перетинаються. В першому випадку об'єкт може належати лише одному классу (таксону), в іншому - об'єкт можна віднести до різних таксонів;
- внутрішні-зовнішні. В першому випадку класифікація базується на заданому наборі ознак, всі ознаки вважаються рівноправними. В другому варіанті одна з ознак є "зовнішньою", і задача полягає в тому, щоб, використовуючи інформацію стосовно внутрішніх ознак, отримати класифікацію, яка найкращім чином відображала б зовнішню ознаку;
- ієрархічні-неієрархічні. В другому випадку групи обираються таким чином, щоб кожна була найбільш однорідною. Відношення між групами не з'ясовуються. У випадку ієрархічного групування таксони розглядаються попарно як можливі кандидати на об'єднання. Критерієм об'єднання є найменше зростання неоднорідності при об'єднанні груп;
- об'єднуючи та ті, що роз'єднують. У перший класифікації окремі об'єкти об'єднуються в групи доти, поки весь набір об'єктів не об'єднається в одну множину. В іншому випадку група об'єктів

розділяється доти, поки не буде отримана встановлена ступінь поділу;

- монотетичні-політетичні. В першому випадку розділення відбувається на підставі однієї ознаки, в іншому – всі ознаки враховуються однаково.

Методи формальної класифікації в даний час розроблені досить детально [276].

У відповідності з поставленими завданнями виникають різні методи оцінки гідрологічних функцій ландшафту та ролі окремих ландшафтних показників. Звідси логічно виникає необхідність аналізу системи ландшафтно-гідрологічних показників та виявлення інформативних ознак у відповідності із поставленою метою для виділення ландшафтно-гідрологічних систем різного просторового рівня.

Структура та ієрархія таких систем була розроблена вченими Сибірського відділення Інституту географії РАН [334]. Використовуючи даний підхід та існуючу схему фізико-географічного районування території України [263], нами був складений попередній перелік ландшафтно-гідрологічних систем регіонального рівня в межах України, наведений у роботі [341].

Однак алгоритм ландшафтно-гідрологічного аналізу території [342] передбачає процедуру ***факторного аналізу*** гідрологічних процесів з метою виділення ландшафтно-гідрологічних систем в стокоформуючі комплекси. Кінцевим результатом такого виділення є ландшафтно-гідрологічна типологія певної території та її ландшафтно-гідрологічне районування. Останнє проводиться за допомогою методу ***кластерного аналізу*** – одного з методів багатовимірного статистичного аналізу [343].

Будь-яки процедури, пов’язані зі створенням класифікаційних схем, районуванням, виявленням різноманітних взаємозв’язків на різному просторовому рівні значною мірою, а інколи – і повністю, визначаються характером вихідної інформації. Неякісний вибір вихідних даних може привести до зовсім протилежного результату, включаючи появу генетично необгрунтованих висновків. В літературі відоме поняття “хибної” кореляції, коли розглядаються зв’язки між деяким процесом і фактором, до якого цей процес вже закладений. Можуть виникати випадкові співпадіння тих чи інших природних явищ, необгрунтовані з позицій фізичних та інших процесів, але виявлені за допомогою статистичних методів. Отже, виникають

проблеми просторової інтерполяції та екстраполяції, якісної оцінки вихідних даних.

Всі використані нами дані (***предиктори***) можна поділити на чотири блоки. Насамперед, це основні ***гідрографічні характеристики річок та їх водозборів.*** Вони увійшли до першого блоку:

- географічне положення басейну (задане координатами його середньозваженого центру), де φ – широта, λ – довгота даної точки, в градусах;
- довжина річки (L) від витоку до створа даного гідрологічного поста, в км;
- площа водозбору (F), обмежена створом даного поста, в км^2;
- похил річки (I_1) на ділянці від витоку до створа поста, в м/км;
- середній похил водозбору (I_2) вище гідроствора, в м/км;
- середня висота водозбору ($H_{сер}$), в м БС;
- густота річкової мережі ($К_{грм}$) в даному басейні, в км/км^2.

Другий блок утворюють ***фізіономічні показники, що характеризують поверхню водозбору:***

- лісистість басейну, що виражена коефіцієнтом лісистості ($К_{ліс}$), в процентах;
- заболоченість, виражена коефіцієнтом заболоченості ($К_{бол}$), в процентах.

Вплив ***господарської діяльності*** відображує третій блок, що характеризує:

- розораність водозбору, виражену коефіцієнтом розораності ($К_{роз}$), в процентах;
- питому площу штучних водойм (ставків та водосховищ), створених в межах басейну ($К_{вод}$), в га/км^2;
- відношення корисного об’єму штучних водойм (ставків та водосховищ), створених в межах басейну, до об’єму середньобагаторічного стоку в створі поста ($К_{рег}$), в процентах.

Кліматичні характеристики, що впливають на формування водного балансу даного басейну, характеризують показники, віднесені до четвертого блоку:

- норма річного максимально можливого випаровування ($Е_{макс}$), віднесена до середньозваженого центру басейну, в мм;
- норма річних опадів (Х), також віднесена до середньозваженого центру водозбору, в мм.

Залежні ***стокові характеристики***, зв'язок яких із зазначеними вище чотирма блоками (групами) чинників нами досліджувався, представлені у вигляді середньобагаторічного модуля річного побутового стоку (М), вираженого в л/с·км^2, норми річного кліматичного стоку ($У_{клім}$) та норми річного побутового стоку (h), що визначаються в мм.

Вихідна інформація аналізувалася нами в системі „STATISTICA", в модульному блоці „Factor Analysis".

Головними завданнями факторного аналізу є: скорочення кількості змінних (редукція даних) і визначення структури взаємозв'язків між змінними, тобто їх класифікація. Тому даний вид аналізу використовується або як метод скорочення даних, або як метод класифікації.

В основу методу факторного аналізу покладено гіпотезу про те, що дані спостережень є лише опосередкованими характеристиками досліджуваного процесу, який можна описати за допомогою певної кількості параметрів. У даному випадку такий параметр, який об'єднує у собі властивості декількох характеристик гідрологічного процесу, називають фактором. Та частина характеристик, яка не описується кінцевою кількістю факторів, утворює так звані залишки. Застосування факторного аналізу дозволяє виявити головні фактори формування стоку річок і отримати статистичну оцінку внеску кожного з них у процеси, що вивчаються [305].

Для правильного визначення факторів формування гідрологічного режиму річок спочатку була виконана процедура "стиснення" даних. Під нею розуміють зменшення розмірів матриці вихідних даних шляхом їх об'єктивного статистичного аналізу.

Оскільки стокові характеристики та характеристики чинників їх формування мають різну розмірність, то вони попередньо були нормовані, щоб виключити вплив розмірності на результати аналізу. Нормування матриць виконувалось за допомогою способу стандартизації [332].

На основі нормованої матриці формувалась кореляційна матриця, з розрахунку якої і починався, власне, процес факторного аналізу. Він показує, яким чином деякі схожі за походженням показники об'єднуються в групи. Факторний аналіз розкриває основні фактори, що впливають на утворення цих груп.

Для вираження факторів через показники з метою пояснення їх фізичної суті формувалась транспонована матриця, в якій

припускається, що кількість факторів, які розраховуються, дорівнює кількості показників.

Після розрахунку факторів проводиться їх ранжування за значимістю. Оскільки характеристикою зміни випадкової величини є її динаміка, то чим більшою є дисперсія фактора, тим він є важливішим.

Сучасні програми факторного аналізу, зокрема використана нами „Factor Analysis" в системі „STATISTICA" дозволяють автоматично провести процедуру розрахунку кореляційної матриці та її трансформації, а також розрахувати величину дисперсії, яка є критерієм відбору головних факторів, в автоматичному режимі після введення вихідних даних.

Таким чином, застосування нами факторного аналізу є досить обґрунтованим, оскільки він дозволив із багатьох причинних факторів, які описують процес формування стоку, виділити декілька основних, що досить достовірно відображають досліджуваний процес [344].

В табл.4.3 наведено трансформовану (повернуту) матрицю факторного відображення (матрицю коефіцієнтів), у якій колонки відповідають факторам, а рядки – предикторам. Матриця сформована на підставі аналізу даних 53 опорних гідрологічних постів, розташованих на річках рівнинної частини України.

Таблиця 4.3. Основні фактори формування стоку води річок рівнинної частини України

Чинники	Фактори			
	1	2	3	4
Широта середнього зваженого центру водозбору, φ	0,37	-0,33	-0,41	0,64
Довгота середнього зваженого центру водозбору, λ	-0,89	-0,01	0,34	-0,08
Довжина річки, L	0,00	-0,91	0,06	-0,12
Площа водозбору, F	-0,16	-0,91	0,08	0,12
Похил річки, I	-0,38	0,73	0,34	-0,05
Середня висота водозбору, $H_{сер}$	0,81	0,07	0,29	0,31
Коефіцієнт густоти річкової сітки, $K_{грс}$	0,03	-0,01	-0,71	0,00
Коефіцієнт заболоченості басейну, $K_{бол}$	0,41	-0,10	-0,71	0,36
Коефіцієнт лісистості басейну, $K_{ліс}$	0,44	0,02	-0,44	0,57
Коефіцієнт розораності басейну, $K_{роз}$	-0,33	-0,13	0,58	-0,55
Питома площа штучних водойм, $K_{вод}$	0,06	0,01	0,44	-0,53
Коефіцієнт зарегульованості стоку, $K_{рег}$	-0,54	0,03	0,40	-0,26

Продовження таблиці 4.3

Середня багаторічна кількість опадів, X	0,75	-0,05	-0,10	0,52
Середня багаторічна випаровуваність, $E_{макс}$	-0,79	0,16	0,30	-0,47
Середній багаторічний модуль стоку, M	0,42	0,03	-0,02	0,86
Середній багаторічний шар кліматичного стоку, $У_{клім}$	0,68	-0,10	-0,36	0,57
Середній багаторічний шар побутового стоку, h	0,42	0,03	-0,02	0,86
Частка у загальній дисперсії:	0,27	0,14	0,15	0,23

Отже, *перший фактор* можна інтерпретувати як такий, що характеризує кліматичні умови території та висотне положення водозбору. Норма річного кліматичного стоку ($У_{клім}$) найбільш тісно пов'язана з величиною річної суми атмосферних опадів (X), яка зменшується у південно-східному напрямку по рівнинній частині території країни. Предиктором, що має зворотний зв'язок зі стоковими характеристиками і значення якого зростає у південно-східному напрямку, є величина річного максимально можливого випаровування ($E_{макс}$). На перший фактор припадає 27% сумарної дисперсії усіх факторів.

Другий фактор характеризує тісний взаємозв'язок основних гідрографічних параметрів – довжини річки (L) і площі її водозбору (F) та зворотній зв'язок цих двох характеристик з похилом річки (I_1). Звертає на себе увагу відсутність зв'язку згаданих характеристик з характеристиками стоку, що пояснюється свідомим вибором нами для аналізу річок одного порядку (середніх). Частка другого фактору у сумарній дисперсії становить 14%.

Третій фактор є характеристикою поверхні водозбору, що відображає її основні фізіономічні показники (густоту річкової сітки ($К_{грс}$) в даному басейні, його лісистість - $К_{ліс}$ та заболоченість – $К_{бол}$) , а також вплив господарської діяльності, який характеризують показники розораності водозбору ($К_{роз}$) та його зарегульованості ($К_{вод}$ та $К_{рег}$). Третій фактор характеризує 15% сумарної дисперсії.

Четвертий фактор показує залежність стокових характеристик – модуля (M) і шару стоку (h) з географічним положенням водозбору, зокрема із широтою місцевості. Внесок даного фактора у сумарну дисперсію досить суттєвий і становить 23%. Разом всі чотири фактори описують 79% сумарної дисперсії.

Оскільки перший та четвертий фактори описують 50% дисперсії, нами побудовано графік, вісі якого представляють ці два фактори (рис.4.4).

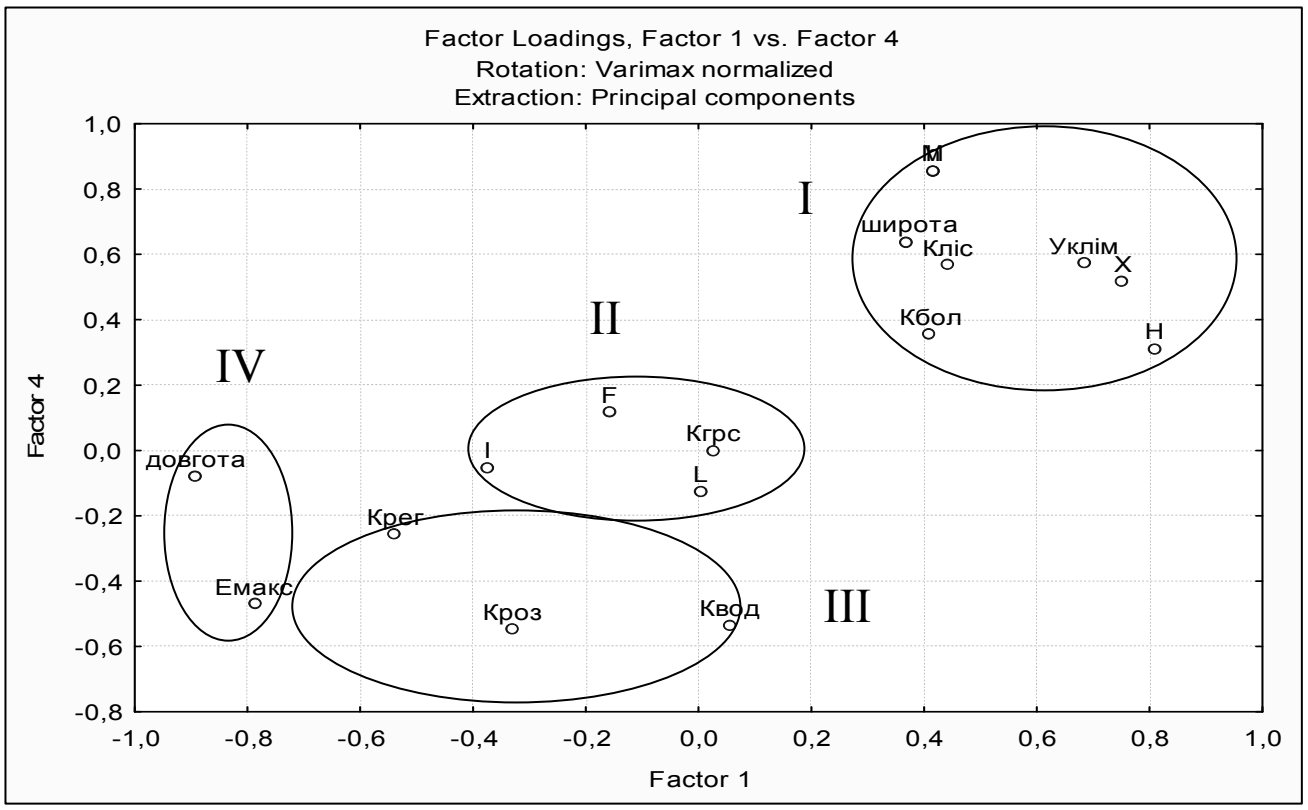


Рис. 4.4. Графічна схема кореляційної структури факторів формування стоку річок рівнинної частини України

Про ступінь зв'язку окремих характеристик можна робити висновок по угрупуваннях точок, що сформувались на графіку. До першої групи потрапили всі три залежні стокові характеристики, а також предиктори, що їх визначають – широта місцевості, величина річної суми атмосферних опадів, середня висота водозбору, його лісистість і заболоченість. Другу групу складають гідрографічні характеристики річкової мережі – довжина, площа водозбору, похил річок та коефіцієнт густоти річкової мережі. До третьої групи входять показники господарської діяльності на водозборах - розораність водозбору та його зарегульованість. Нарешті, четверту групу складають взаємопов'язані показники довготи місцевості та величини річного максимально можливого випаровування.

Отже, ***головними чинниками формування стоку річок рівнинной частини*** території України є:

- норма річних опадів (коефіцієнт кореляції між нею та нормою річного кліматичного стоку r=0,89);
- лісистість басейну (r=0,80);
- його заболоченість (r=0,75);
- середня висота водозбору (r=0,57).

В табл.4.4 наведено трансформовану (повернуту) матрицю факторного відображення, сформовану на підставі аналізу даних 21 опорного гідрологічного поста, розташованого на річках Українських Карпат.

Таблиця 4.4. Основні фактори формування стоку води річок Українських Карпат

Чинники	Фактори			
	1	2	3	4
Широта середнього зваженого центру водозбору, φ	-0,44	0,29	-0,75	0,17
Довгота середнього зваженого центру водозбору, λ	-0,13	0,01	0,95	0,13
Довжина річки, L	-0,19	-0,92	0,07	0,15
Площа водозбору, F	-0,06	-0,85	0,15	0,14
Похил річки , I_1	0,23	0,63	0,17	0,40
Похил водозбору, I_2	0,74	0,11	0,25	0,20
Середня висота водозбору , $H_{сер}$	0,70	0,27	0,41	-0,15
Коефіцієнт густоти річкової сітки, $K_{грс}$	0,15	0,09	0,00	-0,89
Коефіцієнт заболоченості басейну, $K_{бол}$	-0,79	0,19	0,07	-0,08
Коефіцієнт лісистості басейну, $K_{ліс}$	0,69	0,40	0,20	0,26
Коефіцієнт розораності басейну, $K_{роз}$	-0,79	-0,29	-0,10	0,31
Питома площа штучних водойм, $K_{вод}$	-0,79	0,00	0,11	0,43
Коефіцієнт зарегульованості стоку, $K_{рег}$	-0,68	-0,14	-0,29	0,41
Середня багаторічна кількість опадів, X	0,73	0,34	-0,28	-0,32
Середній багаторічний модуль стоку, M	0,82	0,38	-0,05	-0,14
Частка у загальній дисперсії:	0,36	0,18	0,13	0,12

Зокрема, на *перший фактор* припадає 36% сумарної дисперсії усіх факторів. Його можна інтерпретувати як такий, що характеризує зв'язок стоку (M), з висотним положенням водозбору ($H_{сер}$) та обумовленими ним величиною річної суми атмосферних опадів (X), середнім похилом водозбору (I_2) та його лісистістю - $K_{ліс}$.

Другий фактор характеризує обернений взаємозв'язок довжин річок (L) та площ їх водозборів (F) з похилом річок (I_1). Частка другого фактору у сумарній дисперсії становить 18%.

Вплив географічного положення водозборів на формування стоку річок регіону характеризує *третій фактор*, що характеризує обернений взаємозв'язок географічних координат – широти і довготи місцевості. Третій фактор характеризує 13% сумарної дисперсії.

Графічна схема кореляційної структури факторів формування стоку річок Українських Карпат представлена на рис.4.5.

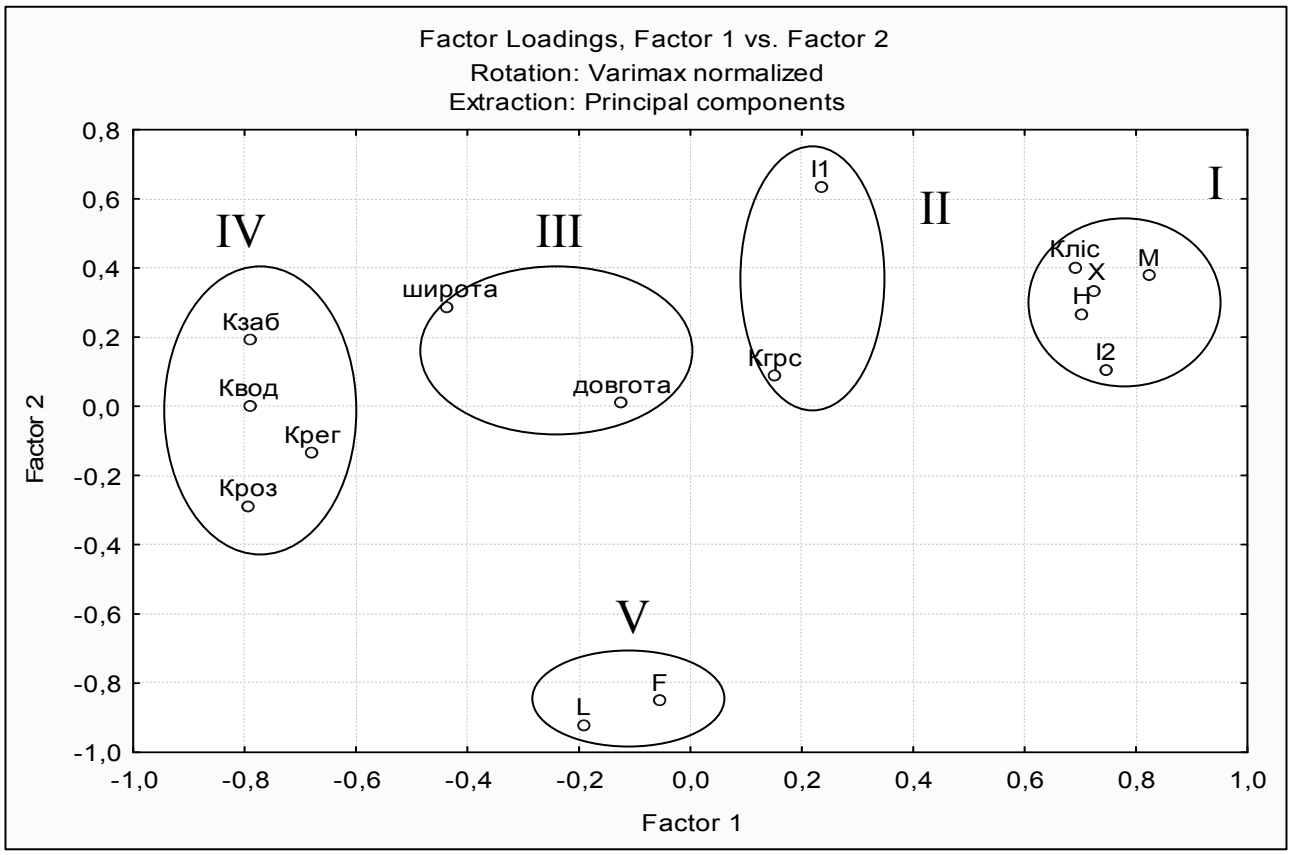


Рис. 4.5. Графічна схема кореляційної структури факторів формування стоку річок Українських Карпат

Представлена схема дає чітке уявлення про зазначені вище основні фактори, що впливають на формування стоку річок регіону. Всі вони входять до групи, позначеної цифрою I на рисунку. Отже, ***головними чинниками формування стоку річок Українських Карпат*** є:

- норма річних опадів (r=0,89);
- середня висота водозбору (r=0,69);
- середній похил водозбору (r=0,61).

Ще одним гірським регіоном в межах України, який відрізняється особливостями формування стоку річок, є Гірський Крим. Нами було відібрано дев'ять опорних річок даного регіону та визначено головні фактори формування їх стоку.

Результати факторного аналізу представлені у табл.4.5.

Таблиця 4.5. Основні фактори формування стоку води річок Гірського Криму

Чинники	Фактори			
	1	2	3	4
Широта середнього зваженого центру водозбору, φ	-0,41	0,76	0,44	-0,01
Довгота середнього зваженого центру водозбору, λ	0,09	0,55	0,82	-0,02
Довжина річки, L	-0,86	0,43	0,21	0,18
Площа водозбору, F	-0,92	0,26	0,20	0,21
Похил річки , I_1	0,15	-0,94	0,01	-0,02
Похил водозбору, I_2	0,15	-0,93	-0,05	0,14
Середня висота водозбору , $H_{сер}$	0,52	0,02	-0,70	0,10
Коефіцієнт густоти річкової сітки, $K_{грс}$	0,17	0,09	0,16	-0,96
Коефіцієнт лісистості басейну, $K_{ліс}$	0,75	-0,09	-0,03	0,63
Коефіцієнт розораності басейну, $K_{роз}$	-0,94	0,13	0,28	-0,05
Середня багаторічна кількість опадів, X	0,34	0,02	-0,90	0,13
Середній багаторічний модуль стоку, M	0,25	-0,68	-0,65	0,12
Частка у загальній дисперсії:	0,31	0,28	0,23	0,12

Отже, *перший фактор* можна інтерпретувати як такий, що характеризує прямий та обернений вплив окремих морфометричних характеристик річок та їх водозборів на формування стоку. На перший фактор припадає 31% сумарної дисперсії усіх факторів.

Важливим фактором формування стоку річок регіону є *другий фактор*, частка якого у сумарній дисперсії становить 28%. Він характеризує вплив похилу річки (I_1) та середнього похилу водозбору (I_2) на формування стоку.

Оскільки середня висота водозбору гірських річок ($H_{сер}$) тісно пов'язана з величиною річної суми атмосферних опадів (X), ці два фактори прямо впливають на формування стоку. Це підтверджує досить значний внесок (23%) у сумарну дисперсію *третього фактора*.

Четвертий фактор характеризує особливості лише даного регіону. Як відомо, верхів'я річок Гірського Криму знаходяться в зоні поширення карсту, тому густота річкової мережі тут є незначною. Найвищою вона є у середніх течіях річок. Між тим лісистість басейнів найвища у верхів'ях. Саме тому існує обернений зв'язок між

$К_{ліс}$ та $К_{грс}$. Внесок даного фактора у сумарну дисперсію становить 12%. Разом всі чотири фактори описують 94% сумарної дисперсії.

Отже, ***головними чинниками формування стоку річок Гірського Криму*** є:

- середній похил водозбору (r=0,70);
- середній похил річки (r=0,69);
- норма річних опадів (r=0,65);
- середня висота водозбору (r=0,61).

Графічна схема кореляційної структури факторів формування стоку річок Гірського Криму представлена на рис.4.6.

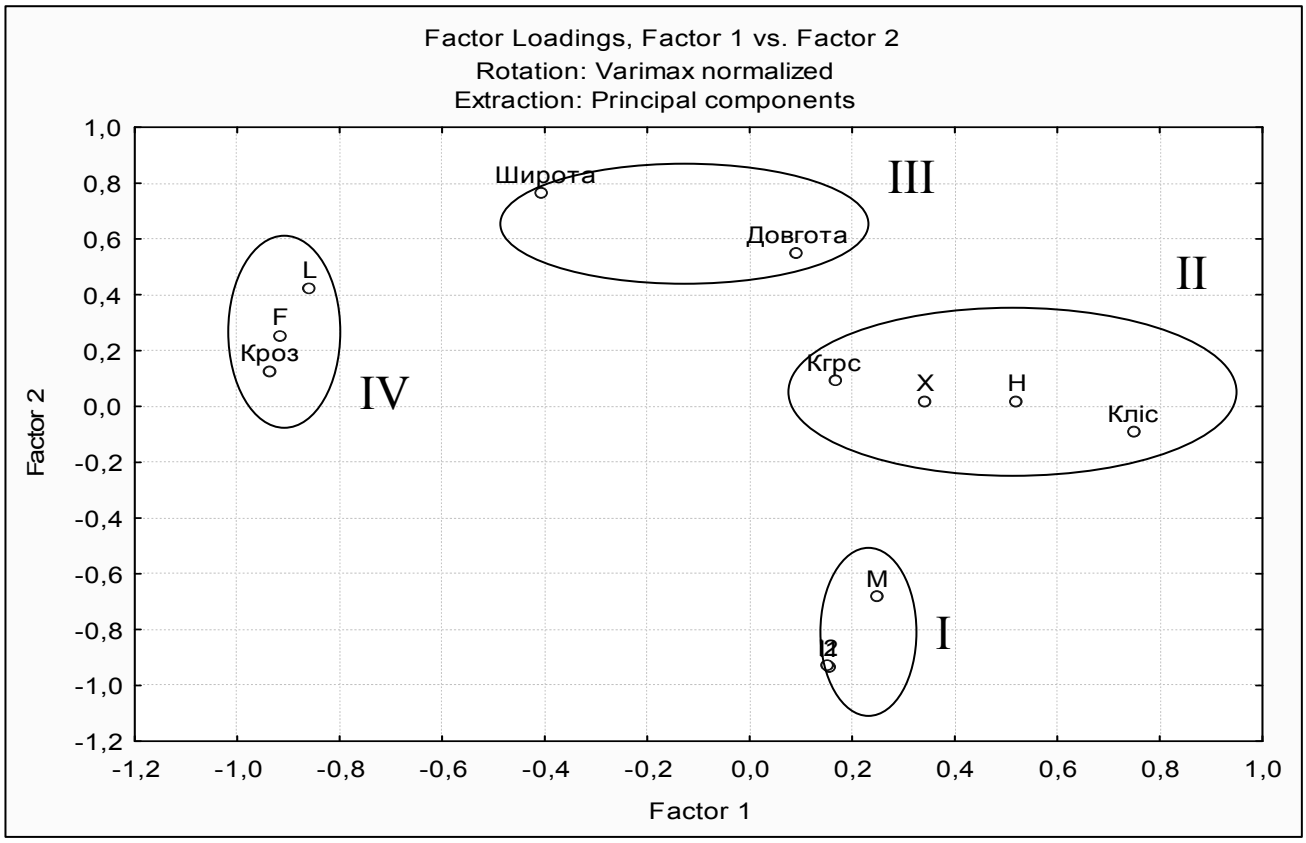


Рис. 4.6. Графічна схема кореляційної структури факторів формування стоку річок Гірського Криму

Розташування точок на даній схемі показує, що основними факторами формування стоку річок регіону є середні похили річок та їх водозборів, що потрапляють в одну групу з величиною середньобагаторічного модуля річного побутового стоку (М).

Після виділення та інтерпретації головних факторів формування стоку річок рівнинної та гірської частин території України

переходимо до аналізу просторового розподілу умов формування стоку в межах країни, отже до процедури її ландшафтно-гідрологічного районування. Для цього із факторних нормованих матриць обирається по 2-3 показники з найбільшим факторним навантаженням, які найповніше характеризують суть кожного з виявлених факторів: серед сукупності чинників стокоутворення виділялися первинні (X, $H_{сер}$) та вторинні (I_1 , I_2 ,$K_{ліс}$, $K_{заб}$),

Наступна диференціація на райони, що об‘єднують групи об‘єктів (у нашому випадку гідрологічних створів) за комплексом ознак здійснювалася за допомогою кластерного аналізу. Метод ієрархічного кластерного аналізу має ряд суттєвих переваг, які полягають в наочності представлених результатів і можливості логічного аналізу отриманих схем на різних рівнях узагальнення. В основу методу покладено принцип оптимального поділу заданої множини об’єктів на ряд підмножин, що не перетинаються, за допомогою критерію оптимальності.

Кластерний аналіз також здійснено в рамках програмного пакету STATISTICA, модуль Cluster Analysis, модифікація K-Means Clustering [305]. Нами обрано модифікацію кластерного аналізу К-середніх значень, оскільки вона єдина із запропонованих, дозволяє, маючи певні уявлення про очікувані результати (в нашому випадку попередньо аналізувалися карти-схеми розподілу опадів, випаровування, геологічної будови, характеру рельєфу, грунтового та рослинного покриву України), самостійно обирати необхідну кількість кластерів, а програма, у свою чергу, пропонує їх деталізацію, відповідно до вихідних даних.

Основним критерієм виділення кластерів є міра подібності груп об‘єктів, яка характеризує віддаль на площині між об‘єктами. Найбільш близькі між собою об‘єкти входять в один кластер. Критерієм об‘єднання у кластери являється дисперсія величин розрахункових характеристик, яка є характеристикою неоднорідності груп об‘єктів.

Під час розрахунків перегляд груп тривав до виділення такої групи (переважно пари об‘єктів), для якої дисперсія мінімальна. Об‘єкти, що входять до даної групи, найбільш близькі між собою. При наступних кроках групування формувалася або нова пара, або відбувалося приєднання об‘єкта до уже утвореної раніше пари або групи об‘єктів.

Міра неоднорідності (дисперсія) з кожним наступним кроком кластеризації зростає і прямує до одиниці. При досягненні $D = 1$ залишається лише одна група, яка поєднує всі об‘єкти, що розглядаються [332].

Отримані ряди об‘єднані за допомогою алгоритму деревоподібної кластеризації. Типовим результатом кластеризації є ієрархічне дерево або дендрограма. Приклад дендрограми кластерного аналізу річок рівнинної частини України наведено на рис.4.7.

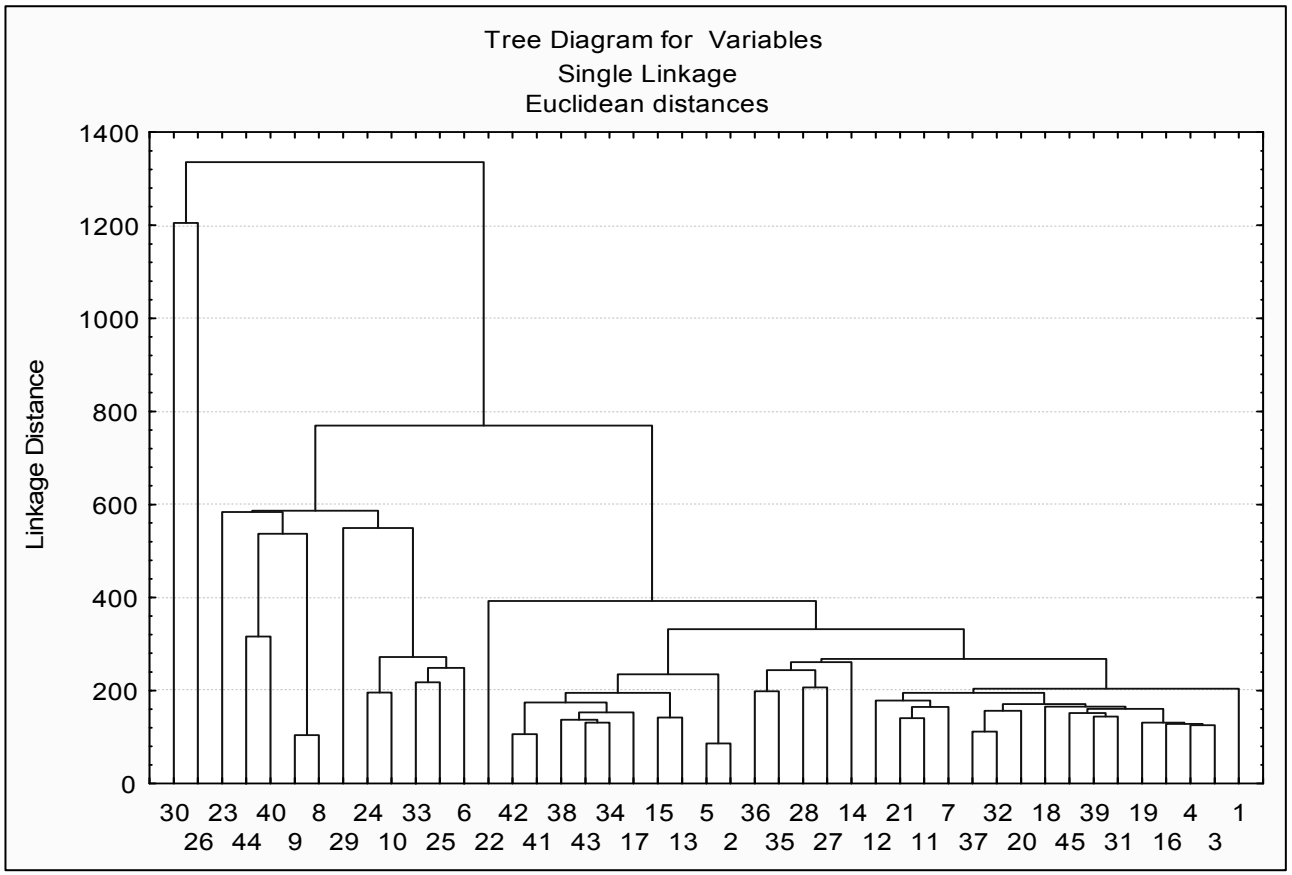


Рис.4.7. Дендрограма кластерного аналізу параметрів територіальної структури водозборів річок рівнинної частини України

Вона дозволяє досить чітко простежити послідовність утворення груп на кожному кроці і добре відображає міру подібності (відмінності) об‘єктів, що досліджуються.

Ієрархічна структура ландшафтно-гідрологічних систем, виділених нами в межах України, представлена в таблиці 4.6.

Таблиця 4.6. Ієрархічна структура ландшафтно-гідрологічних систем (ЛГС) в межах України

Ландшафтно-гідрологічна зона (гірська країна)	Ландшафтно-гідрологічна провінція	Ландшафтно-гідрологічний район
Мішанолісова волога	Прип‘ятська	
	Деснянська	
Широколистолісова волога	Бузько-Дністровська	Волинський височинний
		Розтоцько-Опільський височинний
Лісостепова недостатньо зволожена	Дністровсько-Дніпровська	Подільсько-Придніпровський височинний
		Центральнодніпровський височинний
	Лівобережно-Дніпровська	Центральнодніпровський низовинний
		Полтавський рівнинний
		Східноукраїнський схилово-височинний
Степова посушлива	Нижньобузько-Дніпровська	
	Дніпровсько-Сіверськодонецька	Нижньодніпровський низовинний
		Сіверськодонецький схилово-височинний
	Причорноморсько-Приазовська	Причорноморський низовинний
		Приазовський височинний
		Донецький височинний
		Кримський низовинний
Карпатська гірська	Прут-Дністровська	
	Тисо-Латорицька	
Кримська гірська	Гірськокримська	

Найбільш крупними одиницями субпланетарної розмірності в межах України є ***ландшафтно-гідрологічні зони (ЛГЗ)*****,** провідними факторами локалізації яких є відмінності у кількості та співвідношенні тепла і вологи, а також характер атмосферної циркуляції на різних широтах. На основі аналізу було виділено чотири ландшафтно-гідрологічні зони, назви яких відображають

умови зволоження даної території. Це: мішанолісова волога, широколистолісова волога, лісостепова недостатньо зволожена та степова посушлива зони [341]. Межі зон, в основному, збігаються з межами фізико-географічних зон, що виділяються в межах України (рис.4.8). Певні відмінності, особливо у правобережній частині України, обумовлені різним підходом до проведення меж. У фізичній географії межі зон фіксуються за поширенням зональних типів сучасних грунтів і відновлюваного рослинного покриву. Нами вони проводились з урахуванням умов зволоженості території та з врахуванням морфометричних характеристик водозборів.

Підзональний рівень, що виділяється в межах степової зони України при фізико-географічному її районуванні [263], в ході проробки варіантів таксономії нами не виділився, хоча межі Причорноморсько-Приазовської провінції мають субширотне простягання. Але ця субширотна територія розділена на окремі фрагменти межами, визначеними орографічними та іншими факторами.

На відміну від існуючої просторової ієрархії ландшафтно-гідрологічних систем, яка була запропонована О.М.Антіповим, нами пропонується виділяти ***гірські ландшафтно-гідрологічні країни (ЛГК)*** через особливі умови формування тепло- і вологообігу. Таких країн в межах України виділено дві – Карпатську та Кримську.

Вузловим таксономічним рівнем ландшафтно-гідрологічного районування є ***ландшафтно-гідрологічні провінції (ЛГП)*****,** розташовані на межі кліматообумовлених ландшафтно-гідрологічних систем. Ландшафтно-гідрологічна провінція є системою регіональної розмірності, що відображає модифікацію зонального типу ландшафтно-гідрологічних закономірностей, визначених просторово-часовим поєднанням кліматичного фону (тепло- та вологозабезпеченості) і крупних орографічних елементів рельєфу або морфоструктурних утворень різного знаку. В межах провінції проявляються місцеві модифікації атмосферних циркуляцій через особливості сезонного і багаторічного розподілу атмосферних опадів. Взаємодія кліматичних процесів і природних структур визначає специфічну композицію гідрологічних об’єктів: своєрідність будови річкової мережі, форм річкових басейнів та ін. Якщо в назві ландшафтно-гідрологічних зон відображені умови зволоженості території, то назви ландшафтно-гідрологічних провінцій відображають басейнову підпорядкованість території, що входить до меж даної провінції. Одиницями субрегіональної розмірності, що

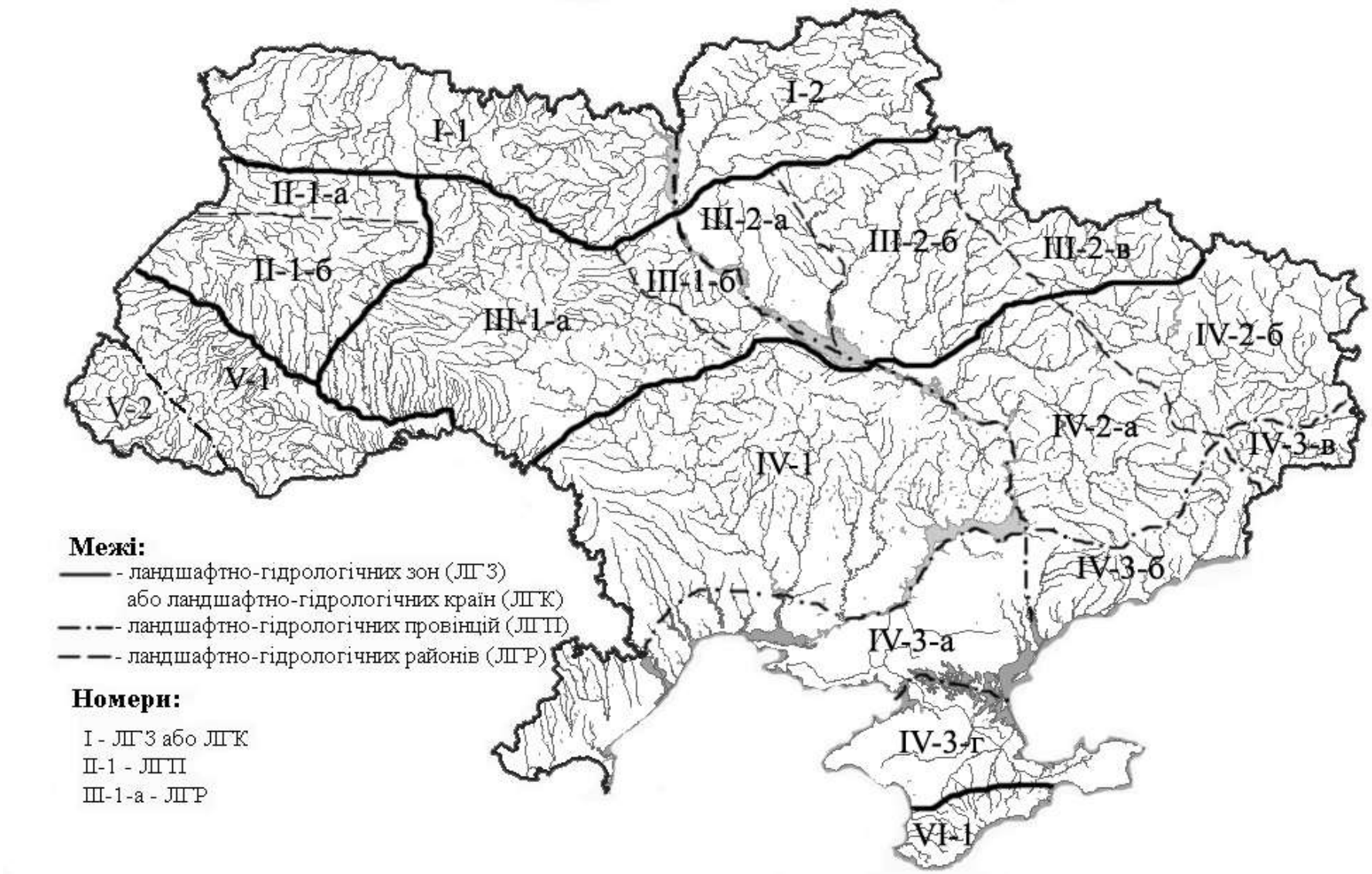


Рис. 4.8. Схема ландшафтно-гідрологічного районування України

Умовні позначення до схеми (рис. 4.8):

I - Мішанолісова волога ландшафтно-гідрологічна зона:
I-1 - Прип'ятська ландшафтно-гідрологічна провінція;
I-2 - Деснянська ландшафтно-гідрологічна провінція;

II - Широколистолісова волога ландшафтно-гідрологічна зона:
II -1 - Бузько-Дністровська ландшафтно-гідрологічна провінція:
II-1- а - *Волинський височинний ландшафтно-гідрологічний район*;
II-1-б- *Розтоцько-Опільський височинний ландшафтно-гідрологічний район*;

III - Лісостепова недостатньо зволожена ландшафтно-гідрологічна зона:
III-1- Дністровсько-Дніпровська ландшафтно-гідрологічна провінція:
III-1-а - *Подільсько-Придніпровський височинний ландшафтно-гідрологічний район*;
III-1-б -*Центральнодніпровський височинний ландшафтно-гідрологічний район*;
III-2 - Лівобережно-Дніпровська ландшафтно-гідрологічна провінція:
III-2-а - *Центральнодніпровський низовинний ландшафтно-гідрологічний район*;
III-2-б - *Полтавський рівнинний ландшафтно-гідрологічний район*;
III-2-в - *Східноукраїнський схилово-височинний ландшафтно-гідрологічний район*;

IV - Степова посушлива ландшафтно-гідрологічна зона:
IV -1 - Нижньобузько-Дніпровська ландшафтно-гідрологічна провінція:
IV -2 - Дніпровсько-Сіверськодонецька ландшафтно-гідрологічна провінція:
IV -2- а - *Нижньодніпровський низовинний ландшафтно-гідрологічний район*;
IV -2- б - *Сіверськодонецький схилово-височинний ландшафтно-гідрологічний район*;
IV -3 - Причорноморсько-Приазовська ландшафтно-гідрологічна провінція:
IV -3- а - *Причорноморський низовинний ландшафтно-гідрологічний район*;
IV -3- б - *Приазовський височинний ландшафтно-гідрологічний район*;
IV -3- в - *Донецький височинний ландшафтно-гідрологічний район*;
IV -3- г - *Кримський низовинний ландшафтно-гідрологічний район*;

V - Карпатська гірська ландшафтно-гідрологічна країна:
V -1 - Прут-Дністровська ландшафтно-гідрологічна провінція;
V -2 - Тисо-Латорицька ландшафтно-гідрологічна провінція;

VI – Кримська гірська ландшафтно-гідрологічна країна:
VI - 1 – Гірськокримська ландшафтно-гідрологічна провінція.

відбивають однотипний характер взаємодії гравітаційних вод і літогенного субстрату на фоні однорідного мезоклімату та єдиного геологічного фундаменту є ***ландшафтно-гідрологічні райони (ЛГР).*** Назви ландшафтно-гідрологічних районів, на нашу думку, повинні відображати орографічні особливості даної території. В межах провінцій, що характеризуються однорідністю зазначених характеристик, результати кластерного аналізу не дають змоги виокремити території на рівні ландшафтно-гідрологічних районів.

Нижче наведено кратку характеристику ландшафтно-гідрологічних провінцій, виділених нами в межах України.

Прип'ятська ЛГП охоплює верхів'я власне Прип'яті (до держкордону), басейни рр. Вижівки, Турії, Стоходу, середньої та нижньої течії Стиру, Горині та Случі, басейни Уборті та Ужа, а також середньої та нижньої течії р.Тетерів. Провінція розміщена в межах Прип'ятського Полісся і характеризується розвитком мішанолісових, заплавних лучно-болотних ландшафтів, рівнинно-зандрових та долинно-зандрових заболочених місцевостей [345]. У південній частині переважають місцевості денудаційні хвилясто-рівнинні. Річки врізані на глибину 5-10 м, долини їх слабо виражені, заболочені, течія повільна [261]. Середні похили становлять 0,2-0,8 м/км і перевищують 1,0 м/км лише в межах Словечансько-Овруцького кряжу (рр. Словечна, Норин). Ерозійні процеси розвинуті слабо, переважно спостерігаються акумулятивні процеси – осадження наносів і накопичення органічних відкладів. Густота річкової мережі змінюється від 0,29 до 0,44 км/км^2. Лісистість території досить значна і коливається від 11 до 44 % в межах окремих басейнів. Заболоченість зменшується із заходу (12-22%) на схід (2-6%) провінції. Норма річного кліматичного стоку змінюється від 120 до 160 мм [332].

Деснянська ЛГП включає басейни р. Десна та її приток в межах України (рр. Івотка, Клевень, Есмань, Убідь, Сейм, Снов та ін.). Найпоширенішими генетичними видами ландшафтів є горбисті моренно-водно-льодовикові і хвилясті водно-льодовикові рівнини, слабохвилясті знижені давньоалювіальні рівнини з прохідними долинами [344]. Територія характеризується плоским рельєфом з окремими підвищеними островами лесу, часто порізаними численними балками та ярами. Річкова мережа помірно розвинута і відрізняється більшою густотою в східній частині провінції (до 0,26 км/км^2). Похили річок невеликі і змінюються від 0,4 до 1,3 м/км. Лісистість басейнів коливається від 8 до 30%. Заболоченість менша,

ніж у попередній провінції і лише в бассейні р. Снов досягає 21%. Норма річного кліматичного стоку становить від 100 до 140 мм.

Бузько-Дністровська ЛГП охоплює верхів'я Західного Бугу, Стиру, Горині, а також басейни лівих приток Дністра по р.Стрипу включно. Розташована в межах Волинської та Подільської (Розтоцько-Опільської її частини) височин. Найпоширенішими природними комплексами провінції є широколистяно-лісові [263]. В межах області Малого Полісся переважають плоскі, ускладнені западинами та еоловими горбами межиріччя. Територія характеризується значною розчленованістю рельєфу і досить високим розвитком річкової мережі (коефіцієнт густоти досягає 0,52 км/км^2). Долини річок нешироκі, часто з крутими схилами, глибиною до 50-100 м. Похили річок змінюються від 0,4 до 2,4 м/км. Лісистість басейнів значна, особливо на лівобережних притоках Дністра, де вона становить 21-27%. Заболоченість найбільша у північній частині провінції, де сягає 11-17% (басейн р.Стир). Норма річного кліматичного стоку досягає 160 мм. За особливостями просторової ландшафтної диференціації та умовами формування стоку поділяється на два ландшафтно-гідрологічних райони (ЛГР) - *Волинський* та *Розтоцько-Опільський височинні.*

Дністровсько-Дніпровська ЛГП займає центральну частину правобережжя України в межах Подільської та Придніпровської височин. Включає басейни лівих приток середньої течії Дністра, верхню та середню течію Південного Бугу (до впадіння р.Савранки), басейни правобережних приток Дніпра (верхів'я Тетеріва, рр. Ірпінь, Стугна, Рось, Вільшанка). В найбільш підвищеній центральній частині провінції розвинуті височинні ландшафти. Для північної смуги провінції характерні плоскі і слабохвилясті рівнини. Поширені також вододільні рівнинно-хвилясті місцевості [345]. Річкова мережа розвинута помірно, але краще у західній частині провінції – в басейнах Дністра та Південного Бугу, де вона становить 0,43-0,48 км/км^2. Похили невелики, становлять 0,5-2,0 м/км, і лише для коротких приток Дністра в межах Подільської височини вони досягають 3,0-4,0 м/км. Залісеність басейнів незначна, лише в окремих випадках перевищує 10% (рр. Згар, Рів, Тетерів, Ірпінь). Заболоченість не перевищує 10% від площ водозборів. Норма річного кліматичного стоку зменшується в межах провінції у напрямку з північного заходу на південний схід від 120 до 55 мм. В межах

провінції виділяються два ландшафтно-гідрологічні райони - *Подільсько-Придніпровський* та *Центральнодніпровський височинні*.

Лівобережно-Дніпровська ЛГП охоплює Придніпровську низовину, Полтавську рівнину та відроги Середньоруської височини. До цієї провінції входять басейни лівобережних приток Дніпра – рр. Трубіжа, Супою, Сули, Псла, Ворскли та верхів'я Сіверського Дінця, розміщені в межах Середньоруської височини. Поширені лучно-степові низовинні та лісостепові підвищені розчленовані ландшафти. У східній частині провінції переважають розчленовані лесові рівнини та розчленовані останцево-горбисті лесові височини та їх схили [263]. Річки, басейни яких розміщені на Дніпровській терасовій низовинній рівнині – Трубіж, Недра, Супій, мають малі похили (0,4-0,7 м/км), слабо розвинуту річкову мережу (її густота не перевищує 0,19 км/км^2), незначну лісистість (2-8%) та більшу заболоченість (8-14%). Водозбори, що знаходяться в межах Полтавської рівнини (рр.Сула, Псел, Ворскла в їх середній і нижній течії) характеризуються наявністю височинних, малорозчленованих межиріч, яружно-балкових і заплавних місцевостей. Річкова мережа помірно розвинута, її густота досягає 0,30 км/км^2. Похили річок незначні – до 1,0 м/км [251]. Лісистість водозборів не перевищує 11%, а заболоченість – 16%. Верхів'я річок Сули, Псла, Ворскли та Сіверського Дінця розміщені на відрогах Середньоруської височини. Тут переважають полого-хвилясті розчленовані межиріччя. Річкова мережа розвинута краще, густота її коливається в межах 0,2-0,4 км/км^2, похили річок становлять 1,2-2,0 м/км. Залісеність дорівнює 2-11%, а заболоченість всього 1-2%. Норма річного кліматичного стоку становить 55-80 мм [332]. Провінція поділяється на три ландшафтно-гідрологічні райони: *Центральнодніпровський низовинний, Полтавський рівнинний, Східноукраїнський схилово-височинний.*

Нижньобузько-Дніпровська ЛГП займає південну частину Подільської та Придніпровської височин та північну частину Причорноморської низовини. До неї належать верхні та середні течії річок, розміщених у межиріччі Дністра і Південного Бугу (рр. Кучурган, Малий і Великий Куяльник, Тилігул), нижня течія р.Південний Буг (від впадіння р. Савранки), правобережні притоки Дніпра: рр. Тясмин, Мокра Сура, Базавлук, Інгулець. В межах південних відрогів Подільської та Придніпровської височин поширені хвилясті привододільні рівнини, яружно-балкові, долинно-схилові місцевості [345]. У південній та східній частинах провінції

переважають розчленовані лесові височини та яружно-балкові місцевості. Густота річкової мережі в межах провінції зменшується з півночі на південь – від 0,37 до 0,09 км/км^2. В цьому ж напрямі зменшуються похили річок – від 1,7 до 0,6 м/км [261]. Найбільша лісистість (11-15%) властива басейнам річок, розташованим у північно-західній частині провінції (рр. Савранка, Кодима). У південній частині провінції вона не перевищує 2%. Заболоченість практично відсутня. Норма річного кліматичного стоку зменшується у південно-східному напрямку від 60 до 25 мм.

Дніпровсько-Сіверськодонецька ЛГП включає ліві притоки Дніпра (рр. Оріль, Самара, Кінська) і басейн Сіверського Дінця (від впадіння р.Мож до держкордону). Переважають привододільно-межирічні, балково-долинні, схилові, терасні і заплавні місцевості [263]. Похили річок дещо більші, ніж у межах попередньої провінції і становлять 0,9-4,9 м/км. Густота річкової мережі коливається в межах 0,20-0,30 км/км^2. Лісистість басейнів не перевищує 3-4%, заболоченість практично відсутня. Норма річного кліматичного стоку становить 30-40 мм. В межах провінції виділено два ландшафтно-гідрологічні райони - *Нижньодніпровський низовинний* та *Сіверськодонецький схилово-височинний*.

Причорноморсько-Приазовська ЛГП охоплює південь Причорноморської низовини, південні схили Приазовської височини та Донецького кряжу, а також рівнинну частину Кримського півострова. У ландшафтній структурі причорноморської частини провінції переважають низовинні слабо- і середньодреновані лесові рівнини з подами, терасові піщано-лесові рівнини, терасові і давньодельтові горбисті піщані рівнини [345]. Причорноморська частина провінції характеризується незначним розвитком річкової мережі. Тут розміщені пригирлові ділянки транзитних річок – Дністра, Південного Бугу і Дніпра та кілька лиманів. У межиріччі Дунаю та Дністра густота річкової мережі дещо більша (до 0,24 км/км^2) – тут розташовані басейни річок, що беруть початок на південних схилах Молдовської височини (рр. Ялпуг, Котлабух, Киргиж-Китай, Чилігідер, Сарата, Алкалія та ін.). Впродовж більшої частини року ці річки пересихають, стік буває під час весняного водопілля і значних злив влітку. На лівобережжі Дніпра розташована безстічно-подова територія, де річкової сітки зовсім немає [263]. У межах Приазовського виступу Українського кристалічного щита поширені останцево-привододільні, привододільні хвилясті, яружно-

балкові місцевості. В межах Приазовської височини і Донецького кряжу річкова сітка помірно розвинута, її густота становить 0,21-0,51 км/км^2. Похили річок досягають 3,7 м/км. Лісистість водозборів не перевищує 3-5%, заболоченість відсутня. В межах степової рівнинної частини Кримського півострова поширені малодреновані лесові, акумулятивно-денудаційні та хвилясті увалисто-улоговинні степові рівнини. Рівнинна частина Криму характеризується наявністю невеликих річок, які на тривалий час пересихають. Найбільшими з них є Салгір та Біюк-Карасу, що беруть початок у гірській частині Кримського півострова. Норма річного кліматичного стоку змінюється від 10 до 20 мм [332]. В межах Причорноморсько-Приазовської ландшафтно-гідрологічної провінції виділяються чотири ландшафтно-гідрологічні райони: *Причорноморський низовинний, Приазовський височинний, Донецький височинний, Кримський низовинний*.

Прут-Дністровська ЛГП розташована в межах Передкарпатської височини, Зовнішньокарпатської та частини Вододільно-Верховинської областей Українських Карпат [263]. До неї належать праві притоки Дністра, що беруть початок у Карпатах, а також басейни Пруту і Сірету в межах України. Тут поширені заплавні, низько- та високотерасні, горбисто-пасмові, низькогірні та середньогірні схилові і міжгірно-улоговинні ландшафти [344]. Річкова сітка достатньо розвинута, її густота досягає 2,0-2,5 км/км^2. Річки мають гірський та напівгірський характер, значні похили (до 10-15 м/км) і швидкості течії (1,5-2,0 м/с в межень і до 3,0-3,5 м/с в період паводків). Середня лісистість басейнів досягає 20-30%, у верхів'ях річок – до 70-80%; заболоченість практично відсутня. Норма річного кліматичного стоку коливається від 280 до 750 мм.

Тисо-Латорицька ЛГП розташована в межах Закарпатської низовини, Вулканічних Карпат, Рахівсько-Чивчинської, Полонинсько-Чорногірської та, частково, Вододільно-Верховинської областей Українських Карпат [263]. До неї відноситься р.Тиса та її притоки. Переважають ландшафти низькотерасних слабодренованих рівнин та острівні горбогір'я, низько- та середньогірні схилові і міжгірно-улоговинні ландшафти [345]. Густота річкової мережі досить значна – до 1,6-2,0 км/км^2. Лісистість басейнів висока (50-65%), у верхів'ях річок – до 80-90%. Похили річок зменшуються, при переході від гірської до передгірської частин, від 15-70 м/км до 4,5-7,5 м/км. Річний кліматичний стік становить 480-1000 мм [332].

Гірськокримська ЛГП характеризується поширенням горбисто-улоговинних низькогірних та глибоко розчленованих середньогірних ландшафтів. Річки характеризуються малими довжинами і площами водозборів при значних похилах, які для окремих річок південного узбережжя досягають 160-210 м/км. Густота річкової мережі коливається від 0,38 до 0,91 км/км^2. Залісеність басейнів висока – від 25 до 86%. Норма річного кліматичного стоку коливається від 10 мм біля підніжжя гір до 160 мм на - вершинах Головного пасма.

4.3. Вибір періодів дослідження та оцінка їх репрезентативності

Вибір просторових об'єктів дослідження (ландшафтно-гідрологічних провінцій), межи яких чітко співпадають з межами фізико-географічних провінцій (країв), не викликає ускладнень. Значно складнішою є задача вибору репрезентативних часових інтервалів досліджень. Важливо виділити початок періоду сучасних змін гідрологічного режиму, викликаних змінами клімату.

Опубліковані результати досліджень кліматологів не дають чіткої відповіді на це питання. У кращому випадку мова йде про середину-кінець 70-х років минулого століття, коли відбувся перехід аномалії (відносно 1961-1990 рр.) глобальної температури повітря біля поверхні Землі від від'ємних до додатних значень [8,112,115]. Більшість гідрологів також обирають ці терміни в якості відправної точки при проведенні власних досліджень. У багатьох випадках умовною межею початку періоду сучасних змін водного режиму обирається 1975 або 1980 рр. Між тим, проведені нами дослідження ходу аномалії середньорічної температури повітря для території України вцілому та для окремих її регіонів, зокрема, дають підставу стверджувати про певну помилковість такого вибору [346,347].

Звичайний хронологічний графік коливань середньої річної температури повітря, осереднений для території всієї України (рис.4.9), не може, на жаль, дати чіткого уявлення про наявність або відсутність певних змін.

Достатньо поширеним способом, що використовується для оцінки багаторічних змін є хронологічний графік коливань не абсолютних значень річної температури повітря, а її відхилень від кліматичної норми (середнє значення за період 1961-1990 рр.).

Осереднений для території всієї України графік таких відхилень за обраний період спостережень наведено на рис.4.10.

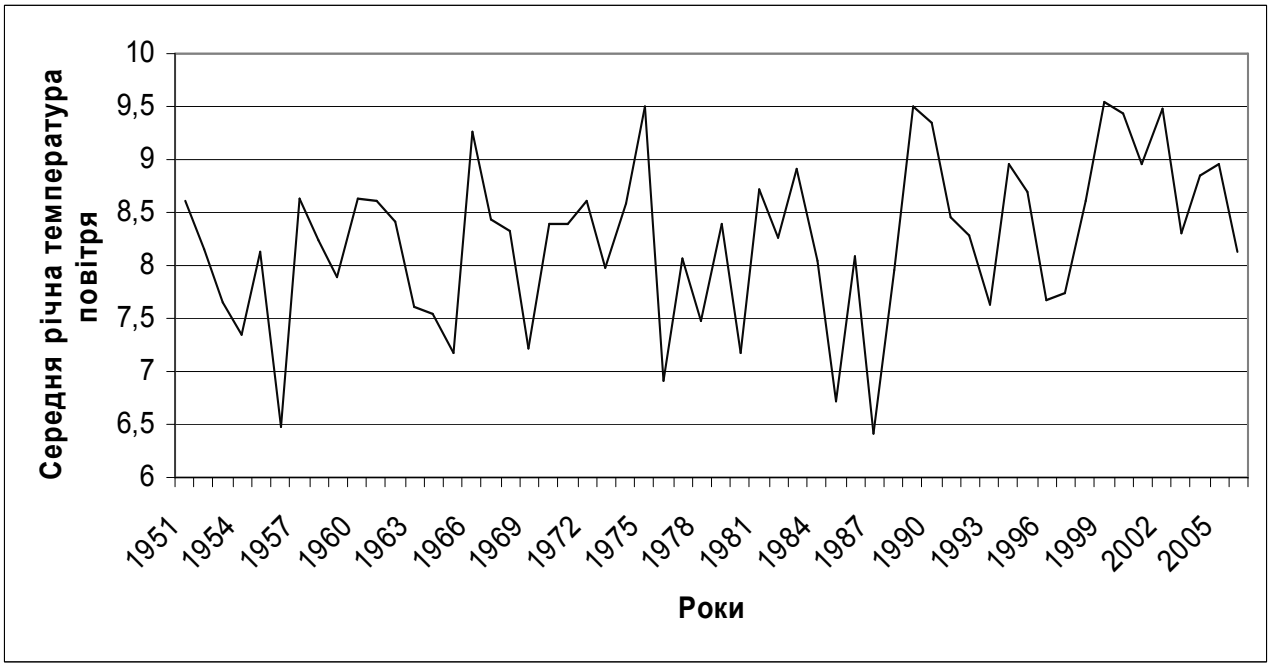


Рис 4.9. Хронологічний графік середньої річної температури повітря в межах України за період 1951-2008 рр.

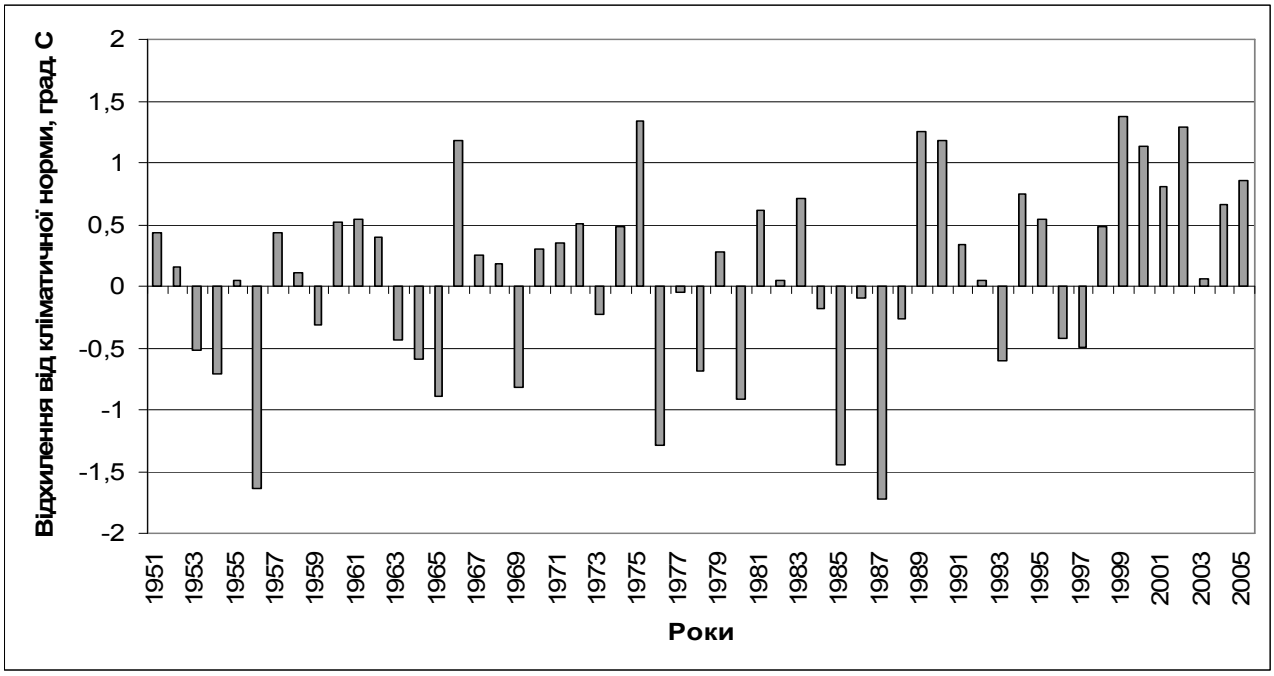


Рис 4.10. Хронологічний графік відхилень від кліматичної норми середньої річної температури повітря в межах України за період 1951-2008 рр.

Наведений графік дає краще уявлення про періодичність періодів потеплінь і похолодань, їх тривалість, але міжрічні флуктуації ускладнюють виявлення довгоперіодних кліматичних коливань.

Традиційно у кліматології, при обробці даних багаторічних спостережень, використовують осереднення по 10-ти річних, або по 5-ти річних періодах (залежно від тривалості ряду, що аналізується). Подібний спосіб осереднення дає чітку хронологічну прив'язку (рис.4.11), що є, на нашу думку, досить зручним, але математично недостатньо обгрунтованим способом.

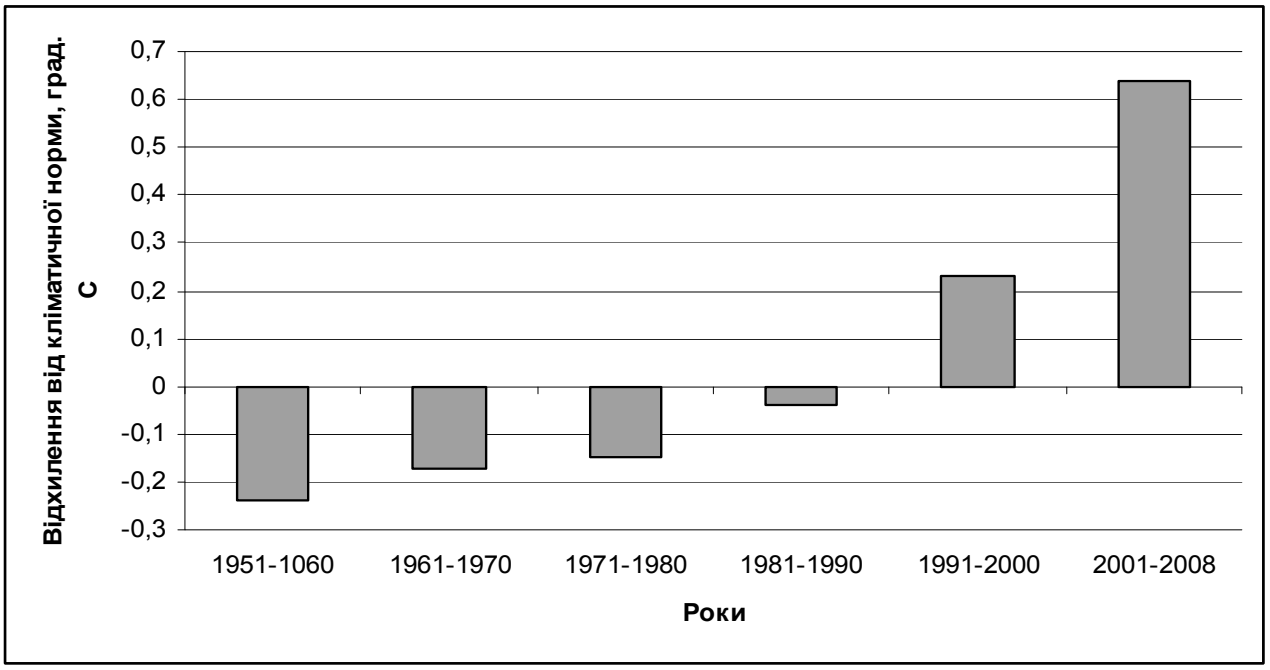
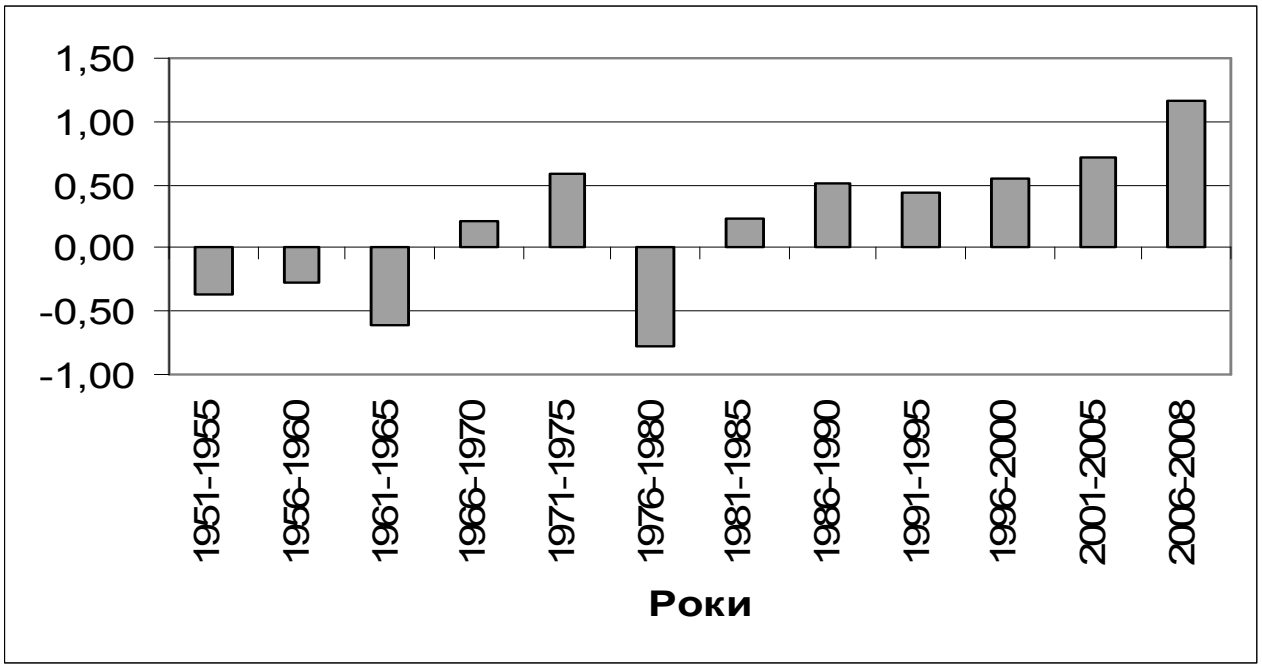


Рис. 4.11. Осереднений (по 10-ти річках) графік відхилень від кліматичної норми середньої річної температури повітря в межах України за період 1951-2008 рр.

Подібні узагальнення було зроблено нами як для України вцілому, так і для окремих одиниць ландшафтно-гідрологічного районування. Результати розрахунків по окремих ландшафтно-гідрологічних провінціях наведено на рис.4.12 та 4.13.

Аналіз рисунків 4.12 і 4.13 свідчить про те, що додатні відхилення температури повітря від кліматичної норми в Україні почали проявлятись з 80-х років минулого століття. Але для окремих одиниць ландшафтно-гідрологічного районування межа цього переходу є різною. Якщо у північному, західному та центральному регіонах України він відбувся наприкінці 70-х, на початку 80-х років

а) Прип’ятська ЛГП



б) Бузько-Дністровська ЛГП

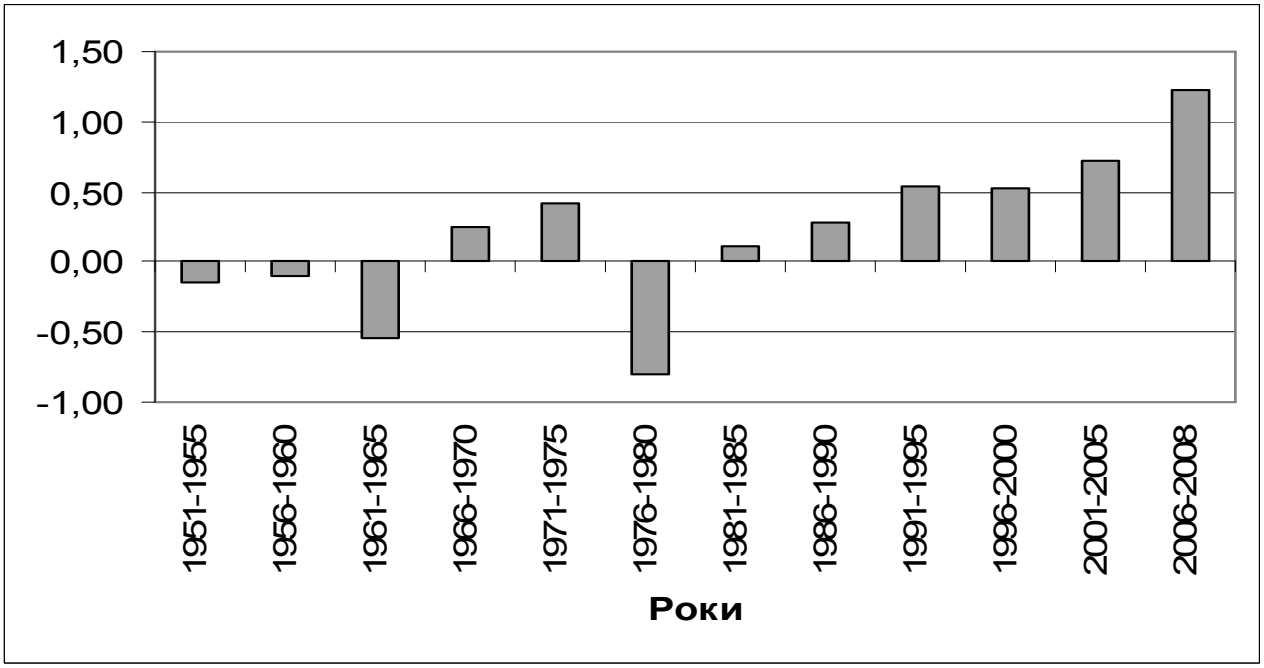
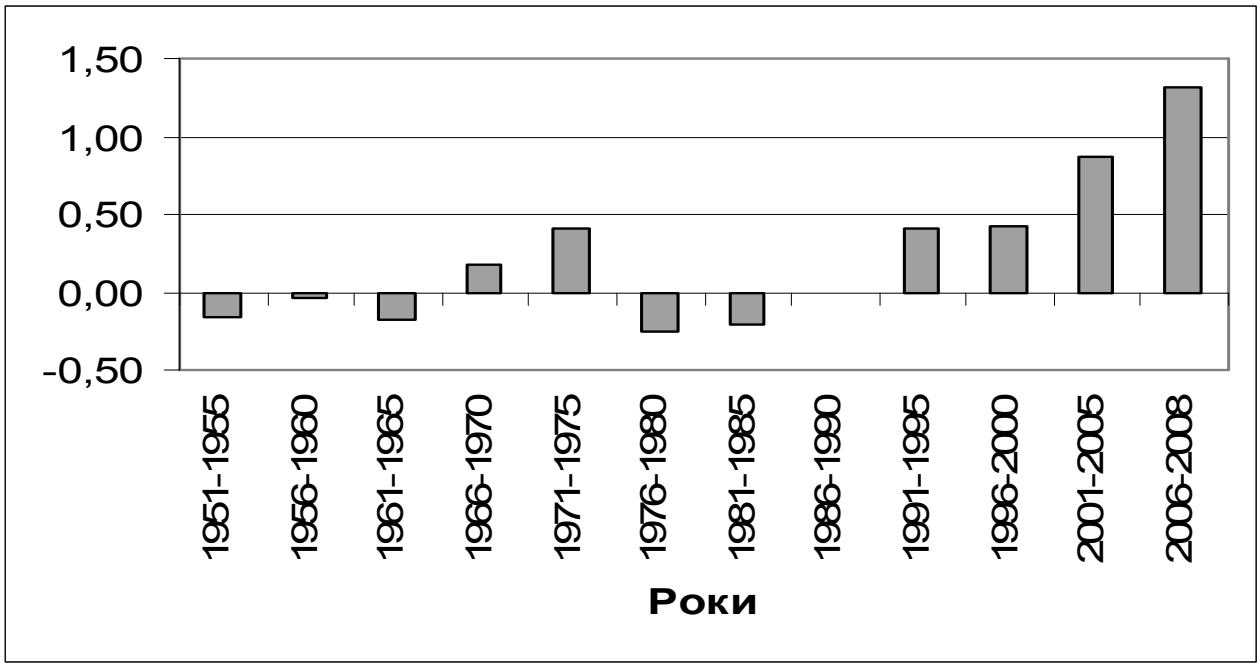


Рис. 4.12. Осереднений (по 5-ти річках) графік відхилень від кліматичної норми середньої річної температури повітря по окремих одиницях ландшафтно-гідрологічного районування за період 1951- 2008 рр.

а) Нижньобузько-Дністровська ЛГП



б) Причорноморсько-Приазовська ЛГП

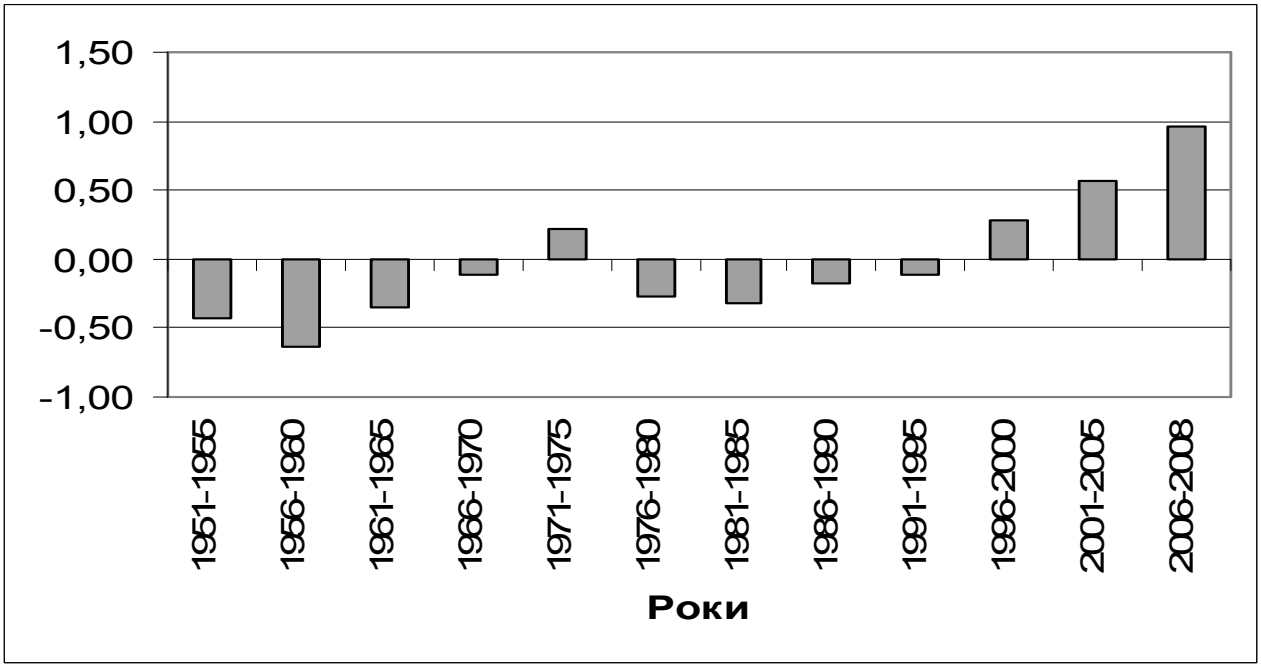


Рис. 4.13. Осереднений (по 5-ти річках) графік відхилень від кліматичної норми середньої річної температури повітря по окремих одиницях ландшафтно-гідрологічного районування за період 1951- 2008 рр.

минулого століття, то у південному та східному регіонах – із запізненням на 5-10 років. Так, у степовій зоні України та у Криму початок стійкого зростання відхилень середньої річної температури від норми припав на середину 90-х років минулого століття. Це, на нашу думку, обумовлено поступовою трансформацією синоптичних процесів над даною територією.

Саме тому ряд авторів, що аналізували ряди спостережень, обмежені серединою 90-х років минулого століття, робили висновок про вирівнювання температурного поля в межах України (підвищення температури повітря у північній та північно-західній її частинах, та зниження – у південній та південно-східній). Отже, застосування звичайного осереднення по десятирічним та п'ятирічним періодам не дає можливості визначити чітку межу початку сучасних змін температури повітря для території всієї України.

Достатньо надійним інструментом для аналізу багаторічних коливань гідрометеорологічних елементів є різницеві інтегральні криві відхилень від норми, які дозволяють чітко визначити періоди зростання або зменшення певної величини, що досліджується, а саме головне – встановити чіткі межі окремих періодів. Осереднена різницева інтегральна крива відхилень від багаторічного значення середньої річної температури повітря для території України наведена на рис.4.14.

Аналіз побудованого графіку дає підставу виділити конкретний рік, від якого можна вести початок періоду сучасного потепління в межах України. Таким є 1989 рік, якому передував мінімум кривої, що припав на 1988 р. Останній завершив п'ятирічку з від'ємними відхиленнями середньої річної температури повітря в Україні від кліматичної норми (1984-1988 рр.), яка включала досить холодні 1985 та 1987 роки з відхиленнями середньорічної температури від норми до -1,5 ^{o}C (рис. 4.10). Починаючи з 1989 р. і до сьогодні тільки три роки – 1993, 1996 та 1997 на території України характеризувались від'ємним відхиленням середньої річної температури повітря від кліматичної норми, яке не перевищувало 0,6 градуса. Важливим аргументом щодо вибору початку періоду сучасного потепління є те, що він чітко проявляється для всієї території країни.

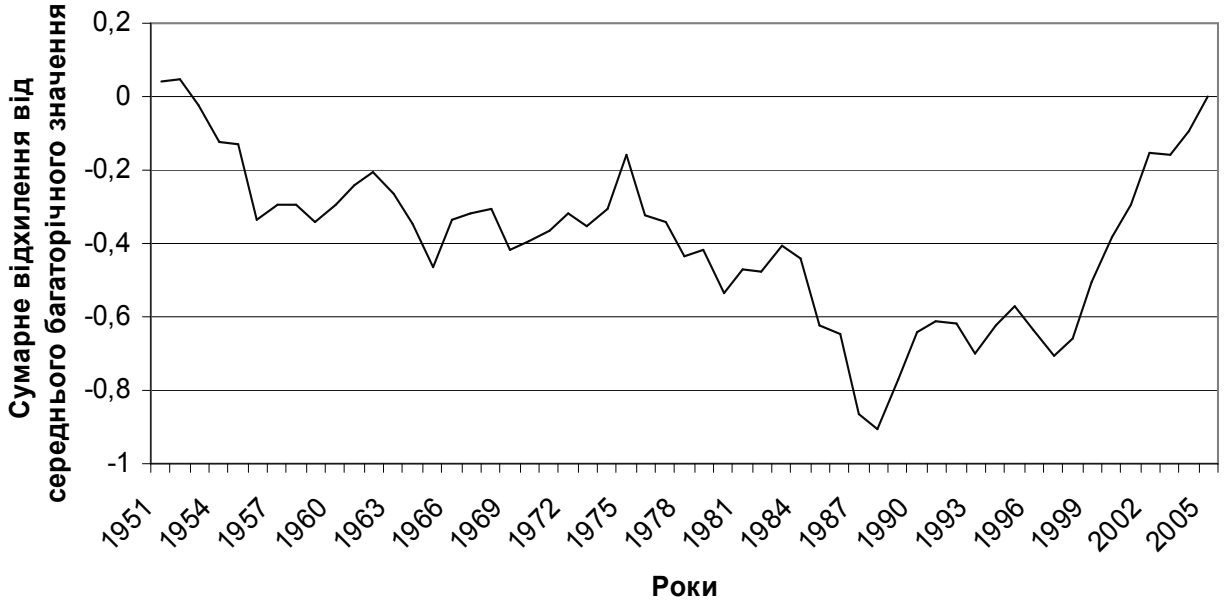


Рис 4.14. Різницева інтегральна крива відхилень від середнього багаторічного значення середньої річної температури повітря в межах України

Аналогічні графіки було побудовано нами для всіх одиниць ландшафтно-гідрологічного районування. Таким чином, за результатами аналізу багаторічних коливань середньої річної температури повітря в межах України (з використанням даних спостережень 81 метеостанції) можемо чітко визначити єдиний (для всієї країни) початок періоду сучасних кліматичних змін, що відноситься до 1989 року. Аналогічні результати було отримано деякими російськими та білоруськими вченими (див. розділ 1.1).

Отже, вибір нами репрезентативних часових періодів досліджень (до 1989 р. та 1989-2008 рр.) не є випадковим.

4.4. Перевірка гідрометеорологічної інформації на однорідність

Ще одним фактором, що може підтвердити або спростувати вірність обраних нами часових меж розрахункових періодів є порушення (або навпаки) генетичної однорідності рядів метеорологічних та гідрологічних характеристик [348]. Однорідність рядів спостережень свідчить про незмінність умов формування відповідних гідрометеорологічних характеристик. Порушення таких умов призводить, відповідно, до порушення однорідності рядів. Як

відомо, існуючи критерії оцінки однорідності поділяються на параметричні (вимагають знання закону розподілу даних, що досліджуються) та непараметричні. Найбільш вживаними з перших є критерії Стьюдента та Фішера; серед других часто використовують критерії Вілкоксона, зокрема ранговий критерій, відомий під назвою статистики ω.

Критерій Стьюдента (t-критерій) застосовують для порівняння двох середніх значень нормально розподілених сукупностей, передбачаючи, що дисперсії D_x і D_y дорівнюють одна одній, хоча і невідомі. Для перевірки однорідності дисперсій двох виборок застосовують критерій Фішера (F-критерій). Цей критерій звичайно застосовують для рядів, у відношенні яких робиться припущення про їх нормальний закон розподілу. Але при незначній асиметричності рядів F-критерій також застосовують. Статистика ω критерію Вілкоксона (ранговий критерій) застосовується для перевірки гіпотези про належність двох виборок до однієї сукупності [349].

При аналізі однорідності рядів гідрологічних величин, що мають, переважно, асиметричний розподіл, як правило, застосовують непараметричні критерії. Дані метеорологічних спостережень, асиметричність розподілу яких не є значною, аналізують, як правило, застосовуючи параметричні критерії.

Результати перевірки порушення однорідності досліджуваних рядів місячних та річних значень температури повітря по 81 метеостанції (див. розділ 4.1) за два обрані часові періоди (1951-1988 рр. та 1989-2008 рр.), осереднені в межах окремих ландшафтно-гідрологічних провінцій, наведені в таблицях 4.7 та 4.8.

Критерій Фішера (F-критерій) використовується для попередньої оцінки однорідності дисперсій при перевірці однорідності середніх вибіркових значень за критерієм Стьюдента.

Критична кількість випадків порушень однорідності рядів температури повітря за критерієм Фішера відмічається лише у жовтні місяці практично по всій території країни, за винятком її західних регіонів та крайнього півдня (табл.4.7).

Перевірка порушення однорідності рядів відносно середніх значень (за критерієм Стьюдента) – табл.4.8 показує, що значиме порушення однорідності (критичне значення критерію становить 2,00) річних значень температури повітря відмічається, вцілому по території України, по 97% обраних метеостанцій. Лише по 6 метеостанціях, розташованих в межах Гірського Криму, відсутні

Таблиця 4.7. Кількість випадків порушення (в %) однорідності рядів температури повітря за критерієм Фішера

Ландшафтно-гідрологічна провінція	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Рік
Прип'ятська	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	100	0	0
Деснянська	75	0	0	25	25	25	25	25	25	100	100	0	25
Бузько-Дністровська	0	0	0	11	0	11	11	11	11	11	55	22	0
Дністровсько-Дніпровська	22	11	11	11	0	11	11	0	22	66	33	22	11
Лівобережно-Дніпровська	63	0	0	25	0	0	0	0	12	100	12	0	0
Нижньобузько-Дніпровська	57	0	0	14	0	14	43	0	29	71	0	0	0
Дніпровсько-Сіверськодонецька	0	12	0	25	0	0	25	12	0	100	0	0	0
Причорноморсько-Приазовська	0	75	12	25	12	0	100	38	25	88	0	0	0
Прут-Дністровська	0	0	20	0	0	0	60	0	0	40	0	0	0
Тисо-Латорицька	28	14	0	0	14	14	43	0	0	57	14	14	0
Гірсько-Кримська	17	83	0	17	0	50	17	66	17	17	33	17	17

Таблиця 4.8. Кількість випадків порушення (в %) однорідності рядів температури повітря за критерієм Стьюдента

Ландшафтно-гідрологічна провінція	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Рік
Прип'ятська	66	0	100	100	100	0	100	100	0	0	0	0	100
Деснянська	100	0	100	100	0	0	25	25	0	0	0	0	100
Бузько-Дністровська	66	0	100	100	100	22	11	11	0	0	0	22	100
Дністровсько-Дніпровська	78	0	100	89	33	0	78	78	0	0	0	11	100
Лівобережно-Дніпровська	100	0	100	100	25	0	38	50	0	0	0	0	100
Нижньобузько-Дніпровська	43	0	100	100	14	0	71	57	14	0	0	14	100
Дніпровсько-Сіверськодонецька	75	0	100	75	12	0	0	12	0	38	0	0	100
Причорноморсько-Приазовська	0	0	100	88	25	25	38	62	0	25	0	0	100
Прут-Дністровська	80	0	80	80	40	100	100	100	0	0	0	0	100
Тисо-Латорицька	28	0	86	100	57	86	86	100	0	0	0	0	100
Гірсько-Кримська	0	0	83	83	33	50	100	100	0	0	17	100	66

порушення однорідності рядів температури повітря. На нашу думку, це пов'язане із запізненням кліматичних змін у південній частині території країни (див. розділ 4.3). Найбільша кількість випадків порушення однорідності місячних значень температури повітря припадає на січень, березень та квітень місяці. У межах гірських регіонів України значна кількість випадків порушенння однорідності (86-100 %) відмічається в літні місяці. Для рівнинної частини території країни цей показник дещо нижче – 54-59%. Однорідність середніх місячних значень температури повітря зберігається для осінніх місяців практично по всій території країни.

Результати перевірки порушення однорідності досліджуваних рядів місячних та річних сум атмосферних опадів за два обрані розрахункові періоди, осереднені в межах окремих ландшафтно-гідрологічних провінцій, наведені в таблицях 4.9 та 4.10.

Критична (понад 50%) або близька до неї кількість випадків порушень однорідності рядів атмосферних опадів за критерієм Фішера відмічається лише у зимові місяці практично по всій території країни, за винятком її південно-західних та південних регіонів (табл.4.9). Порушення однорідності дисперсії річних сум атмосферних опадів є характерним для північних та західних регіонів країни.

Перевірка порушення однорідності рядів відносно середніх значень (за критерієм Стьюдента) – табл.4.10 показує, що значиме порушення однорідності (критичне значення критерію становить 2,00) річних сум атмосферних опадів відмічається, вцілому по території України, лише по 8% обраних метеостанцій.

Це зайвий раз підтверджує висновки кліматологів (див. розділ 1.2) про те, що впродовж останніх десятиліть коливання річних сум атмосферних опадів по території України відбуваються в межах кліматичної норми. Критична кількість випадків порушення однорідності місячних сум атмосферних опадів (за критерієм Стьюдента) характерна для окремих місяців і тих метеостанцій, що розташовані в межах південних та південно-західних ландшафтно-гідрологічних провінцій.

Таблиця 4.9. Кількість випадків порушення (в %) однорідності рядів атмосферних опадів за критерієм Фішера

Ландшафтно-гідрологічна провінція	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Рік
Прип'ятська	50	25	0	50	25	25	50	50	50	50	25	0	100
Деснянська	40	60	20	20	20	0	20	40	40	0	0	20	60
Бузько-Дністровська	50	75	0	38	13	13	38	13	13	25	38	0	25
Дністровсько-Дніпровська	89	55	11	33	22	45	11	22	33	22	45	0	66
Лівобережно-Дніпровська	63	75	12	12	12	0	25	0	50	25	50	38	38
Нижньобузько-Дніпровська	14	0	28	28	57	43	43	28	71	14	14	0	28
Дніпровсько-Сіверськодонецька	50	12	12	50	0	25	38	25	38	0	0	38	38
Причорноморсько-Приазовська	0	40	10	40	30	20	10	40	30	30	10	30	30
Прут-Дністровська	50	0	0	50	0	25	0	25	0	0	25	0	25
Тисо-Латорицька	17	0	66	33	17	0	0	17	0	17	17	0	50
Гірсько-Кримська	43	0	14	0	0	28	0	28	71	14	0	0	14

Таблиця 4.10. Кількість випадків порушення (в %) однорідності рядів атмосферних опадів за критерієм Стьюдента

Ландшафтно-гідрологічна провінція	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Рік
Прип'ятська	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	25
Деснянська	0	0	0	0	40	0	0	0	0	0	0	40	0
Бузько-Дністровська	38	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	50	0
Дністровсько-Дніпровська	14	0	0	0	0	11	0	0	0	0	0	28	14
Лівобережно-Дніпровська	0	0	0	0	12	12	0	0	12	0	0	63	12
Нижньобузько-Дніпровська	0	0	14	14	0	0	0	0	43	14	0	0	14
Дніпровсько-Сіверськодонецька	0	0	0	0	0	25	0	0	0	38	0	50	0
Причорноморсько-Приазовська	10	0	0	10	0	0	10	0	0	20	0	0	0
Прут-Дністровська	25	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	25	0
Тисо-Латорицька	0	0	0	0	0	17	0	0	17	17	0	17	17
Гірсько-Кримська	71	0	14	28	0	14	0	43	28	71	0	0	14

Вище було зазначено, що ряди гідрологічних величин мають, як правило, асиметричний розподіл. Тому при аналізі таких рядів використовують, переважно, непараметричні критерії. Однак в деяких випадках (проведення в басейні річки водогосподарських заходів, об'єднанні в один часовий ряд даних по кільком стоковим пунктам, а також у випадку, якщо є припущення про зміну умов формування стоку) виникає необхідність у перевірці однорідності дисперсій двох виборок за допомогою критерію Фішера. Обидва параметричні критерії – Фішера і Стьдента можна застосовувати при незначній асиметричності стокових рядів.

В таблицях 4.11 та 4.12 наведено результати перевірки порушення однорідності досліджуваних рядів середніх місячних, середніх, максимальних та мінімальних річних витрат води по 83 опорних гідрологічних постах (див. розділ 4.1) за два обрані розрахункові періоди, осереднені в межах окремих ландшафтно-гідрологічних провінцій.

Критична (понад 50%) або близька до неї кількість випадків порушень однорідності дисперсії рядів середніх річних витрат води за критерієм Фішера відмічається вцілому по території країни за даними 47% гідрологічних постів (табл.4.11). Найбільшим (71-88% випадків) є даний показник в межах Дністровсько-Дніпровської, Нижньобузько-Дніпровської та Лівобережно-Дніпровської ландшафтно-гідрологічних провінцій. Розглядаючи порушення однорідності дисперсії рядів середніх місячних витрат води, слід зазначити, що в межах рівнинної частини території країни вона є критично порушеною практично для всіх місяців року (51-75% постів). Особливо це стосується східної та південно-східної частини території України (Лівобережно-Дніпровська та Дніпровсько-Сіверськодонецька ЛГП), де такі порушення відсутні лише для одного-двох місяців року. Найменша кількість випадків порушення однорідності дисперсії рядів середніх місячних витрат води властива південно-західній та південній частинам території країни (Дністровсько-Дніпровська, Нижньобузько-Дніпровська та Причорноморсько-Приазовська ЛГП), де кількість місяців із порушеннями становить 5-6.

Таблиця 4.11. Кількість випадків порушення (в %) однорідності рядів витрат води за критерієм Фішера

Ландшафтно-гідрологічна провінція	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Рік	Макс.	Мин.
Прип'ятська	43	43	14	71	100	43	57	43	57	86	100	71	29	86	43
Деснянська	25	50	75	100	25	50	50	75	25	50	25	50	50	100	25
Бузько-Дністровська	50	50	75	50	50	100	50	25	50	75	75	50	50	75	50
Дністровсько-Дніпровська	57	86	86	43	43	29	29	14	29	43	71	86	71	100	57
Лівобережно-Дніпровська	100	100	100	88	75	50	88	63	88	75	88	88	88	100	38
Нижньобузько-Дніпровська	83	100	100	83	50	33	50	66	50	66	17	33	83	100	33
Дніпровсько-Сіверськодонецька	64	82	54	73	73	64	45	64	45	91	54	64	27	82	64
Причорноморсько-Приазовська	88	63	75	25	50	63	75	50	37	50	25	50	37	75	12
Прут-Дністровська	29	14	36	0	36	57	64	21	21	50	64	57	29	50	50
Тисо-Латорицька	71	57	43	0	14	71	43	43	14	29	57	71	29	14	14
Гірсько-Кримська	50	50	50	70	30	70	70	80	60	80	50	60	50	70	70

Таблиця 4.12. Кількість випадків порушення (в %) однорідності рядів витрат води за критерієм Стьюдента

Ландшафтно-гідрологічна провінція	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Рік	Макс.	Мин.
Прип'ятська	14	0	0	57	14	28	43	14	14	14	14	14	57	86	86
Деснянська	75	0	0	75	25	25	0	25	50	75	75	50	50	75	50
Бузько-Дністровська	50	0	75	0	25	0	0	50	75	50	0	50	0	75	75
Дністровсько-Дніпровська	14	0	86	43	14	28	28	43	57	57	86	43	43	100	86
Лівобережно-Дніпровська	12	0	38	63	0	50	50	63	50	63	38	12	25	100	75
Нижньобузько-Дніпровська	17	0	100	17	83	83	50	83	100	100	100	50	75	100	83
Дніпровсько-Сіверськодонецька	27	0	27	54	64	91	82	91	82	91	82	91	64	73	91
Причорноморсько-Приазовська	25	0	63	50	63	38	88	75	75	100	88	75	75	88	100
Прут-Дністровська	21	0	50	21	7	21	28	14	43	78	50	43	50	43	100
Тисо-Латорицька	0	0	14	0	0	28	28	14	28	43	28	43	43	57	57
Гірсько-Кримська	30	0	100	100	70	70	90	100	100	100	100	80	100	80	100

В межах практично всіх ландшафтно-гідрологічних провінцій (за виключенням території Українських Карпат) відмічене порушення однорідності дисперсії рядів максимальних річних витрат води. Вцілому по території країни воно зафіксоване по 74% гідрологічних постів, в межах рівнинної частини – по 89%.

Значно меншою є кількість порушень однорідності дисперсії рядів мінімальних річних витрат води (44% вцілому по Україні). Максимальна кількість таких випадків зафіксована в межах Дністровсько-Дніпровської та Дніпровсько-Сіверськодонецької ЛГП (відповідно, 57 та 64%).

Перевірка порушення однорідності рядів відносно середніх значень (за критерієм Стьюдента) – табл.4.12 - показує, що значиме порушення однорідності (критичне значення критерію також становить 2,00) середніх річних витрат води за два характерні періоди відмічається, вцілому по території України, по 56% обраних гідрологічних постів. Максимальні значення цього показника відмічені у південній частині країни – від 64 до 100% всіх випадків. Для південних ЛГП відмічена і максимальна кількість порушень однорідності середніх місячних витрат води – від 7 до 10 місяців. Мінімальна кількість випадків порушень однорідності середніх місячних витрат води властива Українським Карпатам та західній частині рівнинної території країни.

Ще більш суттєвими є порушення однорідності (за вказаним критерієм) максимальних річних витрат води. Вони властиві 87% всіх гідрологічних постів, розташованих на річках рівнинної частини території України. Для кількох провінцій - Лівобережно-Дніпровської, Нижньобузько-Дніпровської та Дністровсько-Дніпровської цей показник досягає 100%. Порушення однорідності мінімальних річних витрат води (за критерієм Стьюдента) проявляються по 86% обраних гідрологічних постів. На відміну від максимальних річних витрат води, ряди мінімальніих річних витрат мають більший процент порушень (91-100%) у південних ЛГП.

Крім того, нами було застосовано ω-критерій Вілкоксона, що застосовується для перевірки гіпотези про належність двох виборок до однієї сукупності (табл. 4.13). Даний критерій є непараметричним, що дозволяє використовувати його для аналізу асиметричних гідрологічних рядів.

Перевірка порушень однорідності рядів середніх річних витрат води (за ω-критерієм Вілкоксона) показує, що критична їх

Таблиця 4.13. Кількість випадків порушення (в %) однорідності рядів витрат води за ω-критерієм Вілкоксона

Ландшафтно-гідрологічна провінція	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Рік	Макс.	Мин.
Прип'ятська	86	71	14	43	43	57	29	57	71	43	29	29	14	57	71
Деснянська	100	75	75	25	75	100	100	100	75	75	100	75	25	75	100
Бузько-Дністровська	100	75	25	0	0	25	25	75	100	100	25	75	25	75	75
Дністровсько-Дніпровська	86	43	14	14	29	71	43	71	57	86	29	43	14	57	86
Лівобережно-Дніпровська	50	38	25	12	25	75	63	88	100	88	75	38	25	63	88
Нижньобузько-Дніпровська	83	34	34	17	66	34	50	66	100	83	83	66	34	83	100
Дніпровсько-Сіверськодонецька	91	45	27	54	64	73	64	54	100	91	64	73	54	64	91
Причорноморсько-Приазовська	38	25	12	25	38	38	75	63	63	88	75	25	25	63	88
Прут-Дністровська	93	64	57	36	21	21	14	43	86	64	57	64	36	43	64
Тисо-Латорицька	43	29	71	14	14	29	14	43	86	86	71	14	14	29	71
Гірсько-Кримська	90	100	80	60	60	70	60	60	100	100	90	70	60	80	100

кількість відмічається лише у південно-східній та південній частинах країни (Дніпровсько-Сіверськодонецька та Гірсько-Кримська ЛГП). В межах цих провінцій порушення однорідності фіксуються по 54-60% кількості гідрологічних постів. Аналогічно критерію Стьюдента, максимальна кількість порушень однорідності середніх місячних витрат води – від 5 до 12 місяців, характерна для південної частини території України. Найбільший відсоток порушень (54-85% вцілому по країні) припадає на місяці зимової та літньо-осінньої межені, найменший (27-39%) – на ті місяці, що входять до періоду весняного водопілля.

Критична кількість порушень однорідності максимальних річних витрат води властива всім, без виключення, ландшафтно-гідрологічним провінціям, розташованим у межах рівнинної частини території України, а також Гірсько-Кримської ЛГП. Кількість випадків порушень становить від 57 до 83%.

Для мінімальних річних витрат води цей відсоток порушень є більшим і становить (в межах окремих ЛГП) від 64 до 100%.

Висновки. Створена база гідрологічних і метеорологічних даних включає в себе систематизовані і упорядковані дані спостережень 149 гідрологічних постів та 81 метеостанції Гідрометслужби України за період 1945-2008 рр.

Проведена процедура факторного аналізу гідрологічних процесів дозволила виділити головні чинники формування стоку в межах України, серед яких виділено первинні (середня багаторічна кількість опадів, середня висота водозбору) та вторинні (середні похили русла та водозбору, коефіцієнти лісистості та заболоченості басейну).

За допомогою процедури кластерного аналізу визначена ієрархічна структура ландшафтно-гідрологічних систем та проведено ландшафтно-гідрологічне районування території України.

Із застосуванням кількох методів аналізу часових рядів визначено початок періоду сучасних змін гідрологічного режиму річок країни, викликаних змінами клімату. Репрезентативними часовими періодами лосліджень обрано наступні: до 1989 р. та 1989-2008 рр.

За допомогою процедури перевірки рядів спостережень на однорідність (із застосуванням критеріїв Фішера, Стьюдента та Вілкоксона) доведено правильність вибору часових меж періоду зміненого гідрологічного режиму річок України.

РОЗДІЛ 5
ВНУТРІШНЬОРІЧНИЙ РОЗПОДІЛ СТОКУ РІЧОК УКРАЇНИ ТА ЙОГО ЗМІНИ

5.1. Основні закономірності формування внутрішньорічного розподілу стоку

При виконанні гідрологічних розрахунків майже завжди необхідно мати відомості про внутрішньорічний розподіл стоку річок. Від його характеру значною мірою залежить розрахункова кількість води, що її можна вилучити з річки для різноманітних водогосподарських потреб, не вдаючись до регулювання стоку. Відомості про внутрішньорічний розподіл стоку необхідні при проектуванні водосховищ сезонного, місячного або декадного регулювання, для визначення гарантованих мінімальних або максимальних витрат води, для оцінки балансу притоку та споживання води. За внутрішньорічним розподілом стоку встановлюється гарантована віддача води з водосховища, потужність гідроелектростанції. Це визначає об'єм будівництва, суму капіталовкладень. Врахування внутрішньорічного розподілу підвищує економічну ефективність роботи ГЕС при об'єднанні їх в єдину енергомережу. Дані про внутрішньорічний розподіл стоку використовуються при розробці заходів по боротьбі з повенями, при проведенні меліоративних робіт, при розробці проектів промислового та господарського водопостачання [350].

Встановити закономірності внутрішньорічного розподілу важливо як з практичної точки зору, особливо для визначення розподілу стоку невивчених річок, так і з точки зору загального вивчення режиму річок України в сучасний період.

Характер розподілу стоку всередині року залежить від водного режиму річки, який, в свою чергу, визначається типом її живлення. Тому відомості про тип живлення річки та характер її водного режиму дозволяють отримати попередні дані про характер внутрішньорічного розподілу стоку, виділити райони з подібним типом розподілу і, навіть, встановити типові районні схеми розподілу стоку.

Розподіл стоку по місяцях та сезонах змінюється з року в рік. Це відбувається внаслідок неспівпадіння часу настання фаз водного

режиму у різні роки. При збільшенні тривалості часових інтервалів, на які поділяється рік (доба, декада, місяць, сезон), зменшуються індивідуальні відмінності у внутрішньорічному розподілі стоку за окремі роки, але спотворюються особливості внутрішньорічного режиму стоку в конкретному створі (такі, як частота та інтенсивність проходження дощових паводків, форма гідрографа водопілля, тривалість та стійкість межені).

Методи розрахунку внутрішньорічного розподілу передбачають визначення величини розподілу річного стоку річок за сезонами, місяцями і декадами у різні за водністю роки різної ймовірності перевищення. Методика розрахунків залежить від об'єму матеріалів спостережень за стоком річки. Існує методика розрахунків при наявності матеріалів багаторічних (понад 20-25 років) спостережень, при недостатній тривалості ряду та при повній відсутності даних.

Методика розрахунків внутрішньорічного розподілу за сезонами та місяцями при наявності даних багаторічних спостережень за стоком досить добре висвітлена в літературі і нормативних документах. Для цього використовують методи реального року та компонування. Якщо даних спостережень немає, або коли їх недостатньо (період спостережень менше 15 років), внутрішньорічний розподіл стоку розраховують за аналогією з вивченою у гідрологічному відношенні річкою або за регіональними типовими схемами внутрішньорічного розподілу стоку [348].

Весь комплекс факторів, що тією чи іншою мірою впливають на внутрішньорічний розподіл стоку, можна поділити на два типи: **кліматичні** та **фактори підстильної поверхні** (рис.5.1). До останніх, як правило, відносять і антропогенний фактор, що набуває все більшого значення внаслідок інтенсивного розвитку господарської діяльності на водозборах та в руслах річок і, в окремих випадках, кардинально змінює водний режим водотоку. Вказані типи факторів включають велику кількість компонентів, роль і значення яких у формуванні стоку можуть бути різними і, навіть, протилежними, тому доцільно їх компонувати з урахуванням генетичного впливу, виділяючи три групи факторів.

У першу групу включають фактори, що безпосередньо формують річковий стік – ***стокоутворюючи*** (прямі) фактори. До другої групи – фактори, що впливають на внутрішньорічний розподіл

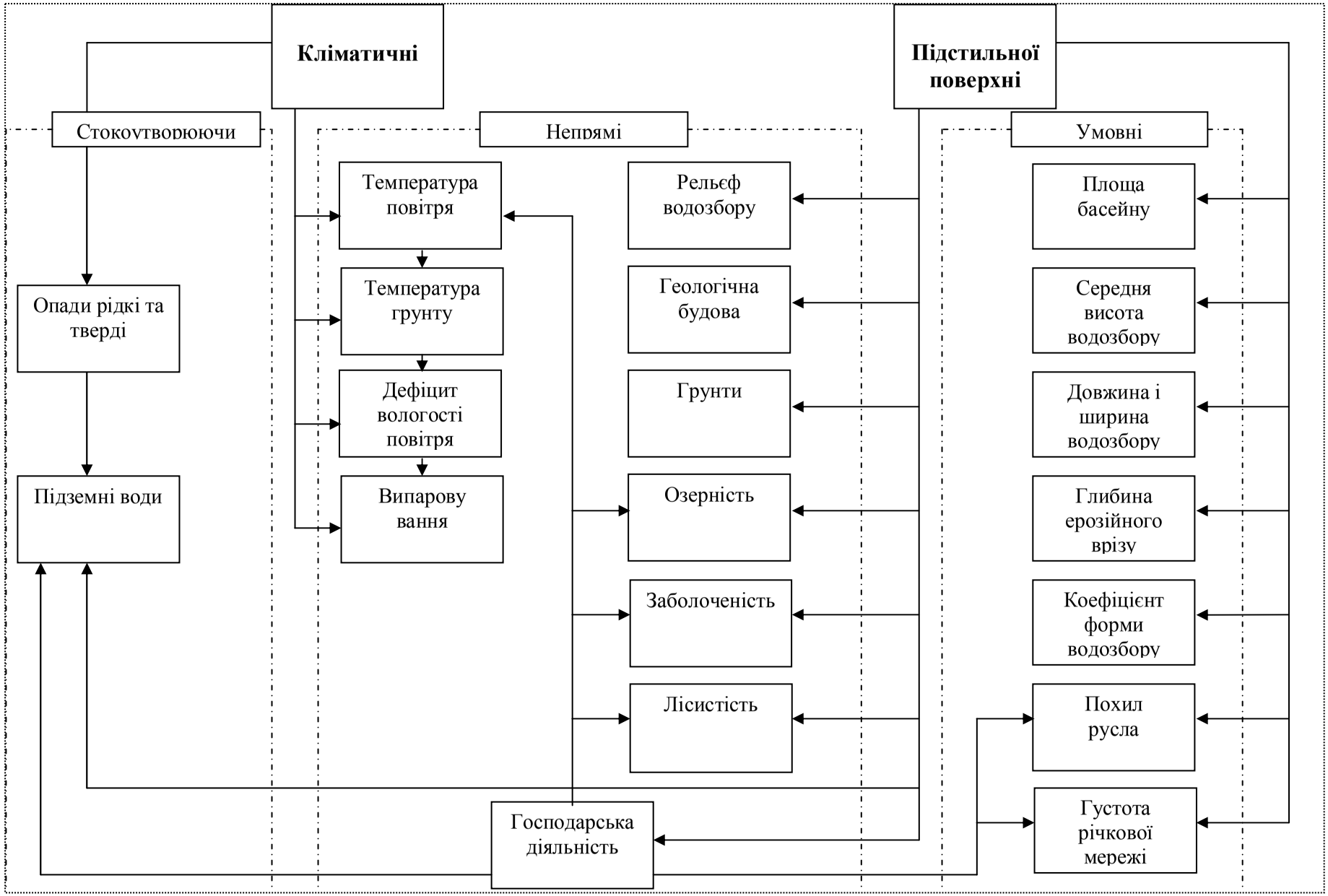


Рис.5.1. Комплекс факторів, що впливають на формування та режим річкового стоку, за [351]

стоку шляхом зміни та перерозподілу в часі і по території стокоутворюючих факторів. Цю групу факторів можна назвати ***непрямими*** факторами.

Третя група включає фактори, що певним чином пов'язані з величиною стоку та інтегрально відображують вплив стокоутворюючих та непрямих факторів. Фактори, що входять до цієї групи, називають ***умовними.***

Стокоутворюючи фактори становлять найменш чисельну, але найважливішу групу, що включає опади (рідкі та тверді) та підземні води. Опади відносяться до типу кліматичних факторів, а підземні води – до факторів підстильної поверхні, враховуючи їх розташування та умови формування. Розподіл по території стокоутворюючих факторів підпорядковується закону географічної зональності. Запаси підземних вод в річковому басейні залежать як від ступеня загального зволоження території, що визначається кліматичними факторами, так і від геологічної будови і гідрогеологічних умов басейну. Режим підземного живлення річок залежить від характеру гідравлічного зв'язку водоносних горизонтів з річкою, а саме від їх розташування та умов розвантаження по відношенню до врізу річкового русла. Характер зв'язку річкових і підземних вод обумовлює режим річкового стоку, особливо в маловодний період.

Непрямі фактори безпосередньо не приймають участі в утворенні стоку річок (не створюють приходної частини водного балансу), але впливають на перерозподіл та зміну величини стоку в часі (по місяцях, сезонах, роках) та в просторі (по території водозбору). До цієї групи відносяться такі кліматичні фактори як температура повітря і грунту, дефіцит вологості повітря та випаровування. Кліматичні фактори, що входять до групи непрямих, мають, переважно, негативний вплив на формування річкового стоку. Вплив температури повітря і грунту на характеристики стоку може бути різним. Підвищення її в теплий період року (при інших рівних умовах) призводить до зростання дефіциту вологості повітря та, відповідно, випаровування. Це призводить до зменшення характеристик стоку. Таке саме підвищення температури протягом холодного періоду року викликає відлиги та зростання стоку зимового сезону. Найбільший вплив цей фактор має на малі річки. Випаровування є головною від'ємною (або витратною) складовою

водного балансу річкового басейну. Вплив випаровування є максимальним в теплий період року.

Залежить величина випаровування від теплового балансу підстильної поверхні. Випаровування з поверхні річкових водозборів складається з випаровування з поверхні грунту, води, снігу (взимку), рослинності (що затримує частину опадів) та транспірації. Головною складовою є випаровування з поверхні грунту.

Рельєф місцевості має певний вплив на стік річок. Найбільш цікавими з точки зору стокоутворення є такі характеристики рельєфу: висотне положення водозбору, розчленованість території, експозиція схилів. Елементи рельєфу впливають на розподіл по території трьох головних кліматичних факторів: кількості опадів, температури повітря і випаровування. Це, в свою чергу, обумовлює зміни по території і в часі поверхневого і підземного стоку в басейні. Безпосередньо елементи рельєфу впливають на умови формування стоку шляхом зміни інтенсивності процесів стікання води по поверхні водозбору і часу добігання води по схилах і руслу. Вони впливають також на процеси снігонакопичення і сніготанення, на швидкість інфільтрації рідких опадів та їх акумуляцію.

Вплив геологічних та грунтових умов в басейнах річок проявляється перш за все в процесах інфільтрації (просочування), а також поверхневого і підземного стікання вод. Грунтовий покрив має найбільший вплив на процеси переведення атмосферних опадів у підземні води. Грунти затримують воду в періоди підвищеної водності та віддають її в маловодні періоди року. Умови залягання підземних вод залежать від літологічного складу і поширення гірських порід. Таким чином, геологічна будова території визначає гідрогеологічні умови басейну. Останні характеризують здатність підземного басейну до акумуляції та наступного спрацювання запасів вод головним чином у формі підземного стоку в річки. Тип грунтів, їх механічний склад значною мірою визначають водопоглинальну здатність водозбору.

Найбільш сприятливі умови для акумуляції підземних вод та живлення річок в басейнах, що складені пухкими та пористими або тріщинуватими породами (пісчаники, вапняки). Крім механічного складу важливе значення має обводненість цих порід. В окремих районах велике значення для формування річкового стоку мають карстові породи. Їх вплив на стік (особливо у маловодний період року) може бути визначним порівняно із впливом будь-яких інших

факторів і проявлятись як позитивно, так і негативно. В районах інтенсивного розвитку карсту річкова мережа може бути взагалі відсутньою, однак підземні води звичайно приймають активну участь у формуванні річкового стоку. Так, в Криму область максимального зрошення атмосферними опадами не має поверхневого стоку (Кримська Яйла). Виходи підземних вод, що формуються внаслідок інфільтрації на поверхні яйл (область потужного карсту), спостерігаються значно нижче і формують річковий стік. Вплив карстових порід на стік зменшується по мірі збільшення розмірів басейну, оскільки зменшується питома вага ділянок з інтенсивним розвитком карсту.

Вплив озер на внутрішньорічний розподіл стоку може бути досить суттєвим, інколи він нівелює вплив інших факторів. Характер регулювання стоку озерами залежить від конкретних фізико-географічних умов (зона зволоження), типа озера, розташування його на водозборі, проточності та інших факторів. В зонах надлишкового та достатнього зволоження випаровування з поверхні озер ненабагато більше, ніж випаровування з поверхні водозбору, тому озера переважно перерозподіляють стік всередині року. При цьому суттєво змінюються максимальний та мінімальний стік, а річний об'єм стоку залишається незмінним. У зоні недостатнього зволоження випаровування з водної поверхні у 5-6 разів вище, ніж з поверхні суші, тому чим більша площа озера, тим більшими є втрати на випаровування. Це різко зменшує стік озерних річок порівняно із тими річками, в басейнах яких озер немає.

Вплив боліт на режим стоку визначається їх типом, кліматичними та гідрогеологічними умовами, в яких вони існують, а також характером поверхні боліт (наявність відкритої води) та ступінню заболоченості поверхні водозбору. Болота, як і озера, але меншою мірою, регулюють стік річок, акумулюючи частину опадів.

Впливу лісу на режим стоку присвячено чимало досліджень. Тривалий час існували дві протилежні точки зору, що розглядали ліс як з позитивної, так і з негативної точок зору в процесі формування стоку. Таке протиріччя пояснюється складністю проблеми та різноманітністю підходів до її вирішення. Часто ліс розглядався як єдине ціле без врахування його видового складу, віку, густоти та інших факторів [352]. Між тим вплив лісу на режим стоку визначається значною кількістю фізико-географічних факторів: загальною зволоженістю території, рельєфом, характером грунтів,

гідрогеологічними умовами басейну, глибиною врізу русла річки, а також загальною лісистістю басейну.

Стокоутворюючи та непрямі фактори надають уявлення про фізичну роль головних фізико-географічних факторів у формуванні та режимі річкового стоку. На жаль, не всі ці фактори можна визначити в кількісній формі або достатньо точно визначити їх значення. Однак можна знайти фактори, що інтегрально відображають вплив комплексу фізико-географічних факторів. Такі фактори об'єднують в групу *умовних* [351].

Умовні фактори, що використовуються при аналізі формування стоку та його режиму включають: площу басейну, середню висоту водозбору, його довжину і ширину, глибину ерозійного врізу русла, коефіцієнт форми водозбору, похил русла, густоту річкової мережі.

Площа водозбору може розглядатись як параметр, що є інтегральним показником гідрометеорологічних, морфологічних та гідрогеологічних умов формування стоку річок. Від площі басейну залежить, як правило, об'єм поверхневого та підземного стоку річки. В гірських районах значний вплив на режим стоку має середня висота водозбору. Із зростанням висоти швидко зростає кількість опадів, а також похили місцевості, що сприяє швидкому стіканню опадів та зменшенню інфільтрації. Підземне живлення річок залежить від глибини ерозійного врізу русла. Цей вріз тим більший, чим довше річка і більші похили місцевості. Але чим більша довжина річки, тим більше й площа водозбору. Живлення річки також зростає із збільшенням кількості приток, тобто із розвитком річкової мережі (густота мережі). Таким чином, всі основні морфологічні характеристики водозбору взаємопов'язані між собою.

Вплив господарської діяльності на річковий стік та його режим (антропогенний вплив) постійно зростає. Його, традиційно, відносять до факторів підстильної поверхні, а за генетичним впливом – до групи непрямих факторів. Вплив господарської діяльності розглядають як фактор, що впливає, або докорінно змінює вплив інших факторів підстильної поверхні басейну. Будівництво водосховищ і ставків, осушення боліт і заболочених територій, агролісотехнічні заходи на водозборах річок змінюють такі фактори формування та розподілу стоку як озерність, заболоченість та лісистість басейнів, похил русла, густота річкової мережі. Будівництво та експлуатація шахт і кар'єрів змінюють режим підземних вод. Окрім цих заходів, значний вплив на режим стоку

мають господарські заходи, що проводяться безпосередньо в руслах річок (водозабори на промислові, комунально-побутові потреби та зрошення, скиди стічних, шахтних та кар'єрних вод, перекидання стоку в інші річкові басейни). Вплив кожного з цих видів людської діяльності по різному відображається на характеристиках та режимі стоку. Найбільш складно оцінити їх вплив при одночасному широкому господарському освоєнні водозборів і русел річок.

5.2. Характеристика внутрішньорічного розподілу стоку річок країни

Розподіл стоку річок України впродовж року обумовлений багатьма факторами, що поділяються на зональні та азональні. До перших відносяться кліматичні умови та грунтово-рослинний покрив, до азональних – геоморфологічна будова басейну, його величина, гідрографічні та гідрогеологічні характеристики та господарська діяльність людини [258]. Розподіл стоку великих та середніх річок обумовлений переважно зональними факторами. На розподіл стоку малих річок значний вплив мають місцеві азональні фактори. Розподіл стоку по місяцях та сезонах визначається переважно кліматичними факторами: внутрішньорічною зміною кількості опадів та температури повітря.

Закономірності у змінах джерел живлення визначають типи водного режиму річок різних регіонів України. Для річок рівнинної території характерними є весняне водопілля, що обумовлене величиною снігозапасів, інтенсивністю сніготанення та кількістю рідких опадів за період сніготанення, а також стійка літньо-осіння межень, що порушується дощовими паводками, які більш чітко виражені на малих річках. Основна частина стоку більшості рівнинних річок формується в період весняного водопілля, яке є головною причиною нерівномірності стоку протягом року. Тому характер водопілля значною мірою визначає внутрішньорічний розподіл стоку. Чим меншим є об'єм стоку за водопілля і чим вище випаровування влітку, тим більшою є нерівномірність розподілу стоку річок.

За характером водного режиму річки басейну Дніпра відносяться до рівнинного типу переважно снігового живлення.

Найбільші середньомісячні витрати води спостерігаються у березні-квітні, найменші – наприкінці літа або на початку осені.

Режим внутрішньорічного розподілу стоку басейнів правих приток Прип'яті, Тетеріва, Росі характеризується проходженням весняного стоку з березня по травень. У цей сезон по річках проходить 45-60% їх річного стоку. До червня стік цих річок суттєво знижується, частина з них, позбавлена стійкого підземного живлення, пересихає або їх витрати зменшуються до кількох десятих $м^3/с$. Літня межень, що продовжуєтьс із червня по серпень, є сезоном низьких витрат води (літній стік складає не більше 15% від річного), а серпень (рідше липень) є місяцем, на який припадає найменша частка річного стоку. В осінній період, з вересня по листопад, стік річок поступово зростає за рахунок значних осінніх опадів і також становить 15% річного стоку. Стік зимового сезону (грудень-лютий) становить 20-25% річного; зростання витрат води обумовлене надходженням талих вод під час відлиг.

Виходячи з вказаного режиму витрат, лімітуючим періодом для річок даного району приймають літньо-осінньо-зимову межень: з червня поточного року по лютий наступного; лімітуючим сезоном вважають літо, оскілки водозабір в літній період значно перевищує забір води з річок в інші сезони року [252].

Режим річок басейнів лівих приток Дніпра від Десни до Орелі у загальних рисах є аналогічним вище зазначеному і характеризується проходженням чітко вираженого весняного водопілля і низькими меженними витратами води в іншу частину року. Однак є і певні відмінності: на річках басейну Десни найбільша частка весняного стоку припадає на квітень, в той час як на інших річках – на березень. На лівих притоках Дніпра суттєво меншими є витрати зимового сезону, оскільки тут рідшими є відлиги. Тому внутрішньорічний розподіл стоку цих річок характеризується такими показниками: весна – 65-70%; літо 8-10%; осінь – 8-12%; зима – 10-15%.

Внутрішньорічний розподіл стоку річок Нижнього Дніпра (басейни рр. Тясмина, Самари, верхньої течії Інгульця) також характеризується чітким весняним водопіллям, якє, на відміну від попередніх районів проходить у лютому-квітні і становить 70% річного стоку. Сезоном, на який припадає найменша частка річного стоку (в середньому, 5-10%) є осінь. Лімітуючим періодом є межень: з травня даного року по січень наступного; а лімітуючим сезоном – літо, тривалість якого зростає до 4 місяців (травень-серпень) [255].

Для басейну Західного Бугу та верхньої частини басейну Південного Бугу (до впадіння р.Синюхи) характерним є яскраво виражене весняне водопілля та низька межень, що рідко порушується зливовими паводками.

Ліві притоки Дністра, що протікають в межах Подільської височини, мають такий внутрішньорічний розподіл стоку: на весну припадає 40-45%, 20% річного стоку припадає на літо, по 15-20% - на осінь та зиму.

Внутрішньорічний розподіл стоку річок басейну Сіверського Дінця (за виключенням його правих приток від Казенного Торця до гирла) характеризується весняним водопіллям у березні-травні, протягом якого проходить 60-65% річного стоку і літньо-осінньо-зимовою меженню. Особливо низькою є літня межень, коли середньомісячні витрати води зазвичай не перевищують 1-3% від річної витрати. Більш високий, у порівнянні з іншими сезонами, стік зимового сезону є наслідком відлиг. Виходячи з такого розподілу стоку, в якості лімітуючого періоду прийнята вся межень, а лімітуючим сезоном є літо [256].

Басейни правих приток Сіверського Дінця та річки Приазов'я мають у весняний період 50-60% річного стоку і водопілля починається раніше на місяць, тобто проходить у лютому-квітні. Відповідно на місяць зростає тривалість літнього періоду, який включає травень-серпень. Тривалість зими скорочується до двох місяців (грудень-січень). Звертає на себе увагу відносне зростання в межах даної території частки меженного стоку, зокрема літнього. Це пояснюється зростанням частки опадів теплого періоду в межах Донецького кряжу та Приазовської височини. Враховуючи режим розподілу стоку, в якості лімітуючого періоду в Донецько-Приазовському регіоні прийнята межень (травень-січень), а лімітуючим сезоном є літо (травень-серпень).

Річки Закарпаття та гірської частини басейну Пруту характеризуються проходженням паводків з березня по серпень, під час яких річки проносять, в середньому, 55-70% річного стоку. Сезоном, на який припадає найменша частка стоку (10-15%) є зима. В цьому ж сезоні спостерігається і найменший місячний стік – біля одного відсотка від річного; найчастіше це буває у лютому, рідше – у січні. Враховуючи такий режим стоку річок, лімітуючим періодом при розподілі розрахункового стоку у роки різної водності прийнята осінньо-зимова межень (вересень-лютий), а в якості лімітуючого

сезону – зима. Виділення меженного періоду на річках даного району є достатньо умовним, оскільки паводки спостерігаються впродовж всього року.

Правобережні притоки Дністра мають характер внутрішньорічного розподілу стоку аналогічний річкам Закарпаття. Відмінність полягає в тому, що кількість паводків тут є меншою, а тривалість перерв між ними у меженний сезон є більшою [254].

Річки Причорноморської низовини не дренують основні водоносні горизонти і тому практично не мають підземного живлення. Стік річок формується переважно навесні під час сніготанення (лютий, початок березня), рідше – в період осінніх дощів. Опади теплого періоду року, які складають переважну частину річних опадів, в посушливих умовах півдня України стоку не дають. Річки не дренують головні водоносні горизонти, тому практично не мають підземного живлення. Нетривалий весняний стік, відсутність стоку в теплий період року – все це обумовлює вкрай нерівномірний розподіл стоку річок Причорномор'я. Всі вони є періодичними водотоками – навіть у багатоводні роки вони пересихають влітку, у маловодні - стік спостерігається впродовж одного, рідше кількох місяців, а в дуже маловодні роки його може не бути протягом року і більше.

Внутрішньорічний розподіл стоку річок Криму характеризується двома яскраво вираженими періодами: паводковим (зима та весна) і меженним (літо-осінь) [257]. Протягом зимового сезону (грудень-лютий) стік річок складає, в середньому, біля 35% річного стоку і коливається по окремих басейнах від 29 до 45%. Стік весняного сезону (березень-травень) дещо вище, становлячи, в середньому, 45%. Отже, за два сезони (зима-весна) проходить 80% річного стоку. Та обставина, що величини стоку весняного та зимового сезонів приблизно рівні, дозволяє об'єднати ці два сезони в один паводковий період, тривалість якого становить шість місяців (грудень-травень).

Влітку (червень-серпень) стік річок значно зменшується.Частина водотоків пересихає, а стік інших повністю витрачається на зрошення та водопостачання. Стік літнього сезону в середньому становить 12% від річного.

Восени (вересень-листопад) відбувається подальше зменшення стоку, який складає 9% від річної величини. На цей сезон припадає місяць (вересень) з найменшою за рік середньомісячною витратою

води. Восени, як і влітку, меженний режим порушується зливовими паводками. Близькі за величиною витрати літнього та осіннього сезонів також дозволяють об'єднати їх в один меженний період, тривалість якого, як і паводкового, дорівнює шести місяцям (червень-листопад). За умовами використання стоку переважно для потреб зрошення та водопостачання, в якості лімітуючого для річок Криму прийнято меженний період (червень-листопад).

5.3. Живлення річок як фактор формування внутрішньорічного розподілу стоку

5.3.1. Методичні аспекти виділення окремих видів живлення річок

Для досліджень закономірностей змін внутрішньорічного розподілу стоку річок країни перш за все потрібно розглянути джерела живлення річок та їх зміни.

Водний режим річок України визначається їх живленням, що залежно від сезону року може бути сніговим, дощовим та підземним. Живлення часто має мішаний характер з переважанням того чи іншого виду. Так, у весняний період річки мають мішане живлення, що включає снігове, дощове та підземне; у меженний період (літньо-осінній та зимовий – переважно підземне живлення, в період дощових паводків – дощове та підземне [353].

Найбільш важливим, з точки зору водогосподарських розрахунків лімітуючих періодів та сезонів є саме підземне живлення. Величина підземного стоку визначає собою такі елементи режиму річок, як мінімальний стік, внутрішньорічний розподіл стоку, явища пересихання річок та ін.

У вирішенні питання стосовно кількісного визначення підземного живлення річок існує два основні напрямки – гідрологічний, засновником якого вважають Є.А.Гейнца (1903 р.) та гідрогеологічний, що виник наприкінці 30-х років минулого століття та вперше описаний у роботах Б.І.Куделіна [354].

Гідрологічний підхід до вирішення питання полягає у визначенні величини підземного живлення за даними про стік річок без кількісного врахування підземних вод, що надходять з

водоносних горизонтів, які дренуються даною річкою. Такий підхід, безумовно, є спрощеним і не вирішує питання про динаміку надходження підземного стоку в річки. Однак його застосування є вимушеною мірою, і викликане відсутністю даних детальних спостережень стосовно режиму підземних вод.

Другий напрям – гідрогеологічний – ставить за мету визначення величини підземного притоку в річки для будь-якого моменту часу на підставі побудови гідрографа підземного притоку. Звичайно, визначення підземного живлення в даному випадку є більш надійним та точним. Однак подібні дослідження можливі лише за умови детального вивчення режиму підземного стоку з усіх водоносних горизонтів, що приймають участь у живленні річки. Для цього потрібні спеціальні спостереження на широкій мережі свердловин. При масових дослідженнях такий підхід є неможливим. Виходячи з цього, питання кількісного визначення підземного живлення вирішується гідрологічним способом.

Найпоширенішим прийомом гідрологічного визначення видів живлення є поділ гідрографа на частини, що характеризують поверхневий та підземний стік. Форма гідрографа будь-якої рівнинної річки в період формування весняного водопілля або дощового паводка фактично відображає три основні види стоку води в русло річки, які відрізняються ступінню зарегульованості поверхневого та підземного живлення:

- поверхневий схиловий стік відрізняється найменшою природною зарегульованістю, унаслідок чого при його надходженні в русло виникає інтенсивне підвищення витрат води, що характеризується на гідрографі ділянками підйому;
- підземний стік із основних водоносних горизонтів водозбору, який формує постійне підземне живлення річки, відповідає нижній похилій ділянці кривої спаду;
- практично кожен гідрограф має перехідну ділянку на кривій спаду, яка характеризує проміжний (внутрішньогрунтовий) стік із зарегульованістю, більшої за поверхневий і меншою за підземний стік. Він може формуватися за рахунок схилового стоку при його поверхневому затриманні у пониззях мікрорельєфу і в лісовій підстилці, а також за рахунок ґрунтового стоку і верховодки. Проміжний стік важко виділити на гідрографі, тому його часто об’єднують з поверхневим стоком [350].

Таким чином, розчленування гідрографа стоку полягає у виділенні на ньому підземної складової, динаміка якої визначається ступінню гідравлічного зв'язку руслових та підземних вод.

Автори, що таким шляхом вирішували питання про величину підземного стоку (В.Г.Глушков, В.С.Совєтов, А.В.Огієвський, Б.В.Поляков, М.І.Львович та ін.), пропонували різноманітні методи поділу гідрографів, що відрізнялися, власне, лише прийомами виділення підземного живлення у весняний період. Методиці розчленування гідрографів за видами живлення присвячено дослідження Б.І.Куделіна та О.В.Попова. Роботи О.В.Попова по розчленуванню гідрографів стоку річок являються узагальненням та розвитком методів розчленування гідрографів, запропонованих Ф.А.Макаренком, К.П.Воскресенським, А.Н.Бефані та Б.І.Куделіним.

Запропонований В.Г.Глушковим у 1928 році та розвинутий згодом рядом дослідників метод полягав у виділенні підземного стоку шляхом проведення прямої лінії або плавної кривої, що поєднувала останню зимову витрату та початкову витрату літньої межені. Дещо пізніше В.С.Совєтов запропонував розділяти підземне живлення на дві складові: глибокі підземні води та верховодку. Виділення глибоких підземних вод здійснюється шляхом побудови горизонтальної прямої, що проводиться на гідрографі через точку найменшої витрати. В подальшому цей метод зрізки підземного стоку без суттєвих змін приймався більшістю дослідників. Оскільки при цьому зрізка проводилася по прямій лінії або по пологій кривій від нізьких зимових витрат до витрат літньої межені, то зміна положення точки максимума підземного живлення мало змінювало питому вагу пілземного стоку, який у всіх вказаних вище авторів в середньому становив 25-30% від річного.

Між тим, дослідження С.М.Боголюбова, що визначав співвідношення поверхневого та підземного стоку для водотоків з різними площами та глибиною врізу русла за даними матеріалів спостережень водно-балансових станцій, показали наступне: величина поверхневого живлення водотоків, що мають достатньо глибокий вріз русла, відповідний рівню місцевих базисів ерозії, не перевищує 40-50%. Відповідно, підземне живлення складає 50-60%, зростаючи в районах з водопроникними грунтами до 70-80% [353].

На думку Д.Л.Соколовського [350], причиною розбіжностей в оцінюванні ролі підземного стоку в річному стоці є різний підхід щодо оцінки внутрішньогрунтових вод, які одні дослідники відносять

до поверхневого стоку, виділяючи лише більш глибокі підземні води, а інші – за характером стікання – до внутрішньогрунтового стоку. Останній, на їх думку, і складає підповерхневу частину підземного стоку.

З точки зору правильного розуміння структури та компоновки поверхневого та підземного стоку останню точку зору слід вважати такою, що краще відповідає природі явища. Враховуючи, що живлення річок здійснюється, головним чином, за рахунок підземних вод зони інтенсивного водообміну (значну частину яких становлять внутрішньогрунтові води, а також грунтові води першого водоносного горизонту, пов'язані з денною поверхнею), уявляється доцільним цю частину підземного живлення річок виділити як верхній внутрішньогрунтовий стік. Іншу частину підземних вод зони інтенсивного водообміну становлять грунтові води, що дренуються річкою разом з частиною напірних вод. Ця частина підземного стоку, що виділяється на гідрографах горизонтальними або близькими до них лініями, складає глибокий (постійний) підземний стік. Він має найбільш важливе значення з точки зору оцінки постійних запасів підземних вод та враховується при складанні карт ізоліній підземного стоку.

Враховуючи дослідження структури річкового стоку, проведені на мережі водно-балансових станцій, Д.Л.Соколовський представив розподіл стоку рівнинних річок Східно-Європейської рівнини за джерелами живлення наступним чином (табл. 5.1).

Таблиця 5.1. Розподіл стоку річок Східно-Європейської рівнини (в %) за джерелами живлення, за [350]

Природна зона	Поверхневе живлення			Підземне живлення		
	снігове	дощове	разом	внутрішньо грунтове	постійне підземне	разом
Лісова	30-35	10-20	40-55	20-25	25-35	45-60
Лісостепова	35-50	10-15	45-65	15-25	20-30	35-55
Степова	60-70	0-10	60-80	10-20	10-20	20-40

Достатньо детальний, на перший погляд, метод поділу гідрографів має свої недоліки, оскільки залишає значні можливості для проявів індивідуального підходу до визначення підземного стоку. Тому частина гідрологів є прихильниками визначення підземного живлення річок на підставі даних про мінімальні витрати, що

спостерігаються у тривалі періоди без ефективних опадів. Однак в даному випадку виникає запитання – які саме мінімальні витрати слід розглядати як такі, що характеризують собою величину підземного живлення?

У працях Г.О.Чіппінг та К.А.Лисенко [353] в якості осередненої характеристики підземного живлення річок України було запропоновано приймати величини, середні із найменших місячних витрат окремих років. На основі проведених досліджень Г.О.Чіппінг виділено в межах рівнинної частини країни 9 районів в межах яких спостерігаються близькі умови підземного живлення та встановлені кількісні характеристики підземного живлення. За даними автора, частка підземного живлення в сумарному річному стоці змінюється по території України в широких межах – від 50% на заході країни до 0% на крайньому півдні; для більшої частини республіки підземний стік складає 10-20% від сумарного.

Зазначена методика отримала розвиток у дослідженнях водного балансу річкових водозборів, що виконувались у 80-90-х роках минулого століття М.Г.Галущенко та О.М.Галущенко [348,355] в ході розрахунків величини підземного стоку річок України. На початку поточного століття її також використовував І.М.Ромась при вивченні умов формування та розрахунках мінімального стоку річок басейну Дніпра [356]. За їх даними, частка підземного стоку річок басейну Дніпра (в межах України) змінюється від 30-45% у закарстованих верхів'ях Стиру та Горині та 25-30% - в басейнах Убіді, Сейму та Снову до 0,3-5% - в межах степової частини басейну. Розрахунками авторів встановлено, що у маловодні роки частка підземної складової стоку річок, в середньому по басейну Дніпра, дорівнює 46% сумарного стоку, що майже в 3 рази перевищує її середню багаторічну величину.

За даними С.С.Левківського [258], головним джерелом живлення річок України є атмосферні опади. Рівнинні річки живляться переважно (50-80%) талими сніговими водами, гірські річки – дощовими. Підземне живлення для річок більшої частини території країни становить 10-20% і тільки для річок окремих районів досягає 50%. В гірських районах зі зростанням абсолютної висоти збільшується частка снігового та дощового живлення та зменшується частка підземного.

5.3.2. Зміни структури видів живлення річок України як передумова внутрішньорічних змін водності

Отже, існуючи два основні методи визначення величини підземного живлення річок дають результати, що достатньо суттєво відрізняються. В рамках досліджень сучасних змін живлення річок басейну Дніпра нами було проведено порівняльний аналіз результатів, отриманих із застосуванням обох методів визначення величини підземного стоку. Для семи постів, розташованих у різних частинах басейну, нами за два характерні періоди було обрано рівнозабезпечені роки характерної водності, а саме: багатоводні, забезпеченістю 25%; середні за водністю, забезпеченістю 50%; маловодні, що мають забезпеченість 75%. Для кожної величини забезпеченості було взято по три роки. Всього було побудовано понад 120 гідрографів, подальший поділ яких здійснено за методикою О.В.Попова [354]. Отримані результати щодо частки окремого виду живлення для кожної величини забезпеченості та кожного з двох характерних періодів було узагальнено у вигляді таблиці 5.2.

Аналіз таблиці свідчить, що річки басейну Дніпра мають мішане живлення за участю снігових, дощових та підземних вод. Від переважання тих чи інших видів живлення та їх змін впродовж року залежать внутрішньорічні коливання стоку. Впродовж першого розрахункового періоду (до 1989 р.) річки басейну характеризувалися переважно сніговим живленням, частка якого перевищувала 50%, зростаючи, в межах басейну, з півночі на південь. У зворотньому напрямі зростає частка підземного живлення. Максимальні значення підземного стоку спостерігаємо у верхів'ях басейнів рр.Стир, Іква та Горинь (де поширені достатньо потужні водоносні горизонти у закарстованих вапняках крейдових відкладів та неогенових вапняках і пісковиках), а також у середній течії Десни, верхів'ях Псла та Ворскли (де також дренується водоносний горизонт у крейдових відкладах). Частка дощового живлення є достатньо стабільною, за виключенням північно-східної частини басейну, де вона зменшується майже вдвічи.

Протягом останніх двох десятиліть зменшення частки снігового живлення річок басейну Дніпра становило (в середньому по басейну) понад 10% (рис.5.2).

При цьому воно вже не становить переважну частку річного стоку. Вплив внутрішньорічних змін складових водно-теплового

Таблиця 5.2. Частка видів живлення (у % від об'єму річного стоку) деяких річок басейну Дніпра для років певної забезпеченості двох характерних періодів

Річка-пост	Вид живлення	Забезпеченість року, %						Середнє значення	
		25		50		75			
		I	II	I	II	I	II	I	II
р.Горинь-с.Оженін	снігове	48,8	24,6	33,1	28,6	44,2	24,7	42,0	26,0
	дощове	25,4	23,8	34,6	15,4	20,9	20,3	27,0	19,8
	підземне	25,8	51,6	32,3	56,0	34,9	55,0	31,0	54,2
р.Случ-м.Сарни	снігове	56,8	46,3	56,5	55,5	38,8	44,6	50,7	48,8
	дощове	14,5	26,8	25,4	18,5	34,3	1,8	24,7	15,7
	підземне	28,7	26,9	18,1	26,0	26,9	53,6	24,6	35,5
р.Снов-м.Щорс	снігове	49,1	63,8	60,3	38,3	63,7	48,1	57,7	50,1
	дощове	27,3	22,5	16,7	24,1	4,0	13,4	16,0	20,0
	підземне	23,6	13,7	23,0	37,6	32,3	38,5	26,3	29,9
р.Рось-м.Корсунь-Шевченків.	снігове	73,5	9,5	46,9	25,0	43,4	32,8	54,6	22,4
	дощове	16,3	41,0	38,8	33,5	31,7	26,3	28,9	33,6
	підземне	10,2	49,5	14,3	41,5	24,9	40,9	16,5	44,0
р.Псел-м.Суми	снігове	54,0	43,0	55,9	36,8	36,7	13,3	48,9	31,0
	дощове	15,9	16,5	10,0	12,6	18,4	10,4	14,8	13,2
	підземне	30,1	40,5	34,1	50,6	44,9	76,3	36,3	55,8
р.Сула-м.Лубни	снігове	60,3	54,3	59,0	58,7	36,8	57,6	52,0	56,9
	дощове	20,5	19,3	20,4	16,5	21,3	10,1	20,7	15,3
	підземне	19,2	26,4	20,6	24,8	41,9	32,3	27,3	27,8
р.Самара-с.Кочеріжки	снігове	68,6	39,3	67,7	54,5	35,7	47,6	57,3	47,1
	дощове	23,9	40,0	19,7	25,0	38,1	26,5	27,2	30,5
	підземне	7,5	20,7	12,6	20,5	26,2	25,9	15,5	22,4
Середнє по басейну	снігове	**58,7**	**40,1**	**54,2**	**42,5**	**42,8**	**38,4**	**51,9**	**40,3**
	дощове	**20,5**	**27,1**	**23,6**	**20,8**	**24,1**	**15,5**	**22,7**	**21,1**
	підземне	**20,8**	**32,8**	**22,2**	**36,7**	**33,1**	**46,1**	**25,4**	**38,6**

балансу призвів до зменшення частки снігового, та одночасного зростання частки підземного живлення [357,358]. Частка останнього у живленні річок басейну впродовж періоду 1989-2008 рр. майже зрівнялася з часткою снігового і досягла 38,6%. А в тих районах басейну, де поширені карстові породи та достатньо значною є зарегульованість стоку – частка підземного живлення у річному стоці стала переважаючою [359]. При цьому зміни частки дощового живлення річок відповідають відповідним змінам річної кількості опадів в тих чи інших частинах басейну.

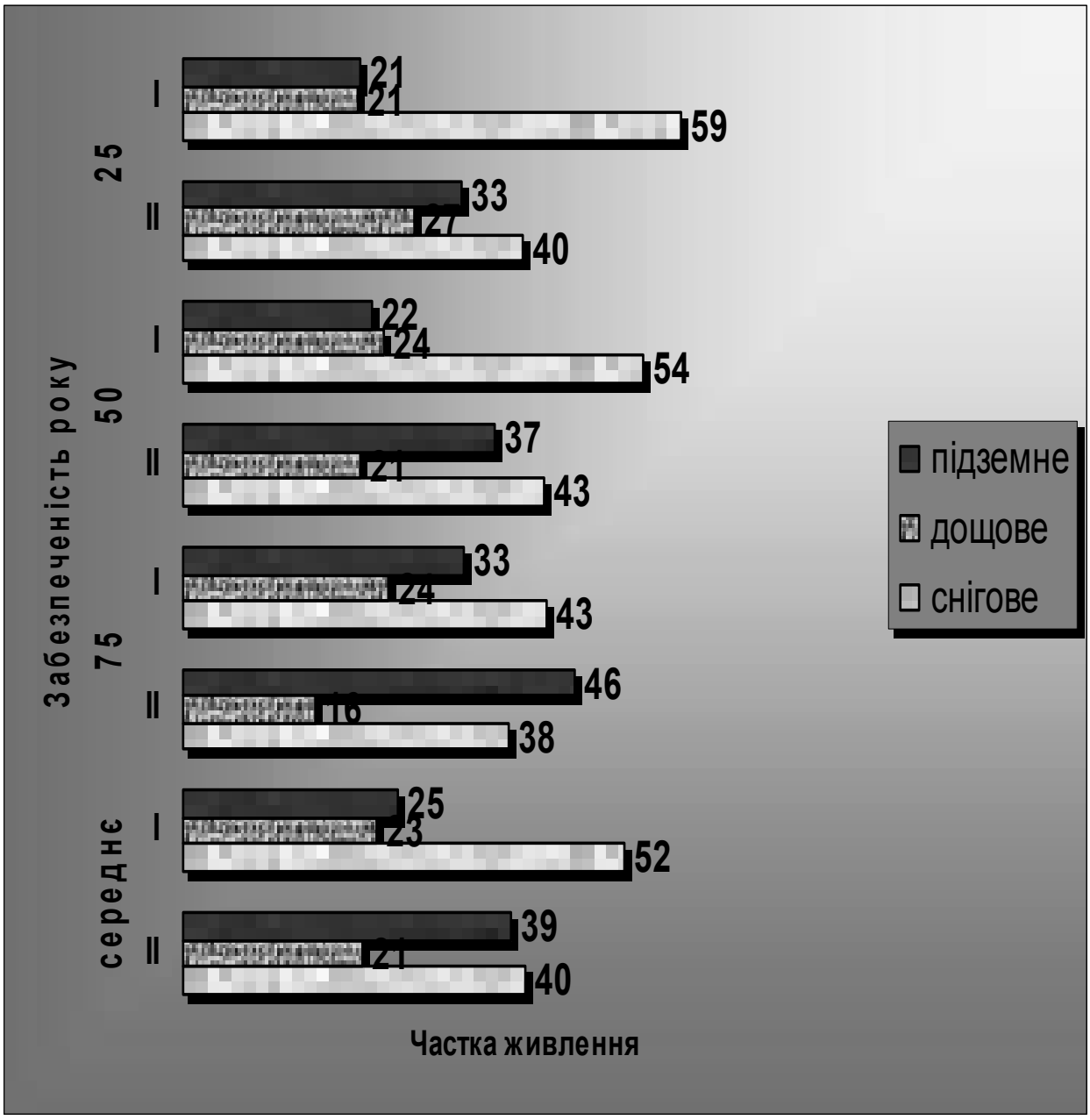


Рис. 5.2. Середня по басейну Дніпра частка окремих видів живлення (у % від об'єму річного стоку) для років певної забезпеченості двох характерних періодів

Говорячи про зміну співвідношення окремих видів живлення у роки різної водності, слід зазначити наступне: впродовж першого розрахункового періоду (до 1989 р.) чітко прослідковується тенденція скорочення частки снігового та зростання часток дощового та підземного живлення із зменшенням водності року; протягом останніх десятиліть відсутня чітка тенденція щодо зміни частки снігового живлення залежно від водності року (вона коливається в межах 2,5-4,0%), але відповідні зміни часток дощового та підземного

живлення є протилежними (із зменшенням водності року частка дощового живлення зменшується при одночасному зростанні частки підземного).

У маловодні роки частка останнього стає найбільшою (а у зазначених вище районах басейну з поширенням карсту - і переважаючою) у живленні річок басейну. Частка снігового живлення зменшилась для всіх груп років, але найбільш інтенсивно – для багатоводних (на 18,6%).

Від співвідношення тих чи інших джерел живлення та їх змін впродовж року залежать внутрішньорічні коливання стоку. Збільшення частки підземного живлення та скорочення частки снігового у стоці річок басейну є головною причиною вирівнювання його внутрішньорічного розподілу – зменшення частки стоку весняного водопілля та зростання стоку літньо-осінньої та зимової межені. Аналогічна тенденція прослідковується і в змінах стоку річок інших регіонів рівнинної частини території України.

Враховуючи важливість висновку про обумовленість вирівнювання внутрішньорічного розподілу стоку річок України зростанням частки підземного живлення, зупинемось на даному моменті детальніше. Оскільки для поділу гідрографів нами використано метод О.В.Попова, то отримані результати щодо частки підземного стоку річок басейну Дніпра стосуються лише постійного підземного живлення. З метою порівняння методу визначення окремих видів живлення шляхом поділу гідрографа стоку О.В.Попова та методу визначення величини підземного живлення методом Г.О.Чіппінг, нами було визначено величину підземного живлення вказаних у табл. 5.2 річок за мінімальною середньобагаторічною витратою для кожного з двох репрезентативних періодів. У табл.5.3. наведено результати розрахунків.

Різниця отриманих результатів, в середньому по басейну, становить від 0,2 до 1,5%, коливаючись для окремих річок від 2,5 до 7,5%. Застосування для поділу гідрографа стоку методу Б.В.Полякова дає змогу визначити величину внутрішньогрунтового (верховодно-алювіального – за Б.В.Поляковим) живлення. Застосовуючи даний метод для аналізу побудованих нами гідрографів річок басейну Дніпра та порівнюючи отримані дані з результатами розрахунків внутрішньорічного розподілу стоку, ми прийшли до висновку, що величина мінімальної середньомісячної витрати за певний багаторічний період відповідає величині повного

Таблиця 5.3. Частка постійного підземного живлення (у % від об'єму річного стоку) за два характерні періоди для окремих річок басейну Дніпра

Річка-пост	Метод О.В.Попова		Метод Г.О.Чіппінг	
	I	II	I	II
р.Горинь-с.Оженін	31,0	54,2	32,1	56,8
р.Случ-м.Сарни	24,6	35,5	23,0	33,6
р.Снов-м.Щорс	26,3	29,9	26,8	32,1
р.Рось-м.Корсунь-Шевченківський	16,5	44,0	15,8	41,4
р.Псел-м.Суми	36,3	55,8	37,9	56,9
р.Сула-м.Лубни	27,3	27,8	26,8	24,5
р.Самара-с.Кочеріжки	15,5	22,2	17,3	21,5
Середнє по басейну	25,4	38,6	25,6	38,1

(внутрішньогрунтового разом з постійним) підземного живлення даної річки.

Отже, враховуючи трудомісткість та певну суб'єктивність методів поділу гідрографів стоку, пропонуємо вдосконалити метод Г.О.Чіппінг, визначаючи повний та постійний підземний стік даної річки, відповідно, за величинами мінімального середньомісячного та мінімального річного стоку за багаторічний період. Отримані таким чином величини повного та постійного підземного живлення для окремих ландшафтно-гідрологічних провінцій наведені у табл. 5.4.

Аналіз таблиці свідчить про те, що величина постійного підземного живлення є найбільшою (31,8 - 43,7%) у межах Бузько-Дністровської ЛГП, де значне поширення отримали водоносні горизонти у закарстованих вапняках крейдових відкладів. Також значною часткою постійного підземного живлення відрізняється північно-східна частина території України в межах Деснянської (27,0–38,0%) та Лівобережно-Дніпровської (24,1–41,3%) ландшафтно-гідрологічних провінцій. Це пояснюється дренуванням річками

Таблиця 5.4. Частка повного та постійного підземного живлення (у % від об'єму річного стоку) за два характерні періоди

Ландшафтно-гідрологічна провінція	Частка підземного живлення			
	повного		постійного	
	I період	II період	I період	II період
Прип'ятська	38,9	45,7	14,5	21,9
Деснянська	46,4	55,8	27,0	38,0
Бузько-Дністровська	63,9	75,2	31,8	43,7
Дністровсько-Дніпровська	61,7	73,9	15,4	30,9
Лівобережно-Дніпровська	41,8	55,2	24,1	41,3
Нижньобузько-Дніпровська	29,6	42,6	11,4	17,7
Дніпровсько-Сіверськодонецька	30,1	49,1	14,6	31,0
Причорноморсько-Приазовська	38,6	55,6	14,5	29,5
Прут-Дністровська	44,6	51,6	13,6	22,5
Тисо-Латорицька	55,4	55,5	14,5	17,8
Гірсько-Кримська	22,4	38,4	5,4	12,6

згаданих провінцій водоносного горизонту у крейдових відкладах, а також водоносного горизонту бучацько-канівських пісків, що розташований вище. Наведені величини частки постійного підземного живлення у стоці річок зазначених провінцій свідчать про її зростання впродовж останніх двох десятиліть на 11,0-17,2% - рис.5.3. Необхідно зазначити, що максимальні величини зростання чвстки постійного підземного живлення річок відмічені у східній частині країни: Лівобережно-Дніпровська ЛГП – 17,2%; Дніпровсько-Сіверськодонецька ЛГП – 16,4%. Вцілому по лівобережній частині величина зростання становить близько 15%. Найменша величина зростання відмічена у південно-західному регіоні - Тисо-Латорицька ЛГП – 3,3%; Нижньобузько-Дніпровська ЛГП – 6,3%. У межах Гірського Криму зростання становить 7,2%, хоча частка постійного підземного живлення в межах даної провінції є найменшою в Україні.

Частка постійного підземного живлення від повного є найбільшою у тих провінціях, що характеризуються поширенням карстових порід (табл.5.5).

Максимальне зростання частки постійного підземного живлення впродовж останніх двох десятиліть притаманне східній та південній частинам рівнинної території країни, де воно досягає 15,4-16,8%,

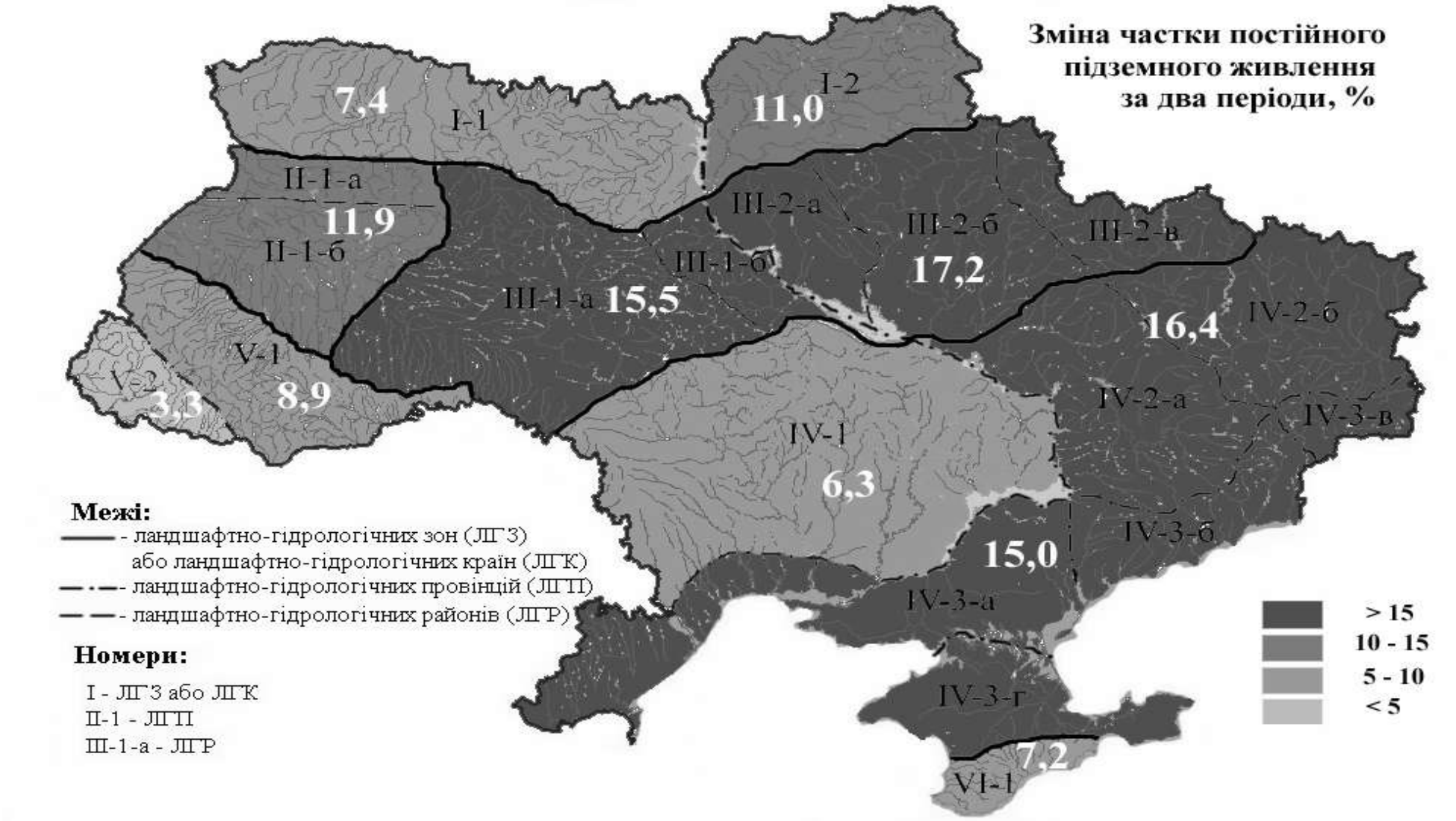


Рис.5.3. Зміна частки постійного підземного живлення річок в межах окремих ландшафтно-гідрологічних провінцій за два характерні періоди

Таблиця 5.5. Частка постійного підземного живлення від повного за два характерні періоди

Ландшафтно-гідрологічна провінція	І період	ІІ період
Прип'ятська	37,3	47,9
Деснянська	58,2	68,1
Бузько-Дністровська	49,8	58,1
Дністровсько-Дніпровська	25,0	41,8
Лівобережно-Дніпровська	57,7	74,8
Нижньобузько-Дніпровська	38,5	41,5
Дніпровсько-Сіверськодонецька	48,5	63,1
Причорноморсько-Приазовська	37,6	53,0
Прут-Дністровська	30,5	43,6
Тисо-Латорицька	26,2	32,1
Гірсько-Кримська	24,1	32,8

найменше – на заході та півночі – 8,3-10,6 %. У гірських регіонах дана характеристика зросла на 8,7 – 9,4 %.

Звертає на себе увагу практично пропорційне зростання часток повного та постійного підземного живлення в межах окремих провінцій. Це говорить про те, що зростання підземної складової стоку річок України впродовж останніх десятиліть відбувається, переважно, за рахунок зростання рівнів грунтових вод на території країни, що розпочалося з середини 90-х років минулого століття [360,361], та, відповідно, частки постійного підземного живлення. Підтвердженням цього є дані щодо частки внутрішньогрунтового стоку в живленні річок України, наведені у таблиці 5.6.

Таблиця 5.6. Частка внутрішньогрунтового стоку (у % від об'єму річного стоку) в живленні річок за два характерні періоди

Ландшафтно-гідрологічна провінція	І період	ІІ період
Прип'ятська	24,4	23,8
Деснянська	19,4	17,8
Бузько-Дністровська	32,1	31,5
Дністровсько-Дніпровська	46,3	43,0
Лівобережно-Дніпровська	17,7	13,9
Нижньобузько-Дніпровська	18,2	24,9
Дніпровсько-Сіверськодонецька	15,5	18,1
Причорноморсько-Приазовська	24,1	26,1
Прут-Дністровська	31,0	29,1
Тисо-Латорицька	40,9	37,7
Гірсько-Кримська	17,0	25,8

Дані таблиці свідчать про те, що в межах рівнинної частини території України частка внутрішньогрунтового живлення лишилася практично незмінною (близько 25%), дещо зменшилася на території Українських Карпат (на 2,6%) та зросла в межах Гірського Криму (на 8,8%). Порівняння зазначених змін із змінами кількості атмосферних опадів в межах окремих ландшафтно-гідрологічних провінцій свідчить про достатньо тісну кореляцію даних характеристик (коефіцієнт кореляції, r = 0,54). Збільшення частки підземного живлення у стоці річок країни впродовж останніх двох десятиліть сприяє зростанню меженного стоку та вирівнюванню ввнутрішньорічного його розподілу.

5.4. Зміни параметрів внутрішньорічного розподілу стоку в сучасний період

5.4.1. Елементи водно-теплового балансу та їх зміни

У розділі 5.2 було зазначено, що саме зміни кліматичних факторів (кількості опадів та випаровування) визначають зміни внутрішньорічного розподілу стоку. За даними А.І Шерешевського та Л.К.Синицької [238], зміни в часі і просторі крупномасштабних циркуляційних процесів є головною причиною зменшення випаровування в межах території України. Найбільш істотне зменшення випаровування спостерігається на півдні, південному сході та сході країни; на заході величина зменшення є значно меншою. Головними чинниками зміни величини випаровування є відповідні зміни температури повітря, швидкості вітру та дефіциту насичення повітря. Зменшення швидкості вітру та дефіциту насичення повітря протягом теплого періоду року впродовж кількох останніх десятиліть відмічається вітчизняними дослідниками [242,245], а також вченими сусідніх країн [134,137,146,147,152].

Оскільки головним фактором, що характеризує кліматичні зміни є ***температура повітря***, розглянемо її сучасні внутрішньорічні зміни у порівнянні із попереднім розрахунковим періодом. В таблиці 5.7 наведено дані про зміну середньомісячної та середньорічної температури повітря в межах окремих ландшафтно-гідрологічних провінцій України протягом останніх двох десятиліть (1989-2008 рр.)

Таблиця 5.7. Різниця середніх місячних та річних температур повітря (^{o}C) сучасного (1989-2008 рр.) та попереднього (до 1989 р.) періодів спостережень в межах окремих одиниць ландшафтно-гідрологічного районування

Ландшафтно-гідрологічна провінція	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Рік
Прип'ятська	2,6	2,4	2,2	1,2	0,5	0,2	1,0	0,8	0,1	0,4	-0,1	-0,4	0,9
Деснянська	3,8	3,0	2,6	1,1	0,0	0,1	0,8	0,7	0,1	0,5	0,0	0,1	1,0
Бузько-Дністровська	2,3	2,3	1,9	1,0	0,7	0,2	0,9	0,9	-0,1	0,4	0,0	-0,4	0,9
Дністровсько-Дніпровська	2,6	2,6	2,1	1,0	0,3	0,1	1,1	0,8	0,0	0,4	0,1	-0,1	0,9
Лівобережно-Дніпровська	3,1	2,6	2,5	0,9	-0,2	0,0	0,7	0,7	0,2	0,6	0,0	-0,2	0,9
Нижньобузько-Дніпровська	2,1	2,1	2,1	0,9	0,2	0,1	0,9	0,7	0,0	0,6	0,2	-0,2	0,8
Дніпровсько-Сіверськодонецька	2,2	2,0	2,3	0,6	-0,3	-0,1	0,5	0,6	0,2	0,9	0,3	-0,3	0,7
Причорноморсько-Приазовська	1,4	1,7	2,0	0,6	0,1	0,3	0,8	0,9	0,2	0,7	0,1	-0,5	0,7
Прут-Дністровська	2,2	2,1	2,0	1,0	0,4	0,6	1,4	1,1	-0,5	0,3	0,0	-0,3	0,8
Тисо-Латорицька	1,4	0,9	0,8	0,7	0,4	0,7	1,2	1,3	-0,1	0,5	0,2	-0,4	0,6
Гірсько-Кримська	0,7	0,6	0,7	0,2	0,1	0,2	1,0	1,0	0,3	0,2	-0,5	-0,6	0,3

по відношенню до попереднього періоду (1951-1988 рр.). Останній було обрано як період відносної "стабілізації" глобального та регіонального (для України) клімату.

Аналіз таблиці свідчить про те, що впродовж останніх двадцяти років середня річна температура в межах *рівнинної частини* території України зросла (порівняно з попереднім розрахунковим періодом) на 0,8 ^{o}C.

Величина зростання зменшується в напрямку з півночі та північного заходу (0,9 – 1,0 ^{o}C) на південь та південний схід (0,7 ^{o}C). *Гірські регіони* України характеризуються дещо меншими показниками зростання середньої річної температури повітря: 0,7 ^{o}C становить ця величина для території Українських Карпат та всього 0,3 ^{o}C - для території Гірського Криму (рис.5.4).

Найбільший внесок у зміну річної температури внесли зимовий та весняний сезони. Величина підвищення середньої температури *зимового сезону* (рис.5.5) змінюється від 2,3 ^{o}C на північному сході країни (Деснянська ЛГП) до 0,9 ^{o}C – на узбережжі Чорного та Азовського морів (Причорноморсько-Приазовська ЛГП). Для Закарпаття (0,6 ^{o}C) та Гірського Криму (0,2 ^{o}C) величина зростання температури зимового сезону виявилася найменшою. Найбільшим внеском у зростання зимової температури характеризується січень місяць. Просторовий розподіл приросту середньої температури січня впродовж останніх двох десятиліть є аналогічним розподілу підвищення температури зимового сезону вцілому – від 3,8 ^{o}C в межах Деснянської ЛГП до 1,4 ^{o}C – на узбережжях морів (Причорноморсько-Приазовська ЛГП). Найменшою є величина зростання температури цього місяця для Гірського Криму – 0,7 ^{o}C. Зимовий сезон є найбільш неоднорідним за змінами середніх температур окремих місяців. Якщо січень та лютий характеризуються достатньо інтенсивним підвищенням температури повітря впродовж останніх десятиліть, то зміна середньої температури першого місяця зими має зворотну тенденцію. Практично по всій території країни (за виключенням її північного сходу) середня температура грудня впродовж останніх двадцяти років є нижчою на 0,1-0,6 ^{o}C.

Просторовий розподіл приросту середньої температури *весняного* сезону має дещо інший напрямок. Максимальне зростання середньої температури цього сезону (1,2-1,3 ^{o}C) впродовж 1989-2008 рр. відмічене на заході та північному заході країни (Прип’ятська та Бузько-Дністровська ЛГП). Величина зростання зменшується у

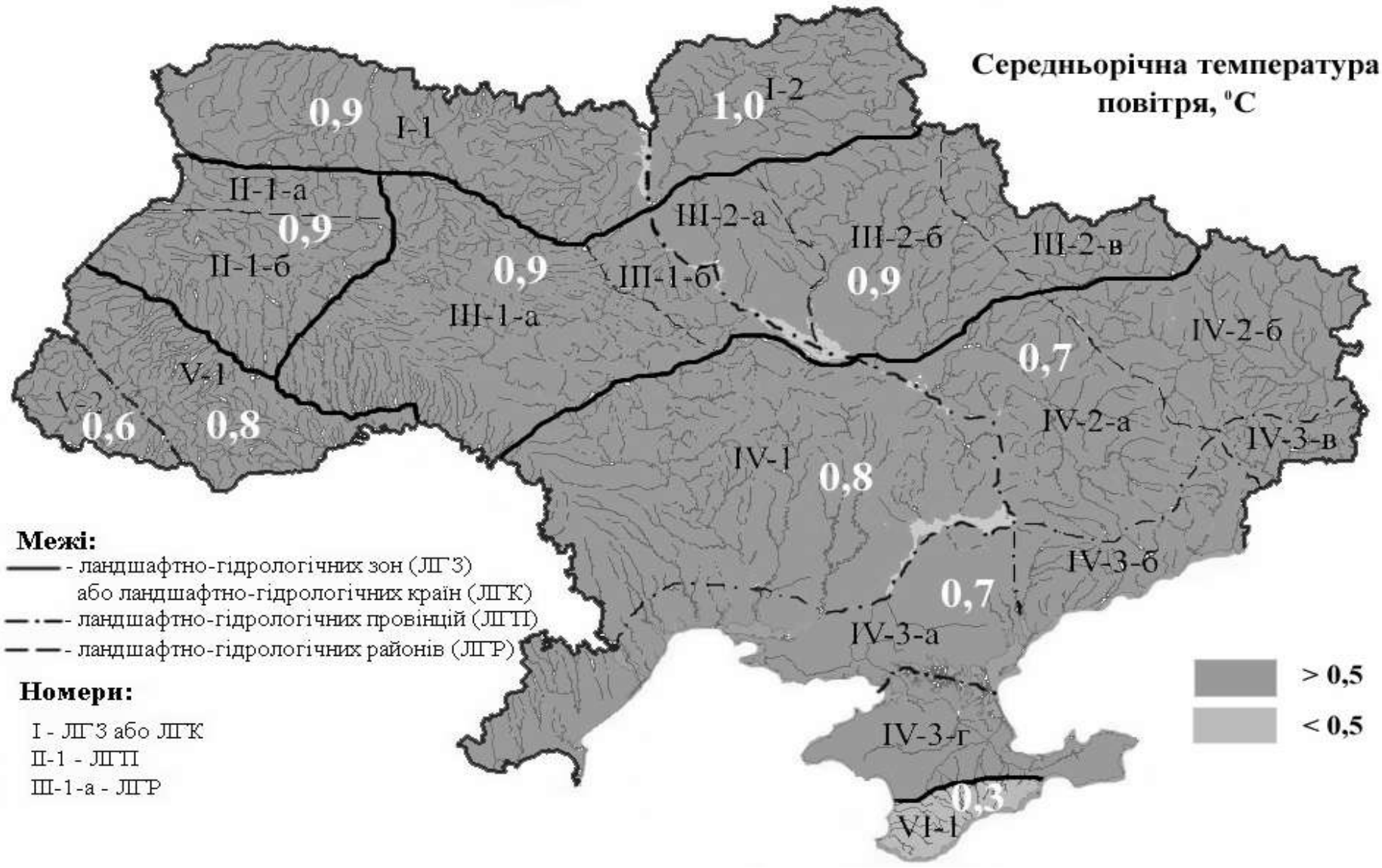


Рис. 5.4. Зміни середньої річної температури повітря в межах окремих ЛГП за період 1989-2008 рр. по відношенню до попереднього періоду

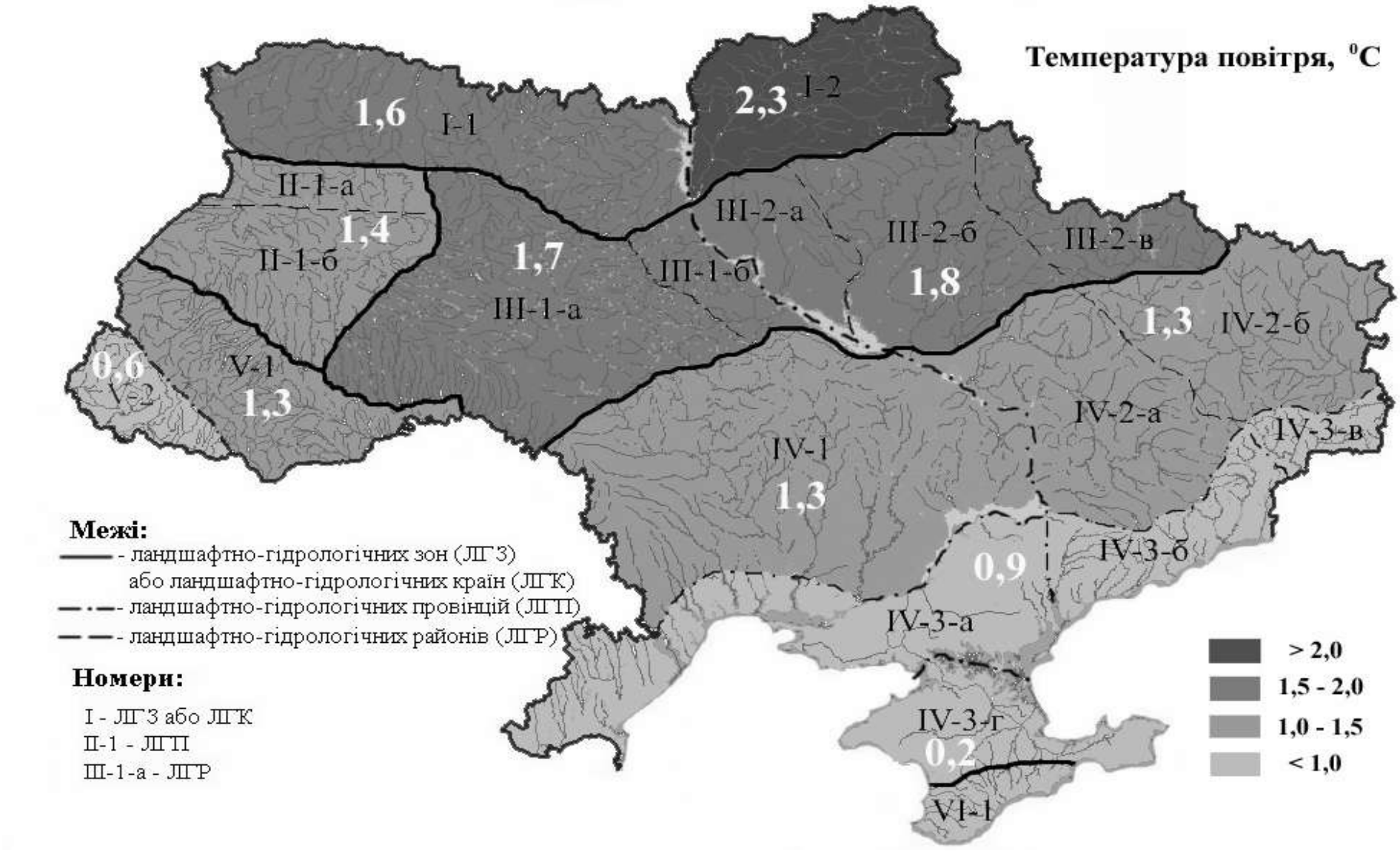


Рис. 5.5. Зміни середньої температури повітря зимового сезону в межах окремих ЛГП за період 1989-2008 рр. по відношенню до попереднього періоду

південно-східному напрямку до 0,9 ^{o}C. В межах Гірського Криму вона є ще меншою – 0,3 ^{o}C. Вцілому по Україні приріст середньої температури весняного сезону забезпечує, переважно, березень місяць – табл.5.7. Від березня до травня величина приросту суттєво зменшується і навіть досягає (в межах лівобережних ЛГП) від'ємних значень. Варто зазначити, що 75% річного приросту температури повітря (практично в межах усіх ЛГП) припадає на січень-квітень місяці.

Підвищення середньої температури *літнього* сезону не є таким суттєвим, як зимового та весняного. Величина приросту повільно зменшується з заходу та північного заходу на схід та південний схід (від 0,7 ^{o}C до 0,3 ^{o}C). Найбільший приріст зафіксовано в межах Тисо-Латорицької ЛГП - 1,1 ^{o}C. Максимальну величину сезонного приросту забезпечує липень місяць. Мінімальне зростання відмічено у червні.

Найменша величина сезонного приросту температури впродовж року зафіксована в *осінній* період. Вцілому для рівнинної частини території України вона становить 0,2 ^{o}C, змінюючись від 0,1 ^{o}C в межах західних ландшафтно-гідрологічних провінцій до 0,4 ^{o}C у східній частині країни (Дніпровсько-Сіверськодонецька ЛГП). Найбільшим приростом температури відзначений жовтень місяць, в той час як середня місячна температура вересня та листопада місяців практично не змінилась (в межах окремих провінцій навіть знизилася).

Випадіння ***опадів*** в Україні є наслідком складних макроциркуляційних процесів, що визначають тепло- і вологообмін в атмосфері. Суть цих процесів полягає у перенесенні на значну відстань тепла і вологи з Атлантичного океану і Середземного моря, а також розвитку під впливом циклонічної діяльності великомасштабних вертикальних рухів, що призводять до процесу опадоутворення [268]. Випадіння опадів в Україні пов'язане, переважно, з фронтальними хмарами. Узимку їх випадіння обумовлюють середземноморські циклони, вплив яких відмічається по всій території країни. Циклони атлантичного походження рухаються північніше у зональному напрямку. Південні ділянки таких циклонів охоплюють всю Україну, зволожуючи її. За дослідженнями кліматологів [8], повторюваність таких циклонів в кінці минулого та на початку теперішнього століття зменшується. Важливе значення мають опади, пов'язані з тропічним повітрям.

Переміщуючись з південного сходу через південну та південно-західну периферію антициклону, воно зволожується і, зустрічаючись з полярним повітрям, дає значну кількість опадів зливового характеру. Певну роль у збільшенні літніх опадів має місцевий циклогенез. Подібний характер циркуляції атмосфери був властивий періоду 50-80-х років з відносною "стабілізацією" регіонального клімату.

В кінці XX і на початку XXI століття в помірних широтах Європи помічено зростання меридіональної і послаблення зональної циркуляції. На території України деформація циркуляційних процесів зумовила зміну районів формування циклонів, траєкторій їх переміщення та інтенсивності. По всій Україні спостерігається значне зменшення швидкості циклонів, особливо на півдні. Крім того, в останні два десятиліття циклони стали більш глибокими. Зміна районів формування, траєкторії переміщення, швидкості та глибини циклонів призводить до певного перерозподілу кількості опадів по території, у тому числі збільшення ймовірності зливових опадів. Починаючи з 1980-х років, (період зростання меридіональної циркуляції), амплітуда коливань річних сум опадів суттєво зменшилась. Зменшилась також амплітуда коливань сезонних сум, особливо влітку та взимку [268].

В таблиці 5.8 наведено дані про зміну місячних сум опадів в межах окремих ландшафтно-гідрологічних провінцій України протягом останніх двох десятиліть (1989-2008 рр.) по відношенню до попереднього періоду.

Аналіз таблиці свідчить про те, що при несуттєвих змінах річних сум опадів впродовж другого періоду (відхилення в межах окремих ЛГП становлять 0-5%) відбувся перерозподіл сезонних та місячних їх значень.

В межах *рівнинної частини* території України кількість опадів впродовж другого розрахункового періоду зросла в усі сезони (крім зимового), але найбільш суттєво – у перехідні – навесні та восени (відповідно, на 9 та 18%) – рис. 5.6 та 5.7. Навесні найбільшим приростом кількості опадів відзначається березень місяць (в середньому, 17%; в межах лівобережних ландшафтно-гідрологічних провінцій – до 24 - 30%). Суттєве зростання кількості опадів осіннього сезону обумовлюють вересень та жовтень місяці (зростання, відповідно, на 35 та 21%). Більшим значенням відхилення

Таблиця 5.8. Відношення середніх місячних сум опадів сучасного (1989-2008 рр.) та попереднього (до 1989 р.) періодів спостережень в межах окремих одиниць ландшафтно-гідрологічного районування

Ландшафтно-гідрологічна провінція	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Рік
Прип'ятська	0,82	1,13	1,25	1,09	1,02	0,98	1,14	1,03	1,18	1,05	1,00	0,85	1,04
Деснянська	0,84	1,15	1,09	1,19	1,32	0,95	0,96	0,90	1,38	1,26	1,04	0,79	1,05
Бузько-Дністровська	0,80	1,00	1,05	1,04	0,98	1,02	1,04	0,97	1,20	1,06	1,04	0,78	1,00
Дністровсько-Дніпровська	0,75	0,97	1,04	1,02	0,92	1,08	0,96	1,10	1,47	1,09	0,99	0,82	1,02
Лівобережно-Дніпровська	0,83	1,03	1,24	1,13	1,19	1,17	0,92	0,88	1,49	1,31	1,02	0,72	1,05
Нижньобузько-Дніпровська	0,87	0,86	1,17	0,88	1,06	1,05	0,88	1,11	1,53	1,29	1,04	0,83	1,03
Дніпровсько-Сіверськодонецька	0,80	1,04	1,30	1,07	0,99	1,25	0,96	1,03	1,29	1,37	1,09	0,82	1,06
Причорноморсько-Приазовська	0,80	0,96	1,24	1,09	0,89	0,96	0,80	1,30	1,28	1,24	1,10	0,91	1,03
Прут-Дністровська	0,77	1,02	1,04	0,95	0,98	0,94	0,96	1,02	1,22	1,29	0,98	0,91	1,00
Тисо-Латорицька	0,81	1,13	0,93	1,12	0,93	0,73	0,93	0,86	1,38	1,44	1,05	0,92	0,99
Гірсько-Кримська	0,77	0,99	1,09	1,12	0,90	1,07	0,88	1,43	1,41	1,70	1,06	0,85	1,05

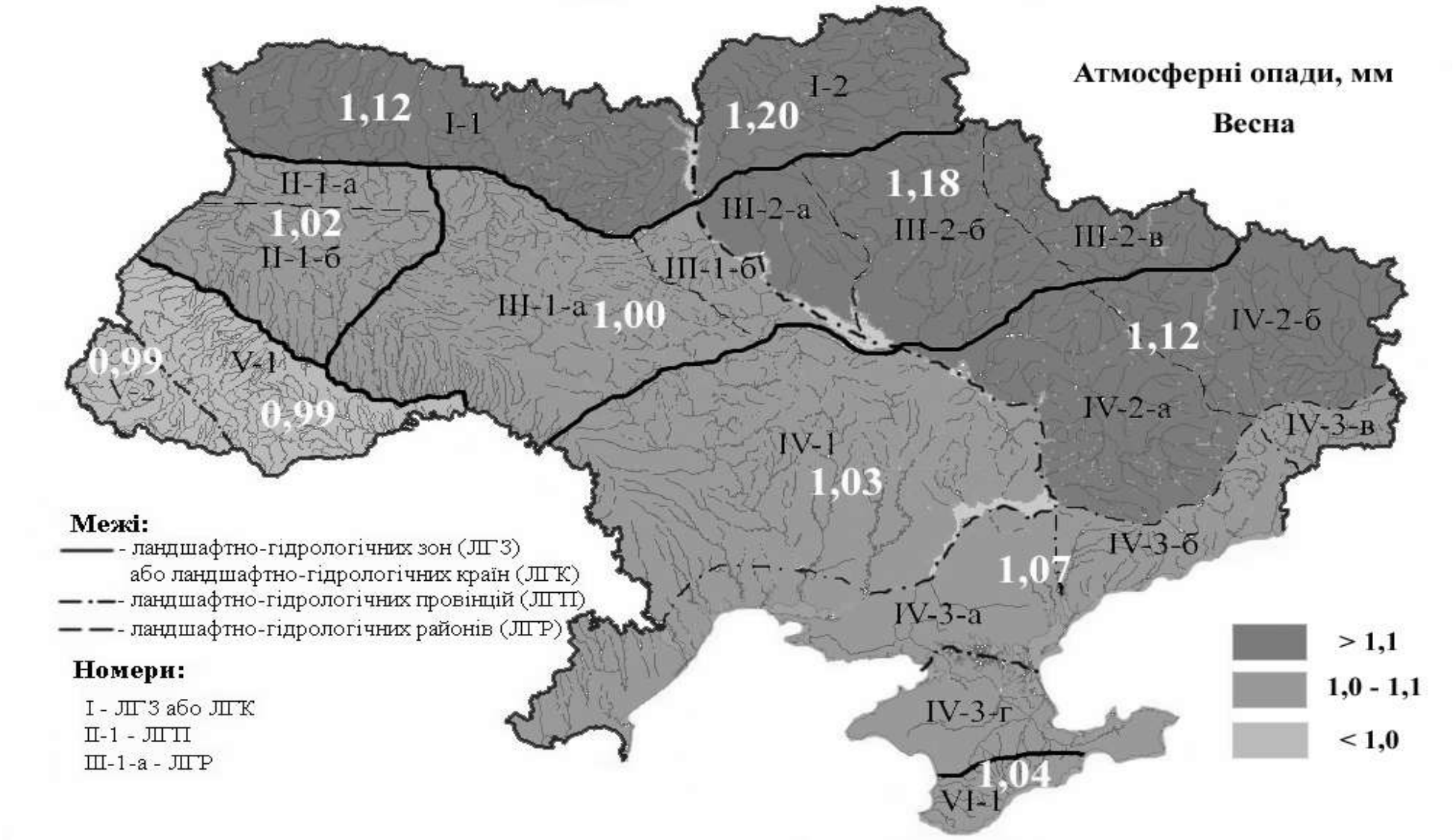


Рис. 5.6. Кількость опадів весняного сезону в межах окремих ЛГП (за період 1989-2008 рр.) по відношенню до попереднього періоду

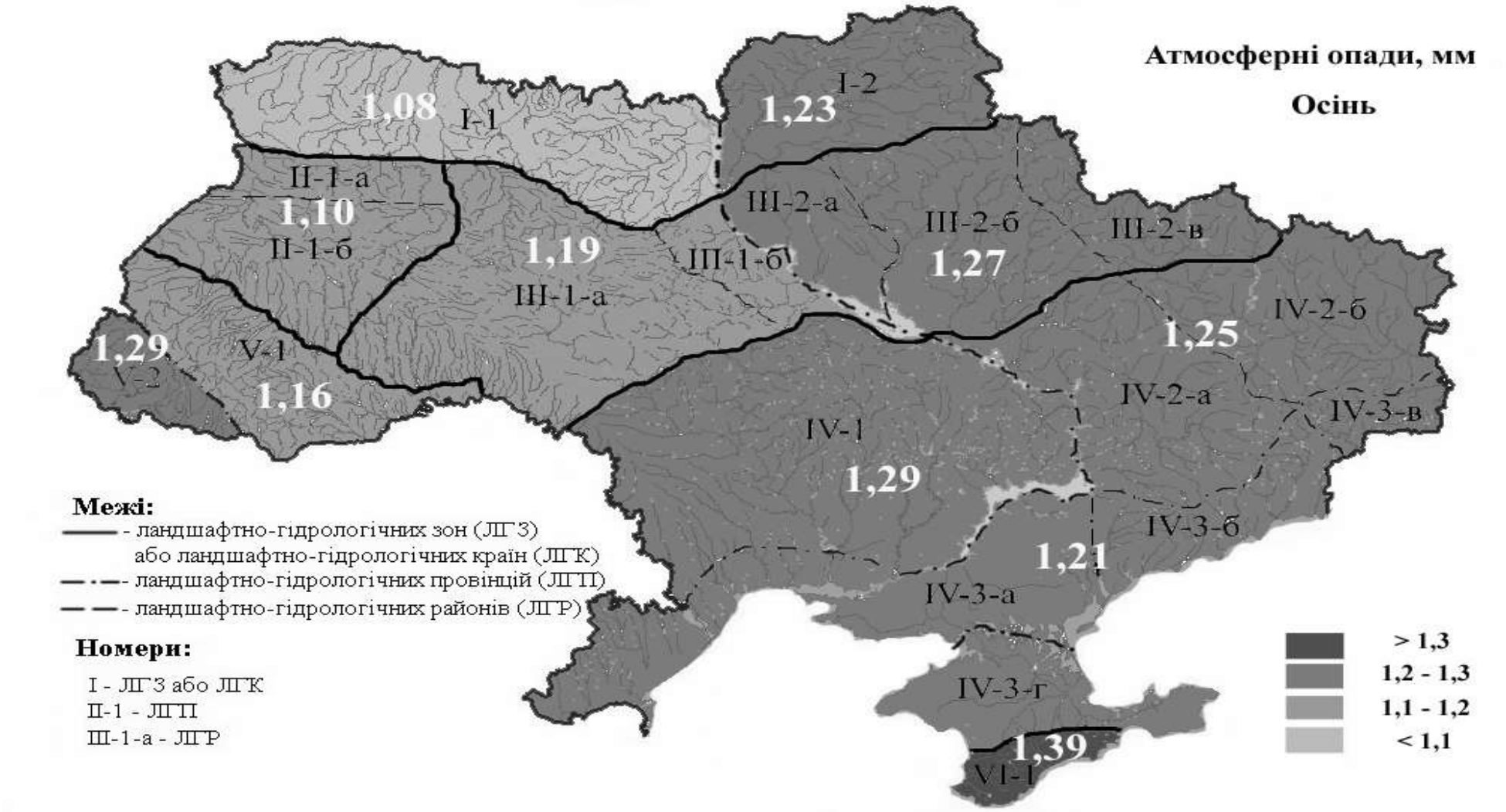


Рис. 5.7. Кількость опадів осіннього сезону в межах окремих ЛГП (за період 1989-2008 рр.) по відношенню до попереднього періоду

впродовж обох сезонів характеризується лівобережна частина території України.

Суми опадів літнього сезону змінилися несуттєво (вцілому для рівнинної частини України на 1%). Прослідковується тенденція збільшення відхилення у напрямку з півночі та північного заходу на південь та південний схід. Зимовий сезон характеризується суттєвим (до 12%) зменшенням кількості опадів, особливо значним впродовж грудня-січня місяців. В межах окремих провінцій суми опадів за вказані місяці зменшились на 25-28%. Вказані зміни є однією з причин зменшення величини вологозапасів впродовж зимового сезону та, відповідно, зменшення об'єму весняного водопілля на річках України в останні десятиліття. Звертає на себе увагу зростання сум опадів саме тих місяців року, для яких дані суми були мінімальними (за багаторічний період). Це підтверджує висновки кліматологів про вирівнювання річних та місячних полів опадів в межах України.

Гірські регіони України [362] характеризуються певними відмінностями у змінах сезонних та місячних сум опадів впродовж останніх двох десятиліть. Якщо осінній та зимовий сезони і в Українських Карпатах, і в Гірському Криму характеризується спільною тенденцією щодо змін кількості опадів: зменшенням кількості опадів (аналогічно рівнинній території України) взимку та зростанням восени, то зміни впродовж інших сезонів суттєво відрізняються.

Протилежний характер цих змін особливо проявляється протягом літнього сезону року – при зменшення суми опадів даного сезону в межах Українських Карпат на 9% впродовж 1989-2008 рр., відбулося зростання відповідної величини для Гірсько-Кримської ЛГП на 13%. Незначне зростання кількості опадів в межах останньої провінції (на 4%) зафіксоване і навесні.

5.4.2. Характеристика сучасних особливостей внутрішньорічного розподілу стоку річок країни

Звичайно, зазначені зміни внутрішньорічного розподілу атмосферних опадів не можуть не позначитися на внутрішньорічному розподілі стоку річок України в сучасний період. У таблиці 5.9 наведені розраховані нами коефіцієнти парної кореляції між зміною

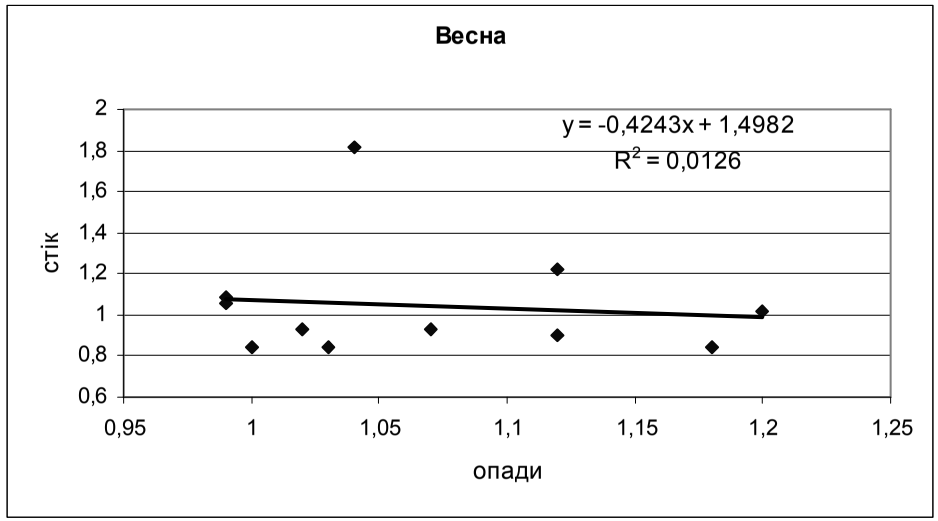
сезонних сум атмосферних опадів та відповідною зміною величини річкового стоку за два характерні періоди в межах рівнинної та гірської частин території України.

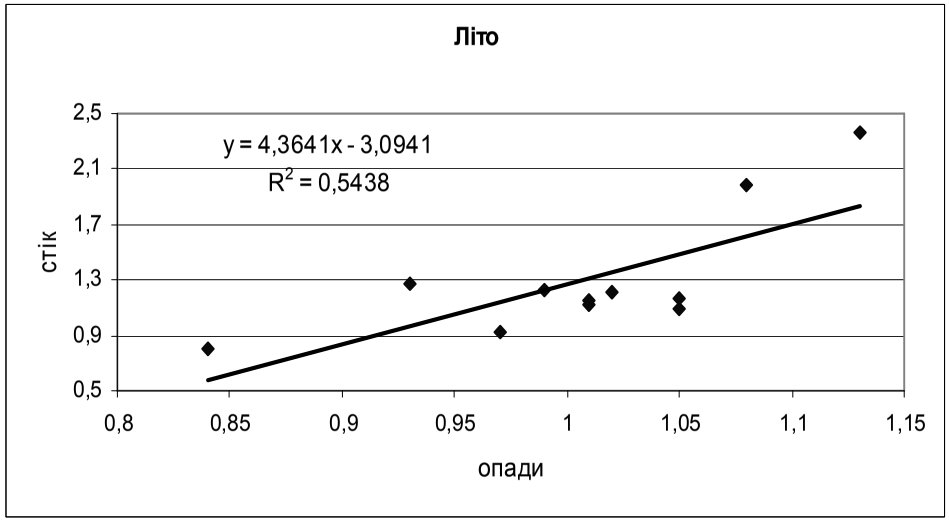
Таблиця 5.9. Коефіцієнти кореляції між зміною сезонних сум опадів та відповідною зміною стоку річок за два характерні періоди

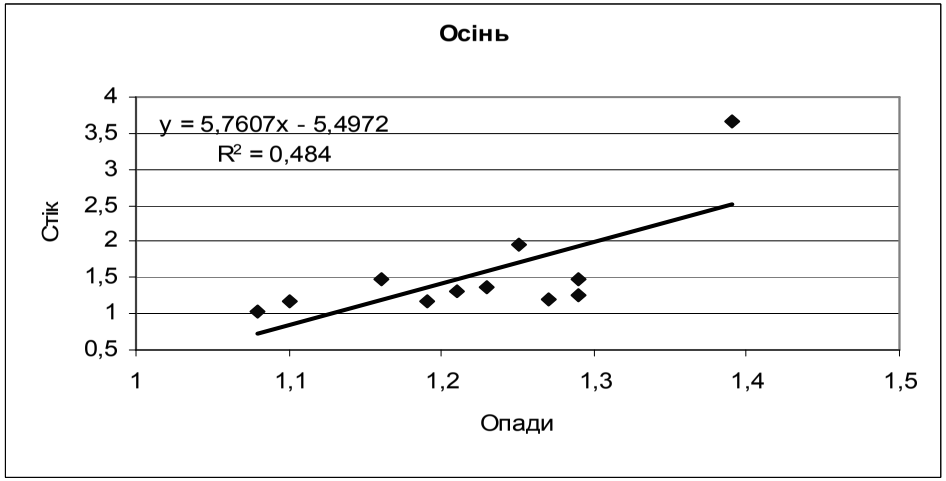
Територія	Сезони року			
	весна	літо	осінь	зима
Рівнинна частина	0,34	0,40	**0,58**	**0,66**
Гірська частина	**0,98**	**0,92**	**0,78**	**-0,90**
Україна вцілому	-0,11	**0,74**	**0,70**	0,01

Звертає на себе увагу достатньо високий ступінь обумовленості змін впродовж літнього та осіннього сезонів в межах території України вцілому (рис.5.8). Тісна залежність обумовлена, передусім, високими коефіцієнтами кореляції у червні, серпні та жовтні. В межах рівнинної території України найвищі коефіцієнти кореляції притаманні холодному періоду року, коли зменшується вплив випаровування на формування стоку, а зростання величини стоку обумовлене збільшенням частки рідких опадів. Цілком природнім є тісний зв'язок між вказаними характеристиками для гірських регіонів країни в усі сезони, окрім зимового. Зворотний характер зв'язку між величиною змін опадів та стоку у зимовий сезон для гірської частини території країни обумовлений накопиченням снігозапасів. Близький до функціонального зв'язок між зазначеними величинами у гірських районах спостерігається у весняний сезон, оскільки до величини рідких атмосферних опадів, що випадають, додається тала вода від танення снігу.

Зміни складових водно-теплового балансу, що відбулися впродовж останніх десятиліть на території України, викликали певний перерозподіл внутрішньорічного розподілу стоку річок. У таблиці 5.10 представлений внутрішньорічний розподіл стоку річок країни (по фазах гідрологічного режиму), узагальнений в межах окремих ландшафтно-гідрологічних провінцій, за два обрані нами репрезентативні періоди. Наступна таблиця 5.11 надає уявлення про ті зміни, що відбулися у внутрішньорічному фазовому розподілі стоку річок країни впродовж останніх двох десятиліть.







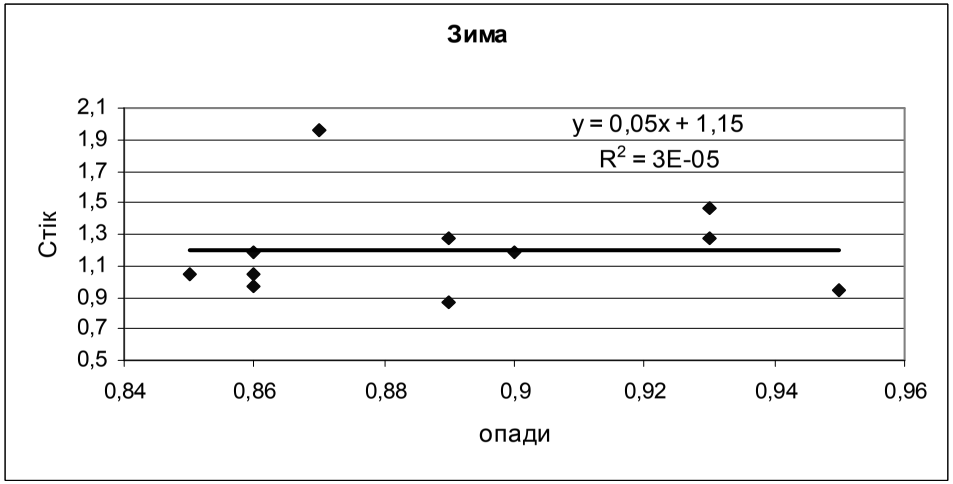


Рис.5.8. Безрозмірні критеріальні залежності змін сезонних величин опадів та річкового стоку (в межах України) за два характерні періоди

Таблиця 5.10. Внутрішньорічний розподіл стоку річок (по фазах гідрологічного режиму) за два характерні періоди, (в %)

Ландшафтно-гідрологічна провінція	Фаза гідрологічного режиму		
	весняне водопілля	літньо-осіння межень	зимова межень
Прип'ятська	42/36	37/38	21/26
Деснянська	**53/42**	31/36	16/22
Бузько-Дністровська	31/25	46/50	23/25
Дністровсько-Дніпровська	35/27	43/50	22/23
Лівобережно-Дніпровська	**48/37**	**33/43**	19/20
Нижньобузько-Дніпровська	**49/35**	**27/39**	24/26
Дніпровсько-Сіверськодонецька	**50/37**	33/42	17/21
Причорноморсько-Приазовська	**45/35**	**39/49**	16/16
Прут-Дністровська	29/27	52/53	19/20
Тисо-Латорицька	30/31	44/45	26/24
Гірсько-Кримська	35/34	34/38	31/28

Примітка: 1.) жирним шрифтом виділені випадки із змінами 10 та більше відсотків;
2.) чисельник – до 1989 р., знаменник – 1989-2008 рр.

Таблиця 5.11. Зміни внутрішньорічного розподілу стоку річок (по фазах гідрологічного режиму) за два характерні періоди, (в %)

Ландшафтно-гідрологічна провінція	Фаза гідрологічного режиму		
	весняне водопілля	літньо-осіння межень	зимова межень
Прип'ятська	-6	1	5
Деснянська	**-11**	5	6
Бузько-Дністровська	-6	4	2
Дністровсько-Дніпровська	-8	7	1
Лівобережно-Дніпровська	**-11**	**10**	1
Нижньобузько-Дніпровська	**-14**	**12**	2
Дніпровсько-Сіверськодонецька	**-13**	9	4
Причорноморсько-Приазовська	**-10**	**10**	0
Прут-Дністровська	-2	1	1
Тисо-Латорицька	1	1	-2
Гірсько-Кримська	-1	4	-3

Примітка: жирним шрифтом виділені випадки із змінами 10 та більше відсотків

Як зазначалось у розділі 5.2 для річок рівнинної території країни характерним є *весняне водопілля*, що обумовлене величиною снігозапасів, інтенсивністю сніготанення та кількістю рідких опадів за період сніготанення. Аналіз табл. 5.11 дозволяє стверджувати про те, що саме ця фаза водного режиму річок зазнала найбільших змін протягом останніх десятиліть [363,364]. Вцілому для рівнинної частини території України частка водопілля у внутрішньорічному розподілі стоку скоротилася на 10%. Величина скорочення зростає з північного заходу та заходу (Прип'ятська та Бузько-Дністровська ландшафтно-гідрологічні провінції – по 6%) у східному (Деснянська та Лівобережно-Дніпровська провінії – по 11%) і південно-східному напрямі (Нижньобузько-Дніпровська ЛГП - 14%; Дніпровсько-Сіверськодонецька ЛГП - 13%) – рис.5.9.

Отже, зміни є більш суттєвими у лівобережній частині країни, що цілком логічно пояснюється більш суттєвими змінами кліматичних характеристик в даному регіоні (див. розділ 5.3.1). Звертає на себе увагу практична відсутність зазначених змін частки весняного водопілля у внутрішньорічному розподілі стоку в гірських регіонах України, де зміни складових водно-теплового балансу холодного періоду року не є такими суттєвими, як на рівнині.

Проведені нами розрахунки показують, що весняне водопілля впродовж останніх двадцяти років не є самою багатоводною фазою водного режиму річок України. Аналіз табл. 5.10 свідчить, що до 1989 р. на період водопілля припадала найвища частка (від 42 до 53%) річного об'єму стоку річок практично всієї рівнинної частини країни, за винятком її південно-західного регіону (Бузько-Дністровська та Дністровсько-Дніпровська ЛГП). Дві останні провінції і на сьогодні характеризуються найменшою часткою водопілля в річному стоці, яка становить лише 25-27%. В сучасний період весняне водопілля залишається самою многоводною фазою гідрологічного режиму лише на річках північного сходу країни (Деснянська ЛГП). В даному регіоні його частка у внутрішньорічному розподілі стоку становить 42% [359]. Переважна частина рівнинної території країни характеризується практично однаковими показниками вказаної частки, що коливаються в межах 35-37%.

Найбільш багатоводною фазою у внутрішньорічному розподілі стоку річок країни (за винятком її північного сходу) впродовж останніх двадцяти років є *літньо-осіння межень*. Частка її у річному

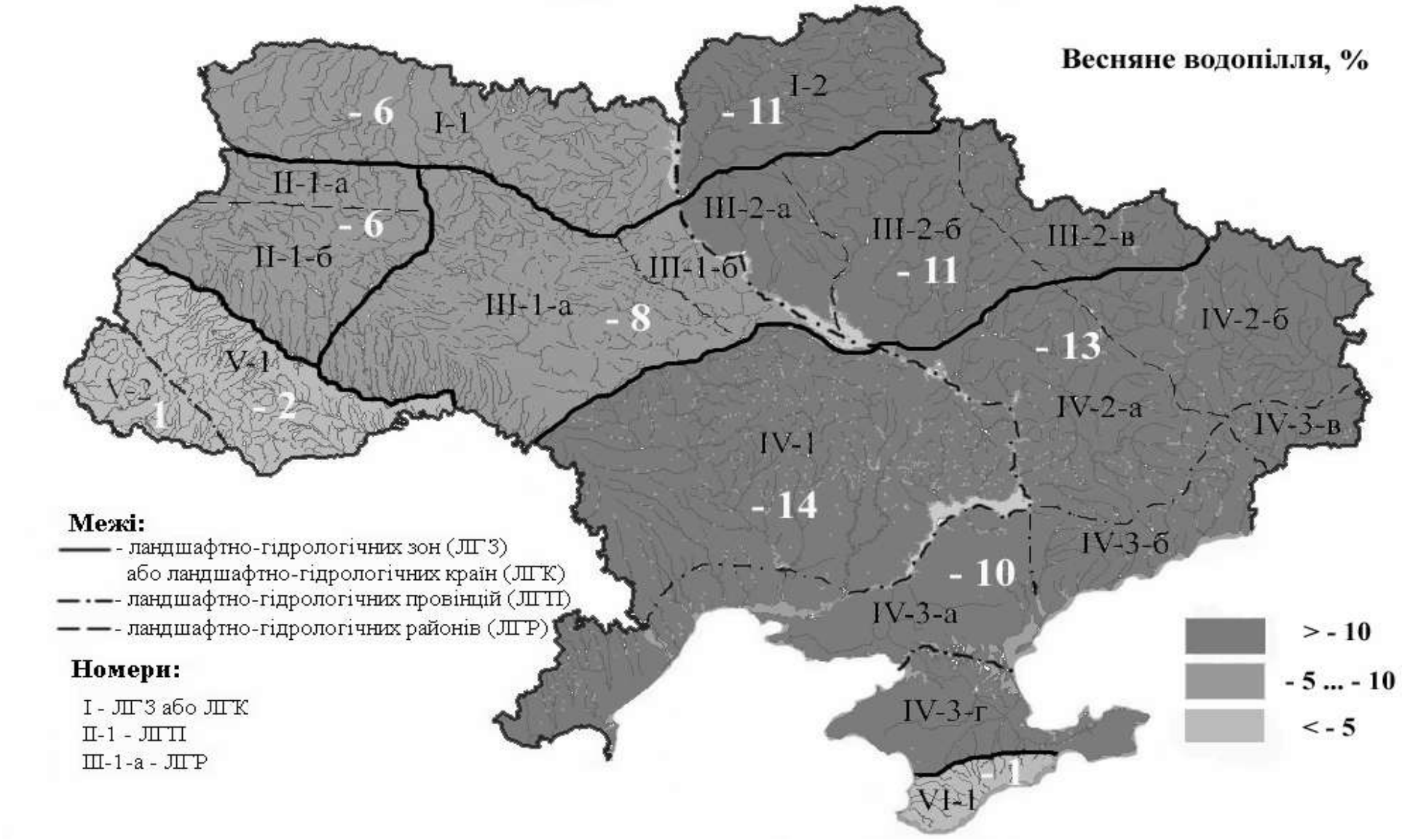


Рис. 5.9. Зміна частки (%) весняного водопілля у внутрішньорічному розподілі стоку за два характерні періоди

об’ємі стоку вцілому по рівнинній території становить 44%, коливаючись в межах окремих ландшафтно-гідрологічних провінцій від 38% (Прип’ятська ЛГП) до 50% (Бузько-Дністровська та Дністровсько-Дніпровська ЛГП). Зростання стоку літньо-осінньої межені обумовлене збільшенням кількості опадів, передусім впродовж осіннього сезону (на 18% в межах рівнинної частини країни). При цьому температура літнього та, особливо, осіннього сезонів зросла несуттєво (на 0,6 та 0,2 ^{o}C, відповідно). Зазначене вище зменшення показників середньої швидкості вітру та дефіциту насичення повітря в межах країни призвели до зменшення випаровування та зростання об’єму стоку літньо-осінньої межені. Найбільше зростання частки цієї фази гідрологічного режиму (порівняно із попереднім періодом) відзначено у південно-західній (Нижньобузько-Дніпровська ЛГП – 12%), південній (Причорноморсько-Приазовська ЛГП – 10%) та східній (Лівобережно-Дніпровська ЛГП – 10%) частинах України – рис.5.10. В межах Українських Карпат частка річного об’єму стоку, що припадає на літньо-осінню межень практично не змінилась, а на річках Гірського Криму зросла лише на 4%.

Частка об’єму річного стоку річок України, що припадає на період *зимової межені*, змінилась несуттєво (табл. 5.11). В межах рівнинної території країни спостерігається незначне зростання цієї вличини від 0% на півдні (Причорноморсько-Приазовська ЛГП) до 5-6% на півночі (Прип’ятська та Деснянська ЛГП) – рис. 5.11. У гірських регіонах країни зафіксоване незначне зменшення частки об’єму стоку зимової межені від 1% (Українські Карпати) до 3% (Гірський Крим). Протягом двох останніх десятиліть частка цієї фази гідрологічного режиму у внутрішньорічному розподілі стоку річок більшої частини країни становить, в середньому, 22%, дещо збільшуючись в межах Гірсько-Кримської ЛГП (до 28%) – табл. 5.10.

Оскільки водогосподарські розрахунки внутрішньорічного розподілу стоку проводяться не за календарними, а за гідрологічними сезонами, нами проаналізовано відповідні зміни стоку річок України за два характерні періоди. Терміни гідрологічних сезонів, визначені згідно рекомендацій [348], представлені у таблиці 5.12.

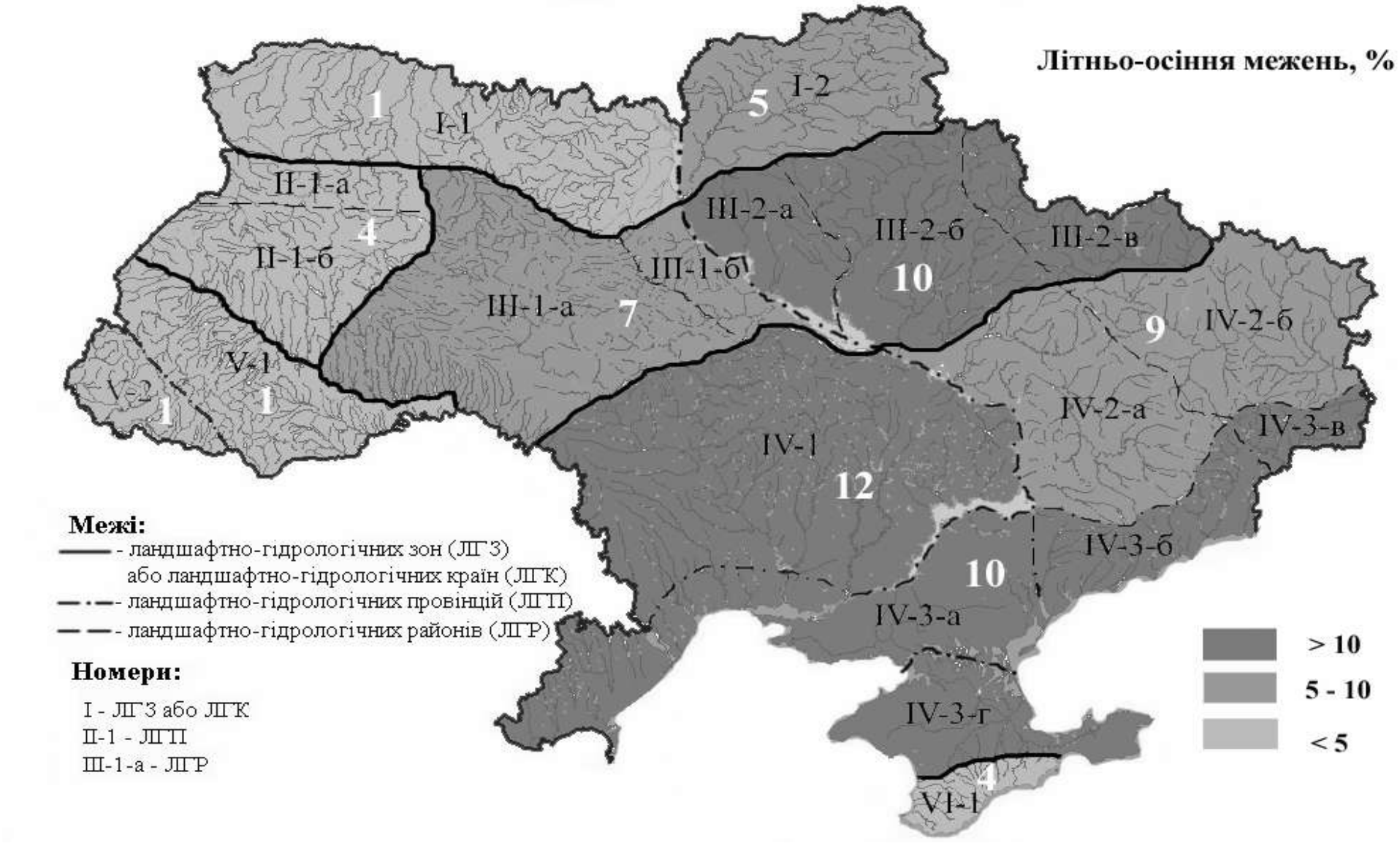


Рис. 5.10. Зміна частки (%) літньо-осінньої межені у внутрішньорічному розподілі стоку за два характерні періоди

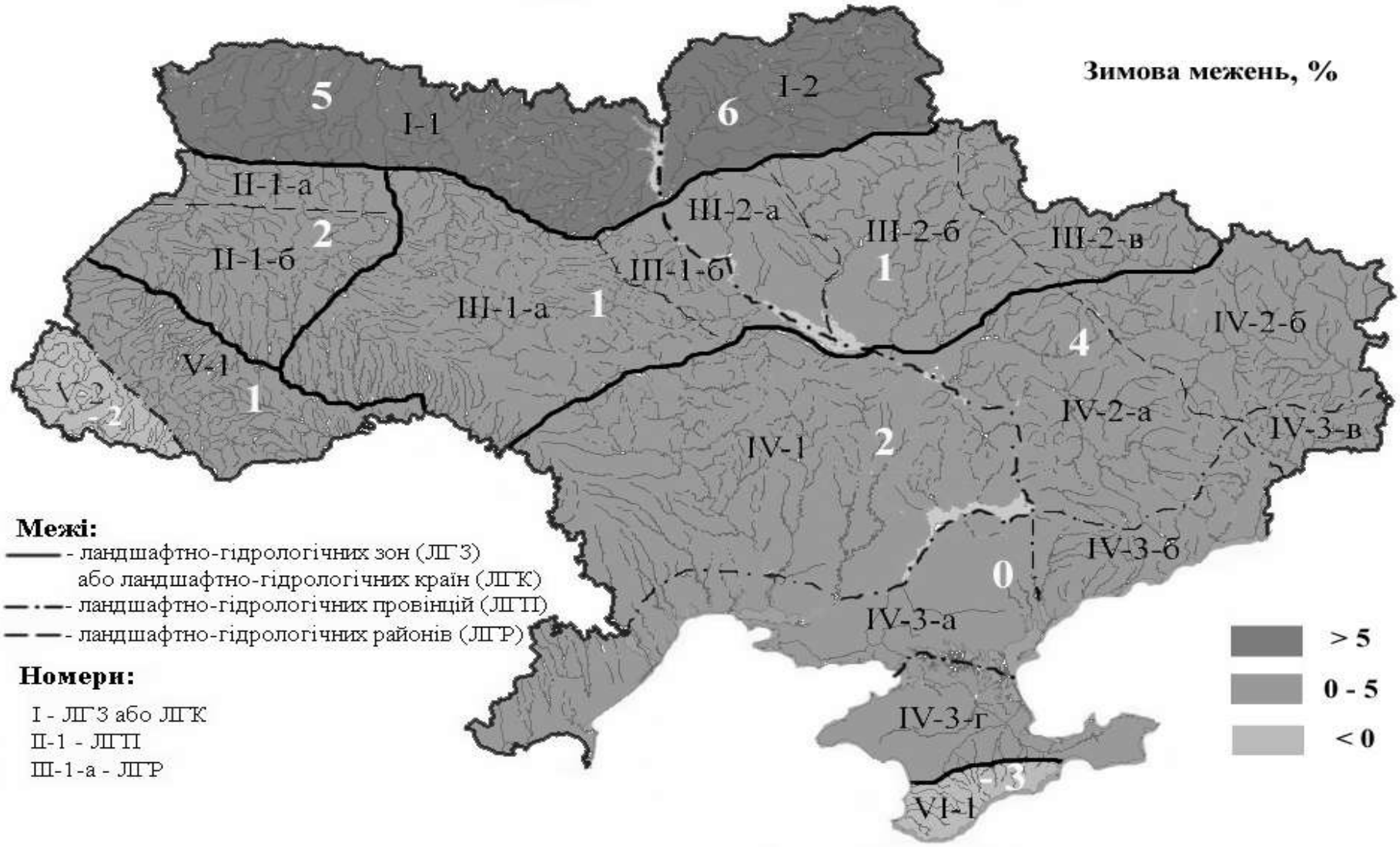


Рис. 5.11. Зміна частки (%) зимової межені у внутрішньорічному розподілі стоку за два характерні періоди

Таблиця 5.12. Терміни гідрологічних сезонів для ландшафтно-гідрологічних провінцій, обрані за [348]

Ландшафтно-гідрологічна провінція	Гідрологічний сезон			
	весняний	літній	осінній	зимовий
Прип'ятська	III-V	VI-VIII	IX-XI	XII-II
Деснянська	III-V	VI-VIII	IX-XI	XII-II
Бузько-Дністровська	III-V	VI-VIII	IX-XI	XII-II
Дністровсько-Дніпровська	III-V	VI-VIII	IX-XI	XII-II
Лівобережно-Дніпровська	III-V	VI-VIII	IX-XI	XII-II
Нижньобузько-Дніпровська	II-IV	V-VIII	IX-XI	XII-I
Дніпровсько-Сіверськодонецька	II-IV	V-VIII	IX-XI	XII-I
Причорноморсько-Приазовська	II-IV	V-VIII	IX-XI	XII-I
Прут-Дністровська	III-V	VI-VIII	IX-XI	XII-II
Тисо-Латорицька	III-V	VI-VIII	IX-XI	XII-II
Гірсько-Кримська	III-V	VI-VIII	IX-XI	XII-II

Відмінності у термінах сезонів стосуються лише тих провінцій, що розташовані в межах степової посушливої ландшафтно-гідрологічної зони. Вони полягають у більш ранньому весняному сезоні (II-IV місяці), тривалішому літньому (V-VIII місяці) та коротшому зимовому (XII-I місяці) сезонах.

У таблиці 5.13 представлений сезонний розподіл стоку річок країни, узагальнений в межах окремих ландшафтно-гідрологічних провінцій, за два обрані періоди. Зміни сезонних характеристик (у відсотках), що відбулися впродовж 1989-2008 рр. у порівнянні із попереднім періодом, представлені у таблиці 5.14.

Отже, найбільші зміни стоку річок України властиві *весняному* гідрологічному сезону. Вцілому для рівнинної частини території країни зменшення частки цього сезону у внутрішньорічному розподілі стоку становить 8%.

Найбільші зміни зафіксовано у південно-західній частині України (Нижньобузько-Дніпровська ЛГП), де відповідна величина становить 12%, та у північно-східних ландшафтно-гідрологічних провінціях (Деснянська - 14% та Лівобережно-Дніпровська – 10%).

В межах Гірсько-Кримської ЛГП зміна частки весняного стоку становить лише 3%, а у Карпатському регіоні вказана величина практично не змінилась.

Таблиця 5.13. Сезонний розподіл стоку річок за два характерні періоди, (в %)

Ландшафтно-гідрологічна провінція	Гідрологічний сезон			
	весняний	літній	осінній	зимовий
Прип'ятська	50/44	16/18	14/13	20/25
Деснянська	**57/43**	13/16	14/18	16/23
Бузько-Дністровська	38/33	21/22	18/20	23/25
Дністровсько-Дніпровська	42/34	19/22	18/21	21/23
Лівобережно-Дніпровська	**55/45**	13/17	13/18	19/20
Нижньобузько-Дніпровська	**54/42**	12/14	10/18	24/26
Дніпровсько-Сіверськодонецька	49/41	11/16	11/16	29/27
Причорноморсько-Приазовська	41/37	15/19	13/17	31/27
Прут-Дністровська	37/36	33/27	16/22	14/15
Тисо-Латорицька	38/40	22/18	17/21	23/21
Гірсько-Кримська	45/42	14/16	9/14	32/28

Примітка: 1.) жирним шрифтом виділені випадки із змінами 10 та більше відсотків;
2.) чисельник – до 1989 р., знаменник – 1989-2008 рр.

Таблиця 5.14. Зміни сезонного розподілу стоку річок за два характерні періоди, (в %)

Ландшафтно-гідрологічна провінція	Гідрологічний сезон			
	весняний	літній	осінній	зимовий
Прип'ятська	-6	2	-1	5
Деснянська	**-14**	3	4	7
Бузько-Дністровська	-5	1	2	2
Дністровсько-Дніпровська	-8	3	3	2
Лівобережно-Дніпровська	**-10**	4	5	1
Нижньобузько-Дніпровська	**-12**	2	8	2
Дніпровсько-Сіверськодонецька	-8	5	5	-2
Причорноморсько-Приазовська	-4	4	4	-4
Прут-Дністровська	-1	-6	6	1
Тисо-Латорицька	2	-4	4	-2
Гірсько-Кримська	-3	2	5	-4

Примітка: жирним шрифтом виділені випадки із змінами 10 та більше відсотків

Зменшення частки весняного сезону призвело до практично рівномірного зростання величини стоку річок рівнинної частини країни впродовж інших сезонів року, частка яких у внутрішньорічному розподілі зросла на 2-4% (коливання в межах окремих провінцій становлять 1-8%). Лише у південних та південно-східних ЛГП відбулося певне зменшення частки стоку *зимового* сезону.

В межах провінцій, що відносяться до Карпатської гірської ландшафтно-гідрологічної країни, відбувся певний перерозподіл стоку між літнім та осіннім сезонами року із зменшенням частки першого та зростанням частки другого. Вказані зміни призвели до того, що у сучасний період частка жодного сезону у внутрішньорічному розподілі не перевищує 50% (табл. 5.13), хоча ще два десятиліття тому в межах кількох ЛГП (переважно лівобережних) частка весняного сезону становила 50-57%. Впродовж останніх двадцяти років в межах рівнинної частини території країни вона становить, в середньому, 40%, досягаючи максимума у північних та північно-східних регіонах (43-45%). Завдяки збільшенню часток інших сезонів, відбулося певне вирівнювання внутрішньорічного розподілу стоку. Залишається певна диспропорція у внутришньорічному розподілі стоку між двома ЛГП, що відносяться до Карпатської гірської ландшафтно-гідрологічної країни. Якщо у Прут-Дністровській ЛГП другим за водністю (після весняного) є літній сезон, то в межах Тисо-Латорицької ЛГП – зимовий.

Зміни складових водно-теплового балансу та відповідні зміни, що відбулися у характері живлення річок України впродовж останніх двох десятиліть (табл.5.4) призвели до суттєвого внутрішньорічного перерозподілу стоку (табл.5.13) та зміни середньомісячних та річних витрат води річок. У таблиці 5.15 наведені зміни водності окремих місяців та року вцілому (у відсотках), що показують відношення відповідних витрат за період 1989-2008 роки по відношенню до попереднього періоду.

Аналіз таблиці свідчить про те, що вцілому по рівнинній частині території країни величина середнього річного стоку практично не змінилась [365]. Певне зростання цієї величини відмічене у лівобережній частині території (головним чином за рахунок Дніпровсько-Сіверськодонецької провінції) і незначного зниження – у правобережній частині країни. При цьому відмічається зменшення

Таблиця 5.15. Зміни місячних та річних витрат води річок за два характерні періоди, (в %)

Ландшафтно-гідрологічна провінція	Місяці												Рік
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Прип'ятська	**37**	**41**	-5	**-21**	-4	23	-7	**11**	**25**	-6	**-13**	2	-3
Деснянська	**46**	**56**	**31**	**-41**	**15**	**42**	**14**	**29**	**21**	**39**	**47**	**40**	1
Бузько-Дністровська	**26**	**13**	**-21**	**-10**	**10**	5	4	**27**	**31**	**16**	8	**14**	5
Дністровсько-Дніпровська	**14**	-4	**-32**	**-21**	4	**32**	1	**15**	**25**	**17**	5	5	-4
Лівобережно-Дніпровська	2	-6	**-20**	**-39**	**10**	**34**	**19**	**15**	**20**	**23**	**17**	-5	**-11**
Нижньобузько-Дніпровська	**20**	**-21**	**-47**	**-17**	**15**	**10**	2	**33**	**44**	**64**	**34**	**16**	-4
Дніпровсько-Сіверськодонецька	**35**	-4	-6	**15**	**58**	**67**	**76**	**152**	**106**	**97**	**81**	**51**	**22**
Причорноморсько-Приазовська	**-13**	**-32**	**-28**	-2	9	8	**11**	**44**	**41**	**33**	**20**	5	-8
Прут-Дністровська	**22**	**20**	**21**	5	1	**-13**	**-15**	6	**44**	**53**	**47**	**10**	9
Тисо-Латорицька	-5	-4	**18**	0	1	**-23**	**-21**	**-11**	**18**	**31**	**33**	**-10**	0
Гірсько-Кримська	**96**	**146**	**104**	**90**	**53**	**62**	**89**	**255**	**308**	**246**	**246**	**47**	**92**

Примітка: жирним шрифтом виділені випадки із змінами 10 та більше відсотків

витрат двох місяців – березня та квітня, на які припадає період весняного водопілля.

Середні витрати меженних місяців впродовж останніх двох десятиліть зросли. Найбільше зростання припадає на серпень-жовтень місяці, відповідно до зростання кількості опадів даного періоду року (табл. 5.8).

Звертає на себе увагу непропорційне збільшення водності меженних місяців річок Дніпровсько-Сіверськодонецької ЛГП. На нашу думку, дана обставина обумовлена спільною дією двох факторів – природного (зростання кількості опадів та зменшення величини випаровування в даному регіоні) та антропогенного (зменшення величини водозаборів впродовж 90-х, початку 2000-х років через спад промислового виробництва). Слід відзначити зниження водності зимової межені на річках Причорноморсько-Приазовської ЛГП. Це обумовлено тим, що режим місцевих річок практично не змінився (часті відлигі були властиві річкам даного регіону і в попередній період), а скорочення кількості зимових опадів призвело до відповідного зменшення стоку.

Зміни водності річок гірських регіонів України впродовж останніх десятиліть суттєво відрізняються. Середні річні витрати річок Українських Карпат мають певну тенденцію до зростання (головним чином, за рахунок річок Передкарпаття). Якщо середні витрати весняних місяців практично не змінились, то зменшення витрат літніх місяців є достатньо суттєвим (до 17%). Головна роль в цьому належить річкам Тисо-Латорицької ЛГП, де відповідне зменшення сягає 21-23%. На відміну від річок Прикарпаття (Прут-Дністровська ЛГП), де зберігається властива річкам рівнинної частини України тенденція до зростання середньомісячних витрат меженних місяців, на річках Закарпаття спостерігається тенденція до зменшення середніх витрат місяців зимової межені. Дана обставина, на нашу думку, обумовлена відповідним зниженням температури повітря (отже, і скороченням кількості відлиг) та зменшенням кількості атмосферних опадів. Максимальне зростання величини середньомісячного стоку на річках Українських Карпат припадає на осінній період, відповідно до зростання кількості опадів.

Річки Гірського Криму впродовж двох останніх десятиліть мають тенденцію до суттєвого зростання водності. На нашу думку, дане явище можна пояснити дією двох факторів. Перш за все, це зростання кількості атмосферних опадів в даному регіоні, величина

яких в окремі місяці збільшилась на 41-70%; по-друге, суттєве зростання частки підземного живлення (особливо внутрішньогрунтового), що пояснюється поширенням карстових порід.

Найбільш надійне вирішення водогосподарських завдань забезпечується при розрахунках внутрішньорічного розподілу, коли в якості лімітуючого приймається період та сезон, протягом яких спостерігаються найбільш низькі витрати води. Тому задача правильного визначення таких часових періодів є достатньо важливою в практиці водогосподарських розрахунків. Визначення лімітуючих періодів, сезонів та місяців в сучасних умовах та встановлення їх змін, порівняно із попереднім періодом було одним із завдань нашого дослідження. Вказані часові відрізки, розраховані нами для двох репрезентативних періодів, наведені в таблиці 5.16.

В якості лімітуючого періоду для річок рівнинної частини України приймається часовий інтервал, що включає всі меженні сезони: літньо-осінню та зимову межень. Для річок мішанолісової вологої, широколистолісової вологої та лісостепової недостатньо зволоженої ландшафтно-гідрологічних зон терміни лімітуючого періоду не змінилися впродовж останніх десятиліть і охоплюють відрізок часу з червня поточного року по лютий наступного. Річки степової посушливої ландшафтно-гідрологічної зони мають дещо зміщені наперед, відносно трьох попередніх зон, терміни лімітуючого періоду. Вони також залишились незмінними і охоплюють відрізок з травня поточного року по січень наступного включно.

Гірські регіони України мають різні терміни лімітуючих періодів, що пояснюється відмінностями у внутрішньорічному розподілі стоку. Навіть для двох макросхилів Українських Карпат ці терміни відрізняються. Якщо на південно-західному макросхилі (в межах Тисо-Латорицької ЛГП) лімітуючий період включає 9 місяців – з червня поточного року по лютий наступного, то на північно-східному макросхилі (що входить до Прут-Дністровської ЛГП) цей період становить 6 місяців – з вересня поточного року по лютий наступного. Це пояснюється високою водністю літнього сезону в межах даної провінції. Для річок Гірського Криму лімітуючий період охоплює все тепле півріччя - з травня по листопад, оскільки впродовж холодного періоду року (з грудня по квітень) на річках в межах даної провінції проходить 70-75% річного об’єму стоку.

Таблиця 5.16. Лімітуючі часові інтервали, рекомендовані для водогосподарських розрахунків для двох характерних періодів

Ландшафтно-гідрологічна провінція	Лімітуючий:		
	період	сезон	місяць
Прип'ятська	VI-II (VI-II)	IX-XI (IX-XI)	**IX (X)**
Деснянська	VI-II (VI-II)	VI-VIII (VI-VIII)	VIII (VIII)
Бузько-Дністровська	VI-II (VI-II)	IX-XI (IX-XI)	**IX (X)**
Дністровсько-Дніпровська	VI-II (VI-II)	IX-XI (IX-XI)	IX (IX)
Лівобережно-Дніпровська	VI-II (VI-II)	VI-VIII (VI-VIII)	VIII (VIII)
Нижньобузько-Дніпровська	V-I (V-I)	**IX-XI (V-VIII)**	**IX (VIII)**
Дніпровсько-Сіверськодонецька	V-I (V-I)	V-VIII (V-VIII)	VIII (VIII)
Причорноморсько-Приазовська	V-I (V-I)	IX-XI (IX-XI)	IX (IX)
Прут-Дністровська	IX-II (IX-II)	XII-II (XII-II)	I (I)
Тисо-Латорицька	VI-II (VI-II)	**IX-XI (VI-VIII)**	**IX (VIII)**
Гірсько-Кримська	V-XI (V-XI)	IX-XI (IX-XI)	X (X)

Примітка: в дужках – значення, розраховані за період 1989-2008 рр.

На річках більшої частини території країни, за винятком її південно-західного регіону (Тисо-Латорицька та Нижньобузько-Дніпровська ЛГП), без змін залишились і терміни лімітуючих сезонів року.

Для річок правобережної України лімітуючим сезоном є осінь, для лівобережних провінцій – літо [366]. Протягом останніх двадцяти років в межах Тисо-Латорицької та Нижньобузько-Дніпровської ЛГП відбувся перехід лімітуючого сезону з осіннього на літній через зменшення внутрішньорічної частки стоку останнього. На відміну від Закарпаття, в межах Прут-Дністровської ЛГП лімітуючим є зимовий сезон, на який припадає всього 15% об'єму річного стоку. В межах Гірсько-Кримської ЛГП був та залишається лімітуючим осінній сезон.

На відміну від термінів лімітуючих періодів і сезонів, терміни лімітуючих місяців по окремих ландшафтно-гідрологічних провінціях суттєво відрізняються. До кінця 80-х років минулого століття в межах правобережної частини рівнинної території країни лімітуючим був вересень місяць, а в межах лівобережної частини – серпень. Цікаво, що лімітуючий місяць для трьох лівобережних провінцій не змінився і впродовж останніх двадцяти років. Суттєві зміни щодо лімітуючого місяця відбулися в останні два десятиліття у правобережних ЛГП. Так, у північно-західній частині республіки (Прип'ятська та Бузько-Дністровська провінції) відбувся перехід лімітуючого місяця з вересня на жовтень [367]. У південно-західній частині країни (Тисо-Латорицька та Нижньобузько-Дніпровська ЛГП) навпаки, зміщення лімітуючого місяця відбулося на більш ранні терміни – з вересня на серпень [368]. Без змін залишились терміни лімітуючого місяця у межах Дністровсько-Дніпровської та Причорноморсько-Приазовської ЛГП.

Збереглися протягом останніх двох десятиліть терміни лімітуючого місяця і в двох інших гірських ЛГП. В межах Прут-Дністровської провінції ним є січень, а в межах Гірсько-Кримської ЛГП – жовтень місяць.

Висновки. Впродовж останніх двадцяти років на території України відбулися певні кліматичні зміни, що, в першу чергу, характеризуються зростанням середньої річної температури повітря. Порівняно із попереднім періодом вона зросла в межах рівнинної частини країни на 0,8 ^{o}C. Величина зростання зменшується в напрямку з півночі та північного заходу (0,9-1,0 ^{o}C) на південь та

південний схід (0,7 ^{o}C). Найбільший внесок у зростання річної температури внесли зимовий та весняний сезони.

При несуттєвих змінах річних сум атмосферних опадів відбувся перерозподіл їх сезонних та місячних значень. Кількість опадів зросла в усі сезони (крім зимового), але найбільше – навесні та восени. Звертає на себе увагу зростання сум опадів саме тих місяців року, для яких дані суми були найменшими. Отже, відбувається вирівнювання кліматичних полів опадів в межах країни.

Зміни складових водно-теплового балансу, що відбулися на території України в останні десятиліття, викликали певні зміни у живленні річок. Якщо раніше (до кінця 80-х років минулого століття) річки країни характеризувались, переважно, сніговим живленням (частка якого перевищувала 50% від об'єму річного стоку), то впродовж двох останніх десятиліть вона скоротилася на 12 (а в багатоводні роки – на 19) відсотків. При цьому снігове живлення вже не дає переважну частку річного стоку.

Одночасно відбулося зростання частки підземного живлення, що майже зрівнялася з часткою снігового. В тих районах, де поширені карстові породи та достатньо великою є зарегульованість стоку, частка підземного живлення стала переважаючою.

Зменшення частки снігового та відповідне зростання частки підземного живлення у стоці річок країни впродовж останніх двох десятиліть сприяло вирівнюванню внутрішньорічного його розподілу. Зокрема, частка весняного водопілля у річному об'ємі стоку зменшилась з 42-53% до 35-37% для окремих ландшафтно-гідрологічних провінцій. Воно вже не є самою багатоводною фазою водного режиму річок.

Роль найбільш багатоводної фази у внутрішньорічному розподілі стоку річок країни (за винятком її північного сходу) зараз належить літньо-осінній межені, частка якої у річному об'ємі стоку вцілому по рівнинній території становить 44%, коливаючись в межах окремих ЛГП від 38 до 50%. Частка об'єму стоку, що припадає на період зимової межені, змінилася несуттєво.

На річках більшої частини території країни терміни лімітуючих періодів і сезонів залишились без змін. На відміну від них, терміни лімітуючих місяців по окремих ЛГП змінилися, особливо на правобережжі.

РОЗДІЛ 6
МАКСИМАЛЬНИЙ СТІК РІЧОК УКРАЇНИ ТА ЙОГО СУЧАСНІ ЗМІНИ

Розглядаючи водний режим річок протягом року (календарного, гідрологічного або водогосподарського) під максимальним стоком розуміють найбільшу витрату води, об'єм або шар стоку за багатоводну фазу – водопілля або паводок. Максимальний стік виражається найбільшою (максимальною) витратою води, об'ємом або шаром стоку за основну хвилю водопілля або за найбільший паводок у цьому році. Найбільше значення має, зазвичай, максимальна витрата води, яка визначає висоту підйому рівня води, тобто зону затоплення, швидкості течії, тобто розмиваючу здатність потоку, і вцілому – напір води на споруди.

Визначення максимальних витрат води є необхідним для розрахунку різних гідротехнічних споруд, зокрема: мостів, гребель, дамб та ін. Точне визначення величин максимальних витрат гарантує нормальну експлуатацію даних споруд [351].

Оцінка параметрів водопілля та паводків має велике наукове та практичне значення. В науковому відношенні водопілля та паводки визначають загальні риси режиму стоку річок даного регіону. Об'єм їх стоку становить переважну частину стоку річок, а для малих річок посушливої зони може складати весь річний стік, тому відомості про максимальний стік необхідні для вивчення багатьох аспектів гідрологічного режиму річок [369].

В практичному плані максимальний стік відносять до катастрофічних явищ природи. Статистика свідчить, що за повторюваністю, площею поширення, сумарними середньорічними матеріальними збитками повені займають перше місце у ряду відомих нам стихійних явищ. Що стосується соціально-економічних збитків, то лише за 1998-2002 рр. в світі від повеней загинуло близько 53 тис. осіб, з місць постійного проживання евакуйовано 150 млн. осіб, загальна сума збитків від повеней перевищила 135 млрд. доларів США [370].

За характером походження максимальні витрати води можуть бути поділені на:

- сформовані внаслідок сніготанення;
- ті, що сформувались через випадіння дощових опадів;

- максимуми мішаного походження – від сніготанення і дощів, коли частки кожного виду живлення близькі за величиною або їх важко розрізнити.

6.1. Умови формування та основні характеристики максимального стоку

6.1.1. Весняне водопілля

Весняне водопілля на річках України є найбільш характерною фазою їх гідрологічного режиму. Умови його формування, з урахуванням значних відмінностей по території кліматичних, геоморфологічних, грунтових, рослинних та інших факторів, неоднакови на рівнинних та гірських водозборах.

Умови формування водопілля. Всі фактори, що впливають на формування весняного стоку, можна поділити на дві основні групи:

- фактори *метеорологічні*, що визначають інтенсивність сніготанення та утворення талих вод, а також втрати на випаровування;
- фактори *підстильної поверхні*, що визначають величину акумуляції талих вод на поверхні басейну та інфільтрації в грунт, характер розподілу снігу на поверхні басейну та стікання талих вод на схилах і в руслах річок.

Високе водопілля на рівнинних річках України утворюється під час пізньої дружньої весни внаслідок інтенсивного танення достатньо великих снігозапасів та тривалих дощових опадів, що накладаються на основну хвилю талих вод, як це спостерігалось під час історичних повеней 1845, 1877, 1895, 1908, 1917, 1931, 1932, 1942, 1970 рр.

Форма гідрографа водопілля залежить від характеру весни та ряду азональних факторів, серед яких суттєву роль грають болота і карст. У ранні весни форма гідрографа багатопікова, складна, у пізні – одновершинна. На закарстованих водозборах підйом водопілля відбувається повільно, пік слабо виражений, спад відбувається повільно. Регулюючий вплив водосховищ призводить до формування багатопікового, розтягнутого водопілля та до значного зменшення максимальних витрат води.

Стік Дніпра формується переважно у верхній його частині (до Києва), де кліматичні умови найбільш сприятливі. Різноманіття природних умов, в яких протікає Дніпро, призводить до того, що на величини стоку весняного водопілля має вплив значна кількість факторів. Основними факторами є осінньо-зимова зволоженість грунту, величина снігозапасів в басейні, характер сніготанення; на величини максимумів має вплив також співпадіння або зміщення в часі максимальних витрат, що сформувались на його основних притоках – рр. Сожі, Прип'яті, Десні та Верхньому Дніпрі.

За умовами формування стоку водопілля територію правобережних приток Прип'яті можна поділити на дві частини: західну та східну, межа між якими проходить по вододілу річок Горинь та Случ. Головними відмінностями між ними є геологічна будова та гідрогеологічні умови живлення. У західній частині поширені карстові породи крейдового віку. Наявність від'ємних форм рельєфу, піщаних відкладів та крейдових порід погіршують поверхневе стікання та сприяють фільтрації талих вод, підвищуючи частку підземного живлення річок. Для східної частини характерним є поширення четвертинних піщано-глинистих відкладів на корінних породах Українського кристалічного щита. Тут умови для поверхневого стоку є більш сприятливими, ніж у західній частині Полісся [255].

Основна область живлення р.Десна розташована в лісовій зоні, де спостерігаються достатньо суворі, багатосніжні зими. В живленні річки головну роль грають талі води, що становлять 65% річного стоку.

Річки басейну Південного Бугу у весняний період живляться, переважно, талими водами і гідрографи водопіль мають чітко виражену одновершинну форму, за виключенням тих років, коли внаслідок тривалого танення снігу гідрограф водопілля набуває трапецеподібної форми або є багатовершинним через преривчасте сніготанення. Ця форма гідрографа може виникати також при випадінні дощів в період водопілля.

Ліві притоки Верхнього Дністра за характером живлення мають багато спільного із річками басейну Південного Бугу. Рідкі опади взимку та навесні тут випадають не часто, їх частка у сумарному стоці цього сезону становить всього 5-15%. Водопілля, яке зазвичай починається наприкінці лютого, має в багатьох випадках один чітко виражений пік, який у дружні весни настає через 10-15 діб після

початку сніготанення. В басейнах ряду лівобережних приток Дністра (рр. Золота Липа, Серет, Смотрич) широко розвинутий карст, тому значні об'єми талих і дощових вод поглинаються покривними породами, поповнюючи запаси підземних вод і виходять на поверхню наприкінці водопілля і, навіть, під час межені. На річках із закарстованими басейнами максимальні витрати води значно знижені порівняно із незакарстованими [254].

На річках басейну Західного Бугу, що протікають по території України, умови формування весняного водопілля в багатьох аспектах є близькими до сусідніх річок – лівих приток Дністра.

Басейни правих приток Дніпра – рр. Рось, Інгулець, Базавлук – розташовані у двох геоморфологічних районах – їх верхів'я знаходяться в межах Придніпровської височини, а пониззя – на території Придніпровської та Причорноморської низовин. У верхів'ях цих басейнів мають місце більш сприятливі умови підземного живлення з водоносних горизонтів Українського кристалічного масиву. Основна частина стоку формується навесні від танення снігів (до 50% річного стоку).

Верхів'я рр.Сули, Псла та Ворскли розташовані на південній околиці Середньоруської височини з яскраво вираженим континентальним кліматом, достатньо забезпечені снігозапасами. Разом з тим для басейнів Псла і Сули характерні різкі зміни умов живлення, а відповідно, і водоносності приток, що зменшується по мірі просування від витоків до гирла.

Серед річок лісостепової зони виділяються окремо рр.Супій, Вільшанка та Тясмин, на водний режим яких суттєвий вплив мають низовинно-перехідні болота. Водопілля на цих річках розтягнуте, згладжене [255].

Верхня течія Сіверського Дінця і басейни його лівобережних приток, розташовані на Середньоруській височині, знаходяться в зоні досить стійкого зимового режиму, який дуже рідко переривається короткочасними відлигами, що не дають, як правило, поверхневого стоку. Весняне водопілля на малих річках формується достатньо дружньо. Тривалість підйому визначається інтенсивністю водовіддачі або, точніше, тривалістю схилового стоку. Частка дощового стоку в сумарному стоці весняного водопілля не перевищує 10%.

Річки правобережжя Сіверського Дінця та річки Приазов'я протікають в зоні нестійкого зимового режиму і, завдяки цьому, мають дещо інший характер формування стоку водопілля. Зимовий

режим в окремі роки неодноразово порушується досить тривалими відлигами, під час яких спостерігається танення снігу і формування зимових паводків різної інтенсивності. Запаси снігу періодично розтають, завдяки чому навесні формуються невисокі водопілля як по величині максимальної витрати, так і по величині сумарного стоку. Під впливом відлиг на річках Приазов'я і правих притоках Сіверського Дінця найбільші за весняний період (а інколи і за рік) витрати формуються в січні-лютому, але об'єм стоку таких паводків зазвичай є незначним [256].

Режиму стоку річок Причорномор'я властиві риси південних річок України. Невеликі снігозапаси, що значно коливаються впродовж зими під впливом відлиг, створюють в більшості випадків несприятливі умови для формування водопілля і максимальні витрати його є незначними. Але в окремі роки під час сніготанення випадають дощі. Сумісна дія талих вод і рідких опадів формує достатньо значні водопілля, в цьому випадку максимальні весняні витрати перевищують літні максимуми.

У гірських районах Українських Карпат в зимовий та весняний періоди внаслідок різких відлиг та дружнього сніготанення, що супроводжується, зазвичай, значними та інтенсивними дощовими опадами впродовж доби або кількох діб, формуються надзвичайно високі багатопікові паводки мішаного походження. Такі катастрофічні паводки спостерігались в грудні 1947-січні 1948 рр., грудні 1957 та 1967 рр., лютому 1968 р., грудні 1979- січні 1980 рр., грудні 1993 р., березні 2001 р.

За умовами формування стоку водопілля територія досить неоднорідна. На території Закарпаття внаслідок нестійкого термічного режиму і частих переходів в зимовий час від від'ємних до додатних температур повітря в басейнах річок спостерігаються відлиги, під час яких на річках формуються високі паводки у січні-лютому, а в окремі роки – навіть у останніх числах грудня. Оскільки під час відлиг сніговий покрив практично сходить, то до початку настання весняного водопілля, яке найчастіше спостерігається у березні, запаси води в сніговому покриві невеликі і водопілля формується, зазвичай, невисоке. На річках Закарпаття найбільші витрати протягом року формуються, переважно під час відлиг під впливом змішаного стоку, що утворився від талого снігу та рідких опадів (грудень 1947, 1957, 1967 рр.). Наявність частих підйомів та спадів, що спостерігаються на річках Закарпаття у зимово-весняний

період, не дозволяє чітко виділити тривалість весняного водопілля та його об'єм за кожен рік [254].

Праві притоки Дністра, що беруть початок на північно-східних схилах Українських Карпат, мають гірський характер і за умовами живлення в багатьох аспектах є схожими на річки Закарпаття. Під впливом відлиг тут також формуються зимові паводки, але участь рідких опадів в них виражена слабше. Якщо на річках Закарпаття рідки опади у змішаному стоці зимових паводків становлять 50-60%, то на правобережних притоках Дністра – не перевищують 20-30%.

На річках Гірського Криму через специфічні кліматичні та гідрогеологічні умови максимальні витрати весняного водопілля виражені слабо. В даному регіоні висота та об'єми стоку паводків дощового походження в літньо-осінній та зимовий сезони значно перевищують рівні і витрати талих вод [257].

Основними характеристиками весняного водопілля є його максимальна витрата, об'єм або шар стоку, терміни проходження, характер гідрографа за водопілля.

На правобережжі Прип'яті весняне водопілля починається на південному заході (в перших числах березня) і, дещо пізніше, – на північному сході (середина березня). Між строками початку водопілля, його інтенсивністю та тривалістю існує зв'язок. Як правило, у пізні весни при інтенсивному сніготаненні формується найбільш високе і нетривале водопілля з найбільшими максимумами. В ранні весни відбувається повільне танення снігового покриву, зростають втрати талих вод на фільтрацію. Весняне водопілля зазвичай низьке і тривале. Низьке водопілля відмічається також у роки із значними зимовими паводками, що утворюються внаслідок сніготанення під час відлиг.

Тривалість водопілля залежить від довжини річки, заболоченості, залісеності, закарстованості водозборів. Для малих річок із закарстованими водозборами середня тривалість водопілля становить 40-45 діб, для великих річок – до 80 діб. Для річок з незакарстованими водозборами вона менше і становить, відповідно, 35 та 55 діб. В окремі роки (із затяжним сніготаненням внаслідок частих похолодань) весняне водопілля, незалежно від наявності карста, може тривати 60-70 діб на малих річках, і до 120 діб – на великих. Часті щорічні відлиги на правобережжі Прип'яті призводять до зимових паводків, найбільш яскраво виражених на малих річках. Як правило, ці паводки не перевищують весняне водопілля [252].

У басейні Десни водопілля, зазвичай, раніше починається на притоках, розташованих у нижній частині басейну. По мірі просування фронту сніготанення на північ (через 3-5 діб) сніготанення охоплює весь басейн. В роки виключно високих водопіль сніготанення майже одночасно охоплює весь басейн Десни. На малих і середніх річках верхньої та середньої течії р.Десна, включаючи басейн р.Сейм середні дати початку водопілля припадають на 20-25 березня, середня тривалість водопілля становить 55-65 діб, в роки високих та інтенсивних водопіль тривалість водопілля становить 40-45 діб, під час переривчатого сніготанення – 80-100 діб.

На правобережних притоках Середнього Дніпра (рр. Рось, Тясмин, Базавлук, Інгулець) середні дати початку водопілля відносяться до останніх чисел лютого – початку березня. Середня тривалість водопілля складає 50-60 діб. На лівобережних притоках (рр. Трубіж, Супій, Сула, Псел, Ворскла) водопілля починається на початку другої декади березня; на рр. Орілі, Самарі, Вовчій та Конці – на 10 діб раніше. Середня тривалість водопілля на малих і середніх річках становить 50-55 діб; для гирлових ділянок рр. Сули, Ворскли, Псла – вона зростає до 70-80 діб.

Середні багаторічні величини шару стоку весняного водопілля на правобережжі Прип'яті коливаються від 40 до 80 мм при загальному зростанні з південного заходу на північний схід; у верхів'ях р. Десна вони складають 100-120 мм; в басейні Сейму – 70-80 мм; на заболочених річках (Остер, Трубіж, Супій, Тясмин) – 20-30 мм; в басейні Росі – 35-40 мм; на річках Сулі, Пслі - 50-60 мм; в басейні Ворскли – 40-50 мм; в басейнах Орелі та Інгульця – 20-30 мм і в басейнах Самари, Вовчій, Базавлука, Гайчура – 10-20 мм. В окремі роки сумарний весняний стік може перевищувати середню багаторічну величину у 2-3 рази.

Середній багаторічний шар стоку весняного водопілля річок західної частини України змінюється від 5 мм на півдні території (пригирлова частина Дністра, Південного Бугу до 200 мм біля витоків гірських правобережних приток Дністра. Величина шару стоку зменшується з північного заходу на південний схід. Дещо виділяється район лівобережних приток Дністра і Західного Бугу, де частина весняного стоку поглинається карстом.

Середній шар стоку весняного водопілля річок сходу України змінюється з півночі на південь від 70-80 мм у верхів'ях рр.

Сіверський Донець та Оскол до 20 мм на річках Приазов'я. Певним ареалом виділяється Донецький кряж, де ця величина зростає до 30 мм [258].

6.1.2. Паводковий стік

Формування дощових паводків відрізняється від формування весняних водопіль як за генезисом, так і за фізичними умовами. При цьому вплив більшості факторів підстильної поверхні буде таким же самим, що і при формування водопілля, але механізм їх впливу на процеси стікання та інфільтрації дещо інший, хоча вплив факторів акумулюючої групи (озера, болота, водосховища) є аналогічним.

Із метеорологічних факторів головними є дощі: їх характер та інтенсивність. Найбільше значення має площа поширення та загальний хід дощів, їх тривалість, сумарний шар опадів, їх середня та максимальна інтенсивність, повторюваність значних дощів. Фактори підстильної поверхні визначають інфільтрацію (втрати опадів, що випали) та швидкість добігання води по схилах і русловой мережі (час формування паводків).

В Україні найчастіше (60%) сильні дощі (кількість опадів 30 мм і більше) випадають під час переміщення південних та південно-західних циклонів з Чорного моря і Середньодунайської низовини, а також внаслідок блокуючих синоптичних процесів, що є одним з головних факторів формування сильних опадів. Вони утворюються також під час переміщення холодних фронтів із заходу (15%) у глибоких улоговинах, де створюються умови для розвитку хвильового збурення. Рідше (10%) сильні опади спостерігаються під час активізації малорухомих фронтів у районі Чорноморської депресії і під час формування над територією України малорухомих циклонів (5%). Сильні опади випадають також (10%) при переміщенні циклонів з північного заходу та на стаціонарних фронтах [268].

У середньому за рік в Україні фіксується 50-60 випадків дощу з кількістю опадів 30 мм і більше за період 12 годин та менше. За кількістю сильних дощів переважають гірські регіони України, зокрема Гірський Крим (на нього припадає близько 30% випадків випадіння сильних дощів) та Українські Карпати (45%).

Дуже сильні дощі мають чітко виражений річний хід. На території всієї України найбільша їх повторюваність (61%)

характерна для літнього сезону. Максимум сильних дощів припадає на червень (20%) та липень (24%), дещо менше – на серпень (17%). У холодний період року, коли загальний вологовміст повітря незначний, такі дощі випадають лише на південно-західних схилах Українських Карпат та у Кримських горах.

Випадіння значних опадів у поєднанні із сприятливими орографічними умовами обумовлює те, що Українські Карпати є одним з найбільш паводконебезпечних регіонів Європи. Ефективні опади, що утворюють стік, випадають у Закарпатті до 25 разів на рік, у Передкарпатті - 15-20 разів на рік. Характерними для цієї території є дуже різкі коливання інтенсивності дощів за короткі відрізки часу. Максимальна зареєстрована інтенсивність злив у Карпатах становить 9,5 мм/хв. Тут широко поширені зливові дощі тривалістю до 3 годин і більше, але з перервами. Площі зрошення при таких дощах досягають десятків тисяч квадратних кілометрів. Площі зрошення окремими зливами є значно меншими і становлять сотні квадратних кілометрів. Окрім звичайних серійних злив та інтенсивних дощів, для Українських Карпат є характерними зливи, що чергуються із тривалими обложними дощами, які зрошують значні площі [252].

У гірських районах Українських Карпат, особливо у Закарпатті, має місце формування змішаних паводків, утворених дощовими водами і стоком внаслідок сніготанення. Такі паводки утворюються у холодний період року при інтенсивних потеплінням, коли на значних територіях випадають дощові опади на сніговий покрив; відбувається бурхливе сніготанення одночасно із дощовим стоком.

Паводковий режим є, також, характерною особливістю річок Гірського Криму. Після випадіння зливових опадів місцеві річки перетворюються на бурхливі потоки з витратами, що у багато разів перевищують середньорічні значення. Формування найбільших паводків на річках гірської частини Криму відбувається переважно за рахунок рідких опадів, часто нетривалих, але досить інтенсивних. Поруч із зливовими паводками, які можуть мати місце в будь-який період року, в Криму спостерігаються також змішані паводки, що утворюються внаслідок сніготанення з одночасним випадінням дощів. Змішані паводки спостерігаються в період з грудня по квітень. В їх утворенні більша частка належить дощовим водам. Разом з тим, не виключено утворення і чисто снігових паводків, пов’язаних з інтенсивним сніготаненням. Літньо-осінні максимуми формуються за рахунок зливових опадів і спостерігаються найчастіше в період з

травня по серпень.Зимово-весняні паводки, що спостерігаються в період з грудня по квітень, утворюються за рахунок сніготанення, зазвичай з одночасним випадінням дощів. Максимальні річні витрати спостерігаються найчастіше у зимово-весняний (холодний) період, але найбільші з них в більшості випадків припадають на літньо-осінній час. Абсолютна величина максимальних витрат на виході з гір у передгір'я часто зменшується, що пояснюється природньою трансформацією на безприточних ділянках та втратами води у карстових породах [257].

В межах рівнинної частини території України найбільш сприятливі умови для формування дощових паводків відмічаються на правих притоках р. Прип'ять в межах Волинської та Подільської височин внаслідок поєднання кліматичних та орографічних умов. Ефективні опади, що утворюють поверхневий стік, випадають в межах Волинської та Подільської височин та в Поліссі 15-20 разів на рік.

Відносно сприятливі умови для утворення дощових паводків склалися у басейні Західного Бугу, верхів'ях Південного Бугу та в басейнах верхніх лівих приток Дністра. Тут щорічно формуються дощові паводки на річках. У середній частині басейну Південного Бугу і на лівих притоках середньої частини басейну Дністра умови формування дощового стоку є нестійкими. В окремі роки величини дощового стоку суттєво відрізняються [250].

На умови формування дощового стоку в басейнах правих і лівих приток Дніпра в межах лісостепової зони впливає нестійкий режим зволоження території опадами.

Східна частина України також розташована в зоні розвинутої зливової діяльності. Тут щорічно, у тій чи інший частині, спостерігається одноразове короткочасне випадіння великої кількості зливових опадів (100 мм та більше), що формують зливові паводки на річках та тимчасових водотоках. Особо виділяються Приазовська височина та Донецький кряж, де найчастіше випадають зливові опади. Характерним для території є дуже різкі коливання інтенсивності дощів за короткі проміжки часу. Максимальна інтенсивность злив досягає 7,0 мм/хв.

Практично по всій рівнинній частині території України максимальні витрати дощових паводків менші, ніж максимальні витрати весняного водопілля. Лише на малих водотоках (при площах водозбору до 50-150 км^2) максимальні витрати дощових паводків

перевищують витрати від талих вод. Виключенням є басейни рр. Західного Бугу, Прип'яті та річок Причорномор'я де дощові витрати можуть перевищувати снігові при площах водозборів порядка 1000-1500 км^2 [252].

Для більшості річок басейну Сіверського Дінця максимальні витрати від талих вод перевищують витрати дощових паводків. У Приазов'ї для більшості створів дощові максимуми вище або дорівнюють сніговим. Максимальні витрати дощових паводків перевищують витрати талих вод на річках басейну Сіверського Дінця при площах водозборів до 350-400 км^2 і лише в межах Донецького кряжу біля 500-600 км^2. У Приазов'ї максимальні витрати дощових паводків формуються вище максимальних витрат від талих вод при площах водозборів до 3500-4000 км^2.

Максимальні витрати від талих вод на річках басейну Південного Бугу і лівих подільських притоках Дністра значно вищі, ніж дощові. Лише на малих водозборах з площами до 100 км^2 максимальні дощові витрати можуть бути вищими за максимальні витрати талих вод [371]. У південній степовій частині басейну Південного Бугу максимальні дощові витрати можуть перевищувати максимальні витрати від талих вод при площах водозборів порядка 300-400 км^2.

У Прикарпатті, на правих притоках Дністра та в басейні Прута максимальні дощові витрати перевищують максимальні витрати від талих вод незалежно від площі водозбору. В басейні Тиси (Закарпаття) максимальні витрати спостерігаються при сніготаненні з одночасним випадінням дощів в холодний період року (паводки змішаного походження).

6.2. Зміни характеристик максимального стоку та їх просторовий розподіл по території країни

6.2.1. Весняне водопілля

Кліматичні зміни, що відбуваються впродовж останніх десятиліть, суттєво вплинули на характеристики весняного водопілля річок України. Передусім, це стосується термінів проходження водопілля вцілому та його максимуму, зокрема. Суттєве зростання

середньомісячної температури повітря впродовж січня-березня місяців практично по всій території України сприяло зміщенню початку весняного водопілля на більш ранні терміни впродовж останніх двох десятиліть (1989-2008 рр.). За нашими дослідженнями величина зміщення становить близько двох тижнів.

Аналогічні зміни відбулися із термінами проходження максимуму весняного водопілля. В табл.6.1 наведений помісячний розподіл термінів проходження максимумів весняного водопілля (у відсотках) за два виділених нами характерних періоди в межах окремих ландшафтно-гідрологічних провінцій України.

Таблиця 6.1. Розподіл (%) термінів проходження максимумів весняного водопілля за два характерні періоди

Ландшафтно-гідрологічна провінція	Місяц		
	лютий	березень	квітень
Прип'ятська	9/20	57/60	34/20
Деснянська	9/10	39/55	52/35
Бузько-Дністровська	21/19	53/63	26/18
Прут-Дністровська	9/12	50/54	41/34
Дністровсько-Дніпровська	16/19	58/59	26/22
Лівобережно-Дніпровська	6/7	42/57	52/36
Нижньобузько-Дніпровська	22/23	64/64	14/13
Дніпровсько-Сіверськодонецька	21/21	59/62	20/17
Причорноморсько-Приазовська	28/29	64/59	8/12

Примітка: чисельник – до 1989 р., знаменник – 1989-2008 рр.

Аналіз отриманих результатів свідчить про те, що практично по всій території України відбулося зміщення весняних максимумів на більш ранні терміни. Виключенням є Причорноморсько-Приазовська провінція, де така тенденція відсутня. Порівняння отриманих результатів з величиною сумарного (за січень-березень місяці) зростання (впродовж другого періоду) середньомісячної температури повітря (ΔT_{I-III}) в межах окремих ландшафтно-гідрологічних провінцій свідчить про те, що обидві характеристики тісно взаємопов'язані. Більша величина зростання температури повітря відповідає більшому зміщенню термінів проходження максимуму весняного водопілля. Це, передусім, стосується Деснянської та Лівобережно-Дніпровської провінцій, де величина (ΔT_{I-III}) становить, відповідно, 9,4 та 8,2 ^{o}C.

Якщо раніше переважна частка (52%) весняних максимумів в межах зазначених провінцій проходила у квітні місяці – рис. 6.1, то впродовж останніх двох десятиліть ця частка припадає на березень місяць і становить 55-57%. Суттєві зміни розподілу весняних максимумів відбулися у північно-західній частині України в межах Прип'ятської ЛГП [372]. При скороченні частки квітня місяця відбулося відповідне зростання частки максимумів, що припадають на лютий.

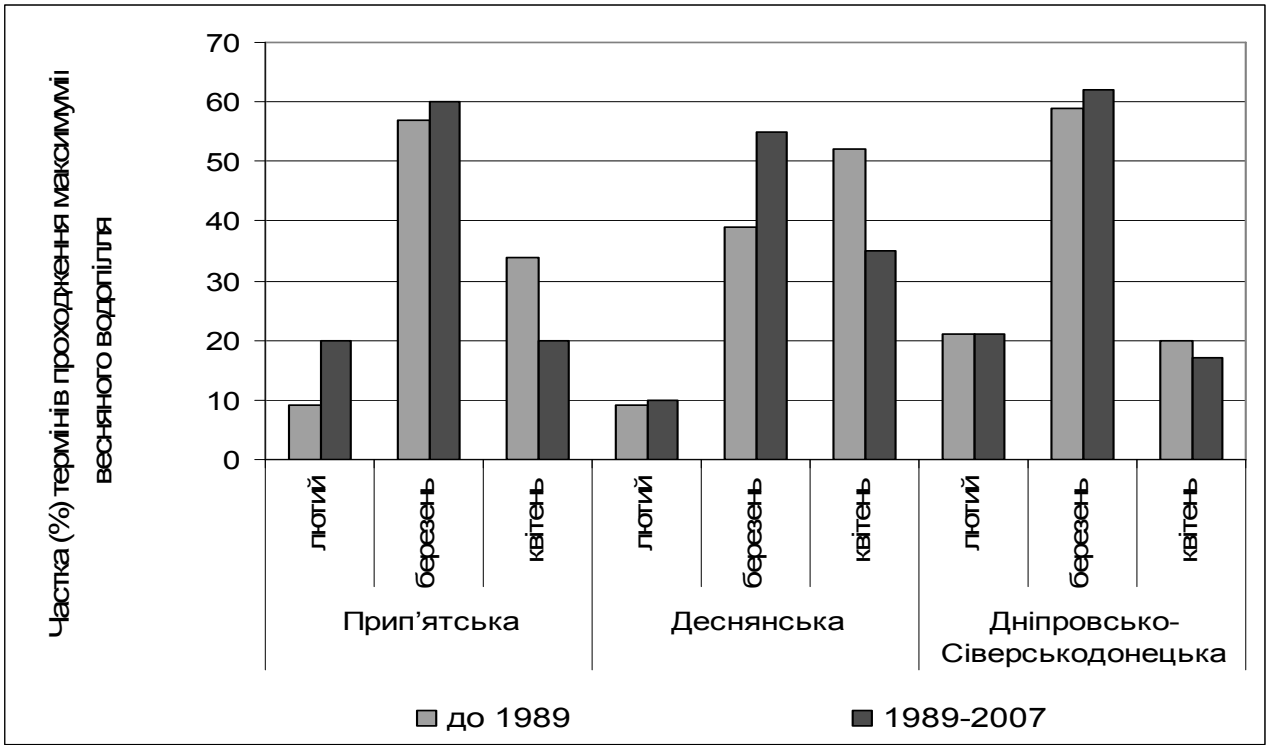


Рис. 6.1. Розподіл (%) термінів проходження максимумів весняного водопілля за два характерні періоди

Отже, спостерігаємо вирівнювання термінів проходження максимумів весняного водопілля на річках вцілому по території країни. Впродовж останніх двох десятиліть близько 3/5 весняних максимумів на річках України припадає на березень місяць, частки лютого та квітня становлять по 1/3 [362].

Як було зазначено вище, на території Закарпаття внаслідок частих переходів в зимовий час від від'ємних до додатних температур повітря спостерігаються відлиги, під час яких сніговий покрив практично сходить. Тому до початку настання весняного водопілля, яке найчастіше трапляється у березні, запаси води в сніговому покриві невеликі і водопілля формується, зазвичай, невисоке. Наявність частих підйомів та спадів рівнів у зимово-весняний період

не дозволяє чітко виділити тривалість весняного водопілля та його об'єм за кожен рік, тому, зазвичай, аналізуються паводки всього холодного періоду року – від листопада до квітня місяця.

Аналогічна ситуація спостерігається на річках Гірського Криму, де через специфічні кліматичні та гідрогеологічні умови максимальні витрати весняного водопілля виражені слабо. Висота та об'єми стоку паводків дощового походження протягом зимового сезону значно перевищують рівні і витрати талих вод. Помісячний розподіл термінів проходження максимумів паводків холодного періоду року (у відсотках) за два виділених нами характерних періоди для Тисо-Латорицької (територія Закарпаття) та Гірсько-Кримської ЛГП наведений у табл.6.2.

Таблиця 6.2. Розподіл (%) термінів проходження максимумів паводків холодного періоду року за два характерні періоди

Ландшафтно-гідрологічна провінція	Місяц					
	листопад	грудень	січень	лютий	березень	квітень
Тисо-Латорицька	6/17	25/19	12/8	19/19	29/24	9/13
Гірсько-Кримська	0/6	19/35	25/12	20/33	30/13	6/1

Примітка: чисельник – до 1989 р., знаменник – 1989-2008 рр.

Аналіз таблиці свідчить про те, що помісячний розподіл максимумів весняного водопілля в межах Тисо-Латорицької ЛГП змінився несуттєво: майже половина таких випадків припадає на березень місяць. На річках Гірсько-Кримської ЛГП відбулися певні зміни: якщо раніше максимум весняного водопілля фіксувався, переважно, у березні місяці, то впродовж останніх двадцяти років найбільшою є частка лютого місяця – рис. 6.2.

Окрім термінів проходження, суттєвих змін зазнали, власне, самі величини максимальних витрат весняного водопілля. В середньому, для рівнинної частини України, величина зменшення весняного максимуму впродовж останніх двадцяти років становить 57%. Просторовий розподіл змін характеризується зростанням цієї величини із заходу та північного заходу (43-48%) на південь та південний схід (62-69%). Винятком є Дніпровсько-

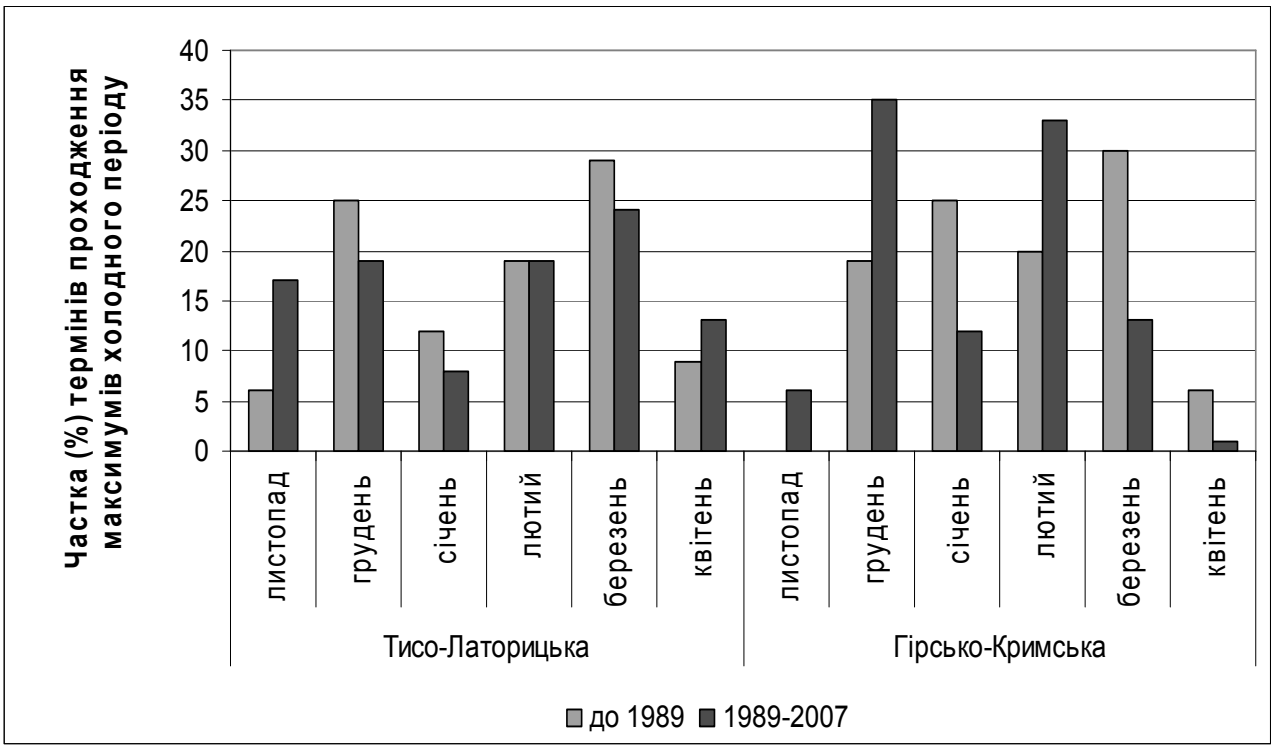


Рис. 6.2. Розподіл (%) термінів проходження максимумів холодного періоду року за два характерні періоди

Сіверськодонецька ЛГП, річки якої беруть початок на північних схилах Донецького кряжу та Приазовської височини. В межах цієї ландшафтно- гідрологічної провінції величина зменшення весняного максимуму становить лише 46% – рис.6.3.

Гірські регіони України характеризуються дещо іншою тенденцією щодо змін максимумів холодного періоду року. Якщо в межах південно-західного макросхилу Українських Карпат (Тисо-Латорицька ЛГП) впродовж останніх двадцяти років відмічається тенденція до зменшення максимумів (на 21%), то на протилежному – північно-східному макросхилі (Прут-Дністровська ЛГП) спостерігається зворотня ситуація. Величина максимумів холодного періоду року зросла тут (у порівнянні з попереднім періодом) на 14%.

Аналогічною є ситуація у Гірсько-Кримській ЛГП, де зазначена характеристика зросла на 41% [373].

Суттєвих змін через зміни клімату зазнала також форма гідрографів весняного водопілля річок України. Зазвичай це пояснюють впливом водосховищ та ставків на проходження водопілля. Останні викликають формування розтягнутого в часі, інколи багатопікового водопілля. Однак зміни характеру гідрографа

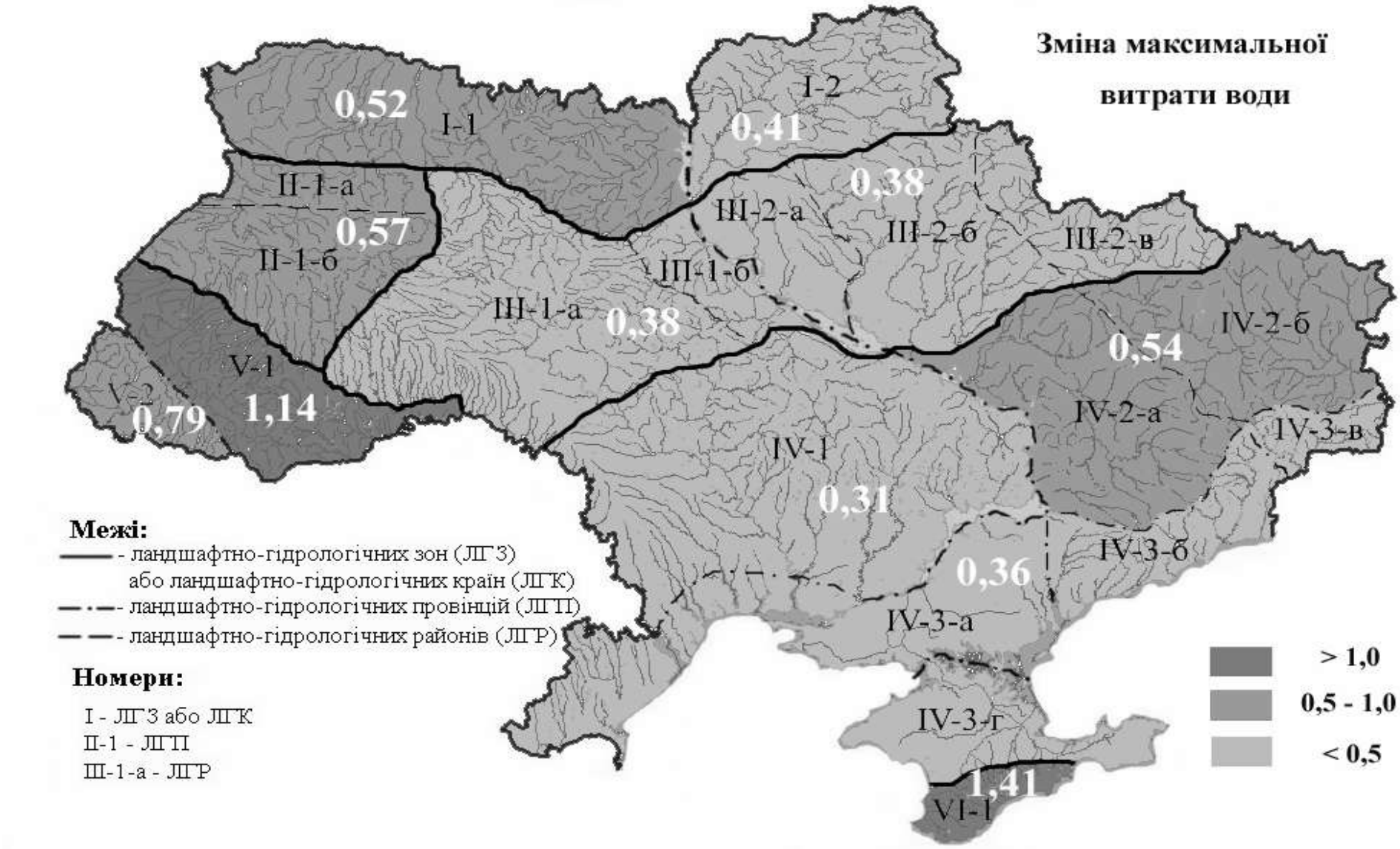


Рис. 6.3. Величина максимальних витрат весняного водопілля річок в межах окремих ЛГП за період 1989-2008 рр. по відношенню до попереднього періоду

повені, що чітко проявляються впродовж останніх десятиліть, властиві як сильно-, так і малозарегульованим річкам.

В якості приклада наведемо типові гідрографи річок Прип'ять і Десна (ступінь зарегулювання стоку яких є незначною) за два характерні періоди – до 1989 року, та після - рис.6.4, 6.5.

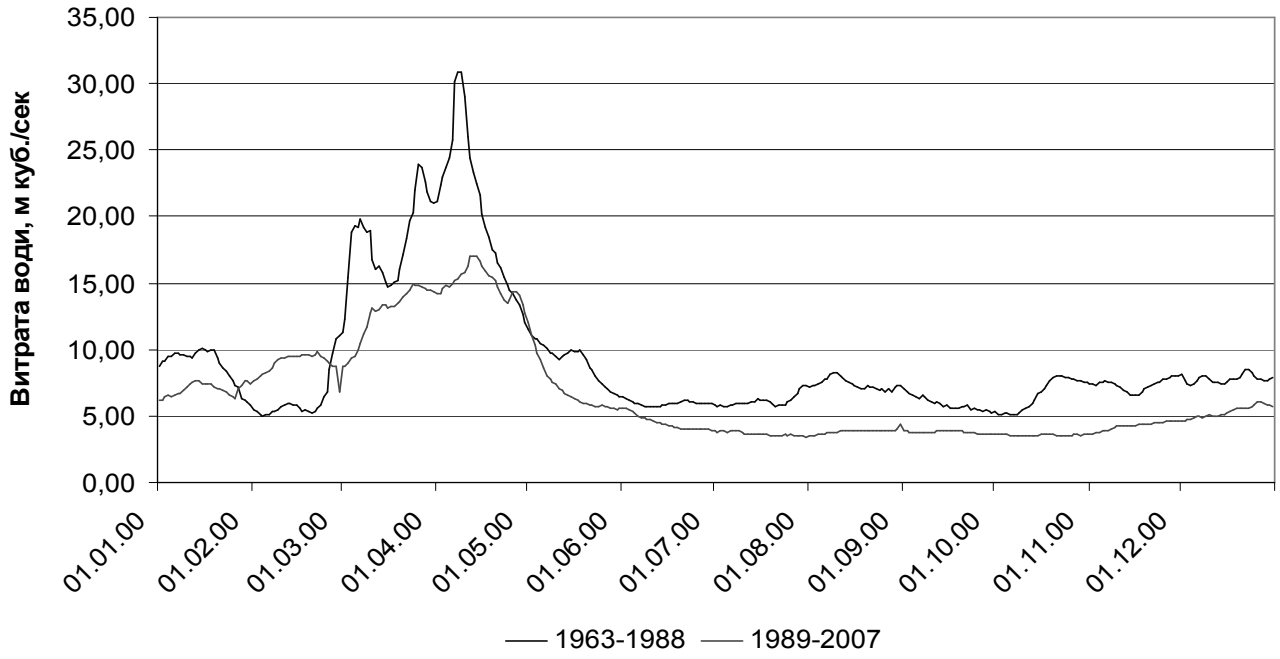


Рис.6.4. Осереднені гідрографи стоку води р. Прип'ять – с. Річиця за два характерні періоди

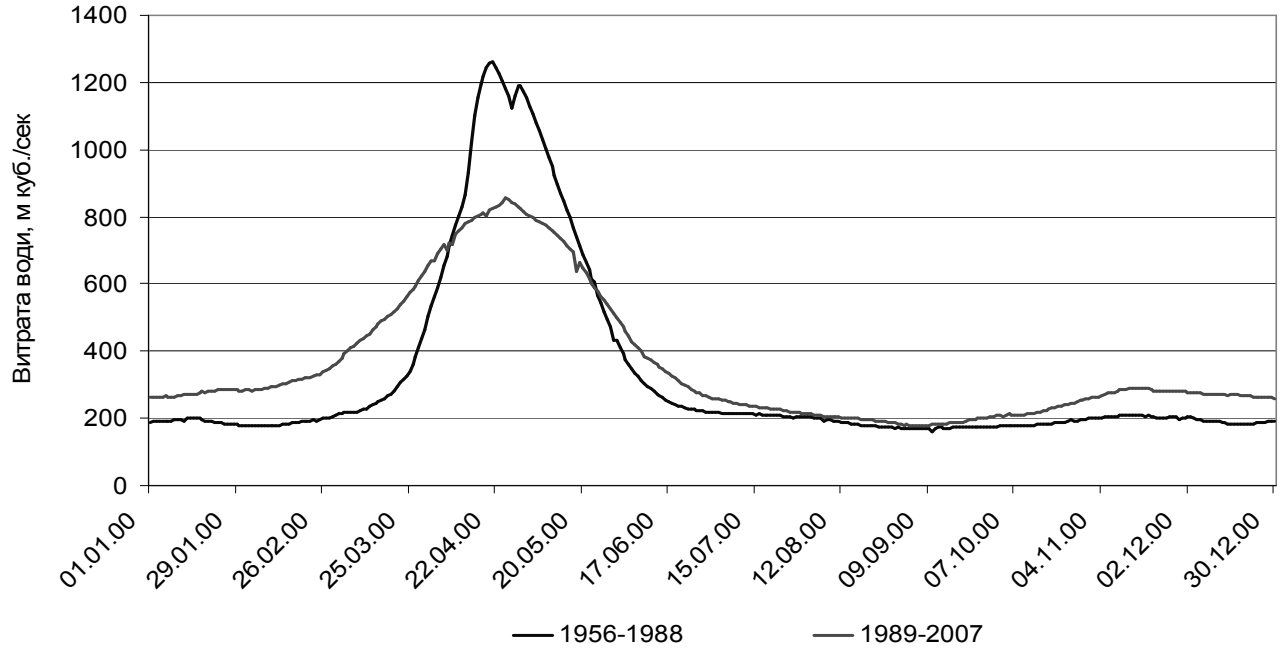


Рис.6.5. Осереднені гідрографи стоку води р. Десна – м. Чернігів за два характерні періоди

Рисунки чітко показують розпластування хвилі весняного водопілля обох річок із зміщенням його початку на більш ранні терміни та зменшенням його осередненого максимуму.

6.2.2. Паводковий стік

В кінці XX і на початку XXI століття в помірних широтах Європи помічено зростання меридіональної і послаблення зональної циркуляції. На території України деформація циркуляційних процесів зумовила зміну районів формування циклонів, траєкторій їх переміщення та інтенсивності. По всій Україні спостерігається значне зменшення швидкості циклонів, особливо на півдні. Крім того, в останні два десятиліття циклони стали більш глибокими. Зміна районів формування, траєкторії переміщення, швидкості та глибини циклонів призводить до певного перерозподілу кількості опадів по території, у тому числі збільшення ймовірності зливових опадів [371].

За даними українських кліматологів [8], впродовж останніх десятиліть відмічено зменшення амплітуди коливань річних та сезонних сум опадів. Але в межах місяця мінливість опадів є значною, що не зменшило існуючу ймовірність випадіння сильних дощів за окрему добу. Частота випадіння опадів 30 мм та більше за півдоби впродовж останніх десятиліть не змінилася, за винятком прибережних районів Чорного та Азовського морів та району Гірського Криму, де вона зросла. Це зумовлено певною активізацією в останні десятиліття південних циклонів з Чорного моря та Середньодунайської низовини.

У розділі 6.1.2 було зазначено, що дуже сильні дощі мають чітко виражений річний хід. На території всієї України найбільша їх повторюваність (60,8%) характерна для літнього сезону - табл.6.3.

У літні місяці повітряні маси, що надходять з моря, більш насичені водяною парою і на цей період припадає максимум парціального тиску. Максимум сильних дощів припадає на червень (19,5%) та липень (24,2%), дещо менше – на серпень (17,1%). У вересні ймовірність випадіння сильних дощів зменшується (до 12,8%) через зниження температури повітря. Вцілому за теплий період року (травень-жовтень місяці) в Україні випадає майже 87% дуже сильних дощів.

Таблиця 6.3. Повторюваність (%) дуже сильних дощів (30 мм і більше за 12 год та менше) в окремі сезони та періоди

Ландшафтно-гідрологічна провінція	Сезон року				Період року	
	Весна III-V	Літо VI-VIII	Осінь IX-XI	Зима XII-II	Теплий V-X	Холодний XI-IV
Тисо-Латорицька	21,1	43,6	30,1	5,2	76,0	24,0
Прут-Дністровська	21,1	62,6	16,3	0,0	93,4	6,6
Гірсько-Кримська	6,4	51,8	28,4	13,4	77,0	23,0
Україна вцілому	12,8	60,8	21,2	5,2	86,4	13,6

У холодний період року, коли загальний вологовміст повітря незначний, такі дощі випадають, переважно, на південно-західних схилах Українських Карпат та у Кримських горах. Якщо вцілому по Україні за холодний період року дуже сильних дощів випадає 13,6% від річної кількості, то в межах Тисо-Латорицької та Гірсько-Кримської ЛГП, відповідно, 24,0 та 23,0%.

Кліматичні зміни, що відбуваються впродовж останніх десятиліть, суттєво вплинули на характеристики дощових паводків річок України. Передусім, це стосується термінів проходження паводків та величини їх максимуму. В табл.6.4 наведений сезонний розподіл максимумів паводків теплого періоду року (у відсотках) за два виділених нами характерних періоди в межах окремих ландшафтно-гідрологічних провінцій України.

Таблиця 6.4. Сезонний розподіл (%) дощових максимумів за два характерні періоди

Ландшафтно-гідрологічна провінція	Сезон		
	весна	літо	осінь
Прип'ятська	36/41	46/46	18/13
Деснянська	19/56	49/10	32/34
Бузько-Дністровська	30/33	50/44	20/23
Дністровсько-Дніпровська	27/20	60/63	13/17
Лівобережно-Дніпровська	24/34	45/41	31/25
Нижньобузько-Дніпровська	20/32	63/43	17/25
Дніпровсько-Сіверськодонецька	30/45	55/39	15/16
Причорноморсько-Приазовська	34/45	57/43	9/12
Прут-Дністровська	24/15	61/63	15/22
Тисо-Латорицька	25/18	48/40	27/42
Гірсько-Кримська	43/31	37/45	20/24

Примітка: чисельник – до 1989 р., знаменник – 1989-2008 рр.

Аналіз отриманих результатів свідчить про те, що впродовж останніх двадцяти років практично по всій рівнинній території України відбулося зміщення літніх дощових максимумів на більш ранні терміни.

Найбільш суттєвими є дані зміни у лівобережній частині території України, де впродовж останніх двох десятиліть на квітень-травень місяці припадає 45% річних максимумів дощового походження (приріст порівняно із попереднім періодом на 21%) – рис.6.6.

В цілому по рівнинній частині України частка літнього сезону скоротилася на 12%. Якщо до 1989 р. вона становила 53% (коливаючись в межах окремих провінцій від 45 до 63%), то тепер становить 41% (з амплітудою коливань від 10 до 63%). Частка осіннього періоду залишилась практично незмінною (+2%). Незважаючи на те, що частка літнього сезону скоротилася, вона залишається найбільшою.

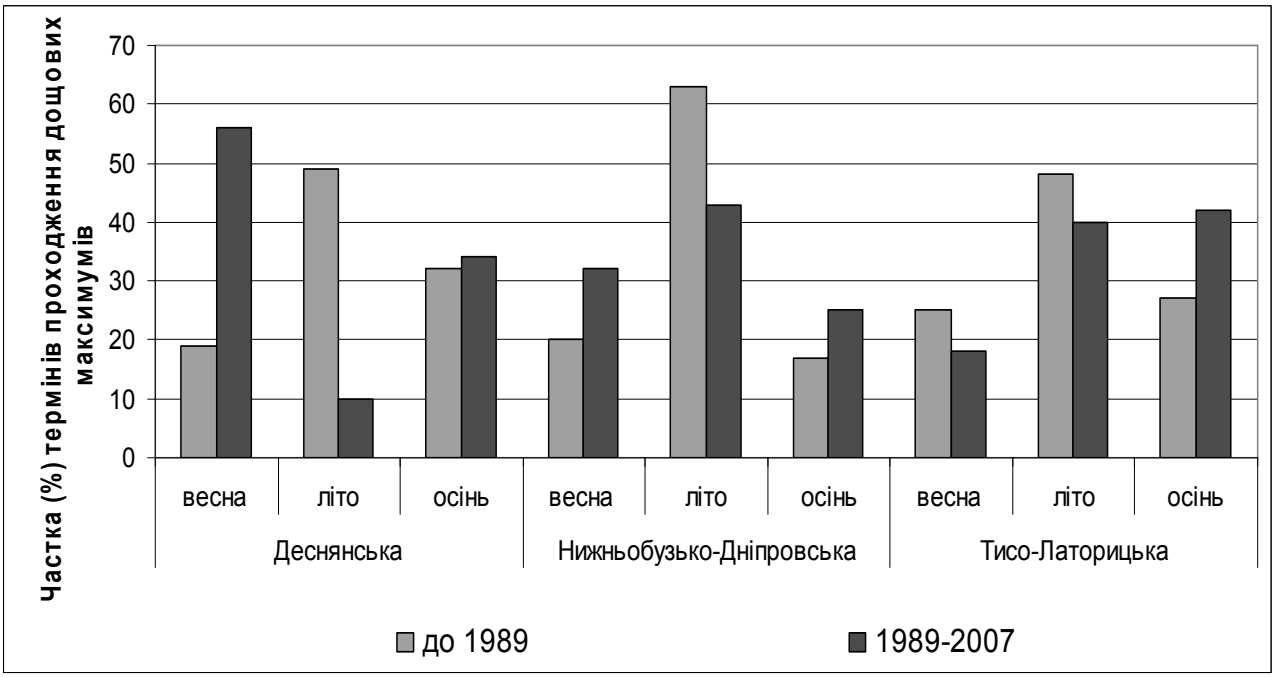


Рис. 6.6. Розподіл (%) термінів проходження дощових максимумів по сезонах за два характерні періоди

Дещо інші тенденції спостерігаються впродовж останніх десятиліть в межах Українських Карпат [374]. Вцілому для цієї ландшафтно-гідрологічної країни спостерігається перерозподіл часток весняного та осіннього періодів. Частка першого за останні

двадцять років скоротилася на 8% при одночасному зростанні частки осіннього сезону на 11%. І якщо у Прикарпатті (Прут-Дністровська ЛГП) частка літнього періоду не зменшилась і залишається найбільшою (63%), то в межах Закарпаття (Тисо-Латорицька ЛГП) вона зменшилась до 40%, поступаючись осінньому сезону (42%).

Активізація синоптичних процесів над Чорним морем в літній період року, згадана нами вище, сприяла зміщенню максимальної частки паводків теплого періоду року з весняного на літній сезон. Частка першого в межах Гірсько-Кримської ЛГП скоротилася на 12%, другого – зросла на 8% [375].

Окрім термінів проходження, суттєвих змін зазнали, власне, самі величини максимальних витрат паводків теплого періоду року. В середньому, для рівнинної частини України, величина їх зменшення впродовж останніх двадцяти років становить 20%. Це значно менше, ніж величина зменшення весняних максимумів за той же період, яка становила 57%. Просторовий розподіл змін величини дощових максимумів (рис.6.7) характеризується зростанням цієї величини з півночі (6% - Деснянська ЛГП) на південь (54% - Причорноморсько-Приазовська ЛГП).

Гірські регіони України характеризуються дещо іншою тенденцією щодо змін максимумів теплого періоду року. Якщо в межах південно-західного макросхилу Українських Карпат (Тисо-Латорицька ЛГП) відмічається тенденція до незначного зменшення дощових максимумів (на 3%), то на протилежному – північно-східному макросхилі (Прут-Дністровська ЛГП) спостерігається зворотна ситуація. Величина максимумів теплого періоду року зросла тут (у порівнянні з попереднім періодом) на 7%.

Ще більш суттєві зміни відбулися в межах Гірсько-Кримської ЛГП, де зазначена характеристика зросла на 79%. Головну роль в цьому зростанні відіграють атмосферні опади, кількість яких в межах згаданих провінцій зросла.

Вище було зазначено, що практично по всій рівнинній частині території України максимальні витрати дощових паводків менші, ніж максимальні витрати весняного водопілля. Виключенням є малі водотоки з площами водозборів до 1000-1500 км^2. Нами було досліджено співвідношення між максимумами холодного і теплого періодів року за два характерні періоди в межах окремих ландшафтно-гідрологічних провінцій – табл. 6.5. Дослідження

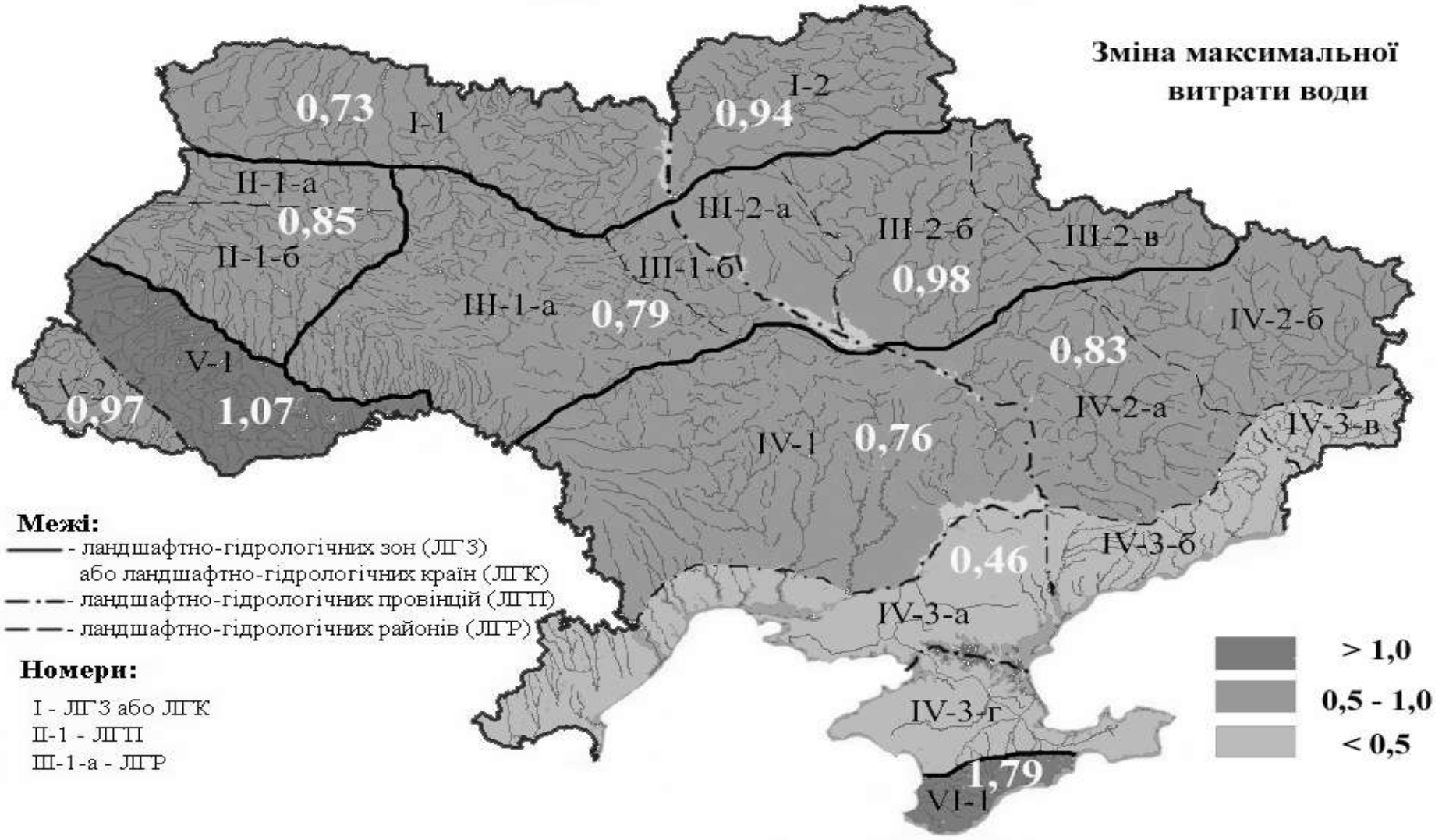


Рис. 6.7. Величина максимальних витрат літніх дощових паводків в межах окремих ЛГП за період 1989-2008 рр. по відношенню до попереднього періоду

Таблиця 6.5. Співвідношення максимумів холодного і теплого періодів року за два характерні періоди

Ландшафтно-гідрологічна провінція	До 1989 р.	1989-2008 рр.
Прип'ятська	2,60	1,88
Деснянська	7,32	3,04
Бузько-Дністровська	2,25	1,42
Дністровсько-Дніпровська	2,54	1,38
Лівобережно-Дніпровська	10,6	3,86
Нижньобузько-Дніпровська	5,32	2,80
Дніпровсько-Сіверськодонецька	8,18	5,02
Причорноморсько-Приазовська	4,56	3,35
Прут-Дністровська	0,37	0,39
Тисо-Латорицька	1,33	1,07
Гірсько-Кримська	0,79	0,65

проводились для середніх річок, що найбільш повно відображують зональні умови формування стоку.

Аналіз таблиці свідчить про те, що, незважаючи на суттєві зміни складових водного балансу та відповідні зміни гідрологічного режиму річок України впродовж останніх двох десятиліть, співвідношення між обома максимумами на протилежне не змінилося. І протягом першого розрахункового періоду, і впродож останніх двадцяти років, відношення лишається (для більшості ЛГП) на користь максимумів холодного періоду року – рис.6.8.

Виключенням є дві гірські провінції: Прут-Дністровська та Гірсько-Кримська, де відношення є оберненим. В межах останньої провінції воно, навіть, збільшилось внаслідок дії факторів, зазначених вище. В межах рівнинної частини території країни відмічається тенденція до зменшення величини співвідношення, що пояснюється вирівнюванням внутрішньорічного розподілу стоку та відповідним зменшенням амплітуди коливань витрат води. На фоні одночасного зменшення максимумів як холодного, так і теплого періодів року, зміни перших є більш суттєвими. Особливо яскраво це проявляється у лівобережній частині території України в межах Деснянської, Лівобережно-Дніпровської та Дніпровсько-Сіверськодонецької провінцій.

Зазнав суттєвих змін сезонний розподіл проходження максимальних річних витрат води на річках України. Звертає на себе увагу неоднорідність просторового розподілу цих змін.

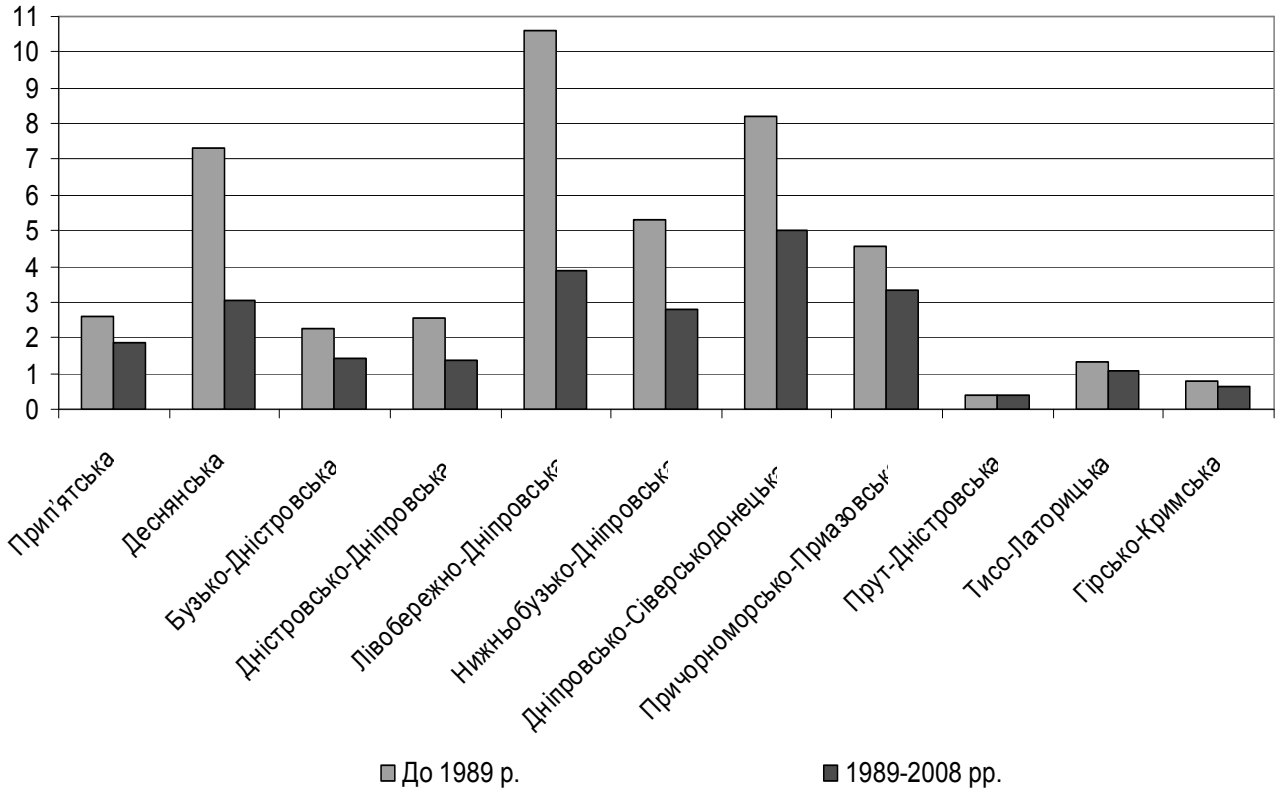


Рис. 6.8. Співвідношення максимумів холодного і теплого періодів року за два характерні періоди

Вони практично відсутні на річках лівобережної частини території країни (зміни частки того чи іншого сезону не перевищують 2%), але дуже яскраво проявилися на річках Правобережжя (табл.6.6). Найсуттєвіших змін зазнав розподіл річних максимумів на річках західної та північно-західної частин України (Прип'ятська, Бузько-Дністровська та Дністровсько-Дніпровська ЛГП). Якщо у попередній період на річках даного регіону річні максимуми формувались навесні у 72-82% випадків, то впродовж останніх двадцяти років ця ймовірність зменшилась до 46-54%.

Внутрішньорічний перерозподіл максимумів в межах зазначених ландшафтно-гідрологічних провінцій дещо відрізняється. В межах Прип'ятської та Бузько-Дністровської ЛГП скорочення частки весняного сезону призвело до рівномірного зростання часток літнього та зимового, то на річках південного заходу країни (Дністровсько-Дніпровська та Нижньобузько-Дніпровська ЛГП) скорочення частки весняного сезону призвело до зростання відповідних значень літнього та осіннього періодів.

Таблиця 6.6. Розподіл річних максимумів по сезонах року за два характерні періоди

Ландшафтно-гідрологічна провінція	Сезон року			
	Весна	Літо	Осінь	Зима
Прип'ятська	**82/54**	**3/19**	2/2	**13/25**
Деснянська	94/93	1/1	0/0	5/6
Бузько-Дністровська	**74/50**	**8/20**	4/9	14/21
Дністровсько-Дніпровська	**72/46**	**10/30**	2/10	16/14
Лівобережно-Дніпровська	92/91	0/2	0/0	8/7
Нижньобузько-Дніпровська	63/56	11/15	0/8	26/21
Дніпровсько-Сіверськодонецька	69/68	6/4	1/0	24/28
Причорноморсько-Приазовська	68/64	18/22	2/4	12/10
Прут-Дністровська	32/30	49/47	**11/22**	8/1
Тисо-Латорицька	31/35	18/9	**12/30**	**39/26**
Гірсько-Кримська	32/26	21/27	**7/17**	**40/30**

Примітка: 1.) жирним шрифтом виділені випадки із змінами 10 та більше відсотків
2.) чисельник – до 1989 р., знаменник – 1989-2008 рр.

Певні особливості мають зазначені зміни у гірських регіонах України. Впродовж останніх десятиліть значно (у 2-2,5 рази) зросла ймовірність формування річних максимумів впродовж осіннього сезону на річках Українських Карпат (особливо, Тисо-Латорицької ЛГП). При цьому відповідного зменшення зазнала частка зимового сезону. Для річок Закарпаття вона зменшилась з 39 до 26 %, а в межах Прикарпаття ймовірність формування річних максимумів впродовж зимового сезону в даний час становить лише 1%.

Значно рівномірнішим (за рахунок скорочення часток зимового та весняного сезонів та відповідного зростання часток літнього та осіннього) став внутрішньорічний розподіл максимумів на річках Гірського Криму.

Висновки. Кліматичні зміни, що відбуваються впродовж останніх десятиліть, суттєво вплинули на характеристики весняного водопілля річок України. Передусім це стосується термінів проходження водопілля в цілому та його максимуму, зокрема. Спостерігається зміщення весняних максимумів на більш ранні терміни (величина зміщення становить, в середньому, близько двох тижнів).

Суттєвого зменшення зазнали величини максимальних витрат весняного водопілля в межах рівнинної частини території України. Величина зменшення зростає із заходу та північного заходу країни на південь та південний схід. Відбувається розпластування хвилі водопілля.

Менш суттєвим є зменшення величини максимальних витрат паводків теплого періоду року. В середньому, для рівнинної частини України, величина їх зменшення впродовж останніх двадцяти років становить 20%. Це значно менше, ніж величина зменшення весняних максимумів за той же період, яка становить 57%. Гірські регіони України характеризуються тенденцією до зростання дощових максимумів.

Незважаючи на суттєві зміни складових водного балансу та відповідні зміни гідрологічного режиму річок України, співвідношення між максимумами холодного і теплого періодів року на протилежне не змінилося. В межах рівнинної частини території країни відмічається тенденція до зменшення величини співвідношення, що пояснюється вирівнюванням внутрішньорічного розподілу стоку та відповідним зменшенням амплітуди коливань витрат води.

РОЗДІЛ 7
СУЧАСНІ ЗМІНИ МІНІМАЛЬНОГО СТОКУ РІЧОК КРАЇНИ

На річках України спостерігаються два маловодні сезони: літньо-осінній та зимовий. Вказані сезони є суміжними і в цілому утворюють маловодний період року. Стік річки, що спостерігається в маловодні сезони за відсутністю значних паводків, є меженним стоком, а період часу, під час якого цей стік спостерігається, називають меженним періодом. Під терміном "меженний період" зазвичай розуміють фазу водного режиму річки, що спостерігається у зимовий або літньо-осінній сезони і характеризується наявністю відносно малих, стійких по величині витрат води. При цьому під стійкими витратами розуміють витрати, що значно менші за паводкові, а загальна тенденція їх ходу на гідрографі стоку наближається до горизонтальної лінії [351]. Низька водність меженного періоду зумовлена різким зменшенням притоку з водозбірної площі. У ці періоди річковий стік формується, переважно, за рахунок підземних вод, що дренуються гідрографічною мережею.

Впродовж меженного періоду виділяється відрізок часу, коли стік є найменшим (мінімальний стік). Він, зазвичай, характеризується мінімальними середньомісячними (або 30-денними періодами з найменшим стоком за тривалості межені менше двох місяців), мінімальними добовими витратами води річок у літньо-осінній та зимовий меженні періоди та мінімальними строковими витратами води впродовж цих періодів (абсолютний річний мінімум), що показують максимально можливий природній ступінь виснаження річкового стоку [301]. На річках з тривалим меженним періодом (понад два місяці) 30 діб з найменшим стоком зазвичай співпадають з календарним місяцем або різниця у середніх витратах календарного і некалендарного місяців знаходиться в межах 10% [351]. Тому вибір найменшої середньомісячної витрати води в даному випадку є достатньо простим.

Мінімальний стік є однією з характеристик внутрішньорічного розподілу стоку, що має важливе практичне значення при проектуванні промислового та комунального водопостачання, оскільки мінімальні витрати водотоку лімітують не тільки розмір

майбутніх підприємств або населених пунктів, но і саму можливість їх розташування в даному місці. Є галузі господарства, що не дозволяють навіть короткочасних перебоїв у подачі води. Велике значення мінімальний стік має і для зрошення. Зазвичай, найбільші водозабори води на зрошення під час вегетаційного періоду припадають на період літньо-осінньої межені.

Питання охорони вод від забруднення та виснаження також не можуть вирішуватись без даних про мінімальні витрати води. Характеристики мінімального стоку є визначними при розробці заходів по впорядкуванню та охороні водних ресурсів. Вони лімітують водокористування та впливають на існування біоценозів екосистем. У промислово розвинутих районах скиди стічних вод можуть бути співставимі, або навіть перевищувати величини мінімального стоку, що може призвести до забруднення річок. Тому дані про мінімальний стік відносяться до важливих гідрологічних характеристик.

7.1. Фактори формування та основні характеристики мінімального стоку

7.1.1. Умови формування стоку меженних періодів

Як відомо,формування стоку відбувається під впливом кліматичних факторів, факторів підстильної поверхні та антропогенних факторів. З числа цих факторів можна виділити три групи: стокоутворюючи (прямі), непрямі та умовні – рис.5.1. Їх роль у формуванні стоку вцілому детально розглянута у розділі 5.1. Значною мірою це відноситься і до характеристик мінімального стоку. Однак стосовно поставлених завдань роль вказаних факторів у формуванні мінімального стоку проявляється дещо інакше.

У групі стокоутворюючих факторів на перше місце виходять підземні води, оскільки вплив опадів на мінімальний стік є опосередкованим. Опади інфільтруються під землю, живлять підземні води і через них річки в період низького стоку. У цей період в живленні річок можуть приймати участь опади як даного, так і попередніх місяців, сезонів, року, що, перш за все, залежить від геологічногї та гідрогеологічної будови території, а також від

кліматичних умов району. Наприклад, у суворі зими опади не приймають участі у формуванні стоку зимової межені, але під час відлиг (що є характерним для зимових сезонів останніх десятиліть) вони можуть живити річку тривалий час через підземні водоносні горизонти. При цьому взимку річки живляться підземними водами, що сформувались у попередній осінній сезон.

Ступінь впливу опадів на мінімальний стік є різною в зонах надлишкового та недостатнього зволоження, оскільки різним є випаровування. Але в цілому спостерігається відповідність між розподілом по території кількості річних опадів та стоком. В районах з більшою кількістю опадів спостерігається і більш високий мінімальний стік.

Оскільки меженний стік спостерігається у періоди припинення (або різкого скорочення) притоку поверхневих вод, то основну участь в живленні річок в цей період приймають підземні води тимчасових та постійних водоносних горизонтів. Роль тимчасових горизонтів у формуванні меженного стоку може бути досить різною. Вона визначаєтьчя головним чином кліматичними та гідрогеологічними умовами. Води верховодки формуються внаслідок сніготанення навесні та випадіння дощів впродовж літньо-осіннього сезону. Протягом останніх десятиліть вони утворюються і взимку при відлигах та при відсутності суцільного промерзання грунту.

Найбільший інтерес при дослідженнях меженного стоку являють грунтові води, оскільки саме вони є постійними джерелами живлення річок, визначаючи в маловодні періоди їх режим стоку. Грунтовий стік в річки залежить від кількості водоносних горизонтів, що приймають участь у живленні річки, та їх дебіту [351]. В зоні надлишкового та достатнього зволоження, де грунтові води залягають неглибоко від поверхні, живлення із зони активного водообміну забезпечене навіть на відносно малих річках з неглибоким врізанням русла. Тому грунтове живлення річок цієї зони є стійким по території і забезпечує меженний стік переважної частини річок, включаючи достатньо малі. В зоні недостатнього зволоження грунтові води мають незначні дебіти і основну роль у живленні річок в меженні періоди починають грати міжпластові води. Тому в цих районах величина підземного живлення, отже і мінімального стоку, навіть для відносно великих річок більше залежить від місцевих факторів (глибини врізання русла, кількості водоносних горизонтів та

геологічного складу порід), ніж від зональних кліматичних умов [350].

Підземні води карстових областей мають своєрідний режим, що визначається ступінню зв'язку цих вод з поверхнею, водопоглинальною здатністю та водовіддачею порід, а також масштабами розвитку підземних порожнин і тріщин. Найбільше значення карстові води мають в період меженного стоку у маловодні роки. Суттєвий вплив карстові води мають на сток річок (переважно малих) лише в окремих районах.

Певне значення для живлення річок має характер виходу підземних вод на денну поверхню, який залежить від умов їх залягання і поширення. За умовами залягання підземні води поділяють на пластові та тріщинні. Пластові води дренуються річками по всьому периметру русла, інтенсивність їх розвантаження є незначною. Такі форми живлення властиві більшості рівнинних річок. Тріщинні води утворюються в масивах магматичних порід, у сильно метаморфізованих осадових породах, де накопичення та стік води відбувається по тріщинах. Ці води виходять на поверхню у вигляді джерел. Вони грають важливу роль у живленні гірських річок, мають значення для малих та, частково, середніх рівнинних річок. Концентровані виходи підземних вод переважно зустрічаються і у карстових районах. На режим підземного живлення річок впливає також характер гідравлічного зв'язку водоносних горизонтів з річкою. Якщо річкові системи отримують живлення від підземних вод, то спостерігається закономірне зростання річкового стоку із зростанням розмірів річки (площі басейну, глибини ерозійного врізу русла). При поповненні підземних вод за рахунок руслових запасів спостерігається зниження питомої водності річки, хоча витрата води може зростати із зростанням площі басейну.

Отже, режим підземних вод, що приймають участь у підземному живленні річки, визначається кліматичними умовами та місцевими фізико-географічними факторами, перш за все геологічними та гідрогеологічними умовами, а також господарською діяльністю людини.

Гідрогеологічні умови басейну, безпосередньо пов'язані з його геологічною будовою, характеризують здатність підземного басейну річок до акумуляції та наступного спрацювання запасів води, однак не менше значення для окремих річкових басейнів мають такі наземні акумулятори стоку, як озера і болота.

Вплив озер на режим річкового стоку оцінюють як позитивний – чим більше озер на водозборі і чим вони більші за розмірами, тим більш рівномірним є стік річки впродовж року, тим вище її меженний стік. Чим ближче озеро до замикаючого створу, тим більшим є його вплив. Звичайно, при цьому велику роль грають розміри озера. Озера можуть і знижувати величину меженного стоку, якщо вони розташовані в зоні недостатнього зволоження в умовах плоского слаборозчленованого рельєфу за відсутністю зв'язку з річковою системою. Оскільки 97% всіх озер України становлять малі озера (з площею поверхні до 1км^2), то їх вплив на мінімальний стік доцільно розглядати у сукупності (як загальну озерність басейну), в той час як великі озера необхідно досліджувати в якості самостійних об'єктів. Отже, при оцінці ролі озер у формуванні меженного стоку необхідно враховувати морфологічні та кліматичні умови районів дослідження, здійснювати диференціацію озер за площею та їх розташуванням на водозборі.

Вплив заболоченості на мінімальний стік проявляється у зниженні величин меженного стоку заболочених водозборів порівняно із сусідніми незаболоченими. Особливо це стосується зони недостатнього зволоження, де болота (як і озера) можуть зменшувати величину меженного стоку за рахунок більшого випаровування з поверхні боліт, порівняно з випаровуванням із суші.

Оцінити вплив лісу на меженний стік досить складно. Відомо, що ліс сприяє переведенню поверхневого стоку у підземний, збільшуючи тим самим річковий стік в період, коли річки живляться, переважно, підземними водами. За дослідженнями [376] частка меженного стоку від річного залежить від віку лісу і змінюється від 35% на ділянках лісу віком до 80 років до 60% - у лісах віком понад 100 років. Вирубка лісів зменшує меженний стік до 15% на середніх річках і до 35% - на малих річках лісової зони. Набільш суттєвим вплив лісу на мінімальний стік є у лісостеповій зоні, оскільки різниця процесів інфільтрації води в лісових та степових грунтах є досить значною [351].

Вплив господарської діяльності на мінімальний стік річок може бути таким значним, що призводить до значних змін режиму меженного стоку. Він може проявлятися в різноманітних формах. Внаслідок скидів шахтних та кар'єрних вод з глибоких підземних горизонтів, що не приймають участі у живленні річок, меженний стік може суттєво зростати. Значні зміни стоку відбуваються при

перекиданні (перерозподілі) води з однієї річкової системи в іншу. Зрошення значних територій викликає зниження меженного стоку у першій половині літнього сезону, зазвичай обумовлює його зростання наприкінці літа і восени, коли скорочується, а згодом і припиняється забір води з річок на зрошення і починається приток дренажних вод зі зрошувальних систем до річкової мережі. Кількісна оцінка впливу зрошення на меженний стік річок значною мірою залежить від точності розрахунку кількості зворотних вод, що надходять до річок внаслідок зрошення.

Зворотня картина спостерігається при проведенні осушувальних робіт в басейні річки. При осушенні болотяного масиву середній модуль мінімального стоку з нього зростає у 2-4 рази порівняно із неосушеним болотом [351].

Значний вплив на меженний стік має створення в руслах і на водозборах річок водосховищ і ставків. Певною мірою цей вплив залежить від призначення штучної водойми. Створення водосховищ для ГЕС призводить до зростання меженного стоку за рахунок попусків з водосховища при роботі ГЕС. Вплив ставків визначається їх облаштуванням та призначенням. Непроточні ставки, що створюються переважно на малих річках та у верхів'ях улоговин та балок, перехоплюють практично весь стік в межень. Проточні пропускають частину стоку, але в маловодний період року можуть затримувати весь стік [377].

Кількісна оцінка впливу різних видів господарської діяльності на меженний стік є досить складною, що обумовлено не лише відсутністю необхідних даних, а і наявністю значної кількості антропогенних факторів, що мають різний вплив на стік при значній кількісній невизначеності.

7.1.2. Характеристики мінімального стоку річок України

Умови формування меженного стоку річок рівнинної частини території України достатньо різноманітні. Річки протікають в межах декількох геоструктурних регіонів, які характеризуються певними геологічними та тектонічними особливостями, що визначають гідрогеологічні умови. Вплив останніх проявляється на фоні впливу клімату, рельєфу, характеру грунтів, заболоченості, лісистості та озерності басейнів.

Для річок рівнинної частини України характерною є літньо-осіння межень (коли відбувається виснаження запасів підземних вод), що порушується окремими підйомами, викликаними дощовими паводками, а також зимова межень, що переривається в окремі роки підйомами рівня внаслідок танення снігу під час відлиг. Зимова межень є більш високою, оскільки формується підвищений підземний притік за рахунок осіннього зволоження, а також за рахунок живлення підземних вод талими водами в період відлиг.

На малих річках крайнього півдня України стік з'являється лише в період весняного сніготанення або влітку під час дощових паводків.

Для гірської частини Українських Карпат найбільш низька межень характерна для зимового періоду, коли річки переходять виключно на підземне живлення. Літня межень тут є значно вищою, оскільки на меженні витрати значний вплив мають дощі, обумовлюючи пилкоподібний характер гідрографа стоку.

Поширення карсту на Головній гряді Кримських гір сприяє утворенню підземного стоку, який на схилах гір виходить на поверхню у вигляді численних джерел, що є джерелом живлення річок у меженний період. Потужні джерела дають початок головним річкам Криму – Альмі, Качі, Бельбеку, Чорній, Салгиру та іншим.

Для кримських річок (через особливі умови формування стоку та у зв'язку із тим, що літня межень переходить у осінньо-зимову, що продовжується в окремі роки до грудня-січня) загальноприйнятий поділ межені на літню та зимову не зовсім прийнятний [257]. Більш прийнятним є поділ її на межень періоду відкритого русла та межень періоду з льодовими явищами.

Початок ***літньо-осінньої межені*** на правобережних притоках Прип'яті в середньому відмічається у третій декаді травня – перший декаді червня, на річках, що протікають по Волинській, Подільській та Придніпровській височинам межень починається раніше, у другій-третій декадах травня. Середня тривалість літньо-осінньої межені на річках для рівнин дорівнює 120-140 діб, для височин – 140-160 діб. Середня тривалість найбільш маловодного періоду літньо-осінньої межені складає 20-30 діб для річок низовин та 13-20 діб – для річок височин. Зменшення тривалості найбільш маловодного періоду на річках височин пояснюється більшими величинами опадів, характерними для височин. Закінчення літньо-осінньої межені відноситься до третьої декади листопада-першої половини грудня.

На притоках Десни та Сейму середній час початку літньо-осінньої межені – кінець травня-початок червня. Тривалість її на цих річках становить 120-150 діб. Середня тривалість найбільш маловодного періоду становить 15-25 діб. Кінець межені спостерігається у другій декаді листопада - перший декаді грудня [255].

Річки гірської частини Українських Карпат характеризуються паводковим режимом впродовж року, що обумовлює значну переривчастість та невелику тривалість меженних періодів; часті літні паводки, що проходять серіями, переривають межень на тривалий час. Більш стійкою є зимова межень. Якщо стійка літня межень спостеригається у 20% випадків, то стійка зимова – у 39%. В окремі роки літня межень переривається паводками 5-6 разів. Така переривчастість літньої межені обумовлює незначну тривалість меженних періодів.

На правих притоках Дністра тривалість літньо-осінньої межені становить 60-100 діб, в басейні Південного Бугу 90-130 діб, а на окремих річках досягає 150 діб. На річках басейнів Вісли та Дунаю тривалість межені дещо більше і становить 100-160 діб. Найбільша тривалість межені (200 діб та більше) спостерігається на окремих малих річках у південній частині басейнів Дністра та Південного Бугу. Для цих же річок характерна найбільша тривалість маловодного періоду (від 40 до 230 діб). У більшості випадків тривалість маловодного періоду становить, переважно, 10-20 діб, зростаючи до 30 діб і більше на південних річках [254].

Дати початку літньо-осінньої межені значно змінюються по території. Найбільш пізні дати характерні для річок Українських Карпат (верхів'я Тиси і Пруту, праві притоки р.Дністер східніше впадіння р.Лімниця. В межах Закарпаття (передгірська та рівнинна частини) літньо-осіння межень зазвичай настає у травні і, навіть, наприкінці квітня. У верхів'ях Дністра та на його лівих приток літньо-осіння межень починається в квітні-травні. Східніше, в басейні Південного Бугу, межень починається переважно у травні – наприкінці квітня. На річках із значною зарегульованістю початок межені відноситься до першої декади червня. У південній частині басейнів Дністра та Південного Бугу, де живлення річок здійснюється за рахунок малопотужних водоносних горизонтів, спостерігається пересихання річок тривалістю від одного до трьох років із незначними перервами в періоди весняного водопілля та поодиноких

літніх паводків. Закінчення літньо-осінньої межені по всій території відноситься, переважно, до листопада місяця, інколи затягується до грудня.

На лівобережних притоках Дніпра середні дати початку літньо-осінньої межені відносяться до другої половини травня- початку червня. Середня її тривалість становить 130-160 діб, а тривалість найбільш маловодного періоду 20-40 діб. Кінець межені відноситься до третьої декади жовтня-першої половини листопада.

На річках південної частини басейну (р.Інгулець, річки Причорноморської низовини) межень, як правило, починається у перший декаді травня. Середня тривалість меженного періоду тут коливається в межах 140-170 діб. Кінець літньої межені відноситься до кінця листопада.

На притоках Сіверського Дінця, переважно лівих, літньо-осіння межень настає у перший декаді травня. Тривалість меженного періоду коливається від 170 до 200 днів, при цьому тривалість 200 днів характерна для малих річок, слабо забезпечених підземним живленням. Для цих же річок характерна найбільша тривалість маловодного періоду літньо-осінньої межені – до 190 днів; для більшості річок даної території вона становить 15-20 днів. Кінець літньо-осінньої межені спостерігається у перший – другій декадах листопада.

На річках Приазов’я початок літньо-осінньої межені відноситься до квітня-травня. Тривалість літньої межені, так само, як і на притоках Сіверського Дінця, коливається від 140 до 200 діб, а найбільш маловодного періоду – від 30 до 50 діб. Кінець літньої межені відноситься до середини листопада [256].

Аналіз даних спостережень показує, що залежно від кліматичних, геологічних та гідрогеологічних умов окремих частин території Гірського Криму, спостерігається різний хід стоку в межень.

Гірські ділянки (верхів’я) основних річок західного та північного схилів Головної гряди, на живлення яких суттєвий вплив має карст, характеризуються постійним спадом витрат води в межень; мінімальні витрати тут спостерігаються в серпні-вересні, що пов’язане із виснаженням до цього часу запасів підземних вод. Як правило, початок межені в даному районі спостерігається у червні, що обумовлене припиненням до цього часу живлення річок за рахунок талих вод; кінець межені спостерігається зазвичай у

листопаді, коли починається період випадіння значних опадів. Середні та нижні течії основних річок західного та північного схилів та їх притоки характеризуються наявністю товщі алювіальних відкладів. Вони майже позбавлені карстового живлення і характеризуються низькою меженню. Початок межені відноситься до кінця червня-початку липня; кінець – до листопада-грудня.

Межень на річках південно-західної частини Кримських гір характеризується поступовим спадом витрат води, що досягають мінімума у серпні-вересні. Річки південно-східної частини Головної гряди в меженний період переважно пересихають. В з'язку з цим тривалість межені на даних річках теж зростає. Період межені триває з червня по грудень-січень [257].

Початок ***зимової межені*** на річках басейну Дніпра спостерігається переважно у третій декаді листопада – перший половині грудня. Середня тривалість зимової межені майже на всіх річках складає 60-80 діб, за виключенням приток Десни та Сейму, на яких вона дорівнює 80-120 діб. Закінчення зимової межені припадає переважно на першу половину березня, на річках півдня – на третю декаду лютого.

Початок зимової межені на річках західної частини України відноситься до кінця листопада – першої половини грудня. Найбільша її тривалість (80-100 діб) характерна для річок Українських Карпат. Достатньо тривалою (70-90 діб) зимова межень є на лівобережних притоках Дністра. У верхів'ях Дністра, в басейні Вісли, Західного Бугу тривалість зимової межені становить 40-60 діб. В басейні Південного Бугу тривалість складає 60-70 діб. Закінчується зимова межень на притоках р. Тиси та на правобережних притоках Дністра у березні, на інших річках – у лютому, перший декаді березня.

Початок зимового меженного періоду в басейні Сіверського Дінця відноситься, переважно, до другої декади листопада. На річках Приазов'я початок зимової межені відмічається наприкінці листопада, на початку грудня. Тривалість зимової межені в басейні Сіверського Дінця зростає з півночі на південь та з заходу на схід. У верхній частині басейну Сіверського Дінця вона коливається від 60 до 80 діб, далі на схід , в басейні Оскола, вона зростає до 80-100 діб; у південній частині басейну тривалість становить 80-130 діб. Тривалість найбільш маловодного періоду зимової межені

коливається від 10 до 20 діб, відхиляючись в окремих випадках до 25-30 діб.

На річках Приазов'я тривалість зимової межені коливається від 20 до 50 діб в межах Донецького кряжу до 35-50 діб в межах Приазовської височини. Закінчення зимової межені на річках, що протікають в межах Приазовської височини відноситься до першої декади лютого, на правих притоках Сіверського Дінця ця дата зміщується на другу-третю декади березня.

Періоди з тривалими льодовими явищами (зимова межень) мають місце переважно на річках західного та північного схилів Головної гряди Кримських гір; починаються вони наприкінці грудня і в холодні зими продовжуються до лютого.

Розподіл ***величин мінімального стоку*** по території басейну Дніпра має наступну тенденцію: величини найменших середніх місячних літніх витрат закономірно знижуються по території з північного заходу та півночі на південь та південний схід, підпорядковуючись на великих та середніх річках загальній зональній зміні кліматичних умов. Однак на малих річках зберігається внутрішньозональний характер змін, що залежить від місцевих гідрогеологічних особливостей – наявності та потужності горизонтів підземних вод, характеру дренування їх річковими долинами та умов їх розвантаження.

В межах Волино-Подільського артезіанського басейну, де поширені тріщинуваті карстові породи, за рахунок виходів джерел карстових вод на річках Стиру, Горині та Іквi формується межень з найменшими середньомісячними модулями стоку від 0,4 до 1,9 л/с·км^2. В межах Поліської низовини модулі мінімального стоку незначні (0,15-0,25 л/с·км^2) та стійкі, тому річки тут не пересихають.

Розташована східніше тріщинувата область Українського кристалічного щита (басейни правих приток Дніпра) характеризується зміною мінімальних модулів стоку від 0,1-0,5 л/с·км^2 на півночі до нуля на півдні. Модулі мінімальних середньомісячних витрат води приток річок Десни та Сейму коливаються в межах від 0,5 до 1,5 л/с·км^2, верхів'їв річок Псла та Ворскли – від 0,1 до 0,5 л/с·км^2, в межах Придніпровської низовини вони змінюються від 0,4 л/с·км^2 на півночі до нуля на півдні [301].

Річки Причорноморської низовини у своїх середніх та нижніх течіях часто пересихають на тривалий термін. На лівобережжі Дніпра, у безстічно-подовій області, місцева балкова мережа не

дренує горизонти підземних вод, що залягають достатньо глибоко, тому стік в балках можливий лише навесні при інтенсивному сніготаненні, або влітку при випадінні зливових опадів [378].

В межах західної частини території України найбільші величини модулів мінімального стоку спостерігаються на південно-західному схилі Українських Карпат. У верхів'ях річок Тиси, Тересви модулі мінімального літнього середньомісячного стоку більше за 4,0 л/с·км^2, а на окремих річках досягають 8,0-11,0 л/с·км^2. У межах Закарпаття, в передгірській та рівнинній частинах, величини модулів стоку знижуються до 1,5-3,0 л/с·км^2. Високі модулі мінімального стоку сформовані переважно водами алювіальних відкладів річок та делювіальних відкладів схилів височин. Дещо меншими є величини модулів мінімального середньомісячного стоку зимового періоду; їх величини коливаються в межах 3,0-4,0 л/с·км^2.

На гірських річках правобережжя Дністра та верхів'їв Пруту величини модулів мінімального стоку дещо менші, ніж в басейні Тиси і становлять 3,0-4,0 л/с·км^2, а у передгір'ях знижуються до 1,0-2,0 л/с·км^2 [379].

Достатньо високі модулі мінімального стоку спостерігаються на лівобережних притоках Дністра і в басейні Західного Бугу. Величини їх змінюються від 0,5-2,5 л/с·км^{2}на заході до 0,1-0,8 л/с·км^2 на південному сході, що обумовлено зміною як кліматичних, так і гідрогеологічних умов.Особливо значний вплив на величини модулів стоку має карст [380].

По мірі просування на схід та південний схід зменшується кількість опадів та погіршуються умови формування підземних вод. Величини модулів мінімального стоку у верхів'ях Південного Бугу та його лівобережних приток змінюються в межах 0,1-0,3 л/с·км^2, зменшуючись до нуля на річках Причорноморської низовини.

Величини мінімального стоку в басейні Сіверського Дінця та річок Приазов'я зменшуються з півночі на південь. Найменші модулі мінімального середньомісячного літнього стоку змінюються від 0,6 - 1,0 л/с·км^2 на півночі до нуля на півдні. Найбільші величини мінімального стоку (1,0-1,3 л/с·км^2) відносяться до р. Оскол в межах Середньоруської височини.

Значення мінімальних місячних модулів стоку у верхів'ях річок західного та північного схилів Головної гряди Кримських гір, де спостерігаються виходи підземних вод, становлять від 2,0 до 5,0 л/с·км^2. У середній течії цих річок величина модуля знижується до

0,3-0,4 л/с·км^2, а в гирлі – практично до нуля. Достатньо високі модулі мінімального стоку спостерігаються у верхів'ях південно-західної частини Головної гряди (5,0-10,0 л/с·км^2), але по мірі просування до гирла вони зменшуються до нуля. У східній частині Південного берегу Криму, у зв'язку з незначними витратами карстових джерел, спостерігається дуже низький мінімальний стік (0,0 – 0,1 л/с·км^2). В період з льодовими явищами мінімальні модулі, як правило, вищі за мінімуми при відкритому руслі. Зростання стоку в цей період викликано зростанням опадів; підвищені витрати підтримуються в річках протягом всього зимового періоду [257].

Характерною особливістю гідрологічного режиму річок півострова є переривчастість стоку внаслідок пересихання. В Криму пересихання спостерігається переважно на рівнинних ділянках річок. Середня тривалість пересихання в середній течії рр.Альми та Качі становить 1-3 місяці, Бельбеку та Чорної – 4-9 днів. Річки басейну Салгиру пересихають майже щорічно, переважно у середній та нижній течії. Тривалість пересихання Салгиру до впадіння р.Біюк-Карасу становить 2-2,5 місяці, в посушливі роки - до 5-6 місяців. Балки Криму пересихають на період до 9 місяців.

7.2. Просторово-часова оцінка сучасних змін характеристик мінімального стоку

Внутрішньорічні зміни складових водно-теплового балансу, обумовлені відповідними змінами температури повітря та опадів впродовж року, призвели до суттєвого зростання меженного стоку [381]. Яскравим прикладом цього є дані, наведені у табл. 7.1, що свідчать про значне зростання величин мінімального стоку впродовж останніх двох десятиліть.

Мінімальні ***зимові середньомісячні витрати*** зросли практично по всій території країни за виключенням Причорноморсько-Приазовської та Тисо-Латорицької ландшафтно-гідрологічних провінцій, де вони практично не змінились – рис.7.1. Найбільш значне зростання (на 48-49%) відмічено на північному сході та сході України (Деснянська та Дніпровсько-Сіверськодонецька ЛГП), а також у Гірському Криму – на 39%; найменше – у центральній частині країни. Якщо раніше мінімальні зимові середньомісячні витрати у межах мішанолісової вологої, широколистолісової вологої

Таблиця 7.1. Відношення характеристик мінімального стоку річок України за період 1989-2008 рр. до попереднього періоду

Ландшафтно-гідрологічна провінція	Мінімальна середньомісячна витрата води, $м^3/с$				Мінімальна річна витрата води, $м^3/с$
	зимова		літньо-осіння		
	значення	місяць	значення	місяць	
Прип'ятська	1,18	1-2/12	1,21	9/10	1,47
Деснянська	1,48	1/12	1,23	7/8	1,43
Бузько-Дністровська	1,21	1/12	1,24	9/10	1,48
Дністровсько-Дніпровська	1,07	1/12	1,16	8/8	1,98
Лівобережно-Дніпровська	1,01	1/12	1,15	8-9/8	1,63
Нижньобузько-Дніпровська	1,24	12/12	1,49	8-9/8	1,74
Дніпровсько-Сіверськодонецька	1,49	12/12	2,33	8/8-9	4,06
Причорноморсько-Приазовська	0,97	12/12	1,26	9/8-9	1,91
Прут-Дністровська	1,22	1/1	1,48	10/8-10	1,81
Тисо-Латорицька	0,95	1/1	1,01	9/8	1,36
Гірсько-Кримська	1,39	12/12	3,15	8-10/10	5,41

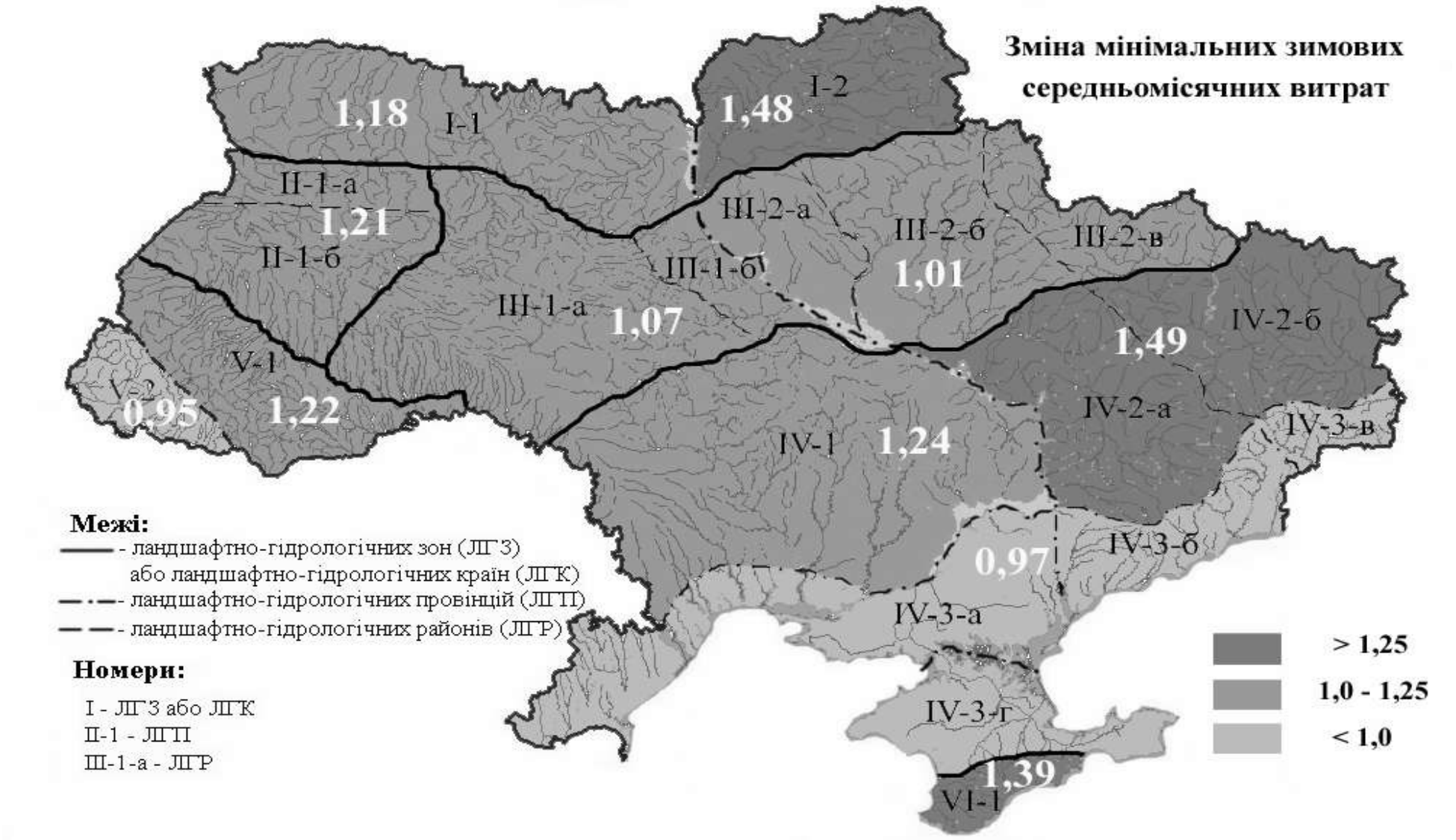


Рис. 7.1. Відношення мінімальних середньомісячних витрат зимової межені за два характерні періоди

та лісостепової недостатньо зволоженої ландшафтно-гідрологічних зон фіксувалися переважно у січні місяці, а в межах степової посушливої ЛГЗ – в грудні, то протягом останніх десятиліть практично по всій території країни вони спостерігаються у грудні місяці. Виключенням є територія Українських Карпат, де терміни проходження мінімальних середньомісячних витрат не змінилися і припадають на січень місяць.

Ще більш суттєвими протягом останніх двох десятиліть є зазначені вище зміни для періоду ***літньо-осінньої межені*** (рис.7.2). Мінімальні середньомісячні витрати останньої найбільше зросли у південному та південно-східному регіонах України (Причорноморсько-Приазовська ЛГП – у 1,26 рази; Дніпровсько-Сіверськодонецька – у 2,33 рази; Гірсько-Кримська – у 3,15 рази). Єдиним регіоном, де згадана вище величина практично не змінилась, є Тисо-Латорицька ландшафтно-гідрологічна провінція. Відмічається також значно більша, ніж взимку, розбіжність у термінах проходження мінімальної середньомісячної витрати літньо-осінньої межені.

У північно-західній та західній частинах країни (Прип'ятська та Бузько-Дністровська ЛГП) протягом останніх десятиліть відбувся перехід найбільш ймовірного терміну проходження з вересня на жовтень місяць. Жовтень є також найбільш ймовірним місяцем для Гірсько-Кримської ЛГП. Для більшої частини території України найчастіше зазначені витрати фіксуються впродовж серпня-вересня місяців.

Слід відзначити суттєве зростання протягом двох останніх десятиліть мінімальних річних витрат води у межах всіх, без виключення, одиниць ландшафтно-гідрологічного районування (рис.7.3). Аналогічно змінам мінімальних середньомісячних витрат літньо-осінньої межені, вони найбільше зросли у південному та південно-східному регіонах України (Причорноморсько-Приазовська ЛГП – у 1,91 рази; Дніпровсько-Сіверськодонецька – у 4,06 рази; Гірсько-Кримська – у 5,41 рази).

У зв'язку із зміною умов формування меженного стоку на річках країни відбувся певний сезонний перерозподіл річних мінімумів (табл.7.2). Як і у випадку з річними максимумами (див. розділ 6.2), найбільш суттєві зміни відбулися на річках правобережної частини території України - рис. 7.4 .

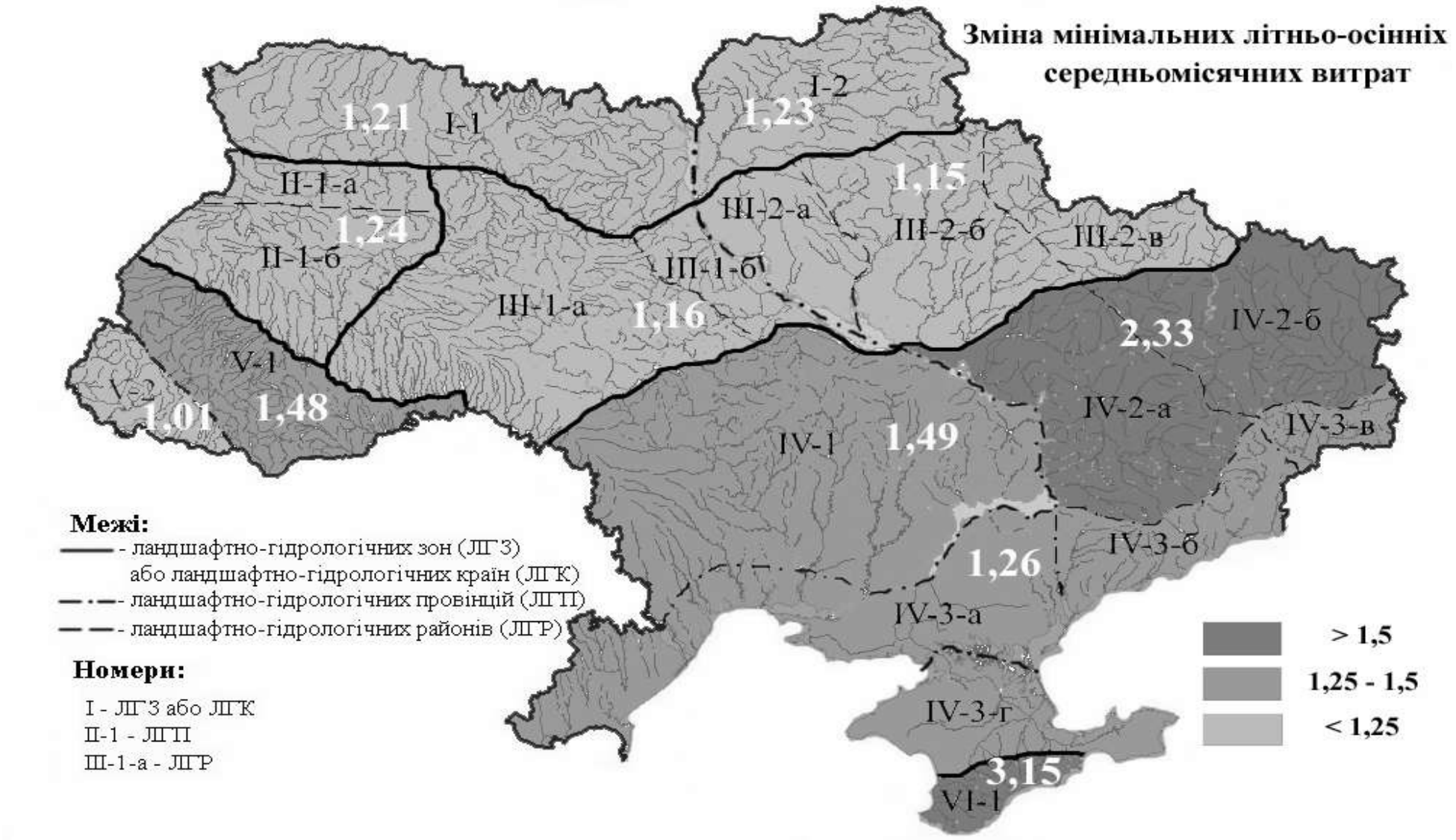


Рис. 7.2. Відношення мінімальних середньомісячних витрат літньо-осінньої межені за два характерні періоди

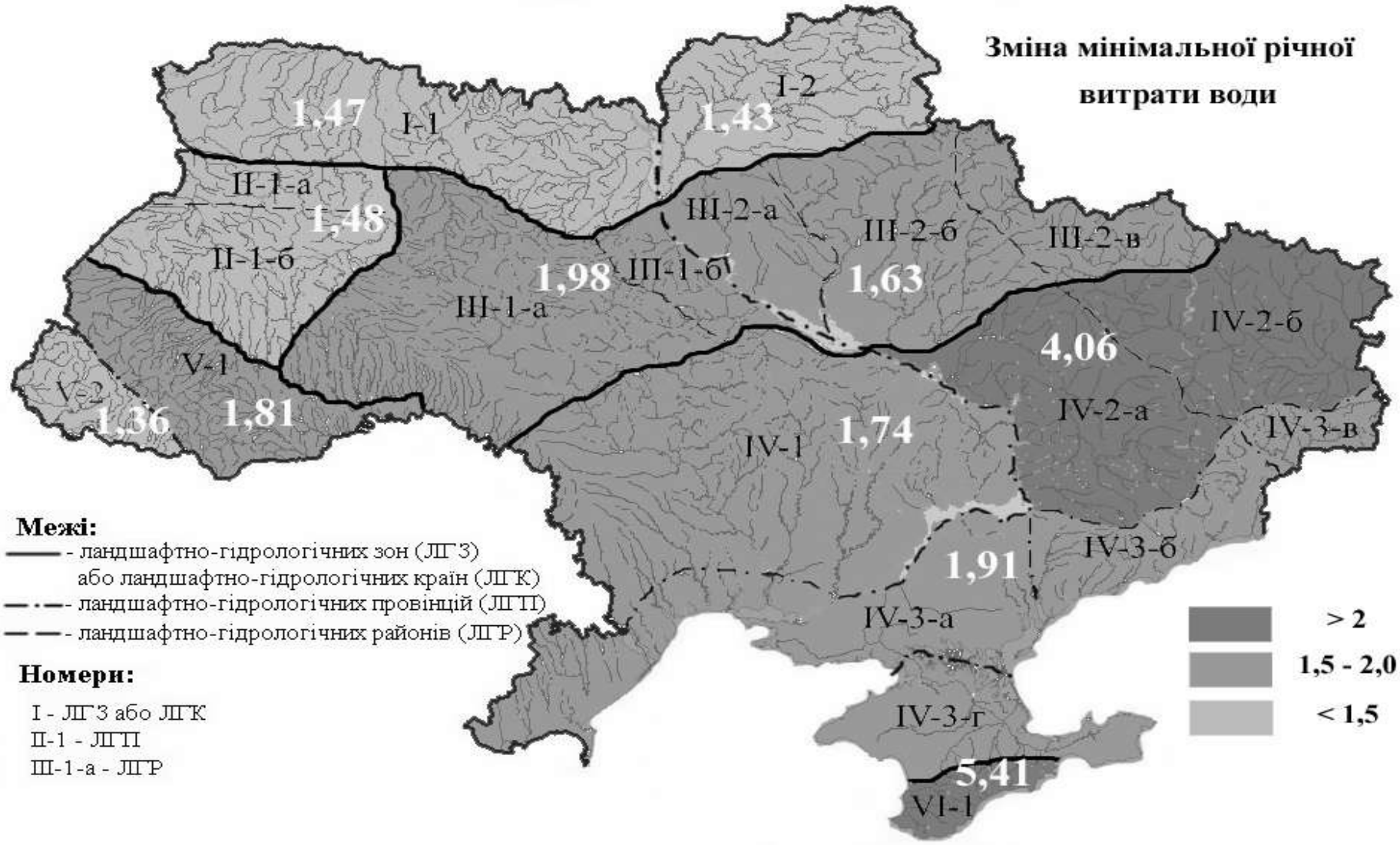


Рис. 7.3. Відношення мінімальних річних витрат води за два характерні періоди

Таблиця 7.2. Сезонний розподіл річних мінімумів за два характерні періоди, (в %)

Ландшафтно-гідрологічна провінція	Сезон року			
	Весна	Літо	Осінь	Зима
Прип'ятська	7/6	**26/57**	36/33	**31/4**
Деснянська	12/8	**44/54**	**22/33**	**22/5**
Бузько-Дністровська	4/5	**28/58**	25/26	**43/11**
Дністровсько-Дніпровська	11/14	34/39	18/21	**37/26**
Лівобережно-Дніпровська	8/4	36/42	**24/35**	**32/19**
Нижньобузько-Дніпровська	4/4	**44/70**	**32/20**	**20/6**
Дніпровсько-Сіверськодонецька	3/7	54/49	28/29	15/15
Причорноморсько-Приазовська	4/12	57/50	29/29	10/9
Прут-Дністровська	9/8	4/12	18/19	69/61
Тисо-Латорицька	6/6	**5/15**	31/39	**58/40**
Гірсько-Кримська	1/1	23/28	**57/44**	19/27

Примітка: 1.) жирним шрифтом виділені випадки із змінами 10 та більше відсотків
2.) чисельник – до 1989 р., знаменник – 1989-2008 рр.

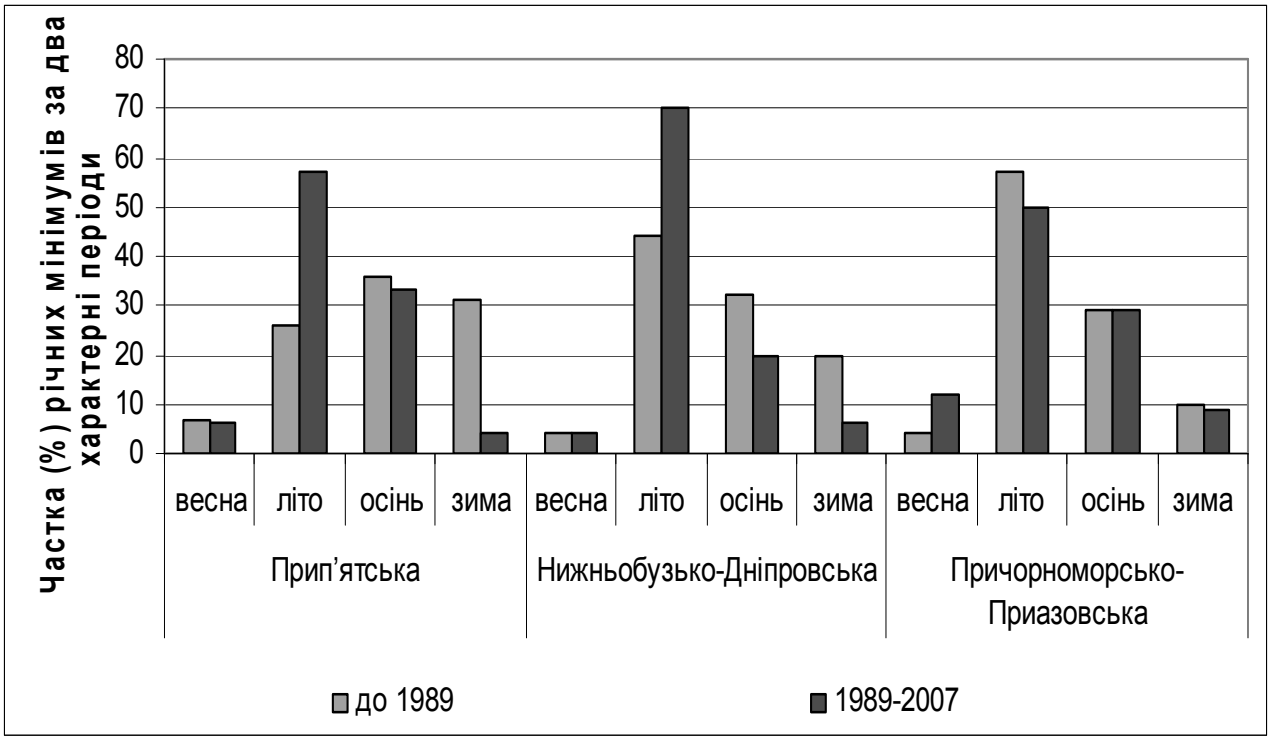


Рис. 7.4. Сезонний розподіл річних мінімумів за два характерні періоди, (у %)

На річках Прип'ятської, Бузько-Дністровської, Дністровсько-Дніпровської та Нижньобузько-Дніпровської ЛГП значно (з 20-43 до 4-26 %) зменшилась ймовірність формування річних мінімумів впродовж зимового сезону. На річках Лівобережжя зміни для даного сезону є аналогічними, але величина зменшення – дещо меншою (з 15-32 до 5-19 %). Одночасно суттєво зросла ймовірність формування річних мінімумів під час літньої межені. Для західної та північно-західної частини території країни (Прип'ятська та Бузько-Дністровська ЛГП) вона зросла в два рази - з 26-28 до 57-58%.

Вцілому для правобережної частини території України величина зростання частки літнього сезону становить 23%. На річках Лівобережжя ці зміни є менш суттєвими – зростання становило всього 7%. Звертає на себе увагу збільшення (з 22-24 до 33-35%) ймовірності формування річних мінімумів осіннього сезону на річках північного сходу країни (Деснянська та Лівобережно-Дніпровська ЛГП).

Варто зазначити, що досліджені нами зміни практично відсутні на річках південної та південно-східної частин України (Дніпровсько-Сіверськодонецька та Причорноморсько-Приазовська ЛГП). Тут

відбувся певний перерозподіл між частками літнього (зменшення на 5-7%) та весняного (зростання на аналогічну величину) сезонів. Ця обставина пояснюється зростанням ймовірності формування річного мінімуму вже у травні місяці.

Зміни у термінах формування річних мінімумів, що відбулися впродовж останніх двадцяти років на річках Українських Карпат, є аналогічними тим, які спостерігаються на річках більшої частини країни (зменшення частки зимового та відповідне зростання частки літнього сезону). Особливий характер мають зміни розподілу мінімумів на річках Гірського Криму. Якщо раніше, у більшості випадків, мінімальні річні витрати на річках даного регіону спостерігались впродовж осіннього періоду (вересень-жовтень), то за останні два десятиліття частка цього сезону скоротилась на 13%, при одночасному (відповідно, на 5 та 8 %) зростанні часток літнього та зимового сезонів року.

Висновки. Внутрішньорічні зміни складових водно-теплового балансу, обумовлені відповідними змінами температури повітря та опадів впродовж року, призвели до суттєвого зростання меженного стоку.

Мінімальні зимові середньомісячні витрати зросли практично по всій території країни, особливо (на 48-49 %) на північному сході та сході. Якщо раніше на більший частині території країни вони фіксувались у січні місяці, то впродовж останніх десятиліть практично по всій території вони спостерігаються у грудні.

Ще більш суттєвими є зазначені вище зміни для періоду літньо-осінньої межені. Мінімальні середньомісячні витрати останньої найбільше зросли у південному та східному регіонах України. Для більшої частини країни (окрім північного заходу та заходу) вони фіксуються впродовж серпня-вересня місяців.

Слід відзначити суттєве зростання протягом двох останніх десятиліть мінімальних річних витрат води у межах всіх, без виключення, ландшафтно-гідрологічних провінцій.

Найбільш суттєві зміни сезонного розподілу річних мінімумів відбулися на річках правобережної частини України, де зменшилась ймовірність формування річних мінімумів впродовж зимового сезону та, одночасно, зросла ймовірність їх формування під час літньо-осінньої межені.

ВИСНОВКИ

1. Обгрунтовано і удосконалено базові положення, поняття, принципи і основні критерії ***методології ландшафтно-гідрологічного аналізу*** з метою її прикладного застосування для досліджень території України. Розроблено ієрархічну ***класифікацію ландшафтно-гідрологічних систем*** різного рангу з виділенням двох головних рівнів ландшафтно-гідрологічної диференціації – ***зонального та провінційного***. За допомогою факторного аналізу визначено ***первинні*** та ***вторинні чинники стокоутворення*** в межах України;
2. Із застосуванням кластерного аналізу вперше виконано ***ландшафтно-гідрологічне районування*** території України. Найбільш крупними одиницями субпланетарної розмірності в межах рівнинної частини України є ***ландшафтно-гідрологічні зони (ЛГЗ),*** провідними факторами локалізації яких є відмінності у кількості та співвідношенні тепла і вологи**.** Виділено також дві ***гірські ландшафтно-гідрологічні країни (ЛГК)*** – Карпатську та Кримську, через особливі умови формування тепло- і вологообігу. Вузловим таксономічним рівнем ландшафтно-гідрологічного районування є ***ландшафтно-гідрологічні провінції (ЛГП)*** **-** системи регіональної розмірності, визначені просторово-часовим поєднанням кліматичного фону (тепло- та вологозабезпеченості) і крупних орографічних елементів рельєфу або морфоструктурних утворень різного знаку. Одиницями субрегіональної розмірності, що відображають однотипний характер взаємодії гравітаційних вод і літогенного субстрату є ***ландшафтно-гідрологічні райони (ЛГР)***;
3. Обгрунтовано вибір ***часових меж*** періоду зміненого гідрологічного режиму річок країни, вибір якого підтверджено перевіркою ***однорідності рядів гідрометеорологічних характеристик***. Аналіз багаторічних коливань середньої річної температури повітря в межах країни дає змогу виділити в якості переломного ***1989 рік***. Важливим аргументом щодо вибору початку періоду сучасного потепління є те, що він чітко проявляється для всієї території країни;
4. Підтверджено, що саме ***зміни кліматичних факторів*** (кількості опадів та випаровування) визначають сучасні зміни внутрішньорічного розподілу стоку річок України. Впродовж

останніх двадцяти років середня річна ***температура повітря*** в межах *рівнинної частини* території України зросла (порівняно з попереднім розрахунковим періодом) на 0,8 ^{o}C. *Гірські регіони* характеризуються дещо меншими показниками зростання середньої річної температури повітря: 0,7 ^{o}C становить ця величина для території Українських Карпат та всього 0,3 ^{o}C - для території Гірського Криму. Найбільший внесок у зміну річної температури внесли зимовий та весняний сезони. При несуттєвих змінах річних сум ***опадів*** відбувся перерозподіл сезонних та місячних їх значень. Кількість опадів зросла в усі сезони (крім зимового), але найбільше – у перехідні – навесні та восени. Відбувається вирівнювання річних та місячних полів опадів в межах України;

5. Зміни складових водно-теплового балансу викликали певні зміни у живленні річок. Нами встановлено, що впродовж останніх двох десятиліть ***зменшення частки снігового живлення*** річок басейну Дніпра становило понад 10%. При цьому воно вже не становить переважну частку річного стоку. Одночасно ***зростає частка підземного живлення***. Впродовж останнього періоду вона майже зрівнялася з часткою снігового. А в тих районах, де поширені карстові породи та достатньо значною є зарегульованість стоку – частка підземного живлення у річному стоці стала переважаючою. Зміни ***частки дощового живлення*** річок відповідають змінам річної кількості опадів;
6. Впродовж останніх двох десятиліть відбулися певні зміни ***внутрішньорічного розподілу стоку*** річок. Розрахунки показують, що ***весняне водопілля*** вже не є самою багатоводною фазою водного режиму. Його частка у внутрішньорічному розподілі стоку зменшилась з 42-53% до 35-37%. Найбільш багатоводною фазою у внутрішньорічному розподілі стоку річок країни (за винятком її північного сходу) є ***літньо-осіння межень***, частка якої у річному об'ємі стоку становить 44%. Частка об'єму стоку, що припадає на період ***зимової межені***, змінилась несуттєво. Відбулося вирівнювання внутрішньорічного розподілу стоку. На річках більшої частини території країни терміни ***лімітуючих періодів і сезонів*** залишились без змін. На відміну від них, терміни ***лімітуючих місяців*** по окремих ЛГП змінилися, особливо на правобережжі;

7. Спостерігається зміщення ***весняних максимумів*** на більш ранні терміни. Суттєвого зменшення зазнали величини максимальних витрат весняного водопілля в межах рівнинної частини країни (величина зменшення становить 57%). Просторовий розподіл змін характеризується зростанням цієї величини із заходу та північного заходу на південь та південний схід країни. Відбувається розпластування хвилі весняного водопілля. Менш суттєвим є зменшення величини максимальних витрат ***паводків теплого періоду року*** (в середньому, для рівнинної частини України, величина їх зменшення становить 20%). Гірські регіони України характеризуються тенденцією щодо зростання дощових максимумів. Головну роль в цьому відіграють атмосферні опади, кількість яких в межах згаданих регіонів зросла. Незважаючи на зміни складових водного балансу, ***співвідношення між максимумами холодного і теплого періодів року*** на протилежне не змінилося. В межах рівнинної частини території країни відмічається тенденція до зменшення величини цього співвідношення;
8. Внутрішньорічні зміни складових водно-теплового балансу призвели до зростання меженного стоку. ***Мінімальні зимові середньомісячні витрати*** зросли практично по всій території країни, особливо на північному сході та сході. Ще більш суттєвими є зазначені вище зміни для ***періоду літньо-осінньої межені***, передусім у південних та південно-східних регіонах. Слід відзначити значне зростання ***мінімальних річних витрат води*** у межах всіх, без виключення, одиниць ландшафтно-гідрологічного районування. Найбільш суттєві зміни ***сезонного розподілу річних мінімумів*** відбулися на річках правобережної частини України, де зменшилась ймовірність формування річних мінімумів впродовж зимового сезону та, одночасно, зросла ймовірність їх формування під час літньо-осінньої межені.

СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

1. Глобальне потепління і клімат України: регіональні екологічні та соціально-економічні аспекти / [В.М.Волощук, С.Г.Бойченко, С.М.Степаненко та ін.]. - К. : ВПЦ "Київський університет", 2002. – 117 с.
2. Будыко М.И. Влияние человека на климат / М.И.Будыко. - Л. : Гидрометеоиздат, 1972. - 47с.
3. Будыко М.И. Изменение климата / М.И.Будыко. - Л. : Гидрометеоиздат, 1974. - 280с.
4. Будыко М.И. Климат в прошлом и будущем / М.И.Будыко. - Л. : Гидрометеоиздат, 1980. – 351 с.
5. Антропогенные изменения климата / Под ред. М.И.Будыко, Ю.А. Израэля. - Л. : Гидрометеоиздат, 1987. – 405 с.
6. Будыко М.И. Глобальное потепление / М.И.Будыко, К.Я.Винников // Метеорология и гидрология. - 1976. - № 7. - С. 52-68.
7. Борзенкова И.И. Антропогенные изменения климата / И.И.Борзенкова, А.А.Величко. - Л. : Гидрометеоиздат, 1987. – 262 с.
8. Клімат України: у минулому… і майбутньому / За ред. М.І.Кульбіди, М.Б.Барабаш. - К. : Сталь, 2009. - 234 с.
9. Будыко М.И. Климат конца двадцатого века / М.И.Будыко // Метеорология и гидрология. - 1988. - № 10. - С. 5-24.
10. Будыко М.И. Ожидаемые изменения климата СССР к 2000 г. / М.И.Будыко, П.Я.Гройсман // Метеорология и гидрология. - 1991. - № 4. - С. 84-94.
11. Израэль Ю.А. Изменение глобального климата. Роль антропогенных воздействий / Ю.А.Израэль, Г.В.Груза, В.М.Катцов, В.П.Мелешко // Метеорология и гидрология. – 2001. - № 5. – С. 5-21.
12. United Nations Framework Convention on Climate Change. – Geneva, UNEP/WMO, IUCC. – 1992.
13. Назаров И.М. Проблема антропогенного воздействия на климат и Киотский протокол / И.М.Назаров, Ю.А.Израэль, М.Л.Гитарский и др. // Метеорология и гидрология. - 2004 . - № 4. – С.137–148.
14. Израэль Ю.А. Проблема опасного антропогенного воздействия на климатическую систему Земли / Ю.А.Израэль, Ю.А.Назаров // Метеорология и гидрология. - 2004. - № 11 – С. 5-16.
15. Мелешко В.П. Климат России в XXI веке. Новые свидетельства антропогенного изменения климата и современные возможности его расчета / В.П.Мелешко, В.М.Катцов, В.М.Мирвис, В.А.Говоркова, Т.В.Павлова // Метеорология и гидрология. - 2008. - № 6. - Часть 1. - С.5-19.
16. Climate Change. The IPCC Scientific Assessment / J.T.Houghton, G.J.Jenkins, J.J.Ephraums. - Cambridge, Cambridge University Press, UK and NY, USA. - 1990. – 365 p.

17. Climate Change 1992. The Supplement Report to the IPCC Scientific Assessment / J.T.Houghton, B.A.Callander, S.K.Varney. - Cambridge, Cambridge University Press, UK and NY, USA. - 1992. – 200 p.
18. Climate Change 1995. The Science of Climate Change. Contribution of Working Group I to the Second Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change / J.T.Houghton, L.G.Meira Filho. - Cambridge, Cambridge University Press, UK. - 1996. – 56 p.
19. Climate Change 2001. The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the IPCC. Summary for Policymakers and Technical Summary. - WMO/UNEP. - 2001. – 880 p.
20. Climate Change 2007: The Physical Sciense Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change / S.Solomon, D.Qin, M.Manning (etc). – Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, USA, IPCC, 2007.
21. Мелешко В.П. Антропогенные изменения климата в XXI веке в Северной Евразии / В.П.Мелешко, В.М.Катцов, В.А.Говоркова и др. // Метеорология и гидрология. - 2004. - № 7. - С.5-26.
22. Мелешко В.П. Возможные антропогенные изменения климата России в XXI веке: оценки по ансамблю климатических моделей / В.П.Мелешко, Г.С.Голицин, В.А.Говоркова и др. // Метеорология и гидрология. - 2004. - № 4. - С. 38-49.
23. Говоркова В.А. Климат России в XXI веке. Оценка пригодности моделей общей циркуляции атмосферы и океана CMIP3 для расчетов будущих изменений климата России / В.А.Говоркова, В.М.Катцов, В.П.Мелешко и др. // Метеорология и гидрология. - 2008. - № 8. - Часть 2. - С.5-19.
24. Мелешко В.П. Климат России в XXI веке. Будущие изменения климата, рассчитанные с помощью моделей общей циркуляции атмосферы и океана CMIP3 / В.П.Мелешко, В.М.Катцов, В.А.Говоркова, П.В.Споришев и др. // Метеорология и гидрология. - 2008. - № 9. - Часть 3. - С. 5-21.
25. Мелешко В.П. Насколько наблюдаемое потепление климата России согласуется с расчетами по объединенным моделям общей циркуляции атмосферы и океана / В.П.Мелешко, В.М.Мирвис, В.А. Говоркова // Метеорология и гидрология. - 2007. - № 10. - С. 5-19.
26. Кислов А.В. Модели климата для географических исследований (качество результатов моделирования) / А.В.Кислов // Вест. Моск. ун-та, География, 2001. - № 1. - Сер. 5. – С. 3-11.
27. Ефимова Н.А. О сопоставлении изменений климата в 1981- 2000 гг. с палеоаналогами глобального потепления / Н.А.Ефимова, Е.Л.Жильцова, Н.А.Лемешко и др. // Метеорология и гидрология. - 2004. - № 8. – С.18-23.
28. Анисимов О.А. Быстрое потепление климата на границе позднеледниковья – голоцена, как возможный аналог изменения климата и окружающей среды в первой четверти XXI века / О.А.Анисимов, И.И.Борзенкова, Дж.Ванденберге и др.// Метеорология и гидрология. - 2004. - № 12. - С. 31-41.

29. Величко А.А. Количественные реконструкции климата Восточно - Европейской равнины за последние 450 тыс. лет / А.А.Величко, Э.М.Зеликсон, О.К.Борисова и др. // Известия РАН. Серия географическая. - 2004. - № 1.- С. 7-25.
30. Коломыц Э.Г. Региональные палеогеографические сценарии глобального потепления / Э.Г.Коломыц // География и природные ресурсы. - 2005. - № 1. - С.5-13.
31. Вакуленко Н.В. Доказательство изменений концентрации парниковых газов вариациями температур в данных станции “Восток” / Н.В.Вакуленко, В.М.Котляков, А.С.Монин и др. // Доклады РАН. - 2004. - Том 396, № 5. - С. 686-690.
32. Atkinson T.C. Scasonal temperatures in Britain during the last 22000 years reconstructed using beetle remain / T.C.Atkinson, K.R.Briffa, G.R.Goope // Nature. - 1987. - Vol. 325. - P. 587 – 592.
33. Blunier T. Timing of the Antaretic Cold reversal and the atmospheric CO_2 inerease with respect to the Younger Dryas event / T.Blunier, I.Schwander et al. // Geophys. Res. Lett. - 1997. - Vol. 24. - P. 2683-2686.
34. Stauffer B. Atmospheric CO_2, CH_4 and N_2O records over the past 60000 years based on the comparison of different polar ice cores / B.Stauffer, I.Fluckiger, E.Monnin et al. // Annals of Glaciology. - 2002. - Vol. 35. - P. 202-208.
35. Neumann - Mahlkau P. Treibhaus oder Kühlhaus Das Klima der Erde / P.Neumann – Mahlkau // Luftund Kältetechn. - 2002. - №7. - S. 324-329.
36. Бышев В.И. Количественная оценка параметров климатической изменчивости системы океан – атмосфера / В.И.Бышев, Н.К.Кононова, В.Г.Нейман и др. // Океанология. - 2004. - Том 44, №3. - С. 341-353.
37. Бышев В.И. О разнонаправленности изменений глобального климата на материках и океанах / В.И.Бышев, В.Г.Нейман, Ю.А.Романов // Доклады РАН. - 2005. - Том 400, №1. - С. 98-104.
38. Chiang I.C. Interdecadal changes in castem Pacific ITCZ variability and its influence on the Atlantic ITCZ / I.C.Chiang, Yo.Kushnir // Geoph. Res. Lett. - 2000. – V 27, № 22. - P. 3687-3690.
39. Hasselmann K. Stochastic climate models. Part 1. Theory / K.Hasselmann // Tcllus. - 1976. - V. 28, № 6. - P. 437-485.
40. Delworth T.S. Interdecadal variability of the thermohaline circulation in a coupled ocean-atmosphere model / T.S.Delworth, S.Manabe, R.I.Stouffer // J. Climate. – 1996. - № 9. – P. 1993-2011. Japan is becoming hotter and hotter. Atoms Jap. 2002. 46, № 8, s.18;
41. Enfield D. Multiscale variabilities in Global Sea Surface Temperatures and their relationships with Tropospheris Climate Patterns / D.Enfield, A.Mestas – Nunez // Ibid. - 1999. - № 12. - P. 2712-2733.
42. Полонский А.Б. О статистической структуре гидрометеорологических полей в Северной Атлантике / А.Б.Полонский, Е.Н.Воскресенская // Морской гидрофизический журнал. – 2004. - № 1. - С. 14-25.
43. Полонский А.Б. Североатлантическое колебание: описание, механизмы и влияние на климат Евразии / А.Б.Полонский, Д.В.Башарин,

Е.Н.Воскресенская и др. // Морской гидрофизический журнал. - 2004. - № 2. - С. 42-59.
44. Полонский А.Б. Роль океана в современных изменениях климата / А.Б.Полонский // Морской гидрофизический журнал. - 2001. - № 6. - С. 39-62.
45. Полонский А.Б. Влияние климатического сдвига 1976-1977 гг. на крупномасштабную структуру приземных метеорологических полей Евразии / А.Б.Полонский, Д.В.Башарин // Метеорология и гидрология. - 2008. - № 5. – С. 17-29.
46. Даценко Н.М. О колебаниях глобального климата за последние 150 лет / Н.М.Даценко, А.С.Монин, А.А.Берестов и др. // Доклады РАН. – 2004. - Том 399, № 2. - С. 253-256.
47. Гудкович З.М. Внутривековые изменения климата, площади ледяного покрова Евразийских арктических морей и их возможные причины / З.М.Гудкович, В.П.Карклин, И.Е.Фролов // Метеорология и гидрология. - 2005. - № 6. - С. 5-14.
48. Дроздов О.А. Некоторые аспекты взаимодействия естественных и антропогенных изменений климата / О.А.Дроздов, П.П.Арапов, К.М.Лугина и др. // Украинский географический журнал. – 2000. - № 2. - С. 54-59.
49. Qu Wei-Zheng. The influence of the solar activity changes on the climate of modekate latituda arca / Qu Wei-Zheng, Deng Sheng – Gui, Huand Fei. // Chin. J.Geophys. - 2004. - 47, № 3. - P. 398-404.
50. Corben P. Clobal warming : it's not man – mode CO_2 that's wrong, says scients / P.Corben // Goal Trans Int. - 2002. - 17, № 5. - P. 53-54.
51. Friis – Christensen Eigil. Solar variability and climate / Friis – Christensen Eigil. // Space Sci. Rev. - 2000. - 94, № 1-2. - P. 411-421.
52. Berndtsson R. Solar – climatic relationship and implications for hydrology / R.Berndtsson, C.Uvo, I.Olsson // Nord. Hydrol. - 2001. - 32, № 2. - P .65-84.
53. Laut P. Is there a correlation between solar cycle lengths and terrestrial temperatures / P.Laut, I.Gundermann // Noordwick, ESTEC, 2002. - P. 184-193.
54. Rind. D. The sun's role in climate variations / D.Rind. // Science. - 2002. - 296, № 5568. - P. 673-677.
55. Kärner O. On nonstationarity and antipersistency in global temperature series / O.Kärner // J. Geophus. Res. - 2002. - 107, № 20. - P. 1-11.
56. Van Loon H. A probable signal of the 11-year solar cycle in the troposphere of the northern hemisphere / Van Loon H., Shea D. // Gcophys. Res. Lett. - 1999. - 26, № 18. - P. 2893-2896.
57. Damon P. Solar cycle length and 20 th century northern hemisphere warming: Revisited / P.Damon, A.Peristykh // Geophys. Res. Lett. - 1999. - 26, № 16. - P. 2469-2472.
58. Quinet A. Global warming: fact or fiction / A.Quinet // Publ. Sci et techn. Inst. roy. meteorol., Belg. - 2000. - № 11.- P. 1-16.

59. Stern D. Detecting a global warming signal in hemispheric temperature series : a structural time series analysis / D.Stern, R. Kaufmann // Clim. Change. - 2000. - 47, № 4. - P. 411-438.
60. Van Geel B. The role of solar forcing upon climate change / Van Geel B., Renssen H., Van der Plicht I. // Quartern. Sci. Rev. - 1999. - 18, № 3. - P. 331-338.
61. Адушкин В.В. Соотношение антропогенной и природной составляющей в потоке газов в атмосферу / В.В.Адушкин, С.П.Соловьев, С.Б.Турунтаев. – Новосибирск : Изд-во СО РАН, 2001. – 372 с.
62. Soiler W. The global climate change: A challenge to science and society / W.Soiler // Innovation. – 2002. - № 11. - P. 4-7.
63. Tett S. Estimation of natural and anthropogenic contributions to twentieth century temperature change / S.Tett, I.Gareth, P. Stott // Geophys. Res D. - 2002. – 107, № 16. - P. 1-24.
64. Folland Chris. Observed climate variability and change / Chris Folland, K.Tomas, M.Salinger // Weather. - 2002. - 57, № 8. - P. 269-279.
65. Schönwiese Chr. Globaler Klimawandel im Industriezeitalter / Chr.Schönwiese // Geogr. Rdsch. - 2004. - 56, № 1. – P. 4-9.
66. Karl Tomas R. Modern global climate change / Karl Tomas R., Trenberth K. // Science. - 2003. - 302. № 5651. - P. 1719-1723.
67. De Freitas G. Are observed changes in the concentration of carbon dioxide in the atmosphere really dangerous / De Freitas G. // Bull. Can. Petrol. Geol. - 2002. - 50, № 2. - P. 297-327.
68. Сидоренков Н.С. Атмосферные циркуляционные эпохи и изменения климата / Н.С.Сидоренков, И.А.Орлов // Метеорология и гидрология. - 2008. - № 9. - С. 22-29.
69. Дзюба А.В. Механизм формирования многолетних направленных изменений климата в прошедшем и текущем столетиях / А.В.Дзюба, Г.Н.Панин // Метеорология и гидрология. - 2007. - № 5. - С. 5-27.
70. Найденов В.И. Гидрологическая теория глобального потепления климата Земли / В.И.Найденов, В.И.Швейкина // Метеорология и гидрология. - 2005. - № 12. - С. 63-76.
71. Современные глобальные изменения природной среды. – М. : Научный мир, 2006. – в 2-х томах. Т. 1. – 2006. – 696 с.
72. Бойченко С. Г. Глобальне потепління на території України / С.Г.Бойченко, В.М.Волощук, І.А.Дорошенко // Український географічний журнал. - 2000. - № 2. – С. 59-68.
73. Семенов С.М. Изменение годового хода среднесуточной температуры воздуха на территории России в XX веке / С.М.Семенов, Е.С.Гельвер // Доклады академии наук. – 2002. - Том 386, № 3. - С. 389-394.
74. Бардин М.Ю. Изменчивость температуры воздуха над западными территориями России и сопредельными странами в XX веке / М.Ю.Бардин // Метеорология и гидрология. – 2002. - № 8. - С. 5-23.
75. Семенов С.М. Синусоидальная аппроксимация годового хода среднесуточной температуры воздуха на территории России в XX веке /

С.М.Семенов, Е.С.Гельвер // Метеорология и гидрология. - 2002. - № 11. - С. 25-30.
76. Семенов С.М. Климатические изменения годовой суммы осадков и частоты измеренных осадков на территории России и соседних стран в XX веке / С.М.Семенов, Е.С.Гельвер // Доклады Академии наук. – 2003. - Том 393, № 6. - С. 818-821.
77. Кондратович К.В. О климатически значимых изменениях режима увлажнения на Европейской территории России в XX в. / К.В.Кондратович, Л.А.Куликова // Известия РАН. Серия географическая. – 2008. - №1. – С. 73-76.
78. Угрюмов А.И. Современные изменения климата Санкт-Петербурга и колебания циркуляции атмосферы / А.И.Угрюмов, Н.В.Харькова // Метеорология и гидрология. - 2008. - №1. - С. 24-30.
79. Газина Е.А. Изменения климата Восточной Европы за последние 250 лет по инструментальным данным / Е.А.Газина, В.В.Клименко // Вест. Моск. ун-та. География. – 2008. - Сер.5, № 3. – С. 60-66.
80. Зверяев И.И. Климатология и долгопериодная изменчивость годового хода температуры воздуха над Европой / И.И.Зверяев // Метеорология и гидрология. - 2007. - №7. - С. 18-24.
81. Анисимов О.А. Анализ изменений температуры воздуха на территории России и эмпирический прогноз на первую четверть XXI века / О.А.Анисимов, В.А.Лобанов, С.А.Ренева // Метеорология и гидрология. - 2007. - №10. - С. 20-30.
82. Шмакин А.Б. Развитие климатологических исследований в институте географии РАН / А.Б.Шмакин // Известия РАН. Серия географическая. – 2008. - № 5. – С. 95 -105.
83. Гольберг М.А. Изменение основных климатических характеристик Беларуси в XX веке / М.А.Гольберг, Г.В.Волобуева, Е.В.Комаровская и др. // Доклады Национальной академии наук Беларуси. - 2003. - Том 47, № 1. - С. 119-123.
84. Логинов В.Ф. Современное изменение климата Беларуси / В.Ф.Логинов // Природопользование. – 2002. - № 8. - С. 66-74.
85. Сачок Г.И. Однородность рядов температуры воздуха и атмосферных осадков в Белоруссии в условиях потепления климата / Г.И.Сачок, Г.А.Камышенко // Известия РАН. Серия географическая. – 2006. - № 6. – С. 48 -60.
86. Degirmendżie I. Zmiany temperature povietrza i opadw atmosferycznich w Polsce miedzy dekadami 1959-1968 I 1989-1998 na tle warunkow cyrkulacyjnych / I.Degirmendżie, K.Kożuchowski, K.Marciniak // Acta Univ. N. Copernici. Geogr. – 2000. – № 31. - P. 91-110.
87. Trepinska I. Anomalie, cyčle, trendy termiezne w klimatologii na przykladzie fluktuacji termicznych w Ewropie Srodkowej w XIX i XX wieku / I.Trepinska // Actauniv. N. Copernici. Geogr. - 2000. - № 106. - P. 307-329.

88. Domonkos P. Recent precipitation trends in Hungary in the context of larger scale climate changes / P. Domonkos // Natur. Hazards. – 2003. - № 2. – P. 255-271.
89. Bartholy J. Regional climate change in Hungary: a survey and a stochastic downscaling method / J.Bartholy, J.Matgasovszky, T.Weidinger // Idöjarás. – 2001. - № 1. - P. 1-17.
90. Cuculeanu V. Climatc change impacts in Romania: vulnerability and adaptation options / V.Cuculeanu, P.Tuinea, D.Bāltcanu // Geo Journal. - 2002. - 57, № 3. - P. 203-209.
91. Vladev D. Climate fluetuation in Bulgaria during the 20 th century / D.Vladev // Пробл. геогр. - 2001. - № 1-2. - P. 104-111.
92. Gűnter T. Hydrometeorologische Untersuchungen zum Problem der Klimaveränderugen: Untersuchungen zum Langzeitverhalten hydrometeorologischer Gröβer / T.Gűnter, V.Stalmann // KA – Wasserwirt. Abwasser, Abfall. - 2002. - 49, № 7. - P. 992-997.
93. Moisselin J.-M. Les changements climatiques en France an XX siecle: E tude des longues series homogeneisees de domnees de temperature et de precipications / J.-M.Moisselin, M.Schneider, C.Canellas // Meteor. Ser. - 8. - 2002. - № 38. - P. 45-56.
94. Spagnoli B. Detecting climate change at a regional scale: the case of France / B.Spagnoli, S.Planton, M.Déqué // Geophys. Res. Lett. - 2002. - 29, № 10. - P. 91-94.
95. Me Elwain L. Climate change in Ireland recent trends in temperature and precipitation / L.MeElwain, J.Sweeney // Jrich. Geogr. – 2003. - 36, № 2. - P. 97-111.
96. Hanne E. An analysis of Icelandie climate since the nienetecnth century / E.Hanne, T.Jonsson, J.Box // Climatol. - 2004. - 24, № 10. - P. 1193-1210.
97. Quan Weihong. Climate change in China from 1880 to 1998 and its impact on the environmental condition / Quan Weihong , Zhu Yafen. // Clim. Change. - 2001. - 50, № 4. - P. 419-444.
98. Hu Zeng - Zhen. Lond – term climate variations in China and global warming signals / Hu Zeng - Zhen, Yang Song, Wu Renguang. // J. Geophus. Res. D. - 2003. - 108, № 19. - P. 1-13.
99. Wang Shaowu. Enhancement of the warming trend in China / Wang Shaowu, Gong Daoyi // Geophus. Res. Lett. - 2000. - 27, № 16. - P. 2581-2584.
100. Aramaki T. Japan i becoming hotter and hotter / T.Aramaki, S.Manabe // Atoms Jap. - 2002. - 46, № 8. – 18 p.
101. Karoly D. Large-scale climate variability and connections with the Middle East USA in past centuries / D.Karoly //Clim. Change. – 2002. – 55, № 3. – P. 287-314.
102. Karoly D. Detection of a human influence on North American climate / D.Karoly, K.Braganza, P.Stott // Science. - 2003. – 302, № 5648. - P. 1200-1203.
103. Neville N. Continued anomalous warming in Australia / N.Neville // Geophys. Res. Lett. – 2003. - 30, №7. – p. 23/1-23/3.

104. Читанава Р.Б. Региональные проявления современного изменения климата в Грузии / Р.Б.Читанава, Г.И.Кордзахия, Р.Ш.Месхия // Известия РАН. Серия географическая. – 2008. - № 4. – С. 105 -108.
105. Читанава Р.Б. Изменение баланса увлажнения в Грузии в XX веке / Р.Б.Читанава, Р.Ш.Месхия, Г.И.Кордзахия // Метеорология и гидрология. - 2007. - № 3. - С. 104-106.
106. Логвинов К.Т. О многолетних изменениях температуры и осадков на Украине / К.Т.Логвинов, М.Б.Барабаш // Труды УкрНИГМИ. - 1978. - Вып. 169. - С. 77-83.
107. Логвинов К.Т. Исследования современных изменений климата на Украине / К.Т.Логвинов, М.Б.Барабаш, О.Г.Татарчук // Материалы V съезда ГО УССР. - 1985. - С. 73-75.
108. Барабаш М.Б. Зміни клімату України при глобальному потеплінні / М.Б.Барабаш, Н.П.Гребенюк, О.Г.Татарчук // Водне господарство України. - 1998. - № 3. - С. 9-12.
109. Барабаш М.Б. Сценарії режиму температури повітря в перші три десятиріччя XXI ст. за фізико-географічними зонами України / М.Б.Барабаш, Л.О.Ткач // Водне господарство України. - 2005. - № 3. - С. 47-54.
110. Бабиченко В.Н. Стихийные метеорологические явления на Украине и в Молдавии / В.Н.Бабиченко. – Л. : Гидрометеоиздат, 1991. - 224 с.
111. Мартазинова В.Ф. Крупномасштабная атмосферная циркуляция XX столетия, ее изменения и современное состояние / В.Ф.Мартазинова, Т.А.Свердлик // Тр. УкрНИГМИ. – 1999. – Вып. 246. – С. 21-27.
112. Мартазинова В.Ф. Изменения крупномасштабной атмосферной циркуляции воздуха на протяжении XX века и ее влияние на погодные условия и региональную циркуляцию воздуха в Украине / В.Ф.Мартазинова, Е.К.Иванова, Д.Ю.Чайка // Геофизический журнал. – 2006. – Т. 28, № 1. - С. 51-60.
113. Мартазинова В.Ф. Изменение атмосферной циркуляции в северном полушарии в течение периода глобального потепления в XX веке / В.Ф.Мартазинова, Е.К.Иванова, Д.Ю.Чайка // Український географічний журнал. - 2007. - № 3. - С. 10-20.
114. Свердлик Т.А. Эволюция крупномасштабной атмосферной циркуляции воздуха Северного полушария во второй период современного глобального потепления климата / Т.А.Свердлик // Тр. УкрНИГМИ. – 1999. – Вып. 247. – С. 63-75.
115. Ліпінський В.М. Клімат України / В.М. Ліпінський, В.А. Дячук, В.М. Бабіченко. – К. : Вид-во Раєвського, 2003. – 343 с.
116. Барабаш М.Б. Зміни клімату в Україні на початку XXI століття / М.Б.Барабаш, Н.П.Гребенюк // Ювілейна міжнародна конференція, присвячена 70-річчю утворення Одеського державного екологічного університету, 2002. : тези доп. – Одеса, 2002. - С. 64-65.
117. Бойченко С.Г. Трансформация зонального климатического поля температуры приземного воздуха при глобальном потеплении /

С.Г.Бойченко, В.М.Волощук // Геофизический журнал. – 2005. – Т 27, № 3. - С. 444 – 453.
118. Бабіченко В.М. Зміни температури повітря на території України наприкінці XX та на початку XXI століття / В.М.Бабіченко, Н.В.Ніколаєва, Л.М.Гущина // Український географічний журнал. - 2007. - №4. - С. 3-12.
119. Евстигнеев В.М. Возможные изменения стока рек северного склона Восточно-Европейской равнины к середине XXI века / В.М.Евстигнеев, Т.А.Акименко // География. Вест. Моск. ун-та. – 2005. - Сер.5, №5. – С. 34-39.
120. Клиге Р.К. Современные изменения уровня океана / Р.К.Клиге. – М. : Наука, 1978. – С. 136-179.
121. Bultot F. Repercussions of a CO_2 doubling on the water cycle and on the water balance. A case study for Belgium / F.Bultot, A.Coppens, A.Dupricz, D.Gellens // J. Hydrol. - 1988, vol.99. – P. 45-56.
122. Fiering M. Climate change and water resources planning under uncertainty / M.Fiering, P.Rogers // US Army Inst. for Water Resouces, Fl. Belvoir. - 1989. – P. 11-24.
123. Nemec I. Sensitivity of water resources systems to climate variation / I.Nemec, I.Schake // Hydrol. Sci. – 1982. -vol.27. – P. 46-52.
124. Peterson D. Climate change and US water resources / D.Peterson, A.Keller // John Wiley, New York. - 1990. - P. 417-425.
125. Шикломанов И.А. Влияние изменений климата на гидрологию и водное хозяйство / И.А.Шикломанов, Г.Линз // Метеорология и гидрология. - 1991. - № 4. – С. 51-56.
126. Шикломанов И.А. Изменения климата и водное хозяйство / И.А.Шикломанов, В.И. Бабкин // Метеорология и гидрология. – 1992. - № 8. – С. 38-43.
127. Георгиевский В.Ю. Оценка влияния возможных изменений климата на гидрологический режим и водные ресурсы рек территории бывшего СССР / В.Ю.Георгиевский, А.В.Ежов, А.Я.Шалыгин и др. // Метеорология и гидрология. – 1996. - № 11. – С. 89-99.
128. Евстигнеев В.М. Климатические факторы изменчивости годового стока рек / В.М.Евстигнеев, Л.С.Евсеева // География. Вест. Моск. ун-та. –1997. - Сер.5, №3. – С. 17-21.
129. Евсеева Л.С. Связь изменчивости годового стока с климатическими факторами / Л.С.Евсеева, В.М.Евстигнеев, Л.П.Чуткина // География. Вестн. Моск. ун-та. – 1999. - Сер.5, № 1. – С. 52-55.
130. Самборский Т.В. Оценка возможных климатических изменений стока рек с паводочным режимом / Т.В.Самборский, А.В.Христофоров // География. Вест. Моск. ун-та. – 1999. - Сер. 5, № 3. – С. 13-18.
131. Акименко Т.А. Новые данные по стоку р.Протвы / Т.А.Акименко, В.М. Евстигнеев // География. Вест. Моск. ун-та. – 2002. - Сер. 5, №3. – С. 31-35.
132. Акименко Т.А. Реакция стока рек Верхнее-Волжского бассейна на изменение климата в последней четверти XX века / Т.А.Акименко,

В.М.Евстигнеев // География. Вест. Моск. ун-та. – 2002. - Сер. 5, №5. – С. 50-55.
133. Ясинский С.В. Реакция поверхностного весеннего стока на региональные изменения климата / С.В.Ясинский // Известия РАН. Серия географическая. – 2004. - № 4. – С. 72-84.
134. Шикломанов И.А. Влияние климатических изменений на водные ресурсы и водный режим рек России / И.А.Шикломанов, В.Ю.Георгиевский // Всемирная конференция по изменению климата, 29.сент.-5.окт. 2003 г. : тезы док. – Москва, 2003. - С.250
135. Хубларян М.Г. Оценка возможных изменений речного стока вследствие изменений глобального климата / М.Г.Хубларян, С.Г.Добровольский, В.И.Найденов // Всемирная конференция по изменению климата, 29.сент.-3.окт. 2003 г. : тезы док. – Москва, 2003. - С. 464.
136. Шикломанов И.А. Изменения стока рек России при глобальном потеплении климата / И.А.Шикломанов, В.Ю. Георгиевский // VI Всероссийскоий гидрологический съезд, 28.сент.-1.окт. 2004 г : тезы док. – Санкт-Петербург, 2004. – С. 200-203.
137. Скуратович И.М. Оценка влияния изменений климата на гидрологический режим рек и водоемов Беларуси / И.М.Скуратович, Е.В.Комаровская, Г.С.Чекан // VI Всероссийский гидрологический съезд, 28.сент.-1.окт. 2004 г. : тезы док. – Санкт-Петербург, 2004. – С. 207-209.
138. Вишневский В.И. Влияние изменений климата на гидрологический режим рек Украины / В.И.Вишневский, А,А.Косовец // VI Всероссийский гидрологический съезд, 28.сент.-1.окт. 2004 г. : тезы док. – Санкт-Петербург, 2004. – С. 223-225.
139. Махмудов Р.Н., Современные изменения климата и водные ресурсы в Азербайджане / Р.Н.Махмудов, М.А.Кязымова // VI Всероссийский гидрологический съезд, 28.сент.-1.окт. 2004 г. : тезы док. – Санкт-Петербург, 2004. – С. 228-230.
140. Таланов Е.А. Моделирование водно-теплового режима в горах при различных сценариях изменения климата / Е.А.Таланов, А.М.Каримов // VI Всероссийский гидрологический съезд, 28.сент.-1.окт. 2004 г. : тезы док. – Санкт-Петербург, 2004. – С. 245-247.
141. Калинин М.Д. Изменение режима поверхностных и подземных вод под влиянием естественных и антропогенных факторов / М.Д.Калинин, В.Ф.Логинов, В.Ф.Иконнинов и др. // Природопользование. – 2002. - № 8. - С. 88-98.
142. Агальцева Н.А. Оценка уязвимости стока рек бассейна Аральского моря от возможных воздействий изменения климата / Н.А.Агальцева, Л.Н. Боровикова // Бюллетень Среднеаз. н.-и. гидромет. ин-та. – 1999. - № 3. - С. 36-45.
143. Горбачев Р.М. Оценка водных ресурсов Республики Узбекистан при климатических изменениях / Р.М. Горбачев // Бюллетень Среднеаз. н.-и. гидромет. ин-та. – 1999. - № 3. - С. 25-35.

144. Лурье П.М. Водный режим и водный баланс рек Северного Кавказа в период изменения климата / П.М. Лурье // Оценка экологического состояния горных и предгорных экосистем Кавказа. – 2000. - № 3. - С. 70-76.
145. Фатуялаев Г.Ю. Современные изменения водного режима рек бассейна Куры под влиянием климатических факторов и хозяйственной деятельности / Г.Ю.Фатуялаев // Современные проблемы стохастической гидрологии. - 2001. - С. 97-101.
146. Лалыкин Н.В. Влияние изменений климата в XXI столетии на годовой сток рек Молдовы / Н.В.Лалыкин, С.П.Самотыев // Глобальные и региональные изменения климата и их природные и социально - экономические последствия: 3-я Выездная сессия Объединного научного совета по фундаментальным географическим проблемам при Молдавской ААН, 25-29.август.1999 г.: тези док. – Кишинев, 2000. - С. 181-190.
147. Волчек А.А. Прогнозирование колебаний испарения с поверхности водоемов Беларуси / А.А.Волчек, П.И.Кирвель // Вестник БГУ. – 2008. - Серия 2, № 2. – С. 86 -93.
148. Емельянов Ю.Н. Тенденция изменения максимальных расходов воды на реках Беларуси в связи с глобальным потеплением климата / Ю.Н.Емельянов, А.Г. Гриневич // Вестник БГУ. – 2006. - Серия 2, № 2. – С. 120 -124.
149. Элизбарашвили Э.Ш. Динамика повторяемости экстремальных аномалий среднемесячной температуры воздуха в Грузии в XX столетии и её влияние на осадки и сток рек / Э.Ш.Элизбарашвили, Р.Ш.Месхия, М.Э.Элизбарашвили // Метеорология и гидрология . – 2007. - №1. – С. 110-114.
150. Семенов В.А. Особенности климатически обусловленных изменений стока рек с ледниковым и снего-дождевым питанием в горных приморских и континентальных районах / В.А.Семенов // Материалы гляциологических исследований. - 2000. - № 89. - С. 82-88.
151. Добровольский С.Г. Проблема глобального потепления и изменений стока российских рек / С.Г.Добровольский // Водные ресурсы. – 2007, Том 34, № 6. - С. 643-655.
152. Коронкевич Н.И. Влияние изменения годовых значений температуры воздуха и осадков на сток рек Русской равнины / Н.И.Коронкевич, Е.А.Барабанова, И.С.Зайцева // Известия РАН. Серия географическая. – 2007. - №5. – С. 64 -70.
153. Кислов А.В. Моделирование вариаций речного стока Восточно-Европейской равнины при различных климатах прошлого / А.В.Кислов, П.А.Торопов // Водные ресурсы. – 2006. - Том 33, № 5. - С. 515-526.
154. Семенов В.А. Антропогенные и климатические изменения гидрологического и гидрохимического режимов рек бассейна Верхней Оки / В.А.Семенов, И.В Семенова // Метеорология и гидрология . – 2003. - № 10. – С. 76-85.

155. Никаноров А.М. Тенденции многолетних изменений солевого состава воды р. Дон в нижнем течении / А.М.Никаноров, В.М.Иваник, Е.И.Пирумова // Метеорология и гидрология. – 2004. - № 11. – С. 83-89.
156. Савичев О.Г. Многолетние изменения водного и ионного стока больших рек бассейна Средней Оби / О.Г.Савичев // 27 Пленум Геоморфологической комиссии РАН, 25 август.-2 сент.2003г. : тези док. – Томск, 2004. – С. 350-351.
157. Джамалов Р.Г. Изменение подземного стока под влиянием климата и антропогенных воздействий / Р.Г.Джамалов, И.С.Зекцер, Г.Н.Кричевец, Т.И.Сафронова и др.// Водные ресурсы. – 2008, Том 35, № 1. - С. 17-24.
158. Бабкин А.В. Водные ресурсы центра Русской равнины и их изменения в ближайшие 5-10 лет / А.В.Бабкин, В.И.Бабкин // Известия РАН. Серия географическая. – 2008.- № 1. – С. 100 -106.
159. Подымов А.В. Современные изменения водных ресурсов Брянской области / А.В.Подымов // Известия РАН. Серия географическая. – 2006. - № 4. – С. 108 -114.
160. Бабкин В.И. Динамика стока рек Центрального района России / В.И.Бабкин, В.Н.Воробьев, Н.П.Смирнов // Метеорология и гидрология. – 2007. - № 9. – С. 80-83.
161. Бабкин В.И. Современные и ожидаемые до 2015 г. водные ресурсы местного формирования Белгородской, Московской, Воронежской и Тамбовской областей / В.И. Бабкин // Метеорология и гидрология. – 2008.- № 3. – С. 96-103.
162. Barnett T. The effects of climate change on water resourses in the west: introduction and overview / T.Barnett, R.Malone, W.Pennell // Clim. Change. - 2004. - 62, № 1-3. - P. 1-11.
163. Stone M. Water yield responses to high and low spatial resolution climate change scenarios in the Missori River Basin / M.Stone, R.Hotchiss, L.Mearns // Geophys. Res. Lett. - 2003. - 30, №4. - P. 1-4.
164. Lins H. Streamflow trends in the United States / H.Lins, I.Slack // Geophys. Res. Lett. - 1999. – 26, № 2. – P. 227-230.
165. Hurd B. Relative regional vulnerability of water resourses to climate change / B.Hurd, N.Leary, R.Jones // J. Amer. Water Resour. Assos. - 1999. - 35. - P. 1399-1409.
166. De Walle D. Potential effects of climate change and urbanization on mean annual streamflow in the United States / D.De Walle, B.Swistock, T.Johnson // Water Resour . Res. - 2000. - 36, № 9. - P. 2655-2664.
167. Najjar R. The water balance of the Susquchanne River Basin and its response to climate change / R. Najjar // J. Hydrol. - 1999. - 219, № 1-2 - P. 7-19.
168. Diemann J. Sensitivity of regional hydrology to climate changes, with application to the Illinois River basin / Diemann J., Eltahir E. // Water Resours. Res. - 2005. - 41, № 7. - C. W07014/1-W07014/15.
169. Hody Kins G. Changes in the timing of winter spring stream flows in eastern North America 1913-2002. / G.Hody Kins, R. Dubley // Geophys. Res. Lett. - 2006. - 33, № 6. - C. L06402/1-L06402/5.

170. Schindler D. The cumulative effects of climate warming and other human stresses on Canadian freshwaters in the new millennium / D. Schindler // Can. J.Fish. and Aqua. Sci. - 2001. - 58, № 1. - P.18-29.
171. Whitfield P. Linked hydrologie and climate wariations in British Columbia and Yokon / P. Whitfield // Environ. Monit . and Assess. - 2001. - 67, № 1-2. – P. 217-238.
172. Hendrickx F. Impact hydrologique d'un changement climatique sur le bassin du Rhône / F.Hendrickx // Hydroecol. appl. - 2001. - 13, № 1.- P.77-100.
173. Caballero Y. Le Changement climatique: e'tude de l'impact sur les ressourses en eau du basin Adour Garonne / Y.Caballero, F.Habets, I.Noilhau, I.Moor // Rev. Agence cau. - 2004, № 88. - P. 5-11.
174. Ludwig W. Hydroclimatic response of the River Tet (southern France) to recent temperature in crease / W.Ludwig, P.Serrat, L.Cesmat // Hydroecol. appl. - 2000, № 3. - P. 54-66.
175. Rosnau P. Interactions entre le cycle de l'eau et le climate / P.Rosnau // Buss. Union phys. - 2000. - 94, № 826. - P. 1309 – 1316.
176. Planton S. Detection et attribution á l'èchelle regionale: le cas la France./ S.Planton, L. Terrey // Meteorol. Ser. – 2007. - 8, № 58. - C. 25-29.
177. Kastendeuch P. Pressure gradient force, atmospheric circulation and climate in western Europe (1899-2002) / P. Kastendeuch // Int. Climatol. - 2007. - 27, № 15. - C. 20055-2067.
178. Bardossy A. Regional precipitation and temperature scenarios for climate change. / A.Bardossy // Hydrol . Sci .J. - 2000. - 45, № 4. - P. 559-575.
179. Middelkoop H. Impact of climate change on hydrological regimes and water resourees management in the Rhine basin / H.Middelkoop, K.Daamen, D.Gellens, W.Grabs // Clim. Change. - 2001. - 49, № 1-2. - P.105-128.
180. Glaser R. Climate and floods in Central Europe sine ad 1000: data, methods, results and consequences / R.Glaser, H.Stangl // Surv. Geophus. - 2004. - 25, № 5-6. - C. 485-510.
181. Hattermann F. Expected changes in water resources availability and water quality with respect to climate change in the Elbe River basin / F.Hattermann, V.Krysanova, A.Habech // Nord. Hydrol. - 2005. - 36, № 4-5. - C. 321-333.
182. Seiler W. Climate change and its impact on the Alpine water regime / W.Seiler // Aerosol. Eur. - 2003. - 11, № 6. - P. 25-31.
183. Zehe E. Hydrologische Auswirkungen eines Klimaänderungsszenarios im Rheineinzugs gebiet / E.Zehe, J.Stehlik, K.Bardossy // Österr. Wasser-and Abfallwirt. - 2004. - 56, №7-8. - C.103-113.
184. Werritty A. Living with uncertainty: climate change, river flows and water resourse management in Scotland / A.Werritty // Sci. Total Environ. – 2002. - 294, № 1-3. - P. 29-40.
185. Arnell Nigel W. J. Implications of climate change for freshwater inflows to the Arctic Ocean / W. J.Arnell Nigel // Geophus. Res. D. - 2005. - 110, № 7. - C. D07105/1-D07105/9.
186. Dale M. Impact of climate change UK flooding and future predictions / M.Dale // Proc. Inst. Civil. Eng. Water Manag. - 2005. - 158, № 4. - C.135-140.

187. Milly P. Global pattern of trends in stream flow and water availability in a changing climate. / P.Milly, K.Dunne, A.Vecchia // Nature.- 2005. - 438, № 7066. - C. 347-350.
188. Bouwer L. Winter atmosphere circulation and river discharge in northwest Europe./ L.Bouwer, J.Vermaat, J.Aerts // Geophys. Res. Lett. - 2006. - 33, № 6. - C. L06403/1-L06403/4.
189. Moberg A. Indices for dialy temperature and precipitation extremes in Europe analyzed for the period 1901-2000 / A.Moberg, Ph.Jones, D.Lister, A. J. Walther // Geophys. Res. D. - 2006. - 111, № 22. - C. D22106/1- D22106/25.
190. Kingston D. Large-scale climatic controls on New England river flow / D.Kingston, G.MeGregor, D.Hannah, D. Lawler // J. Hydrometeorol. - 2007. - 8, № 3. - C. 367-379.
191. Kiely G. Climate change in Irealand from precipitation and streamflow observations / G. Kiely // Adv. Water Resour. - 1999. - 23, № 2. - P. 141-151.
192. Fal B. Zasoby wód powierzchniowyeh Polski / B.Fal, E.Bogdanowiez // Wind. Inst. meteorol. i gosp. wod. - 2002. - 25, № 2. - P. 3-38.
193. Mitosek H. Climate variability impact on temperature and discharge monthly time series in the Baltic sea drainage area / H. Mitosek // Acta gcophys. Pol. - 1997. - 45, № 2. - P. 157-164.
194. Jokich P. Zmiany w sezonovym rozkladzie odpliwu w Polsce srodkowcy w wicloleciu 1951-1998 / P.Jokich, A.Bartnik // Wiad. Jnst. meteorol. i gosp. Wod. - 2001.- 24, № 2. - P. 3-17.
195. Kaezmarek Z. Climate change and European water resources / Z.Kaezmarek // Publ. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sci. E. – 2004. - № 4. - C. 33-38.
196. Řenzničkova L. Meteorological singularities in the Czech Republic in the period 1961-2002 / L.Řenzničkova, R.Brazdil, R.Tolasz // Theor. And Appl. Climatol. - 2007. - 88, № 3-4. - C. 179-192.
197. Zlatunova D. River runoff and climate changes in Bulgarian catchments draining to the Black Sea / D.Zlatunova // Год. Софийск. унив., Геол.- геогр. ф-т, Кн. 2. - 2003. - 95. - C. 121-132.
198. Staneva M. Water resourse impacts of climate change in southwestern Bulgaria / M. Staneva // Geo. Jornal. – 2002. - 57, № 3. - P. 159-168.
199. Genev M. Patterns of runoff change in Bulgaria / M. Genev // IAHS Publ. - 2003, № 280. - P. 79-85.
200. Mitikov M. Regional impact of climate change on water resources quantity and quality indicators / M.Mitikov, E.Baltas, E.Varanou // J. Hydrol. - 2000. - 234, № 1-2, - P. 95-109.
201. Hlavćova K. Impact of climate change on the seasonal distribution of runoff in mountain ous basins in Slovakia / K.Hlavćova, I.Čunderlik // IAHS Publ. - 1998. - № 248. - P. 39-46.
202. Reihan A. Changes in water discharges of the Baltic states rivers in the 20th century and its relation to climate change / A.Reihan, T.Koltsova, J.Kriauciunienc // Nord. Hydrol. - 2007. - 38, № 4-5. - C. 401-412.

203. Brunet M. Temporal and spatial temperature variability and change over Spain during 1850-2005 / M.Brunet, P.Jones, J.Sigro, O. SaCadie // J. Geophys. Res. D. - 2007. - 112, № 12. - C. D12177/1-D12177/28.
204. Lopez-Mareno J. Influence of the North Atlantic Oscillation on water resources in central Jberia / J. Lopez-Mareno, S.Begueria, S.Vicente-Serrano, J.Garia-Ruiz // Water Resour. Res. - 2007. - 43, № 9. - C. W09411/1-W09411/17.
205. Jonsdottir J. Trend analysis of Icelandic discharge, precipitation and temperature series / J.Jonsdottir, P.Jonsson, G.Uvo // Nord. Hydrol. - 2006. - 37, № 4-5. - C. 365-376.
206. Krasovskaja I., Gottschalk L. River flow regimes in a changing climate / I.Krasovskaja, L.Gottschalk // Hydrol. J. - 2002. - 47, № 4. - P. 597-609.
207. Dankers R. Sub - arctic hydrology and climate change: A case study of the Tana river basin in Northern Fennoscandia / R. Dankers // Ned. Geogr. Stud. – 2002. - № 304. - P. 1-23.
208. Gottschalk L. Climate change and river runoff in Scandinavia, approaches and challenges / L.Gottschalk, I.Krasovskaja // Boreal Environ .Res. - 1997. - 2, № 2. - P. 145-162.
209. Hyvärinen V. Trends and characteristics of hydrological time series in Finland / V.Hyvärinen // Nord. Hydrol. - 2003. - 34, № 1-2. - P.71-90.
210. Phil Graham L. On interpreting hydrological change from regional climate models / L.Phil Graham, S.Hagemann, S.Jaun, M.Beniston // Clim. Change. - 2007. - 81. - C. 97-122.
211. Sun L. Connection between changies of climate and water resources in North – East China / L.Sun, A.Gong, G.Zong-Ting, R. Hong – Ling // Sci. geogr. sin. - 2004. - 24, № 1. - P. 42-49.
212. Ye B. Impact of climate change on runoff of the Upper Yuli River, Tianshan Mountains / B.Ye, Z.Lai, Y. Shi // J. Glaciol. and Geocryology. - 1997. - 19. - P. 53-58.
213. Zhang I. Impact of climate change and variability on water resources in Heihe River Basin / I.Zhang, E.Kang, Y.Lan // J. Geogr. Sci. - 2003. - 13, № 3. - P. 286-292.
214. Gou-wei Z. Xinjiang Hydrology and Water Resources Ürümgi, China / Z.Gou-wei, W.Su -fen, Z.Wang // J. Glaciol. and Geocryology. – 2003. - 25, № 2. - P. 183-187.
215. Wiberg D. Climate change: a boon or a bone to water resources management in China / D.Wiberg, K.Strzepek // Publ. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sci. E. – 2004. - № 4. - C. 79-84.
216. Rangwala I. Xu Ming Analysis of global climate model experiments to elucidate past and warming in China / I.Rangwala, J.Miller, G.Russell // Geophys. Res. Lett. - 2006. - 33, № 20. - C. L20709/1-L20709/6.
217. Xu Hai-Liang. Relations between climate changes and annual water runoff at the upstream of River Tarim / Xu Hai-Liang, Hy Mao, Song Yu-Dong // Sci. Geogr. Sin. - 2007. - 27, № 2. - C. 219-224.

218. Wang Hao. The analysis of climate changes impact on total evapotranspiration of wetland Zhalong during last 40 years / Wang Hao, Xo Shi-Guo, Sun Le-Shi // J. Dalian. Univ. Thechnol. - 2007. - 47, № 1. - C. 119-124.
219. You Q. Climate change over the Yarlung Zangbo River Basin during 1961-2005 / Q.You, S.Kang, Y.Wu, Y.Yan // J.Geogr. Sci. - 2007. - 17, № 4. - C. 409-420.
220. Islank M. Development and application of an integrated water balance model to study the sensitivity of the Tokyo metropolitan area water availability scenario to climatic changes / M.Islank, T.Aramaki, K.Hanaki // Water Resours. Manag. - 2005. - 19, № 4. - C. 423-445.
221. Manabe S. Role of ocean in global warming / S.Manabe, R.Stouffer // J. Meteorol. Sci. Jap. - 2007. – 85 B. - C. 385-403.
222. Cullen H. North Atlantic influence on Tigris – Euphrates streamflow / H.Cullen, P. Menocal // Int. J. Climatol. – 2000. - 20, № 8. - P. 853-863.
223. Dash S. Some evidence of climate change in twentieth-century India / S.Dash, R.Jenamani, S.Ralsi, S. Panda // Clim. Change. - 2007. - 85, № 3-4. - C. 299-321.
224. Immerzee W. Historical trends and future predictions of climate variability in the Brahmaputra basin / W.Immerzee // Int. J. Climatol. - 2008. - 28, № 2. - C. 243-254.
225. Freiwan M. Climate variability in Jordan / M.Freiwan, M.Kadioğlu // Int. J. Climatol. - 2008. - 28, № 1. - C. 68-89.
226. Tangang F. Trend and interannual variability of temperature in Malaysia: 1961-2002 / F.Tangang, L.Juneng, S.Ahmaad // Theor. And Appl. Climatol. - 2007. - 89, № 3-4. - C. 127-141.
227. Topaloğlu F. Regional trend detection of Turkish river flows / F.Topaloğlu // Nord. Hydrol. - 2006. - 37, № 2. - C. 165-182.
228. Putter T. Decadal periodicities of Nile River historical dicsharge and climatic implications / T.Putter, M.-F.Loutre, G.Wansard // Geophys. Res. Lett. - 1998. - 25, № 16. - P. 3193-3196.
229. Hasanean H. Teleconnection between global climatic events, atmospheric circulation change and stream flow over the River Nile / H.Hasanean // J. Meteorol. – 2003. - 28, № 279. - P.161-177.
230. Ojo O. Implications of climatic variability and climate change on water resources availability and water resources management in West Africa / O.Ojo, F.Oni, O.Ogunkunle // IAHS Publ. – 2003. - № 280. - P. 37-47.
231. Mazvimavi D. Long-term variations of annual flows of the Okawango and Zambezi River / D.Mazvimavi, P.Wolski // Phys. And Chem. Earth. - 2006. - 31, № 15-16. - C. 944-951.
232. Blake R. Asŝessing climate change impacts on the Rio Cobre basin, Jamaica / R.Blake, R.Khanbilvardi, L. Errand et al. // IAHS Publ. – 1998. - № 253. - P.185-193.
233. Vargas W. Low - frequeney oscillations in climatic and hydrological variables in southern South America's tropical - subtropical regions / W.Vargas, J.Minetti, A.Pobleta // Theor. and Appl. Climatol. - 2002. - 72, № 1-2. - P. 29-40.

234. Minetti J. El cambio climatico en Tacuman sus impactos / J.Minetti, J.Gonzalez // Ser. conserv. nature. Fund. M. hillo. – 2006. - № 17. - С. 5-23.
235. Cortez A. Analisis geoestadistico de la variabilidod temporal, a una escala annual y mensual, de parametros climaticos en un campo experimental, Estado Araqua, Venezuela / A.Cortez, F.Ovallis, M.Rodrigues // Agron. trop.2005. - 55, № 3. - С. 327-342.
236. Chambers L. Associations between climate change and natural systems in Australia / L.Chambers // Byll. Amer. Meteorol. Sci. - 2006. - 87, № 2. – С. 201-206.
237. Шерешевский А.И. Оценка влияния возможных изменений климата на водность р. Днепр / А.И.Шерешевский, Л.К.Синицкая // Тр. УкрНИГМИ. - 1998. - Вып. 246. - С. 86-94.
238. Шерешевський А.І. Оцінка змін випаровування з водної поверхні на території України / А.І.Шерешевський, Л.К.Синицька // Наук. праці УкрНДГМІ. – 2000. - Вип. 248. - С. 67-76.
239. Гопченко Е.Д. Оценка возможных изменений водных ресурсов Украины в условиях глобального потепления / Е.Д.Гопченко, Н.С.Лобода // Гидробиологический журнал. - 2000. - Т. 36, № 3. - С.67-78.
240. Лобода Н.С. Водні ресурси України у зв”язку із кліматичними умовами / Н.С.Лобода, Є.Д.Гопченко // Україна: географічні проблеми сталого розвитку. - К. : ВГЛ “Обрії”, 2004. - Т. 3. – С. 144-146.
241. Лобода Н.С. Закономірності коливань річного стоку річок України при змінах клімату на початку XXI століття / Н.С. Лобода // Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. - К. : ВГЛ «Обрії», 2010. - Том 18. - С.62-70.
242. Лобода Н.С. Оцінка впливу мінливості Північно-Атлантичного та Скандинавського коливань на гідрометеорологічні характеристики України / Н.С.Лобода, А.О. Коробчинська // Гідрологія, гідрохімія і гідроеколог. - К.: ВГЛ «Обрії», 2010. – Том 18. - С.91-98.
243. Мельник С.В. Динаміка водного режиму і стоку наносів річок Поділля / С.В.Мельник, Н.С.Лобода // Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. - К.: ВГЛ «Обрії», 2009. - Том 17. - С.55-62.
244. Гопченко Є.Д. Дослідження впливу сучасних змін клімату на характеристики максимального стоку весняного водопілля в басейні річки Прип’ять / Є.Д.Гопченко, В.А.Овчарук, Ж.Р.Шакірзанова // Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. - К.: ВГЛ «Обрії», 2010. - Том 3. - С.50-59.
245. Вишневський В.І. Зміни клімату і річкового стоку на території України і Білорусі / В.І. Вишневський // Наук. праці УкрНДГМІ. – 2001. – Вип. 249. – С. 89-105.
246. Вишневський В.І. Вплив кліматичних змін і господарської діяльності на термічний та льодовий режим річок / В.І. Вишневський // Наук. праці УкрНДГМІ. – 2002. – Вип. 250. – С. 190-202.
247. Войцехович В.О. Сучасні зміни максимального стоку річок Українського Полісся / В.О.Войцехович, Л.І.Лузан // Наук. праці УкрНДГМІ. – 1999. – Вип. 247. – С. 125- 135.

248. Паламарчук М.М. Водний фонд України / М.М.Паламарчук, Н.Б. Закорчевна. - К.: Ніка-Центр, 2006. - 320 с.
249. Материалы по типизации рек Украинской ССР. Типизация рек по основным гидрологическим и гидрографическим характеристикам / [Под ред. Г.И. Швеца]. - К.: Изд-во АН УССР, 1953. - Том 1. - 130 с.
250. Яцик А.В. Малі річки України. Довідник / А.В. Яцик. – К. : Урожай, 1991. – 296 с.
251. Вишневський В.І. Річки і водойми Україні. Стан і використання / В.І. Вишневський. - К.: Випол, 2000. - 376 с.
252. Стрелец Б.И. Справочник по водным ресурсам / Б.И. Стрелец. – К. : Урожай, 1987. – 304 с.
253. Швець Г.І. Каталог річок України / Г.І. Швець, Н.І. Дрозд, С.П.Левченко. - К.: Вид-во АН України, 1957. - 192 с.
254. Ресурсы поверхностных вод СССР. Украина и Молдавия. Западная Украина и Молдавия: / [Под ред. М.С. Каганера]. - Л.: Гидрометеоиздат, 1969. - Вып.1. Т.6. – 1969. - 884 с.
255. Ресурсы поверхностных вод СССР. Украина и Молдавия. Среднее и Нижнее Поднепровье: / [Под ред. М.С.Каганера]. - Л.: Гидрометеоиздат, 1971. - Вып.2. Т.6. – 1971. - 656 с.
256. Ресурсы поверхностных вод СССР. Украина и Молдавия. Бассейн Северского Донца и реки Приазовья: / [Под ред. М.С.Каганера]. - Л.: Гидрометеоиздат, 1967. - Вып.3. Т.6. – 1967. - 492 с.
257. Ресурсы поверхностных вод СССР. Украина и Молдавия. Крым: / [Под ред. М.М.Айзенберга и М.С.Каганера]. - Л.: Гидрометеоиздат, 1966. - Вып.4. Т.6. – 1966. - 344 с.
258. Левковский С.С. Водные ресурсы Украины. Использование и охрана / С.С.Левковский. - К.: Вища школа, 1979. - 200 с.
259. Левківський С.С. Раціональне використання і охорона водних ресурсів / С.С.Левківський, М.М.Падун. - К.: Либідь, 2006. - 280 с.
260. Яцик А.В. Екологічна безпека в Україні / А.В.Яцик. - К.: Генеза, 2001. - 216 с.
261. Вишневський В.І. Гідрологічні характеристики річок України / В.І.Вишневський, О.О.Косовець. - К.: Ніка-Центр, 2003. - 324 с.
262. Кузин П.С. Географические закономерности гидрологического режима рек / П.С.Кузин, В.И.Бабкин. - Л.: Гидрометеоиздат, 1979. - 200 с.
263. Маринич О.М. Фізична географія України / О.М.Маринич, П.Г.Шищенко. - К.: Тов-во «Знання», 2006. - 511 с.
264. Физико-географическое районирование Украинской ССР / Под ред. В.П.Попова. - К.: Изд-во Киев. ун-та, 1968. - 684 с.
265. Комплексний атлас України / Відп. ред. Л.М.Веклич. - К.: ДНВП «Картографія», 2005. - 96 с.
266. Кирилюк М.І. Водний баланс і якісний стан водних ресурсів Українських Карпат / М.І.Кирилюк. - Чернівці: Рута, 2001. - 246 с.

267. Природа Украинской ССР. Ландшафты и физико-географическое районирование / А.М.Маринич, В.М.Пащенко, П.Г.Шищенко. - К.: Наук. думка, 1985. - 224 с.
268. Стихійні метеорологічні явища на території України за останнє двадцятиріччя (1986-2005 рр.) / За ред. В.М.Ліпінського, В.І.Осадчого, В.М.Бабіченко. - К.: Ніка-Центр, 2006. - 312 с.
269. Природа Украинской ССР. Почвы / Н.Б.Вернандер, Д.А.Тютюник и др. - К.: Наук. думка, 1986. - 216 с.
270. Генсірук С.А. Ліси України / С.А.Генсірук. – К.: Наукова думка, 1992. - 152 с.
271. Природа Украинской ССР. Растительный мир / Т.Л.Андриенко, О.Б.Блюм, С.П.Вассер и др. - К.: Наук. думка, 1985. - 208 с.
272. Водне господарство в Україні / За ред. А.В. Яцика, В.М. Хорева. - К.: Генеза, 2000. - 456 с.
273. Водні ресурси: використання, охорона, відтворення, управління / А.В.Яцик, Ю.М.Грищенко, Л.А.Волкова, І.А.Пашенюк. - К.: Генеза, 2007. - 360 с.
274. Основні показники використання вод в Україні за 2008 рік // Державний комітет України по водному господарству / Управління комплексного використання водних ресурсів та моніторингу. - К. - Вип. 28. -2009. - 68 с.
275. Яцик А.В. Водогосподарська екологія / А.В.Яцик. - К.: Генеза, 2004. -кн.5. Т.3. – 2004. - 496 с.
276. Котляков В.М. Географо-гидрологические исследования / В.М.Котляков, Н.И.Коронкевич, Г.М. Черногаева // Географические направления в гидрологии. – М., 1995. – С.5-10.
277. Воейков А.И. Избранные сочинения. Климаты земного шара, в особенности России / А.И.Воейков. - М.-Л., 1948. - Т.1. - 728 с.
278. Зайков Б.Д. Очерки гидрологических исследований в России / Б.Д. Зайков. - Л. Гидрометеоиздат, 1973. - 328 с.
279. Коронкевич Н.И. Географо-гидрологические исследования и вклад в них лаборатории (отдела) гидрологии института географии / Н.И. Коронкевич // Известия РАН. Серия географическая. – 2008. - №5. – С.76-84.
280. Глушков В.Г. Географо-гидрологический метод / В.Г. Глушков // Изв. ГГИ. – 1933. - № 57-58. - С.5-9.
281. Крицкий С.Н. Гидрологические основы управления речным стоком / С.Н.Крицкий, М.Ф.Менкель. - М.: Наука, 1981. - 256 с.
282. Давыдов Л.К. Водоносность рек СССР, её колебания и влияние на неё физико-географических факторов / Л.К.Давыдов. - Л.: Гидрометеоиздат, 1947. - 162 с.
283. Львович М.И. Человек и воды / М.И.Львович. - М.: Географгиз, 1963. – 568 с.
284. Антипов А.Н. Географические аспекты гидрологических исследований / А.Н.Антипов, Л.М.Корытный. - Новосибирск: Наука, 1981. - 176 с.
285. Антипов А.Н. Ландшафтно-гидрологическая организация территории / А.Н.Антипов, В.Н.Федоров. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2000. - 254 с.

286. Сочава В.Б. Геотопология как раздел учения о геосистемах / В.Б. Сочава. - Новосибирск: Наука, 1974. - С.3-86.
287. Сочава В.Б. Введение в учение о геосистемах / В.Б.Сочава. – Новосибирск: Наука, 1978. – 320 с.
288. Чорли Р. Системы.- В кн. “Новые идеи в географии” / Р.Чорли, Б.Кеннеди. - М.: Прогресс, 1976. - С.9-35.
289. Гвоздецкий Н.А. Некоторые соображения о возможных путях развития системных мсследований в физической географии / Н.А. Гвоздецкий // Вопросы географии. - 1977. - Вып. 104. - С.61-67.
290. Дьяконов К.Н. Методологические проблемы изучения физико-географической дифференциации / К.Н. Дьяконов // Вопросы географии. - 1975. - Вып. 98. - С.28-52.
291. Арманд А.Д. Саморегуляция и саморегулирование географических систем / А.Д.Арманд. - М.: Наука, 1988. - 261 с.
292. Гродзинський М.Д. Пізнання ландшафту: місце і простір. У 2-х т / М.Д.Гродзинський. – К.: Видавничо-поліграфічний центр “Київський університет”, 2005. - Т.1. - 431 с.
293. Швебс Г.И. Типы ландшафтных территориальных структур / Г.И.Швебс, П.Г.Шищенко, М.Д.Гродзинский, Г.П.Ковеза // Физическая география и геоморфология. - 1986. - Вып. 33. - С.110-114.
294. Субботин А.И. Ландшафтно-гидрологический принцип изучения стока / А.И.Субботин, Е.С.Змиева, В.Л.Нежевенко, И.И.Мамай // В кн.: Ландшафтный зборник. - М.: Изд-во МГУ, 1973. - С.175-189.
295. Солнцев Н.А. Ландшафтные исследования речных бассейнов для гидрологических исследований / Н.А.Солнцев, И.И.Мамай, Я.О.Маркус // Вопросы географии.- 1976. - Вып. 102. - С.75-91.
296. Пелешенко В.И. Оценка взаимосвязи химического состава различных типов природных вод / В.И.Пелешенко. - К.: Высшая школа, 1975. - 168 с.
297. Закревский Д.В. Об использовании гидрохимических показателей при физико-географическом районировании / Д.В.Закревский, В.И.Пелешенко, Л.Н.Горев. Н.И.Ромась // Физическая география и геоморфология. - 1979. - Вып. 22. - С.94-99.
298. Хільчевський В.К. Роль агрохімічних засобів у формуванні якості вод басейну Дніпра / В.К.Хільчевський. - К.: ВПЦ “Київський університет“, 1996. - 222 с.
299. Самойленко В.М. Комплексне районування радіоактивно забруднених територій Полісся і півночі Лісостепу за гідрологічно-ландшафтними умовами та можливими радіоекологічними наслідками місцевого водо- і ресурсокористування / В.М.Самойленко. - К.: Ніка-Центр, 1999. - 280 с.
300. Забокрицька М.Р. Гідроекологічний стан басейну Західного Бугу на території України / М.Р.Забокрицька, В.К.Хільчевський, А.П.Манченко. - К.: Ніка-Центр, 2006. - 184 с.
301. Хільчевський В.К. Гідролого-гідрохімічна характеристика мінімального стоку річок басейну Дніпра / В.К.Хільчевський, І.М.Ромась, М.І.Ромась та ін. - К.: Ніка-Центр, 2007. - 184 с.

302. Хільчевський В.К. Гідроекологічний стан басейну річки Рось / В.К.Хільчевський, С.М.Курило, С.С.Дубняк та ін. - К.: Ніка-Центр, 2009. - 116 с.
303. Хільчевський В.К. Водні ресурси та якість річкових вод басейну Південного Бугу / В.К.Хільчевський, О.В.Чунарьов, М.І.Ромась та ін. - К.: Ніка-Центр, 2009. - 184 с.
304. Сніжко С.І. Гідрохімія та радіогеохімія річок і боліт Житомирської області / С.І.Сніжко, О.О.Орлов, Д.В.Закревський та ін. - Житомир: Вид-во “Волинь”, 2002. - 264 с.
305. Сніжко С.І. Теорія і методи аналізу регіональних гідрохімічних систем / С.І.Сніжко. - К.: Ніка-Центр, 2006. - 284 с.
306. Осадчий В.І. Методологічні основи дослідження чинників та процесів формування хімічного складу поверхневих вод України: автореф. дис. на здобуття наук. ступеня докт. геогр. наук: спец. 11.00.07 “ Гідрологія суші, водні ресурси, гідрохімія” / В.І. Осадчий. - Київ, 2008. - 32 с.
307. Яцик А.В. Экологические основы рационального водопользования / А.В. Яцик. - К.: Генеза, 1997. - 640 с.
308. Мольчак Я.О. Річки та їх басейни в умовах техногенезу / Я.О.Мольчак, З.В.Герасимчук, І.Я.Мисковець. - Луцьк: РВВ ЛДТУ, 2004. - 336 с.
309. Ковальчук І.П. Регіональний еколого-геоморфологічний аналіз / І.П.Ковальчук. - Л.: Ін-т Українознавства, 1997. - 440 с.
310. Ковальчук І.П. Річково-басейнова система Горині: структура, функціонування, оптимізація / І.П.Ковальчук, Т.С. Павловська. - Луцьк: РВВ "Вежа" Волин. ун-ту ім. Лесі Українки, 2008. - 244 с.
311. Тимченко В.М. Экологическая гидрология водоемов Украины / В.М.Тимченко. - К.: "Наукова думка", 2006. - 384 с.
312. Ободовський О.Г. Гідролого-екологічна оцінка руслових процесів (на прикладі річок України) / О.Г.Ободовський. - К.: Ніка-Центр, 2001. - 274 с.
313. Мониторинг, использование и управление водными ресурсами бассейна р.Припять / Под общей редакцией М.Ю Калинина и А.Г.Ободовского. - Мн. : Белсэнс, 2003. - 269 с.
314. Ободовський О.Г. Гідроморфологічна оцінка якості річок басейну Верхньої Тиси / О.Г.Ободовський, О.Є. Ярошевич. - К.: Інтертехдрук, 2006. - 70 с.
315. Ободовський О.Г. Руслові процеси річки Лімниця / О.Г.Ободовський, В.В.Онищук, В.В.Гребінь та ін. - К.: Ніка-Центр, 2010. - 256 с.
316. Алексеевский Н.И. Тенденции развития гидрологии / Н.И. Алексеевский // Вест. Моск. ун-та, География. – 1998. - Сер. 5, №4. - С.49-54.
317. Алексеевский Н.И. Некоторые особенности современного этапа развития гидрологии / Н.И. Алексеевский // Вест. Моск. ун-та, География. – 2005. - Сер. 5, №1. - С.91-98.
318. Хортон Р. Эрозионное развитие рек и водосборных бассейнов / Р.Хортон. – М.: ИЛ, 1948. – 158 с.
319. Ретеюм А.Ю. Физико-географические исследования и системный подход / А.Ю. Ретеюм // Системные исследования. Ежегодник. – М.: Наука, 1972. - С. 90-110.

320. Корытный Л.М. Бассейновая концепция в природопользовании / Л.М.Корытный. – Иркутск: Изд-во Ин-та географии СО РАН, 2001. – 163 с.
321. Гродзинський М.Д. Стійкість геосистем до антропогенних навантажень / М.Д.Гродзинський. - К.: Лікей, 1995. - 233 с.
322. Антипов А.Н. Сущность ландшафтно-гидрологического анализа / А.Н. Антипов // Ландшафтно-гидрологический анализ территории. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1992. - С.5-17.
323. Григорьев А.А. Закономерности строения и развития географической среды / А.А.Григорьев. – М.: Изд-во «Мысль», 1966. – 382 с.
324. Будыко М.И. Климат и жизнь / М.И.Будыко. – Л.: Гидрометеоиздат, 1971. – 472 с.
325. Напрасников А.Т. Критерии бинарной оценки гидролого-климатической устойчивости геосистем / А.Т. Напрасников // География и природные ресурсы. - Новосибирск, 2002. - №3. – С.18-27.
326. Антипов А.Н. Ландшафтная гидрология: теория, методы, реализация / А.Н.Антипов, О.В.Гагаринова, В.Н.Федоров // География и природные ресурсы. - 2007. - №3. - С.56-67.
327. Будкіна Л.Г. Про можливість застосування основних схем гідрологічного районування до території УРСР / Л.Г.Будкіна // Вісн. Київ. ун-ту. Географія. – 1967. – Вип. 8. – С.43-54.
328. Гідрологічні розрахунки для річок України / За ред. Г.І.Швеця. – Київ: Вид-во Ан Укр.ССР, 1962. – 390 с.
329. Будкіна Л.Г. Схема гідрологічного районування України / Л.Г.Будкіна, Л.М.Козінцева, С.П.Пустовойт, В.Г.Келембет // В зб. “Географічні дослідження на Україні”. - К.: Вид-во “Наукова думка”, 1969. - Вип. 1. - С.157-172.
330. Ободовський О.Г. Руслові процеси / О.Г.Ободовський. – К.: РВЦ “Київський університет”, 1998. – 134 с.
331. Гребінь В.В. Гідролого-гідрохімічне районування: історія та сучасний стан / В.В. Гребінь // Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. - 2001. - Т.2 - С.83-93.
332. Лобода Н.С. Розрахунок та узагальнення характеристик річного стоку річок України в умовах антропогенного впливу / Н.С.Лобода. - Одеса: Екологія, 2005. - 208 с.
333. Саушкин Ю.Г. История и методология географической науки / Ю.Г.Саушкин. - М.: Изд-во АН СССР, 1976. - 242 с.
334. Антипов А.Н. Ландшафтно-гидрологические системы / А.Н. Антипов // Классификация геосистем. - Иркутск: Изд-во ИГ СО РАН, 1997. - С. 89-92.
335. Корытный Л.М. Индикационная роль характеристик строения речных систем Сибири / Л.М.Корытный // Гидрологические исследования ландшафтов. - Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1986. - С.136-143.
336. Киндюк Б.В. Гидрографическая сеть и ливневый сток рек Украинских Карпат / Б.В.Киндюк. - Одесса: ТЭС, 2003. - 222 с.

337. Гребінь В.В. Географо-гідрологічний аналіз як метод дослідження сучасних змін водного режиму річок / В.В.Гребінь // Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. - 2006. - Т.9 - С.17-30.
338. Гребінь В.В. Ландшафтно-гідрологічний аналіз та його застосування для досліджень території України / В.В.Гребінь // Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. - 2008. - Т. 14. - С.46-55.
339. Гребінь В.В. Методичні підходи до проблеми ландшафтно-гідрологічного районування / В.В.Гребінь // Картографія та вища школа. - 2006. - Вип. 11. - С.139-144.
340. Гребінь В.В. Районування території басейну р.Рось за умовами формування стоку наносів / В.В.Гребінь // Вісник КУ. Географія. - К. – 2001. - Вип.47. - С.51-53.
341. Гребінь В.В. Пропозиції щодо схеми ландшафтно-гідрологічного районування території України / В.В.Гребінь // Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія . - 2009. - Т.17. - С.26-39.
342. Струтинська В.М. Термічний та льодовий режими річок басейну Дніпра з другої половини XX століття / В.Струтинська, В.Гребінь. - К.: Ніка-Центр, 2010. - 196 с.
343. Самойленко В.М. Йомовірнісні математичні методи в геоекології / В.М.Самойленко. - К.: Ніка-Центр, 2002. - 404 с.
344. Гребінь В.В. Використання багатомірного статистичного аналізу для ландшафтно-гідрологічного районування території України / В.В.Гребінь, Ю.О.Чорноморець // Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. - 2009. - Т.16. - С.21-35.
345. Географічна енциклопедія України*:* В 3-х томах – К. : ”Українська Радянська Енциклопедія” ім. М.П.Бажана, 1989. Т.1. – 1989. - 416 с. Т.2. - 1990. - 480 с. Т.3. - 1993. - 480 с.
346. Струтинська В.М. Сучасні зміни елементів водно-теплового балансу в басейні Дніпра як передумова змін термічного та льодового режиму річок / В.М. Струтинська, В.В. Гребінь // Вісник Київського нац. ун-ту імені Тараса Шевченка. Сер. Географія. – 2007. – №54. – С. 24–26.
347. Гребінь В.В. Оцінка сучасних змін стоку річок басейну Дніпра (в межах України) // Метеорологія, кліматологія та гідрологія.- 2008.- Вип.50, ч.II.- с. 108-113.
348. Галущенко Н.Г. Гидрологические и водно-балансовые расчеты / Н.Г. Галущенко. – К. : Вища шк. Головное изд-во, 1987. – 248 с.
349. Рождественский А.В. Статистические методы в гидрологии / А.В. Рождественский, А.И. Чеботарев. – Л. : Гидрометеоиздат, 1974. – 424 с.
350. Соколовский Д.Л. Речной сток (основы теории и методики расчетов) / Д.Л.Соколовский. - Л.: Гидрометеоиздат, 1968. - 540 с.
351. Владимиров А.М. Гидрологические расчеты / А.М. Владимиров. - Л.: Гидрометеоиздат, 1990. - 366 с.
352. Гребінь В.В. Оцінка ролі лісів у запобіганні катастрофічних паводків у Закарпатті / В.В.Гребінь, Ю.О.Чорноморець // Фізична географія та геоморфологія. - К. : ВГЛ «Обрії», 2002. - Вип.43. - С.87-96.

353. Гідрологічні розрахунки для річок України / Відп. ред. Г.І.Швець. - К.: Вид-во АН УРСР, 1962. - 262 с.
354. Попов О.В. Подземное питание рек / О.В.Попов. - Л.: Гидрометеоиздат, 1968. - 292 с.
355. Галущенко О.М. Водний баланс річкових водозборів басейну Дніпра за маловодні та багатоводні роки / О.М. Галущенко // Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. - К.: Ніка-Центр, 2000. - Том 1. - С. 173-176.
356. Галущенко М.Г. Умови формування та розрахунки мінімального стоку річок басейну Дніпра (в межах України) / М.Г.Галущенко, І.М.Ромась // Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. - К.: Ніка-Центр, 2001. - Том 2. – С. 289-295.
357. Клімат Києва / За ред. В.І.Осадчого, О.О.Косовця, В.М.Бабіченко. - К. : Ніка-Центр, 2010. - 320 с.
358. Гребінь В.В. Закономірності внутрірічного розподілу стоку та особливості живлення річок басейну Верхньої Прип'яті / В.В.Гребінь, О.Г.Ободовський // Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. - К.: ВГЛ «Обрії», 2003. - Том 5. - С.119-128.
359. Чорноморець Ю.О. Багаторічна динаміка режиму живлення річки Десна / Ю.О.Чорноморець, В.В. Гребінь // Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. - 2010. - Т.3 (20). - С. 59-67.
360. Гребінь В.В. Особливості багаторічних коливань стоку річок басейну Прип'яті (в межах України) / В.В.Гребінь, О.Г.Ободовський, М.О.Царик // Картографія та вища школа. - К.: Держ. карт. фабрика, 2003. - Вип.8. - С. 98-103.
361. Струтинська В.М. Зміна термічного режиму річок басейну Дніпра на фоні глобального потепління клімату / В.М. Струтинська, В.В. Гребінь // Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. – 2007. - № 12. – С. 105-114.
362. Гребінь В.В. Залежність внутрішньорічного розподілу стоку завислих наносів від фази водності (на прикладі річок Українських Карпат) / В.В.Гребінь, Є.В.Василенко, Ю.О. Чорноморець // Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. - К.: ВГЛ «Обрії», 2006. - Том.10. - С.49-58.
363. Гребінь В.В. Оцінка режиму наносів річок басейну Дніпра (в межах України) / В.В. Гребінь // Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. - К.: Ніка-Центр, 2000. - Том 1. - С.135-137.
364. Гребінь В.В. Сучасні зміни стоку річок Прип'ятського Полісся / В.В. Гребінь // Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. - К.: ВГЛ «Обрії», 2004. - Том.6. - С.74-85.
365. Ободовський О.Г. Організація моніторингу гідрологічного режиму і руслових процесів Дніпра в районі Канівського заповідника / О.Г.Ободовський, В.В. Гребінь // Заповідна справа в Україні. – 2001. - Том 7, Вип.1. - С.59-65.
366. Ободовський О.Г. Гідролого-екологічна оцінка руслових процесів Верхньої Прип'яті в районі водозабору в Дніпро-Бузький канал / О.Г.Ободовський, В.В.Гребінь, В.О.Ободовський // Економічна та соціальна географія. - 2002. - Вип.53. - С.149-158.

367. Ободовський О.Г. Деяки проблеми оцінки та управління водними ресурсами Верхньої Прип'яті / О.Г.Ободовський, В.В.Гребінь // Вісник КУ. Географія. - 2003. - Вип. 49. - С.34-37.
368. Гребінь В.В. Просторово-часова динаміка стоку річок Закарпаття / В.В.Гребінь // Науковий вісник Чернівецького університету. Географія. - 2001. – Вип. 120. - С.26-30.
369. Нежиховский Р.А. Наводнения на реках и озерах / Р.А.Нежиховский. - Л.: Гидрометеоиздат, 1988. - 176 с.
370. Мандыч А.Ф. Наводнения и их типы / А.Ф. Мандыч // Известия РАН. Серия географическая. – 2002. - №2. - С. 23-32.
371. Справочник по водным ресурсам СССР. Украинская ССР: / [Под ред. М.С. Каганера]. – К.: Изд-во АН УССР, 1954. - Часть 1. Том VIII. – 1954. - 620 с.
372. Василенко Є.В. Зміна термінів проходження весняного водопілля на річках басейну Прип'яті (в межах України) в сучасний період / Є.В.Василенко, В.В. Гребінь // Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. - К.: ВГЛ «Обрії», 2010. - Том 18. - С.119-125.
373. Гребінь В.В. Сучасні зміни умов формування та окремих характеристик весняного водопілля річок України / В.В. Гребінь // Науковий вісник Чернівецького університету: Географія. - 2010. - Вип 483. - С. 11-17.
374. Ромащенко М.І., Савчук Д.П. Водні стихії. Карпатські повені. Статистика, причини, регулювання / М.І.Ромащенко, Д.П.Савчук. - К.: Аграрна наука, 2002. - 304 с.
375. Гребінь В.В. Сучасні зміни окремих характеристик дощових паводків на річках України / В.В. Гребінь // Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. - К.: ВГЛ «Обрії», 2010. - Том 2 (19). - С.74-86.
376. Крестовский О.И. Влияние вырубок и восстановления лесов на водность рек / О.И.Крестовский. - Л.: Гидрометеоиздат, 1986. - 117 с.
377. Гребінь В.В. Дослідження гранулометричного складу завислих і донних наносів р.Рось / В.В. Гребінь // Вісник КУ. Географія. - 2000. - Вип. 46. - С.34-36.
378. Гребінь В.В. Оцінка сучасних змін мінімального стоку річок басейну Дніпра (в межах України) / В.В. Гребінь // Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. - К.: ВГЛ «Обрії», 2007. - Том 13. - С.102-118.
379. Чорноморець Ю.О. Характеристика меженного стоку річок Закарпаття / Ю.О.Чорноморець, В.В. Гребінь // Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. - Київ-Луцьк: РВВ Луцького ДТУ, 2002. - Том 4. - С.115-119.
380. Гребінь В.В. Внутрірічний розподіл стоку води і наносів лівобережних приток Дністра та його сучасні зміни / В.В. Гребінь // Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. - К.: ВГЛ «Обрії», 2005. - Том 7. - С.133-142.
381. Гребінь В.В. Використання географо-гідрологічного метода для вивчення стоку наносів / В.В. Гребінь // Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. - К.: Ніка-Центр, 2002. - Том 3. - С. 43-48.

АННОТАЦИЯ

Гребень В.В. Современный водный режим рек Украины (ландшафтно-гидрологический анализ).

Большинство гидрологических расчетов в итоге сводится к перспективной оценке режимных характеристик на ближайшие десятилетия с целью гидротехнического и водохозяйственного проектирования, а также долгосрочного планирования мероприятий по использованию и охране водных ресурсов. Методология таких оценок традиционно базируется на статистической обработке данных наблюдений за предыдущий многолетний период, гидрологические характеристики которого распространяются на время эксплуатации или планирования мероприятий, которые проектируются. Такой подход исходит из представления о стационарности (квазистационарности) процесса многолетних изменений климатических условий формирования речного стока.

Обоснованность такого подхода в настоящее время вызывает значительные сомнения в связи с изменениями климата, которые происходят в последние десятилетия XX и в начале XXI века. Для гидрологии наибольший интерес имеют не столько масштабы возможного глобального потепления (на 1-2 или больше градусов), сколько их последствия для изменения зонального перераспределения испарения и, особенно, атмосферных осадков. Последствия потепления уже в ближайшем будущем могут вызвать существенные изменения гидрологического цикла на Земле и кардинальные изменения гидроклиматических условий во многих регионах мира.

В связи с этим, до ***наиболее актуальных задач***, которые ставятся перед гидрологами, относится выявление современных закономерностей водного режима рек на фоне происходящего потепления, и оценка этих изменений на перспективу.

Первые ***публикации*** относительно изменений гидрологического режима водных объектов под воздействием изменений климата появились в 80-х годах прошлого века (Nemec I., Schake I., Bultot F., Fiering M.). Сегодня значительное внимание исследованиям влияния климатических изменений на водные ресурсы и водный режим рек уделяется учеными многих стран мира. По количеству опубликованных работ бесспорные лидеры - исследователи США, России и Канады. Достаточно широким в подобных исследованиях

является представительство европейских ученых, в частности Франции, Германии, Австрии, Великобритании, Польши, Чехии, Словакии, Испании, стран Скандинавии. Ведущие позиции в исследованиях изменений гидрологических характеристик под воздействием колебаний климата занимают ученые Китая, Японии, Индии и других стран Азии.

К сожалению, в отличие от других государств, исследования современных изменений гидрологического режима рек Украины под воздействием климатических изменений не получили необходимого развития. Они являются достаточно разрозненными и бессистемными, в большинстве случаев дается лишь общая оценка изменений отдельных гидрологических характеристик.

Целью работы является исследование современного водного режима рек Украины путем реализации методологии ландшафтно-гидрологического анализа.

В соответствии с поставленной целью в работе решались следующие ***задачи:***

- ***анализ и обобщение*** существующих подходов и ***обоснование выбора*** методологии применения ландшафтно-гидрологического анализа для исследований водного режима;
- ***совершенствование методологии*** ландшафтно-гидрологического анализа ***с целью ее прикладного применения*** для исследований гидрологического режима рек;
- ***обоснование*** территориальной и функциональной ***структуры ландшафтно-гидрологической организации*** территории Украины;
- определение ***временных границ*** периода измененного гидрологического режима и их обоснование;
- ***апробация*** теоретико-методологических ***разработок,*** их прикладное применение для анализа характеристик современного водного режима рек Украины.

Объектом исследований являются ландшафтно-гидрологические ***системы регионального уровня*** в пределах Украины.

Предметом исследований – методология регионального ландшафтно-гидрологического анализа и ее ***прикладное применение*** для изучения водного режима рек страны.

Основными ***результатами проведенных исследований*** являются следующие:

1. Обоснованы и усовершенствованы базовые положения ***методологии ландшафтно-гидрологического анализа*** с целью ее прикладного применения для исследований территории Украины. Разработана иерархическая ***классификация ландшафтно-гидрологических систем*** разного уровня для территории страны. С помощью факторного анализа определены ***первичные*** и ***вторичные факторы формирования стока*** в пределах Украины;

2. С применением кластерного анализа впервые выполнено ***ландшафтно-гидрологическое районирование*** территории Украины с выделением следующих единиц: *ландшафтно-гидрологических зон (ЛГЗ);* горных *ландшафтно-гидрологических стран (ЛГС); ландшафтно-гидрологических провинций (ЛГП) и ландшафтно-гидрологических районов (ЛГР);*

3. Обоснован выбор ***временных границ*** периода измененного гидрологического режима рек страны, выбор которого подтвержден проверкой ***однородности рядов гидрометеорологических характеристик***;

4. На протяжении последних двадцати лет средняя годовая ***температура воздуха*** в пределах *равнинной части* территории Украины выросла на 0,8 ^{o}C. Наибольший вклад в изменение годовой температуры внесли зимний и весенний сезоны. Состоялось перераспределение сезонных и месячных значений ***осадков***. Их количество выросло во все сезоны (кроме зимнего), но наиболее существенно - весной и осенью. Происходит выравнивание годовых и месячных полей осадков;

5. Изменения составляющих водно-теплового баланса вызвали определенные изменения в питании рек. На протяжении последних двух десятилетий ***уменьшение доли снегового питания*** рек составило свыше 10%. Одновременно растет ***доля подземного питания***, что почти сравнялась с долей снегового. А в тех районах, где распространены карстовые породы и значительной является зарегулированность стока – доля подземного питания в годовом стоке стала преобладающей. Изменение ***доли дождевого питания*** рек является несущественным;

6. Произошли изменения ***внутригодового распределения стока*** рек. ***Весеннее половодье*** уже не является самой многоводной фазой водного режима. Его доля во внутригодовом распределении стока уменьшилась с 42 - 53% до 35-37%. Наиболее многоводной фазой во внутригодовом распределении стока рек страны (за исключением ее

северо-востока) является ***летне-осенняя межень***, доля которой в годовом объеме стока составляет 44%. Доля стока ***зимней межени*** изменилась несущественно. Состоялось выравнивание внутригодового распределения стока. На реках большей части территории страны сроки ***лимитирующих периодов и сезонов*** остались без изменений. В отличие от них, сроки ***лимитирующих месяцев*** частично изменились, особенно на правобережье;

7. Наблюдается смещение ***весенних максимумов*** на более ранние сроки и существенное уменьшение величин максимальных расходов весеннего половодья рек равнинной части страны. Менее существенным является уменьшение величины максимальных расходов ***паводков теплого периода года***. Горные регионы Украины характеризуются тенденцией относительно роста дождевых максимумов. ***Соотношение между максимумами холодного и теплого периодов года*** на противоположное не изменилось. В пределах равнинной части территории страны отмечается тенденция к уменьшению величины этого соотношения;

8. Внутригодовые изменения составляющих водно-теплового баланса привели к существенному росту меженного стока. ***Минимальные зимние среднемесячные расходы*** выросли практически по всей территории страны, особенно на северо-востоке и востоке. Еще более существенными являются отмеченные выше изменения для ***периода летне-осенней межени***, прежде всего в южных и юго-восточных регионах. Существенно выросли ***минимальные годовые расходы воды.*** Значительные изменения ***сезонного распределения годовых минимумов*** состоялись на реках правобережной части Украины, где уменьшилась вероятность формирования годовых минимумов на протяжении зимнего сезона и, одновременно, существенно выросла вероятность их формирования во время летней межени.

Основные результаты работы ***апробированы*** на свыше 20 всеукраинских и международных съездах, конференциях, совещаниях.

Монография является результатом исследований, которые выполнялись согласно планов научно-исследовательских работ географического факультета Киевского национального университета имени Тараса Шевченко по госбюджетным и хоздоговорным темам, что входят в состав научного направления "Охрана окружающей среды" (2000-2010 гг.).

SUMMARY

Vasyliy Grebin. Modern streamflow regime of rivers in Ukraine (landscape-hydrology analysis).

Most of hydrological calculations as a final result deal with a perspective assessment of monitoring characteristics for nearest decades aiming to give information concerning hydraulic engineering and water management project works as well as to long-term planning of a measures of usage and protection of water resources. Methodology of such assessments is traditionally based on statistic data processing of a previous long-term research, when hydrological characteristics spread for the particular time of operation or planning measures which are under projection. Such kind of approach can not be considered as a stationary (quasi-stationary) process of long-term climate changes of streamflow formation.

Validity of such approach nowadays stimulating a lot of doubts due to climate changes happens at last decades of XX centuries and at the beginning of XXI centuries. For hydrology main interest evokes not the scale of a possible global warming (on 1-2 or more degrees), but consequences of a possible warming for changes of zonal redistribution of evaporation and, especially, of atmospheric precipitations. Consequences of warming yet at the nearest future able to cause significant transformations of hydrological cycles at the planet Earth and fundamental changes of hydroclimatic conditions at many regions of the world.

Taking it into account for the **most relevant tasks** which arise for the hydrologists are considered to be determination of modern regularities of streamflow regime in conditions of warming which happens and assessment of such changes for the perspective.

First **scientific publications** concerning changes of hydrological regime of water objects under the influence of climate changes appeared in 80-es in last century (Nemec I., Schake I., Bultot F., Fiering M.). Today research works of climate change impacts on water resources and streamflow regime are at the focus of many scientists from different countries of the world. As for the amount of published scientific works unconditional leaders are scientists from USA, Russian Federation and Canada. Rather vast representation in such researches of scientists from Europe, in particular from France, Germany, Austria, Great Britain, Poland, Czech Republic, Slovakia, Spain, Scandinavian countries. One of

the leading roles in research of hydrological characteristic changes under the influence of climate fluctuation plays scientists from Chine, Japan, India and other countries from Asia.

Unfortunately, in a difference from other countries, research works of modern hydrological regime of rivers in Ukraine under the influence of climate changes have not being developed in a proper way. Such researches are rather incomplete and unsystematic; in most cases only general characteristic of changes of certain hydrological parameters is given.

Aim of the work is research of modern streamflow regime of rivers in Ukraine with the help of realization of methodology of landscape-hydrological analysis.

In accordance to defined aim the following **tasks** were solved:

- **analysis and summarizing** of existing approaches and **grounding** of choosing of methodology of the usage landscape-hydrology analysis for streamflow regime researches;
- **improvement of methodology** of landscape-hydrology analysis aiming its **applied usage** for rivers hydrological regime researches;
- **grounding** of territorial and functional **structure of landscape-hydrology organization** of a territory of Ukraine;
- definition of **temporal scopes** of hydrology regime which was changed and its grounding;
- **approbation** of theory-methodological **elaborations** and its applied implementation for the analysis of characteristics of modern streamflow regime of rivers in Ukraine.

Research object are landscape-hydrological systems of regional level within Ukraine.

Research subject – methodology of regional landscape-hydrological analysis and its applied implementation for the study of streamflow regime of rivers in Ukraine.

Main **research results** are the followings:

1. Basic regulations of **methodology of landscape-hydrological analysis** aiming its applied usage for researches on the territory of Ukraine were substantiated and improved. Hierarchic **classification of landscape-hydrological systems** of different ranks for the territory of Ukraine was elaborated. With the help of factor analysis **primary** and **secondary factors of runoff formation** within Ukraine were determined;

2. Using cluster analysis for the first **time landscape-hydrological zoning** of a territory of Ukraine was done with dividing into

following units: landscape-hydrological zone (LHZ); mountain landscape-hydrological country (LHC); landscape-hydrological province (LHP) and landscape-hydrological area (LHA);

3. Choosing of **temporal scopes** of a period of hydrological regime of Ukrainian rivers which was changed is substantiated. The period mentioned above was proved with the checking of **series similarity of hydrometeorological characteristics**;

4. During last two decades mean annual **temperature of air** within flat territory of Ukraine have increased on 0,8 ^{o}C. Increasing of a temperature is mostly due to changes in winter and spring seasons. Redistribution of seasonal and monthly indexes of precipitations took place. The amount of precipitations increased at all seasons (except winter season); however most significant increasing was determined during winter and autumn. Also, the smoothing of annual and monthly fields of precipitations is taking place;

5. Changes of constituents of water-thermal balance caused some changes in river alimentation. During last two decades **decreasing of a part of alimentation by snowmelt** is more then 10%. Moreover it is not more the main part of annual runoff. At the same time the part of **baseflow** increased and it became almost equal to the part of alimentation by snowmelt. At the areas where karst stratum is distributed and the flow is regulated – the part of baseflow within annual runoff became prevailing. Changes in **part of alimentation by rain** is not essential;

6. Changes in **annual distribution of a streamflow** took place. **Spring flood** is no longer the main water phase of streamflow regime. Its part in annual distribution of runoff decreased from 42 – 53% to 35 – 37%. The period of maximum flow in water phase in annual distribution of a streamflow of rivers in Ukraine (except North-East part) is **summer-autumn low water**, which part in annual runoff is 44%. Part of runoff of **winter low water** was not changed essentially. Smoothing of annual runoff distribution is taking place. At the rivers of most parts in Ukraine terms of **limiting periods and seasons** remain unchanged. In a difference from it terms of limiting months was partly changed, especially at right bank territory of Ukraine;

7. Removal of **spring maximums** for more early terms and significant decreasing of maximum water discharges of spring flood of flat territory rivers was determined. Flood wave subsidence during spring flood is taking place. Less significant is decreasing of maximum water discharges of **floods during warm period of a year**. Mountain areas of

Ukraine characterized by the tendency of rain maximums increasing. **Correlation between maximums of cold and warm periods of a year** was not changed. Within flat territory of a country the tendency to decreasing of indexes of such correlation was noted;

8. Annual changes of components of water-thermal balance caused significant increasing of low water flow. **Minimum mean discharges for month during winter** increased almost over the whole territory of the country, especially at North-East and East. Even more significant are abovementioned changes for the **period of summer-autumn low water**, and it is mostly for the South and South-East territories. **Minimum annual water discharges** increased essentially. Considerable changes in **seasonal distribution of annual minimums** took place at the rivers of right bank territory of Ukraine, where probability of forming of annual minimums during winter season decreased and, at the same time, probability of its formation during summer low water increased essentially.

Main results of a work **approved** at over 20 national and international congresses, conferences and scientific meetings.

This monograph is a result of researches which were done according to plans of scientific-research works of Geography Department of Taras Shevchenko National University of Kyiv in which the author took part as a scientific supervisor and executor at the projects related to the scientific field “Environmental protection” (2000-2010).

Наукове видання

ГРЕБІНЬ Василь Васильович

СУЧАСНИЙ ВОДНИЙ РЕЖИМ РІЧОК УКРАЇНИ
(ЛАНДШАФТНО-ГІДРОЛОГІЧНИЙ АНАЛІЗ)

Текст наведено в авторській редакції

Переклад на англійську мову та
комп′ютерна верстка – З.В.Розлач

Підписано до друку 02.06.2010 р. Формат 60х84/16.
Папір офсетний. Умовн. друк. арк. .
Обл.-вид. арк. . Тираж 300 прим. Зам. №..

Видавництво «Ніка-Центр»
Свідоцтво про внесення до Державного реєстру суб'єктів
видавничої справи ДК № 1399 від 18.06.2003.
01135, Київ-135, а/с 192;
т./ф. (044) 242-61-56; e-mail psyhea@i.com.ua.ua, servic57@ i.com.ua