УДК 556.166:556.167:556.161:556.16.06:556.12

УКПП

№ держреєстрації 0121U010964

Інв. №

Міністерство освіти і науки України

Одеський державний екологічний університет

(ОДЕКУ)

65016, м. Одеса, вул. Львівська, 15; тел./факс (0482)63-62-09

ЗАТВЕРДЖУЮ

Проректор з НР ОДЕКУ

д-р геогр. наук, проф.

_____ Ю.С. Тучковенко

_____.12.2022

ЗВІТ

ПРО НАУКОВО-ДОСЛІДНУ РОБОТУ

КОМПЛЕКСНИЙ МЕТОД ЙМОВІРНОСНО-ПРОГНОСТИЧНОГО МОДЕЛЮВАННЯ ЕКСТРЕМАЛЬНИХ ГІДРОЛОГІЧНИХ ЯВИЩ НА РІЧКАХ ПІВДНЯ УКРАЇНИ ДЛЯ ЗАБЕЗПЕЧЕННЯ СТАЛОГО ВОДОКОРИСТУВАННЯ В УМОВАХ КЛІМАТИЧНИХ ЗМІН

(остаточний)

Науковий керівник НДР
д-р геогр. наук, доцент

_____ В.А. Овчарук
13.12.2022

2022

Рукопис закінчено 12 грудня 2022р.

Результати роботи розглянуто Вченою (науково-технічною) радою ОДЕКУ, протокол від 16 грудня 2022 р. № 5

СПИСОК АВТОРІВ

Керівник НДР, Пров. наук. співроб. д-р геогр. наук, доцент,	12.12.2022	В.А. Овчарук (вступ; підрозділи 1.1, 1.3, 1.4, розділ 4 (підрозділ 4.1, пункти 4.1.6, 4.2.1); висновки)
Відповідальний виконавець: Пров. наук. співроб. д-р геогр. наук, професор	12.12.2022	Ж.Р. Шакірзанова (підрозділи 1.2 (пункти 1.2.1-1.2.3 (підпункт 1.2.3.1), 1.2.4); 2.9 (пункт 2.9.1, 2.9.3); 2.10 (пункт 2.10.1); пункти 4.5.1-4.5.3, 4.5.5, 4.5.7, 4.5.9-4.5.10, 4.6.1- 4.6.2, 4.6.7; висновки)
Основні виконавці:		
Пров. наук. співроб., д-р геогр. наук, професор	12.12.2022	Н.С. Лобода (вступ; розділ3)
Пров. наук. співроб., д-р геогр. наук, професор	12.12.2022	А.М. Польовий (пункт 2.8.1(підпункт 2.8.1.1))
Старш. наук. співроб., канд. геогр. наук, доцент	12.12.2022	Н.С. Кічук (підрозділ 2.1, пункти 2.6.1, 2.6.3-2.6.4, 4.2.1- 4.2.3; додатки А.2, В)
Старш. наук. співроб., д-р. геогр. наук, ст.наук.співпроб	12.12.2022	Л.О. Горбачова (підрозділи 2.4-2.5)
Старш. наук. співроб., канд. геогр. наук, доцент	12.12.2022	О.М. Прокоф'єв (підрозділи 2.2, 2.3; пункти 4.1.3, 4.2.3)
Старш. наук. співроб., канд. геогр. наук, доцент	12.12.2022	Г.О. Боровська (пункт 2.6.2, 2.8.2; додаток Б)
Старш. наук. співроб., канд. геогр. наук, доцент	12.12.2022	Л.Д. Гончарова (підрозділи 2.2, 2.3)

Старш. наук. співроб., канд. геогр. наук, доцент	12.12.2022	О.В. Вольвач (пункт 2.8.1 (підпункти 2.8.1.2-2.8.1.3))
Старш. наук. співроб., канд. геогр. наук	12.12.2022	М.В. Гопцій (підрозділ 2.1,2.7; пункти 4.1.1-4.1.6 додатки А1, Г)
Старш. наук. співроб., канд. геогр. наук	12.12.2022	Б.Ф. Христюк (підпункт 1.2.3.2; пункти 2.10.2-2.10.4)
Наук. співроб., канд. геогр. наук	12.12.2022	А.О. Докус (пункти 2.9.2, 2.9.4, 4.5.4, 4.5.6; підпункти 4.5.9.2, 4.5.9.4, 4.5.10.6)
Мол. наук. співроб.	12.12.2022	Л.В. Кущенко (підрозділи 1.4 (пункт 1.4.1), 2.8 (пункти 2.8.3-2.8.4), 4.3, 4.4; додаток Д)
Мол. наук. співроб.	12.12.2022	А.С. Мостій (підрозділ 2.9 (пункт 2.9.5); пункти 4.6.2,4.6.3,4.6.6, підпункт 4.5.9.3)
Мол. наук. співроб.	12.12.2022	О.С. Тимко (пункт 2.9.6, 4.6.4,4.6.5,4.5.8; підпункт 4.5.10.5)

Нормоконтролер

РЕФЕРАТ

Звіт про НДР: 766 с., 88 табл., 222 рис., 5 дод., 510 джерела.

ЕКСТРЕМАЛЬНИЙ СТІК, МЕЖЕННИЙ СТІК, ПАВОДКИ, ВЕСНЯНЕ ВОДОПІЛЛЯ, МОДЕЛЮВАННЯ, ПРОГНОЗУВАННЯ, ПОСУХИ, КЛІМАТИЧНІ ЗМІНИ

Об'єкт дослідження – максимальний та мінімальний стік середніх та малих річок Півдня України (басейни нижньої течії Дунаю, Дністра, Дніпра, Південного Бугу та Сіверського Дінця, річки Приазов'я).

Мета роботи – полягає в дослідженні формування екстремального високого та низького стоку річок Півдня України в умовах змін клімату та обґрунтування комплексної науково-методичної бази для визначення ймовірнісних та прогнозних величин стоку в період паводків і межені, які дозволять оцінити гідрологічні та екологічні ризики та надати рекомендації щодо врахування наслідків кліматичних змін для покращення соціально-економічного розвитку та забезпечення сталого водокористування у досліджуваному регіоні.

Методи дослідження - теоретичний аналіз гідрологічних процесів і явищ; статистична обробка гідрологічних характеристик; кластерний аналіз кліматичних показників; метод гармонійних вагів; географічне узагальнення гідрометеорологічних величин; просторовий синоптичний аналіз умов формування визначних паводків та тривалих бездощових періодів.

Одержані результати та їх новизна – здійснений аналіз фізико-географічних умов формування екстремального (паводкового та меженного) стоку річок Півдня України в сучасних умовах клімату і водного режиму; здійснено аналітичний огляд, обґрунтовано та реалізовано комплексний метод ймовірносно-прогностичного моделювання екстремальних гідрологічних явищ (максимального стоку паводків та водопіль та мінімального стоку) на річках Півдня України з урахуванням вихідних даних останніх років.

Умови одержання звіту: за договором. ОДЕКУ, 65016, м. Одеса, вул. Львівська, 15

ЗМІСТ

С.

Вступ 14

1 Аналітичний огляд стану наукових досліджень за тематикою розрахунків та прогнозування екстремального стоку річок ……... 19

1.1 Критичний огляд сучасної наукової літератури в галузі ймовірнісного моделювання екстремально високого стоку річок ……..……... 19

1.1.1 Сучасні методи розрахунків та моделювання максимального стоку паводків …… 22

1.1.2 Аналіз сучасної наукової літератури в галузі моделювання максимального стоку весняних водопіль ……..……..…… 36

1.1.3 Операторна модель формування максимального стоку дощових паводків та весняних водопіль умовах змін клімату ..…..…… 54

1.2 Аналіз сучасної наукової літератури в галузі територіального довгострокового прогнозування екстремального стоку річок ...……... 65

1.2.1 Сучасні методи територіального довгострокового прогнозування максимального стоку річок ……. 65

1.2.2 Аналіз науково-методичних підходів територіального довгострокового прогнозування меженного стоку річок …… 81

1.2.3 Світовий досвід сучасних закордонних досліджень в галузі математичного моделювання при прогнозуванні екстремальних характеристик паводків та межені ……..……..….. 88

1.2.3.1 Огляд закордонних математичних моделей для прогнозування стоку річок …… 88

1.2.3.2 Аналітичний огляд сучасного стану вітчизняних і закордонних досліджень в галузі коротко- та довгострокового прогнозування характерних рівнів води та обґрунтування регіональних методичних підходів на прикладі нижньої течії Дунаю …..…… 94

1.2.4 Аналіз методів досліджень гідрометеорологічних чинників в прогностичних методиках попереднього діагнозу водності річок весняного водопілля та меженного стоку річок …….…… 104
1.3 Індекси посух та їх застосування в кліматичному моделюванні …..…. 111
1.4 Науково-методичні підходи щодо застосування індексів посухв гідрологічних дослідженнях ……..…….…….. 125
1.4.1 Аналіз взаємозв'язку між індексами посух та меженним стоком річок Півдня України …….. 129
2 Фізико-географічні і статистичні характеристики умов формування екстремальних гідрологічних явищ на річках Півдня України ..…….. 133
2.1 Фізико-географічна характеристика та гідрологічна вивченість території Півдня України …… 133
2.2 Трансформація регіональних кліматичних умов на Півдні України на фоні глобального потепління клімату ……..……..….. 153
2.3 Клімато-статистичні особливості розподілу атмосферних опадів на Півдні України ……..…… 164
2.3.1 Кластеризація кількості атмосферних опадів по території України …….……. 166
2.3.2 Вплив атмосферних макропроцесів на просторовий розподіл опадів на Півдні України ……...…. 172
2.4 Методичні підходи дослідження однорідності і стаціонарності рядів спостережень …….… 180
2.4.1 Гідролого-генетичний аналіз часових рядів спостережень …..…. 180
2.4.2 Статистичний аналіз рядів спостережень за методом Indicators of Hydrologic Alteration …….……... 183
2.4.3 Вихідні матеріали ……. 186
2.5 Аналіз та результати дослідження просторово-часових тенденцій екстремального стоку річок Півдня України ……... 192
2.5.1 Максимальний стік ……..…… 192
2.5.2 Мінімальний стік …….. 198

2.5.3 Статистичні показники і тенденції водного стоку р. Південний Буг за методом Indicators of Hydrologic Alteration ……. 200
2.6 Дощові паводки на річках досліджуваної території …….. 207
2.6.1 Визначні паводки на річках Півдня України ……... 207
2.6.2 Синоптичні умови формування НМЯ та СМЯ на території Півдня України у 2010-2019 рр. …… 214
2.6.3 Статистичні характеристики дощових паводків на річках Півдня України ……. 231
2.6.4 Територіальний розподіл та узагальнення статистичних параметрів дощових паводків на річках Півдня України …… 239
2.7 Особливості формування весняного водопілля на річках Півдня України …… 242
2.7.1 Визначення статистичних параметрів максимальних витрат води весняного водопілля на річках Півдня України ……... 244
2.7.2 Визначення статистичних параметрів шарів стоку весняного водопілля на річках Півдня України ……... 245
2.7.3 Узагальнення статистичних параметрів характеристик весняного водопілля на річках Півдня України …… 246
2.8 Дослідження та аналіз умов формування меженного стоку на річках Півдня України …….. 251
2.8.1 Аналіз агрометеорологічних умов формування посух на Півдні України …… 262
2.8.1.1 Вплив посух на сільськогосподарське виробництво …… 262
2.8.1.2 Агрометеорологічні критерії оцінки посух …… 267
2.8.1.3 Сучасний стан зволоження території України ……. 270
2.8.2 Характеристика бездощових періодів в степових та лісостепових районах, як факторулітньо-осінньої межені на річках Півдня України ……. 281
2.8.3 Аналіз та узагальнення статистичних параметрів літньо-осінньої межені річок Півдня України …….. 289

2.8.4 Аналіз та узагальнення статистичних параметрів зимової межені річок Півдня України ……..…… 292
2.9 Визначення та узагальнення гідрометеорологічних чинників в прогностичних методиках попереднього діагнозу водності річок ……. 295
2.9.1 Визначення прогностичних предикторів для створення методичних розробок попереднього діагнозу гідрологічного режиму річок ….…….…….. 295
2.9.2 Узагальнення снігозапасів та опадів періоду весняного водопілля на басейнах річок Півдня України …… 298
2.9.3 Визначення сумарних вологозапасів весняного водопілля на басейнах річок в прогностичній методиці ……..…..…… 308
2.9.4 Узагальнення та визначення чинників втрат води зимового періоду та весняного водопілля на басейнах річок Півдня України ……..……. 313
2.9.5 Визначення прогностичних предикторів межені на річках Півдня України ……. 320
2.9.6 Створення електронної бази вихідних даних, аналізу та узагальнення гідрометеорологічних чинників для прогнозування меженного стоку річок Півдня України …..……. 330
2.10 Комплексний метод коротко- та довгострокового прогнозування характерних рівнів води нижньої течії Дунаю ……. 333
2.10.1 Режим рівнів води нижньої течії Дунаю ……...……. 333
2.10.2 Основні положення методу прогнозування характерних рівнів води ……..……. 336
2.10.3 Аналітично-експертна система «ІСТЕР» для прогнозування рівнів води на судохідній частині р. Дунай ……...… 341
3 Оцінка можливого впливу змін клімату на водні ресурси Півдня України за сценаріями глобального потепління ……..… 346
3.1 Сучасні математичні моделі оцінки водних ресурсів за метеорологічними даними та їх реалізація в межах України …..…… 347

3.2 Модель «клімат-стік» ……..……... 353
3.3 Водні ресурси Півдня України у базових кліматичних умовах (до 1989 р.) …… 357
3.4 Оцінка природних водних ресурсів в умовах кліматичних змін …..… 363
3.5 Осереднена статистична модель проекту EURO-CORDEX ……... 366
3.6 Оцінка змін кліматичних чинників формування стоку та водних ресурсів України за кліматичним сценарієм RCP4.5 …….. 367
3.7 Оцінка змін кліматичних чинників формування стоку та водних ресурсів України за кліматичним сценарієм RCP8.5 …….. 370
4 Комплексний метод ймовірносно-прогностичного моделювання екстремальних гідрологічних явищ на річках Півдня України ……... 374
4.1 Регіональна розрахункова методика визначення максимальних витрат води весняного водопілля рідкісної ймовірності перевищення з урахувнням змін клімату на Півдні України …… 375
4.1.1 Визначення та узагальнення параметрів схилового припливу підчас весняного водопілля ……. 375
4.1.2 Територіальний розподіл максимальних снігозапасів на початок весняного водопілля ……. 380
4.1.3 Обгрунтування та врахування опадів підчас весняного водопілля 385
4.1.4 Коефіцієнти стокоутворення в період весняного водопілля на річках Півдня України ……. 389
4.1.5 Трансформаційні функції стоку на схилах та в руслі ……... 393
4.1.6 Перевірні розрахунки з врахуванням можливих змін клімату за моделлю проекту EURO-CORDEX ……. 400
4.2 Регіональна розрахункова методики визначення максимальних витрат води дощових паводків рідкісної ймовірності перевищення на річках ПівдняУкраїни …… 408
4.2.1 Визначення максимальних модулів схилового припливу підчас проходження екстремальних дощових паводків на річках Півдня України …….. 409

4.2.2 Трасформація паводкових хвиль русловою мережою та заплавою річок …….. 417
4.2.3 Перевірні розрахунки з врахуванням сучасних вихідних даних по опадах теплого періоду року в басейнах річок Півдня України 420
4.3 Реалізація регіональної методики для визначення мінімальних витрат зимової межені на річках Півдня України …… 434
4.4 Реалізація регіональної методики для визначення мінімальних витрат літньо-осінньої межені на річках Півдня України ……... 451
4.5 Методика територіальних довгострокових прогнозів шарів стоку і максимальних витрат води, строків проходження водопіль річок Півдня України та встановлення їх ймовірнісних характеристик ……. 459
4.5.1 Науково-методична основа територіального довгострокового прогнозування максимального стоку річок ……... 459
4.5.2 Одержання параметрів прогностичної методики для шарів стоку та максимальних витрат води водопіль ……..... 463
4.5.3 Узагальнення параметрів прогностичної методики в межах районування території Півдня України …… 470
4.5.4 Методичні підходи до методики довгострокового прогнозу характеристик весняного водопілля річок Півдня України для невивчених річок …….. 472
4.5.5 Одержання прогнозних величин шарів стоку та максимальних витрат води …… 473
4.5.6 Встановлення допустимої похибки та оцінка методики територіального довгострокового прогнозу шарів стоку та максимальних витрат води весняного водопілля …….. 476
4.5.6.1 Результати оцінки ефективності методики довгострокового прогнозу шарів стоку та максимальних витрат води весняного водопілля …… 478

4.5.6.2 Корегування довгострокових прогнозів шарів стоку та максимальних витрат води весняних водопіль з урахуванням змін клімату …….. 482
4.5.7 Методика визначення ймовірнісних характеристик прогнозних шарів стоку та максимальних витрат води весняного водопілля річок Півдня України ……... 486
4.5.8 Територіальне представлення прогностичних величин максимального стоку весняного водопілля та їх ймовірнісних характеристик …… 488
4.5.9 Автоматизований програмний комплекс «Південний Буг» для ймовірнісно-прогностичного визначення характеристик весняного водопілля ……. 493
4.5.9.1 Основні принципи роботи програмного комплексу ……. 493
4.5.9.2 Результати прогнозу шарів стоку і максимальних витрат води весняного водопілля в програмному комплексі «Південний Буг ……..……. 497
4.5.9.3 Оцінка прогнозу шарів стоку і максимальних витрат води весняного водопілля в програмному комплексі «Південний Буг» та річок Нижнього Дніпра …… 498
4.5.9.4 Подальші перспективи використання та впровадження програмного комплексу «Південний Буг» ……. 501
4.5.10 Реалізація запропонованого ймовірнісно-прогностичного методу для прогнозування дат початку та настання максимальних витрат води в басейнах Півдня України …….. 502
4.5.10.1 Прогнозування дат початку весняного водопілля ……. 502
4.5.10.2 Прогноз дат максимальних витрат води весняного водопілля …….. 507
4.5.10.3 Визначення забезпеченості прогнозних дат у багаторічному розрізі …….. 510

4.5.10.4 Оцінка методики прогнозів строків проходження весняного водопілля в басейнах річок Півдня України …….. 511

4.5.10.5 Форма представлення очікуваних дат проходження весняного водопілля …… 513

4.5.10.6 Автоматизований програмний комплекс «Південний Буг» для ймовірнісно-прогностичного визначення строків проходження весняного водопілля …… 516

4.6 Методика теріторіальних прогнозів середньодекадних витарт води меженного періоду річок Півдня України та встановлення їх ймовірнісних характеристик ……..…….. 522

4.6.1 Методичні основи територіального прогнозування витрат води меженного періоду річок …… 522

4.6.2 Обґрунтуваннята аналіз прогнозних територіальних залежностей меженного стоку річок Півдня України ……. 526

4.6.3 Оцінка методики короткострокових прогнозів меженного стоку річок …….. 533

4.6.4 Методика визначення ймовірнісних характеристикпрогнозних величин меженного стоку річок Півдня України …….. 538

4.6.5 Картографічне представлення прогнозних модулів меженного стоку річок Півдня України та їх ймовірнісних характеристик 540

4.6.6 Апробація методу ймовірносно-прогностичного моделювання меженного стоку річок Півдня України на сучасних даних спостережень ……... 541

4.6.7 Апробація методу ймовірносно-прогностичного моделювання меженного стоку річок Півдня України на сучасних незалежних даних спостережень з урахуванням змін клімату …….. 549

Висновки ……...… 553

Перелік джерел посилання …….. 570

Додаток А Гідрометеорологічна мережа та періоди спостереження часових рядів екстремального стоку на річках Півдня України …… 631

Додаток Б Аналіз бездощових періодів та огляд синоптичних умов виникнення сильних і надзвичайних опадів на Півдні Україні з 2010 р. по 2020 р. ……..…… 641

Додаток В Розрахункові характеристики часових рядів спостереження дощових паводків на річках Півдня України ……. 698

Додаток Г Розрахункові характеристики часових рядів спостереження максимального стоку весняного водопілля на річках Півдня України …….……. 731

Додаток Д Розрахункові характеристики часових рядів спостереження мінімального стоку на річках Півдня України …..…… 759

ВСТУП

На Півдні України розташовані гирлові частини більшості річок країни і водночас регіон є недостатньо забезпечений водними ресурсами. Дослідження провідних українських та закордонних вчених показують, що найбільшого впливу кліматичних змін слід очікувати в зоні недостатньої водності, яка відповідає саме Півдню України. На території цієї зони протікають річки, що належать до басейну нижньої течії Дністра, Дніпра, Південного Бугу та Сіверського Дінця. Одним з небезпечних наслідків кліматичних змін є збільшення частоти та амплітуди небезпечних природних явищ, до яких в гідрологічному циклі можна віднести катастрофічні паводки різного походження та періоди тривалого низького стоку, які формуються внаслідок гідрологічних посух.

В останні роки у зв'язку з глобальними та регіональними змінами клімату на розглядуваній території спостерігається перерозподіл водних ресурсів, зокрема, зменшується стік весняного водопілля, що веде й до зменшення стоку межені; водночас зберігається ймовірність виникнення катастрофічних дощових паводків локального характеру на річках Півдня України. Таким чином, актуальною є задача розробки сучасних розрахункових і прогнозних методик для визначення максимального та мінімального стоку річок з урахуванням впливу змін клімату, що дає можливість ймовірнісної оцінки гідрологічних ризиків на території Півдня України і відносить її до пріоритетних напрямків розвитку науки в Україні і світі.

В основу виконаних наукових досліджень покладений генетичний підхід до визначення максимального та мінімального стоку річок при наявності, недостатності та відсутності вихідної інформації та прогнозування можливого впливу змін клімату на екстремально високий та низький стік річок з використанням даних кліматичного моделювання.

В роботі використані сучасні дані *глобального кліматичного моделювання*,а також методи комплексного географічного підходу до аналізу умов формування максимального та мінімального стоку річок: *теоретичний аналіз* гідрологічних

процесів і явищ; *статистична обробка* гідрологічних характеристик; *кластерний аналіз* кліматичних показників; *багатовимірний статистичний аналіз* атмосферних процесів; *метод гармонійних вагів*длядослідження динаміки показників посушливості; *географічне узагальнення* гідрометеорологічних величин; *просторовий синоптичний аналіз* умов формування визначних паводків та тривалих бездощових періодів.

В першому розділі представлений критичний огляд сучасної наукової літератури в галузі ймовірнісного моделювання екстремально високого стоку річок та територіального довгострокового прогнозування максимального та меженного стоку річок;аналітичний огляд сучасних гідрологічних та метеорологічних індексів посух з метою їх подальшого використання у розрахункових та прогнозних схемах для визначення мінімального та максимального стоку річок;встановленні недоліки і позитивні сторони діючих нормативних документів і регіональних методик.З метою обґрунтування методики визначення мінімальних витрат води в умовах коливань клімату розраховані *індекси посух* RDI, SDI, SPI з використанням сучасного програмного продукту - *калькулятор індексів посухи* (DrinC) та SPEI, проаналізований їх зв'язок з формуванням гідрологічних процесів в період межені.

Другий розділ присвячено опису фізико-географічних особливостей території Півдня України та аналізуі визначенню головних гідрометеорологічних чинників формування весняно-дощових паводків та зимової і літньо-осінньої межені в умовах сучасної зміни клімату. Проаналізовано просторово-часові тенденції екстремального стоку річок Півдня України. За методом *Indicators of Hydrologic Alteration* досліджено довготривалі зміни максимального стоку. Найбільш значимі зміни виявлено для великих повеней, тоді як для пульсацій високого стоку, навпаки, не було виявлено суттєвих змін. Загальні тенденції високого стоку показують, що з часом величини максимальних витрат води мають тенденцію до зменшення, а тривалість періодів з високим стоком зростає.

Надано опис та аналіз фізико-географічних умов формування визначних дощових паводків на досліджуваній території, зокрема й синоптичні умови формування НМЯ та СМЯ на території Півдня України у 2010-2019 рр. Визначені

сучасні статистичні характеристики весняного водопілля та особливості його формування на досліджуваній території.

Досліджено умови формування меженного стоку на річках Півдня України. Проаналізовані агрометеорологічні умови формування посух на Півдні України, зокрема розраховані такі показники посушливості як ГТК Селянінова, показники зволоження Шашко та Уланової. Представлена характеристика бездощових періодів в степових та лісостепових районах як факторалітньо-осінньої межені на річках Півдня України.

Виконаний порівняльний аналіз сучасних кліматичних характеристик на Півдні України. Проведене (з застосуванням статистичного підходу) дослідження просторового розподілу місячної кількості атмосферних опадів на Півдні України підтверджує існування телеконнекції між європейсько-середземноморськими (Північноморське-Каспійське коливання), північно-атлантичними (Північно-Атлантичне коливання) макропроцесами і формуванням опадів у зимовий, весняний, літній та осінній сезони на території, що досліджувалась. Отримані результати свідчать про складність та неоднозначність цих зв’язків в різні календарні сезони і в різних регіонах на Півдні України.

Визначені та узагальнені гідрометеорологічні чинники в прогностичних методиках попереднього діагнозу водності річок.

В третьому розділі з використанням моделі «клімат-стік» оцінено можливий вплив змін клімату на водні ресурси Півдня України, зокрема, середній багаторічний природний річний стік в майбутніх кліматичних умовах сценаріїв RCP4.5 та RCP8.5 (осереднена модель проекту EURO-CORDEX) для періоду 2021-2050 рр.

В четвертому розділі представлені результати розробки та практичної реалізації комплексного методу ймовірносно-прогностичного моделювання екстремальних гідрологічних явищ (максимального стоку паводків і водопіль та мінімального стоку) на річках Півдня України з урахуванням вихідних даних останніх років.

Для нормування розрахункових характеристик максимального стоку весняних водопіль та дощових паводків на річках в сучасних умовах обґрунтовані методичні підходи стосовно визначення й узагальнення розрахункових характеристик запропонованої науково-методичної бази. Зокрема, реалізація запропонованої нормативної бази здійснена на прикладі річок Півдня України. Ймовірнісна оцінка отриманих характеристик дозволила визначати ступінь гідрологічного ризику від проходження весняних водопіль та дощових паводків на різні періоди часу - 1 раз на 100, 33, 20 та 10 років; з метою врахування змін клімату при гідрологічних розрахунках екстремальних стокових величин запропоновані науково-методичні рекомендації щодо визначення поправкових коефіцієнтів. Оцінено можливий вплив змін клімату на максимальний стік весняного водопілля річок Півдня України в майбутніх кліматичних умовах сценаріїв RCP4.5 та RCP8.5 (осереднена модель проекту EURO-CORDEX) для періоду 2021-2050 рр.

Оновлена та реалізована методика визначення основних розрахункових характеристик мінімального стоку невивчених у гідрологічному відношенні річок в межах досліджуваної території, враховуючи обмеженість вихідної інформації по стоку, особливо по невеликих водотоках, де матеріали спостережень, зазвичай, майже завжди відсутні;

Виконано розробку, оцінку та реалізацію методики територіальних довгострокових прогнозів екстремальних максимальних характеристик весняного водопілля (шарів стоку та максимальних витрат води) весняного водопілля на річках Півдня України при передчасному визначенні типу розвитку майбутніх весняних процесів за комплексом взаємодіючих факторів водопілля (загальних запасів води в сніговому покриві перед початком весни та рідких опадів періоду водопілля, глибин промерзання та вологості ґрунтів, температури повітря періоду сніготанення, виражених у безрозмірних величинах) при використанні дискримінантного аналізу, а далі встановлення самих значень прогнозних характеристик (максимальних витрат води та шарів весняного стоку) по регіональних залежностях;

Виконана адоптація *автоматизованого програмного комплексу «Південний Буг»* для ймовірнісно-прогностичного визначення характеристик весняного водопілля річок Півдня України.

Обґрунтовано і практично реалізовано ймовірнісно-прогностичний метод для прогнозування меженних витрат води (літнього, осіннього та зимового періодів) на основі побудови регіональних залежностей середньодекадних модулів стоку від попередніх витрат води для річок Півдня України (річок Південного Бугу, північно-західного Причорномор'я та Нижнього Дніпра) з урахуванням кліматичних закономірностей розподілу опадів територією та встановлення ймовірнісних характеристик меженних витрат води у багаторічному періоді.

1 АНАЛІТИЧНИЙ ОГЛЯД СТАНУ НАУКОВИХ ДОСЛІДЖЕНЬ ЗА ТЕМАТИКОЮ РОЗРАХУНКІВ ТА ПРОГНОЗУВАННЯ ЕКСТРЕМАЛЬНОГО СТОКУ РІЧОК

1.1 Критичний огляд сучасної наукової літератури в галузі ймовірнісного моделювання екстремально високого стоку річок

Збільшення небезпечних природних явищ у період глобальних кліматичних змін спостерігається в останні десятиріччя практично в усьому світі. За оцінками провідних експертів за останні роки на нашій планеті стали частіше спостерігатися екстремальні погодні явища, які мають негативний вплив на розвиток світової економіки. Протягом 1998 та 2017 років повені в усьому світі спричинили економічний збиток понад 650 мільярдів доларів США та призвели до близько 1 420 000 жертв [1]. За період 2009-2018 рр. кількість катастрофічних природних явищ склала 343, а за один 2019 рік – 396 [2].

Серед цих небезпечних природних явищ екстремальні паводки становлять значну загрозу для людського суспільства, економіки та навколишнього середовища, спричиняючи людські втрати [3]-[6]. За останні роки повені різного походження були найзгубнішим видом катастроф, на які припадало 43,5 % смертей, на другому місті - екстремальні температури 25 % (головним чином через хвилі тепла в Європі) та шторми - 21,5 %. Найбільша кількість людей постраждали від штормів, які становлять 35 % від загальної кількості постраждалих, за ними йдуть повені – 33 % та посухи – 31 %. Зокрема в Європі, за даними Європейської агенції з навколишнього середовища [2] у країнах-членах ЄЕП загальні звітні економічні втрати, спричинені погодними та кліматичними екстремальними явищами за період 1980-2017 рр., становили приблизно 453 млрд. євро. Середні щорічні економічні втрати в країнах-членах ЄЕП варіювали від 7,4 млрд. євро за 1980-1989 рр. до 13,0 млрд. євро (2010-2017 рр.). До найдорожчих кліматичних екстремальних явищ у державах-членах ЄС віднесені повені 2002 року в Центральній Європі (понад 21 млрд. євро), посуха та

хвилі тепла у 2003 році (майже 15 млрд. євро), а також зимовий шторм Лотар 1999 року та повінь в Італії та Франції у жовтні 2000 р. (обидва - 13 млрд. євро).

Ймовірно, що зростання частоти сильних повеней в усьому світі [7]-[10] викликано недавніми глобальними змінами клімату [9]. Зміна клімату викликала занепокоєння щодо збільшення річкових паводків внаслідок більшої водоутримуючої здатності теплішої атмосфери. Будь-які зміни в річкових паводках мають довгострокові наслідки для розробки заходів захисту від повеней та зонування ризику повеней. Однак існуючі дослідження не змогли виявити послідовного сигналу кліматичних змін континентального масштабу під час спостережень за повенями в Європі через обмежений простір охоплення та кількість гідрометричних станцій. Отже в свої подальших дослідженнях дослідницька команда під керівництвом проф. Блошля [11], [12] продемонструвала чіткі регіональні закономірності як збільшення, так і зменшення стоку спостережуваних річкових паводкових за останні п’ять десятиліть у Європі, що є проявом зміни клімату. Ці результати отримані із найповнішої бази даних європейських повеней, й свідчать про те, що:

- збільшення осінніх та зимових опадів призвело до збільшення повеней на північному заході Європи;
- зменшення кількості опадів і збільшення випаровування призвели до зменшення повеней на середніх і великих водозборах у південній Європі;
- зменшення снігового покриву та танення снігу внаслідок підвищення температури призвели до зменшення повеней у Східній Європі.

Регіональні тенденції максимальних витрат повеней у Європі коливаються від збільшення приблизно на 11 % на десятиліття до зменшення на 23 %. Отже, незважаючи на просторову та часову неоднорідність спостережень, визначені зміни повені в цілому узгоджуються з прогнозами кліматичних моделей за сценарієм RCP4.5 на наступне століття, що свідчить про те, що кліматичні зміни вже відбуваються, і підтверджує необхідність розгляду зміни клімату під розробки планів управління ризиками підчас повеней [12].

З іншого боку, аналізуючи дані з усього світу з 1980 по 2009 рік, стає очевидним, що терміни повеней також змінюється [11]. Наприклад, у північно-східній та західній Європі дати повеней змінюються на більш рінні [11]. У США, зокрема, кількість екстремальних опадів зросла з 1900 року (Kunkel 2003), що спричинило загальне збільшення частоти повеней у центральній частині США [13]-[15]. Незважаючи на те, що загальновідомо, що частота повеней зросла, зміна величини самих паводків залишається недостатньо дослідженою [16]. Повені у 2019 році вздовж річок Міссісіпі, Міссурі та Арканзас завдали збитків у розмірі 20,3 млрд. доларів, що переважно вплинуло на сільське господарство, дороги, мости, насипи, греблі та іншу інфраструктуру [17]. Ці події, ймовірно, були викликані сильними опадами під час більш вологої частини зимового сезону, коли теплий дощ, який випав над снігом, викликав раннє та прискорене його танення [11]. Повінь 2019 року можна описати як попередньо обумовлену складну кліматичну подію, під час якої кілька погодних явищ діють спільно, викликаючи катастрофу. Хоча такі складні події трапляються часто, кількісне розуміння їх частоти, величини та впливу залишається недостатньо вивченим [18].

Отже, значні економічні втрати та потенційна небезпека від екстремальних природних явищ викликають до них величезний інтерес вчених у всьому світі та нагальну необхідність їх вивчення, систематизації та моделювання з метою ймовірнісного та оперативного прогнозування. Вивченням проблеми формування стоку в різні його періоди та прогнозування екстремальних гідрологічних явищ займаються й автори даного дослідження, основою досліджень яких є ряд теоретичних субмоделей [19], запропонованих в залежності від природних умов формування стоку та його генезису [20]-[26].

Серед результатів останніх 5-ти років слід відмітити дослідження групи європейський вчених щодо шляхів зменшення ризику повеней у Європі [27], оцінку впливу змін клімату на гідрологічні екстремальні явища - паводки та посухи на території Польщі [28]; ґрунтовне сумісне дослідження європейських вчених щодо впливу кліматичних змін на водні ресурси найбільшої водної артерії Європи – басейну Дунаю [29]. Аналогічні за тематикою дослідження виконані на

прикладі річок Алжиру [30]-[31], Канадських Прерій [32] та країн Латинської Америки [31]. В Україні дослідженням впливу кліматичних змін на водний режиму річок активно займаються вчені КНУ ім. Тараса Шевченка сумісно з колегами з Потсдамського інституту вивчення впливу клімату [33], представники Українського гідрометеорологічного інституту [34] та Одеського державного екологічного університету [35].

1.1.1 Сучасні методи розрахунків та моделювання максимального стоку паводків

Нормативні документи для розрахунку максимального стоку дощових паводків на території України. Детальний огляд нормативних документів в галузі гідрологічних розрахунків представлений авторами в [36]. В даному розділі зосереджено увагу на методичних питаннях, пов’язаних із розрахунками максимального стоку дощових паводків річок.

За радянських часів одним з перших нормативних документів був «Указания по определению расчетных гидрологических характеристик» (СН 435-72). У процесі його підготовки використані розробки провідних гідрологів того часу - Г.А. Алексеєва, А.М. Бефані, С.М. Крицького, М.Ф. Менкеля, Д.Л. Соколовського, М.М. Чегодаєва та ін. і великого колективу ДГІ (Ленінград) під керівництвом д-ра техн. наук О.І. Чеботарьова.

Подальший розвиток СН 435-72 відбувся в новій його редакції – «Определение расчетных гидрологических характеристик», СНіП 2.01.14-83 (ДГІ, Ленінград).

В обох нормативних документах, залежно від наявності гідрометричної інформації про режим річок, розглядаються такі розрахункові схеми:

- за наявності даних спостережень безпосередньо на цих річках;

- за недостатньої кількості гідрометричних спостережень шляхом приведення даних до багаторічного періоду за допомогою річок-аналогів з більш тривалими рядами спостережень;

- за відсутності даних гідрометричних спостережень – за допомогою формул із використанням даних річок-аналогів або інтерполяцією.

За умови належного обґрунтування дозволяється використання й інших методів розрахунку з оцінкою їх надійності і точності. При цьому оцінку точності необхідно здійснювати на незалежному матеріалі гідрометричних спостережень.

Залежно від розміру водозборів для розрахунку максимальних витрат води дощових паводків і СН 435-72, і СНіП 2.01.14-83 рекомендують різні структури. Так, при $F > 200$ км^2 необхідно користуватися формулою редукційного типу [37]

$$Q_p = q_p F = \frac{q_{200}}{(F/200)^{n_1}} \lambda_p \delta_1 \delta_2 \delta_3, \qquad (1.1)$$

де q_{200} – модуль максимальної миттєвої витрати води щорічної ймовірності перевищення P=1 % при $\delta_1=\delta_2=\delta_3=1$, приведений до умовної площі водозбору, що дорівнює 200 км^2;

λp – перехідний коефіцієнт від максимальних миттєвих витрат води щорічної ймовірності перевищення $P = 1$ % до максимальних витрат води інших ймовірностей перевищення $P\%$;

δ_1 – коефіцієнт для врахування впливу водойм проточного типу;

δ_2 – коефіцієнт, що враховує зниження максимальних витрат води під впливом заболоченості водозборів;

δ_3 – коефіцієнт для врахування зниження максимальних витрат води під впливом агротехнічних заходів.

За наявності річок-аналогів розрахунки Q_p проводяться за формулою:

$$Q_p = (q_{pa}\delta_2\delta_3 / \delta_{2a}\delta_{3a})(F_a / F)^{n_3}, \qquad (1.2)$$

де δ_2, δ_3 і δ_{2a}, δ_{3a} – коефіцієнти, відповідно, для досліджуваної річки й річки-аналога.

Сфера застосування формули (1.2) обмежена умовою:

$$k_{\Phi} \leq 1{,}5 k_{\Phi,a} \ . \tag{1.3}$$

Коефіцієнти форми водозборів досліджуваної річки k_{Φ} і аналога $k_{\Phi,a}$ обчислюються за формулою:

$$k_{\phi} = L / F^{0{,}56}, \tag{1.4}$$

де L – довжина досліджуваної річки й аналога від найбільш віддалених точок на водозборі з площею F.

Максимальні миттєві витрати води річок дощових паводків $Q_{P\%}$ (м^3/с) для водозборів із площами, меншими ніж 200 км^2, слід визначати за формулою:

$$Q_{P\%} = A_{1\%} \eta H_{1\%} \delta \lambda_{P\%} F \ , \tag{1.5}$$

де $A_{1\%} = 16{,}67 \overline{\psi}(\tau)$ – максимальний модуль стоку щорічної ймовірності перевищення $P = 1\%$, виражений у частках добутку $\eta H_{1\%}$ при $\delta = 1$. Визначається за таблицею [37] залежно від гідроморфологічної характеристики русла досліджуваної річки Φ, тривалості схилового добігання t_{cx} і району;

$H_{1\%}$ – максимальний добовий шар опадів ймовірністю перевищення P, що дорівнює 1 %; визначається за даними найближчих до басейну досліджуваного водотоку метеорологічних станцій, що мають найбільшу тривалість спостережень або за картою;

η – збірний коефіцієнт стоку, що визначається за формулою

$$\eta = \frac{C_2 \eta_0}{(F+1)^{n_3}} \left({}^{2}\hat{a} \big/ 50 \right)^{n_2} \; ; \qquad (1.6)$$

C_2 – емпіричний коефіцієнт, який приймається для території України на рівні 1,3;

η_0 – збірний коефіцієнт стоку для водозборів із площею F =10 км^2;

$I_в$ – середній ухил водозборів, що дорівнює 50 ‰;

n_2 і n_3 – степеневі показники.

Гідроморфометрична характеристика русла досліджуваної річки Φ визначається за формулою

$$\Phi = 1000L \Big/ \left[m_p I_p^m F^{1/4} (\eta H_{1\%})^{1/4} \right], \qquad (1.7)$$

де m_p – гідравлічний параметр русла, що приймається за таблицею [37];

m – степеневий показник, що визначається за таблицею [37];

I_p – середньозважений ухил русла річки, ‰ ;

L – довжина річки, км;

F – площа водозбору, км^2.

Збірний коефіцієнт стоку η для рівнинних річок за наявності річки-аналога визначається за формулою:

$$\eta = \frac{q_{1\%}}{16{,}67 \overline{\psi}(\tau_\delta) \delta H_{1\%}} \left(\frac{I_в}{I_{в.,а.}} \right)^{n_2} \left(\frac{F_a + 1}{F + 1} \right)^{n_3} , \qquad (1.8)$$

де $q_{1\%}$ – модуль максимальної миттєвої витрати води річки-аналога щорічної ймовірності перевищення P = 1 %, м^3/(с·км^2);

$16{,}67\overline{\psi}(\tau_б)$ – ординати кривих редукції опадів, що визначаються за таблицею;

$I_в, I_{в.,а}$ – відповідно для досліджуваної річки й річки-аналога середній ухил водозбору, ‰;

n_2 – приймається за таблицею;

n_3 – приймається для лісової зони на рівні 0,07, для решти природних зон – 0,11;

$\tau_б$ – тривалість басейнового добігання (хв.), що визначається за формулою:

$$\tau_б = 1{,}2 t_p^{1{,}1} + t_{сх}, \tag{1.9}$$

t_p – тривалість руслового добігання (хв), що визначається за формулою:

$$t_p = 1000L \Big/ \left[m_p I_p^m F^{1/4} q_{1\%}^{1/4} \right]; \tag{1.10}$$

$t_{сх}$ – тривалість схиловогодобігання (хв).

Збірний коефіцієнт стоку η для рівнинних річок за відсутності річок-аналогів визначається за формулою (1.8).

За різної крутизни схилів або значної різниці ґрунтів досліджуваного водозбору збірний коефіцієнт η слід визначати як середньозважене значення.

Для середнього ухилу водозбору *Iв,* більшого за 150 ‰, збірний коефіцієнт стоку η визначається за формулою, як при *Iв*= 150 ‰ , і приймається постійним незалежно від значення *Iв* .

Після виходу у світ нормативних документів СН 435-72 і СНіП 2.01.14-83, теоретичні дослідження, по суті, були згорнуті, а замість них у регіональних гідрометеорологічних наукових підрозділах велися, головним чином, уточнення й деталізація параметрів, що входять до згаданих нормативних документів [38]. Несприятливою обставиною було й нормування характеристик максимального стоку на річках великих регіонів із використанням базових структур, які ні з

теоретичної, ні з методичної сторін не можна визнати оптимальними. Опора тільки на стокову інформацію, до того ж, не дає можливості надійно обґрунтувати розрахункові характеристики паводків на річках Півдня України, де в межах Причорноморської низовини фактично відсутня стаціонарна гідрологічна мережа не тільки на малих, але й на середніх за розмірами водозборах [39].

Викладене є підставою для висновку про актуальність розробки нових теоретичних і методичних підходів до нормування характеристик максимального стоку, що дозволяють урахувати основні фактори його формування, а також спираються не тільки на стокову, а й на метеорологічну інформацію.

Ще одною обставиною, що стимулює розвиток досліджень у галузі максимальною стоку річок України, послужило прийняття Російським державним гідрологічним інститутом (основний розробник СП 435-72 і СНіП 2.01.14-83) чергового нормативного документа – СП 33-101-2003 [40]. Таким чином, усе ще використовуваний в Україні СНіП 2.01.14-83 можна вважати таким, що фактично втратив свою юридичну чинність.

З метою перевірки на відповідність чинного в Україні СНіП 2.01.14-83 сучасним розрахунковим величинам максимальних витрат води в монографії [41] були виконані відповідні порівняння на даних спостережень від їх початку до 2010 року, включно. У своїй більшості $Q_{1\%(\text{СНіП 2.01.14-83})}$ суттєво перевищують $Q_{1\%(2010)}$. Коефіцієнт перевищення $Q_{1\%(\text{СНіП 2.01.14-83})}/Q_{1\%(2010)}$ становить у середньому 3,34, а по р. Калець –х. Перемога він сягає 18,1. На погляд авторів, такі розбіжності пов’язані з вихідними даними, які покладені в основу СНіП 2.01.14-83.

Після 2010 року на річках Півдня України продовжують спостерігатися доволі високі, а іноді й катастрофічні паводки, наприклад на р. Когільник у 2013 році, які не увійшли до розрахунку. Отже представляє інтерес виконати порівняння з урахування даних останніх років, а також є свідченням необхідності подальшого вдосконалення чинної нормативної бази в області максимального стоку дощових паводків на території Півдня України. Причому, стосується це як

теоретичної основи, так і методичних підходів, пов’язаних із узагальненням розрахункових характеристик.

Рекомендації ВМО щодо визначення розрахункових характеристик паводків. Згідно ВМО-№ 168 [42]-[43], вибір методу для визначення розрахункового паводка залежить від виду, кількості та якості наявних гідрологічних даних.У загальному випадку найкращим є той метод, який дозволяє використовувати найбільшу кількість необхідної інформації з наявних даних.

Перш за все - це *емпіричні методи*. За допомогою емпіричних формул можна отримати прості залежності між змінними паводків (зазвичай, максимальними витратами води) і факторами їх формування, представлених різними гідроморфологічними і метеорологічними змінними.

Недоліки:

- застосування емпіричних формул зазвичай обмежується тим районом, для якого вони були розроблені, тому їх слід використовувати з великою обережністю і тільки тоді, коли не можна застосувати більш точні методи;

- труднощі оцінки періоду повторюваності, отриманого на їх основі.

Детерміновані моделі (моделі опадів і трансформації річкового стоку) використовуються для генерування розрахункових паводків на основі імітації фізичних процесів, які формують паводки. За своєю сутністю, вони такі ж, як і ті, що використовуються для генерування основних процесів стоку.Моделі повинні забезпечувати точне відтворення об’єму, максимальних витрат води і форми гідрографів окремих паводків, що відповідають реальним умовам випадання опадів і сніготанення.

Ймовірнісні методи. Одними з головних питань при генеруванні розрахункових паводків єоцінка ризиків, пов'язаних з появою паводків більш високих, ніж розрахункові.

Оцінка таких ризиків є важливою, зважаючи на їх соціальну, екологічну та економічну значущість (наприклад, при визначенні розмірів страхування від паводків; при оцінці зон затоплення або контролю якості води). Оскільки паводки

є ймовірнісним явищем, їх величина і час появи в майбутньому не можуть бути передбачені. Існує тільки можливість оцінити їх на ймовірнісній основі, тобто отримати оцінку ймовірності, що паводок даної величини буде перевищений протягом певного періоду часу.

Методи розрахунку при відсутності даних. При відсутності метеорологічних даних або даних про стік, узагальненіоцінки повинні бути отримані методом аналогії, приймаючи за аналоги максимально можливі опади у східних за кліматичними умовами регіонах, по яких є дані спостережень. Такі узагальнені оцінки можна робити з достатнім ступенем надійності для рівнинних територій. Однакбільшість середніх і великих гребель розташована в регіонах, де на величину дощових опадів впливає зміна висоти та інші фактори рельєфу. Транспозиція оцінок в такі регіони з будь-яких інших є менш надійною, що свідчить про необхідність організації метеорологічнихі гідрометеорологічних вимірювань так скоро, як можливо в самому басейні, де реалізується проект, і поблизу від нього [44]-[45].

Моделі опади-стік. Якщо для досліджуваного водозбору можна встановити досить тісний зв'язок між опадами і стоком, такий зв'язок у поєднанні з даними про дощові опади може дати більш надійну оцінку забезпеченості високого стоку, ніж регіональна формула з розрахунку паводків або екстраполяції на підставі обмежених даних про стік.

Індекс попереднього зволоження. Цей метод був розроблений, головним чином, для цілей прогнозу річкового стоку і широко застосовується для різних водозборів і різних умов [46], [47]. Застосування його для конкретного басейну вимагає наявності даних спостережень за дощовими опадами і стоком по великому числу злив.

Щоб визначити об’єм стоку, сформованого окремою зливою, необхідно розчленувати гідрограф на окремі складові.

Побудова одиничного гідрографа за допомогою синтетичних методів. Процедура побудови одиничного гідрографа, розроблена Снайдером [48], заснована на аналізі великого числа басейнів і одиничних гідрографів з метою

отримання залежностей між формою одиничного гідрографа і об'єктивними фізичними характеристиками водозборів.

Метод ізохрон. Метод ізохрон є відображенням однієї з перших концепцій про формування стоку з басейну. Площа басейну може бути розділена назони, з яких відбувається послідовне надходження води до замикаючому створу. Щоб визначити функцію розподілу, необхідно спочатку розрахуватиабо задати середній час добігання або середню швидкість стікання і відповідно до цього побудувати карту ізохрон в басейні. Потім за допомогою планіметравизначається площа кожної зони, і отримані величини наносяться на графікдля відповідних значень часу добігання.

Методика, заснована на регресії. Для оцінки величини паводочної витрати води, яка матиме місце в середньому один раз в T років і позначеної Q_{tp}, можна скористатися регресійними методами з використанням фізичних і кліматичних характеристик водозборів [49]-[52]. Параметри рівнянь, що зв'язують Q_{tp} з характеристиками водозбору, можна отримати за допомогою звичайного методу найменших квадратів [49]-[52], зважених найменших квадратів [39] або узагальнених найменших квадратів [40]. Останні два підходи використовуються з метою усунення недоліків, що мають місце при використанні звичайного методу найменших квадратів.

Останній не враховує різних похибок визначення характеристик паводків, які обумовлені різною тривалістю рядів спостережень за окремими станціям. Таскер [53] запропонував використовувати метод зважених найменших квадратів з дисперсією похибок визначення спостережених характеристик паводків, розрахованих як зворотні функції тривалості рядів. Метод узагальнених найменших квадратів дозволяє врахувати як неоднакову надійність, так і неоднакову кореляцію між характеристиками паводків, отриманих за окремими пунктами. Використовуючи метод Монте-Карло, Штедінгер і Таскер [54] показали, що метод узагальнених найменших квадратів забезпечує більш точні оцінки коефіцієнтів регресії, їх більшу надійність і кращі оцінки похибок моделі.

Регіональні методики в галузі розрахунку максимального стоку дощових

паводків. Широко розповсюджена в Україні формула, запропонована П.Ф. Вишневським [55]. Виводиться вона зі схеми руслових ізохрон:

$$Q_t = h_1 f_{t_p} + h_2 f_{t_p - 1} + ... + h_{t_p - 1} f_2 + h_{t_p} f_1 , \qquad (1.11)$$

де Q_t – витрати води;

$h_1, h_{2,}, ..., h_m$ – інтенсивність стокоутворення;

$f_1, f_2, ..., f_m$ – міжізохронні площі

Прийнявши розрахунковий інтервал таким, що дорівнює 10 хв., він вводить параметр у вигляді максимальної інтенсивності h_m за 10 хв. Далі h_i і f_i виражаються ним у відносних величинах: (h_i / h_m) і (f_i / F). Тоді (1.11) може бути зведене до простого рівняння

$$q_m = h_m \varphi_1, \qquad (1.12)$$

де φ_1 – редукційний коефіцієнт

$$\varphi_1 = \frac{h_1}{h_m} \frac{f_{t_p}}{F} + \frac{h_2}{h_m} \frac{f_{t_p - 1}}{F} + ... + \frac{h_{t_p - 1}}{h_m} \frac{f_2}{F} + \frac{h_{t_p}}{h_m} \frac{f_1}{F} . \qquad (1.13)$$

У розрахунковому варіанті φ_1 для річок розглядуваної території дорівнює [56]-[58]:

- при tp/T_0<1,0

$$\varphi_1 = \frac{1,44}{1 + 2,35 \frac{t_p}{T_0}}; \qquad (1.14)$$

- при $tp/T_0 \geq 1{,}0$

$$\varphi_1 = \frac{1{,}35}{1 + 2{,}14\dfrac{t_p}{T_0}}. \qquad (1.15)$$

Оскільки базова модель не повністю враховує всі ефекти трансформації, П.Ф. Вишневський [55] в (1.12) вводить декілька редукційних коефіцієнтів, після чого вона набуває вигляду:

$$q_m = 1{,}67 h_m \varphi_1 n' r r_1 k', \qquad (1.16)$$

де n' – коефіцієнт, що враховує вплив лісів і боліт:

$$n' = \frac{t_p + T_0}{t_p + m_c T_0}; \qquad (1.17)$$

r – коефіцієнт зарегульованості максимального стоку озерами й водосховищами;

r_1 – коефіцієнт зарегульованості максимального стоку широкими заплавами:

$$r_1 = \frac{0{,}86}{\gamma^{0{,}2}}, \qquad (1.18)$$

γ – відносна площа заплав (в частках від F);

k' – ураховує нерівномірність і неповноту охоплення басейну зливою:

$$k' = \frac{4.8}{F^{0.28}} \quad . \qquad (1.19)$$

Для річок із площами водозборів до 550 км^2 k_1=1,0; для всіх річок досліджуваного району із площами водозборів більшими ніж 550 км^2 у процесі розрахунків витрат води дощових паводків необхідно вводити коефіцієнт η_1, що обчислюється за формулою (1.18).

Тривалість водовіддачі максимального зливового стоку для досліджуваної території приймається такою, що дорівнює 2 годинам. Тривалість добігання паводка (у годинах) визначається за формулою:

$$t_p = 24\frac{L}{v}, \tag{1.20}$$

де L – довжина водотоку по найбільш довгому припливу з урахуванням вододільного схилу, км;

v – швидкість добігання піка паводка по довжині річки в км/добу, що обчислюється за формулою:

$$v = 13 Q_m^{1/3} I^{1/4}, \tag{1.21}$$

I – середньозважений ухил водотоку, в ‰ ;

Q_m – максимальна витрата води, в м^3/с.

Коефіцієнт впливу залісеності і заболоченості на максимальний стік m_c розраховується за виразом:

$$m_c = 1 + \alpha\frac{f_л}{F} + \frac{f_б}{F}, \tag{1.22}$$

де $f_л$ – площа водозбору, зайнята лісами;

$f_б$ – площа водозбору, зайнята болотами;

α – коефіцієнт, що враховує склад лісових насаджень: для листяних порід α = 0,7, для хвойних – α = 1,0.

Коефіцієнт *r*, що враховує регулювальний вплив ставків і водосховищ, обчислюється за наближеною формулою того ж типу, що й відома формула Д.І. Кочерина [59],

$$r = 1 - \frac{10_{\Omega} H_c}{F Y_m}, \tag{1.23}$$

де Ω – сумарна площа водного дзеркала ставків у даному розрахунковому водозборі, га;

H_c – висота регулювального шару води в ставках, м;

Y_m – максимальний шар зливового стоку на площі водозбору, мм.

Якщо на водозборі вище від розрахункового створу є декілька ставків і водосховищ, то коефіцієнт зарегулювання зливового стоку обчислюється за формулою:

$$r = 1 - \frac{V_1 f_1 + V_2 f_2 + ... + V_m f_m}{W_1 f_1 + W_2 f_2 + ... + W_m f_m} \left[1 - (1 - \frac{F_c}{F})^n \right], \tag{1.24}$$

де $V_1, V_2, ..., V_m$ – регулювальні об’єми окремих ставків або водосховищ;

$f_1, f_2, ..., f_m$ – водозбірні площі окремих ставків або водосховищ, обмежені створами розташованих вище гребель;

$W_1, W_2, ..., W_m$ – об’єми стоку;

$F_c = f_1 + f_2 + ... + f_m$ – сумарна площа, стік із якої регулюється всіма розташованими вище ставками й водосховищами;

F – площа всього водозбору до розрахункового створу;

n – показник степені (для зливових паводків прийнятий 0,50).

Якщо на водозборі наявне тільки одне водоймище, то розрахункова формула (1.24) набуває такого вигляду:

$$r = 1 - \frac{V_1}{W_2}\left[1 - (1 - \frac{f_1}{F})^n\right]. \qquad (1.25)$$

Методика, що рекомендується для нормування характеристик максимального стоку дощових паводків на Півдні України. На підставі наведеного вище аналізу сучасних розрахункових методів у галузі максимального стоку річок і тих недоліків, які їм притаманні, в даному дослідження пропонується для подальшого використання найбільш досконала, на наш погляд, структура [22], [23]

$$q_m = q'_m \psi\left({t_p}/{T_0}\right)\varepsilon_F, \qquad (1.26)$$

де q_m – розрахунковий модуль стоку;

q'_m – максимальний модуль схилового припливу

$$q'_m = \frac{n+1}{n}\frac{Y_m}{T_0}; \qquad (1.27)$$

$\psi\left({t_p}/{T_0}\right)$ – трансформаційна функція розпластування паводкових хвиль під впливом тривалості руслового добігання, яка визначаєтьсязалежно від співвідношень між t_p і T_0 [41].

З огляду на те, що на території Півдня України не досить розповсюдженою є гідрологічна мережа спостережень, доцільно було б до методики залучити матеріали спостережень за атмосферними опадами теплого періоду. Тоді (1.27) можна представити наступним чином:

$$q'_m = \frac{n+1}{n}\frac{H_m \eta_o}{T_0}, \tag{1.28}$$

де H_m – максимальна кількість опадів за дощ;

η_0 – коефіцієнт схиловогостокоутворення

$$\eta_0 = \frac{Y_m}{H_m}; \tag{1.29}$$

Y_m – шар стоку

$$Y_m = S_m - R_\tau, \tag{1.30}$$

S_m – шар схиловогостокоутворення за дощ;

R_τ – втрати схиловогостокоутворення у фазі спаду, тобто після закінчення дощу;

H_m – шар дощових опадів.

Формула (1.26) рекомендується для нормування розрахункових характеристик максимального стоку дощових паводків у басейнах річок Півдня України, незалежно від розміру водозборів.

1.1.2 Аналіз сучасної наукової літератури в галузі моделювання максимального стоку весняних водопіль

Звичайні вимірювання змін запасів води в снігу не дають задовільних результатів, головним чином, через суттєві похибки при спостереженнях і взятті проб. Послідовне взяття проб снігу на місцевості пов'язане з одержанням

мінливих даних в часі і просторі. Є дві додаткові і вимушені причини, чому сніготанення необхідно розраховувати, а не спостерігати. Одна з них пов'язана з прогнозуванням стоку, коли вигідніше прогнозувати фактори сніготанення, а не просто чекати його результатів. Друга причина, пов'язана, зокрема, з проектуванням і плануванням, полягає в необхідності екстраполяції екстремальних величин сніготанення на основі фізичних процесів.

Сумарний стік весняного водопілля рівнинних басейнів залежить від запасів води в сніговому покриві до початку сніготанення, кількості опадів, що випали після початку сніготанення, та кількості води, витраченої на інфільтрацію і випаровування з річкових басейнів. Перший фактор можна визначити шляхом вимірювань. Другий фактор – кількість опадів, які випали після початку сніготанення – можна визначити методом прогнозу або ймовірнісним способом, або за середніми значеннями кліматичних характеристик.

Третій фактор – втрати талого стоку в басейні – визначається інфільтраційною здатністю ґрунту та ємністю поверхневих понижень, включаючи крупні некапілярні пори у верхньому шарі ґрунту. Втрати на випаровування відносно невеликі і мало змінюються від року до року.

Для визначення сумарного талого стоку з рівнинних водозборів, в [42] рекомендується використовувати водобалансові залежності. На їх основі сумарний талий стік можна розрахувати на початку періоду сніготанення. Однак для розрахунку гідрографів стоку часто потрібні значення добового надходження талої води. Для визначення цих величин необхідно враховувати такі основні чинники: приплив тепла до снігового покриву; водоутримуючу здатність снігу; площу, вкриту снігом і водоутримуючу здатність басейнів. В загальному вигляді добове надходження талих вод Q_n можна описати за допомогою рівняння:

$$Q_n = \frac{m}{1-\alpha_o} f_1(M, I_f) f_2(M, \alpha_o), \qquad (1.31)$$

де m – добове танення;

α_o – початкова відносна кількість талої води, затриманої снігом, яка відповідає верхній межі водоутримуючої здатності снігового покриву;

$f_2(M,\alpha_o)$ – функція, що виражає відносну площу надходження талої води, пов'язану з сумарним таненням M і початковим затриманням води сніговим покривом;

$\alpha_{o,} f_1(M, I_f)$ – коефіцієнт стоку як функція сумарного танення та індексу інфільтраційної здатності басейну I_f.

Початкова кількість талої води, затримана снігом, залежить від структури і щільності снігового покриву і може визначатись експериментальним шляхом. Обмежені дані показують, що в якості першого наближення значення α_o для рівнинних водозборів зі щільністю снігу в межах від 0,25 до 0,30 можнавзяти рівними 0,15-0,20. Відносна площа, на якій відбувається надходження талої води $f_2(M,\alpha_o)$, залежить від розподілу снігового покриву за площею. Таким чином, збільшення відносної площі водовіддачі пов'язане із збільшенням площі, вкритоївологонасиченим снігом. Коли сніговий покрив залишається у вигляді окремих плям, відносна площа водовіддачі зменшується із зменшенням площі, покритої снігом. Найпростіша методика розрахунку площі водовіддачі базується на припущенні рівномірного танення снігу й однакової вихідної водоутримуючої здатності снігу по всьому басейну. За таких умов функцію $f_2(M,\alpha_o)$ можна визначити як різницю між двома функціями:

$$f_2(M,\alpha_o) = f_3(M) - f_4(M), \tag{1.32}$$

де $f_4(M)$ - площа басейну, на якій розтав сніг;

$f_3(M)$ - інтегральна функція відносної площі, на якій сніг стає вологонасиченим:

$$f_3(M) = f_4\left(\frac{M}{\alpha_o}\right). \tag{1.33}$$

Описаний вище метод дає можливість побудувати графічну залежність між сумою градусо-днів і сумарним сніготаненням для різних значень середнього запасу води в снігу.

Коефіцієнт стоку $f_1(M, I_f)$ є функцією, яка зростає зі збільшенням танення, оскільки інфільтраційна здатність річкового басейну при цьому зменшується. Залежність між змінними величинами можнавизначити емпіричним шляхом з використанням в якості параметрів індексу попереднього зволоження ґрунту і глибини його промерзання. Для цього можуть бути використані і водобалансові залежності. Після отримання такої залежності для річкового басейну функція $f_1(M, I_f)$ визначається шляхом диференціювання:

$$f_1(M, I_f) = \frac{dQ(W, I_f)}{dW}, \tag{1.34}$$

де Q - сезонний стік;

W - середній запас води у снігу з урахуванням опадів.

За допомогою цього методу можна отримати декілька кривих для різних значень індексу інфільтраційної здатності I_f.

Надалі для рівнинних районів, де приріст стоку в період повені порівняно малий, а період сніготанення короткий, стік рекомендується оцінювати шляхом використання отриманих розрахунковим шляхом значень сніготанення з допомогою методів одиничного гідрографа або ізохрон.

Під *одиничним гідрографом* для водозбору розуміється гідрограф стоку, сформований за рахунок одиничної порції стоку, рівномірно розподіленого по водозбору (або згідно іншому специфічному розподілу) протягом заданого періоду часу. Вважається, що одиничний гідрограф незмінний в часі. Далі вважається, що в тому випадку, коли об’єми стоку відрізняються від того об’єму, який був взятий при побудові одиничного гідрографа, результуючі гідрографи будуть пропорційні одиничному гідрографу.

З іншого боку, формування дощових паводків і весняних водопіль є процесом підсумування у межах водозборів елементарних об'ємів схилового припливу, що надходять з різних частин території водозборів. Таку схему формування зазвичай представляють у вигляді річкової системи з нанесеними на неї *ізохронами* руслового добігання, тобто лініями однакового часу добігання від них до замикального створу. Крок у часі може бути різним: година, доба й ін. проміжки. Добігання води від найбільш віддаленої точки на водозборі називається тривалістю або часом руслового добігання t_p. Тривалість руслового добігання є відношенням гідрографічної довжини річки L до швидкості руслового добігання $V_д$. Якщо швидкість добігання мало змінюється у часі і по довжині річки, то ізохрони руслового добігання трансформуються у стаціонарну систему ліній рівної відстані.

Метод ізохрон дозволяє врахувати нерівномірний розподіл дощовихопадів або снігозапасів в тому випадку, коли число встановлених в басейні опадомірів є достатнім для надійного опису ходу дощу. Це є перевагоюв порівнянні з методом одиничного гідрографа.

Моделі з розподіленими параметрами. В останні роки розроблені більш досконалі моделі в порівнянні зі згадуваними раніше. Вони призначені для більш надійного опису природних гідрологічних процесів і тому можуть включати деякі метеорологічні змінні і параметри водозбору. Ці моделі дозволяють отримувати ряди даних про поверхневий стік і, іноді, - про витрати ґрунтових вод. Основними вхідними даними в таких моделях є ряди дощових опадів, але можуть також використовуватися дані про снігозапаси, температуру, радіацію, потенційне сумарне випаровування та ін.

Як зазначається в [43] математичні моделі відіграють важливу роль в плануванні управління водними ресурсами і, отже, різні типи моделей з різним ступенем складності були розроблені для цієї мети.

Існує достатня кількість типів математичних моделей формування стоку річок. Наприклад, модель може бути статичною або динамічною. Співвідношення між значеннями двох параметрів, наприклад, між рівнем води в річці і витратою в

поперечному перерізі, можна представити статистичною моделлю і описати алгебраїчним рівнянням. Прикладом динамічної моделі є побудування типу «опади-стік» з використанням звичайних диференціальних рівнянь. Ретельний опис численних розгалужених класифікацій динамічних моделей представлений в роботі [60]. Категорія динамічних гідрологічних моделей досить широка і охоплює великий спектр підходів. З одного боку це повністю емпіричні підходи типу «чорного ящика». Моделі цього типу не призначені для відтворення процесів, які відбуваються всередині басейну, а лише встановлюють відповідність потоку на вході й на виході з басейнової системи. Однією з категорій моделей типу «чорний ящик» є, так звані, штучні нейронні мережі. Інша категорія передбачає розв'язання складних систем рівнянь, які базуються на фізичних закономірностях і теоретичних концепціях, що визначають гідрологічні процеси - так звані «гідродинамічні моделі». Між цими двома крайніми підходами знаходяться різні концептуальні моделі.

Моделі типу «чорного ящика». Річковий басейн може розглядатися як динамічна система з незмінними в межах басейну (тобто зосередженими) параметрами, які перетворюють вхідні фактори - рідкі опади і сніг - на гідрограф стоку з водозбору. Аналогічний підхід використовується й для ділянки річки, крім випадків, коли є приплив на ділянці вищій за течією річки, який трактується в якості додаткового вхідного фактору. Як показано на (рис. 1.1), такі системи можуть бути представлені у вигляді схеми, де $P(t)$ - вхід, а $Q(t)$ - вихід, які є функціями від часу t.

Рисунок 1.1 - Система «чорного ящика»

Концептуальні моделі. У підходах, що розглядались в попередньому розділі, використовуються тільки найзагальніші ідеї про перетворення вхідних даних на гідрограф стоку, в той час, коли є досить великий обсяг інформації про систему або процеси. Однак якщо, наприклад необхідно оцінити можливий вплив змін клімату на стік, такий аналіз зазвичай не дає змогу отримати добру збіжність результатів з вихідною інформацією. В зв’язку з цим набув розвитку більш складний підхід до моделювання, який передбачає розв’язання систем рівнянь, в основу яких покладені різні концепції опису фізичних процесів формування стоку. Відповідно такі моделі одержали назву концептуальних.

Одним з найбільш складних аспектів застосування концептуальних моделей є калібрування обраної моделі стосовно конкретного водозбору. Більшість параметрів моделі визначаються ітераційним шляхом, вручну або автоматично, на основі історичних рядів вхідних і вихідних даних. Отже навіть невелике збільшення кількості або зміна параметрів може суттєво погіршити калібрування моделі через обмеженість даних, недосконалість моделей і наявність внутрішніх зв'язків між параметрами. Оптимальне число параметрів повинне відповідати ступеню достовірності вихідних даних і необхідній точності. Таким чином, сучасні теоретично обґрунтовані концепції, тим не менш потребують спрощення для зручності використання.

Модель Гідрометцентру колишнього СРСР. У моделі використовуються концептуальні підходи для визначення втрат води,що надходить на водозбір, і потім системний підхід до розрахунку об’ємів стоку в замикальному створі водозбору [43]. Швидкість водовіддачі з водозбору P у вигляді поверхневого стоку розраховується з рівняння

$$P = h - E - I, \tag{1.35}$$

де h - середня інтенсивність опадів за обраний інтервал часу (6 годин, 24 години і т.д.);

E - те ж для випаровування;

I - середня інтенсивність інфільтрації.

Середня величина випаровування з поверхні басейну визначається за рівнянням

$$E = (k_1 D + k_2 D_u) e^{-d/W} \ , \tag{1.36}$$

де D - дефіцит вологості повітря;

u - швидкість повітря,

k_1, k_2, W - емпіричні параметри.

Дефіцит вологості ґрунту d визначається з рівняння водного балансу

$$d = W - \int_{t_0}^{t} (E + Q + I - h) d\tau \, , \tag{1.37}$$

де Q - відтік;

t_o - час, коли d=0.

Середня інтенсивність інфільтрації визначається за рівнянням

$$I = \frac{d}{k_3} + i_0 , \tag{1.38}$$

де k_3 та i_o - емпіричні параметри.

Поверхневий стік визначається за величиною водовіддачі з водозбору

$$P_s = P_r \left[1 - e^m \int_{t_n}^{t} P dt \right] , \tag{1.39}$$

де t_n - час початку формування стоку;

r та m - емпіричні параметри.

Ґрунтовий стік розраховується за рівнянням

$$P_i = i_0 e^{-k_4 d}, \tag{1.40}$$

де k_4 - емпіричний параметр.

Поверхневий і підземний стік, які подаються на вхід моделі трансформуються окремо таким чином, що гідрограф відтоку визначається за допомогою рівняння

$$Q_t = \int_o^t h_1(t-\tau) P_s(\tau) d\tau + \int_0^t h_2(t-\tau) P_i(\tau) d\tau, \tag{1.41}$$

в якому $h_{1(t)}$ і $h_{2(t)}$ - функції впливу.

Аналіз рівнянь (1.35)-(1.41) показує, що модель містить 12 емпіричних параметрів: k_1, k_2, k_3, k_4, i_o, m, r, W і 4 параметри функції впливу. Така кількість невизначених параметрів, вочевидь, ускладнює застосування пропонованої моделі на практиці.

Модель HBV (рис. 1.2) розроблена Бергстремом [61], [62] в Шведському інституті метеорології і гідрології (SMHI) та є концептуальною, тобто вона перетворює опади, температуру повітря і потенційне сумарне випаровування або на сніготанення, або на стік з водозбору чи приплив у водосховище.

Модель була неодноразово модифікована, а її різні версії існують у багатьох країнах [63], [64]. Загальний баланс води на водозборі в моделі HBV представлений у вигляді

$$P - E - Q = \frac{d}{dt}\left[SP + SM + UZ + LZ + VL\right], \tag{1.42}$$

де P - опади, мм;

E - сумарне випаровування, мм;

Q - стік, м^3/с;

SP - сніговий покрив, мм;

SM - вологість ґрунту, мм;

UZ - верхня зона підземних вод, м;

LZ - нижня зона підземних вод, м;

VL - об'єм озер або водосховищ, км^3.

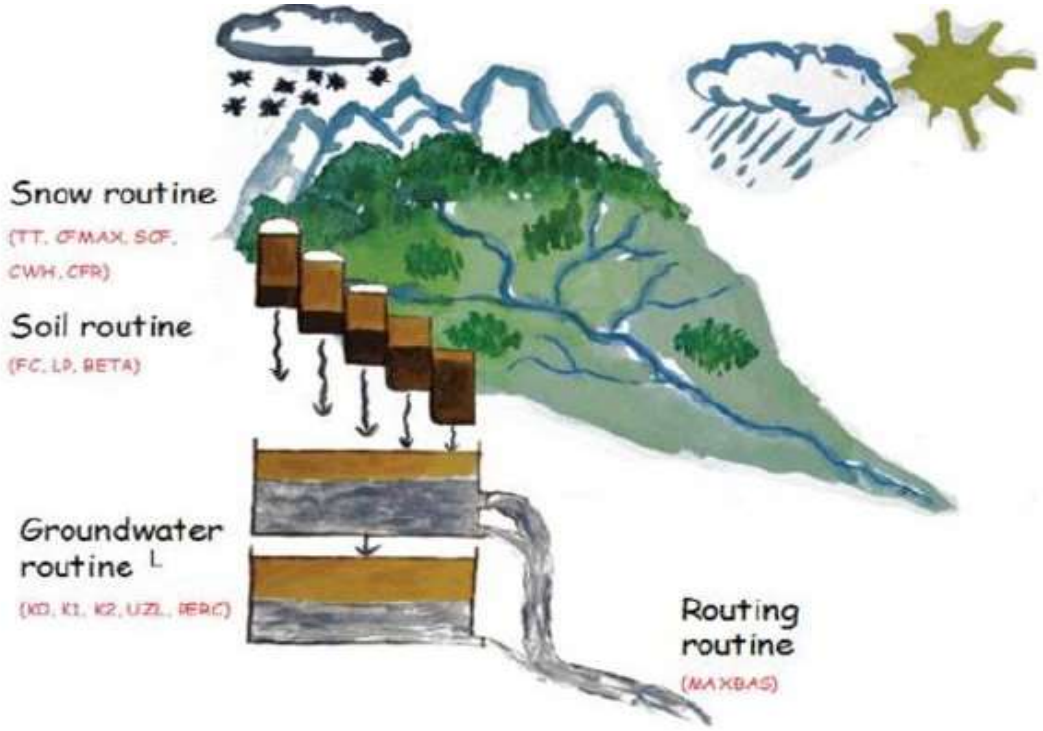


Рисунок 1.2 - Формування стоку з річкового водозборуза моделлю HBV [62]

В подальшому в результаті співпраці між університетами штату Орігон, Упсали та Стокгольму, а також SMHI модель була модифікована і отримала назву (HBV Light), при цьому модель була перепрограмована з мови програмування VB6 у VB.NET [65]. Цей модифікований варіант успішно використовується, як у європейських країнах (Швеція, Німеччина, Швейцарії та ін.), так і у США [66].

Поряд з пакетами програмного забезпечення, розробленими в Європі і Північній Америці, все ширше використовуються в міжнародному контексті деякі продукти з інших країн.

Наприклад, в Китаї у 1960-70 роках минулого століття було запропоновано низку концептуальних моделей з напіврозподіленими параметрами. До них можна віднести модель XAJ [67], запропоновану в 1973 році для прогнозу надходження припливу до водосховища Синьяньцзян, модель NS [68] розроблену в 1964-1966 рр. проф. РендзюньЧжао, модель MIX [69]. В одному з останніх досліджень китайських вчених [70] представлені результати сумісного використання всіх згаданих моделей із застосуванням методу оптимізації SCE-UA, запропонованого Дуанем в Університеті Арізони [71].

Результати сумісного використання згаданих вище моделей такі: усі моделі добре працюють у зволожених районах Китаю; моделі, що враховують механізм утворення надлишкового стоку за рахунок перенасичення підстильної поверхні вологою, добре працюють у напіввологих і напівпосушливих водозборах, й лише модель NS може дати прийнятні результати в посушливих водозборах. Модель MIX, яка може генерувати інфільтраційний надлишок поверхневого стоку, перевершує модель XAJ на основі надмірного насичення в посушливих регіонах. В цілому результати моделювання вказують на те, що прогнозування повеней в напіввологих, напівпосушливих і посушливих районах все ще є складним і все ще не вирішено[70].

Штучні нейронні мережі. У роботах 1990-их років [72], [73] величезний інтерес був проявлений до особливого класу математичних моделей - штучні нейронні мережі, які все частіше використовуються в якості альтернативного способу вирішення широкого діапазону гідрологічних завдань. Цей підхід можна розглядати як інструмент моделювання, що складається із так званих штучних нейронів, які представляють собою декілька взаємопов'язаних одиниць обробки сигналу [43]. Однак, на постійній основі в гідрологічній практиці ці методи поки не використовуються, оскільки перевага віддається все ж традиційним технологіям, а не новинкам, які ще не мають достатньої апробації.

В останні роки доволі широко використовується *еко-гідрологічна модель SWIM* розроблена в Потсдамському інституті вивчення впливу клімату [74]. Модель включає в себе гідрологічні процеси, біологічні вегетативні процеси, кругообіг речовин (азот та фосфор) та рух донних відкладів у межах річкового басейну. SWIM має три рівні розподілення: басейн, суббасейн та гідротоп, а також включає в себе ГІС-інтерфейс (GRASS або MapWindow). Модель зарекомендувала себе дуже добре та була апробована в різномасштабних річкових басейнах в Європі, Північній і Південній Америці, Африці та Азії. Зокрема, Ю. Дидовець використав цю модель для оцінки зміни водного стоку до кінця століття для трьох репрезентативних річкових басейнів в Україні: у зоні мішаних лісів – басейн річки Тетерів, у лісостеповій зоні – басейн річки Західний Буг, та у степовій зоні – басейн річки Самара. Для оцінки зміни частоти та величини паводків до кінця століття ним обрано два річкових басейни – Пруту та Тиси, які знаходяться в межах Карпатського регіону [74].

Тим не менш, на практиці, у більшості країн світу басейни річок або не охоплені мережею гідрометричних спостережень, або охоплені не в належній мірі. У зв'язку з цим загострюється потреба в даних спостережень, а також методиках, які дають змогу розрахувати об’єм водних ресурсів при відсутності даних стаціонарних спостережень за стоком річок.

Нормативні документи для розрахунку максимального стоку весняного водопілля на території України. Вперше методи розрахунку максимальних витрат води розглядаються окремо для весняного водопілля і дощових паводків в нормативному документі «Указания по определению расчетных гидрологических характеристик (СН 435-72)», який був підготовлений колективом наукових співробітників Державного гідрологічного інституту (м. Ленінград). Серед основних авторів цього документу найбільш відомі та видатні спеціалісти в області гідрологічних розрахунків на той час - Г.А. Алексєєв, А.М. Бефані, С.М. Крицький, М.Ф. Менкель, Д.Л. Соколовський, М.М. Чегодаєв [36]. Відповідно до СН 435-72 розрахунковими вважаються найбільші витрати води з

отриманих значень, які забезпечують роботу споруди або її частин. За необхідності передбачено виконання короткотермінових польових досліджень.

За відсутності або недостатній тривалості часових рядів для водозборів з площами $F < 20000$ км^2 на ЄТС і $F < 50000$ км^2 – на Азіатській території СРСР, розрахунки здійснюються по формулам. Причому, умовно річки поділяються на 2 групи: I - рівнинні, II - гірські. Річки першої групи у свою чергу поділяються на:

- лісової і тундрової зон;
- лісостепової і степової зон;
- посушливих степів і напівпустель.

До другої групи віднесені гірські річки з різким коливанням висот (більше ніж 400 м).

Розрахункова максимальна витрата води рівнинних річок визначається за формулою

$$Q_p = q_p F = \frac{k_0 h_p \mu}{(F+1)^{n_1}} \delta \delta_2 F, \qquad (1.43)$$

де Q_p - розрахункова миттєва витрата води, ймовірність якої P%, м^3/с;

q_p - модуль максимальної розрахункової витрати води, м^3/(с·км^2);

h_p - розрахунковий шар сумарного (без зрізки ґрунтового живлення) стоку водопілля ймовірністю перевищення Р%, мм;

F - площа водозборів, км^2;

k_0 - параметр, який характеризує дружність водопілля;

n_1 - показник степені редукції відношення $\frac{q_p}{h_p}$ в залежності від площі водозборів;

δ - коефіцієнт для врахування регулюючого впливу на максимальний стік озер і водосховищ;

δ_2 - редукційний коефіцієнт для врахування впливу залісеності і заболоченості на водозборах;

μ - коефіцієнт, який враховує відмінність в статистичних параметрах шарів стоку і витрат води.

Значення параметрів n_1 і k_0 представлені у табличній формі, залежно від природних зон і категорії рельєфу.

Категорія рельєфу визначається за відношенням

$$\alpha = \frac{I}{I_m}, \tag{1.44}$$

де I - середньозважений ухил водотоку, ‰;

I_m - типовий уклон

$$I_m = \frac{\Delta I}{(F+1)^{0,5}}. \tag{1.45}$$

Для рівнинної території ЄТС $\Delta I \approx 25,0$. При $\alpha > 1,0$ басейн відноситься по рельєфу до I категорії; при $\alpha = 1,0 - 0,5$ - до II категорії; при $\alpha < 0,5$ - до категорії III. Розрахунковий шар стоку за період водопілля визначається з використанням статистичних параметрів розподілу: $\bar{h}_m$, C_v і C_s. Середній багатолітній шар стоку $\bar{h}_m$ представлено картою. В посушливих районах в зняті з карти значення вводяться поправки (більші за одиницю) в залежності від площі водозборів (в області $F < 3000$ км^2). Коефіцієнти варіації C_v також картовані, до них вводяться поправки (більші одиниці) на водозборах з $F < 200$ км^2.

Подальшим етапом удосконалення і розвитком нормативної бази в колишньому СРСР став СНіП 2.01.14-83, основні вимоги якого викладені в «Пособии по определению расчетных гидрологических характеристик» [37].

Розрахунковий максимальний модуль стоку весняного водопілля заданої щорічної ймовірності перевищення P % визначається за структурою (1.43), але в дещо іншій редакції

$$q_{p\%} = \frac{k_0 h_{p\%}}{(F+b)^{n_1}} \mu \delta \delta_1 \delta_2 \delta_3, \tag{1.46}$$

де b - емпіричний параметр, враховуючий зниження інтенсивності редукції модуля максимального стоку в області невеликих водозборів (змінюється від 1 до 10 км^2);

δ - коефіцієнт впливу озер і водосховищ на q_p;

δ_1 - коефіцієнт зниження максимальних модулів стоку на залісених водозборах

$$\delta_1 = a/(f_л + 1)^{n'}, \tag{1.47}$$

n' - коефіцієнт редукції, який представлено таблицею з урахуванням природної зони (лісової або лісостепової) та ґрунтового покриву водозборів, а також місцеположення лісу на водозборі (при встановленні C_a);

$f_л$ - відносна залісеність водозборів, у %;

$$\delta_2 = 1 - \beta lg(0{,}1 f_б + 1), \tag{1.48}$$

β - коефіцієнт впливу типу боліт на максимальний модуль q_m;

$f_б$ - відносна заболоченість, у %;

δ_3 - коефіцієнт зниження максимального модуля на розораних водозборах.

Параметр k_0 визначається по річках-аналогах, виходячи зі структури (1.46). Отже для визначення максимального стоку весняного водопілля рівнинних річок рекомендується відома формула редукційного типу (1.46).

Авторами даного дослідження у співавторстві з проф. Є.Д. Гопченком неодноразово проведено аналіз структури формул, які рекомендовані нормативним документом СНіП 2.01.14-83 [38], [75]-[82]. Відмічається, що аналіз окремих авторських розрахункових пропозицій та порівняння результатів є дуже складною задачею, оскільки на регіональному рівні потребують визначення параметрів, які входять до тієї чи іншої структури. Тому пропонується універсальний підхід, що полягає у приведенні розрахункових структур до вигляду безрозмірних комплексів, за допомогою яких можливе моделювання без залучення вихідних даних [75].

З недоліків, властивих (1.46), слід зазначити головний – включення в знаменник параметра *b*, який порушує фізичну сутність вихідного рівняння. Згідно [38], [75]-[82], чисельник (1.46) представляє собою модуль схилового припливу q'_m, так як

$$q'_m = \frac{n+1}{n}\frac{1}{T_o}Y_m = k_o Y_m, \tag{1.49}$$

де q'_m - максимальний модуль схилового припливу, м^3/(с·км^2);

$\frac{n+1}{n}$ - коефіцієнт часової нерівномірності припливу води зі схилів у руслову мережу;

T_0 - тривалість припливу води зі схилів у руслову мережу, год.

З урахуванням (1.49) та припущенні, що $\mu = 1{,}0$, $\delta = 1{,}0$, $\delta_1 = 1{,}0$, $\delta_2 = 1.0$

$$q_m = \frac{q'_m}{(F+b)^{n_1}}. \tag{1.50}$$

Параметр *b* введений в (1.46), для того, щоб дещо зменшити ординати q_m / q'_m в області невеликих водозбірних площ. Згідно з [37], у тундрі і лісотундрі

$b = 1{,}0$, у лісостепової зоні – 2,0, у степовій зоні, зоні посушливих степів і напівпустель – 10. Побудуємо на базі (1.50) безрозмірний комплекс q_m / q'_m

$$q_m / q'_m = \frac{1}{(F+b)^{n_1}}, \tag{1.51}$$

де q_m / q'_m – коефіцієнт загальної редукції. Його фізичні межі: 1,0 – при $F \to 0$ і 0,0 – при $F \to \infty$.

При перевірці на відповідність цим вимогам рівняння (1.50), враховуючи, що за [37], у тундрі і лісотундрі $n_1 = 0{,}17$, у лісостеповій зоні – 0,25, у зонах степовій, посушливих степів і напівпустель – 0,35, з'ясувалося що, для тундри і лісотундри $\left(q_m / q'_m\right)_{F=0} = 1{,}0$, у лісостеповій зоні – 0,84, в зонах степу, посушливих степів і напівпустель – 0,45.

Очевидно, що структура СНіП 2.01.14-83 в редакції (1.46) фізичним вимогам відповідає лише у тундровій і лісотундровій зонах, а найбільші, причому досить суттєві, розбіжності мають місце у степовій зоні та зонах посушливих степів і напівпустель. Таким чином, застосування *для території рівнинної України, особливо для південної степової її частини*, структури (1.46) призводить до суттєвих похибок, перш за все, внаслідок невідповідності її фізичним вимогам в зонах недостатнього та достатнього зволоження.

Фізичним умовам ($q_m / q'_m = 1.0$ при $F = 0$) задовольняє тільки випадок, коли b = 1,0 км^2, а розрахункова формула (1.46) повинна використовуватися у редакції

$$q_m = \frac{k_o Y_m}{(F+1)^{n_1}} \mu \delta \delta_1 \delta_2 . \tag{1.52}$$

Слід також звернути увагу на інтегральний характер урахування впливу місцевих факторів (залісеності і заболоченості) на максимальний стік водопіль. З нормативного документу не зрозуміло, до яких з двох параметрів (k_0 чи Y_m) відносяться поправки δ_1 і δ_2. Можна розглядати варіанти, коли залісеність або заболоченість впливають лише на одну складову чисельника у формулі (1.52), в окремих варіантах – на обидві, можливі й інші поєднання їх взаємодії.

У 2003 році СНіП 2.01.14-83, юридично скасований його засновниками – Держбудом Росії і Державним гідрологічним інститутом (м. Санкт-Петербург) та йому на заміну в Росії прийнятий СП 33-101-2003 [40]. Відмінності в їх науково-методичних підходах пов'язані з обсягом вихідної інформації і пакетів різного роду допоміжних карт тих чи інших розрахункових параметрів.

В інших районах колишнього СРСР пішли різними шляхами. Так в Білорусі випустили Посібник 1-98 до СНіП 2.01.14-83. Застосовані в посібнику методи інженерно-гідрологічних розрахунків засновані на обробці та аналізі даних багаторічних спостережень на мережі станцій і постів Білоруського державного комітету по гідрометеорології по 1994 рік включно (порівняння зі СНіП 2.01.14-83 - по 1975 рік). Повністю перероблений розділ «Визначення розрахункових гідрологічних характеристик при відсутності даних гідрометричних спостережень». На основі даних спостережень на річках Білорусі змінені методи визначення річного і мінімального стоку. Доповнені вимоги щодо визначення максимального стоку весняного водопілля та дощових паводків при розрахунках у разі неможливості вибору аналога.

В Молдові створено новий нормативний документ CPD.01.05-2012 [83], в якому наряду з формулами СНіП 2.01.14-83 пропонуються альтернативні варіанти розрахунку, запропоновані вченими ОДЕКУ - проф. Н.С. Лободою (розрахунки річного стоку) та проф. Є.Д. Гопченком (розрахунки максимального стоку).

В Україні, також як і в Молдові, була виконана робота по створенню нового нормативного документу ДБН В.2.4-8:2014 «Визначення розрахункових гідрологічних характеристик», але на даний момент він ще офіційно не затверджений. В новому варіанті нормативного документу для України

рекомендується, наряду з редукційними структурами, для визначення максимального стоку рівнинних річок в період весняного водопілля використовувати операторну методику, запропоновану вченими Одеського державного екологічного університету (проф. Є.Д. Гопченко, доц. В.А. Овчарук, проф. Ж.Р. Шакірзанова, доц. М.Є. Романчук), яка буде ретельно представлена у наступних розділах.

1.1.3 Операторна модель формування максимального стоку дощових паводків та весняних водопіль умовах змін клімату

Наведений вище аналіз нормативних рекомендацій та регіональних розрахункових формул у галузі максимального стоку річок свідчить про наявність у більшості з них суттєвих недоліків. Зокрема:

- сучасні математичні моделі дають змогу з доволі високою точністю визначити стік на окремих вивчених водозборах, використовуючи велику кількість вихідної інформації. Для невивчених у гідрологічному відношенні річок такі моделі не застосовуються;

- в нормативних документах передбачається різний методичний підхід при визначенні розрахункових характеристик паводків і водопіль. Зокрема, для весняного водопілля рекомендуються формула редукційного вигляду, яка має досить обмежене використання, оскільки передбачає вузький діапазон коливань у просторі тривалості схилового припливу. Ця вимога є скоріше виключенням, ніж правилом;

- найбільш теоретично обґрунтованими слід вважати формули, які ґрунтуються на моделі руслових ізохрон.

Безпосередньо модель руслових ізохрон була реалізованаА.В. Огієвським та його учнями, зокрема, В.І. Мокляком і П.Ф. Вишневським. Не зупиняючись на окремих сторонах авторських пропозицій стосовно структури розрахункових

схем, лише зауважимо, що усі вони відійшли від послідовного дотримання теоретичних положень моделі руслових ізохрон. З цих причин формули названих авторів не мають перспектив до широкого використання в майбутньому.

Дещо відмінною була реалізація моделі ізохрон А.М. Бефані. Задача в цілому звелася до формулювання і вирішення балансового рівняння для руслових ізохрон. Але при цьому були зроблені припущення, що у просторі залишається постійною щільність річкової мережі, а урахування ефектів русло-заплавного регулювання максимальних модулів паводків і водопіль здійснюється не досить коректно.

Тому свого часу Є.Д. Гопченком запропоновано дещо інший підхід до побудови розрахункової бази для нормування характеристик максимального стоку з річкових водозборів, причому - єдиної у структурному відношенні як для дощових паводків, так і для водопіль [84]. В подальшому свій розвиток ця модель знайшла у сумісних працях Є.Д. Гопченка з його учнями, зокрема вперше реалізована на прикладі басейну Сіверського Донця у монографії [20].

За вихідну пропонується прийняти розгорнутий варіант моделі руслових ізохрон. Складовими такої моделі є гідрограф схилового припливу, функція ізохрон руслового добігання і русло-заплавне регулювання.

Реалізується вона за допомогою інтегральних рівнянь:

- при $t_p < T_0$

$$Q_m = V \int_0^{t_p} q'_t f_t \varepsilon_t dt; \tag{1.53}$$

- при $t_p \geq T_0$

$$Q_m = V \int_0^{T_0} q'_t f_t \varepsilon_t dt. \tag{1.54}$$

Якщо прийняти до уваги, що швидкість руху паводкових хвиль незначно залежить від розмірів водозборів, то справедливим буде тотожність

$$f_t = f_m\left[1-\left(\frac{t}{t_p}\right)^m\right] = B_m\left[1-\left(\frac{t}{t_p}\right)^m\right]. \qquad (1.55)$$

Таким чином, замість (1.53) і (1.54) можна записати:

- при $t_p < T_0$

$$Q_m = V\int_0^{t_p} q'_t B_t \varepsilon_t dt\,; \qquad (1.56)$$

- при $t_p \geq T_0$

$$Q_m = V\int_0^{T_0} q'_t B_t \varepsilon_t dt\,. \qquad (1.57)$$

Замість (1.56) і (1.57) надамо їх спрощені вирішення:

- при $t_p < T_0$

$$(Q_m)_{спр} = V\bar{\varepsilon}_{t_p}\int_0^{t_p} q'_t B_t dt\,; \qquad (1.58)$$

- при $t_p \geq T_0$

$$(Q_m)_{спр} = V\bar{\varepsilon}_{T_0}\int_0^{T_0} q'_t B_t dt\,. \qquad (1.59)$$

Введемо позначення

$$\frac{Q_m}{(Q_m)_{спр}} = k_\varepsilon . \tag{1.60}$$

У цьому випадку:

- при $t_p < T_0$

$$Q_m = V\varepsilon_F \int_0^{t_p} q'_t B_t dt ; \tag{1.61}$$

- при $t_p \geq T_0$

$$Q_m = V\varepsilon_F \int_0^{T_0} q'_t B_t dt , \tag{1.62}$$

де $\varepsilon_F = \bar{\varepsilon}_{t_p} k_\varepsilon$ або $\varepsilon_F = \bar{\varepsilon}_{T_0} k_\varepsilon$ (в залежності від співвідношення t_p і T_0).

Інтегрування (1.61) і (1.62), з урахуванням (1.58) і (1.59), приводить до наступних виразів:

- при $t_p < T_0$

$$q_m = q'_m \left[1 - \frac{m_1 + 1}{(n+1)(m_1 + n + 1)} \left(\frac{t_p}{T_0} \right)^n \right] \varepsilon_F ; \tag{1.63}$$

- при $t_p \geq T_0$

$$q_m = q'_m \frac{n}{n+1} \frac{T_0}{t_p} \left[\frac{m_1 + 1}{m_1} - \frac{n+1}{m_1(m_1 + n + 1)} \left(\frac{T_0}{t_p} \right)^{m_1} \right] \varepsilon_F , \tag{1.64}$$

де q_m - максимальний модуль руслового стоку, м^3/(с·км^2).

Очевидно, що вирази у квадратних дужках є за своєю сутністю редукційними функціями, які залежать від співвідношення t_p / T_0, форми водозборів та динаміки припливу води зі схилів до руслової мережі, причому:

- при $t_p < T_0$

$$\psi\left(t_p / T_0\right) = 1 - \frac{m_1 + 1}{(n+1)(m_1 + n + 1)}\left(\frac{t_p}{T_0}\right)^n ; \qquad (1.65)$$

- при $t_p \geq T_0$

$$\psi\left(t_p / T_0\right) = \frac{n}{(n+1)}\frac{T_0}{t_p}\left[\frac{m_1 + 1}{m_1} - \frac{n+1}{m_1(m_1 + n + 1)}\left(\frac{T_0}{t_p}\right)^{m_1}\right]. \qquad (1.66)$$

До (1.65) і (1.66) слід додати ще два дуже важливих варіанти її, а саме:

- при $t_p / T_0 = 0$

$$\psi\left(t_p / T_0\right) = 1{,}0 ; \qquad (1.67)$$

- при $t_p >> T_0$

$$\psi\left(t_p / T_0\right) = 0 . \qquad (1.68)$$

Узагальнюючи (1.63) і (1.64), з урахуванням (1.65)-(1.68), остаточна структура для нормування характеристик максимального стоку набуде вигляду:

$$q_m = q'_m \psi\left({t_p}/{T_0} \right) \varepsilon_F \cdot r, \tag{1.70}$$

де r – коефіцієнт редукції q_m під впливом озер, водосховищ, ставків проточного типу;

q'_m - модуль схилового припливу, який розраховується за рівнянням

$$q'_m = \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} Y_m, \tag{1.71}$$

$\frac{n+1}{n}$ - коефіцієнт часової нерівномірності припливу води зі схилів до руслової мережі;

T_0 – тривалість схилового припливу.

Науково-методичні підходи до визначення параметрів, які описують основні риси гідрографів схилового припливу (зокрема, T_0 і $(n+1)/n =$) досить ґрунтовно викладені у [20], [21]. Необхідно дещо зупинитися на коефіцієнті русло-заплавного регулювання ε_F. Якихось спеціальних спостережень за цим трансформувальним параметром в системі гідрологічних вимірювань на річках не проводиться. Тому пропонується визначити його зворотним шляхом з (1.70), тобто

$$\varepsilon_F = \left({q_m}/{q'_m} \right) \Big/ \left[\psi\left({t_p}/{T_0} \right) \cdot r \right]. \tag{1.72}$$

Якщо вдається просторово узагальнити q_m / q'_m в залежності від розміру водозборів, то (1.72) матиме вигляд

$$\varepsilon_F = \frac{1}{(F+1)^{n_1}} \Big/ \left[\psi\left({t_p}/{T_0} \right) \cdot r \right]. \tag{1.73}$$

У розрахункових побудуваннях ε_F надається у табличній формі з одним входом, а саме – площею водозборів F, або у вигляді залежності від площі водозбору, яка, зазвичай, добре описується рівнянням експоненціального виду.

До практичного застосування структура (1.70) доведена на прикладі річок Причорноморської низовини, басейнів річок Прип'яті і Сіверського Дінця, річок Криму, Карпат, Вісли та Алжиру [20], [21], [25], [26], [86]-[88]. Вона увійшла до нового нормативного документу республіки Молдова [83]. Її переваги полягають в наступному:

а) формула (1.70) є універсальною з погляду її застосовності як для паводків, так і водопіль;

б) область її застосування – від окремих схилів до крупних розгалужених річкових систем;

в) в рівній мірі формулу (1.70) можна застосувати як з використанням шарів стоку Y_m (паводки і повені), так і снігозапасів S_m (весняна повінь) і дощових опадів H_m (дощові паводки). У цьому випадку (1.70) набуде вигляду:

1) для весняної повені

$$q'_m = \frac{n+1}{n}\frac{1}{T_0}S_m\eta_в, \tag{1.74}$$

2) для дощових паводків

$$q'_m = \frac{n+1}{n}\frac{1}{T_0}H_m\eta_д, \tag{1.75}$$

де S_m – максимальні снігозапаси на початку весняної повені;

H_m – розрахункові дощові опади;

$\eta_в$ і $\eta_д$ – коефіцієнти стоку весняного водопілля і дощових паводків.

Операторна модель формування максимального стоку в умовах змін клімату. З огляду на те, що останнім часом відбуваються регіональні і глобальні

зміни клімату, при розрахунках стокових характеристик виникає необхідність введення відповідних поправок. Зокрема, в [89] пропонується, спираючись на чинний в Росії нормативний документ СП 33-101-2003 [40], розраховувати відповідні характеристики стоку, а потім вводити до них так звану «кліматичну поправку». В якості проектного пропонується брати більше з отриманих значень, тобто з поправкою і без неї.

За базову стохастичну модель формування стоку пропонується диференційне рівняння першого порядку

$$dQ/dt = -(1/k\tau)Q + X/\tau, \tag{1.76}$$

де Q - ковзні осереднені витрати води (модулі або шари) у замикаючому створі річкового басейну;

k - коефіцієнт стоку, якому може надаватися різний сенс в залежності від типу багаторічного стоку (він може прийматися як постійним, так і таким, що залежить від факторів підстильної поверхні: залісеності басейну, його заболоченості, ступеня урбанізації й ін., або від гідрометеорологічних факторів – інтенсивності опадів X і температури повітря T ^{0}C);

τ - час релаксації річкового басейну.

Рішення прогностичної задачі пропонується розділити на два етапи: за наявними нормою стоку і коефіцієнтами варіації та асиметрії (по даних спостережень) знаходяться значення моментів m_i і по них виконується параметризація моделі (1.76), тобто розраховуються $\bar{c}, \bar{N}, G_{\tilde{c}}, G_{\tilde{N}}, G_{\tilde{c}\tilde{N}}$, а потім, змінюючи відповідно до кліматичного сценарію значення $c(X,T)$ та $N(X)$, знаходяться прогнозні (точніше сценарні) значення моментів m_i^{np}. За отриманими значеннями моментів визначаються прогнозні розрахункові характеристики $Q_{p\%}^{np}$, які будуть відрізнятися від фактичних урахуванням кліматичних змін за період експлуатації проектованих споруд.

В цілому методика, запропонована вченими РГГМУ, на нашу думку, може бути використана на практиці, але врахування «кліматичної поправки» через початкові моменти є дещо опосередкованою і складною процедурою.

Операторна модель дає можливість вводити «кліматичні поправки» безпосередньо до максимальних снігозапасів і стокоформуючих опадів в період весняного водопілля та паводків, а також до коефіцієнтів стоку. Вперше такий варіант розрахункової моделі запропоновано в роботі [90]. Суть удосконалення базової операторної моделі полягає у тому, що враховуючи те, що всі прогнозні моделі і сценарії провідних світових центрів, які представлені на сайті Центру поширення даних (DDC) Міжурядової групи з кліматичних змін (IPCC, http://ipcc-data.org), дають можливість отримати прогнозні середні значення температури повітря і опадів, вони використовуються в якості предикторів ймовірнісного прогнозу змін розрахункових величин максимального стоку річок.

Авторами проведено дослідження взаємозв'язків між прогнозованими (середньобагаторічні річні температура повітря і опади) і розрахунковими величинами - максимальними снігозапасами і опадами під час весняного водопілля. Для території рівнинної України за даними 103 метеостанцій по снігозапасах і 315 метеостанцій по опадах [91] отримані відповідні залежності, які мають досить високі коефіцієнти кореляції (для залежності $S_m = f(\overline{X})$ - $r = 0{,}88$; для залежності $X_{III-V} = f(\overline{X})$ - $r = 0{,}90$). Отже, в залежності від розрахованих за однією з моделей та відповідним сценарієм прогнозних значень $\overline{X}$, можна внести відповідну поправку до значень снігозапасів та опадів під час водопілля.

Аналогічний результат отримано для зв’язків між середньобагаторічною температурою повітря і досліджуваними характеристиками водопілля. Для залежності $S_m = f(\overline{T})$ коефіцієнт кореляції r дорівнює 0,90, а для $X_{III-V} = f(\overline{T})$ - $r = 0{,}73$.

З іншого боку, коефіцієнти стоку весняного водопілля також однозначно корелюють з середньобагаторічною температурою повітря ($r = 0{,}90$).

Отримані результати свідчать про наявність сталих зв'язків між характеристиками, які визначають об'єм водопілля і основними кліматичними характеристиками – опадами і температурою повітря, і отже про можливість безпосереднього врахування змін клімату на стік водопілля [64]-[67].

Що стосується максимального стоку дощових паводків, то тут ситуація дещо інша. Максимальні добові опади 1% ймовірності перевищення мають незначну тенденціюдо збільшення з ростом середньої кількості опадів ($r = 0{,}17$) і практично не залежать від середньобагаторічної температури повітря ($r = 0{,}051$) [23].

Таким чином, новий розрахунковий варіант формули для визначення максимального стоку весняного водопілля з урахуванням змін клімату буде мати вигляд:

$$q_m = q'_m \psi\left({t_p}/{T_0} \right) \varepsilon_F \cdot r \cdot k_{зм}, \tag{1.77}$$

де $k_{зм}$ - коефіцієнт змін клімату, який розраховується за формулою

$$k_{зм} = \frac{((\overline{S}_m + \Sigma\overline{X}) \cdot \eta)прогн.}{((\overline{S}_m + \Sigma\overline{X}) \cdot \eta)сучасн.}. \tag{1.78}$$

В формулі (1.78) прогнозні значення середніх максимальних снігозапасів, опадів та коефіцієнтів стоку весняного водопілля отримані з використанням залежностей по прогнозних значеннях температури та опадів за будь-яким сценарієм та моделлю [23]. Відповідні сучасні значення тих же самих величин отримані за результатами розрахунків по наявних рядах спостережень.

З урахуванням нової редакції розрахункової формули (1.77), в схемі операторної моделі формування максимального стоку весняного водопілля в умовах змін клімату додається блок «зміни клімату», який представлений відповідним коефіцієнтом (рис. 1.3).

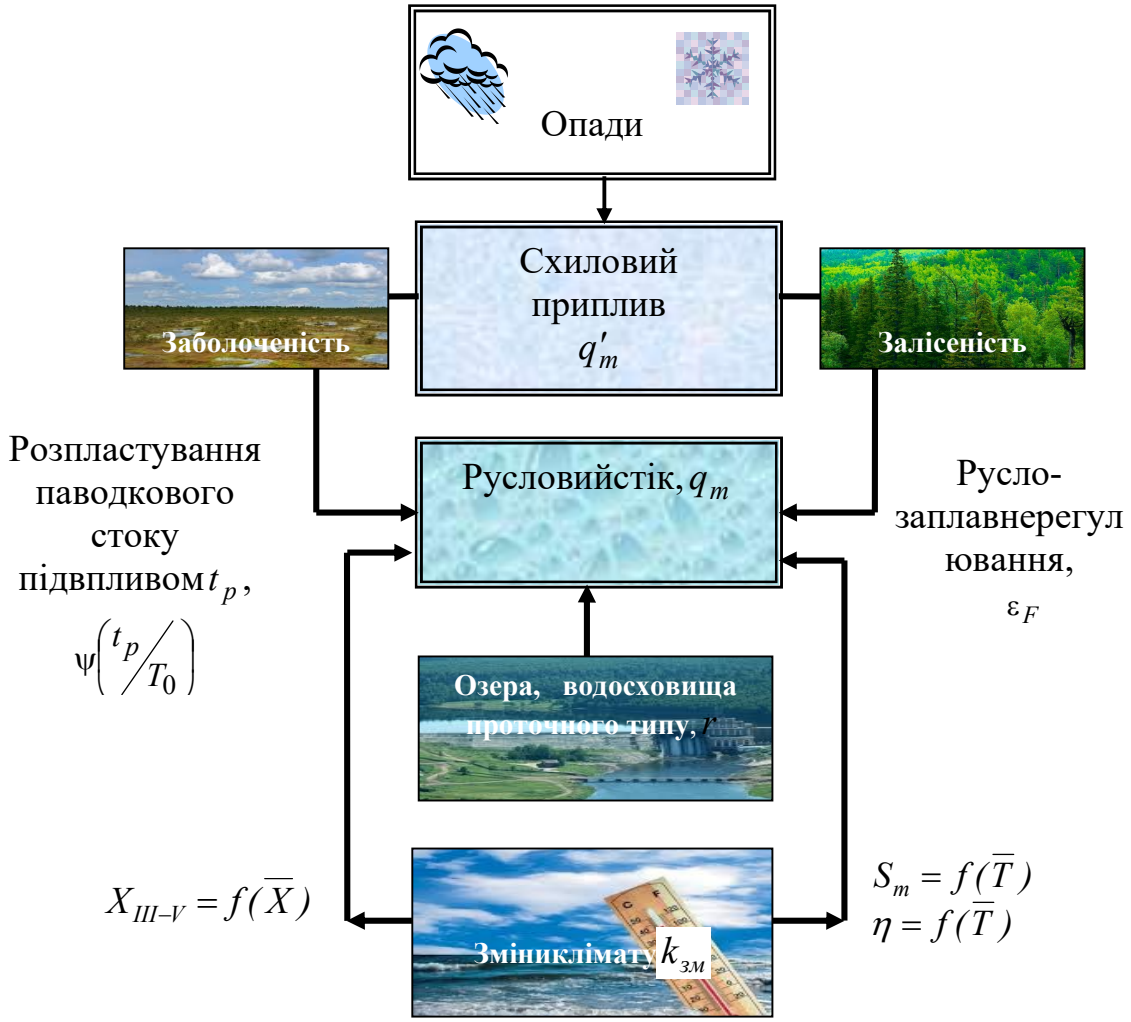


Рисунок 1.3 – Блок-схема формування максимального стоку весняного водопілля в умовах змін клімату

Модернізована операторна модель реалізована для території рівнинної України [23] з використанням даних від початку спостережень до 2010 року, включно.

В даному дослідженні пропонується реалізувати цю методику окремо для території Півдня України з використанням даних до 2015 року включно, одночасно для весняних водопіль та дощових паводків.

1.2 Аналіз сучасної наукової літератури в галузі територіального довгострокового прогнозування екстремального стоку річок

1.2.1 Сучасні методи територіального довгострокового прогнозування максимального стоку річок

З метою гідрологічного моніторингу та підвищення ефективності заходів протипаводкового захисту населення, промислових об’єктів та сільськогосподарських угідь від шкідливих наслідків при затопленні їх повеневими водами, згідно вимог Водної Паводкової Директиви 2007/60/ЄС (Directive 2007/60/EC of the European Parliament and of the Council, 2007) [92], необхідним є короткострокове та довгострокове прогнозування характеристик екстремального максимального стоку весняного водопілля і дощових паводків та оцінка можливих ризиків затоплення населених територій та об’єктів культурної спадщини [93].

В умовах всебічного збільшення використання вод річок, у тому числі й невеликих, часто недостатньо вивчених у гідрометеорологічному відношенні, постає необхідним обґрунтування методів територіального прогнозування шарів стоку і максимальних витрат води найбільш багатоводної фази річок півдня України – весняного водопілля. Крім того, на більшій частині Причорноморської низовини гідрологічні спостереження на річках взагалі відсутні, тому розробка просторових методів прогнозування весняного стоку є дуже актуальною задачею.

Початок складання сучасних гідрологічних прогнозів пов’язують з іменем французького інженера Марі Франсуа Ежен Бельграна, засновника першої у світі гідрометеорологічної служби, який з 1854 р. надавав офіційні прогнози паводків на р. Сена біля Парижу.

Побудова територіально загальних (просторових) методів прогнозування відбувається за матеріалами емпіричних спостережень для низки річкових басейнів, які розташовані в однорідних фізико-географічних (клімат, тип рельєфу, характер ґрунтів та рослинності) умовах стокоформування. При цьому до

об’єднаної сукупності включаються дані по невеликих річках території з незначними відмінностями в умовах формування втрат тало-дощових весняних вод.

Основою для розробки територіальних методів прогнозування є наявність географічних закономірностей розподілу по території і можливості просторової інтерполяції шарів весняного стоку і таких його факторів, як запаси води в сніговому покриві, промерзання та вологість ґрунтів, температурні характеристики. На цей факт ще на початку минулого сторіччя вказували Д.І. Кочерин, Д.Л. Соколовський, А.В. Огієвський, І.Д. Антонов, П.С. Кузін та ін. автори.

Так, у 1939 році був складений перший фоновий прогноз шару стоку весняного водопілля для річок Європейської частини СРСР на підставі даних про запаси води в сніговому покриві й очікуваних весняних опадах. У 50-тих роках минулого сторіччя В.Д. Комаровим (1959 р.) вперше був створений територіальний метод прогнозування шарів весняного стоку на основі побудови узагальнених залежностей шарів стоку від його факторів для низки річок, які розташовані в однорідних умовах формування стоку. В подальшому такий метод прогнозування використовувався багатьма авторами для річкових басейнів в різних фізико-географічних районах.

Теоретичні й експериментальні дослідження вчених з питань формування стоку річок та його факторів, у тому числі й весняного водопілля, послужили методичною основою для створення різних математичних моделей по розрахунках і прогнозах стоку. Ці моделі відносяться до класу стахостичних (статистичних) або детерміністичних та використовуються в основному як для короткострокових прогнозів гідрографів весняного водопілля [42], [43], так і тих, що дозволяють розраховувати та вести довгострокове прогнозування об’єму та максимальних витрат води весняного водопілля на річках [21], [85], [94]-[96].

Статистичні методи дозволяють отримувати прості емпіричні прогностичні залежності на основі даних історичних спостережень. До цих методів відносяться методи, які враховують закономірності руху води в руслах річок та методи, що

засновані на даних про запаси води в русловій мережі басейну та приплив води в руслову мережу. Окрім того, застосовуються методи прогнозування рівнів води дощових паводків у залежності від максимальної кількості опадів. Врахування запасів води в русловій мережі і притоку ґрунтових та дощових вод також дозволяє надавати довгострокові прогнози меженного стоку рівнинних річок.

Довгострокові прогнози стоку повені на рівнинних річках основані на рівнянні водного балансу, яке враховує запаси води у сніговому покриві та льодяній кірці; кількість опадів на поверхню водозбору за період повені; випаровування зі снігового покриву, з ґрунту та транспірацію; зміну запасів вологи в зоні аерації; зміну запасі ґрунтових вод та підземний базисний стік. Методи довгострокового прогнозу весняно-літнього стоку гірських річок також основані на приблизному вирішенні рівняння водного балансу з урахуванням вертикальної зональності як усіх гідрометеорологічних показників (кількість опадів, температура повітря, швидкість вітру тощо), так і характеристик підстильної поверхні (ґрунти, рослинність тощо).

Детерміністичні методи прогнозування водного стоку річок полягають у математичному моделюванні гідрологічних та гідравлічних процесів, які відбуваються на водозборі річки та в її руслі. Зазвичай, при короткостроковому прогнозуванні рівнів (витрат) води вздовж річки, застосовуються моделі типу «опади-стік» спільно з моделлю розповсюдження паводкової хвилі.

На теперішній час детерміністичні моделі представляються окремими субмоделями, які дозволяють математично описувати зміни гідрометеорологічних умов на водозборі, проводити моніторинг розвитку стокових процесів, як у часі, так і просторі, та представляти прогнозну інформацію у картографічному вигляді.

Прикладом математичних моделей гідрологічних прогнозів гідрографу стоку є модель Гідрометцентру СРСР авторів В.Д. Комарова, Є.Г. Попова, Г.П. Калініна, А.П. Жидікова та ін. [97], яка була розроблена для випуску короткострокових прогнозів гідрографів дощового та тало-дощового стоку рівнинних річок. В основу моделі покладено математичний опис процесів

сніготанення, водовіддачі снігового покриву і припливу води до руслової мережі (окремо для польової і лісової частин басейнів) за допомогою лінійної трансформаційної функції.

Подальшим розвитком математичного моделювання стала модель В.І. Кореня і В.О. Бєльчикова [98], яка призначена для безперервного протягом року розрахунку і прогнозу гідрографів талого, дощового і тало-дощового, меженного стоку річок лісової та лісостепової зони при можливості розрахунку промерзання і відтанення ґрунту на основі врахування теплофізичних процесів, які відбуваються в зоні аерації і на поверхні ґрунтів. В основу моделі покладено рівняння водного балансу водозбору. Модель дозволяє враховувати процеси формування стоку води, як для польових, так і лісових частин басейну. При цьому, при розрахунку поверхневого стоку в полі враховується можливе утворення на частині площі водонепроникного шару, який зменшує втрати води на інфільтрацію. Розрахунок гідрографів у замикальних створах відбувається шляхом врахування сумарного – поверхневого і ґрунтового стоку за допомогою лінійної моделі трансформації паводків [98].

Вперше поставив питання можливості довгострокового прогнозу гідрографу весняногоі зливового стоку Й.А. Железняк [99]. Основна ідея методу Й.А. Железняка для прогнозу форми гідрографів полягає у побудові узагальненого гідрографу стоку по формі натурних гідрографів різних за площею і географічним положенням річок. Основними модельними параметрами для прогнозу річкового стоку були прийняті прогнозні величини максимальних витрат води в створі річки та коефіцієнт форми гідрографу водопілля. Додатковими параметрами були прийняті прогнозні дати початку та проходження максимумів на річках або тривалість підйому весняного водопілля. В методі враховується вплив бокового припливу води на форму гідрографа весняного водопілля. Апробація методу прогнозу гідрографа водопілля була здійснена для річок басейну Дніпра та його приток Сож, Прип’ять, Десна [99].

Однією з фундаментальних робіт того часу, в якій ґрунтовно проаналізовано генезис гідрографів стоку в різних природних умовах їх формування є робота

Н.Ф. Бефані [100]. Автором [100] обґрунтовано теоретичні основи розрахунку гідрографу стоку дощових паводків гірських річок при використанні методу ізохрон (як основи генетичного розрахунку гідрографу стоку дощових та талих вод, що запропонована М.А. Великановим (1940) та методу одиничного гідрографу (запропонованого у 1932 р. Л.К. Шерманом [101]). При цьому особливу увагу автор [100] приділяє методам розрахунку поверхневого схилового стоку та його русловій трансформації, розробці територіальних (регіональних) математичних моделей втрат води на водозборі.

Напрацювання Н.Ф. Бефані було покладено й в основу розробки територіальних методів прогнозу характеристик стоку весняного водопілля рівнинних річок, що знайшли відображення у роботах [21], [85].

Детерміністична гідрологічна модель «Гідрограф» з розподіленими параметрами була розроблена у 70-х роках минулого століття під керівництвом Ю.Б. Виноградова (2010 р.). Модель «Гідрограф» застосовується, як для розрахунків, так і прогнозу гідрографу стоку, у тому числі і невивчених в гідрологічному відношенні річок. Модель описує процеси формування річкового стоку на басейнах з різними фізико-географічними характеристиками (типами ландшафтів, ґрунтів, рослинності). В моделі використовується стандартна метеорологічна інформація – добові значення температури повітря, дефіциту вологості повітря, опадів, що дає можливість використовувати її для різних регіонів.

Однією з вітчизняних моделей прогнозів гідрографу є математична модель, яка була розроблена в Українському науково-дослідному гідрометеорологічному інституті (УкрНДГМІ) (зараз Український гідрометеорологічний інститут – УкрГМІ ДСНС України та НАН України) В.П. Водоласковим [102] та апробована для водозборів лісостепової зони Європейської території колишнього СРСР. В її основу покладені основні принципи опису процесів формування весняного стоку моделі В.І. Кореня і В.О. Бєльчикова (1983 р.). В подальший період в УкрГМІ розроблені прогнозно-моделюючі комплекси «Тиса», «Дністер», «Прут», «ДОЩ», «СЛОЙ» (автори М.М. Сусідко, О.І. Лук’янець) [103]. Ці автоматизовані комплекси на даний

час використовуються в оперативній діяльності Українського Гідрометцентру ДСНС України (УкрГМІ) [104].

Кожна з перелічених моделей дозволяє математично описувати процеси формування стоку на водозборів період розвитку весняних водопіль та дощових паводків.Прогноз складається на основі моделювання процесів нерівномірного просторового розподілу опадів, снігонакопичення та сніготанення, зміни стану поверхні водозборів,стокоутворення, випаровування та фільтрації. При цьому, в моделях «ДОЩ», «СЛОЙ» прогноз шару весняного стоку часткових площ басейну здійснюється шляхом воднобалансового рішення [103].

Розподілена фізично-обґрунтована гідрологічна модель «опади-стік» ТОРКАРІ-ІПММС (автори М.Й. Желєзняк, О.В. Бойко) розроблена в Інституті проблем математичних машин і систем НАН України, яка побудована з використанням ГІС-технологій обробки просторових даних [105]. Модель базується на використанні рівняння «кінематичної хвилі» для опису динаміки процесів річкового стоку та може бути застосована для детальної реконструкції минулих паводків, аналізу їх параметрів поза межами регулярних пунктів гідрометеорологічних вимірювань. Рівняння моделі розв’язуються для елементів сітки водозбору, а сукупний річковий стік розраховується шляхом побудови так званого «дерева стоку», «корінь» якого знаходиться в замикальному створі водозбору. Параметри моделі визначаються для кожного елемента сітки водозбору зі світових цифрових карт висот, типів ґрунтів, карти рослинного покриву та ін. Модель ТОРКАРІ-ІПММС успішно була застосована для формування паводкового стоку річок Закарпаття та приток басейну р. Прип’ять (р. Стир та р. Уж) згідно досліджень в [105]-[106].

Прикладом математичних моделей для довгострокових гідрологічних прогнозів стоку об’єму тало-дощового та дощового стоку річок є модель Л.С. Кучмента (1980-2002 рр.) [107]. Модель дає можливість побудови ансамблевих (складених за різними методиками в одну і ту ж дату прогнозу) довгострокових прогнозів об’єму річкового стоку та максимальних витрат води весняного водопілля за допомогою фізико-математичного і динаміко-

стохастичного моделювання формування стоку з врахуванням антропогенного впливу на формування річкового стоку. Динамічна частина моделі заснована на розв'язанні рівнянь Сен-Венана та включає опис процесів формування снігового покриву і сніготанення, інфільтрацію, промерзання і відтанення ґрунту, випаровування, стікання води по схилах водозбору і в річковій мережі. Стохастична складова моделі включає опис часового ходу опадів окремо для теплого і холодного періоду року, середньодобових температур повітря для холодного періоду і дефіцитів вологості повітря для теплого періоду року. Також модель Л.С. Кучмента [107] дозволяє розраховувати ймовірнісні характеристики максимального стоку повеней і дощових паводків.

Варто відзначити те, що статистичні та детерміністичні методи прогнозування дозволяють надавати короткострокові прогнози водного стоку з задовільною точністю та завчасністю. Проте, немає можливості за цими методами надавати довгострокові прогнози із завчасністю, яка вимірюється роками та десятиліттями. Деякі, поки що загально невизнані дослідники, намагалися розширити можливості довгострокового гідрологічного прогнозування шляхом врахування впливу на формування водного стоку річок подій та явищ космічного і планетарного масштабів (гравітаційні та електромагнітні сили Сонця, Місяця та планет Сонячної системи; океанічні течії та загальна циркуляція атмосфери; коливання сонячної активності; комети та метеоритні потоки; вулканічна діяльність, біосфера та антропогенні чинники) [108], [109] або переходом від кількісних до якісних методів прогнозування [110]-[115].

На даний час, детерміністичні математичні моделі широко використовуються в оперативній практиці довгострокового гідрологічного прогнозування в Українському Гідрометцентрі ДСНС України (УкрГМЦ) [104]. В основу вітчизняних моделей покладено різні принципи до складання прогнозу – водно-балансове рівняння (модель «СЛОЙ-2») [94],[95] або типізація водності водопіль за сполученням комплексу стокоутворючих чинників (метод територіальних довгострокових прогнозів рівниннихрічок) [21], [85], [96].

Математична модель СЛОЙ-2 (автор М.М. Сусідко), застосовується для довгострокового прогнозування характеристик стоку весняного водопілля [94], [95] та дозволяє проводити дослідження динаміки зимово-весняних процесів на річковому водозборі [116].

Математична модель СЛОЙ-2, одна з небагатьох існуючих моделей, яка може бути застосована в різних фізико-географічних умовах [94] та враховує неоднорідність ландшафтних і гідрометеорологічних умов формування весняного стоку.

Часова динаміка зимово-весняних процесів у моделі здійснюється в оперативному режимі надходження вихідної інформації по даних спостережень на метеостанціях [95] при безперервному її надходженні за допомогою системи АРМ-гідро [117]. Модель дозволяє аналізувати для відкритих і залісненних частин річкових басейнів процеси стокоутворення – снігонакопичення та сніготанення, зміни стану підстильної поверхні водозбору, динаміки глибини промерзання і відтаювання ґрунтів, їх зволоженості (при врахуванні зимових відлиг). Для розрахунку водовіддачі під час зимових відлиг в моделі використаний методичний підхід з використанням коефіцієнтів танення та показників водоутримуючої спроможності снігу.

Модель прогнозу максимальних витрат води може бути застосована для невивчених у гідрологічному відношенні водозборів. При цьому прогноз максимальних витрат води весняного водопілля потребує наявності прогнозних шарів стоку весняного водопілля, що збільшує похибку прогнозу.

Практичною цінністю моделі СЛОЙ-2 є можливість представлення прогнозних величин шарів стоку весняного водопілля у картографічному вигляді. Проте, недоліком моделі є не можливість картування максимальних витрат води весняного водопілля.

На відміну від моделі СЛОЙ-2, метод територіальних довгострокових прогнозів шарів стоку, максимальних витрат води весняного водопілля рівнинних річок України та строків їх проходження авторів [21], [85], [96] вирішує задачу просторового прогнозування гідрологічних характеристик весняного стоку річок при попередньому встановленні типу або діагнозу водності майбутньої весни, отриманні за регіональними залежностями прогнозних величин, та їх

представлення у картографічному вигляді не тільки шарів стоку, а й максимальних витрат води, але виражених у безрозмірних величинах. Основною перевагою моделі є можливість одержання як прогнозних, так середньобагаторічних характеристик стоку (які є базовими в прогнозній методиці), включаючи й річки, що не охоплені тривалими гідрологічними спостереженнями для надійного розрахунку їх статистичних величин. При визначенні останніх, авторами методу [21], [85], [96] прийнята теорія руслових ізохрони добігання води, реалізована для типового одномодального гідрографу весняного водопілля [20], [39].

Метод територіальних довгострокових прогнозів характеристик весняного водопілля рівнинних річок на основі типізації водності водопіль. Методичною базою для довгострокових прогнозів характеристик весняного водопілля (шарів стоку та максимальних витрат води) на рівнинних річках є встановлення їх залежностей від сумарних запасів води в сніговому покриві та весняних дощових опадів. Такі залежності виражені авторами [21], [85], [96] у модульних коефіцієнтах, тобто відносно їх середньобагаторічних величиндля річок, по яких є багаторічні ряди гідрометеорологічних спостережень у вигляді

$$Y_m / Y_0 = f\left[(S_m + X_1 + X_2)/(S_0 + X_{1_0} + X_{2_0})\right], \tag{1.79}$$

$$q_m / q_0 = f\left[(S_m + X_1)/(S_0 + X_{1_0})\right] \tag{1.80}$$

або, як

$$k_Y(k_q) = k_X \tag{1.81}$$

де Y_m і Y_0 – шари весняного стоку і їх середньобагаторічні величини, мм;

q_m і q_0 – максимальний модуль весняного водопілля і його середньобагаторічна величина, м^3/с;

$k_Y(k_q)$ – модульний коефіцієнт шарів стоку (максимальних витрат води) весняного водопілля;

k_X – модульний коефіцієнт сумарного надходження води на водозбір у період весняного водопілля;

S_m і S_0 – максимальні запаси води в сніговому покриві, які сформувалися на поверхні річкових водозборів наприкінці зими, тобто перед весняною хвилею водопілля і їх середньобагаторічні величини, мм;

X_1 і X_{10} – дощові опади періоду танення снігу (опади, які сумуються за період від дати настання максимальних запасів води в сніговому покриві S_m до дати завершення сніготанення, що може бути встановлена по даті проходження максимальних витрат води весняного водопілля річок Q_m) і їх середньобагаторічні величини, мм;

X_2 і X_{20} – дощові опади періоду спаду весняного водопілля (опади, які сумуються за період від дати проходження максимальних витрат води весняного водопілля Q_m до дати закінчення весняного водопілля) і їх середньобагаторічні величини, мм.

При випуску прогнозу методикою передбачено на першому етапі складання альтернативного (якісного) прогнозу типу водності весняного водопілля, на другому – кількісного прогнозу шарів стоку чи максимальних витрат води весняного водопілля.

Попередня оцінка типу розвитку весняних процесів, тобто складання альтернативного (якісного) прогнозу майбутнього водопілля – вищого, близького або нижчого за середньобагаторічне значення (норму) здійснюється при врахуванні комплексу гідрометеорологічних чинників весняного водопілля та використанні багатовимірного стохастичного аналізу (дискримінантної функції DF). Функція DF розраховується в дату випуску прогнозів (ДВП) за рівнянням, структуру якого прийнято за [118]-[120]

$$DF = a_0 x_1 + a_1 x_2 + ... + a_m x_m, \qquad (1.82)$$

де $A(a_0, a_1, ..., a_m)$ – вектор коефіцієнтів дискримінантної функції;

m – кількість ознак чи дискримінантних змінних $(j = 1,2,...,m)$, які характеризують об'єкт дослідження.

За знаком дискримінантних рівнянь (більше або менше нуля) весняне водопілля на річках можна диференціювати за типами водності. Так, коли дискримінантна функція $DF1 > 0$, то слід очікувати формування весняного водопілля вищим за норму (середньобагаторічну величину значення). Якщо ж $DF1 \leq 0$, а $DF2 \geq 0$, то водопілля буде розвиватися за ситуацією, коли очікуються об'єми чи максимуми весняних вод близькими до норми. У випадку, коли $DF1 < 0$ і $DF2 < 0$, водопілля очікується нижчим за норму.

Автором [21] встановлено, що для річкових систем, які знаходяться в однорідних умовах формування весняних водопільдискримінантні рівняння є стійкими і можуть використовуватися для всіх річок таких районів. При цьому в межах південної частини території України буде виділено 3 однорідних районів з підрайонами.

На другому етапі прогностичної схеми відбувається встановлення кількісних величин модульних коефіцієнтів шарів стоку k_Y чи максимальних витрат води k_q (відповідно групи водності водопіль за знаком дискримінантної функції DF) у вигляді [21]

$$k_Y(k_q) = b_0 + b_1 k_X + b_2 k_X^2 + b_3 k_X^3, \tag{1.83}$$

де b_0, b_1, b_2, b_3 – районні коефіцієнти рівняння (1.83), що однакові для однорідних за умовами весняного стоку районів [21].

При встановленні за прогнозною методикою очікуваних модульних коефіцієнтів k_Y та k_q визначаються самі величини:

- для шарів стоку

$$Y'_m = k_Y \cdot Y_0 \cdot K_{Y_{2010}}; \tag{1.84}$$

- для максимальних витрат води

$$Q'_m = k_q \cdot Q_0 \cdot K_{Q_{2010}} \tag{1.85}$$

або, аналогічно

$$Q'_m = k_q \cdot q_0 \cdot F \cdot K_{Q_{2010}}. \tag{1.86}$$

Оскільки параметри та базові карта-схеми в методі територіальних довгострокових прогнозів характеристик весняного водопілля рівнинних річок України [21] обґрунтовані при обробці часових рядів станом на 2000 р., автором [21] запропоновано до значень середньобагаторічних величин характеристик стоку вводити поправочні коефіцієнти (до шарів стоку $K_{Y_{2010}}$ та максимальних витрат води $K_{Q_{2010}}$), що враховують зміни водності весняного водопілля за сучасні роки (станом на 2010 р.).

Можливість територіального прогнозування за (1.84)-(1.86) зумовлена розрахунком середньобагаторічних шарів стоку Y_0 або максимальних модулів весняного водопілля q_0.

За наявності тривалих стокових спостережень середньобагаторічні величини шарів стоку весняного водопілля розраховуються для кожної конкретної річки за часовим рядом стокових спостережень на ній.

Середньобагаторічні величини шарів стоку весняного водопілля Y_0, мм, визначаються в [21] для будь-яких річок території, у т.ч. невивчених в гідрологічному відношенні, за картосхемою їх розподілу по території (без урахування впливу лісів і боліт на річковому водозборі). Вплив лісу та боліт на шар весняного стоку Y_0 враховується при використанні коефіцієнтів [21]

$$k_л = 1 - 0{,}082 \lg(f_л + 1), \tag{1.87}$$

$$k_б = 1 - 0{,}24 \lg(f_б + 1), \tag{1.88}$$

де $f_л$, % та $f_б$, % – площі лісу і боліт на басейні.

Середньобагаторічні величини максимальних модулів весняного водопілля q_0, м^3/(с·км^2) визначаються за операторною моделлю формування максимального стоку за рівнянням [20], [21], [39]

$$q_0 = q_0' \psi(t_p / T_0) \varepsilon_F r, \tag{1.89}$$

де q_0 – середньобагаторічний модуль максимального стоку, м^3/(с·км^2);

q_0' – середньобагаторічний модуль максимальної витрати води схилового припливу, м^3/(с·км^2);

$\psi(t_p / T_0)$ – трансформаційна функція розпластування повеневих хвиль під впливом руслового добігання;

ε_F – коефіцієнт русло-заплавного регулювання;

r – коефіцієнт трансформації водопіль під впливом озер і водосховищ руслового типу.

Авторами методу [21], [96] обґрунтовані регіональні узагальнення при визначенні параметрів операторної моделі формування максимального стоку. При цьому для визначення тривалості схилового припливу тало-дощової води T_0 в басейнах річок рівнинної України запропоновано картосхему розподілу величин по території (без урахування впливу лісів і боліт на річковому водозборі) [21]. Вплив лісу та боліт на тривалості схилового припливу тало-дощової води T_0 враховується при використанні коефіцієнтів [21]

$$k_л' = 1 + 0{,}37 \cdot \lg(f_л + 1); \tag{1.90}$$

$$k_б' = 1 + 1{,}23 \cdot \lg(f_б + 1). \tag{1.91}$$

На третьому етапі ведеться визначення ймовірнісних характеристик весняного водопілля в багаторічному періоді та їх представлення в прогнозній методиці [21], [85], [96].

Забезпеченість прогнозованих величин Y_m та Q_m встановлюється за їх модульними коефіцієнтами k_Y і k_q та їх статистичними параметрами – коефіцієнтами варіації шарів стоку $(C_v)_Y$ та максимальних витрат води $(C_v)_Q$ [21]. Використовуючи таблицю трипараметричного гама-розподілу С.М. Крицького і М.Ф. Менкеля [36] при встановленому для даної території $C_s / C_v = 2{,}5$, знаходять забезпеченість очікуваних шарів стоку та максимальних витрат води весняного стоку P_Y, % та P_Q, % у вигляді інтервалу забезпеченостей

$$P_1 < P_Y(P_Q) < P_2, \tag{1.92}$$

де P_1 та P_2 – верхня і нижня межі забезпеченості, %, що встановлюються по таблицям С.М. Крицького и М.Ф. Менкеля (для середнього по території значення $C_s / C_v = 2{,}5$) [37].

Практична реалізація методу територіальних довгострокових прогнозів стокових характеристик весняного водопілля рівнинних річок України та для різних регіонів представлена в роботах авторів методу [21], [85], [96], а також [93], [121], [122].

Метод територіальних довгострокових прогнозів характеристик весняного водопілля рівнинних річок дозволяє надавати прогнозні величини модульних коефіцієнтів шарів стоку та максимальних витрат води весняного водопілля та їх прогнозних забезпеченостей, як в табличному вигляді, так і у картографічній формі, тобто у вигляді картосхем розподілу по території ізоліній цих величин.

Важливе значення при регулюванні водного режиму лиманів-водосховищ закритого типу північно-західного Причорномор'я мають розрахунки і прогнози гідрологічних характеристик в період найбільш багатоводної фази водності річок – весняного водопілля.

На основі довгострокового прогнозування стоку весняного водопілля в роботі обґрунтовано балансовий метод можливого наповнення тало-дощовими

водами у весняний період року закритих водойм північно-західного Причорномор'я (Хаджибейського й Куяльницького лиманів [21], Придунайського озера Катлабух [123]) при визначенні величин об'ємів та максимальних рівнів води в них. Розробка науково-методичних рекомендацій при цьому ускладнюється через практичну відсутність вихідної гідрологічної інформації в межах розташування окремих лиманів-водосховищ.

Метод прогнозування строків проходження весняних водопіль річок. Автором [21] при розробці методу територіальних довгострокових прогнозів характеристик максимального стоку весняного водопілля рівнинних річок України також обґрунтований метод просторових прогнозів дат початку та проходження максимальних витрат (рівнів) води весняних водопіль.

В запропонованій методиці прогнозу при визначенні дат початку весняного водопілля на річках на першому етапі здійснюється визначення тривалості водоутримуючої спроможності снігу, тобто визначається період від дати максимальних снігозапасів S_m до дати початку водопілля $Д_в$ ($t_в$, доби). З цією метою в методиці прогнозування строків водопіль автором [21] були встановлені залежності тривалості водоутримуючої спроможності снігу $t_в$ від середньодекадної температури повітря за першу, після дати максимальних снігозапасів $Д_{Sm}$ декаду (θ_1°C) для опорних створів в межах рівнинної території України [21].

Для прогнозування дат проходження максимальних витрат (рівнів) води весняного водопілля ($Д_{Q_m}$) автором [21] були одержані регіональні залежності тривалості підйому водопілля (t_n, діб) від середньодекадної температури повітря за першу, після дати початку водопілля $Д_в$, декаду (θ_2 °C). Для середньобагаторічних значень $(t_n)_0$ (як завчасності прогнозів $Д_{Qm}$) встановлено [21], що в басейнах річок рівнинної території України спостерігається їх зростання зі збільшенням площ водозборів.

Метод просторових прогнозів дат початку та настання максимальних витрат чи рівнів води весняного водопілля передбачає встановлення їх повторюваності у багаторічному розрізі [21]. Така задача вирішена автором [21] при побудові

емпіричних кривих забезпеченостей цих дат (у вигляді кількості діб від 31.01 до дати настання явища) за даними багаторічних рядів спостережень за строками водопіль на річках. Встановлення ймовірності *P*, % по таких кривих здійснюється за прогнозною датою початку водопілля чи настання максимальної витрати води (в перерахунку прогнозної дати у кількість діб від 1 лютого).

Практична реалізація методики прогнозування дат початку та настання максимальних витрат чи рівнів води весняного водопілля представлена в роботах [21], [124], [125].

В запропонованому методі територіальних довгострокових прогнозів характеристик максимального стоку весняного водопілля річок та строків його формування [21] використовується картографічна форма представлення прогнозних величин, а саме, розподіл по території очікуваних модульних коефіцієнтів шарів стоку, максимальних витрат води весняного водопілля, дат початку та проходження максимальних витрат води, а також їх забезпеченостей у багаторічному періоді. Модель використовується в оперативній діяльності УкрГМЦ ДСНС України для прогнозу характеристик весняного водопілля й річок, не охоплених стаціонарними гідрологічними спостереженнями та автоматизована у вигляді програмних комплексів для басейнів річок Десна, Сейм, Прип’ять, приток Середнього Дніпра [121], [125], [126].

Прогнозний метод реалізований для рівнинних річок України за даними спостережень до 2000 року включно, тому потребує удосконалення, на основі опублікованих ЦГО імені Бориса Срезневського гідрометеорологічних даних (станом на 2020 рік), при уточнені коефіцієнтів і параметрів прогнозної схеми та виявленні основних гідрометеорологічних чинників, які входять до вектор-предикторудискримінантної функції, створенні нових програмних комплексів з можливістю просторового гідрологічного моніторингу, що дозволяє попередити виникнення можливого водопілля за 15-35 діб до настання явища на річках.

Описану вище модель територіальних довгострокових прогнозів весняного водопілля рівнинних річок України буде покладено в основу даного дослідження при удосконаленні методики довгострокових прогнозів характеристик

максимального стоку на річках Півдня України (на прикладі рр. Південний Буг, річок Причорномор'я, Нижнього Дніпра).

1.2.2 Аналіз науково-методичних підходів територіального довгострокового прогнозування меженного стоку річок

Формування стоку в меженний період відбувається за рахунок виснаження як запасів ґрунтових вод, так і руслових запасів, які ще залишаються у річковій мережі, озерах та болотах після припинення подачі поверхневих тало-дощових вод весняного водопілля [127]-[129].

На річках переважно снігового живлення під меженним періодом прийнято розуміти літньо-осінній та зимовий періоди. На рівнинних річках цей період починається із закінченням спаду весняної повені.

Власне під терміном «межень» зазвичай розуміються найнижчі річні (літня межень) або зимові (зимова межень) витрати і рівні води в річках, коли живлення річок відбувається переважно за рахунок підземних вод. Однак в літній та осінній періоди багато річок в тій чи іншій мірі отримують додаткове живлення за рахунок дощів, а в зимовий час за рахунок поверхневого стоку під час відлиг.

В даний час такого роду прогнози даються для багатьох річок як в літньо-осінній, так і в зимовий періоди. Однак методичні основи їх розроблені в меншій мірі, ніж, наприклад, прогнози весняного стоку річок і точність їх у багатьох випадках залишається ще низькою [130].

Перші пропозиції по довгостроковим прогнозам літнього та осіннього стоку рівнинних річок були зв'язані з установленням суто емпіричних залежностей між величинами цього стоку за той чи інший період часу та його гідрометеорологічними факторами [131]. Однак такі залежності, як правило, мають низьку точність і тому в наш час вони порівняно рідко використовують в цілях прогнозування стоку.

Істотний прогрес в розвитку методики прогнозів літнього стоку був досягнений завдяки дослідженням В. Кесслици та А.В. Огієвського (в [132]). Вони обґрунтували можливість та доцільність виділення, а також прогнозу двох різних за своїм генезисом частин літнього та осінньогостоку:

- стоку, обумовленого виснаженням запасів руслових, а також підземних вод, обчислювального за допомогою встановлення кривих спаду витрат води;

- поверхневого стоку, викликаного опадами.

В. Кесслиц запропонував наступні рівняння для обчислення й прогнозу величини літнього стоку р. Мур (в редакції [132])

$$y=y_1+\eta x, \tag{1.93}$$

де y - сумарний стік за заданий місяць;

y_1 - стік за заданий місяць, обчислений по кривій спаду витрат води;

x - кількість опадів в басейні за той же місяць;

η - коефіцієнт стоку.

Крива спаду та обчислені величини коефіцієнта стоку знаходились емпірично на основі даних гідрометеорологічних спостережень.

А.В. Огієвський (в [132]), ґрунтуючись на даних багатолітніх спостережень, установив ряд досить важливих по своїй структурі, але суто емпіричних формул для обчислення місячного стоку Дніпра. У якості факторів стоку за заданий місяць він розглядав попередні витрати води, суми опадів та середні температури повітря за різні проміжки часу.

Однак способи прогнозів літнього стоку у тому виді, як вони були запропоновані В. Кесслицем та А.В. Огієвським, не знайшли широкого використання на практиці. Пояснювалось це перш за все тим, що спроби знайти шлях до розрахунку величини коефіцієнта стоку не привела до успіху; відносно до формул, запропонованих для річки Дніпро, була очевидна суб’єктивність вибору деяких факторів стоку.

Територіальні прогнози літнього та осіннього стоку вперше стали складатися в Державному гідрологічному університеті в 1939 році під керівництвом С.Ю. Белінкова. В основу їх розробки був покладений метод аналогів. Роки-аналоги підбирались для окремих великих районів, на які завчасно була розділена Європейська територія СРСР. Вибір року-аналога виконується по величині весняного стоку й по сумі опадів в місяць. У цілях облегшити цю роботу були побудовані за всі минулі роки карти величин весняного стоку та літніх опадів (по місяцям) у вигляді модульних коефіцієнтів. Очікувана водність річок за той чи інший місяць приймалась по року-аналогу (для кожного району). Майбутні опади бралися по прогнозу погоди.

При наявності прогнозів літнього стоку в місяць по багатьох басейнах можна складати карту очікуваної водності річок за даний місяць для достатньо великої території, наприклад Європейської частини СРСР. При цьому доцільно очікувану водність річок надавати у відносних величинах (у модульних коефіцієнтах). Але у цьому випадку просторове узагальнення величин очікуваного стоку буде в той чи іншій степені схематичним, оскільки місячний стік доволі сильно залежить від місцевих фізико-географічних умов, розмірів басейна та інших факторів. Наявність такого територіального прогнозу дозволяє знайти очікувану величину літнього стоку за даний місяць практично для кожної річки, що протікає у даному районі.

Задача територіального прогнозу літнього стоку може бути вирішена і на основі задачі узагальнених співвідношень. Так, наприклад, для Північно-Західного району Р.А. Нежиховський (в [132]) встановив узагальнене співвідношення

$$q_{n+1} = \varphi\,(q_n, f_{оз}, F), \tag{1.94}$$

де q_n та q_{n+1} – модуль стоку за даний та наступний місяць при відсутності притока дощових вод до руслової мережі (і в озера),

$f_{оз}$ та F – озерність та площа басейну.

Отже, за допомогою цих співвідношень можна скласти прогноз місячного стоку для будь-якої річки, якщо для неї відомі відповідні вихідні дані.

Об'єм літньо-осіннього меженного стоку (середня витрата води) за деякий період часу Δt, який перевищує максимальний час добігання води τ_{max} по руслах річок можна представити рівнянням [130]:

$$Q\Delta t = Q_Г \Delta t + Q_Д \Delta t + W_{t_0}, \qquad (1.95)$$

де $Q\Delta t$ - меженний стік за час Δt;

$Q_Г \Delta t$ і $Q_Д \Delta t$ - стік річок, обумовлений відповідно припливом підземних і дощових (поталих) вод;

W_{t_0} - запасводив річковій мережі в початковий момент часу t_0.

Для періоду зимової межені за наявності зимових відлиг дощова складова ($Q_Д \Delta t$) замінюється тало-дощовою ($Q_{ТД} \Delta t$) і рівняння має вигляд

$$Q\Delta t = Q_Г \Delta t + Q_{ТД} \Delta t + W_{t_0}. \qquad (1.96)$$

Насьогодні з складових рівняння (1.95) і (1.96) з достатньою точністю можна визначити лише запас води в річковій мережі W_{t_0} (наприклад, за гідрометричними або морфометричними даними). Ця складова має суттєве значення для крупних річок з максимальним часом руслового добігання, який дорівнює або перевищує період завчасності прогнозу (наприклад, місяць). За відсутності даних для розрахунку руслових запасів води, величину W_{t_0} можна приблизно оцінити через витрату води у замикаючому створі в момент часу t_0.

Підземну та дощову складові стоку за період завчасності прогнозу визначити значно важче ніж W_{t_0}, особливо для великих річок, де дощовий стік дуже слабко виражений. Підземне живлення, як вже говорилося, відбувається за рахунок першого від поверхні безнапірного водоносного горизонту та більш

глибокого, у тому числі напірного, горизонту підземних вод, визначення яких має певні труднощі. Дощовий приплив води ($QД_{\Delta t}$) може бути отриманий через кількість опадів, які приймають участь у формуванні стоку розглядуваного періоду.

У зв'язку з цим для прогнозів меженного стоку рівняння (1.95) і (1.96) не можуть бути використані безпосередньо. Тому в практиці гідрологічних прогнозів будуються емпіричні залежності меженного стоку від факторів, які його визначають. При цьому краща якість прогнозів отримується для річок з незначною долею дощового стоку і для великих річок лісостепової і степової географічних зон.

Для прогнозу меженного стоку (наприклад, середніх витрат води за період часу Δt) найбільш часто використовуються залежності вигляду:

- для зони недостатнього зволоження при невеликій кількості опадів або малої змінності їх кількості у літньо-осінній період [130]

$$\overline{Q}_{t+\Delta t} = f(W_t) \tag{1.97}$$

або

$$\overline{Q}_{t+\Delta t} = f(Q_t), \tag{1.98}$$

- для зони достатнього зволоження при значних опадах у літньо-осінній період

$$\overline{Q}_{t+\Delta t} = f(W_t, X), \tag{1.99}$$

або

$$\overline{Q}_{t+\Delta t} = f(Q_t, X), \tag{1.100}$$

де $\overline{Q}_{t+\Delta t}$ – середня витрата води за період часу Δt, м^3/с;

W_t – запас води в річковій мережі на дату випуску прогнозу t, м^3;

Q_t – витрата води у замикаючому створі річки на дату випуску прогнозу t, м^3/с;

X – кількість опадів періоду завчасності прогнозу Δt середніх витрат води, мм.

Загальний вигляд залежності, наприклад (1.97), для довгострокового прогнозу середньомісячних витрат води при не значній ролі опадів може бути представлений рівнянням прямої

$$\overline{Q}_{t+30} = aW_t + b\,, \tag{1.101}$$

де a і b– параметри рівняння, які підлягають встановленню для конкретного річкового басейну.

Прогнозування меженного стоку у програмах ВМО [42]. Середньострокові та короткострокові прогнози меженного стоку базуються на характеристиках виснаження стоку в басейні. У деяких ситуаціях необхідно враховувати особливі випадки, які можуть порушити криву виснаження стоку в порівнянні з середньою кривої. Наприклад, такий антропогенний вплив, як забір води на зрошення; локальні відмінності зволоженості водозбору можуть привести до формування різного базисного стоку з окремих частин водозборів; сезонні коливання, обумовлені розвитком водної рослинності; вплив приток.

Довгострокові прогнози меженного стоку майже завжди базуються на методах кореляційного або регресійного аналізу з урахуванням грунтової вологи і кліматичних характеристик, а саме дощових опадів і температури повітря, як визначальних змінних. Зазвичай в опадах за попередній період виділяються окремі сезонні складові, які входять в рівняння зв'язку з відносними ваговими коефіцієнтами. Також виділення сезонних опадів допомагає визначити час запізнювання в системі опади – стоку [133], [134].

В басейнах тих річок де головним компонентом загального стоку є підземні води, витрата води в витоках слугує визначальною зміною, яка характеризує запаси підземних вод. Приклади прогнозування низького стоку річок такого типу представлені в Бюро досліджень в галузі геології і мінеральних ресурсів в Situation hydrologique et prevision de baseseaux [135] (Гідрологічна ситуація і прогноз низького стоку). Меженний стік річок, витрати води яких формуються за

рахунок сніготанення за попередній період, прогнозуються з використанням характеристик снігового покриву, а саме запасом води в снігу.

В цілому для довгострокового прогнозування меженного стоку використовують прийоми математичної статистики. Для підготовки прогнозу можна використовувати прогностичні рівняння типу [136]

$$Q_{t+1} = Q_{t+1} | Q_t + \kappa P, \tag{1.102}$$

де Q_{t+1} - витрата води, що прогнозується;

$Q_{t+j}|Q_t$ - вирата води при умові, що немає дощу на спаді гідрографа в період між t і $t + 1$;

P - дощові опади, що дають добавку до стоку в момент часу $t + 1$;

k - перехідний коефіцієнт.

Ще одним підходом є використання довгострокових рядів стоку або водно-балансових моделей, заснованих на історичних кліматологічних даних для забезпечення ймовірнісних прогнозів низького стоку. Також для прогнозування меженного стоку потрібні оцінки фільтрації води в берега і випаровування з водної поверхні. Це має істотний вплив при прогнозуванні впливу попусків води з водосховища, а також впливу інших водогосподарських заходів.

В останні роки в Українському гідрометеорологічному інституті розроблено та впроваджено з 2015 р. у виробничу діяльність Дунайської гідрометеорологічної обсерваторії аналітично-експертну систему прогнозування рівнів води суднохідного Дунаю – «Істер» [137]. В її основу покладено методику прогнозу рівневого режиму Кілійського рукава р. Дунай, яка спирається на встановлення емпіричних залежностей зміни рівнів води поста Ізмаїл від зміни рівнів води на вищерозташованому посту Рені на фоні середньобагаторічного вітрового режиму морського узбережжя дельти Дунаю.

1.2.3 Світовий досвід сучасних закордонних досліджень в галузі математичного моделювання при прогнозуванні екстремальних характеристик паводків та межені

1.2.3.1 Огляд закордонних математичних моделей для прогнозування стоку річок

В закордонній практиці, у тому числі, й в практиці ВМО [42], [43], розроблені і використовуються математичні моделі гідрографів стоку у замикаючому створі річок з різною деталізацією процесів стокоутворення.

Огляд закордонних математичних моделей для прогнозування стоку річок наданий в роботах [42], [43], [138], [139].

До математичних моделей короткострокових гідрологічних прогнозів відноситься Стенфордська модель формування дощового стоку (автори Н.Г. Крауфорд і Р.К. Лінслей), яка описана у роботі [140]. Модель побудована на основі детального опису елементарних процесів стокоутворення на водозборі, а розрахунок стоку ведеться за годинні інтервали часу. Залежно від модифікації модель включає від 20 до 34 параметрів (годинні опади, добова температура, радіація, вітер, місячне або добове випаровування та ін.), що задаються з фізичних передумов формування стоку і уточнюються шляхом оптимізації.

В моделі Д. Доуді і О'Доннела, яка описана в [141] на відміну від Стенфордської моделі зменшено кількість параметрів до 13, з яких 9 (опади, випаровування, стік та ін.) оптимізується в автоматичному режимі за однакові проміжки часу – від 3 годин до одної доби. Модель застосовується для малих і середніх водозборів.

Для прогнозу дощового стоку на малих водозборах (з площею басейну до 50 км^2) може бути використана математична модель Лічі, Доуді і Бергмана, яка описана в [142]. Модель включає 8 параметрів, що визначаються шляхом оптимізації (зливові опади, випаровування та ін.) при розрахунковому інтервалі часу – 5 хв. Втрати води на інфільтрацію в моделі розраховуються за моделлю

Філіпа. Дляпрогнозу дощового стокуна малих водозборах, також, використовують математичну модель авторів Д.Є. Неша, Д.В. Сатклiфа, П.Є. О'Коннела, Д.П. Феррера та ін. [143], [144]. Модель включає 9 параметрів, 7 з яких підлягають оптимізації (опади, випаровування та ін.) при розрахунковому інтервалі часу – 3 години.

В умовах вологого і сухого клімату для прогнозу формування дощового стоку пропонується застосовувати математичну модель Шеньсі (Китай), яка описана авторами [68]. В моделі для розрахунку трансформації гідрографа в річному руслі використовується метод Маскінгам. Модель включає 9 емпіричних параметрів, що характеризують кліматичні та фізико-географічні умови, які для великих регіонів приймаються постійними, для інших – підбираються за даними спостережень за опадами, випаровуванням та стоком.

Модель Сакраменто (розроблена в Національному центрі служби річкових прогнозів Сакраменто, США) [145] є достатньо складною моделлю оскільки включає складний алгоритм розрахунку вологості ґрунту, призначений для визначення значень об'ємів декількох компонентів річкового стоку. Але для перетворень вхідних даних на гідрограф стоку використовується досить простий і майже повністю емпіричний підхід. В моделі розраховуються п'ять складових річкового стоку, з яких три компоненти стоку верхньої зони (схиловий, поверхневий і внутрішньоґрунтовий) сумуються і перетворюються на одиничний гідрограф. Два компонента нижньої зони – первинний і вторинний базисний стік, додаються до гідрографа відтоку, визначеному за трьома іншими складовими. Також в моделі передбачено розрахунок гідрографа річкового стоку зі змінними розрахунковими коефіцієнтами.

Еколого-гідрологічна модель SWIM (Soiland Water Integrated Model) розроблена німецькими і американськими фахівцями [146], [147], яка враховує параметри майбутнього клімату, гідрологічні та вегетаційні процеси, кругообіг поживних речовин (азот та фосфор) та рух донних відкладів в межах річкового басейну. Модель здатна відтворювати гідрологічні особливості басейну, зокрема сніготанення та включає інтерфейс ГІС GRASS, що дозволяє відображати

показники висот, землекористування та ґрунтів у просторі [147]. Слід відмітити, що модель SWIM була апробована не лише для басейнів річок Європи, Азії, Північній та Південній Америці, а й для різних природних зон України [148].

Прикладом гідродинамічних математичних моделей з розподіленими параметрами найбільш відомими є Європейська гідрологічна система (SHE) [149], [150], яка включає систему диференціальних рівнянь в часткових похідних, що описують такі фізичні процеси на басейні, як затримання опадів рослинністю, сумарне випаровування, схиловий та руслової стік, рух води в зоні аерації і зоні насичення та сніготанення. Також, подібною є гідродинамічна модель DHSWM (Distributed Hydrology Soilsand Vegetation Model), розробка американських вчених університету в Сієтлі – основні автори Вігмоста і Леттенмайєр [151].

Модель «Майк-11» Датського гідравлічного інституту [152], в яку входить модель опади-стік NAM відноситься до глобальної системи «MIKE-11» (https://www.dhigroup.com/). Модель є професійним інженерним програмним пакетом, який складається з низки моделей та може бути застосована для оперативного прогнозу стоку будь-якого річкового водозбору, прогнозу затоплень паводковими водами, моделювання протипаводкових заходів, експлуатації іригаційних систем і систем поверхневого дренажу, проектування систем каналів, моделювання припливних і штормових хвиль в річках і естуаріях та ін. Система «MIKE 11» опирається на гідродинамічний модуль, який заснований на розв’язанні інтегральних рівнянь нерозривності і збереження енергії, відомих, як рівняння Сен-Венана.

Сучасні гідрологічні моделі, зокрема, модуль NAM моделі Rainfall-Runoff програмного комплексу MIKE 11 (Данія) [152] описує процеси формування водного стоку на водозборі річки шляхом постійного врахування вмісту води в чотирьох умовних резервуарах: у сніговому покриві, у поверхневому, підповерхневому (коренева зона) та підземному (рис. 1.4).

Калібрування параметрів модуля NAM моделі Rainfall-Runoff відбувається на основі тривалих (більше 3 років) з постійним кроком у часі неперервних рядів витрат води в замикальному створі та середніх значень температури повітря,

кількості опадів і шарів випаровування на водозборі. Результати прогнозування водного стоку за модулем NAM моделі Rainfall-Runoff залежать від точності прогнозів параметрів погоди і, передусім, від кількості опадів, що випадає на поверхню водозбору.

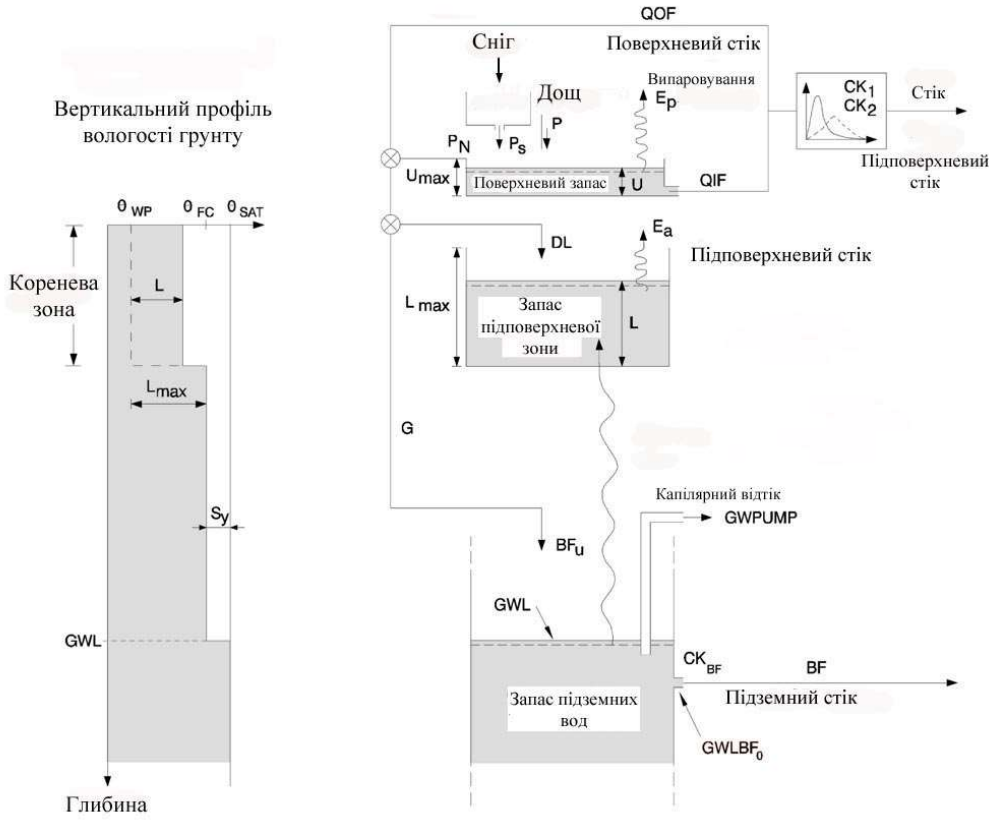


Рисунок1.4 –Структура модуля NAM моделі Rainfall-Runoff програмного комплексу MIKE 11 [152]

Програмний комплекс MIKE 11 також містить модуль HD - одновимірну гідродинамічну модель, яка описує рух паводкової хвилі по руслу та заплаві річки з урахуванням впливу гідротехнічних споруд (водосховищ, мостів, водопропусків тощо).

Як правило, чим точніше та детальніше модель описує гідрологічні процеси на водозборі річки, тим більше вхідних даних вона потребує. Однак, не завжди ці

дані є у наявності, що часто і унеможливлює використання подібних моделей на практиці.

В оперативній практиці гідрологічного прогнозування Європи та Світу з метою запобігання стихійних лих та попередження гідрологічних ризиків викликаних дощовими паводками та проходженням весняних водопіль велика увага приділяється комплексним системам гідрологічного прогнозування, які складаються з ансамблю прогнозних моделей.

Так, у Японії (м. Токіо) в Національному дослідницькому центрі по запобіганню стихійних лих розроблена резервуарна (танк-модель) модель [42], [153], в якій ґрунтова товща представляється у вигляді системи резервуарів, розташованих один над іншим. В моделі передбачається, що всі дощові опади та талі води потрапляють в самий верхній резервуар та витікають через донний отвір потрапляючи в наступний резервуар, що залягає нижче. Виняток становить лише найнижчий резервуар, оскільки вода, що потрапила до нього, є втратою для системи. Кількість і розмір резервуарів, а також розташування вихідних отворів є параметрами моделі.

Прикладом локальних розробок методів оперативного прогнозування проходження максимальних витрат води є система гідрологічного прогнозування в реальному часі HydroProg розроблена у Вроцлавському університеті (Польща) [154]. Система служить в якості загального інструменту, який може використовуватися для надання попереджень про гідрологічні небезпеки. В систему HydroProg вбудований генератор багатомодельного ансамблевого прогнозу, що дозволяє застосовувати систему в різних річкових басейнах, обладнаних гідрометеорологічними мережами.

Комплексна система гідрологічного моделювання − гідрологічна модель HBV (Hydrologiska Byrans Vattenbalans-avdelning model) розроблена у Шведському метеорологічному та гідрологічному інституті (SMHI). Це одна з перших моделей, яка розроблена ще на початку 70-х років з метою підвищення якості управління гідроенергетичного комплексу [138]. Перші прогнози були виконані для басейнів у північній частині Швеції у 1975 році [155], [156]. Модель

HBV – це концептуальна гідрологічна модель, що дозволяє виконувати безперервний розрахунок річкового стоку на басейні (періоду весняного водопілля, зимових та осінніх паводків та межені) при застосуванні сучасних комп'ютерних засобів та даних калібрування. Ця модель є стандартним інструментом прогнозування у Швеції національної служби попередження повеней для близько 75 водозборів переважно малих та незарегульованих річок. Модель HBV використовується більш ніж в 50 країнах світу, як в оперативній прогностичній практиці, так і з метою наукових досліджень.

У Європейському союзі функціонує система прогнозування повеней European Flood Alert System (EFAS), розроблена під керівництвом об'єднаного дослідницького центра Єврокомісії в м. Іспра, Італія [157], [158]. Система EFAS має подвійне призначення – забезпечення сталого водопостачання та прогнозування небезпечних повеней. На виході система EFAS надає користувачам карти ймовірності виникнення повеней, ансамблеві прогнози стоку, інформацію про опади, доступну через веб-інтерфейс моніторинг паводкової обстановки. Прогноз уточнюється по мірі надходження нових фактичних і прогнозних метеорологічних даних, при цьому, відповідно, зменшується завчасність прогнозу.

Технологія підготовки і випуску прогнозів заснована на басейновому принципі і повністю автоматизована. В структуру системи входить глобальна модель прогнозу погоди ECMWF, регіональна модель прогнозу погоди метеослужби Німеччини, модель формування паводкового стоку LISFLOOD і імітаційна модель затоплення території з погодинним тимчасовим кроком і високим просторовим розширенням. Подібний функціонал вимагає наявності детальних даних про рельєф та інші характеристики підстильної поверхні [159].

Окрім Європейських глобальних моделейпрогнозування повеней, досить потужною є система для прогнозування і оперативного оповіщення про повені, яка використовується у США – технологія FFG (Керівництво по швидко виникаючим паводкам), розроблена співробітниками національної метеослужби США і Гідрологічним дослідним центром в Сан-Дієго. Технологія FFG

призначена для виявлення в оперативному режимі районів, де очікується формування швидких паводків, в тому числі на малих річкових басейнах, які не забезпечені гідрологічними спостереженнями [160].

Особливістю даної системи є розвинений блок оцінки полів опадів на основі даних радіолокаторів (системи NEXRAD) відкоригованих по наземній мережі спостережень. Отримані за допомогою даної технології поля опадів використовуються в якості вхідних даних для моделі формування та танення снігового покриву та моделі розрахунку вологості ґрунту. Система забезпечує повністю автоматизований збір даних, засвоєння і обробку їх для моделювання та випуску прогностичної продукції.

На виході технологія формує поля показників, що відображають можливість формування повеней, показник загрози формування небезпечних повеней, а також оцінку прогнозу. Технологія має добре розвинений інтерфейс і дозволяє представляти вихідну продукцію у вигляді текстових форматів, карт і графіків. Крім США, дана технологія використовується у Мексиці, Коста-Ріці, Панамі, Румунії, Болгарії, Туреччини та інших країнах [160].

1.2.3.2 Аналітичний огляд сучасного стану вітчизняних і закордонних досліджень в галузі коротко- та довгострокового прогнозування характерних рівнів води та обґрунтування регіональних методичних підходів на прикладі нижньої течії Дунаю

Розглянемо методи прогнозування водного стоку на прикладі р. Дунай – найбільшої річки центральної Європи (рис. 1.5). Від витоку до гирла Дунай протікає територією 10 держав: Німеччини, Австрії, Словаччини, Угорщини, Хорватії, Сербії, Болгарії, Румунії, Молдови та України. По комплексу фізико-географічних, геологічних та кліматичних ознак річку Дунай прийнято ділити на наступні три частини: Верхній Дунай – від витоку до Девінських Воріт, Середній

Дунай – від Девінських до Залізних Воріт, та Нижній Дунай – від Залізних Воріт до гирла [161].

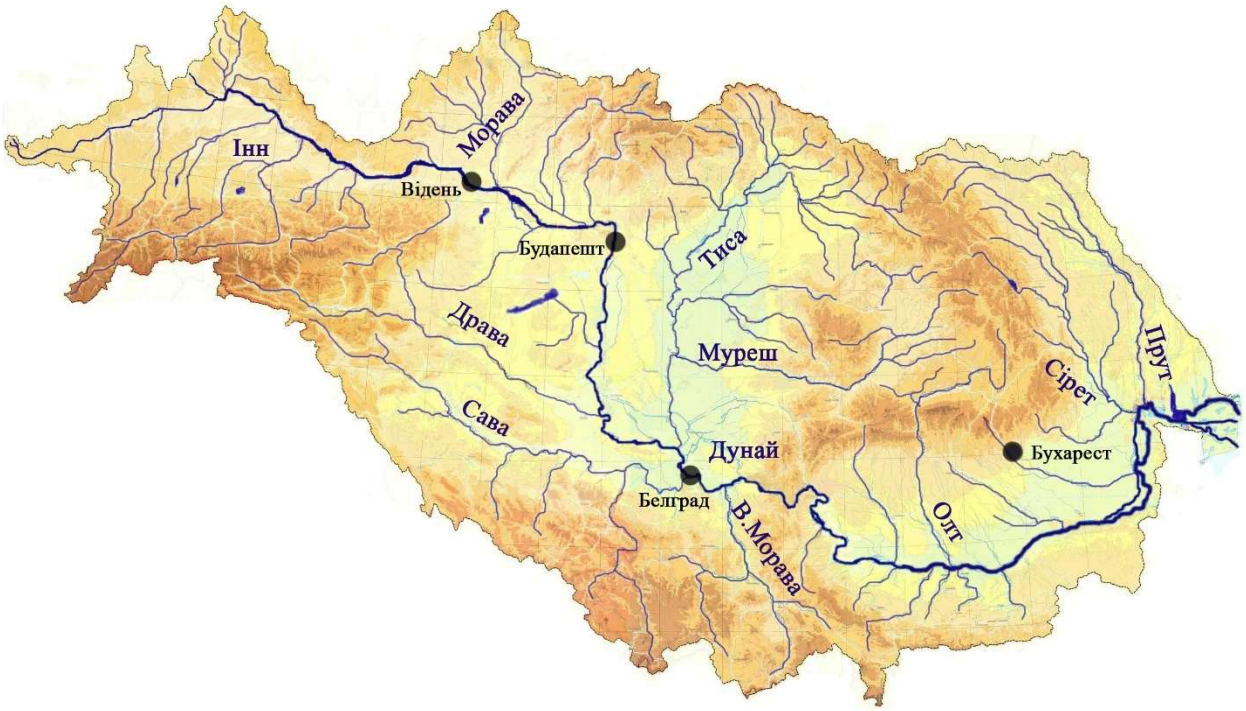


Рисунок 1.5 – Басейн р. Дунай

Регулярні спостереження за рівнями води вздовж усього Дунаю розпочалися впродовж XIX століття. Невдовзі після початку регулярних спостережень за рівнями води з’явилась можливість прогнозування екстремальних рівнів води з метою завчасного попередження населення про небезпеку, яка йому загрожувала під час проходження високих паводків.

Наявність тривалих рядів спостережень за рівнями води дозволила інженерові Р. Ішковському (R. Iszkowski) у 1894 р. розробити першу методику прогнозування рівнів води ВерхньогоДунаю [162]. Прогнози за цією методикою складалися на основі залежності між рівнями води постів Енгельхартсцель та Лінц. Прогнозувалась тільки висота піків паводків поста Лінц із завчасністю 8-17 годин. При цьому, точність та завчасність прогнозів визначалася водністю найбільшої притоки Верхнього Дунаю – р. Інн.

У сучасний період короткостроковим прогнозуванням рівневого режиму р. Дунай займаються окремо усі держави, територією яких він протікає. В басейні Дунаю гідрометеорологічні спостереження ведуться національними гідрометеорологічними службами різних країн за своїми регламентами, методиками та матеріально-технічною базою, що значно ускладнює об'єднання усіх даних спостережень в єдиний масив. Слід відзначити те, що довгостроковим прогнозуванням водного стоку Дунаю, окрім України, не займається жодна з придунайських країн.

Рівневий режим р. Дунай змінюється у напрямку від витоків до гирла. Верхній Дунай характеризується різкими пікоподібнимиколиванями рівнів води, максимальними влітку та мінімальними взимку. *На Середньому Дунаї* паводки, які приходять з Верхнього Дунаю, розпластуються і мають більш плавний вигляд. Притоки Тиса і Сава дещо змінюють режим рівнів Дунаю. Додаються нові значні паводки, сформовані зливами в Альпах, та стійкими хвилями весняної повені за рахунок сніготанення в Карпатах. *Для Нижнього Дунаю* характерними є плавні коливання рівнів, обумовлені трансформацією паводків, сформованих на Верхньому та Середньому Дунаї.

Найвищі за рік рівні можуть спостерігатися в будь-якому місяці року, проте на Верхньому та Середньому *Дунаї* вони найчастіше настають влітку, а на *Нижньому Дунаї – весною.* Найнижчі за рік рівні спостерігаються в період, коли основне живлення річки відбувається за рахунок підземних вод, зазвичай восени або взимку. Амплітуда коливання рівнів води змінюється по довжині річки в широких межах. В звужених гірських районах вона досягає 10 м, на рівнинних ділянках з широкою заплавою амплітуда становить 3-5 м, а в нижній течії вона зменшується до 1-1,5 м. В дельті Дунаю відбувається швидке зниження висоти паводків завдяки розтіканню води та заповненню нею заплавних озер, боліт та понижень рельєфу. На приморських ділянках дельти хвилі паводків майже непомітні.

Рівневий режим пригирлової ділянки Дунаю залежить відзгонно-нагінних коливань рівня води на узмор'ї, які спостерігаються переважно в холодну пору

року (жовтень-березень) при сильних вітрах (більше 10 м/с) під час вторгнення циклонів у гирлову ділянку Дунаю. Згони обумовлюються вітрами західних румбів, а нагони – східних. Висота згонів (нагонів) вздовж пригирлової ділянки Дунаю залежить від витрат води в верхів'ї дельти та від висоти згонів (нагонів) на узмор'ї, а висота згонів (нагонів) на узмор'ї – від швидкості вітру та його напрямку [163].

На німецькій ділянці р. Дунай, від витоку до кордону з Австрією, прогнозування водного стоку відбувається за моделлю LARSIM (Large Area Runoff Simulation Model), яка призначена для моделювання водного стоку з великих водозборів (рис. 1.6). Сітка, по якій працює модель, має розміри 1×1 км. Модель також працює по суббасейнах з площею менше 5 км^2 [164].

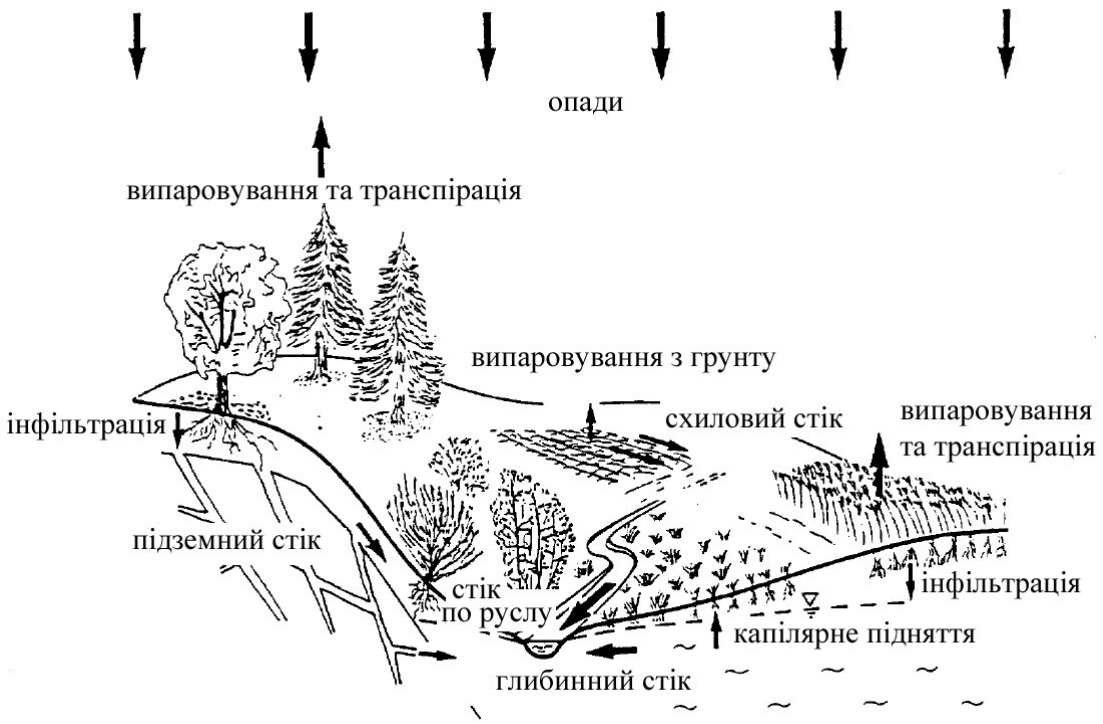


Рисунок 1.6 – Компоненти водного балансу, які враховує модель LARSIM [165]

У моделі враховані цифрова модель рельєфу, похили, землекористування, польова вологоємність ґрунтів, морфометричні характеристики руслової мережі,

координати гідрологічних постів та метеорологічних станцій, а також кількість опадів, температура і вологість повітря, атмосферний тиск, швидкість вітру, сумарна радіація, температура і витрати води. Величини сніготанення використовуються моделлю LARSIM у готовому вигляді, після їхнього обчислення Німецькою службою погоди за моделлю SNOW.

Моделювання руху водних мас р. Дунай відбувається за гідродинамічними моделями WAVOS [166], а рр. Лех, Інн та Дунай на території нижньої Баварії – FLORIS 2000 [167]. Модель FLORIS 2000 враховує зарегульованість стоку гідровузлами [168].

Прогнози рівнів води для 16 гідрологічних постів, розташованих на р. Дунай, погодинно з завчасністю 12-24 години, наводяться на веб-сайті https://www.hnd.bayern.de/.

На території Австрії прогнозуванням водного стоку у періоди низької водності покладено на оператора ГЕС (*AHP-Austrian Hydro Power*). При цьому використовуються витратні моделі, які враховують витрати води основних проитоків Дунаю (рр. Інн, Траун, Еннс та Іббс), що, в свою чергу, також зарегульовані власними ГЕС. Для водозбору Дунаю та приток використовується модель типу HBV – COSERO (безперервана напіврозподілена модель) та 1D MIKE11 гідродинамічна модель для руслової мережі [169]. Модель COSERO (COntinuous Semi-distributed Run Off), була розроблена у 1993 р. в інституті водного господарства, гідрології та гідротехніки Віденського університету сільського господарства (IWHW-BOKU) для прогнозування стоку р. Еннс (ліва притока Дунаю, Австрія). Водозбір у моделі підрозділяється на суббасейни, а суббасейни – на зони. Зони можуть підрозділятися на декілька класів, відповідно до висоти снігового покриву, що дозволяє краще моделювати процес весняного сніготанення. Балансова модель для кожної зони складається з окремих модулів, які організовують вхідні дані та враховують різноманітні процеси на її території (рис. 1.7) [170].

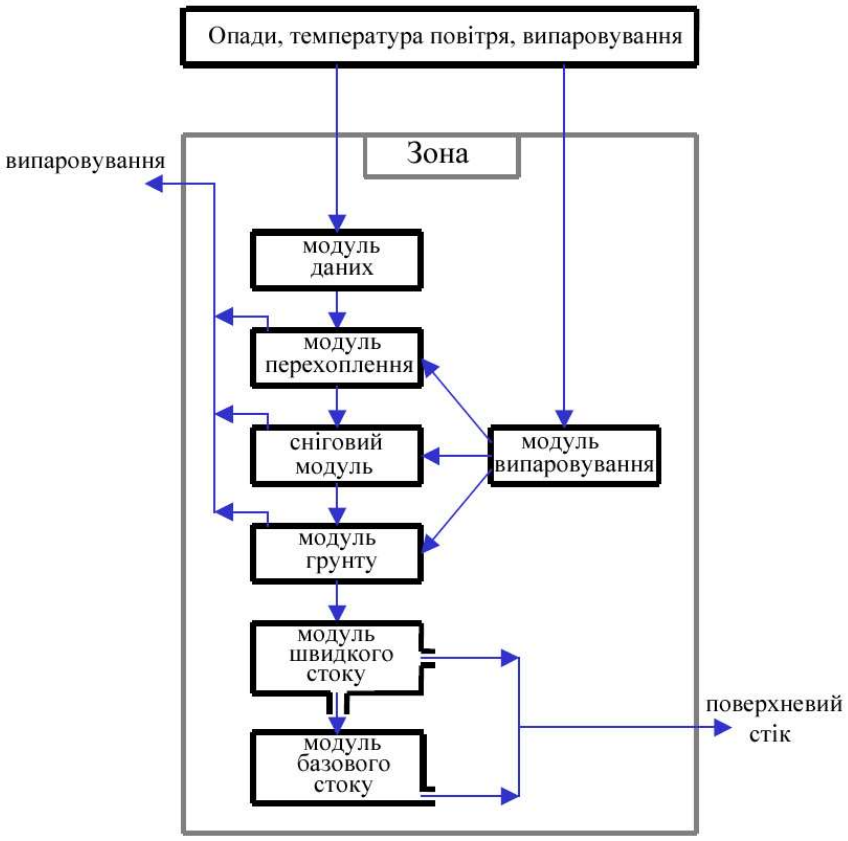


Рисунок 1.7 – Модулі окремої зони моделі COSERO [170]

Модуль даних ділить опади на їхні види (дощ або сніг) залежно від температури повітря.

Модуль випаровування розраховує потенціальне випаровування залежно від температури повітря, похилу та орієнтації схилів.

Модуль перехоплення враховує витрату дощових вод на змочування рослинного покриву (дерева, чагарники та трава). Величина перехоплення обмежена пороговим (максимальним) значенням, яке залежить від пори року. Вона зменшується за рахунок випаровування.

Сніговий модуль враховує накопичення снігового покриву та його зменшення за рахунок танення і випаровування. Величина сніготанення визначається в залежності від температури повітря та коефіцієнта сніготанення, який залежить від пори року. Модуль враховує температурний поріг сніготанення, накопичення від'ємних температур, затримку води сніговим покривом та її замерзання, осідання снігового покриву та ін.

Фактичне випаровування зі снігового покриву вираховується як доля від потенційного випаровування.

Модуль ґрунту враховує запас води в шарі ґрунту, формування ґрунтового стоку, випаровування з поверхні ґрунту та рослинності. Запас води обмежується максимально можливим запасом в колонці ґрунту, а мінімальний запас відповідає точці в'янення. Модуль враховує замерзання та розмерзання ґрунту. Фактичне випаровування та транспірація вичислюються залежно від потенційного випаровування та вологості ґрунту. Модуль також розраховує грантовий стік (швидкий та повільний) залежно від запасу вологи в ґрунті за експоненціальними залежностями.

Модуль швидкого стоку розділяє водний стік на швидкий та повільний залежно від рівня води в колонці ґрунту. Швидкий стік є сумою поверхневого та підземного стоку.

Модуль базового стоку розраховує глибинний базовий стік залежно від рівня підземних вод.

Сумарний водний стік, який формується в зонах та суббасейнах, враховує окремий модуль моделі.

На веб-сайті https://www.land-oberoesterreich.gv.at/ наводяться прогнозні рівні води чотирьох постів, розташованих у федеральній землі Верхня Австрія з завчасністю 24 години, а на веб-сайті https://www.noel.gv.at/noe/index.html – витрати води п'яти постів, розташованих у федеральній землі Нижня Австрії з завчасністю 48 годин.

Короткостроковим прогнозуванням рівнів води на словацькій ділянці р. Дунай займається Словацький гідрометеорологічний інститут. Прогнози мають завчасність 1 добу, випускаються для 5 постів та регулярно наводяться на веб-сайті https://www.shmu.sk/sk/?page=1. Основним методом прогнозу є метод відповідних рівнів (витрат) води. Також використовуються аналітичні та графічні зв'язки «опади-стік» з урахуванням індексу зволоженості.

На угорській ділянці р. Дунай короткостроковим прогнозуванням рівнів води займається Національна служба гідрологічних прогнозів гідрологічного

інституту, який входить до складу Дослідного центру водних ресурсів (VITUKI). Прогнози мають завчасність від 1 до 6 діб, випускаються для 18 постів та регулярно наводяться на веб-сайті https://www.hydroinfo.hu/.

В процесі прогнозування застосовується модель NHFS, яка є детерміністичною концептуальною та напіврозподіленою (рис. 1.8) [171], [172]. Вона моделює водний стік р. Дунай та її приток (р. Драва та р. Тиса).

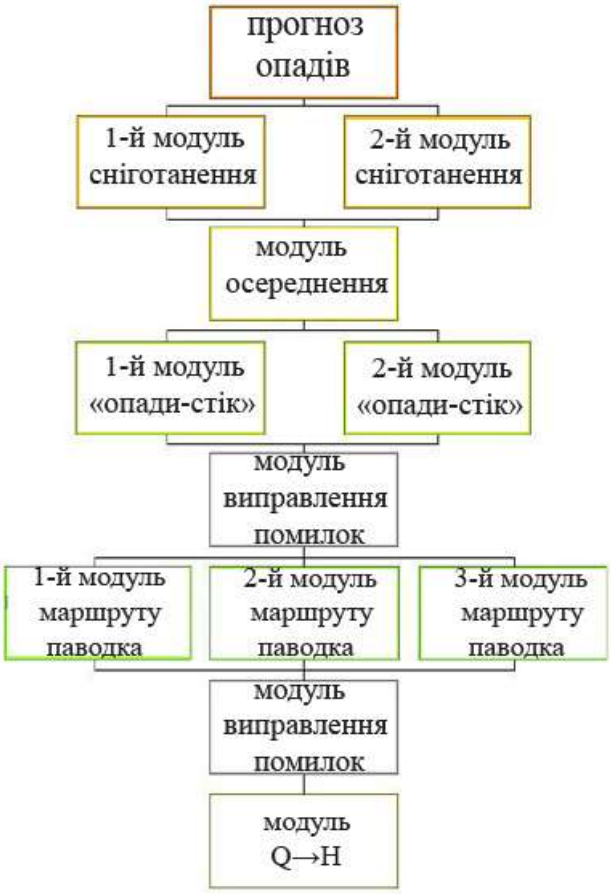


Рисунок 1.8 – Структура моделі NHFS

Джерелом прогнозу опадів для моделі NHFS на шість діб є модель ECMWF. В модулі сніготанення використовується модель HOLV. У тому випадку, коли є дані тільки про опади та температуру повітря, застосовується метод температурного індексу (1-й модуль), а коли додатково є дані про хмарність, точку роси, швидкість вітру – використовується метод енергетичного балансу (2-й модуль).

Модуль осереднення визначає середнє зважене значення шару води, що надходить на поверхню суббасейнів за рахунок дощів та сніготанення.

Є дві моделі модуля «опади-стік»: TAPI (1-й модуль) та GAPI (2-й модуль). «API» – абревіатура від «Antecedent Precipitation Index» – індекс попередніх опадів. Літера «T» у назві моделі TAPI вказує на її схожість з «Танковою» моделлю [173]. Модель враховує втрати на випаровування та змочування рослинного покриву водозбору залежно від сезону року, запаси вологи в ґрунті та його промерзання. Загальний водний стік модель ділить на чотири складові: поверхневий, внутрішній ґрунтовий, підземний та глибинний. Маршрутизація поверхневого, внутрішнього ґрунтового та підземного стоку відбувається у вигляді дискретної лінійної каскадної моделі.

Літера «G» у назві моделі GAPI означає те, що розподіл індексу попередніх опадів відповідає Гама-розподілу. Модель GAPI складається з двох частин. У першій частині відбувається оцінка втрат опадів та розділення водного стоку на три складові: поверхневу, підземну та глибинну залежно від загального стоку, від долі поверхневого стоку, від об’ємного коефіцієнта стоку та від співвідношення глибинного стоку до інфільтрації. У другій частині відбувається маршрутизація поверхневого, підземного та глибинного стоку, з урахуванням поверхневих та підземних ємностей [174].

Моделювання переміщення водних мас русловою мережею можливе за трьома модулями [175]:

- 1-й модуль - дискретна лінійна каскадна модель;
- 2-й модуль - безперервна лінійна каскадна модель;
- 3-й модуль - дифузна лінійна каскадна модель;

Модуль Q→H забезпечує перехід від витрат до рівнів води.

На сербській ділянці р. Дунай короткостроковим прогнозуванням рівнів води займається Республіканська гідрометеорологічна служба Сербії. Прогнози мають завчасність від 1 до 4 діб, випускаються для 7 постів та регулярно наводяться на веб-сайті http://www.hidmet.gov.rs/. В процесі випуску прогнозів використовується метод відповідних витрат води.

На болгарській ділянці короткостроковим прогнозуванням рівнів води займається Агенство з експлуатації та обслуговуваннярічкиДунай, Міністерства транспорту, інформаційних технологій та зв'язку Республіки Болгарія. Прогнози мають завчасність 7 діб, випускаються для п'яти постів та регулярно наводяться на веб-сайті https://www.appd-bg.org/. В процесі випуску прогнозів використовується метод відповідних рівнів води.

Короткостроковим прогнозуванням витрат та рівнів води на румунській ділянці р. Дунай займається Національний інститут гідрології та водного господарства. Прогнози мають завчасність від 1 до 7 діб, випускаються для 16 постів та регулярно наводяться на веб-сайтах http://www.inhga.ro/ та http://www.hidro.ro/.

Випуск прогнозів здійснюється на основі математичної моделі «DANUBIUS» [176], [177]. Ця модель складається з симулятивної нелінійної моделі, розробленої на основі методу Маскінгам, та поновлювальної процедури симульованих витрат води (рис. 1.9).

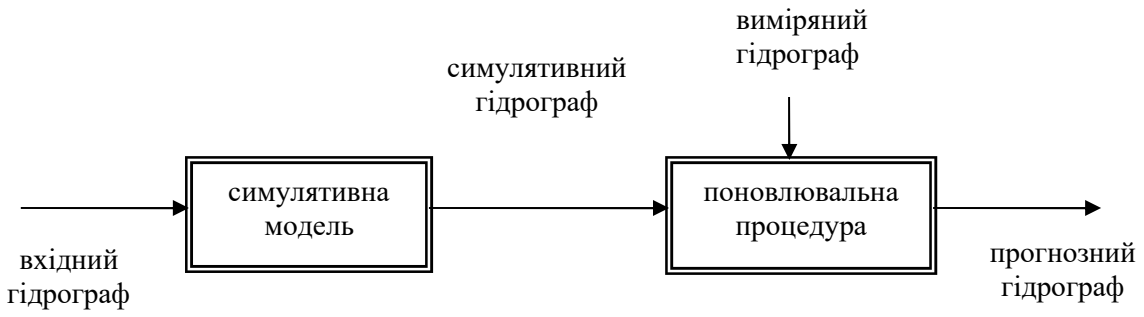


Рисунок 1.9 – Блок-схема моделі DANUBIUS

Довжина української ділянки Дунаю становить – 170 км, з яких 80 км є кордоном з Румунією. З 170 км 54 км – р. Дунай, а решта – Кілійський рукав. Дунайська гідрометеорологічна обсерваторія, яка розташована в м. Ізмаїл, надає короткострокові прогнози рівнів води для 17 постів, розташованих вздовж усієї судохідної ділянки р. Дунай. Прогнози мають завчасність від 1 до 3 діб. На сайті

http://dhmo.org.ua/ наводяться прогнози рівнів води для 4 постів української ділянки р. Дунай: Рені, Ізмаїл, Кілія та Вилкове.

Для України складність прогнозування режиму рівнів води судохідної частини р. Дунай обумовлена: значною площею водозбору, складним гідрологічним режимом, неоднорідними фізико-географічними та кліматичними характеристиками басейну, значною зарегульованістю стоку, неоднозначністю та ненадійністю кривих витрат, згінно-нагінними явищами в дельті Дунаю, а також обмеженим доступом до архівних і оперативних даних мережі спостережень. Саме тому, для коротко- та довгострокового прогнозування водного стоку р. Дунай застосовані емпіричні прогностичні залежності, розроблені на даних довготривалих спостережень [178].

1.2.4 Аналіз методів досліджень гідрометеорологічних чинників в прогностичних методиках попереднього діагнозу водності річок весняного водопілля та меженного стоку річок

Гідрометеорологічні чинники в прогностичних методиках попереднього діагнозу водності річок весняного водопілля. На умови формування та розміри весняних водопіль впливає комплекс гідрометеорологічних чинників, які при різних комбінаціях чи сполученнях призводять до формувань водопіль різної водності.Такі чинники складають вектор-предикторів дискримінантної функції *DF* (1.82), яка дає змогу встановлювати тип або надавати діагноз водності майбутнього водопілля [21], [85], [96]. До стокоформуючих факторів річок розглядуваної території Півдня України відносяться сумарна кількість води, яка потрапляє на водозбір у період водопілля – максимальні запаси води в сніговому покриві та рідкі опади періоду весняного водопілля, а також фактори втрат тало-дощових вод, які визначають водопоглинаючу спроможність ґрунтів на водозборах – вологість і глибина їх промерзання.

Ці фактори добре корелюють з характеристиками максимального стоку весняного водопілля, проте не встановлено з якою вагою кожен з них впливає на об'єм весняного стоку. Виявлення найбільш значимих факторів, що впливають на формування весняного стоку є вкрай важливим завданням, тому що, часто їх величини невідомі на дату випуску прогнозу підлягають попередньої оцінки, що впливає на точність і справджуваність прогнозів.

Виявлення угруповань типу водності водопіль було здійснено за комплексом гідрометеорологічних чинників. Враховуючи різноманітність умов формування стоку весняного водопілля в роботі виконаний ретельний аналіз різних гідрометеорологічних чинників весняного водопілля в різних, однорідних за умовами формування весняного стоку районах розглядуваної території [21], [85], [96].

Максимальні запаси води в сніговому покривіта весняні опади періоду сніготанення включені у вектор-предиктор дискримінантної функції *DF* і в прогнозну схему у вигляді модульних коефіцієнтів [21], [85], [96]:

- при прогнозах максимальних витрат води весняного водопілля

$$k_X = (S_m + X_1)/(S_0 + X_{1_0}); \tag{1.103}$$

- при прогнозах шарів стоку весняного водопілля

$$k_X = (S_m + X_1 + X_2)/(S_0 + X_{1_0} + X_{2_0}), \tag{1.104}$$

де S_m - значеннясередніх на водозборімаксимальнихснігозапасів;

S_0 - норма максимальнихснігозапасів на водозборі;

X_1 і X_{1_0} - рідкі опади періоду весняного сніготанення і їх норма;

X_2 і X_{2_0} - рідкі опади періоду спаду весняного водопілля та їх норма.

Запаси води в сніговому покриві та крижаній кірці на початку водопілля. Розподіл снігу на поверхні досліджуваного водозбору має нерівномірний характер

і безперечно залежить від типу підстильної поверхні і метеорологічних умов періоду снігонакопичення в кожному конкретному році. Враховуючи нерівномірність снігонакопичення в полі і лісі середні зважені значення максимальних запасів води в сніговому покриві, S_{m_n}, мм, на водозборах визначаються за формулою [21], [85], [96]

$$S_m = S_{m_n} \cdot (1 - f_л) + k_л \cdot S_{m_n} \cdot f_л, \qquad (1.105)$$

де S_m – значення середніх на водозборі максимальних запасів води в сніговому покриві, мм;

S_{m_n} – середні значення максимальних запасів води в сніговому покриві (виміряні у полі), мм,

$k_л$ – коефіцієнт снігонакопичення у лісах різної породи,

$f_л$ – залісеність водозборів (в частках від площі водозборів).

За експериментальними дослідженнями встановлено [179]-[182], що на початку весни снігу в лісі накопичується більше, ніж у полі. Про це свідчать значення коефіцієнтів снігонакопичення $k_л$ у лісах різної породи в різних фізико-географічних зонах отриманими авторами [182]-[185], у тому числі й в басейні р. Південний Буг [96].

Узагальнені авторами [96] в табл. 1.1 значення коефіцієнтів снігонакопичення $k_л$ в лісах різної породи в різних фізико-географічних зонах були доповнені по сучасним даним снігозйомок. Так, в хвойних лісах вони менші і змінюються від 1,08 до 1,23, в мішаних – значення дещо більші (1,16-1,39).

Слід зазначити, що в лісах будь-яких порід снігу може накопичуватися менше, ніж в полі [186]. Це може бути викликано затримуючим впливом крон дерев, меншою щільністю снігу в лісі при максимальній висоті снігового покриву, що перевищує цю висоту в полі та наявністю крижаної кірки в полі, що значно збільшує загальні запаси води на басейні перед початком весняного сніготанення.

Таблиця 1.1 – Значення коефіцієнтів снігонакопичення в лісі $k_л$

Район дослідження	Порода лісу				Автори дослідження
	хвойний (вік)			міша-ний	
	20-40 років	40-50 років	50-60 років		
Басейн Верхнього Дніпра	1,23	1,16	1,08	1,39	В.В. Салазанов [180]
басейнирр. Сож, Верхній Дніпро	-	-	-	1,31	Л.Т. Пашова [181]
Басейни річок Березини, Друти	-	-	-	1,13	Л.Т. Пашова [181]
басейн р. Немана	-	-	-	1,13	Е.Д. Гопченко, Ж.Р. Шакірзанова [185]
Басейни річок Білорусі	1,15	1,15	1,08	1,16	Е.Д. Гопченко, Ж.Р. Шакірзанова [185]
	-	-	-	1,12-1,20	П.В. Грун, Ю.Д. Сироткін [183]
	-	-	-	1,21	В.В. Рахманов [179], А.Б. Крижановська [182]
басейн р. Дністер	-	-	-	1,29	В.А. Овчарук, А.В. Траскова [184]
басейни рівнинних річок України	-	-	-	1,21	В.А. Овчарук [23]
басейн р. Південний Буг	-	-	-	1,18	Ж.Р. Шакірзанова, А.О. Докус [96]

Врахування підвищеного накопичення снігу у залісеній частині водозбору виконується за формулою (1.105). Слід зазначити, що зміни в методиці виміру запасів води в сніговому покриві з зими 1965-1966 років призвели до порушення однорідності рядів снігомірних спостережень [186]. У зв'язку з цим, для одержання однорідних рядів спостережень виконано їх ув'язування шляхом введення поправки на збільшення запасів води в сніговому покриві, вимірюваних до зими 1965-1966 років. Відповідно до рекомендацій [186], на басейнах рівнинних річок України, у тому числі й на південній території країни, ця поправка складає 5 %.

Дощові опади під час весняного водопілля. При розробці методів довгострокових прогнозів елементів весняного водопілля прийнято вважати [180], [186], що опади, які випадають у період від дати накопичення максимальних снігозапасів до дати сходу снігу (X_1), і поталі води стікають з приблизно однаковими втратами або однаковими коефіцієнтами стоку. Тому вони у більшості випадків підсумовуються з максимальними запасами води в сніговому покриві й у крижаній кірці.

Опади, які випадають у період після сходу снігу і до кінця водопілля (X_2) в басейнах південної частини України, відіграють суттєву роль у загальному об`ємі водопілля і можуть складати величини, наближені до максимальних снігозапасів, а іноді зовсім бути відсутніми. Коефіцієнти стоку цих опадів, не залишаються однаковими у зв`язку зі збільшенням водопроникності грунту під час його відтанення.

Основні фактории втрат води на водозборі під час весняного водопілля. Основним фактором, який впливає на величину втрат тало-дощового стоку в кожному році на розглянутій території півдня України в умовах розвинутого сільського господарства є водопроникнена спроміжність грунтів, яка визначається їх вологістю та промерзанням. Мінливість водопроникненості визначається погодними умовами літньо-осіннього та зимового періодів [180], [186].

В якості показника втрат води у період весняного водопілля за умов сталої зими може бути прийнята інтегральна *характеристика зволоження водозборів* – середній річковий модуль стоку з вересня попереднього по січень поточного року (q_{09-01},м^3/(с·км^2)) [186], віднесений до його норми $(q_{09-01})_0$ [21], [85], [96]

$$(k_{q_{09-01}})_i = \frac{(q_{09-01})_i}{(q_{09-01})_0}, \qquad (1.106)$$

де $(q_{09-01})_i$ - середній модуль стоку з вересня по січень для i-ї весни, л/(с·км^2).

Аналіз умов формування весняного стоку на річках лісостепової та степової зон недостатнього зволоження, які характеризуються зимовими відлигами,

таненням снігу і поповненням запасів вологи, паводками від відлиг зимою показав, що в якості індексу передвесняного стану басейнів доцільно приймати стік безпосередньо перед весняним водопіллям. Тому у прогнозну схему до вектор-предиктора дискримінантної функції в якості показника втрат води у період весняного водопілля прийнята й характеристика зволоження водозборів– середній місячний річковий стік в попередній від початку водопілля місяць ($Q_{пв}$, м^3/с), віднесений до норми витрати води цього ж місяця $(Q_{пв})_0$ [21], [85], [96]

$$\left(k_{Q_{пв}}\right)_i = \frac{(Q_{пв})_i}{(Q_{пв})_0}, \tag{1.107}$$

де $(Q_{пв})_i$ - середнявитрата води i- го місяця, м^3/с.

У випадках, коли спостерігається зимовий паводок, розрахунковий період визначення середньої витрати води перед водопіллям може бути скорочений до декади або декількох днів.

В якості фактору втрат води під час водопілля при дискримінантному аналізі приймалися значення *глибин промерзання ґрунтів* (під озимими), найбільші перед початком весняного танення снігу й осереднені по водозборах з урахуванням даних усіх пунктів спостережень, розташованих у їх межах, і віднесені до норм промерзання, тобто [21], [85], [96]

$$(k_L)_i = \frac{L_i}{L_0}, \tag{1.108}$$

де L_i - середні по водозборах значення максимальних глибин промерзання ґрунтів для i-го року;

L_0 - норми глибин промерзання ґрунту на окремих водозборах

$$L_0 = \frac{1}{m}\sum_{j=1}^{m} L_{0_j}, \tag{1.109}$$

де L_{0_j} - середні багаторічні значення глибин промерзання ґрунтів в окремих пунктах спостережень, причому

$$L_{0_j} = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n} L_i \,, \tag{1.110}$$

m - кількість пунктів спостережень за промерзанням ґрунтів на окремих водозборах;

n - тривалість спостережень (у роках);

L_i - глибини промерзання ґрунтів в i-му році.

Описані чинники будуть використані в методиці довгострокового прогнозування екстремальних характеристик весняного водопілля на річках басейну Південного Бугу та річок Причорномор'я [187].

Чинники, які впливають на формування меженного стоку річок поділяють на тимчасові і постійно діючи. До перших з них відносять кліматичні умови (кількість опадів періоду формування стоку) та підземне живлення річок [127]-[130].

Роль рідких опадів в стоці річок меженного періоду залежить від кліматичних умов той географічної зони, де розташований водозбір. У посушливих зонах суттєвий дощовий стік у межень практично відсутній. В зонах надмірного зволоження (наприклад, північні та північно-східні райони України), навпаки, дощові паводки на річках в період межені – явище часте, особливо восени. Однак, як в цієї зоні бувають періоди тривалоївідсутності дощу, коли річки переходять на підземне живлення, так і в посушливих зонах, в загалі у степовій частині території України, іноді буває дощове літо і осінь, коли поверхнева складова стоку стає значною.

Зимою, в зонах з м'яким кліматом, річки отримують додаткове живлення за рахунок дощів та танення снігу у періоди зимових відлиг (південні райони України).

Запаси підземних вод, які в основному й обумовлюють меженний стік, складаються з двох джерел вод: глибинних (напірних) та ґрунтових вод.

Доля глибинного підземного живлення обумовлена геологічною та гідрогеологічною будовою водозборів, воно достатньо стале і може бути визначено за мінімальними витратами води літньої або зимової межені.

Ґрунтове живлення відбувається за рахунок першого від поверхні безнапірного водоносного горизонту, має сезонні коливання, поповнення ґрунтових вод здійснюється в період весняних водопіль.

Суттєвий вплив на режим річок в межень оказують й постійно діючи фізико-географічні фактори: рельєф, площа водозборів, глибина перерізу русла, наявність озер та боліт. Чим більший розмір водозбору, тим більш плавно відбуваються зміни в режимі річки. Так, в степовій зоні на великих річках дощові паводки слабко виражені, але ж на малих – вони можуть бути катастрофічно високими. Озера та болота на водозборах перерозподіляють сезонний стік, збільшуючи його у меженний період.

Встановлення строків початку періоду межені, тобто моменту завершення потрапляння припливу сезонних дощових та тало-дощових вод в річкову мережу залежить на рівнинних річках від строків сходу снігу у басейні і максимального часу добігання води по руслах річок, а також від розмірів, заболоченості, залісеності басейнів [130].

Описані чинники будуть використані в методиці прогнозування сезонного меженного стоку річок Півдня України [188].

1.3 Індекси посух та їх застосування в кліматичному моделюванні

Посухи – одне з тих небезпечних природних явищ, що найбільше дорого обходяться, трапляються щороку, надають значного впливу і відбуваються повсюдно, впливаючи одночасно на багато секторів економіки та населення. Наслідки, які викликають посухи (в районах, що піддаються їх впливу) найчастіше мають найзначніший впливсеред інших небезпечних явищ, які, як

правило, обмежуються заплавами річок, прибережними районами, місцями проходження бурі чи зонами розлому. Можливо, не існує іншого небезпечного явища, яке б так само піддавалося моніторингу, оскільки повільне настання посухи дає час для спостережень за змінами кількості опадів, температури та загального стану водної поверхні та запасів підземних вод у відповідних районах. Для полегшення моніторингу цього явища часто використовуються показники або індекси посухи, які різняться залежно від регіону та [189].

Як відмічають провідні китайські вчені [190]-[193], посуха - це своєрідне загальне природне лихо, яке може спричинити серйозні екологічні, економічні та соціальні наслідки.Явище посухи може пригнічувати ріст рослинності, прискорювати деградацію пасовищ та зникнення оазисів, погіршувати водний режим річок та озер та призвести до того, що екосистеми стають більш уразливими. Таким чином, посуха привертає увагу дослідників в багатьох напрямках природничих наук, зокрема, метеорології, гідрології та агрометеорології.Точна та своєчасна оцінка посухи має вирішальне значення для розробки планів та виконання необхідних заходів щодо пом'якшення наслідків змін клімату та адаптації до них.

Посухи є природною складовою клімату і можуть відбуватися в будь-яких кліматичних умовах по всьому світу, навіть у пустелях та тропічних лісах. Після публікації доповіді Міжурядової групи експертів із зміни клімату про екстремальні явища [194] питання про кількісну оцінку збитків від екстремальних кліматичних явищ, таких як посухи, набуло особливу значущість для здійснення політик, особливо стосовно порядку денного дня Рамкової конвенції Організації Об'єднаних Націй про зміну клімату. Крім цього, у зв'язку з масштабами збитків, що викликаються цим явищем, поліпшення моніторингу та боротьби з посухою буде мати першорядне значення для реалізації Сендайської рамкової програми щодо зниження ризику лиха на період 2015–2030 років та Цілей у сфері сталого розвитку.

Для характеристики посух використовують доволі різноманітні їх показники та індекси посух [189]. Показники являють собою змінні або параметри, що використовуються для описи посушливих умов. Прикладами таких

показників є кількість опадів, температура, річковий стік, рівень ґрунтових вод та води у водосховищах, ґрунтова волога та сніговий покрив. Індекси, як правило, є представленнями інтенсивності посухи, які отримані шляхом чисельних розрахунків та оцінені з використанням кліматичних та гідрометеорологічних вхідних параметрів, включаючи показники, перераховані вище. Вони призначені для оцінки якісного стану посушливості на даному ландшафті за конкретний період. Індекси, строго кажучи, також є показниками. Моніторинг клімату у різних часових масштабах дозволяє виявляти короткочасні вологі періоди протягом тривалих періодів посух або короткочасні періоди посушливості протягом довготривалих вологих періодів. Індекси можуть використовуватися для спрощення складних співвідношень і служити корисним засобом для інформування найрізноманітніших аудиторій та користувачів, включаючи населення. Індекси використовуються для кількісної оцінки інтенсивності, району поширення, термінів та тривалість явища посухи. Під інтенсивністю розуміється ступінь відхилення від значення індексу. Можливо встановлення граничного значення інтенсивності, щоб визначити, коли почалася посуха, коли вона закінчилася, а також який географічний район зазнав її впливу. Районом поширення може бути географічна область, яка зазнає впливу посушливих умов. Терміни та тривалість визначаються за приблизними дат настання та завершення посухи. Взаємозв'язок між небезпечним явищем і елементами, що зазнали впливу (люди, сільськогосподарські угіддя, водосховища та запаси води), а також уразливістю цих елементів до посух визначає наслідки [189].

У довіднику ВМО по показникам та індексам посухи [189] відмічається, що як не існує універсального визначення поняття посухи, так не існує й єдиного індексу або показника, який міг би характеризувати всі типи посух, кліматичні режими та сектори, що піддаються впливу посухи, та застосовуватися до них. Жоден показник або індекс не може використовуватись для визначення належних заходів для всіх типів посух, з урахуванням кількості та різноманітності секторів, що піддаються впливу. Бажано використовувати різні порогові значення з різними комбінаціями вхідних даних. Автори довідника наводять класифікацію індексів посух, поділяючи їх в залежності від простоти використання за принципом «сигналів світлофора» для кожного показника/індексу:

Зелений: індекси вважаються зеленими, якщо застосовуємо один або більше з наступних критеріїв:

- код або програма для прогону індексу легкодоступна та безкоштовна;
- добові дані не потрібні;
- допускаються пропуски у даних;
- результати використання індексу можна отримати в оперативному режимі та доступні он-лайн.

Жовтий: індекси вважаються жовтими, якщо застосовуються один або більше з наступних критеріїв:

- для розрахунків потрібна множина змінних або вхідних параметрів;
- код або програма для прогону індексу відсутня у відкритому доступі;
- може знадобитися лише один параметр або змінна, однак код недоступний;
- складність розрахунків для отримання індексу є мінімальною.

Червоний: індекси вважаються червоними, якщо застосовуємо один або більше з наступних критеріїв:

- необхідно розробити код для розрахунку індексу на основі методології, описаної в літератури;
- індекс або похідна продукція є легкодоступними;
- індекс маловідомий і не використовується широко, проте може бути застосовним;
- індекс містить отримані шляхом моделювання вхідні параметри, або є частиною розрахунків.

В табл. 1.2 наведена вищезгадана класифікація окремо для метеорологічних та гідрологічних індексів посух. Серед метеорологічних індексів до «зеленої категорії» віднесені: індекс аномальної арідності AAI, який розповсюджений в Індії; індекс Децилі (приклади використання в Австралії); індекс посушливості Кетча-Бирама KBDI; використання відсотка від норми опадів, а також широко відомий стандартизований індекс опадів SPI або його модифікації. До «жовтої категорії» віднесені широко розповсюджений на території колишнього СРСР

гідротермічний коефіцієнт Селянинова (ГТК) та найбільш вживаний в США індекс інтенсивності посухи Палмера (PDSI) внаслідок складності розрахунків та необхідності наявності рядів вихідних даних без пропусків. До категорії «красних» віднесені індекси, які розроблені для окремих території та вимагають для розрахунку велику кількість вхідних даних за багатьма змінними.

Таблиця 1.2 – Показникита індекси посух [189]

Метеорологія	Простота використання	Вхідні параметри	Додаткова інформація
Індекс аномальної аридності (AAI)	*Зелений*	P, T, PET, ET	Використовується в оперативному режимі в Індії
Децилі	*Зелений*	P	Легко розраховуються; можуть бути корисними приклади застосування в Австралії
Індекс посухи Кетча-Бірма (KBDI)	*Зелений*	P, T	Розрахунки з урахуванням клімату аналізованої території
Відсоток від норми опадів	*Зелений*	P	Прості розрахунки
Стандартизований індекс опадів (SPI)	*Зелений*	P	Виділено ВМО як відправна точка для моніторингу метеорологічних посух
Зважений стандартизований індекс аномальних опадів (WASP)	*Зелений*	P,T	Використовує дані з координатною прив’язкою для моніторингу посух у тропічних районах
Відсоток від норми опадів	*Зелений*	P	Прості розрахунки
Стандартизований індекс опадів (SPI)	*Зелений*	P	Виділено ВМО як відправна точка для моніторингу метеорологічних посух
Зважений стандартизований індекс аномальних опадів (WASP)	*Зелений*	P,T	Використовує дані з координатною прив’язкою для моніторингу посух у тропічних районах

Продовження таблиці 1.2

Метеорологія	Простота використання	Вхідні параметри	Додаткова інформація
Індекс аридності (AI)	*Жовтий*	P,T	Може також використовуватись у кліматичних класифікаціях
Z-індекс Китаю (CZI)	*Жовтий*	P	Призначений для вдосконалення за даними SPI
Індекс зволоження посівів (CMI)	*Жовтий*	P,T	Потрібні тижневі значення
Індекс посушливої території (DAI)	*Жовтий*	P	Дає уявлення про характер сезону мусонів
Рекогносцирувальний індекс посушливості (DRI)	*Жовтий*	P, T	Потрібні місячні значення температури та опадів
Ефективний індекс посушливості (EDI)	*Жовтий*	P	Програму можна отримати шляхом безпосереднього звернення до розробника
Гідротермічний коефіцієнт Селянінова (ГТК)	*Жовтий*	P,T	Прості розрахунки та ряд прикладів застосування в країнах колишнього СРСР
Індекс посухи HYOA (NDI)	*Жовтий*	P	Найкраще використовувати у с/грозрахунках
Індекс інтенсивності посухи Палмера (PDSI)	*Жовтий*	P,T, AWC	Не відноситься до зелених індексів через складність розрахунків та необхідність наявності рядів даних без пропусків
Ефективний індекс посушливості (EDI)	*Жовтий*	P	Програму можна отримати шляхом безпосереднього звернення до розробника
Гідротермічний коефіцієнт Селянінова (ГТК)	*Жовтий*	P,T	Прості розрахунки та ряд прикладів застосування в країнах колишнього СРСР
Індекс посухи HYOA (NDI)	*Жовтий*	P	Найкраще використовувати у с/грозрахунках

Продовження таблиці 1.2

Метеорологія	Простота використання	Вхідні параметри	Додаткова інформація
Індекс інтенсивності посухи Палмера (PDSI)	*Жовтий*	P,T, AWC	Не відноситься до зелених індексів через складність розрахунків та необхідність наявності рядів даних без пропусків
Індекс Z Палмера	*Жовтий*	P,T, AWC	Один із численних вихідних результатів розрахунків
Індекс аномальних опадів (RAI)	*Жовтий*	P	Потрібні ряди даних без перепусток
Індекс інтенсивності Палмера з автокалібруванням	*Жовтий*	P,T, AWC	Не відноситься до зелених індексів через складність розрахунків та необхідність наявності рядів даних без пропусків
Стандартизований індекс аномальності	*Жовтий*	P	Точкові дані використовуються для опису регіональних умов
Стандартизований індекс опадів та евапотранспірації (SPEI)	*Жовтий*	P,T	Потрібні ряди даних без пропусків; результати подібні до SPI, але включають температурний компонент
Сільськогосподарський базовий індекс посухи	*Червоний*	P, T, Mod	Розроблений для південно-східної частини Сполучених Штатів Америки і не зазнавав широкої апробації за межами регіону
Індекс посушливості, що враховує особливості сільськогосподарських культур	*Червоний*	P, T, Td, W, Rad, AWC, Mod, CD	Потрібні якісні дані по багатьом змінним, що ускладнює використання
Меліоративний індекс посушливості (RDI)	*Червоний*	P, T, S, RD, SF	Аналогічний індекс запасу поверхневої вологи, але включає температурний компонент

Кінець таблиці 1.2

Гідрологія	Простота використання	Вхідні параметри	Додаткова інформація
Гідрологічний індекс посухи Палмера (PHDI)	*Жовтий*	P, T, AWC	Потрібні ряди даних без пропусків
Стандартизований індекс запасу водойми (SRSI)	*Жовтий*	RD	Розрахунки аналогічні SPI з використанням даних з водойми
Стандартизований індекс річкового стоку (SSFI)	*Жовтий*	SF	Використовується програма SPI поряд із даними по річковому стоку
Стандартизований індекс рівня води (SWI)	*Жовтий*	GW	Розрахунки аналогічні SPI, проте замість даних про опади використовуються дані про ґрунтові води або рівень води у свердловинах
Індекс стоку під час посухи (SDI)	*Жовтий*	SF	Розрахунки подібні до SPI, проте замість даних про опади використовуються дані про стік
Зведений індекс посушливості (ADI)	*Червоний*	P, ET, SF, RD, AWC, S	Код відсутній, проте математичні викладки представлені у відповідних джерелах
Стандартизований індекс сніготанення та дощових опадів (SMRI)	*Червоний*	P, T, SF, Mod	Може використовуватися з інформацією про сніговий покрив або без неї

Умовні позначки:

Код доступу:
AWC = доступна волога
CC = коефіцієнт сільськогосподарськоїкультури
CD = дані про сільськогосподарську культурі
ER= екорегіон
ET = евапотранспірація
GW = підземні води
LC = ґрунтово-рослинний покрив
Mod = моделювання
Multiple = використовується безлічіндикаторів
P = опади
PET = потенційна евапотранспірація
Rad = сонячна радіація
RD= резервуар
S= сніговий покрив
Sat = супутник
SF = річковий стік
ST = тип ґрунту
SWD = дефіцит ґрунтової вологи
T = температура
Td = температура точки роси
W = дані про вітер

Окремо розглянемо індекси гідрологічних посух. Згідно табл. 1.2, більшість з цих індексів віднесено до «жовтої категорії», отже є більш складними у використанні. Для розрахунку гідрологічного індексу посухи Палмера PHDI

необхідні ряди даних без пропусків; три наступні індекси є модифікаціями SPI, серед яких для даного дослідження слід окремо виділити SDI, який є індексом стоку і період посухи. Індекс SDI розроблений Налбантісом і Цакіріс [195] з використанням методології та розрахунків SPI в якості основи, як вже було сказано вище.

В якості характеристик використовуються місячні значення річкового стоку та методи нормування, пов'язані з SPI, для отримання індексу посухи на основі даних про річковий стік. При тому, що результати обчислень схожі на результати SPI, перевагою є те, що тут можуть розглядатися окремо як вологі, так і сухі періоди, і навіть їх інтенсивність. Області застосування: використовується для моніторингу та визначення явищ посухи на основі даних конкретного гідрометричного посту, що може не завжди бути репрезентативним для басейнів більшої площі. Переваги: програма широко доступна і проста у використанні. Допускається наявність/відсутніх даних, і чим триваліший ряд даних по річковому стоку тим точніше результати. Як і у випадку з SPI, можуть розглядатися різні часові масштаби.

Кожні чотири роки Комісія з сільськогосподарської метеорології ВМО розсилає запит до національних метеорологічних та гідрологічних служб (НМГС) з проханням заповнити анкету за національними звітами про діяльність в області сільськогосподарської метеорології. В останній анкеті (2010–2014 рр.) в одному з питань НМГС було запропоновано перерахувати індекси посушливості, що використовуються в нині у службі та/або країні/території. Табл. 1.3 містить часткові результати опитування по окремих країнах, в тому числі й в Україні. Отже, незважаючи на появу нових індексів, на даний час найчастіше в Україні використовуються добро знані з радянських часів індекси Селянінова, Педя, Процерова, Багрова, а також SPI.

Будучи надійним інструментом оцінки посухи, протягом останніх десятиліть було розроблено багато нових показників посухи, наприклад, в роботах Вісенте-Серрано та ін. 2012 р. [196], Bloomfield & Marchant 2013 р. [197], Табарі та ін. 2013 р. [198].

Таблиця 1.3 – Результати опитування ВМО щодо використання індексів посушливості [189]

Країна	Індекс посушливості
Австрія	Стандартизований індекс опадів; кількість опадів у децилях
Болгарія	Індекс вологості ґрунту; індекс аридності; індекс Торнтвейту; стандартизований індекс опадів; індекс інтенсивності посухи Палмера; гідрометричний коефіцієнт Селянінова
Греція	Стандартизований індекс опадів; індекс інтенсивності посухи Палмер; меліоративний індекс посушливості; індекс посухи Палфаю
Ізраїль	Стандартизований індекс опадів; відношення середніх значень опадів
Китай	Індекс дефіциту вологи у посівах; індекс вологості ґрунту; індекс аномальних опадів
Канада	Стандартизований індекс опадів; індекс реакції на посуху у період вегетації; відхилення опадів від норми; індекс інтенсивності посухи Палмер; змішані індекси, що використовуються в експериментальних моделях
Сполучені Штати Америки	Стандартизований індекс опадів; індекс інтенсивності посухи Палмера; індекс зволоження посівів; індекс запасу поверхневої вологи; відсоток від норми опадів
Туреччина	Стандартизований індекс опадів; індекс процентної частки від норми; індекс інтенсивності посухи Палмера
Україна	Гідрометричний коефіцієнт Селянінова; показник вологозабезпеченості Процерова; індекс аридності Багрова; стандартизований індекс опадів

Одним з найбільш широко використовуваних індексів у всьому світі для оцінки гідрологічної посухи стає стандартизований індекс стоку SRI [199], запропонований Shukla & Wood [200] на основі теорії стандартного індексу опадів SPI McKee [201]. Він залишається найбільш загальноприйнятим індексом через те, що його просто розрахувати, необхідні вихідні дані доступні та є можливість оцінити різні часові шкали гідрологічної посухи. Однак припущення про стабільність SRI часто порушується в контексті глобального потепління та значного антропогенного навантаження [3], [4], [11], [12], [202], [203]. Тому авторами [204] запропоновано модифікований SRI, а саме нестаціонарний

стандартизований індекс стоку (NSRI) з включенням нестаціонарної характеристики рядів стоку. NSRI визначається подібно до SRI, але з використанням нестаціонарного гамма-розподілу шляхом включення коваріатів. Як відмічають автори, пошук відповідних коваріатів - це перший, також один із життєво важливих кроків у побудові нестаціонарного індексу посухи [205].

Наприклад, час або кліматичні змінні зазвичай використовуються для опису змін опадів при формуванні нестаціонарного індексу метеорологічної посухи [206]. Однак, як відомо, на зміни стоку завжди впливають джерела поповнення. На прикладі верхів'їв басейну річки Хейхе показано, що джерела поповнення включають опади, танення льодовиків та снігу, відтавання замерзлого ґрунту та ґрунтові води [207]. На ці джерела впливають метеорологічні елементи, такі як температура, відносна вологість і швидкість вітру. Тому ці метеорологічні елементи тут розглядаються як коваріати. Крім того, випаровування є важливим процесом переносу води в гідросфері та атмосфері, відіграючи життєво важливу роль у гідрологічному циклі та процесах стоку [208]. Попередній стік (стік у попередньому місяці) сприяє зміні стоку в цей місяць, особливо в сезони без повені [209]. Отже, евапотранспірація та попередній стік також враховуються як альтернативні коваріати. Оскільки фактичні дані про евапотранспірацію недоступні та їх нелегко розрахувати, то використовується потенційна евапотранспірація. Отже для розробки NSRI використовується шість змінних: кількість опадів, температура, відносна вологість повітря, швидкість вітру, потенційне випаровування та попередній стік.Перелічені шість змінних розглядаються як коваріати, а три нестаціонарні моделі розроблені з точки зору різних комбінацій коваріатів. Щоб перевірити надійність NSRI, його, нарешті, порівнюють із традиційним SRI відповідно до історичних посух.

Програмні комплекси для розрахунку індексів посух. У зв'язку з появою нових індексів удосконалюється й інструментарій для їх визначення.Індекси посухи зазвичай обчислюються або шляхом застосування відповідних рівнянь та процедур вручну, або шляхом використання інструментів, призначених для цієї мети. Такі інструменти можуть працювати в рамках інших програмних пакетів

(наприклад, MATLAB, R-project, ArcGIS тощо), або як автономне програмне забезпечення, що включає один або кілька індексів. Серед доступних інструментів для розрахунку показників посухи можна перелічити такі: SPI_SL_6 [210], проста програма для розрахунку стандартизованого індексу опадів для різних місячних інтервалів; програмний пакет SPATSIM – програмне забезпечення для управління інформацією про водні ресурси, яке може також використовуватися для розрахунку індексів опадів, таких як стандартизований індекс опадів (SPI), Децилі, індекс ефективної посухи (EDI) та відхилення від довгострокових середніх та середніх опадів. Він містить інтегровану систему управління базами даних, яка використовує файли форми ГІС як основну форму значень доступу до даних [211]. Пакет SPEI [212], який є набором функцій для R-проекту які можна використовувати для обчислення стандартизованого індексу опадів-евапотранспірації (SPEI) та SPI.CDI, програмне забезпечення на базі MS Excel, розроблене FAO SWALIM [213], яке обчислює чотири індекси: індекс посушливих опадів (PDI), індекс температурної посухи (TDI), індекс рослинної посухи (VDI) та комбінований індекс посухи (CDI). Багато з існуючих інструментів часто вимагають від користувача додаткових навичок роботи з комп'ютером або ознайомлення з конкретними пакетами програмного забезпечення, що обмежує завдання розрахунку показників посухи експертами. Розробка спеціалізованого, автономного програмного забезпечення для розрахунку показників посухи, яке забезпечує простий інтерфейс та дає чіткі та порівнянні результати, може бути дуже корисним як для академічного, так і для оперативного використання. Крім того, розгляд результатів кількох індексів посухи може привести до всебічної оцінки тяжкості посухи та дати кращу перспективу конкретним дослідженням чи цілям управління. На підставі вищевикладених міркувань, пакет програмного забезпечення під назвою DrinC був розроблений у Центрі оцінки природних небезпек та проактивного планування та Лабораторії меліоративних робіт та управління водними ресурсами Національного технічного університету Афін [214]. DrinC (калькулятор індексів посухи)-пакет програмного забезпечення, розроблений для забезпечення

простого, хоча і адаптованого інтерфейсу для розрахунку показників посухи. DrinC можна використовувати для розрахунку двох нещодавно розроблених індексів – меліоративний індекс посухи (RDI) та індекссток в період посухи (SDI), а також двох широко відомих індексів - стандартизованого індексу опадів (SPI) та децилів опадів (PD). Крім того, програмне забезпечення містить модуль для оцінки потенційного випаровування (PET) за допомогою методів на основі температури, корисних для розрахунку RDI. Програмне забезпечення може використовуватися в різних додатках, таких як моніторинг посух, оцінка просторового розподілу посухи, дослідження посушливості з використанням кліматичних сценаріїв та тощо. Його можна використовувати для розрахунку показників посухи - і особливо двох нещодавно розроблених - придатних для характеристики посухи, моніторингу посухи, просторового аналізу посухи та дослідження кліматичних сценаріїв. Користувач може вибрати через інтерфейс на основі Windows серед кількох варіантів, які можуть краще відповідати конкретним вимогам кожного завдання або конкретного дослідження. Крім того, DrinC включає два модулі для розрахунку потенційного випаровування за допомогою методів на основі температури та моніторингу посухи відповідно [214].

Дослідження посух в Україні з використанням кліматичного моделювання. Визначення індексів посух та її використання в кліматичному моделюванні набуло актуальності в останні десятиріччя у зв’язку з стрімкими темпами глобального потепління, яке є особливо загрозливим для Півдня України. Представники Одеського державного екологічного університету активно досліджують це питання, серед них слід відмітити роботи В.М. Хохлова у співавторстві з Н.С. Єрмоленко [215], [216] та ґрунтовне дослідження проведено І.Г. Семеновою представлене в монографічному виданні [217]. Отже, існуючі оцінки просторово-часового розподілу стандартизованого індексу опадів SPI для території України показали, що в період 1980-2009 рр. спостерігалася тенденція до збільшення кількості посух порівняно з періодом 1950-1979 рр., а максимум повторюваності посух спостерігався в Миколаївській, Херсонській, Одеській і

Вінницькій областях [215]. У виконаних для території України дослідженнях посух із застосуванням індексу SPEI показано, що протягом другої половини XX століття і на початку поточного століття найбільша кількість посух спостерігалася в останні тридцять років (1981-2010 рр.), при цьому осередок максимальної повторюваності інтенсивних засух розташовувалася в південних і південно-західних областях - Чернівецькій, Одеській і Миколаївській [216].

В сумісні роботі І.Г. Семенової та А.М. Польового [218] представлені результати аналізу просторово-часового розподілу посух в теплі сезони періоду 2021-2050 рр. по території України, отримані з використанням даних кліматичного моделювання в рамках кліматичних сценаріїв RCP4.5 та RCP6.0. Оцінка подій посух та їх інтенсивності виконана на базі стандартизованого індексу посух SPEI на масштабі 7 місяців, який охоплює теплий період року з квітня по жовтень. Аналіз прогностичного часового ходу індексу посух по регіонах країни показав, що за обома сценаріями спостерігатиметься тенденція до переходу від помірно вологих умов у 2021-2035 рр. до посушливих умов у 2037-2050 рр. Найбільш посушливими за обома сценаріями очікуються 2044-2048 рр., коли в ряді областей сезонна посуха може досягнути екстремальної інтенсивності. За обома сценаріями, максимум повторюваності сезонів з посухою в 2021-2030 рр. припадатиме на західні області України, при цьому в рамках сценарію RCP4.5 в південних областях в цей період посух майже не прогнозується. В період 2031-2040 рр. зростання кількості сезонів з посухою в середньому до 4-6 випадків/10 років відбуватиметься по всіх регіонах, окрім західних областей в рамках сценарію RCP6.0. В останнє десятиліття 2041-2050 рр. триватиме зростання посушливості, при цьому за сценарієм RCP6.0 кількість посушливих сезонів загалом по Україні очікується більшою, ніж в сценарії RCP4.5 [218].

1.4 Науково-методичні підходи щодо застосування індексі посух в гідрологічних дослідженнях

Гідрологічна посуха описується як стійке і регіонально велике явище з нестачею природної води нижче середнього [219]. Гідрологічна посуха як період часу нижче середнього вмісту води в струмках, водосховищах, підземних водоносних горизонтах, озерах і ґрунтах. Цей період пов'язаний з впливом дефіциту опадів (включаючи снігопад) на поверхневий і підземний водопостачання, а не з прямим дефіцитом опадів. Гідрологічна посуха може бути результатом тривалих метеорологічних засух, які призводять до висихання водойм, озер, струмків, річок і зниження рівня підземних вод [198]. Зв'язок між різними видами посух та їх впливом на один на одного, а також на людську діяльність показано на схемі (рис. 1.10).

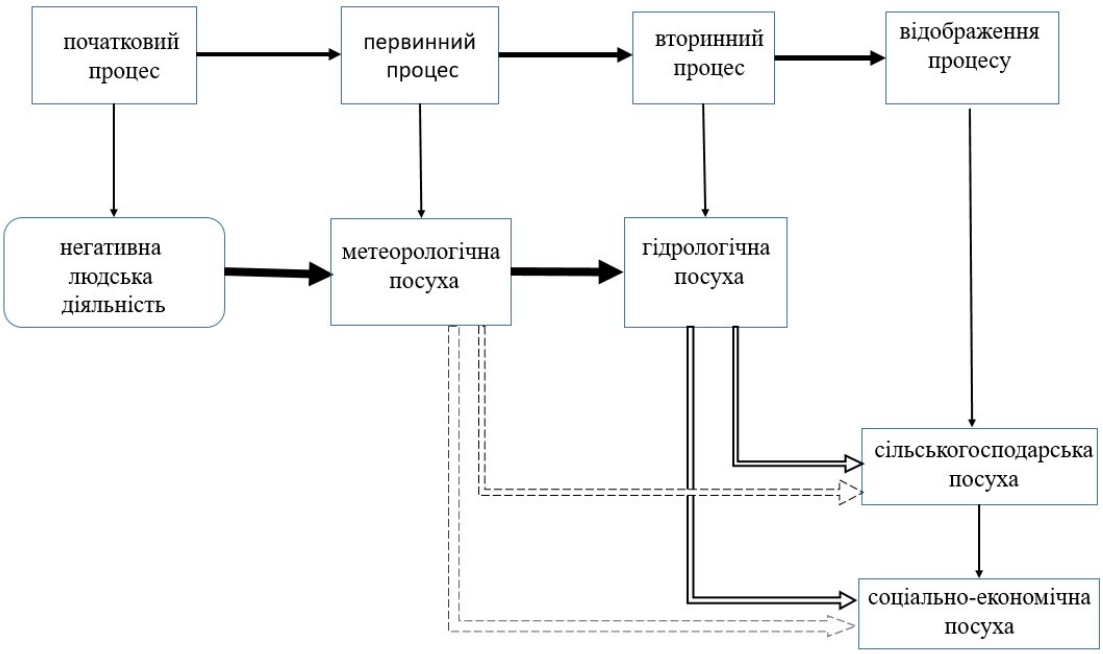


Рисунок 1.10 – Блок-схема процесу формування посух різного походження [189]

Гідрологічна посуха характеризується через такі параметри:

- суворість, яка виражається в індексах посухи;
- час її появи та тривалість;
- територія розповсюдження;
- частота виникнення.

На сьогодні стандартизовані індекси опадів, зокрема SPEI, знайшли широке застосування також для виявлення гідрологічних посух та визначення зв'язку між посушливими періодами та параметрами гідрологічного стоку. Так, для українських річок в роботі [220] знайдені статистично значущі залежності в осінні місяці та в грудні на річках Північного Причорномор'я (рр.Савранка та Тілігул) між середніми місячними і добовими витратами води та місячними значеннями індексу SPEI.

В дослідженні [221] для масштабів часу 12 та 24 місяці показано, що періодам з мінімальним середнім річним стоком на р. Південний Буг відповідали періоди найбільш тривалих та інтенсивних посух, визначених за індексом SPEI. В аналізі статистичного зв'язку між індексом SPEI на масштабах від 1 до 48 місяців та деякими гідрологічними показниками р. Південний Буг виявлені масштаби найтіснішого кореляційного зв'язку, які дозволяють використовувати індекс посушливості при моделюванні [222], [223]. Так, для річного стоку максимальні показники коефіцієнту кореляції (r) спостерігаються для SPEI на масштабах 23-24 місяці, а також 48 місяців (r = 0,71). Для фаз весняного водопілля найбільш тісний зв'язок відзначається на масштабі 3-4 місяці. Для стоку літньо-осінньої межені значущі та малозмінні коефіцієнти кореляції (r = 0,55-0,65) спостерігаються на масштабах від 3 до 48 місяців. Для стоку зимової межені коефіцієнти кореляції найнижчі (r = 0,44-0,45), а взаємозв'язок стає значущим на масштабах 9-12 місяців.

Окреме дослідження взаємозв'язків між *індексами посушливості* та стоком річок виконане авторами даного дослідження для мінімального стоку річок Закарпаття в період літньої та зимової межені [224], [225]. Сіткові дані SPEI у вузлах регулярної сітки з кроком 0,5 градусів на масштабах 12, 18, 24 місяців проаналізовані для п'яти г/м постів - Жорнава, Зняцево, Чоп, Голятин та Ясиня. Наступною задачею стало дослідження взаємозв'язку між величинами SPEI за

різні часові інтервали та величинами мінімального стоку річок Закарпаття. На рис. 1.11 показаний сумісний графіку ходу стоку межені та індексу SPEI, на прикладі р. Стара - п. Зняцево. Як видно з цього рисунку, періоди низької та високої водності в часовому ході мінімального стоку співпадають з хронологічним ходом індексу SPEI на масштабі 18 місяців.

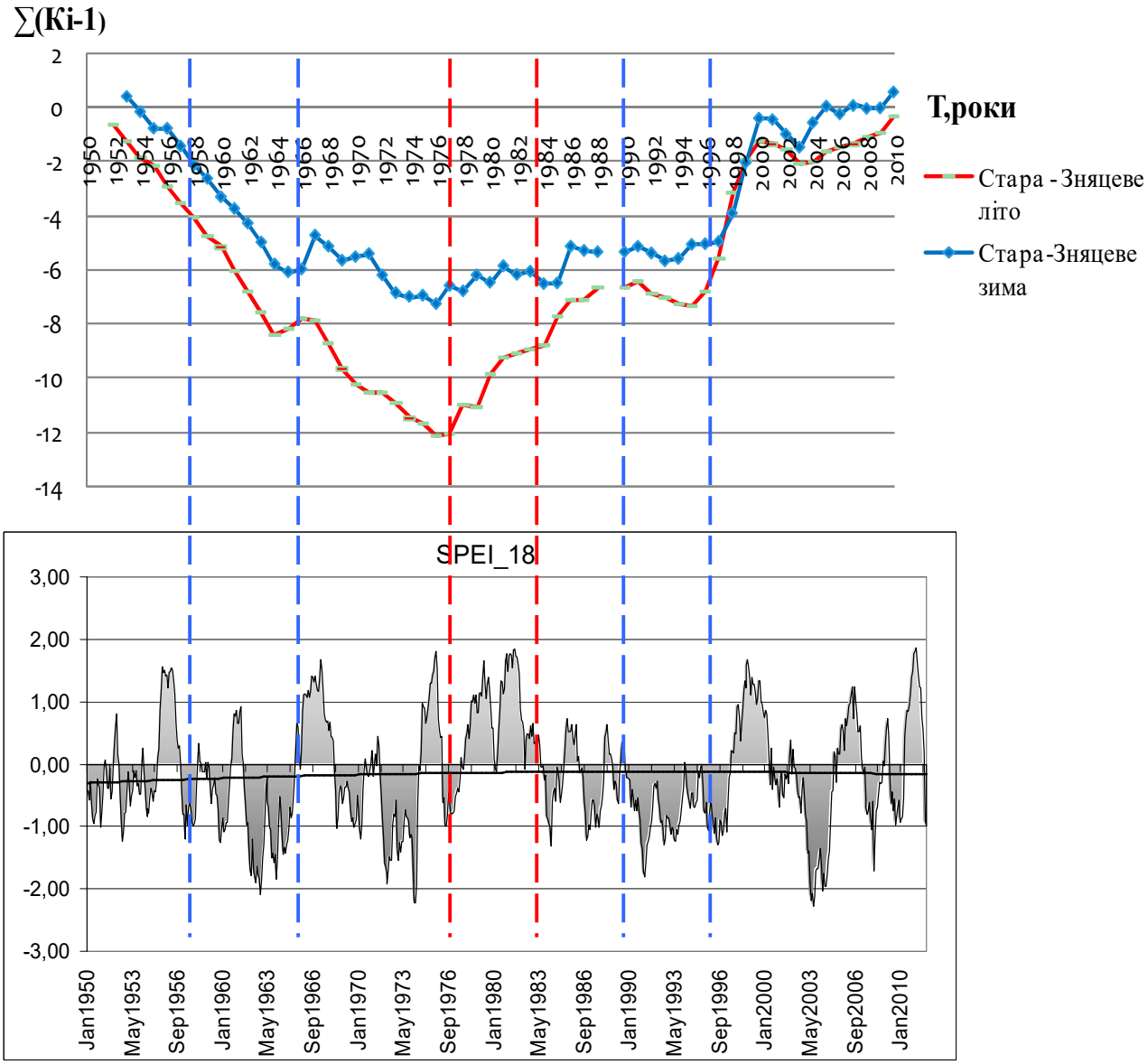
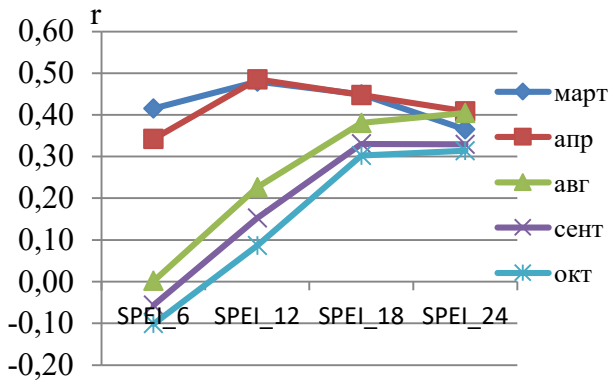


Рисунок 1.11 – Сумісний графік різницево-інтегральних кривих р. Стара-с. Зняцеве в період літньої та зимової межені та індексу SPEI_18 для с. Зняцеве

Аналогічні дослідження виконані для інших досліджуваних постів на різних масштабах SPEI. Отже взаємозв'язок між індексом посушливості SPEI та меженним стоком існує, а його ступінь змінюється по мірі зміни часових інтервалів, за якими розраховані SPEI та місяців, для яких вони розраховані. Так, для зимової межені найбільші величини коефіцієнтів кореляції отримані для березня та квітня на масштабах SPEI_12 (рис. 1.12, *а*), а для літньої межені - для серпня, вересня та жовтня на масштабах SPEI_18 та SPEI_24 (рис. 1.12, *б*).

а)



б)

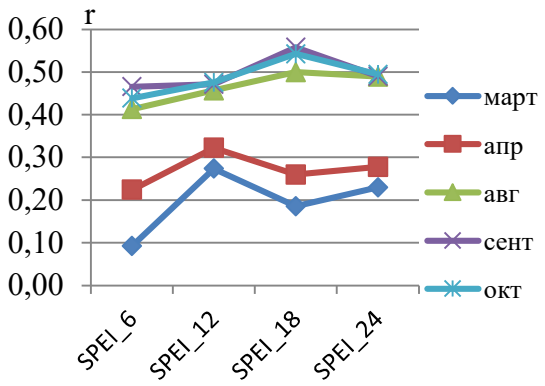


Рисунок 1.12 – Залежність коефіцієнтів кореляції між індексами SPEI та мінімальним стоком зимової межені за різні часові інтервали для станції Чоп (*а*) та стоком літньої межені для станції Зняцево (*б*) [224], [225]

Таким чином, маючи дані про стан зволоженості території, тобто поточні дані про індекси SPEI, можна зробити попереднє прогнозування водності меженного періоду.

1.4.1 Аналіз взаємозв'язку між індексами посух та меженним стоком річок Півдня України

Авторами даного дослідження проаналізовано на сучасних даних спостережень (до 2015 року) взаємозв'язок між стоком межені та значеннями SPEI на різних масштабах для р. Південний Буг - с. Олександрівка [226]. На рис. 1.13 показано, що навіть при масштабі SPEI_6, спостерігається достатня синхронність в ході стоку зимової межені і індексу посухи за березень, а також між стоком літньо-осінньої та SPEI_6 за вересень. Таким чином, порівняння хронологічного ходу індексу SPEI з часовим ходом мінімального стоку показує їх задовільний збіг і відкриває перспективи подальших досліджень в цьому напрямку з метою врахування глобальних змін клімату на стік межені.

Як вже відмічалось вище, один індекс посухи не може охопити всі можливі її прояви й, отже бажано використовувати декілька індексів у комплексі. Для розрахунку індексів посух на території Півдня України використаний *калькулятор індексів посухи* (DrinC), описаний вище [214].

В якості вихідної інформації використано багаторічні дані середньомісячних витрат води по 6 гідрологічних постах (р. Кодима – с. Катеринка, р. Інгул – с. Новогорожене, р. Інгул – с. Седнівка, р. Кінська – м. Пологи, р. Кільчень – с. Олександрівка Перша, р. Кальчик – с. Кременівка) та середньомісячну температуру повітря та місячні опади по 6 метеорологічних станціях (Одеса, Херсон, Кропивницький, Запоріжжя, Дніпро та Маріуполь).

За допомогою DrinC для території Півдня України розраховано індекс посухи річкового стоку (SDI), стандартизований індекс опадів (SPI), сільськогосподарський стандартизований індекс опадів (aSPI), індекс дослідження посухи (RDI), ефективний досліджуваний індекс посухи (eRDI).

Графічне представлення отриманих індексів посух показано на рис. 1.14 для р. Кодима – с. Катеринка (*а*), р. Інгул – с. Новогорожене (*б*), р. Інгул – с. Седнівка (*в*), р. Кінська – м. Пологи (*г*), р. Кільчень – с. Олександрівка Перша

(*д*) та р. Кальчик – с. Кременівка (*е*); на графіках також показані витрати води підчас літньо-осінньої межені.

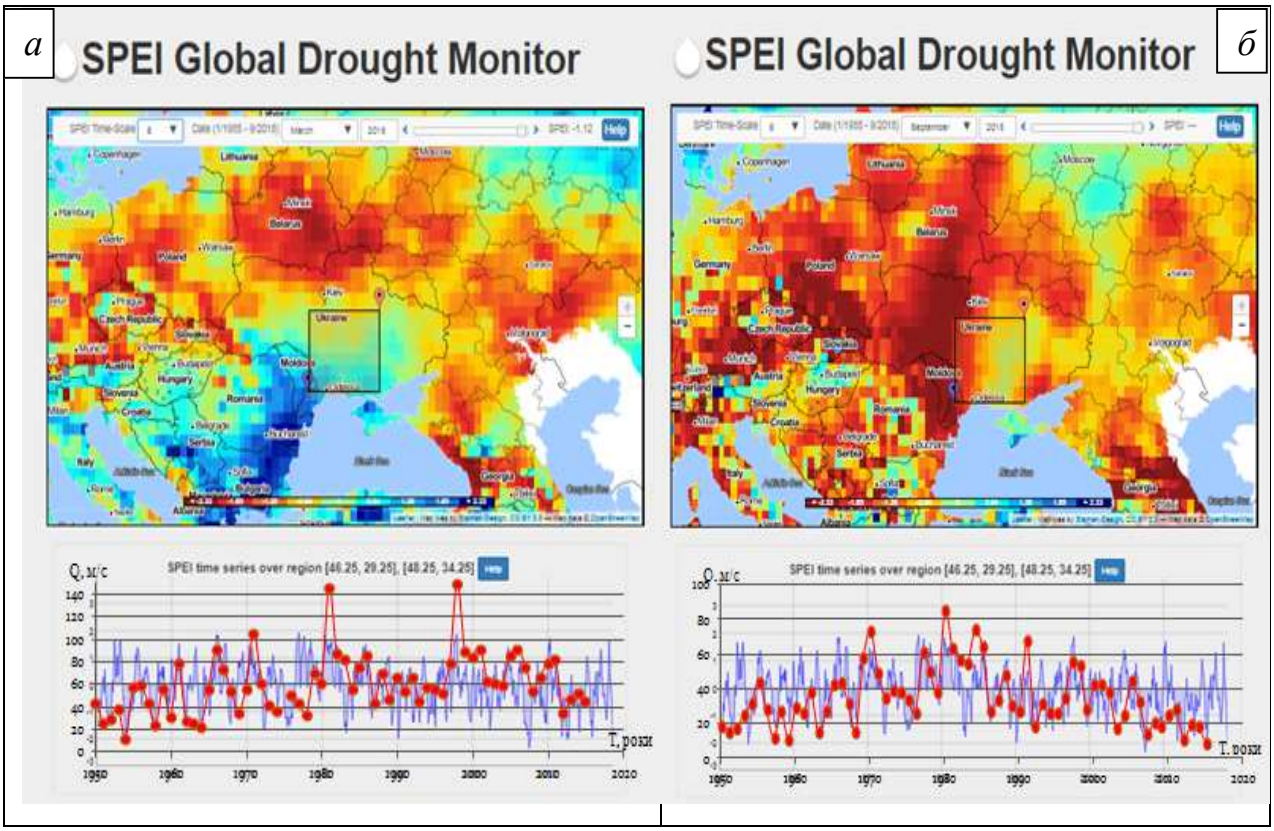
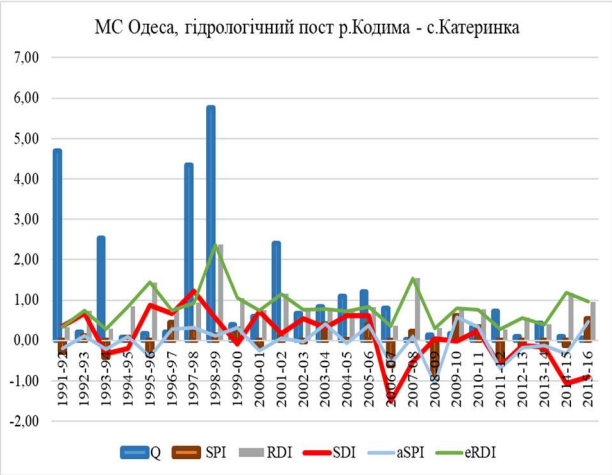


Рисунок 1.13 – Порівняльна характеристика хронологічного ходу коливань мінімального стоку в зимовий період р. Південний Буг - смт Олександрівка та індексу SPEI-6 за березень 1950-2015 рр. (а) та стоку в літньо-осінній період р. Південний Буг – смт Олександрівка та SPEI-6 за вересень 1950-2015 рр. (б)

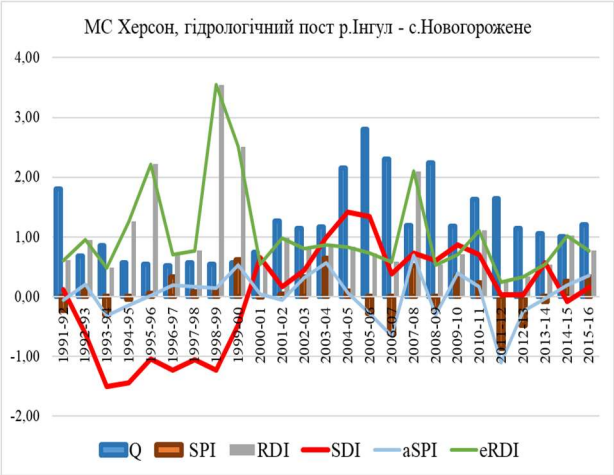
Аналізуючи отримані діаграми, можна відмітити, що дані індекси дають можливість дослідити кліматичні та гідрологічні тенденції, охарактеризувати посуху, оцінити тяжкість посухи та сприяють ранній оцінці наслідків посухи. Зокрема, індекс SDI добре корелює з витратами води, що відкриває можливості прогнозування стоку межені.

В табл. 1.4 представлені граничні значення для визначення стану посухи за індексом SDI.

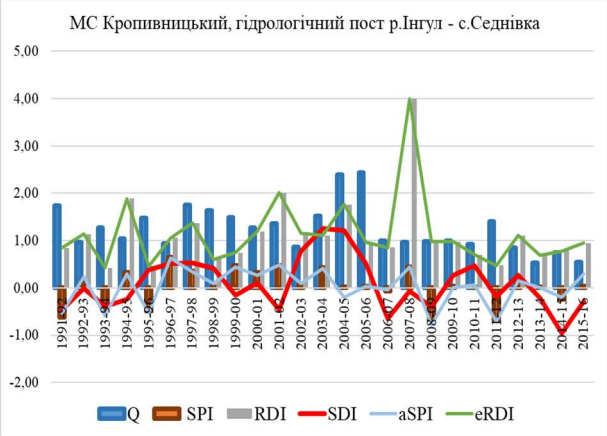
а)



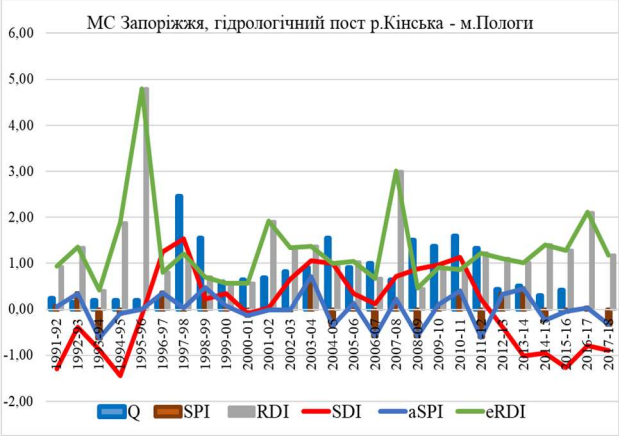
б)



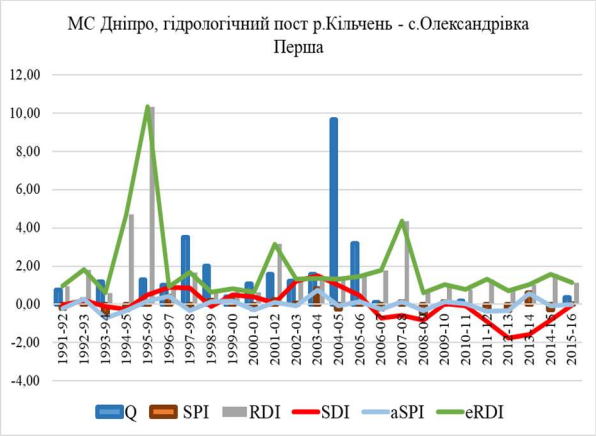
в)



г)



д)



е)

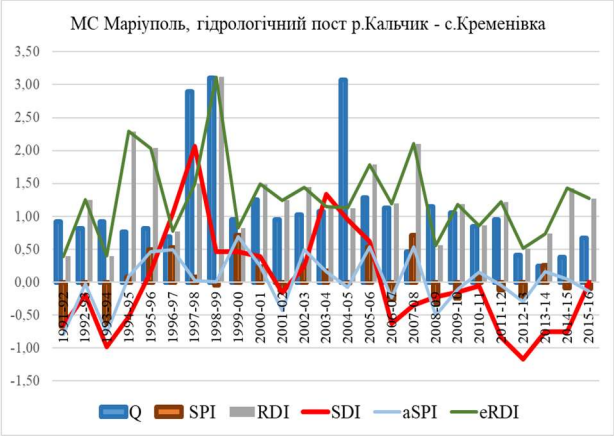


Рисунок 1.14 – Хронологічний хід індексів посух на території Півдня України

Таблиця 1.4 - Визначення станів посухи за допомогою SDI [195]

Опис стану	Критерії
Без посухи	SDI ≥ 0,0
Легка посуха	-1,0 ≤ SDI < 0,0
Помірна посуха	-1,5 ≤ SDI <-1,0
Сильна посуха	-2,0 ≤ SDI <-1,5
Екстремальна посуха	SDI <-2,0

Аналіз представлених графіків показує, що в межах Півдня України не є однорідною ситуація щодо формування гідрологічних посух. Так, за даними метеостанції Одеса та гідрологічного поста р. Кодима-с. Катеринка у 2006-2007 роках спостерігалась сильна гідрологічна посуха, яка надалі змінилась легкою посухою у 2014-2015 рр.

Зовсім інша ситуація стала для р. Інгул - с. Новогорожено (м/с Херсон).Тут протягом практично десятиріччя (1991-2000 рр.) спостерігалась посуха, яка в 1993-1994 рр. відноситься до категорії сильної посухи. Після 2000 року посуха для цього району не відмічається. Якщо використовувати дані м/с Кропивницький та г/п р. Інгул-с. Седнівка, то картина зовсім інша – тут лише у 2014-2015 рр. спостерігалась легка посуха. За даними м/с Запоріжжя та г/п р. Кінська - м. Пологи з 2011 р. почалась посуха, яка поки є легкою. Для р. Кільчень - с. Олександрівка Перша (м/с Дніпро) протягом 2012-2014 рр. спостерігалась сильна посуха, схожа ситуація й для р. Кальчик – с. Кремнівка, але посуха там досягла лише категорії «легка» [227].

Таким чином, представлені приклади показують можливість використання індексів посух для гідрологічних розрахунків і прогнозів, перш за все меженного стоку, але потребують подальшого вивчення та аналізу взаємозв’язків між різноманітними індексами посух та станом водних ресурсів окремих території.

2 ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНІ І СТАТИСТИЧНІ ХАРАКТЕРИСТИКИ УМОВ ФОРМУВАННЯ ЕКСТРЕМАЛЬНИХ ГІДРОЛОГІЧНИХ ЯВИЩ НА РІЧКАХ ПІВДНЯ УКРАЇНИ

2.1 Фізико-географічна характеристика та гідрологічна вивченість території Півдня України

Досліджувана територія розташована у лісостеповій і степовій природних зонах України і охоплює басейни річок Південний Буг, межиріччя Дунай-Дністер, Причорноморську низовину і прилеглі до них території [1]-[5].

Відповідно до ландшафтно-гідрологічного районування (рис. 2.1), виконаного в Київському національному університеті ім. Тараса Шевченка В.В. Гребінем 2010 року [6], територія, що розглядається, належить до лісостепової, недостатньо зволоженої ландшафтно-гідрологічної зони (верхня і середня частини басейну Південного Бугу, до впадіння р. Савранки), Дністровсько-Дніпровської ландшафтно-гідрологічної провінції (Подільсько-Придніпровський височинний ландшафтно-гідрологічний район, III-1-а), степової посушливої ландшафтно-гідрологічної зони (нижня частина басейну, нижче від впадіння р. Савранки, і водозбори річок міжріччя Дністра і Південного Бугу), Нижньобузько-Дніпровської ландшафтно-гідрологічної провінції (IV-1), і лише в крайній південній частині розглядуваної території – до Причорноморсько-Приазовської ландшафтно-гідрологічної провінції (Причорноморський низовинний ландшафтно-гідрологічний район, IV-3-а).

Територія відрізняється як за кількістю і співвідношенням тепла й вологи, характером атмосферної циркуляції (для ландшафтно-гідрологічних зон), так і за регіональними характеристиками кліматичного фону й орографічних елементів рельєфу та морфоструктури річкових басейнів (для ландшафтно-гідрологічних провінцій і районів). Так, для Дністровсько-Дніпровської ландшафтно-гідрологічної провінції, району III-1-а (верхня і середня течії р. Південний Буг) характерним є чередування розвинутих підвищених ландшафтів (у межах

Подільської і Придніпровської височин) з рівнинно-хвилястим рельєфом місцевості, добре розвинена річкова мережа (0,43-0,48 км/км^2), невеликі уклони річок (0,5-2,0 м/км), незначна залісеність водозборів, що в основному не перевищує 15 % від площ басейнів, і невелика заболоченість території – до 10 % (за винятком р. Згар – смт Літин) [1]-[4], [6].

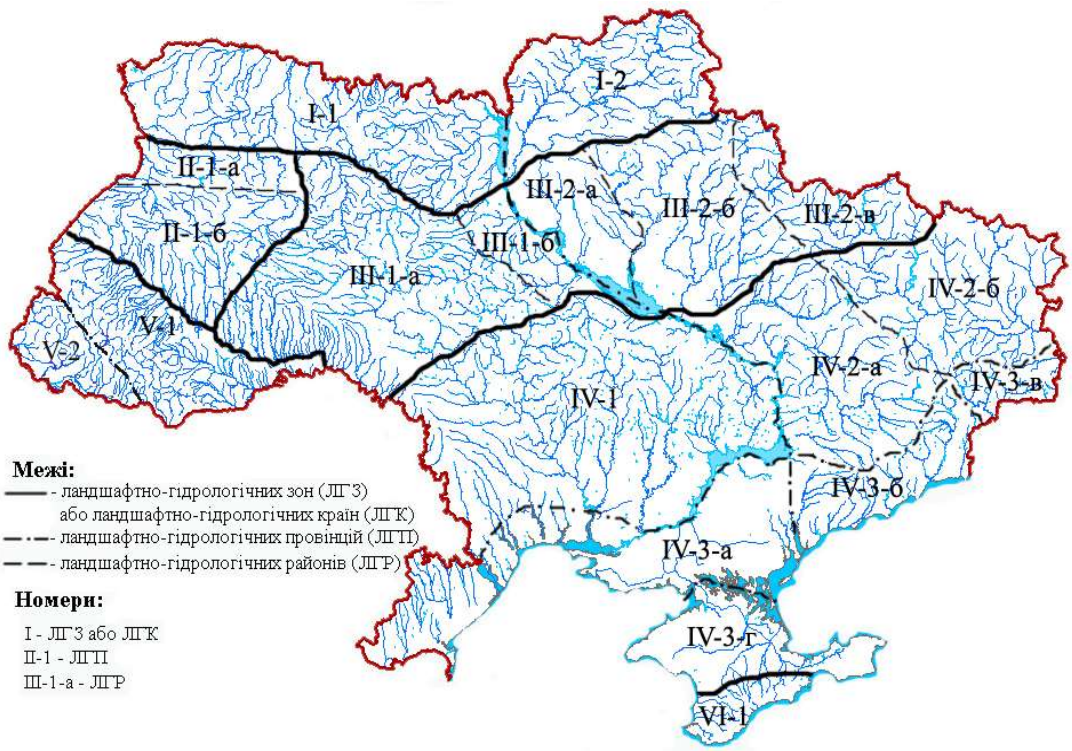


Рисунок 2.1 - Схема ландшафтно-гідрологічного районування України [6]

Територія Нижньобузько-Дніпровської ландшафтно-гідрологічної провінції (нижня течія Південного Бугу та верхні й середні течії річок північно-західного Причорномор’я) характеризується поширенням хвилястих рівнин і лесових височин, розвиненою яружно-балковою мережею при зменшенні з півночі на південь густоти річкової мережі та уклонів річок, залісеністю басейнів – більшою в північній і північно-західній частині – в межах 5-19 % (рр. Синюха з притоками, Савранка, Кодима), меншою – в південних частинах (до 2 %) і практичною відсутністю заболоченості [1]-[4], [6].

До Причорноморсько-Приазовської ландшафтно-гідрологічної провінції (в межах району IV-3-а) належать пригирлові ділянки Південного Бугу і

Причорноморські лимани, розташовані на площах із плоским рівнинним рельєфом, який часто порушується великими замкненими пониженнями – блюдцями і подами.

Річкова мережа слабко розвинена, а долини річок врізані на глибину лише 10-15 м. При плоских вододілах схили берегів перерізані яружно-балковою мережею [1]-[4], [6].

Кліматичні умови. Основні риси клімату описуваної території формуються під впливом загальних і місцевих кліматоутворювальних факторів. Властивості різних повітряних мас, що надходять з Атлантики, Арктичного басейну або з великих континентальних територій Євразії, визначають часту мінливість погоди, характерну для України. Під час надходження континентального повітря погода відрізняється сухістю, високими температурами в теплу пору року, низькими – у холодну. Атлантичне повітря звичайно насичене вологою: взимку воно приносить потепління, влітку – дощі й прохолоду. Найчастіше атлантичні повітряні маси спостерігаються на північному заході території, рідше – на південному сході. Маси арктичного повітря надходять із півночі і з північного сходу і зазвичай приносять похолодання. Іноді це сухе холодне повітря, просуваючись на південь, швидко прогрівається і сприяє розвитку суховіїв [9]-[16].

Для літнього сезону України, особливо для півдня і південного сходу є характерним місцевий циклогенез. Влітку поверхня землі тут сильно прогрівається, близькість більш холодного Чорного моря сприяє збільшенню термічних і баричних градієнтів і формуванню місцевих циклонів.

Проходження неглибоких циклонів і пов’язаних з ними фронтів через територію України зумовлюють випадіння короткочасних опадів [11].

Таким чином, внесок циркуляції атмосфери у формування клімату досліджуваної території полягає у розподілу тепло і волого обміну і зумовлює погодні умови в різні пори року.

Одним ізосновнихпоказників температурного режиму є середнямісячна температура повітря, щохарактеризуєзагальнийтемпературний фон території.

Середня річна температура повітря для більшої частини описуваної території становить 9,4-10,0 °С, на півдні – 10,6 °С.

У холодний період року суттєву роль відіграють циркуляційні процеси, внаслідок чого температура холодного сезону відрізняється великою нестійкістю.

Найбільші (від'ємні і додатні) відхилення від норми середньої температури повітря відмічаються у зимові місяці. Вони пов'язані з потужною адвекцією холодних або теплих повітряних мас, що охоплюють всю територію або значну її частину [10], [11].

Для зимового сезону характерні похмура погода, тумани і відлиги, за яких добова температура підвищується до 5 °С і вище. Загальна кількість днів зі сніговим покривом складає до 20.

Найбільш холодна частина зими збігається з переходом температури повітря через -5,0 °С, що звичайно відбувається в першій декаді січня. В середньому зима триває 2-3 місяці. Середні місячні температури повітря в зимовий період (з грудня по лютий) змінюються в межах від (-0,1°С) – (-4,2 °С) у східній частині території до (-3,6 °С) - (-1,4 °С) – у південній. Найхолоднішим місяцем для всієї території є січень. Його середня температура коливається від -1,7 °С (м. Ізмаїл) до - 4,2 °С (м. Запоріжжя).

В окремі роки у зв’язку з особливостями розвитку циркуляції атмосфери ця закономірність розподілу температури повітря може порушуватися і найнижча температура може відмічатися в інші місяці [11].

Весна починається з переходу температури повітря через 0 °С і руйнування стійкого снігового покриву. За даними Гідрометцентру України [10], середні дати переходу температури повітря через 0 °С,на півдні території припадають на початок березня; на півночі – на кінець першої – другої декади березня.

У період від 1991 р. до 2015 р. перехід через 0 °С навесні відбувався на 4-8 днів раніше, ніж у попередні роки.

У літній період циклонічна діяльність згасає, температура повітря стає більш стійкою. Головну роль відіграє місцева трансформація повітряних мас.

Найбільш теплим місяцем на всій території є липень. Його середня температура змінюється від 21,4 °С (м. Одеса) до 22,3 °С (м. Миколаїв). Найвищі середні значення температури - 27,1 °С спостерігались у м. Миколаєві у 1936 р. та

27,4 °С – у м. Херсон – у 1826 р. Тривалість найбільш теплого періоду (із середньомісячною температурою, вищою за 15,0 °С) становить до 5-ти місяців.

Дуже висока температура повітря на досліджуваній території формується майже щорічно. Для виявлення масштабу розповсюдження температури повітря 30 °С і вище на території України розраховувався коефіцієнт кореляції між окремими станціями з центром у Херсоні. Виконане дослідження дозволило провести районування території з урахуванням повторюваності небезпечної та особливо небезпечної температури повітря. Досліджувана територія відноситься до першого району, де щорічно (98-100 %-ва ймовірність) відмічається температура повітря 30 °С і вище, у 60-80 % - температура 35 ºС і вище і рідко 40 ºС та вище (один раз у 50-100 років) [10].

Початок осені пов’язаний з переходом температури повітря через 10 °С. Триває осінь 2-3 місяці. У другій половині осіннього періоду можливе потепління. Для пізньої осені характерна волога, похмура погода. Протягом другої половини листопада осінь змінюється періодом передзим’я з нестійкою погодою, частими туманами, ожеледицями й короткочасними утвореннями снігового покриву. В середньому цей період триває протягом місяця. У поодиноких випадках зима встановлюється відразу й перехідного періоду майже зовсім не буває.

Степ відноситься до району з найменшою відносною вологістю [11]. Вологість повітря та її розподіл залежать від температурних і циркуляційних особливостей. Суттєвий вплив на вологість повітря території має рельєф місцевості та наявність Чорного й Азовського морів. Середня відносна вологість за рік становить 74-76 %.

Найбільші середньомісячні значення спостерігаються в листопаді-лютому, з максимумом - у грудні, коли вони становлять у середньому 84-88 %, а в окремі роки сягають 93-95 %.

В посушливі роки мінімальні середньомісячні значення відносної вологості можуть становити 49-56 %.

Однією із найважливіших складових формування гідрологічного режиму річок є опади. Територія, що досліджується, характеризується недостатнім

зволоженням. Річна кількість опадів зменшується в напрямку зі сходу на південь від 510 мм до 441 мм. Атмосферні опади розрізняються значною мінливістю за роками. В посушливі роки річні суми коливаються від 174 мм (м. Херсон, 1921 р.) до 273 мм (м. Запоріжжя, 1951 р.). Максимальна кількість опадів за рік може досягати 783 мм (м. Ізмаїл, 1966 р.). Протягом року найбільша кількість опадів спостерігається в червні-липні, коли їх середньомісячні значення становлять 61-85 мм, сягаючи в окремі роки до 154-220 мм; найменша – у березні та жовтні (22-36 мм). В окремі періоди можуть спостерігатися посухи.

Для зони Степу характерним явищем є суховії, число днів яких в тепле півріччя може складати 7-17, а інколи і 20. Також характерні сильні вітри, інколи спостерігаються смерчі та чорні бурі, що переносять на значну відстань перетворений в пил верхній шар чорнозему [11]

Формування визначних паводків дощового походження пов’язано з опадами зливового характеру, але, як відомо, зливи охоплюють порівняно невеликі за площею території [16]-[18].

Атмосферні процеси теплого періоду року характеризуються підсиленням Азорського антициклону. Його відроги поширюються на схід, впливаючи на всю досліджувану територію. Тому в літні місяці переважає антициклонічна погода з великою кількістю сонячних ясних днів. Це сприяє трансформації і прогріванню повітря. В південних районах виникають суховії – сильні вітри при низькій вологості та пилові бурі.

В розмитих малорухомих областях підвищеного та зниженого тиску розвивається термічна конвекція, активізується грозова діяльність [10], [11].

В кінці XX і на початку XXI століття в помірних широтах Європи відзначено зростання меридіональної і послаблення зональної циркуляції [19], [20].

На території України [10], [13], [14], [16], [19]-[21] спостерігається значне зменшення швидкості циклонів, особливо на півдні, зміна районів їх формування, траєкторій переміщення, що призводить до певного перерозподілу кількості опадів по території, у тому числі збільшення ймовірності зливових дощових опадів.

Сучасні зміни клімату супроводжуються зростанням повторюваності небезпечних гідрометеорологічних явищ (НЯ), в тому числі і значних зливових опадів. Упродовж теплого періоду на досліджуваній території відмічаються неоднорідні погодні умови, які обумовлені чергуванням спекотних повітряних мас і атмосферних фронтів, внаслідок чого спостерігаються великі контрасти температури по території. Майже щорічно на території Півдня України, можна відзначити значні зливові дощі, які іноді набувають катастрофічних розмірів. Саме так можна охарактеризувати зливовий дощ 12 вересня 2013 р. в басейні р. Когильник, де максимум добових опадів склав 196,9 мм на АМП Тарутіно і наніс значні збитки по всій території басейну [22]-[26].

Аналогічні погодні умови склалися і у першій декаді серпня 2019 року, що призвели до значних зливових опадів на досліджуваній території, рис. 2.2. За даними УкрГМЦ [27] у першій декаді серпня 2019 року в Україні спостерігалася нестійка з великими коливаннями температури повітря погода. Протягом першої декади серпня через територію України перемістилися кілька активних атмосферних фронтів і циклонів, які супроводжувалися сильними зливами, шквалами і градом. Найбільша кількість опадів спостерігалося 3-4 серпня в південних і східних областях при переміщенні з південного заходу на схід активного циклону.

В окремих районах цих областей відзначалися сильні зливи, коли кількість опадів досягала 130-220 % місячної норми, в Хорлах (Херсонська обл.) - 105 мм, м. Запоріжжя (за даними АМСЦ) – 121 мм, Білгород-Дністровському (Одеська обл.) – 126 мм, що становило близько трьох місячних норм і відповідало критерію небезпечного або стихійного метеорологічного явища.

Як видно з рис. 2.2, значні зливові опади охопили практично всю територію півдня України, де кількість опадів значно перевищувала місячні норми. За отриманими даними значні дощі спостерігалися в Херсонській області (Хорли – 105 мм, Бехтери – 69 мм) Запорізькій області (Кирилівка 88 мм) та м. Запоріжжя– 121 мм, м. Миколаїв – 100 мм, але найвищі показники відзначаються для Одеської

області, де на МС Білгород-Дністровський спостерігався надзвичайний дощ – 121 мм за 6 годин.

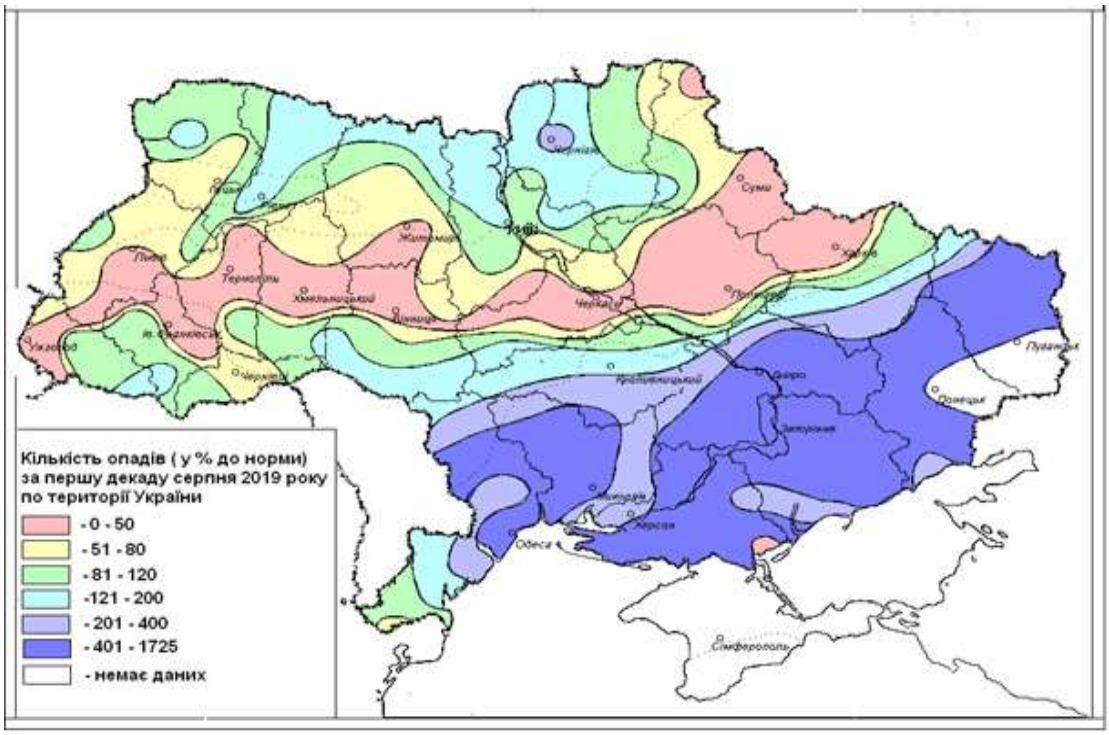


Рисунок 2.2 - Розподіл кількості опадів (у % від норми) за першу декаду серпня 2019 року по території України [27]

3-4 серпня 2019 р. погоду Одеської області визначав «південний» циклон, який сформувався на ділянці холодного фронту помірних широт. Хвильовий циклон швидко зміщувався з районів Румунії на північно- західний район Чорного моря і далі на райони Азовського моря. В цей період спостерігалася вкрай несприятлива погода, повсюдно пройшли дощі від помірних до значних, а при грозах спостерігалися пориви вітру до 12-13 м/с.

4 серпня 2019 р. в м. Білгород-Дністровський внаслідок стихії було порушене транспортне сполучення, підтоплено сільськогосподарські і підвальні приміщення будинків, затоплено окремі ділянки місцевості, зруйновані каналізаційні люки, повалено дерева.

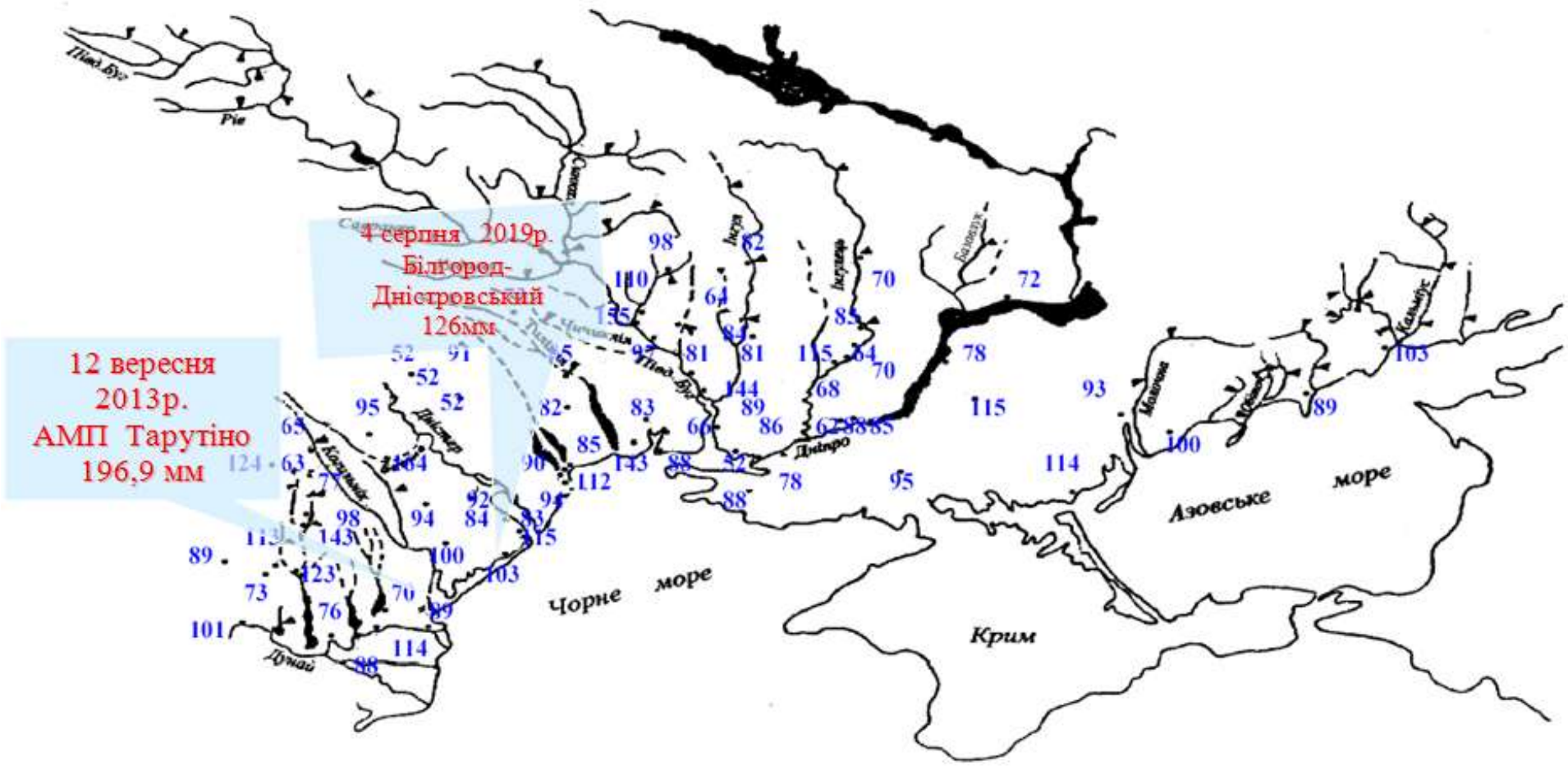
У характеристиці зливових опадів важливим показником є добовий максимум опадів, що має велике практичне значення (гідрологічні розрахунки для проектування споруд та приладів, проведення природоохоронних заходів).

У нормативних документах формування зливових паводків пов'язують з добовими значеннями опадів [18], [19]. На рис. 2.3 наводяться максимальні їх величини H_m в межах рівнинної території Півдня України. Як видно [18], значення H_m коливаються в досить широких межах – від 52 мм (Коротне) до 196,9 мм (АМП Тарутіно). Але, як показує аналіз, спостережені максимуми відносяться до різних років, про що свідчить рис. 2.4.

Узагальнені відомості про частоту випадіння максимальних добових опадів за різними величинами наводяться в табл. 2.1. За даними цієї таблиці побудована діаграма (рис. 2.5), з якої видно, що найчастіше добові максимуми спостерігалися в межах 80-100 мм (56,7 %). Нерівномірно розподілені добові максимуми і в часі, про що можна побачити в узагальненому вигляді на діаграмі (рис. 2.6). Найчастіше добові максимуми спостерігалися на часовому інтервалі 1961-1990 рр. (84,4 %).

Таблиця 2.1 – Розподіл максимальних добових опадів теплого періоду року на Півдні України

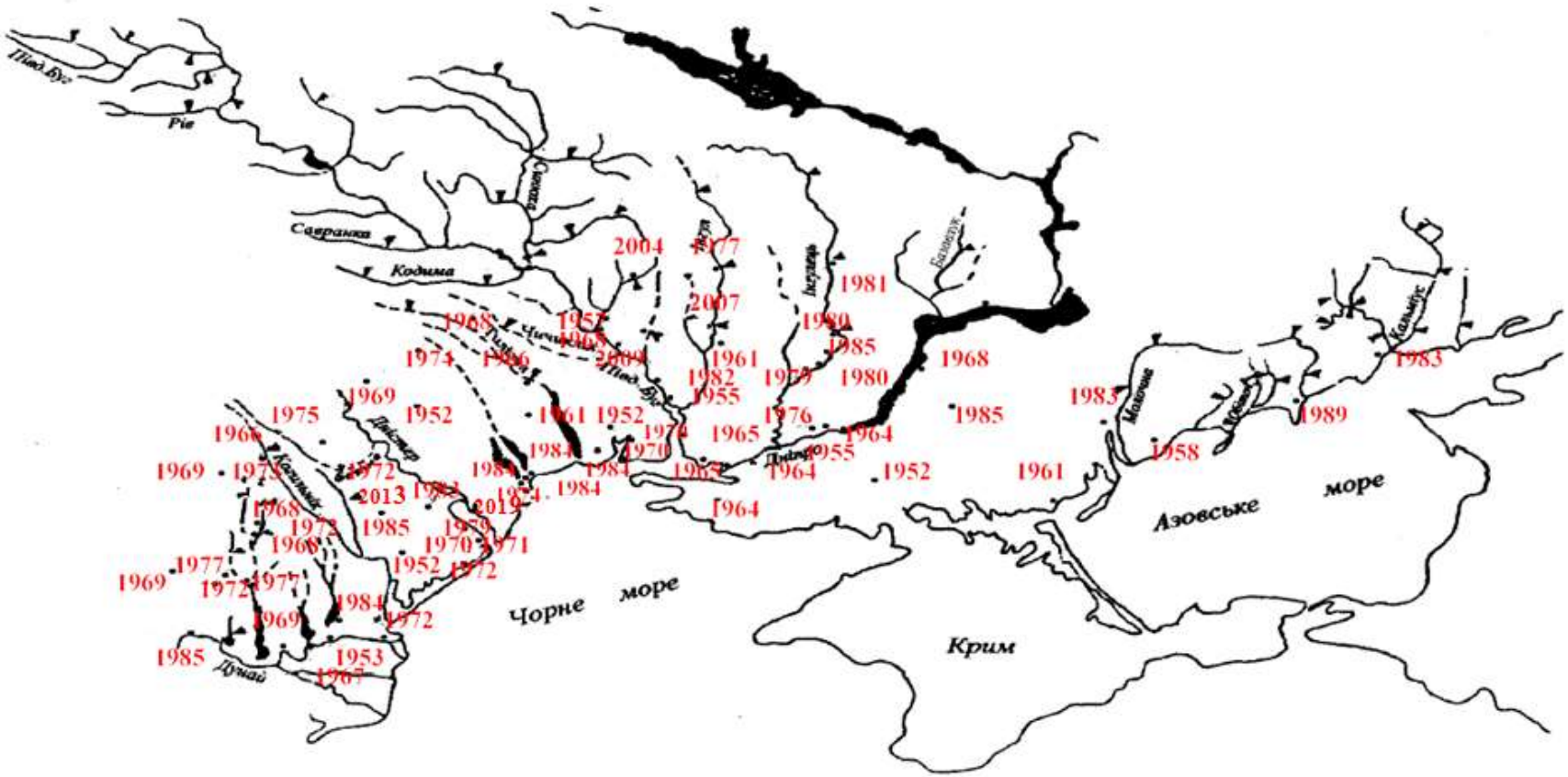
Максимальні добові опади за роками	
шар опадів, мм	% від загальної кількості
<60	2,40
61-70	12,1
71-80	13,3
81-90	24,1
91-100	19,3
101-110	9,60
111-120	9,60
121-130	2,40
131-140	-
141-150	4,80
151-160	1,20
>160	1,20



Умовні позначки:

▼- гідрологічний пост; ●- метеорологічна станція(пост); **100**- максимальна добова сума опадів, мм.

Рисунок 2.3 – Розподіл максимальних добових сум опадів теплого періоду року територією Півдня України



Умовні позначки:

▼- гідрологічний пост, ● - метеорологічна станція (пост); **1964** - рік, у який спостерігалась максимальна добова сума опадів.

Рисунок 2.4 – Розподіл територією Півдня України років, у які спостерігалися максимальні добові суми опадів

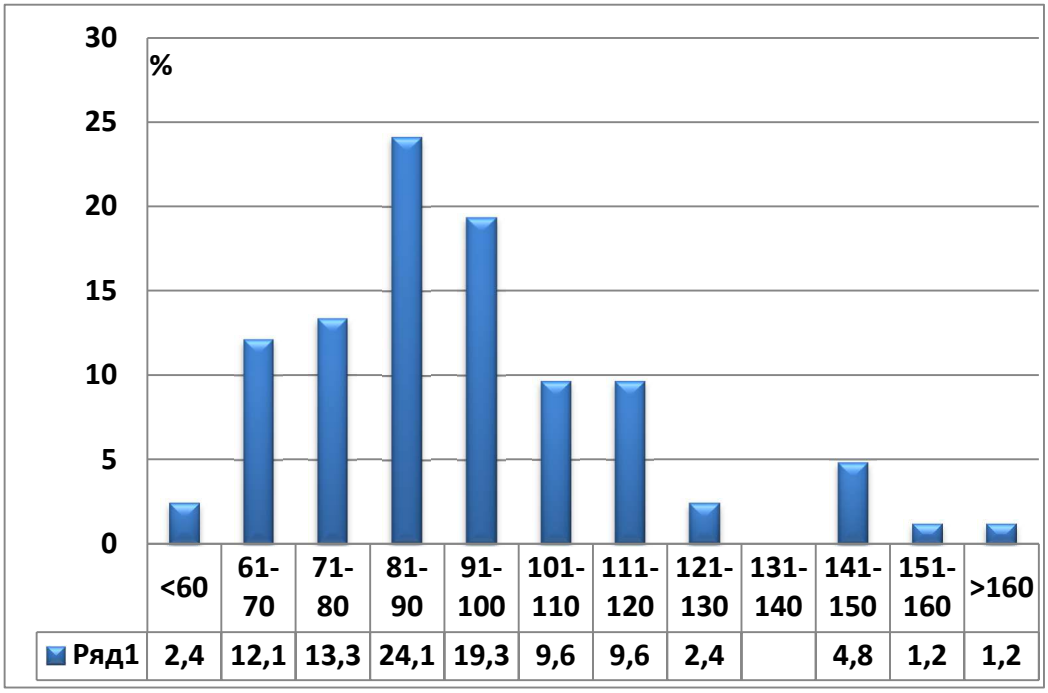


Рисунок 2.5 - Розподіл максимальних добових опадів теплого періоду на Півдні України: вісь абсцис – шар опадів, мм; вісь ординат – відсоток від загальної кількості

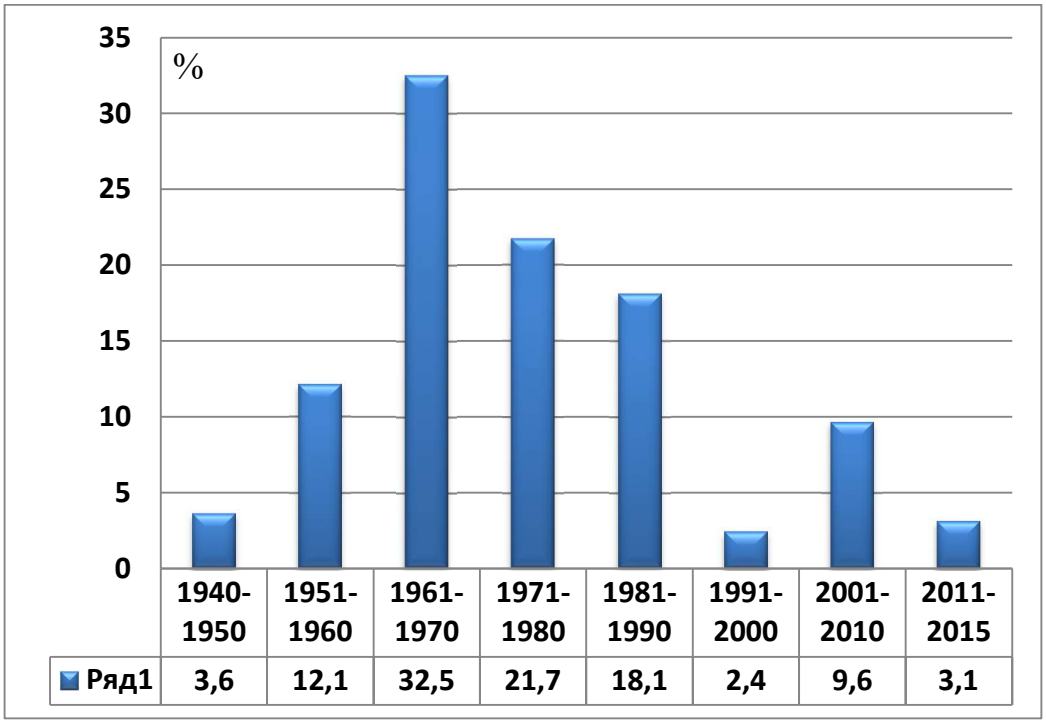


Рисунок 2.6 – Розподіл максимальних добових опадів теплого періоду на Півдні України по роках спостереження: вісь абсцис – роки; вісь ординат – відсоток від загальної кількості

В останні двадцять років визначні добові опади мали місце тільки в 12,7 % від загальної їх кількості (табл. 2.2).

Таблиця 2.2 – Розподіл максимальних добових опадів теплого періоду року на Півдні України за роками спостереження

Максимальні добові опади за роками	
Роки спостережень	%
1940-1950	3,6
1951 -1960	12,1
1961- 1970	32,5
1971- 1980	21,7
1981- 1990	18,1
1991- 2000	2,4
2001- 2010	9,6
2011-2015	3,1

В межах даного дослідженнях також була розглянута можливість формування зливових паводків за даними найближчих метеостанцій. З цією метою в табл. 2.3 представлені найбільші добові суми опадів (або суму за декілька діб) та найбільші строкові витрати на гідрологічних постах за період 2010-2015 роки. З метою порівняння також представлені величини максимальних витрат води рідкої ймовірності перевищення, зокрема $Q_{1\%}$, тобто витрати води ймовірністю появи 1 раз у 100 %, які формуються під час катастрофічних паводків. Аналіз представлених даних показує, що за останні 5 років на жодному з постів не було значної кількості опадів, щоб спричинити значні паводки.

Особливості водного режиму річок. Характер водного режиму визначається кліматичними, гідрогеологічними, орографічними та гідрографічними особливостями території. За загальними кліматичними умовами територія, що розглядається, досить неоднорідна: південні частини басейнів річок Дністра та Південного Бугу відносяться до районів нестійкого і недостатнього зволоження, а крайні південні (приморські) райони і межиріччя Дністер-Південний Буг – до посушливої зони (рис. 2.7).

Таблиця 2.3 -Розподіл максимальних добових опадів теплого періоду року найбільшим строковим витратам води за період 2011-2015 рр.

№ з/п	Річка-пост	Найближча метеорологічна станція	Дата спостереження максимальної витрати води	Найбільша строкова витрата води / $Q_{1\%}$, м^3 /с	Кіль-кість опадів, мм
1	Південний Буг-с. Лелітка	Хмельник	07.06.2013	41,4/**145**	10,2
2	Іква-смт Стара Синява	Хмельницький	29.06.2013	5,65/**34,0**	40,2
3	Згар-смт Літин	Жмеренка, Вінниця	02-09.10.2013	6,45/**38,6**	Σ = 0,0 Σ = 0,0
4	Рів-с. Демидівка	Жмеренка, Вінниця	30-31.10.2013	10,4/**76,5**	Σ = 3,4 Σ = 5,2
5	Соб-с.Зозів	Вінниця	01-03.05.2011	0,35/**8,9**	Σ = 19,2
6	Савранка-с.Осички	Гайворон	08.11.2014	3,75/**20,5**	0,0
7	Кодима-с.Катеринка	Сарата	05.07.2011	2,86/**13,5**	4,1 (03.07)
8	Ятрань-с.Покотилове	Умань	19.11.2013	10,6/**45,4**	0,3
9	Чорний Ташлик-с.Тарасівка	Помічна	04.06.2014	8,8/**170**	Σ = 8,6 (1-3.06)
10	Інгул-м.Кіровоград	Кіровоград	14.09.2013	12,3/**71,2**	0,4
11	Інгул-с.Седнівка	Бобринець,	28.06.2011	2,7/**169**	Σ = 77,7 (24-27.06)
12	Інгул-с.Новогорожене	Бобринець	05.06.2014	14,9/**92,6**	Σ = 13,6 (3-5.06)
13	Молочна-м.Токмак	Мелітополь, Запоріжжя	22.03.2013	1,01/**19,3**	2,1 7,2
14	Лозуватка-с.Новоолексіївка	Мелітополь, Бердянськ	26.06.2015	4,26/**48,0**	31,2 4,0
15	Берда-с.Захарівка	Бердянськ	12,06.2011	4,92/**43,2**	Σ = 18,9 (11-12.06)
16	Берда-с.Осипенко	Бердянськ	16.04.2011	4,62/**97,0**	0,6
17	Кальчик-с.Кременівка	Маріуполь	20.05. 2013	7,21/**82,9**	2,5
18	Малий Кальчик-с.Кременівка	Маріуполь	25.10.2011	1,85/**125**	0,0

Умовні позначки:

Рівнинна частина

III ЗОНА НЕДОСТАТНЬОЇ ВОДНОСТІ

IIIа	Нижньобузько-Дніпровська область недостатньої водності
IIIб	Сіверськодонецько-Дніпровська область недостатньої водності
IIIв	Причорноморська область надзвичайно низької водності
IIIг	Приазовська область недостатньої водності
IIIд	Кримська рівнинна область дуже низької водності

Рисунок 2.7 - Карта-схема гідрологічного районування Півдня України [5]

Формування дощового стоку відбувається досить складно в результаті взаємодії мінливих за часом і за територією метеорологічних факторів, що зумовлюють характер злив (їх інтенсивність, тривалість, площу зрошення) та ґрунтово-фізичних характеристик поверхні річкових водозборів, що визначають величину втрат на інфільтрацію, швидкість і час добігання води схилами та руслами. Найбільш несприятливі умови формування дощового стоку, в південній

придунайській і приморській частинах території, пов'язані з загальною посушливістю району, великими втратами стоку за рахунок поглинання його висушеними ґрунтами [21]-[24], [28]-[33].

Спостереження за опадами є більш довгим періодом, ніж за стоком. Перші спостереження за дощовими опадами починаються з 1886 року та тривають дотепер. Масові спостереження за стоком на річках розпочаті протягом 1925-1930 рр.

За умовами живлення, відповідно до орографічних і кліматичних особливостей, виділяють дві основні групи річок [1], [6], [21]: річки височин із високою весняною повінню та серією літніх дощових паводків, рівнинні степові річки, що характеризуються високою хвилею весняної повені та невеликим стоком в інші пори року. Нерідко такі річки пересихають і перемерзають.

Річки басейну Південного Бугу, які знаходяться в лісостеповій зоні, характеризуються вираженим весняним водопіллям і низькою меженню, яка різною мірою порушується літніми та зимовими паводками внаслідок дощів улітку і танення снігу [21], [23], [29], [30].

Річки Інгул, Інгулець і річки Причорноморської низовини протікають у степовій зоні, яка характеризується посушливим кліматом, несталим зимовим режимом із нестійким сніговим покривом (у зв'язку з частими відлигами), що призводять до часткового або повного танення снігу і формування зимових паводків різної інтенсивності та водності. За рахунок таких умов навесні часто формуються невисокі водопілля з максимальними витратами води, часто нижчими за зимові паводки у січні-лютому (рис. 2.8).

Річки Причорноморської низовини не дренують основні водоносні горизонти і тому практично не мають підземного живлення. Нетривалий весняний стік, відсутність стоку в теплий період зумовлюють украй нерівномірний розподіл стоку, призводять до пересихання їх улітку.

Водний режим цих річок характеризується вираженою весняною повінню і літньо-осінньою меженню, порушуваною дощовими паводками і відлигами. У весняний період формується 50-60 % річного стоку і водопілля починається

ПІДЙОМИ РІВНІВ ВОДИ ПІД ЧАС ВОДОПІЛЛЯ (М)

- слабовизначене
- до 2
- від 2 до 3
- від 3 до 5
- більше 5

ПІДЙОМИ РІВНІВ ВОДИ ПІД ЧАС ПАВОДКІВ (М)

- від 3 до 4
- від 4 до 6
- від 6 до 10

ПІДЙОМИ РІВНІВ ВОДИ ПРИ ПАВОДКАХ ТА ВОДОПІЛЛЯХ (М)

- зона найбільшої небезпеки від дощових та тало-дощових паводків
- 3 найбільші зафіксовані можливі підйоми рівнів води порівняно з меженними позначками при паводках
- 2 найбільші зафіксовані можливі підйоми рівнів води порівняно з меженними позначками при водопіллі

АМПЛІТУДА ПІДЙОМУ РІВНЯ ВОДИ ПРОТЯГОМ РОКУ

- середня
- максимальна

Рисунок 2.8 - Максимальний стік річок Півдня України [5]

раніше на місяць, тобто проходить у лютому-квітні. Враховуючи, що до 40% зим мають відлиги, частка снігового та дощового живлення знаходиться майже в рівних співвідношеннях [28].

Головним джерелом живлення річок Півдня України у весняний період є сніготанення, але можливе й випадіння дощів.

Гідрографи водопіль мають добре виражену одномодальну форму, за винятком років із затяжним, «перебійним» сніготаненням при ранніх скресаннях і поверненнях холодів, чи під час випадання опадів, коли гідрографи набувають багатовершинної форми.

Весняне водопілля буває майже щороку. Початок його припадає в середньому на другу-третю декади лютого, найвищий рівень повені спостерігається найчастіше в першій декаді березня. Тривалість водопілля становить 30-40 днів [31].

Після проходження повені малі річки, як правило, пересихають, причому пересихання нерідко триває до наступного сніготанення.

Співвідношення снігового і дощового живлення змінюється в різні за водністю роки. Стік весняної повені відносно річного в багатоводні роки складає 60-70 %, а в маловодні – 50-60 % [21], [31].

Зливові опади, як основний фактор формування дощових паводків, розподіляються дуже нерівномірно і значно відрізняються від розподілу річної суми дощових опадів, які мають зональний характер і зменшуються в південному та південно-східному напрямках.

За даними українських кліматологів [9]-[12], впродовж останніх десятиліть спостерігається зменшення амплітуди коливань річних і сезонних сум опадів. Але в межах місяця мінливість опадів є значною, частота випадіння опадів 30 мм і більше за півдоби на прибережних районах Чорного і Азовського морів підвищилась. Це зумовлено певною активізацією південних циклонів з Чорного моря та Середньодунайської низовини, що також сприяло зміщенню літніх дощових максимумів на більш ранні строки, та й самі величини максимальних витрат паводків теплого періоду зменшились на 20 % [15], [16].

Дощові опади за теплий період року становлять біля 70 % річної суми.

Літні дощові паводки звичайно інтенсивні і тривають 10-20 днів. Коливання низьких рівнів залежать від водності року, але значною мірою від регулювальної дії дамб ГЕС і водосховищ [32], [33].

Озер на досліджуваній території мало. Зосередженівони в основному в долинах Дунаю і Дністра та на узбережжі Чорного моря у вигляді лиманів. До відкритих лиманів відносяться: Дністровський, Тилігульський, Березанський. Значне поширення мають озера-водосховища. У заплавах Дунаю найбільшими озерами є: Кагул, Ялпуг, Кугурлуй, Катлабух, Китай, Сасик [2], [32].

На узбережжі Азовського моря є також значна кількість озер. Основні з них це: Молочне, Бердянське, Обитічне, Грузьке та ін. Усі вони є водоймищами лагунного походження [3].

У низовині Дунаю, Дністра, Інгулу знаходяться заплави, що належать до долинного типу боліт. Утворення їх пов’язане з періодичним затопленням весняними водами [1].

Гідрографічна мережа та гідрологічна вивченість. Річкова мережа досліджуваної території представлена водозборами річок басейнів Нижнього Дунаю, Південного Бугу, Нижнього Дніпра, Причорномор’я та Приазов’я. Кількість річок регіону можна охарактеризувати як мало у порівнянні із іншою частиною території України. Густота річкової мережі між Дунаєм і Дністром та басейні Інгульця становить 0,3-0,5 км/км^2, між Дністром та Південним Бугом та Дніпром і річками Приазов’я до 0,2 км/км^2, в басейні Південного Бугу та території річок Приазов’я 0,2-0,5 км/км^2.

Для дослідження екстремального стоку створено базу багаторічних часових рядів спостереження по максимальних витратах води, шарах стоку весняного водопілля, дощових паводків та середніх 30-ти добових витратах води мінімального стоку за період відкритого русла та зимовий період. Кількість водозборів на досліджуваній території, що були розглянуті, 101 (додаток А).

Карта-схема гідрологічної мережі наведена на рис. 2.9 свідчить про досить нерівномірний розподіл постів по території.

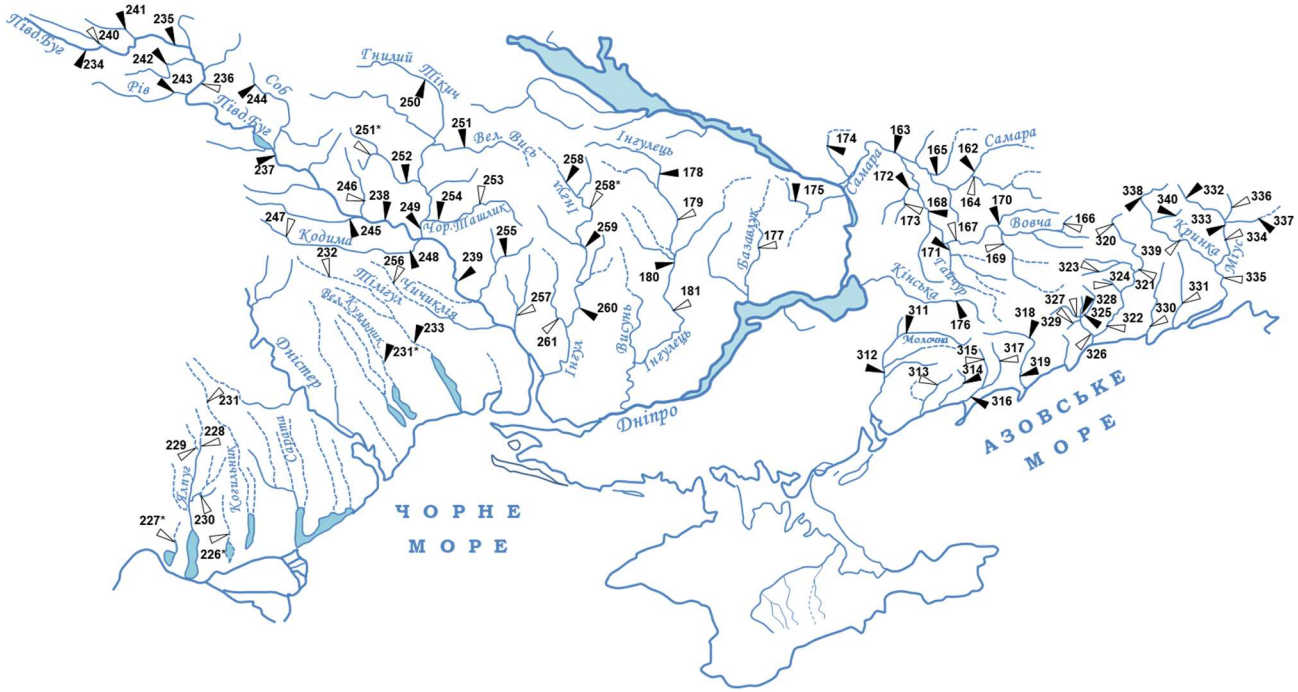


Рисунок 2.9 – Карта-схема розташування гідрологічної мережі на річках Півдня України

В суббасейні Нижнього Дунаю на сьогодні відсутні гідрологічні пости, які б виконували спостереження за характеристиками екстремального стоку, а тому при аналізі використовуватимуться архівні дані по 7 закритих постах. В басейні річок Причорномор’я наявні 3 гідрологічні пости, 2 з яких діючі. Басейни р. Південний Буг (36 г/п), р. Самари (16 г/п) та річок Приазов’я (35 г/п) мають відносно рівномірну мережу гідрологічних постів, більшість з яких є діючими та мають тривалі ряди спостереження. Розподіл постів за площею водозборів наведено у табл. 2.4.

Гідрологічні характеристики, які вимірюються на гідрологічних постах, не однакові по річках досліджуваної території. Так по 10 гідрологічних постах спостереження за екстремальним стоком проводились лише у період низького стоку, по інших 12 – лише у період весняного водопілля.

Таблиця 2.4 – Розподіл басейнів річок Півдня України за площею водозборів

	Кількість водозборів
За класифікацією, наведеною у Водному кодексі України, стаття 79 (1995 р., зі змінами 2016 р.) [34]	
Малі (<2000 км^2)	71
Середні 2-50 тис. км^2	30
Великі >50 тис. км^2	-
Разом	101
За класифікацією, наведеною у Водній Рамковій Директиві ЄС (2000 р.) [35]	
Малі (10-100 км^2)	9
Середні (100-1000 км^2)	43
Великі (1000-10000 км^2)	42
Дуже великі (>10 тис. км^2)	7
Разом	101

На досліджуваній території у період весняного водопілля вихідна база даних налічує 90 часових рядів спостереження, у період дощових паводків за теплий період – 68, а за холодний період лише 25. Спостереження за мінімальним стоком представлено 58 часовими рядами спостереження на річках із стійким льодовим покривом та 16 часовими рядами на річках з нестійким льодовим покривом (табл. 2.5)

Тривалість спостережень за стоковими характеристиками коливається у широкому діапазоні від 7 років (б.Гаваноси - с. Гаваноси) до 102 років (р. Південний Буг – смт Олександрівка).

2.2 Трансформація регіональних кліматичних умов на Півдні України на фоні глобального потепління клімату

Зміни в глобальній кліматичній системі стали очевидними і на сьогодні визнані одною з головних небезпек для планети Земля у двадцять першому столітті [36]-[38]. У зв’язку з цим, концепція реалізації державної політики у сфері зміни

клімату на період до 2030 року [37] спрямована на розробку національної кліматичної програми та запобігання зниження ризиків, пов’язаних з ними.

Таблиця 2.5 – Розподіл кількості наявних часових рядів спостережень за характеристиками стоку по водозборах на річках Півдня України

Розмір водозборів	Кількість наявних часовихрядів спостереження				
	Весняне водопілля	Дощові паводки за теплий період	Дощові паводки за холодний період	Мінімальний стік на річках із стійким льодоставом	Мінімальний стік на річках із нестійким льодоставом
Малі (10-100 км^2)	5	4	-	4	2
Середні (100-1000 км^2)	39	34	16	27	9
Великі (1000-10000 км^2)	37	30	7	24	4
Дуже великі (>10 тис. км^2)	6	-	2	3	1
Усього	*87*	*68*	*25*	*58*	*16*

Клімат, як відомо, формується під впливом тісно пов'язаних між собою чинників, які в кожному конкретному регіоні України мають свої особливості. Насамперед, це – сонячна радіація, характер підстильної поверхні та циркуляція атмосфери. Взаємодія цих чинників, їх інтенсивність і особливості впливу характеризуються певною територіальною індивідуальністю. В свою чергу, кожен з перелічених чинників формується під дією елементів, яким також властиві свої індивідуальні географічні ознаки [10], [39].

Дослідження українських вчених вказують на перебудову як температурних полів, так і полів опадів на території України, які відбувались протягом XX та продовжуються у XXI столітті [10], [40]-[43]. Науковці стверджують, що зміни регіонального клімату відбуваються досить швидко і є інтегральним відбиттям взаємодії всіх ланок кліматичної системи нашої планети.

Кліматологічна інформація є основою для формування раціонального природокористування, для вирішення природно-екологічних проблем, для перспективного планування й розміщення різних галузей економіки.

Кліматичні фактори мають вирішальне значення, зокрема, і в формуванні гідроекологічного стану водних ресурсів. Взагалі, потепління інтенсифікувало глобальний гідрологічний цикл, збільшивши глобально-осереднені опади, випаровування та стік. Більше того, наслідками глобального потепління є не тільки зміни середніх величин, а й загальне збільшення екстремальних проявів. Протягом останніх тридцяти років в Україні мали місце екстремальні прояви, пов’язані, насамперед, з режимом опадів. Наприклад, у деяких областях істотно збільшилася кількість аномально посушливих років, зим та літ, а зміна у температурному режимі відбилася тільки у підвищеній кількості аномально спекотних літ. Такі зміни призвели до того, що, наприклад, протягом 1998-2007 років майже кожного року в окремих областях України спостерігалися посухи [43].

У зв’язку з очікуваним підвищенням температури повітря у Північній півкулі [10], [40]-[42], [44], [45] продовольча безпека України (і особливо її південних областей) буде залежати від того, наскільки ефективно адаптується сільське господарство до змін клімату.

Враховуючи, що результати досліджень багатьох науковців [46]-[50] вказують на особливо суттєві зміни клімату за останні десятиріччя у помірних широтах Північної півкулі, автори [51] дослідили сучасну динаміку температурного режиму Східно-Європейського регіону в секторі 40-60° півн. ш. та 20-44° сх.д. На базі реаналізу даних «ERA-INTERIM» за період з 1979 р. по 2013 р. проаналізовані середньомісячні значення приземної температури повітря та атмосферного тиску в 144-х вузлах регулярної сітки точок 2°×2°. Співставлення багаторічних режимів температури повітря в січні та липні за різні періоди осереднення свідчать про те, що внесок змін температур цих місяців у зміни континентальності клімату в різних частинах сектору неоднозначний. Аналіз динаміки температурного режиму за зимовий сезон дозволяє стверджувати, що температура повітря біля поверхні землі майже на всій території зросла у

середньому на 1 °С. У літній сезон середньомісячна температура повітря на більшій частині території зросла (у порівнянні з багаторічним середнім значенням) і найвищі температурні аномалії спостерігалися у період 2001-2010 рр. (до 2 °С). Аналіз динаміки температурного режиму в перехідні сезони року також вказує на зростання температури повітря біля поверхні землі в досліджуваному регіоні [51].

В.М. Хохлов, Н.С. Єрмоленко у роботі [52] наводять просторово-часовий розподіл характеристик посух з масштабами часу 12, 24 місяці протягом 1951-1980 рр. та 1981-2010 рр. для території України. Визначено, що найбільша кількість тривалих та суворих посух спостерігалась в період глобального потепління. Встановлений тісний взаємозв'язок між часовою мінливістю посух та середнім річним стоком р. Південний Буг протягом 1951-2010 рр. Отже, в останні десятиріччя в умовах глобальних змін клімату спостерігається суттєве збільшення кількості, тривалості та суворості всіх типів посух, що підтверджують результати багатьох досліджень [52].

І.Г. Семеновою у роботі [53] представлені результати комплексного аналізу режиму температури та опадів, а також синоптичні процеси, що призвели до формування посушливих умов погоди в Україні восени 2011 р. Оцінка ступеню посушливості виконана з використанням кількісних характеристик, таких як гідротермічний коефіцієнт Селянинова, індекс посушливості Педя, стандартизований індекс опадів. Показано, що найбільш несприятливі погодні умови склалися в західних та південних областях України під впливом переважаючого антициклонального характеру циркуляції атмосфери.

У роботі [54] О.М. Нажмудіновою та Н.С. Єрмоленко досліджуються умови встановлення масштабної посухи та температурних аномалій на території України у липні-серпні 2010 р. на фоні сучасних змін глобального і регіонального клімату. Характерною особливістю першого десятиріччя XXI ст. є збільшення кількості тепла по всій території України та деформація ізотерм поля сум активних температур зонального напрямку у меридіональний, за винятком півдня країни. За останні 20 років по країні середня температура влітку зросла на 1,3…1,7 °С, а взимку – на 2,0…2,5 °С. При подальшому розвитку глобального потепління

підвищення температури на Україні очікується у всі місяці і сезони року. Основна причина потепління вбачається у підсиленні природного парникового ефекту в атмосфері парниковими газами. Водночас відзначається зменшення опадів як за величиною, так і за амплітудою коливань з року в рік. Проте, в межах місяця мінливість опадів залишилася значною при високій ймовірності випадання сильних дощів за окрему добу. Зростання півдобових сум опадів, особливо у західних та південних областях, істотно посилилось, констатується збільшення повторюваності стихійних конвективних явищ (зливи, шквали, град тощо). Під впливом найбільш високих температур опинились північні та північно-східні регіони країни. Локалізація максимальних значень додатної аномалії температури повітря в зоні Лісостепу та Полісся (до 9-11 °С) є нетиповим явищем, оскільки максимальні температури повітря, а отже, і найвищі додатні аномалії, за середньокліматичними показниками, належать Степу [54].

У роботах В.М. Хохлова та ін. [55]-[57] розглядаються просторово-часові кількісні показники, які визначаються за допомогою добової температури та опадів – індекси тепла, холоду та опадів. Виявлено, що в умовах змін клімату збільшилась повторюваність надзвичайно теплих днів та зменшилась кількість діб з екстремально низькою температурою. За допомогою аналізу гістограмта вейвлет-аналізу показано, що можливою причиною таких змін може бути вплив на погодні умови України Північно-Атлантичного коливання. Аналіз аномалій розподілу опадів протягом окремих сезонів та року в цілому для періоду 2011-2025 років показує, що найбільших змін режим опадів зазнає для «помірного» сценарію А1В, а для «м’якого» сценарію В1 розподіл змін опадів в Україні буде найменшим. Треба відзначити, що протягом багатьох років кліматичні характеристики України взагалі і опади, зокрема, аналізувалися стосовно змін, що вже відбулися, а майбутні зміни, яких має зазнати клімат, майже зовсім не розглядалися. Тому, на тлі процесів, які відбуваються у глобальній кліматичній системі, виникає загальна потреба оцінити у комплексі аномальність майбутнього режиму опадів та визначити найуразливіші (з точки зору змін клімату на найближчі роки) регіони України [55]-[57].

За даними індексу континентальності Л. Горчинського, в основу якого покладено значення річної амплітуди температури повітря, вчені [10], [50], [58], [59] знаходять підтвердження того положення, що континентальність клімату України зменшується: майже на 4% на сході, до 2% на півдні. Помітних змін в континентальності клімату на заході майже не спостерігається .

На території України кліматоутворювальні фактори впродовж року проявляються неоднозначно і істотно розрізняються за сезонами. Формування полів опадів (як і полів температури повітря) відбувається у тісному зв'язку з процесами циркуляції повітряних мас. Повітряні течії та баричні утворення, що характерні для України і визначають на її території погодні умови, в значній мірі зумовлені фізико-географічними особливостями, які відрізняють її від інших регіонів [10], [39].

По-перше, це те, що територія України розташована в західній частині Європейсько-Азіатського материка, неподалік від великого водяного простору Атлантичного океану. Завдяки значній різниці у властивостях підстильної поверхні між цим континентом і океаном, територія Східної та Західної Європи протягом значної частини року являє собою район інтенсивних атмосферних процесів. Друга особливість полягає в тому, що західні, північні та східні райони, прилеглі до України, являють собою рівнину, південно-західні райони зайняті горами, а на півдні берега країни омивають Чорне і Азовське моря. Рівнинні простори країни дають можливість арктичним вторгненням просуватися майже до південних кордонів. Чорне море впливає на температуру нижніх шарів повітряних мас, що проходять над ним. Завдяки цьому в Україні часто пересуваються морські повітряні маси з північних районів Атлантики та арктичних морів, рідше – з центральної частини Атлантичного океану і Середземного моря. Найбільшу повторюваність має континентальне повітря, яке формується над широкими рівнинами материка Євразії з мас арктичного або морського повітря помірних широт, що сюди надходить, а далі переміщується на Україну. Відмінність сучасної циркуляції атмосфери (1986-2005 рр.) від циркуляції початку XX століття полягає у переміщенні центрів дії атмосфери на схід у межах 20 градусів. У наступні десятиріччя XX століття і до сьогодення атмосферна циркуляція суттєво змінювалась, тому температурний режим став дуже нестійким.

Нестійкість температурного режиму пов'язана з баричним полем, характер якого залежить від розподілу атмосферного тиску біля поверхні землі [10], [39].

Результати останніх досліджень [44], [51], [60], [61] показують, що у глобальному масштабі відмічається послаблення зональної і зростання південної складової меридіональної циркуляції в усі сезони року.

Великомасштабну атмосферну циркуляцію під час другого періоду глобального потепління вивчала Т.А. Свердлик [62]. Автор підкреслює, що в період 1984-1995 рр. впродовж зимових місяців спостерігались значні зміни середньої атмосферної циркуляції. Північно-Атлантичний максимум змістився на схід, де охопив більшучастину території Європи та західні райони України. Помітне також зростання атмосферного тиску в центрі цього баричного утворення до 1025 гПа та поглиблення Ісландського мінімуму з 1000 гПа до 995 гПа. Зменшилася територія розповсюдження Сибірського антициклону. Так, у період 1964-1973 рр. західна периферія антициклону охоплювала територію до 20°сх. д., впливаючи на погодні умови більшої частини Східної Європи, надалі (1974-1983 рр.) вона поширилася до 40°сх. д., формуючи погоду лише на території Поволжя, а впродовж періоду 1986-1995 рр. його межавизначалась 50° сх. д. Таким чином, Сибірський центр дії атмосфери перемістився на схід на 30°. Одночасно при зміщенні кліматичних областей високого тиску спостерігаються зміна положення осі баричної улоговини над Європою та зростання тиску з 1020 гПа в період 1974-1983 рр. до 1022,5 гПа в період 1986-1995 рр. Автор підкреслює, що на формування режиму приземної циркуляції повітря значно впливає її стан на високих рівнях тропосфери. Особливо добре це виявляється у зимовий період, коли вплив сонячної радіації найменший. В цей час положення висотної фронтальної зони Північної півкулі змінюється. Було встановлено зміщення кліматичних гребенів та улоговин на схід. Для періоду 1974-1995 рр. характерна значна амплітуда баричних хвиль у порівнянні з попереднім періодом (1967-1973 рр.), що можна пояснити посиленням меридіональних атмосферних процесів. Так, Азорський антициклон та Ісландський циклон переміщуються на схід, де більша частина Європи та України знаходиться під впливом теплих повітряних мас. Тому тут можна очікувати часті аномалії додатних температур повітря та дефіцит опадів.У теплий період року зростає роль сонячної радіації у формуванні загальної циркуляції

атмосфери. Під впливом термічної взаємодії материків змінюється розподіл середніх багаторічних приземних баричних полів. Периферія Азорського максимуму вперіод 1974-1983 рр. рухається на схід на 10°, у період 1984-1995 рр. – на 30°. Також відзначається зростання тиску в перехідній зоні між Азорським та Азіатським центрами дії атмосфери, скорочується зі сходу область Ісландського мінімуму. Східна Європа та Україна перебувають під впливом області низького тиску. Така синоптична ситуація формує над країною нестійку погоду, з великою ймовірністю вторгнення холодних повітряних мас у тилу циклону та випадання опадів [62].

З досліджень В.Ф. Мартазінової, Е.К. Іванової, Д.Ю. Чайки [63], [64] відомо, що змінилися райони формування і траєкторії руху баричних утворень. У теплий період переважна кількість циклонів переміщується на території України з південною складовою, рухаючись північніше, ніж раніше. Вони приносять спекотну погоду і значні зливові опади. Відбувається накладення довгоперіодних коливань циркуляційних умов, у тому числі з періодом більше 100 років, на процеси, які, в деякій мірі, пов’язані з антропогенним потеплінням в останні десятиріччя.

З дев’яностих років минулого століття значно збільшилася кількість небезпечних явищ погоди в багатьох регіонах Земної кулі, в тому числі і в Україні. Смерчі, шквали, сильні зливи, як правило, пов’язані з мезомасштабними процесами, для вивчення яких потрібна більш детальна інформація, ніж дані метеорологічних та аерологічних спостережень. Проте відомо, що локальні атмосферні процеси розвиваються на великомасштабному фоні, тому для виявлення умов розвитку небезпечних явищ погоди доцільно використовувати кількісні характеристики процесів синоптичного масштабу, зокрема, відносний вихор швидкості вітру, потенціальний вихор, різні види фронтального параметра, деякі критерії гідродинамічної нестійкості тощо [43], [65].

У роботі [65] описуються особливості взаємодії великомасштабної циркуляції атмосфери з формуванням несприятливих погодних умов в холодний період (жовтень-березень) 2011-2014 рр. в районі Північно-Західного Причорномор'я, які проявляються як сильний і дуже сильний вітер. Для випадків швидкості вітру ≥ 15 м·с$^{-1}$ за даними синоптичного архіву розраховані індекси циркуляції Каца для ізобаричної поверхні 500 гПа. Отримано, що посилення швидкості вітру на півдні України до

критеріїв сильного і дуже сильного, в основному, відбувається за рахунок меридіонального характеру циркуляції атмосфери. При цьому переважають змішана або західна форми циркуляції за індексом Каца, тип ЕЦМ 12а і 13з за Дзердзеєвським і типи 5 (підтип 5.2) і 6 (всі підтипи в залежності від ЕЦМ) за синоптичною типізацією ОДЕКУ [65].

Результати дослідження особливостей просторово-часової мінливості кліматичних полів температури повітря, опадів, приземного атмосферного тиску на території лівобережної України у другій період глобального потепління наводяться в роботах [66], [67]. Авторами встановлено, що часова неоднорідність у змінах кліматичних полів досліджуваного регіону залежить від атмосферної циркуляції в Атлантико-Європейському секторі.

У роботах [68]-[70] представлені результати комплексного статистичного дослідження просторового розподілу атмосферних опадів на території України в окремі календарні сезони року. Встановлено тісний лінійний кореляційний зв'язок між розподілом опадів з основними телеконекціями Північної півкулі – Північно-Атлантичним та Північноморським-Каспійським коливаннями.

Одними з важливих характеристик клімату є температура повітря та опади, певне поєднання яких може призвести до формування екстремальних гідрологічних явищ на річках, зокрема, Півдня України.

Південь України виділяється за кліматичними характеристиками в окрему область. Це обумовлено не тільки впливом Чорного моря, але й специфічними особливостями циркуляції, які в окремі сезони року суттєво різняться, що накладає відбиток на розподіл атмосферного тиску, хмарності і опадів, вітру та ін. [10], [71]

О.О. Світличний, М.С. Ібрагімова [72] провели аналіз і оцінили зміни термічного режиму та режиму зволоження Північно-Західного Причорномор’я за даними спостережень на опорній метеорологічній станції Одеса-ГМО за 1900-2015 рр. з використанням 22-х кліматичних індексів, більша частина яких за класифікацією Всесвітньої метеорологічної організації відноситься до категорії «екстремальних». Ними встановлені закономірності вікових та багаторічних, у тому

числі і в останні десятиріччя, змін річних та сезонних значень різноманітних кліматологічних показників.

Найбільш стисла та інформаційна характеристика зволоження – це багаторічні середні місячні, сезонні й річні суми опадів, які широко використовуються в картографічних роботах, при оперативному обслуговуванні різних сфер діяльності людини, при врахуванні прихідної частини вологообігу і воднобалансових розрахунках [10], [39], [41], [42], [73]. Результати досліджень відомих науковців вказують на суттєві регіональні зміни не тільки в часовому, а й у просторовому розподілі цього показника клімату. Цікавим є той факт, що в регіонах, які розташовані близько один від одного і характеризуються майже однаковим температурним трендом в останні десятиріччя, зміни в режимі опадів не завжди співпадають, а в деяких випадках навіть істотно відрізняються.

Враховуючи практичну значущість прогнозування атмосферних опадів в умовах змін і коливань регіонального клімату, авторами в роботі [59] розглядаються особливості режиму опадів у Північно-Західному Причорномор'ї на початку XXI століття. З застосуванням статистичних методів оцінено їх просторово-часове розподілення на території Одеського регіону, котрий, як відомо, є районом з недостатнім зволоженням [10]. На основі строкових даних за 00, 06, 12 та 18 годин у період 2000-2015 рр. проаналізована мінливості опадів різного часового масштабу. Для оцінки континентальності клімату використана відносна річна амплітуда опадів та показник континентальності клімату, який був запропонований Ц.А. Швер [59], [74] з врахуванням співвідношення між сумами опадів у місяці весняно-літнього (березень-серпень) та осінньо-зимового (вересень-лютий) періодів. Значна частина Північно-Західного Причорномор'я характеризується напівконтинентальним кліматом з незначним перевищенням сум опадів весняно-літнього періоду над осінньо-зимовим. На думку авторів змінювання режиму зволоження вказаної території на початку XXI століття порівняно з кліматичною нормою (1961-1990 рр.) пов'язане з суттєвою перебудовою макроциркуляційних процесів у всьому Євроатлантичному регіоні [59], [74]. Географічне розташування Одеської області формує складну структуру атмосферних опадів і відповідно їх розподіл по території на початку XXI століття [75]-[77].

Для території Одеської області дослідженню просторово-часової динаміки багаторічних середніх місячних, сезонних та річних сум опадів за останні 50-60 років присвячено ряд робіт [75]-[78]. Авторами на основі співставлення багаторічної кількості опадів, що розраховані за різні періоди осереднення, визначено просторово-часове розподілення річної кількості опадів, опадів теплого і холодного періодів. В роботах проаналізована динаміка місячної кількості опадів у південних районах України наприкінці XX та на початку XXI століть. Розподіл добового максимуму опадів по території України у другий період глобального потепління клімату наведено в ряді робіт [10], [45].

У роботі [79] наводиться просторово-часовий розподіл атмосферних опадів в основні сезони року на території Одеської області. Підкреслюється, що на початку XXI століття (2000-2015 рр.) два місяці зимового сезону (грудень, січень) стали більш вологими, в лютому, навпаки, зафіксовано зменшення кількості опадів, порівняно з періодом 1961-1990 рр. Для більшості станцій регіону максимальна місячна кількість опадів літнього сезону припадає на червень і тільки на трьох станціях області (Одеса, Б.-Дністровський, Сарата) липень поряд з червнем залишається найвологішим місяцем року. Статистична структура детермінованих компонент часових рядів атмосферних опадів вказує на чітко визначені як трендові, так і періодичн (від квазідвомісячних до квазідворічних) складові.

О.М. Прокоф'єв, Л.Д. Гончарова в роботі [69] наводять результати оцінювання різних показників добової кількості опадів для визначення особливостей їх просторово-часового розподілу на території однієї з південних областей України. Предметом дослідження виступають строкові дані за 00, 06, 12 та 18 годин на дев'яти станціях Одеської області за період 2010-2015 рр., які надані Гідрометцентром Чорного та Азовського морів по програмі наукового співробітництва. Це емпірична інформація для чотирьох північних станцій області (Любашівка, Затишшя, Сербка, Роздільна) і п'яти південних – Одеса, Б.-Дністровський, Сарата, Болград, Вилкове та Ізмаїл. На базі строкових даних отримані добові суми опадів для кожної з дев'яти станцій області за шестирічний період, який налічує 2191 день. Взагалі (для реалізації, поставленої в науковому дослідженні, мети) було розглянуто майже двадцять тисяч випадків. Днем з

опадами прийнято вважати такий день, коли кількість опадів за добу в теплий період (квітень-жовтень) дорівнює або перебільшує 0,1 мм, а в холодний період (листопад-березень) (після введення поправки «на змочування») – 0,0 мм [10], [73]. Проаналізовані наступні кліматичні характеристики добових сум опадів, а саме: загальне число днів з опадами різної кількості та їх повторюваність, визначено середній показник для області; інтенсивність опадів, яка представляється середнім числом днів з опадами по градаціях їх кількості; частота випадіння опадів різних градацій [10], [73]. Для кожної станції за допомогою статистичного підходу оцінена кількість днів з опадами до 10 мм і отримано середній показник для області. Проаналізовані значні опади: 10, 20, 30 мм за добу в зв'язку з тим, що вони завдають значних збитків різним сферам людської діяльності. Представлено просторово-часовий розподіл опадів більше 30 мм за добу. Визначено добовий максимум опадів на кожній станції за період досліджень і наводяться результати порівняння значень добових максимумів опадів 1 % та 5 % забезпеченості, які зареєстровані на території Одеської області у період досліджень, з представленими у Кадастрі [80].

Таким чином, кліматологічна інформація, як свідчать результати наведених досліджень, є основою для формування раціонального природокористування, вирішення природно-екологічних проблем, оцінки гідрологічних та екологічних ризиків, для покращення соціально-економічного розвитку та забезпечення сталого водокористування будь-якої території в умовах глобальних кліматичних змін.

2.3 Клімато-статистичні особливості розподілу атмосферних опадів на Півдні України

Клімат України, особливо південних її регіонів, змінюється і це призводить до необхідності вирішення проблем досліджень, аналізу і прогнозу динаміки їх кліматичних ресурсів. Важливою складовою клімату будь-якої території є атмосферні опади. Вони виступають однією з важливих характеристик зволоження

і відносяться до найбільш мінливих метеорологічних величин як у просторі, так і за часом. І якщо в питанні змін температури повітря вчені досягли єдиної думки, то відносно змін кількості опадів однозначної точки зору поки не існує. Опади є основним джерелом зволоження земної поверхні і з цієї точки зору вони визначають стан багатьох природних ресурсів. Просторово-часова мінливість полів опадів та їхні майбутні зміни відіграють важливу роль в прогнозах кліматично-зумовлених природних ресурсів, які є складовою частиною економічних ресурсів (фактором виробництва) [10], [41], [42], [77].

За своїм географічним положенням та станом довкілля, Південь України є тією територією, для якої соціально-економічні наслідки зміни клімату можуть бути незворотними.

При дослідженні процесів, що відбуваються у геосферах Землі, широко використовується математичний апарат теорії випадкових функцій та випадкових полів. Такий підхід дозволяє відмовитися від розгляду особливостей окремих миттєвих значень випадкових процесів, залежність яких від просторових координат, а також їх часовий хід носять доволі складний характер, а розглядати реалізацію, яка відповідає фіксованим зовнішнім умовам. При цьомумається на увазі, що статистичне осереднення проводиться по всьому набору можливих реалізацій поля [81], [82].

У сучасних умовах практичною основою вивчення клімату того чи іншого регіону та його динаміки є база емпіричних даних, яка включає не тільки ряди спостережень, але й вибір статистик та методів, за допомогою яких визначається просторово-часові масштаби гідрометеорологічних полів, їх структура та мінливість [81], [82].

У цьому підрозділі будуть представлені результати комплексного фізико-статистичного підходу до визначення просторово-часових особливостей розподілу атмосферних опадів на Півдні України та визначення ступеня його зв’язку з основними індикаторами кліматичної мінливості Північної півкулі в часи другого глобального потепління. Розглядаються: Одеська, Миколаївська, Херсонська, Запорізька області та Автономна Республіка Крим (АРК).

Враховуючи практичну значущість прогнозування атмосферних опадів для Півдня України, розв'язано наступні задачі.

На першому етапі дослідження проведена об'єктивно обґрунтована кластеризація території України за місячною кількістю опадів та сформовані узагальнені кластери, які представлені часовими рядами середніх векторів отриманих кластерів. Побудовані та проаналізовані карти-схеми визначених (за однорідними ознаками розподілу місячної кількості опадів) районів досліджуваної території [68]-[69].

На другому етапі проаналізована статистична структура часових рядів середнього вектора отриманих кластерів атмосферних опадів та проаналізовані тенденції в особливостях режиму зволоження південних районів України за всі місяці 4-х сезонів року.

За допомогою кореляційного аналізу на третьому етапі досліджено вплив атмосферних макропроцесів на просторовий розподіл опадів на Півдні України. Побудовані статистичні схеми телеконекцій в полях атмосферних опадів на території України у весняний, літній, осінній та зимовий календарні сезони [68].

Для реалізації перелічених задач використовувалися методи дослідження нестаціонарних випадкових процесів та методи багатовимірного статистичного аналізу, а саме кластерний та кореляційний аналіз [81], [82].

Вихідними даними виступають ряди місячної кількості опадів за весняний (березень, квітень, травень), літній (червень, липень, серпень), осінній (вересень, жовтень, листопад), зимовий (грудень, січень, лютий) сезони на 40 станціях України та індекси Північно-Атлантичного (NAO) і Північноморського-Каспійського (NCP) коливань за 12 місяців періоду 1962-2006 рр.

2.3.1 Кластеризація кількості атмосферних опадів по території України

Для районування території України за місячною кількістю опадів використовувався кластерний аналіз. На основі вихідних даних про опади була

здійснена кластерізація 40 векторів даної кліматичної характеристики за грудень, січень, лютий, березень, квітень, травень, червень, липень, серпень, вересень, жовтень та листопад. Для реалізації кластерного аналізу до вказаних емпіричних даних був застосований «Універсальний адаптивний ітераційний метод кластерного аналізу» («УАІМКА»), який добре показав себе при кластеризації територій, порівняних з територією України [83].

У методі «УАІМКА», в якості вихідної інформації виступає матриця $X = (x_{ij})_{n \times m}$, яка містить n векторів-рядків розмірності m, що характеризує статистичні ряди об'ємами m у n пунктах, які й повинні бути кластеризованими. Кластеризації підлягали 40 векторів кількості опадів за кожний місяць календарного року (n = 40) розмірності 45 (m = 45).

В якості апріорної інформації, на відміну від інших методів, задається тільки мінімальна кількість векторів τ, які можуть скласти кластер.

Реалізація цього алгоритму виконувалась за допомогою комп'ютерної програми «Cla2003» (автор Е.М. Серга). Нижче наводяться результати реалізації алгоритму кластерного аналізу «УАІМКА», застосованого до кліматичних рядів опадів [68]. Це схематично представлено на рис. 2.10-2.13.

В якості прикладу проаналізуємо районування південної території України у зимовий сезон. Як випливає з рис. 2.10, в результаті реалізації вказаного алгоритму до часових рядів кількості опадів, у цей сезон ми отримали розподіл 40 векторів за чотирма кластерами у грудні (рис. 2.10, *а*) та розподіл 40 векторів за трьома кластерами у січні (рис. 2.10, *б*) та лютому (рис. 2.10, *в*). Як видно з рис. 2.10 (*а*), у перший місяць зимового сезону Одеська та Миколаївська області сформували IV кластер. До III кластера увійшли станції Запорізької, Херсонська областей та АРК. У січні більша частина Південної України увійшла до III кластера, крім Запорізької області, територія якої сформувала II кластер (рис. 2.10, *б*). У лютому більша частина регіону опинилася у III кластері, крім Одеської області (рис. 2.10, *в*).

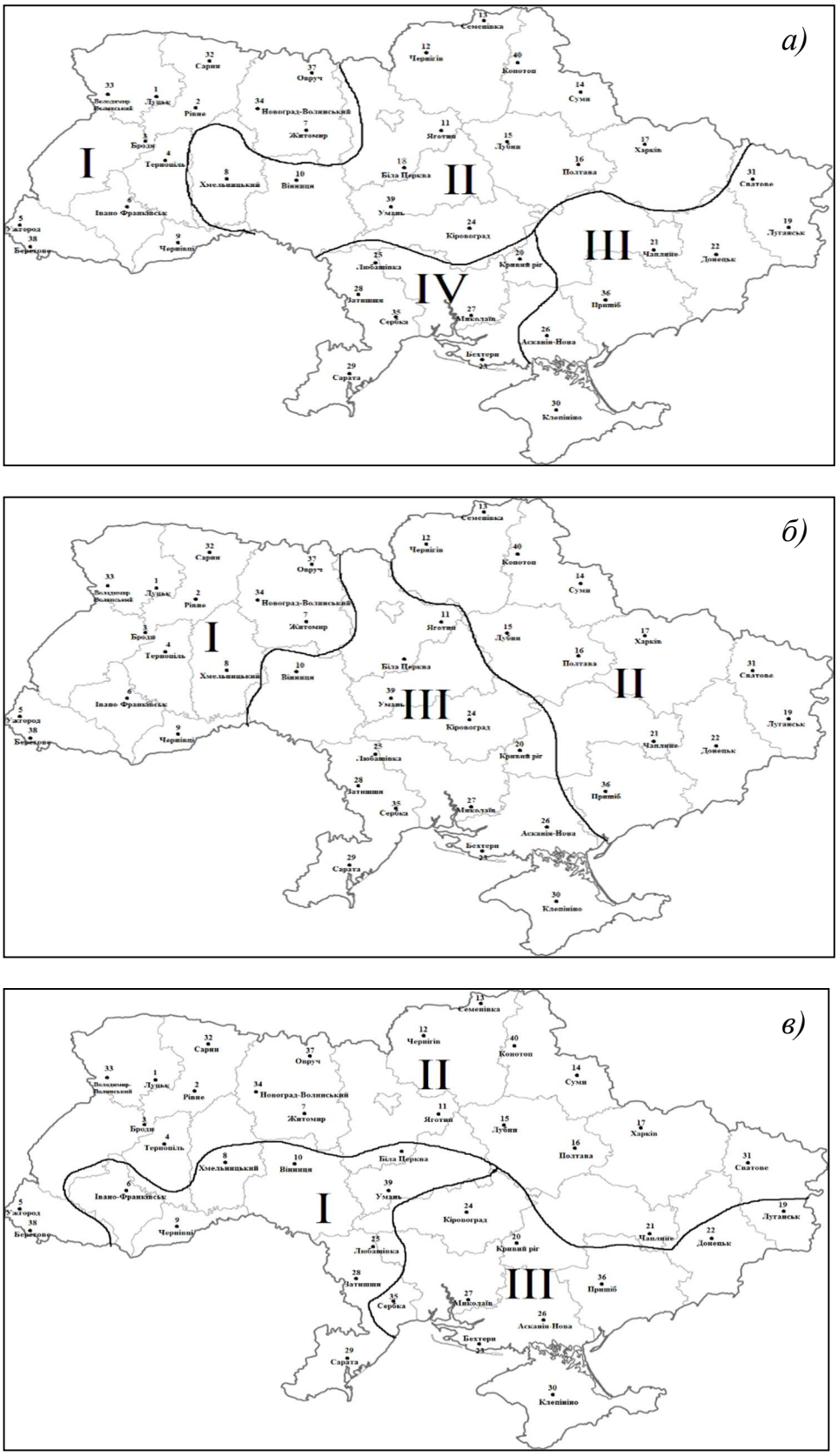


Рисунок 2.10 – Результати кластеризації місячної кількості опадів на території України у зимовий сезон: а) – грудень; б) – січень; в) – лютий

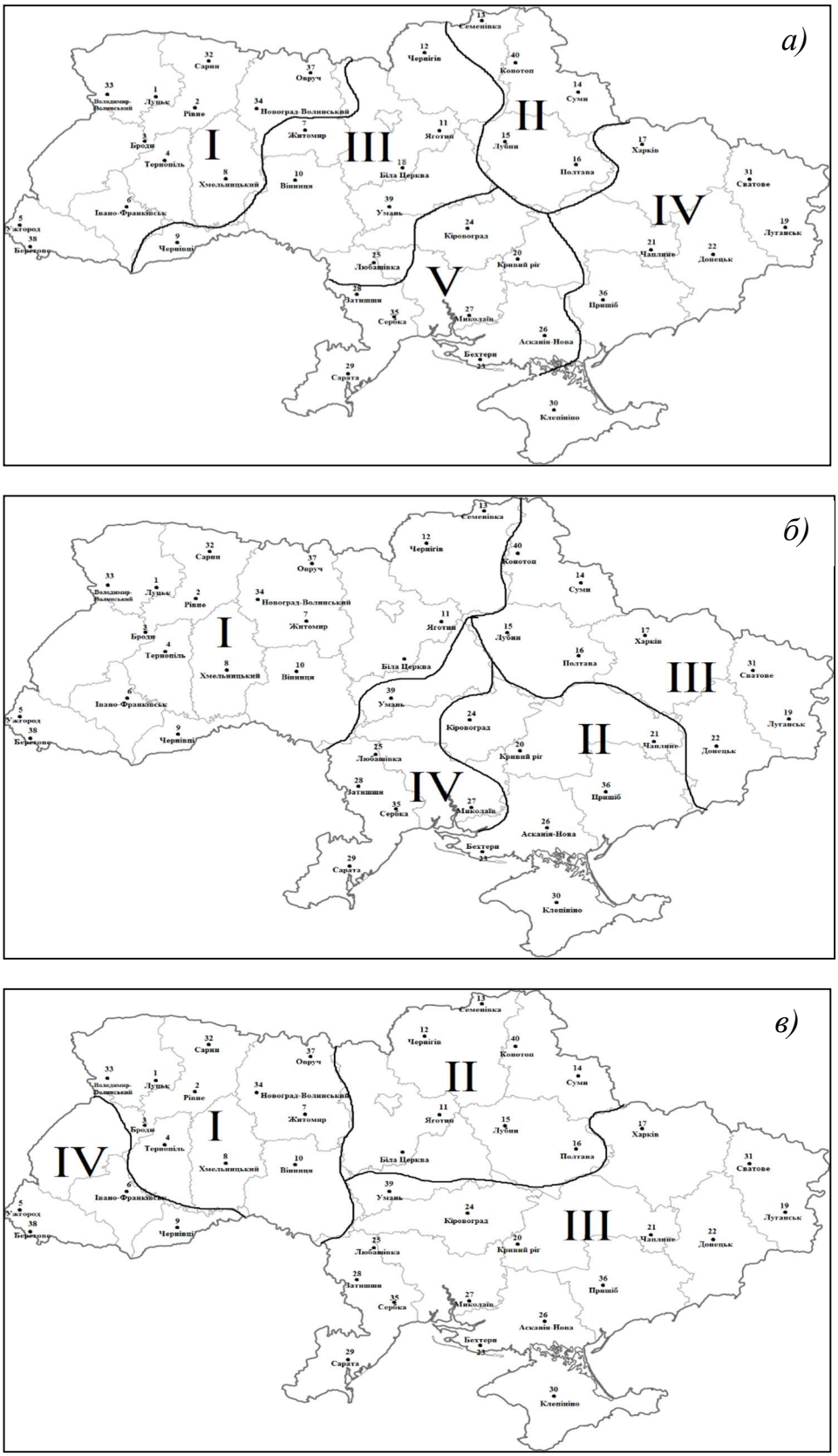


Рисунок 2.11 – Результати кластеризації місячної кількості опадів на території України у весняний сезон: а) –березень; б) – квітень; в) – травень

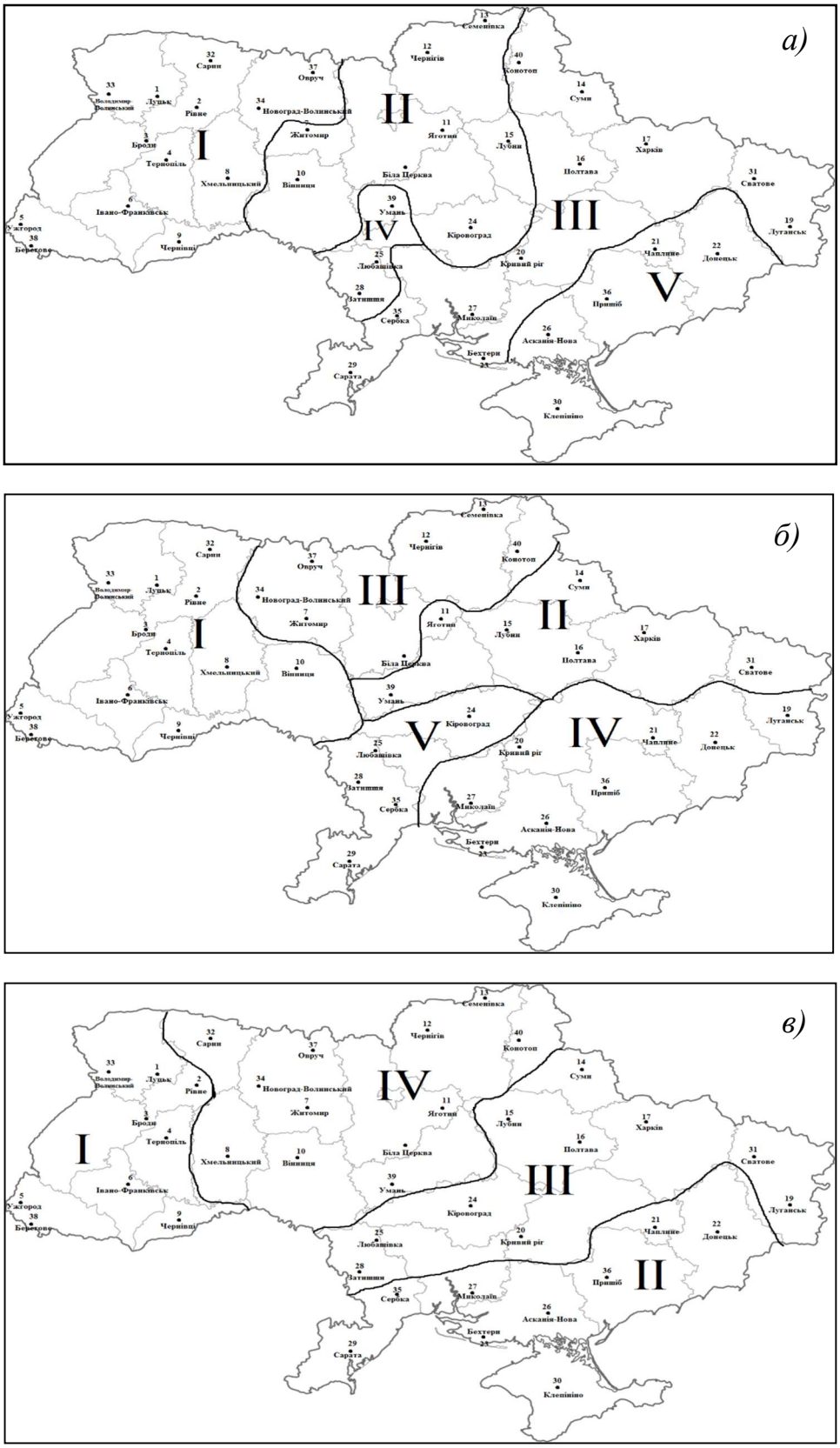


Рисунок 2.12 – Результати кластеризації місячної кількості опадів на території України у літній сезон:а) – червень; б) – липень; в) – серпень

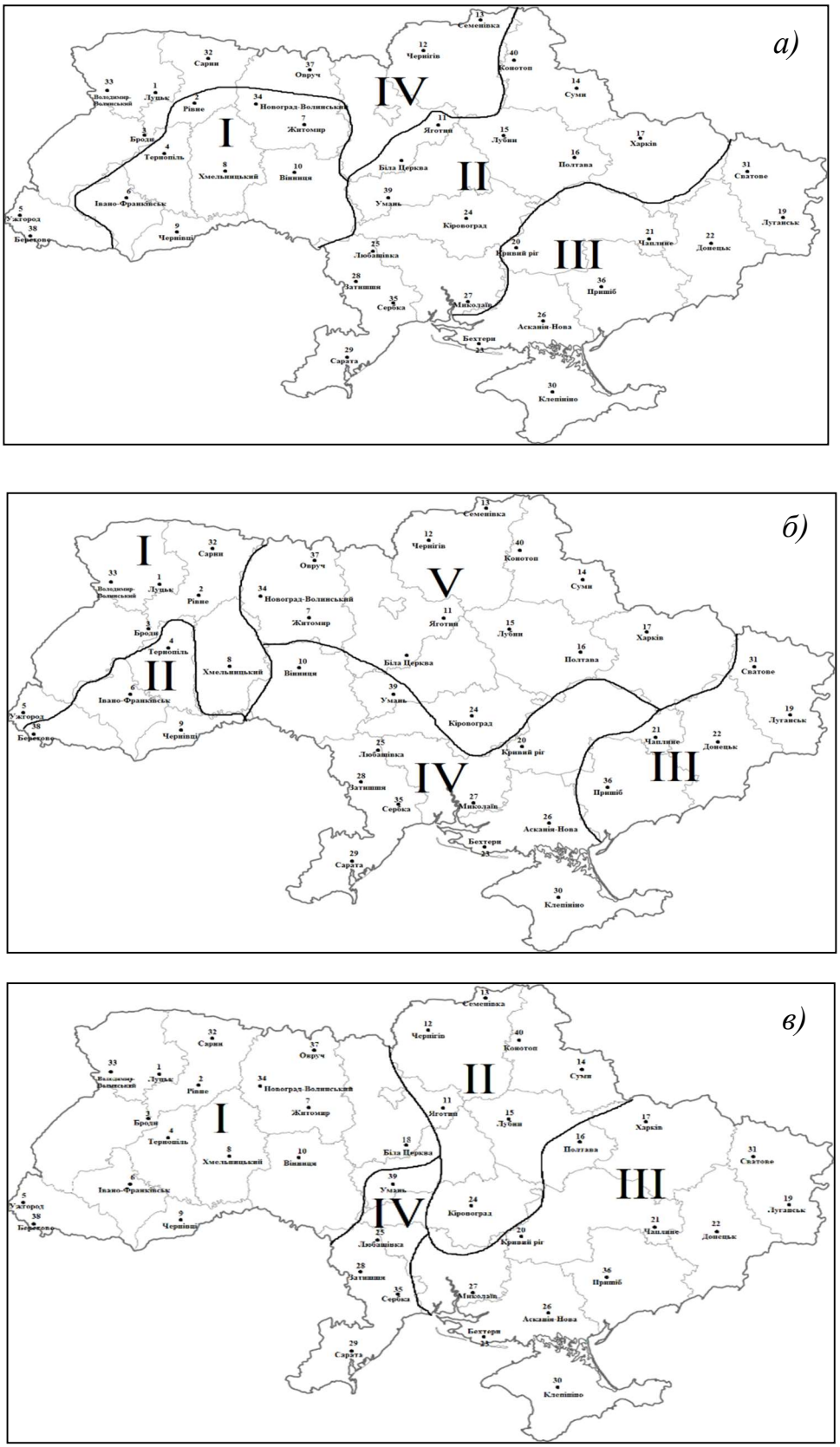


Рисунок 2.13 – Результати кластеризації місячної кількості опадів на території України в осінній сезон: а) – вересень; б) –жовтень; в) – листопад

Тільки у травні вся територія, що розглядалася, має однакові для всіх областей однорідні ознаки формування опадів і залишається в одному кластері (рис. 2.10 в). В інші 11 місяців кластеризація множини об’єктів і ознак вказує на те, що південний регіон України не є таким, що значення відповідних показників були однорідними. Протягом майже всього року (крім травня місяця) виділяються дві групи часових рядів, динаміка яких найбільш схожа [68].

Отримане районування південних областей України за кластерами, по-перше, уточнює загальний кліматичний розподіл атмосферних опадів у кожний календарний сезон року і, по-друге, відділяє зони з різними характерними типами погоди при випадінні опадів по регіону, що досліджувався [68].

2.3.2 Вплив атмосферних макропроцесів на просторовий розподіл опадів на Півдні України

Відомо, що особливості атмосферних процесів проявляються в статистичних характеристиках, зокрема в значеннях та знаках коефіцієнтів кореляції, які і будуть проаналізовані для визначення впливу північно-атлантичних та європейсько-середземноморських макропроцесів на розподіл опадів на Півдні України.

Аналіз вірогідних парних коефіцієнтів кореляції (за умови їх значень $|r_{xy}| \geq 0{,}32$) дозволив констатувати, що у перший місяць зимового сезону формування місячної кількості опадів на Півдні України залежить тільки від Північно-Атлантичного коливання, причому в східних районах Херсонської, Запорізької областей та АРК (ІІІ кластер) значення коефіцієнта кореляції складає -0,47. Для Одеської, Миколаївської та західних районів Херсонської областей (IV кластер) цей коефіцієнт значно менший: -0,34. Таким чином, атмосферні опади на всій території Півдня України у грудніі мають обернений лінійний кореляційний зв'язок з індексом NAO.Запізнення відгуків складає одинадцять місяців.

У січні на заданому рівні значущості встановити статистично значущий

зв’язок між формуванням і розподілом опадів в південних районах України з північно-атлантичними та європейсько-середземноморськими макропроцесами не вдалося.

У лютому з імовірністю 90% встановлено лінійний кореляційний зв'язок між місячної кількості опадів за отриманими кластерами на Півдні України з визначеним місяцем як Північноморського-Каспійського, так і Північно-Атлантичного коливань.

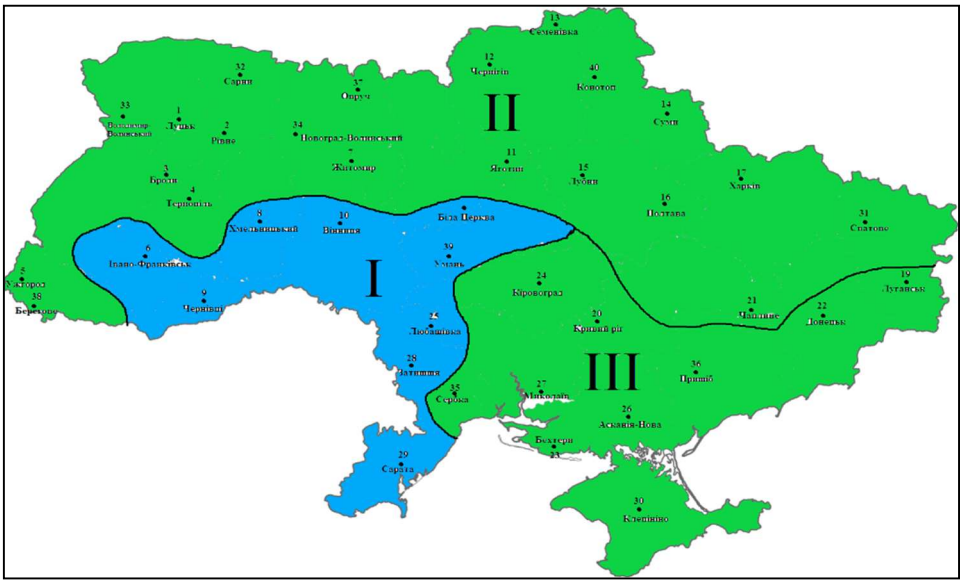
Майже на всій досліджуваній території (крім Одеської області) встановлено обернений лінійний кореляційний зв’язок між розподілом опадів у цей місяць зимового сезону з Північноморським-Каспійським коливанням. Значення коефіцієнтів кореляції змінюються від -0,36 (з майже річним запізненням відгуків) до -0,46 (з запізненням відгуків на півроку).

Вплив Північно-Атлантичного коливання на розподіл місячної кількості опадів у лютому проявляється для всієї південної території (I та III кластери) як обернений статистичний зв’язок з високими значеннями коефіцієнтів кореляції: від -0,47 до -0,53 (з запізненням відгуків близько року), і прямий лінійний кореляційний зв’язок, якщо відгуки в опадах становлять менше півроку (4 місяці).

Для наочності, на рис. 2.14 представлена карта-схема, на якій зображено сумісний вплив двох телеконекцій Північної півкулі, які розглядалися у дослідженні, і які впливають на просторовий розподіл атмосферних опадів по території України у лютому.

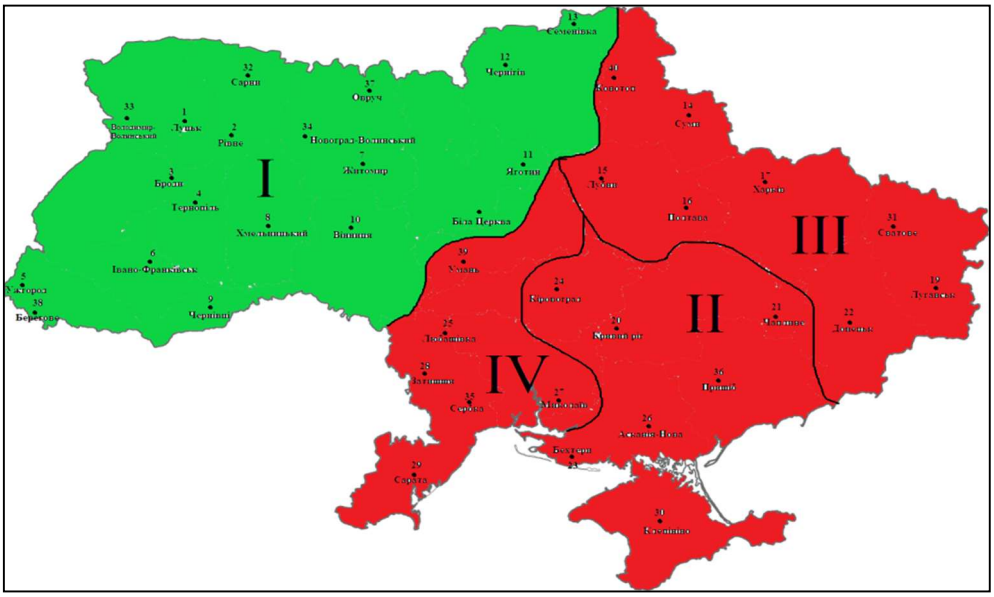
У весняний сезон (березень, квітень, травень) з імовірністю 90 % не вдалося встановити статистично значущий лінійний кореляційний зв’язок між опадами у цей сезон з Північно-Атлантичним коливанням. Вплив Північноморського-Каспійського коливання визначено тільки для двох місяців весняного сезону – квітня та травня [68].

На територіях Одеської, Миколаївської, Херсонської, Запорізької областей та Автономної Республіки Крим (АРК) у квітні (рис. 2.29) встановлено обернений кореляційний зв’язок між вказаними процесами зі значеннями коефіцієнтів кореляції від -0,32 ((II кластер) до -0,36 (IV кластер). Запізнення відгуків на Півдні України складає близько 9 місяців.



– ПАК; – ПАК+ПМКК

Рисунок 2.14 – Карта-схема сумісних впливів двох телеконекцій на просторовий розподіл опадів (лютий)



– ПАК+ПМКК; – ПМКК

Рисунок 2.15 – Карта-схема сумісних впливів двох телеконекцій напросторовий розподіл опадів (квітень)

Для досліджуваної території визначено статистично значущий прямий лінійний кореляційний зв'язок між опадами у травні та Північноморським-Каспійським коливанням у вересні. Тобто, запізнення відгуків складає 8 місяців.

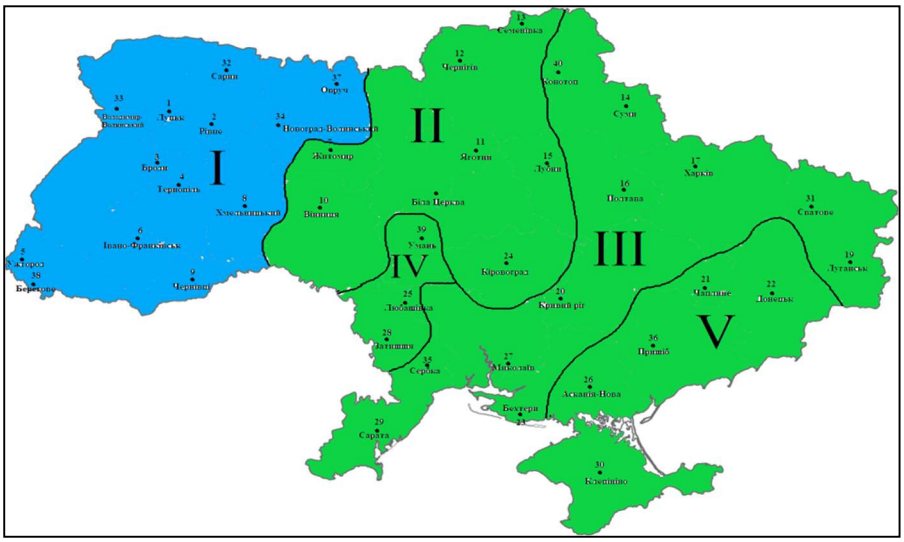
В якості прикладу, в табл. 2.6 наводяться вірогідні парні коефіцієнти кореляції для статистичних зв'язків NCP (NAO) та кількістю атмосферних опадів у червні на території Південної України. У дужках вказано номер кластера.

Таблиця 2.6 – Коефіцієнти кореляції NCP (NAO) – опади у червні (у дужках вказано номер кластера)

Місяць, NCP									
01	02	03	04	05	06	07	08	09	12
0,33 (V)	-0,37 (V)	-0,34 (IV)	-	0,43 (V)	-0,49 (III)	-0,34 (IV)	-	0,48 (V)	0,48 (III)
-0,40 (IV)	-	-	-	-	-0,36 (IV)	-	-	-	-
Місяць, NAO									
01	02	03	04	05	06	07	08	09	12
-	0,32 (IV)	-	0,38 (III)	-	-0,41 (III)	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-0,42 (IV)	-	-0,37 (V)	-	-

На рис. 2.16 представлена карта-схема, на якій зображено сумісний вплив Північноморського-Каспійського і Північно-Атлантичного коливань, які впливають на просторовий розподіл місячної кількості атмосферних опадів по території України у червні.

Аналіз табл. 2.6 дозволяє констатувати про наявність тісного лінійного кореляційного зв'зку (як прямого, так і оберненого) між розподілом опадів у червні на Півдні України з телеконекціями, які розглядалися. Значення коефіцієнтів кореляції змінюються в залежності від часового запізнення відгуків і території, що визначена отриманими узагальненими кластерами місячної кількості опадів у перший літній місяць.



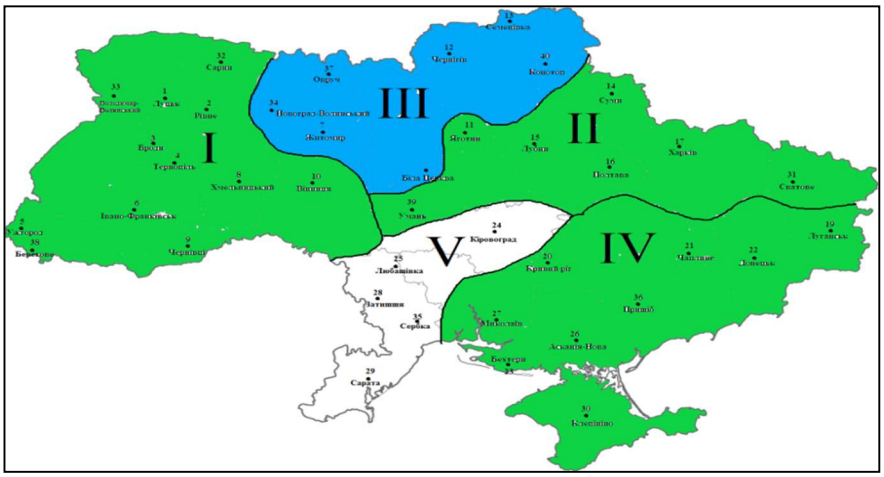
−ПАК; − ПАК+ПМКК

Рисунок 2.16– Карта-схема сумісних впливів двох телеконекцій на просторовий розподіл опадів (червень)

Наприклад, стан Північноморського-Каспійського коливання у січні треба враховувати тільки північній частині Одеської області (IV кластер), для якої встановлено обернений кореляційний зв'язок (зі значенням коефіцієнта кореляціїr_{xy} = -0,40), та східній частині Херсонської області, територіям Запорізької області, Автономної Республіки Крим (V кластер), для яких визначено прямий кореляційний зв'язок (r_{xy} =0,33) між розподілом опадів у червні та європейсько-середземноморськими макропроцесами (NCP). Останні (але вже у лютому) визначають розподіл опадів у V кластері і цей зв'язок є оберненим (r_{xy} = -0,37) з запізненням відгуків у 4 місяці. Формування опадів у червні на півночі Одеської області (IV кластер) ще залежить і від процесів у Північній Атлантиці у лютому (r_{xy} =0,32). Південь Одеської, Миколаївська та західна частина Херсонської областей (III кластер) знаходяться під впливом як Північноморського-Каспійського (ПМКК), так і від Північно-Атлантичного (ПАК) коливань з запізненням відгуків в опадах у червні від 1, 3-6 місяців до 9, 11, 12 місяців для ПМКК та від 2, 4 до 10, 12 місяців для ПАК (табл. 2.6).

Статистично значущий кореляційний зв'язок ПМКК з просторовим

розподілом опадів у липні (рис. 2.17) виявлено майже для всього (крім Одеської області) регіону Південної України (IV кластер). Ця залежність є прямою лінійною (r_{xy}=0,41) з 9-місячним запізненням відгуків на територіях Миколаївської, Херсонської, Запорізької областей та АРК. Вплив ПАК (r_{xy} =0,32) також зафіксовано на цих же територіях (IV кластер), але з запізненням відгуків у липневих опадах на 7 місяців.



−ПАК; − ПАК+ПМКК

Рисунок 2.17– Карта-схема сумісних впливів двох телеконенкцій на просторовий розподіл опадів (липень)

Формування опадів на Півдні України в останній місяць літнього сезону з імовірністю 90 % залежить як від ПМКК, так і від ПАК (рис. 2.32). Крім півночі Одеської області, вся територія визначеного узагальненого II кластера місячної кількості опадів у серпні має тісну обернену лінійну кореляційну залежність з запізненням відгуків у 8 місяців для ПМКК (r_{xy} = - 0,46) і з запізненням у 11 місяців для ПАК (r_{xy} = - 0,35).

Для північних районів Одеської та Миколаївської областей (III кластер) визначено вплив (з запізненням відгуків у 7 місяців) тільки Північно-Атлантичного коливання на просторовий розподіл опадів у серпні. Парний коефіцієнт кореляції, що визначає статистично значущий зв’язок між вказаними природними процесами, складає -0,44 (рис. 2.18).

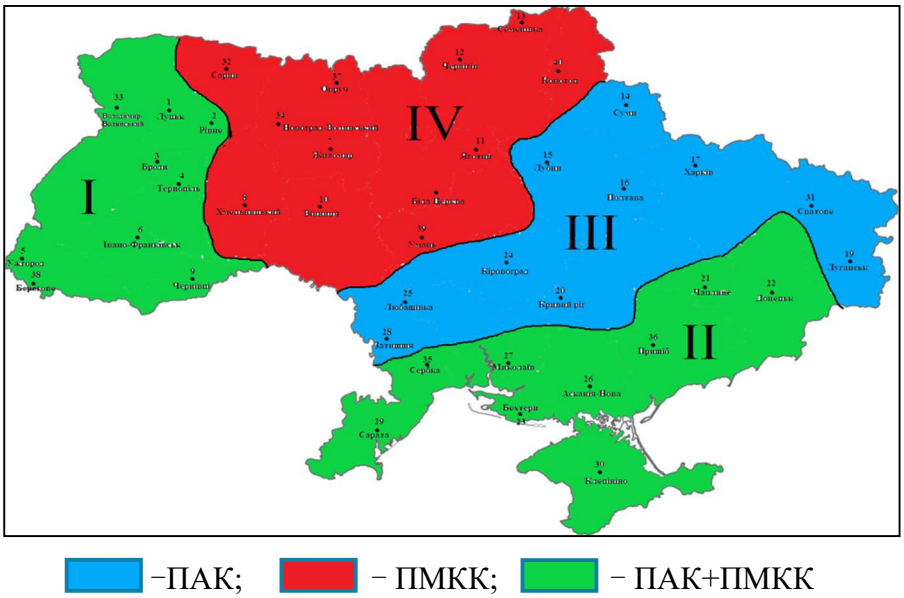
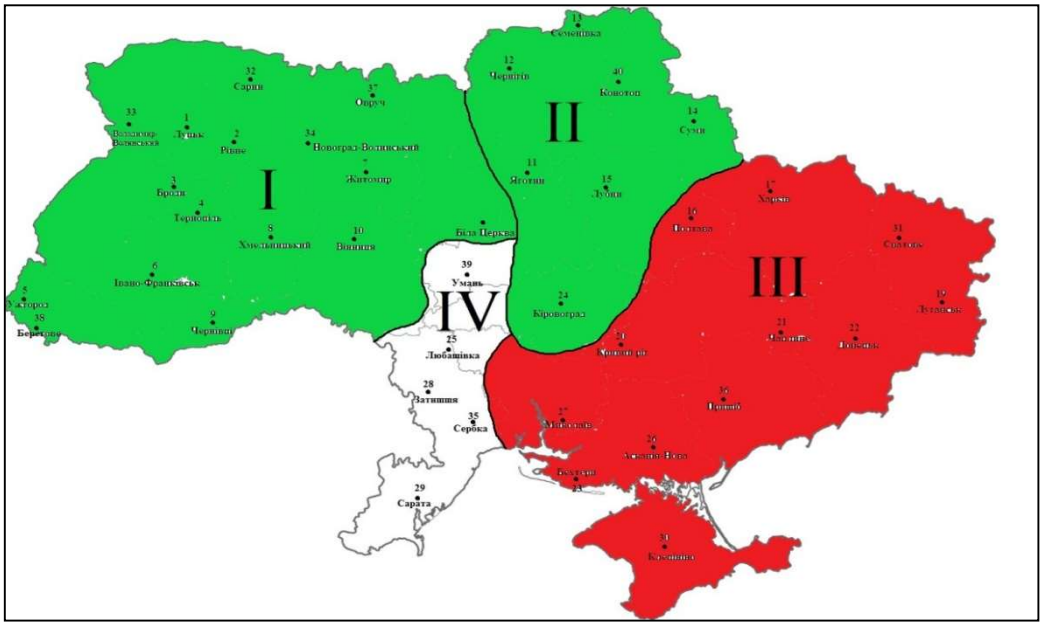


Рисунок 2.18– Карта-схема сумісних впливів двох телеконенкцій на просторовий розподіл опадів (серпень)

Враховуючи вплив баричного поля Північної Атлантики на формування регіонального клімату та його складових в Східно-Європейському секторі, за допомогою кореляційного аналізу було проведено дослідження статистичних зв’язків між місячною кількістю опадів осіннього сезону (ряди середнього вектора кожного з визначених кластерів місячної кількості опадів у вересні, жовтні та листопаді на території України) та Північно-Атлантичним коливанням (індекс NAO) [69]. Вплив цього коливання вдалося визначити тільки для Херсонської, Запорізької областей та АРК у вересні (r_{xy} = -0,32) з запізненням відгуків у 2 місяці та з запізненням відгуків у 9 місяців за визначеним коефіцієнтом кореляції -0,34.

При кліматичному прогнозуванні місячної кількості опадів у жовтні вже для всіх південних областей України слід враховувати те, що зв’язок опадів з ПАК є оберненим. Запізнення відгуків може складати до року. Для Запорізької області коефіцієнт кореляції дорівнює -0,42, а для решта регіонів півдня країни – r_{xy}= -0,35. Розподілення місячної кількості опадів на Півдні України у листопаді не має статистично значущого зв’язку з Північно-Атлантичним коливанням

(рис. 2.19) [69].



– ПМКК; – ПАК+ПМКК

Рисунок 2.19 – Карта схема сумісних впливів двох телеконекцій на просторовий розподіл опадів по території України (листопад) [69]

У вересні та жовтні з імовірністю 90 % встановлено лінійний кореляційний зв'язок місячної кількості опадів на всій досліджуваній території з визначеним місяцем Північноморського-Каспійського коливання. Запізнення відгуків складає два-чотири місяці (r_{xy} = 0,38) та рік (r_{xy} = -0,48). Атмосферні опади у листопаді (крім Одеської області) мають обернений лінійний кореляційний зв'язок з ПМКК (r_{xy} = -0,33).

Отримані карти-схеми підтверджують існування лінійної кореляційної залежності просторового розподілу атмосферних опадів на Півдні України від стану Північно-Атлантичного та Північноморського-Каспійського коливань. Вони дозволять у кожний місяць конкретного сезону визначити напрямки переносу основних субстанцій, а це в свою чергу допоможе при складанні кліматичних прогнозів погоди зрозуміти вклад різних районів Північної півкулі в формування основного кліматичного показника зволоження для південних областей України.

2.4 Методичні підходи дослідження однорідності і стаціонарності рядів спостережень

2.4.1 Гідролого-генетичний аналіз часових рядів спостережень

Гідролого-генетичні методи оцінювання однорідності і стаціонарності рядів спостережень базуються на використанні графічних методів, які набули широкого вжитку у гідрометеорологічних дослідженнях. До таких методів належать різноманітні графіки кореляційного зв'язку, частоти появи величини, гістограми, сумарної кривої, подвійної сумарної кривої, інтегральної кривої відхилень, хронологічні графіки тощо. Для більшості з них графіки будуються на основі попереднього математичного розрахунку [87]-[88].

Серед графічних методів переважна більшість дослідників надає перевагу методам сумарної (mass curve analysis) та подвійної сумарної кривої (double mass analysis), а також інтегральної кривої відхилень (residual mass curve) [88], [89]. Розвиток цих методів починається з кінці XIX століття. Так, у 1883 році У. Ріппл опублікував своє дослідження щодо визначення оптимальної ємності водосховища і, відповідно, «ідеальної» висоти греблі, у якому і винайшов метод сумарної кривої та інтегрально.ї кривої відхилень [90]. У подальшому методичні надбання щодо цих методів у своїх дослідженнях розвивали А. Шокліч (1923 р.), Ю. Новотні (1925 р.) [91]. Американський вчений С. Меріам у 1937 році винайшов метод подвійної інтегральної кривої під час дослідження часових рядів атмосферних опадів та річкового стоку [92]. Основні методичні підходи щодо застосування методу подвійної інтегральної кривої розвивали М. Кохлер (1949 р.), Л. Вайс і В. Вілсон (1953 р.), Ю. Серси і К. Хардісон (1960 р.), К. Ехлерт (1972 р.) та ін. [93]-[96].

Сучасні методичні підходи щодо оцінювання однорідності і стаціонарності рядів спостережень з використанням графічних методів розроблено Л.О. Горбачовою у роботах [88], [97]-[100]. Отже, у цьому дослідженні використано три графічних метода, а саме сумарна крива, інтегральна крива відхилень і суміщені графіки.

Сумарна крива це графік накопичувальних значень гідрологічної величини з часом, яка розраховують за формулою [90]:

$$Q = \sum_{t=1}^{T} q(t), \tag{2.1}$$

де Q – сумарна величина гідрологічної характеристики за період часу T;

$q(t)$ – гідрологічна характеристика t-го року.

За сумарною кривою накопичувальні величини гідрологічної характеристики за незмінних умов її формування наближаються на графіку за виглядом до прямої лінії, нахил якої щодо осі абсцис є постійним з часом коефіцієнтом. На графіку відхилення гідрологічної характеристики від прямої лінії є індикатором її змін і, відповідно, змін умов її формування [99].

Гідрологічним рядам спостережень притаманні коротоко- та довготривалі циклічні коливання. Отже, при дослідженні виявлення змін гідрологічної характеристики з часом важливо ідентифікувати такі коливання та вирізняти їх на графіку сумарної кривої. Зрозуміло, що коротоко- та довготривалі циклічні коливання на графіку будуть відбиватися у вигляді мінливості гідрологічної характеристики, тобто тимчасового відхилення від прямої лінії гідрологічної характеристики, оскільки у такому стані гідрологічна характеристика набуває нової якості тільки на якийсь проміжок часу. Такий проміжок часу може тривати десятиліттями у випадку довготривалих циклічних коливань і декілька років у випадку короткотривалих циклічних коливань стоку. При цьому, гідрологічна характеристика час від часу повертається до свого «старого» стану. Отже, мінливість характеризується плавним тимчасовим набуттям гідрологічної характеристики як нової якості, так і поверненням її у зворотній напрямок. Зрозуміло, що зміна гідрологічної величини характеризується різким переходом до нового стану. Разом з цим, виключенням можуть бути зміни кліматичних чинників, деякі види антропогенних чинників, наприклад, зміни у землекористуванні тощо, які теж призводять до поступових змін. Однак, на відміну від мінливості при зміні гідрологічна характеристика ніколи не повертається до свого первинного стану.

Отже, під зміною в часовому ряді розуміють однонаправлене відхилення від прямої лінії гідрологічної характеристики, яка переходить на нову якість, що обумовлюється зміною і станом чинників її формування [98], [99].

Екстремальні значення небезпечних гідрологічних явищ (водопілля, паводки) на сумарній кривій проявляються різкими «викидами» гідрологічної характеристики у роки, в які вони спостерігались. Такі явища відносяться до проявів мінливості водного стоку річок. При цьому, на графіку сумарної кривої такі події будуть проявлятися у вигляді нерівностей, шорсткості. Чим більша мінливість водного стоку, тим більше сумарна крива буде схожа на звивісту лінію, яка буде зберігати свій напрямок. Для достовірного оцінювання таких подій необхідно проводити аналіз із залученням додаткової інформації, наприклад, використати історичні метеорологічні дані або дані по суміжних гідрологічних постах тощо. Такий підхід дозволить також виявити механічні та інші помилки.

Коротко- та довготривалі циклічні коливання можна дослідити за інтегральною кривою відхилень, яка розраховується за формулою [90], [101]:

$$Q_f = \frac{\sum_{t=1}^{T}(k(t)-1)}{C_v} \quad , \tag{2.2}$$

де Q_f – інтегральна величина відхилень від середнього значення гідрологічної характеристики за період часу T;

C_v – коефіцієнт варіації гідрологічної характеристики;

$k(t) = Q(t)/Q_0$ – модульний коефіцієнт;

$Q(t)$ і Q_0– значення гідрологічної характеристики в t-й рік і середнє її значення за період часу T.

Отже, інтегральна крива відхилень це графік послідовно накопичуваних відхилень гідрологічної величини від її певної вихідної величини, наприклад, арифметичного середнього, залежно від часу або дат [102].

Суміщені графіки (хронологічні, інтегральної кривої відхилень) гідрологічної характеристики дозволяють визначати синхронні/асинхронні,

синфазні/асинфазні коливання стоку на різних річках. У свою чергу, на однорідні кліматичні умови формування водного стоку річок вказують їхні синхронні і синфазні коливання [97], [99], [100], [103].

З точки зору використання графічних методів у дослідженнях поняття однорідності і стаціонарності гідрологічного ряду визначають наступним чином. Однорідність часового ряду це відсутність однонаправлених змін гідрологічної характеристики, яка відноситься до однієї генетичної сукупності (водопілля, дощові паводки тощо) з часом на фоні її тимчасової зміни (мінливості) внаслідок циклічних коливань різної тривалості. Стаціонарність часового ряду це сталість середнього значення з часом за умови, що цей ряд є репрезентативним для його визначення (наявність повного замкнутого циклу коливань – маловодної і багатоводної фаз). У разі, якщо ряд спостережень має репрезентативний період для визначення сталого середнього значення (норми) поняття однорідності і стаціонарності ряду спостережень стають тотожніми. За відсутності репрезентативного періоду ряд може бути квазістаціонарним при умові, що він є однорідним [88], [99].

2.4.2 Статистичний аналіз рядів спостережень за методом Indicators of Hydrologic Alteration

Найбільші витрати води, які, зазвичай, спостерігаються на річках у періоди весняних водопіль і паводків спричиняють значні і тривалі затоплення територій, іноді з катастрофічними наслідками. У світі такі події наносять значні матеріальні збитки, які складають мільярди доларів [104]-[108]. Саме тому, відомості щодо тенденцій і характеристик екстремального стоку річок є дуже важливими для інформування відповідних органів управління з метою попередження і запобігання негативних наслідків. Разом з цим, від правильного оцінювання максимальних витрат води при проектуванні та будівництві гідротехнічних споруд залежить

безперебійність їхньої роботи за період служби експлуатації, а також безпека прилеглих до річок об'єктів інфраструктури, наприклад, населених пунктів, промислових підприємств, доріг, сільськогосподарських угідь тощо [109], [110]. У сучасних умовах необхідно також враховувати, що за прогнозами вчених небезпечні весняні водопілля і паводки стануть більш звичайним явищем у майбутньому, у теплішому кліматі [111]-[115].

Оцінювання максимальних витрат води на річках традиційно виконують за статистичними методами. Найбільш вживаним є ймовірнісний підход для визначення розрахункових характеристик стоку річок. Визначення максимального стоку річок різної ймовірності перевищення дозволяє задовольнити більшість потреб споживачів, наприклад, визначати повторюваність настання небезпечних весняних водопіль, зони можливого затоплення територій при їхньому проходженні тощо. Зазначимо, що такий підхід дозволяє оперувати тільки певним набором інформації (витрата води різної ймовірності перевищення, середнє значення, коефіцієнти варіації та асиметрії). Цієї інформації недостатньо для вирішення багатьох завдань. У світі останнім часом все більше науковців розроблюють нові методологічні підходи, які характеризуються використанням і поєднанням різних методів, даних тощо [88], [106], [112], [114], [116]. Такі рішення зазвичай поєднують декілька методологічних підходів, наприклад, статистичний і детерміністичний підходи, використовують додаткові дані, параметри тощо.

Наприкінці XX століття в США було розроблено метод Indicators of Hydrologic Alteration (IHA), який знайшов широке використання у світі [117]-[119]. Він дозволяє розраховувати кількісні статистичні характеристики для оцінювання водного стоку річок, озер та водосховищ і ступеня змін їхнього гідрологічного режиму. Разом з цим, в Україні метод IHA поки що не використовується, хоча він дозволяє дуже швидко обробляти значні масиви гідрологічної інформації, оскільки для розрахунків використовується програмне забезпечення, яке є у вільному доступі для дослідників. Підходи застосування IHA постійно удосконалюються. Сьогодні програмне забезпечення дозволяє розраховувати 67 статистичних показників [120].

Метод Indicators of Hydrologic Alteration працює зі щоденними рівнями,

витратами річок, озер і підземних вод та дозволяє визначати статистичні показники природного та порушеного гідрологічного режиму водних об’єктів. За IHA водний стік річки умовно розкладається на п’ять складових:

- «*Extreme low flows*» (надзвичайно низький стік) – маловоддя, яке спостерігається на річках у періоди посух.
- «*Low flows*» (низький стік) – спостерігається на річках у періоди після весняних водопіль, зимових та дощових паводків, коли живлення річки відбувається тільки за рахунок надходження грунтових вод.
- «*High-flow pulses*» (пульсації високого стоку) – спостерігаються на річках під час злив влітку або відлиг узимку, а також з інших причин (попуски водосховищ, тощо). При такому різновиді стоку річка не виходить з берегів.
- «*Small floods*» (невеликі повені) – теж саме, що і «*High-flowpulses*», але з виходом річки на заплаву без катастрофічних наслідків.
- «*Large floods*» (великі повені) – надзвичайно високі повені, які трапляються рідко та спричиняють катастрофічні наслідки.

Для розділення масивів щоденних витрат води на складові використовувалися значення параметрів, які рекомендовано розробником IHA [120]. Усі щоденні витрати води, які перевищують 75-й процентиль середніх добових витрат води за увесь період спостережень, відносяться до високого стоку, а ті, що нижче 50-го процентиля – до низького стоку. Між цими двома значеннями високий стік розпочинається тоді, коли щоденні витрати води зростають більше ніж на 25 % за день і закінчується, коли відбувається зниження щоденних витрат води менше ніж на 10 % за добу. Невеликі повені визначаються як високий стік з максимальною витратою, яка спостерігається не частіше одного разу на два роки, а великі повені – як високий стік з максимальною витратою, яка спостерігається не частіше одного разу на десять років. Усі високі витрати води, які не відносяться до великих та невеликих повеней, вважаються пульсаціями високого стоку. До надзвичайно низького стоку відносять витрати води, які менші 10-го процентиля, а до низького стоку – витрати води, що перебувають в межах 10-50-го процентилів.

Для розрахунків параметрів максимального стоку Південного Бугу використано програмне забезпечення «Indicators of Hydrologic Alteration» (IHA),

версії 7.1.0.10, яке розроблено The Nature Conservancy (TNC) впродовж 1996-2009 рр. У дослідженні розраховувались наступні статистичні показники:

- порогові значення витрат води, $м^3/с$;
- середні значення витрат води при проходженні піка, $м^3/с$;
- середня тривалістьповеней, доба;
- середня частота повеней, кількість випадків/рік;
- середня дата (юліанська) настання піку;
- середні значення інтенсивності росту витрат води на підйомі, $(м^3/с)$/доба;
- середні значення інтенсивності зниження витрат води на спаді, $(м^3/с)$/доба.

«Юліанські дати» – це технічний прийом, який враховує різницю в одну добу між тривалістю високосного і невисокосного року. У «юліанському календарі» ІНА тривалість кожного року становить 366 днів. У високосний рік «юліанська дата» 60 відповідає даті - 29 лютогою. У невисокосний рік «юліанська дата» 60 залишається порожньою. Завдяки цьому прийому кожна дата звичайного календаря відповідає одній і тій же даті «юліанського календаря».

2.4.3 Вихідні матеріали

Дослідження виконано за матеріалами спостережень за гідрологічним режимом річок Півдня України (окрім гірської частини Криму), що містяться у різних опублікованих довідкових матеріалах, підготовлених Центральною геофізичною обсерваторією ім. Бориса Срезневського ДСНС України (м. Київ). Для дослідження однорідності і стаціонарності рядів спостережень використано дані спостережень 32 гідрологічних постів, які розташовано на притоках у нижній частині великих річок, а саме Південного Бугу та Дніпра, а також річок Причорноморської та Приазовської низовини, що впадають у Чорне та Азовське моря (табл. 2.7). Гідрологічні пости, якірозташовано в руслах рр. Південного Бугу та Дніпра у дослідженні не розглядались, оскільки їхній водний стік формується в

інших природних зонах. Річки ж нижньої частини, зазвичай, суттєво не впливають на стік таких полізональних річок. Використано максимальні витрати води весняного водопілля та дощових паводків, мінімальні середні витрати води за 30 діб холодного і теплого періодів року від початку спостережень по 2015 р. включно. Дані спостережень на гідрологічних постах, які мають значний антропогенний вплив, тобто наявність водосховищ, забір та скиди води тощо, у дослідженні не використовувались.

Оцюнівання максимального стоку води в басейні р. Південний Буг, яка безпосередньо впадає на Півдні України до Бузького лиманУЧорного моря виконувалось за даними 5 гідрологічних постів (рис. 2.20, табл. 2.7).

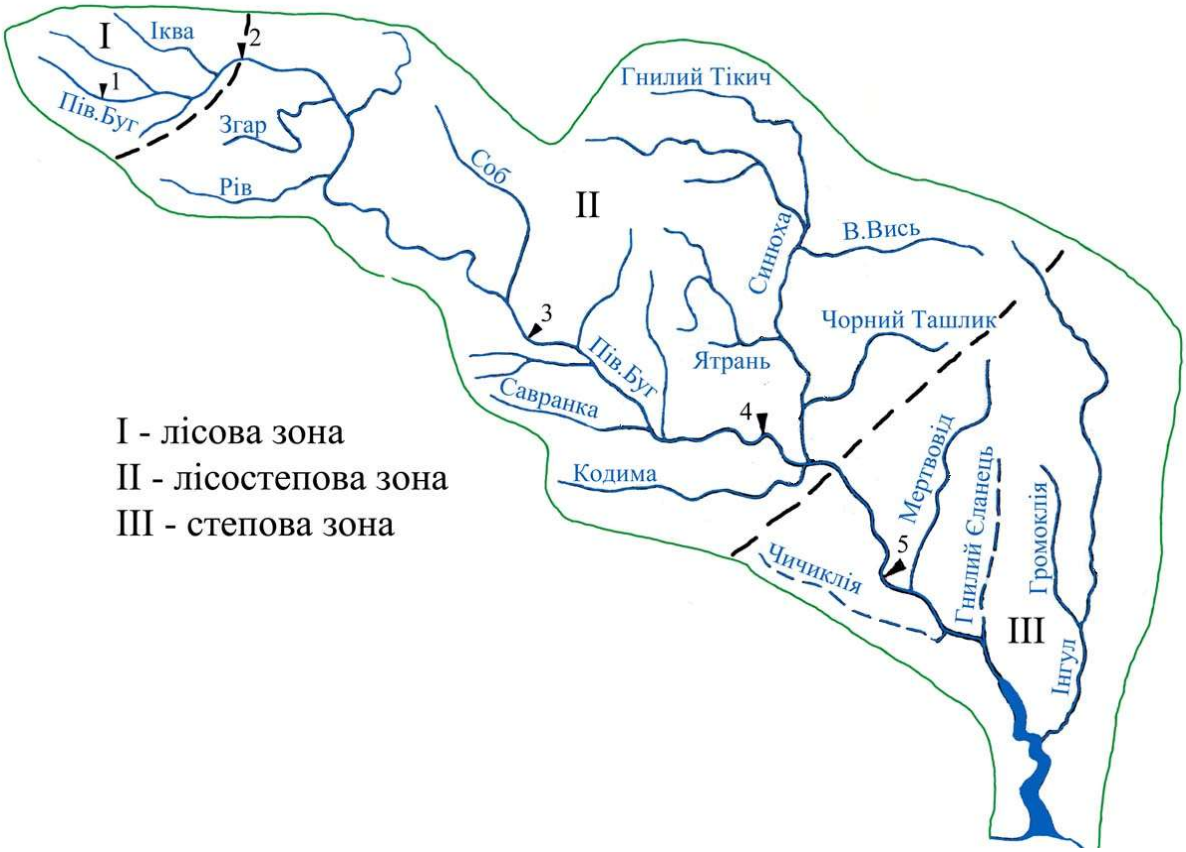


Рисунок 2.20– Схема басейну річки Південний Буг та розташування основних гідрологічних постів на її руслі (нумерація постів відповідає таблиці 2.8)

Таблиця 2.7 – Відомості щодо даних спостережень, які використано для дослідження

№ за/п	Річка-пост	Площа басейну, км^2	Витрати води, м^3/с			
			максимальні за весняне водопілля	максимальні за дощові паводки	Мінімальні середні за 30 діб холодного періоду року	Мінімальні середні за 30 діб теплого періоду року
1	Тилігул – с. Березівка	3170	+	-	-	-
2	Кодима – с. Катеринка	2390	+	+	+	+
3	ЧорнийТашлик – с. Тарасівка	2230	+	+	+	+
4	Мертвовід – с. Крива Пустош	252	+	-	-	-
5	Інгул – м.Крапивницький	840	+	+	-	-
6	Інгул – с. Седнівка	4770	+	+	+	+
7	Інгул – с.Новогорожене	6670	+	+	+	+
8	Оріль – с.Степанівка	627	+	+	+	-
9	Оріль – смт Царичанка	9100	+	-	+	+
10	Орчик– с. Чернещина	1310	+	+	+	+
11	Кільчень – с. Олександрівка Перша	376	+	+	+	+
12	Самара – с. Коханівка	1430	+	-	+	-
13	Самара – с. Кочережки	19800	+	-	+	+
14	Велика Тернівка– с. Богданівка	924	+	+	+	+
15	Вовча – смтВасильківка	11600	+	-	-	-
16	МокріЯли– х. Грушівський	2660	+	+	+	+

Кінець таблиці 2.7

№ за/п	Річка-пост	Площа басейну, км^2	Витрати води, м^3/с			
			максимальні за весняне водопілля	максимальні за дошові паводки	Мінімальні середні за 30 діб холодного періоду року	Мінімальні середні за 30 діб теплого періоду року
17	Солона – с. Новопавлівка	680	+	-	+	+
18	Гайчур - с. Андріївка	2100	+	+	+	+
19	Мала Терса – с.Троїцьке	750	+	+	+	+
20	Мокра Сура – смт Кринички	389	+	-	+	+
21	Кінська – м. Пологи	353	+	+	+	+
22	Лозуватка – с. Новоолексіївка	331	+	+	+	+
23	Обитічна – м. Приморськ	1300	+	+	+	+
24	Берда – с. Захарівка	718	+	+	+	+
25	Берда – с. Осипенко	1620	+	+	+	+
26	Кальчик– с. Кременівка	469	+	+	+	+
27	МалийКальчик– с. Кременівка	270	+	+	-	-
28	Міус – с. Стрюкове	142	+	+	-	-
29	Міус – с. Дмитрівка	2090	+	+	-	-
30	Кринка – с. Новоселівка	582	+	+	-	-
31	Нагольна–с.Дякове	780	+	+	+	+
32	Вільхова–смтОлексієво-Орловка	272	+	+	+	+

Таблиця 2.8 – Список обраних гідрологічних постів на річці Південний Буг

№ за/п	Назва посту на р. Південний Буг	Відстань від гирла, км	Площа водоз-бору, км^3	Широта/ Довгота	Висота над рівнем моря, м БС	Щоденні середньодобові витрати води	
						Період	$Q_{сер.}$, м^3/с
1	с. Пирогівці	712	827	49,22/ 27,15	274	1964-2019	3,91
2	с. Лелітка	641	4000	49,33/ 27,54	250	1936-40, 1943, 1964-2019	13,9
3	с. Тростянчик	369	17400	48,30/ 29,23	156	1931-35, 1950-60, 1964-67, 1969-2018	45,8
4	с. Підгір'я	220	24600	48,05/ 30,40	78	1926-40, 1943, 1958-2018	57,1
5	смт Олександрівка	132	46200	47,41/ 31,16	10	1914-22, 1924-31, 1933-40, 1943-2019	83,7

Використано щоденні середньодобові витрати води від початку спостережень по 2018 та 2019 рр. включно. На жаль, гідрологічний пост біля села Селище не можна використати для дослідження, оскільки спостереження на цьому посту розпочалися тільки у 2002 році і, відповідно, їхня тривалість є недостатньою. Обрані пости спостережень досить рівномірно розташовано вздовж річки, що дозволить простежити розраховані статистичні показники за ІНА та дослідити їхні зміни.

Для басейну річки Південний Буг характерне чітко виражене весняне водопілля, під час якого формується від 35 % до 60 % річного стоку [121]. У нашій роботі [122] показано, що басейн Південного Бугу можна умовно розділити на три частини, які відрізняються між собою за умовами формування водного стоку.

Так, басейн р. Південний Буг умовно можна поділити на (рис. 2.20):

а) верхня частина басейну, знаходиться у лісовій зоні. Її може характеризувати гідрологічний пост р. Південний Буг – с. Селище: площа водозбору – 9100 км², довжина від гирла – 550 км, середня багаторічна витрата води – 28,4 м^3/с, найбільша витрата води весняного водопілля – 250 м^3/с (21.03.2003). Найбільші витрати води спостерігаються у період весняного водопілля, а

найменьші – у зимовий період з грудня по лютий.

б) середня частина басейну, розташована у лісостеповій зоні. Замикальним постом цієї зони, можна вважати гідрологічний пост р. Південний Буг – смт Олександрівка: площа водозбору – 46200 км², довжина від гирла – 132 км, середня багаторічна витрата води – 83,7 м^3/с, найбільша витрата води весняного водопілля – 5320 м^3/с (08.04.1932). Найбільш багатоводними місяцями цієї частини басейну є лютий, березень та квітень. Найменші витрати спостерігаються у літньо-осінній період.

в) нижня частина басейну р. Південний Буг, розташована у степовій зоні на Причорноморській низовині. Для цієї зони немає замикального посту спостережень щодо витрат води. Переважна більшість річок цієї зони пересихає у літній період, а взимку перемерзає. Літні дощі (за винятком сильних) не утворюють поверхневого стоку.

У цілому для басейну Південного Бугу характерним є помірно-континентальний клімат. Коливання середньої багаторічної температури повітря у верхній та середній частинах басейну – 7,1-8,1 °С, а нижньої частини – 8,0-10 °С. Різниця між середніми багаторічними температурами повітря верхньої і нижньої частини басейну може становити 3,1 °С.

Кількість опадів поступово зменшується від верхів'я до гирла річки. У верхній частині водозбору річки річна норма опадів становить 670 мм, у середній – 550 мм, а нижній – 440-470 мм. У теплий період року випадає 60-70 % від загальної суми опадів [123].

Природний стік Південного Бугу зазнає впливу господарської діяльності. Так, в басейні створено понад 8000 штучних водойм. Вода річки широко використовується для гідроенергетики, промислового та комунального водопостачання, сільського господарства, зрошення, судноплавства, туризму тощо [124].

2.5 Аналіз та результати дослідження просторово-часових тенденцій екстремального стоку річок півдня України

2.5.1 Максимальний стік

Дослідження максимального стоку води річок має наукове й практичне значення. Знання щодо умов формування екстремальних значень максимального стоку води, частоти їхньої появи, багаторічних тенденцій тощо є одними із найголовніших у практиці проектних та оперативних робіт. Зазначимо, що недостатньо надійні розрахунки, прогнозування максимального стоку води можуть не тільки привести до матеріальних втрат у результаті руйнування гідротехнічних споруд, але й спричинити несподівані катастрофічні наслідки для населених пунктів, що може призводити до людських жертв. Отже, дуже важливо мати сучасні й достовірні знання щодо максимального стоку води річок.

У роботі досліджено однорідність і стаціонарність максимального стоку весняного водопілля та дощових паводків річок Півдня України за гідролого-генетичним аналізом. Побудовані сумарні криві максимальних витрат води весняного водопілля показали, що на основі аналізу тільки за сумарною кривою більшість рядів спостережень можна віднести до неоднорідних (приклад на рис. 2.21). Вигляд сумарних кривих максимальних витрат води весняного водопілля річок Півдня України указує на те, що для всіх річок є точка перегину, після якої змінюється тенденція максимального стоку води.

Разом з цим, сумарні значення витрат води значно відхиляються від прямої лінії, але одночасно ніби утворюють своєрідну дугу. Такий вигляд сумарних кривих свідчить про відсутність односпрямованих стійких тенденцій максимальних витрат води весняного водопілля річок Півдня України.

Для всіх річок сумарні криві мають подібний вигляд, хоча річки й розташовані в різних басейнах річок Південного регіону. Отже, для виявлення причин такої особливої тенденції максимальних витрат води весняного водопілля річок було побудовано інтегральні криві відхилень (приклад на рис. 2.22).

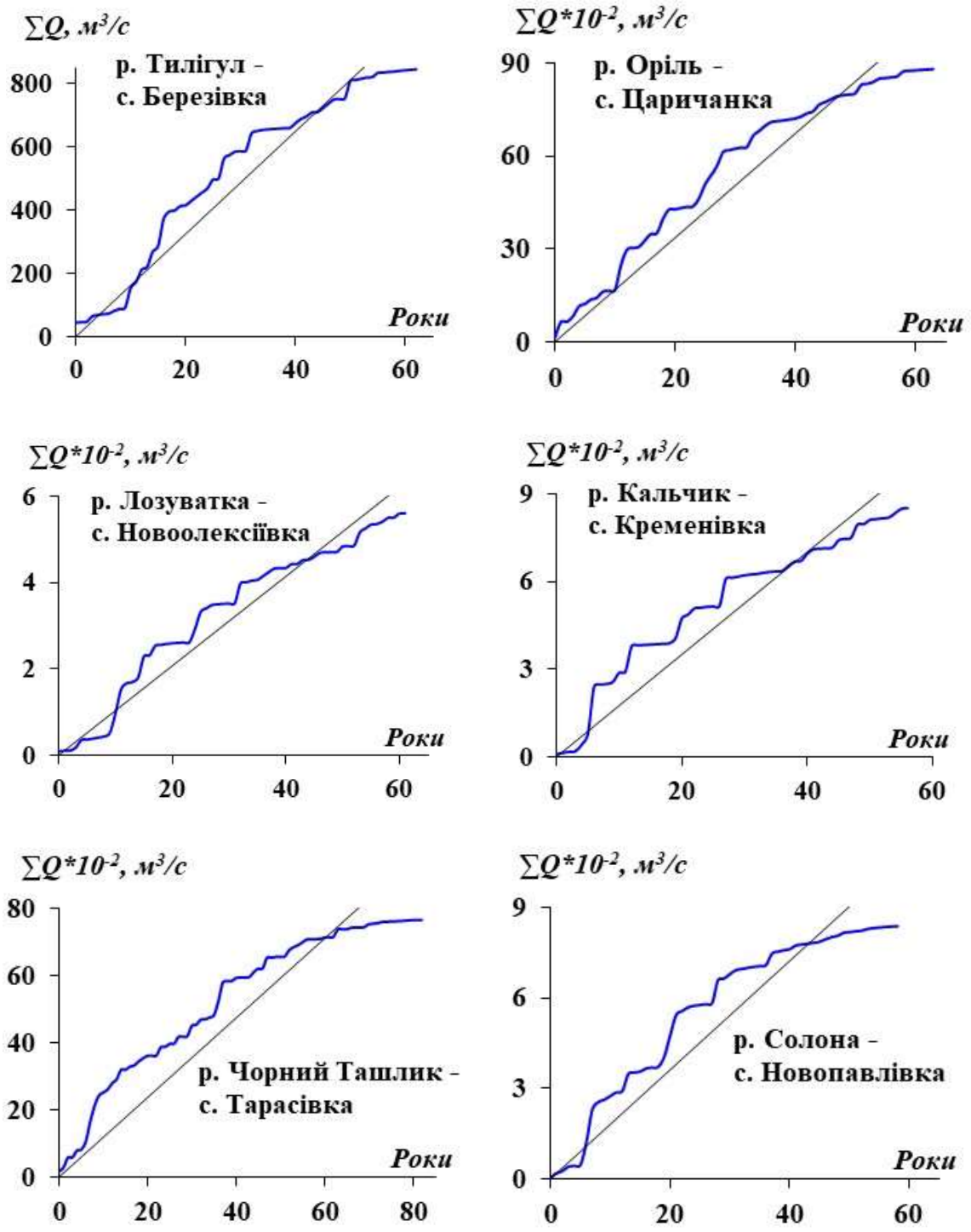
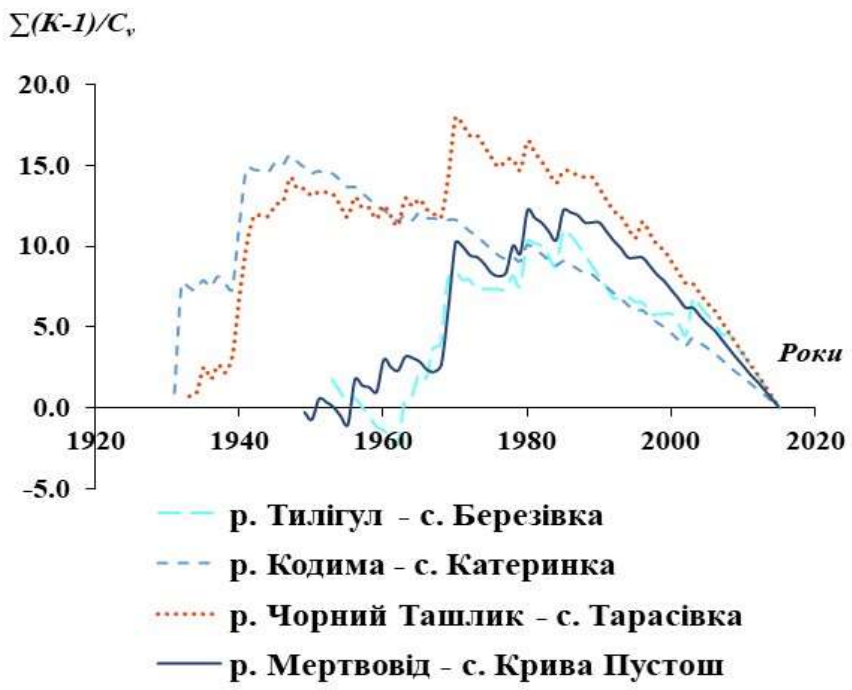


Рисунок 2.21 – Сумарні криві максимальних витрат води весняного водопілля для деяких річок Півдня України



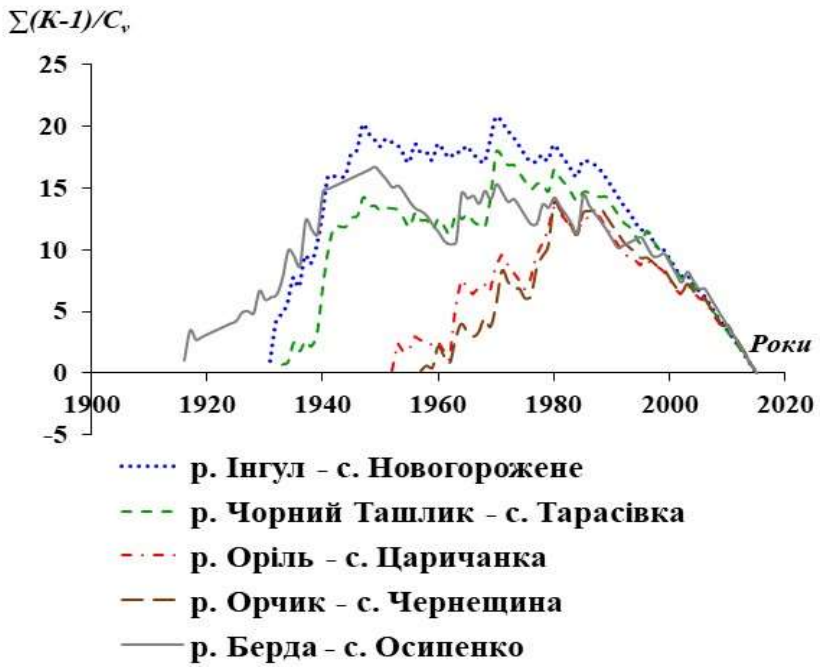


Рисунок 2.22 – Інтегральні криві відхилень максимальних витрат води весняного водопілля для деяких річок Півдня України

Аналіз цих кривих показав, що для всіх річок у середині 70-х років XX століття відбувся перехід від фази підвищення стоку до фази зниження стоку, яка триває дотепер та закінчення якої неможливо спрогнозувати. Як зазначено в роботі

[99], у різні за водністю фази циклічних коливань спостерігаються різнонаправлені зміни водного стоку: у багатоводні періоди водний стік підвищується, а в маловодні – знижується. Крім того, ці фази водності мають значну різницю і в середніх значеннях. Також максимальний стік води річок має значну мінливість, а його величини в декілька разів перевищують значення середньорічного та мінімального стоку води. Ще однією особливістю максимального стоку води весняного водопілля рівнинних річок є велика тривалість багаторічних фаз циклічних коливань.

Наявність у рядах спостережень максимальних витрат води весняного водопілля річок тільки фази підвищення і фази зниження циклічних коливань, їхня значна тривалість, а також істотна мінливість максимального стоку води і призводить до дугоподібної форми сумарних кривих зі значним відхиленням від прямої лінії. Тому, на основі аналізу вигляду сумарних кривих та інтегральних кривих відхилень можна зробити висновок, що неоднорідність має не антропогенний, а природний характер, обумовлений циклічністю максимального стоку води весняного водопілля річок Півдня України, тобто вона має тимчасовий характер і виникає тільки в разі суміщеного аналізу різних фаз водності (підвищення і зниження). Такі ряди спостережень можна віднести до квазіоднорідних.

Підтвердженням природних тенденцій максимального стоку води весняного водопілля річок Півдня України є їхні синхронні і синфазні коливання (рис. 2.22 і рис. 2.23).

Наслідком відсутності повного циклу багаторічних коливань у рядах спостережень за максимальним стоком води весняного водопілля річок є їхня не репрезентативність для коректного визначення середнього значення. Це призводить до того, що більшість дослідників такі ряди відносять до нестаціонарних. Одночасно, з подовженням рядів спостережень, вони набудуть репрезентативності – наявності хоча б одного повного циклу багаторічних коливань, що дозволить визначити стале середнє значення рядів спостережень. Приклад зміни середнього значення рядів спостережень залежно від наявності або

відсутності репрезентативного періоду для рядів середньорічного стоку води було показано в роботі [123]. Отже, на сьогодні ряди спостережень максимальних витрат води весняного водопілля річок можна віднести до тимчасово квазістаціонарних.

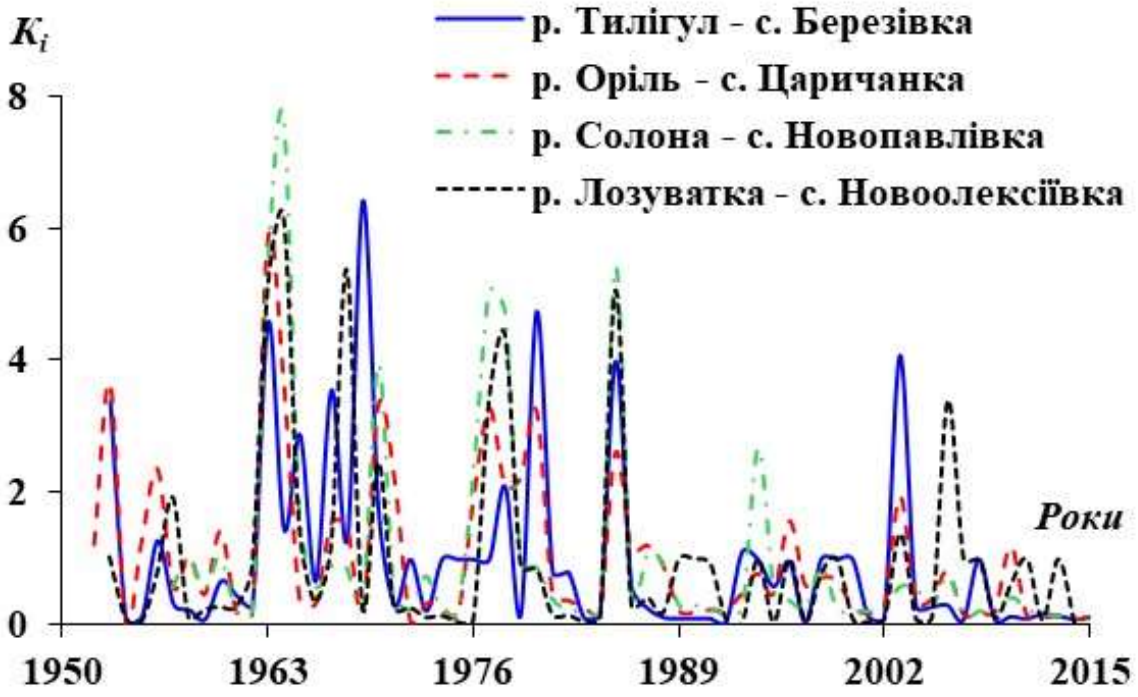


Рисунок 2.23 – Суміщені хронологічні графіки максимальних витрат води весняного водопілля для деяких річок Півдня України

За аналізом сумарних кривих ряди спостережень максимальних витрат води дощових паводків річок Півдня України є однорідними, оскільки на графіках не було виявлено будь-яких істотних точок перелому (приклад на рис. 2.24), що свідчить про відсутність однонаправлених змін. Разом з тим, такі сумарні криві мають звивистий вигляд, який пояснюється тим, що дощові паводки характеризуються різким підняттям рівнів і, відповідно, витрат води на річках.

Особливо помітно це проявляється на річках з невеликими площами водозборів. Окрім цього, звивистість сумарних кривих також обумовлюється відносно невеликою тривалістю фаз циклічних коливань максимального стоку води дощових паводків для деяких річок. Так, на інтегральних кривих відхилень,

які наведено на рис. 2.25, дуже добре простежуються циклічні коливання різної тривалості максимального стоку води дощових паводків на річках.

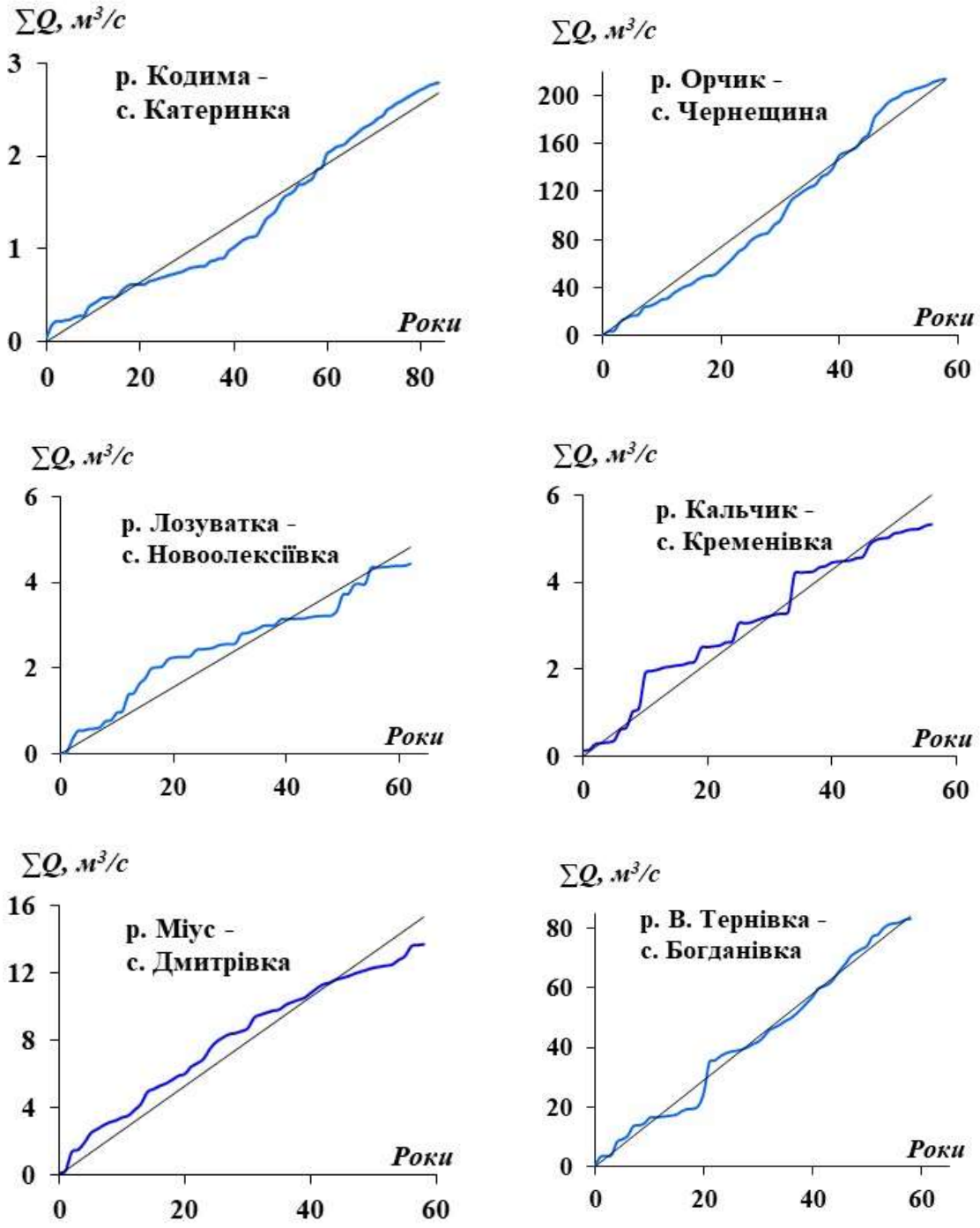


Рисунок 2.24 – Сумарні криві максимальних витрат води дощових паводків для деяких річок Півдня України

Циклічні коливання максимальних витрат води дощових паводків є синхронними, але не завжди синфазними. Це пояснюється особливостями випадіння дощів теплого періоду року.

Ряди спостережень максимальних витрат води дощових паводків, у переважній більшості, є квазістаціонарними, оскільки для них є характерним наявність незавершених фаз циклічних коливань.

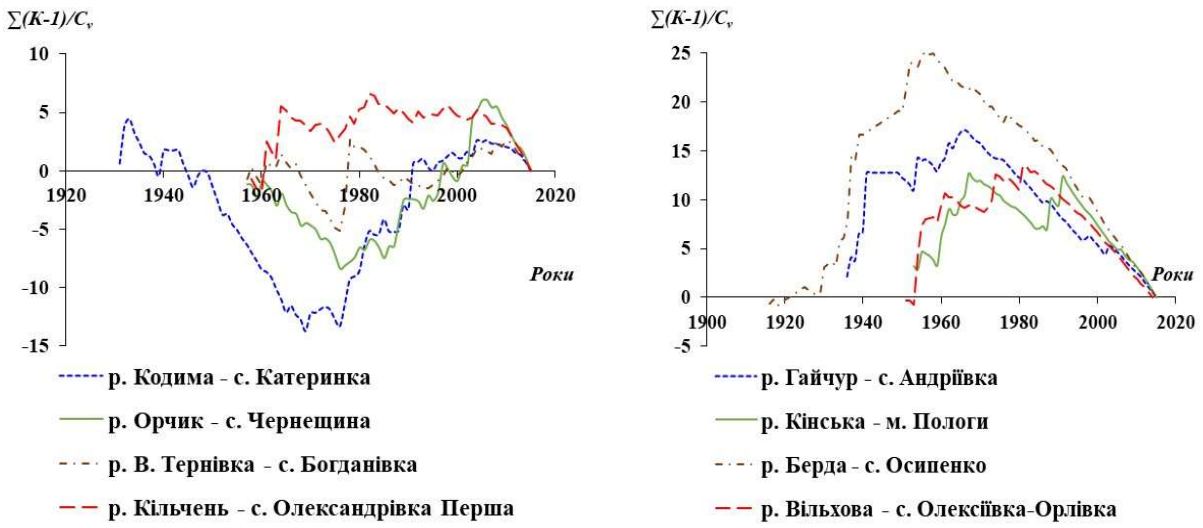


Рисунок 2.25 – Інтегральні криві відхилень максимальних витрат води дощових паводків для деяких річок Півдня України

2.5.2 Мінімальний стік

Вигляд сумарних кривих мінімальних середніх 30-ти добових витрат води за холодний і теплий період року річок Півдня України показує, що більшість рядів спостережень можна віднести до неоднорідних (приклад на рис. 2.26). Сумарні значення мінімальних витрат води значно відхиляються від прямої лінії, але одночасно ніби утворюють своєрідну дугу. Зазначимо, що за своїм виглядом сумарні криві мінімальних середніх 30-ти добових витрат води схожі з виглядом

сумарних кривих максимальних витрат води весняного водопілля річок, але мають протилежну тенденцію (див. рис. 2.26).

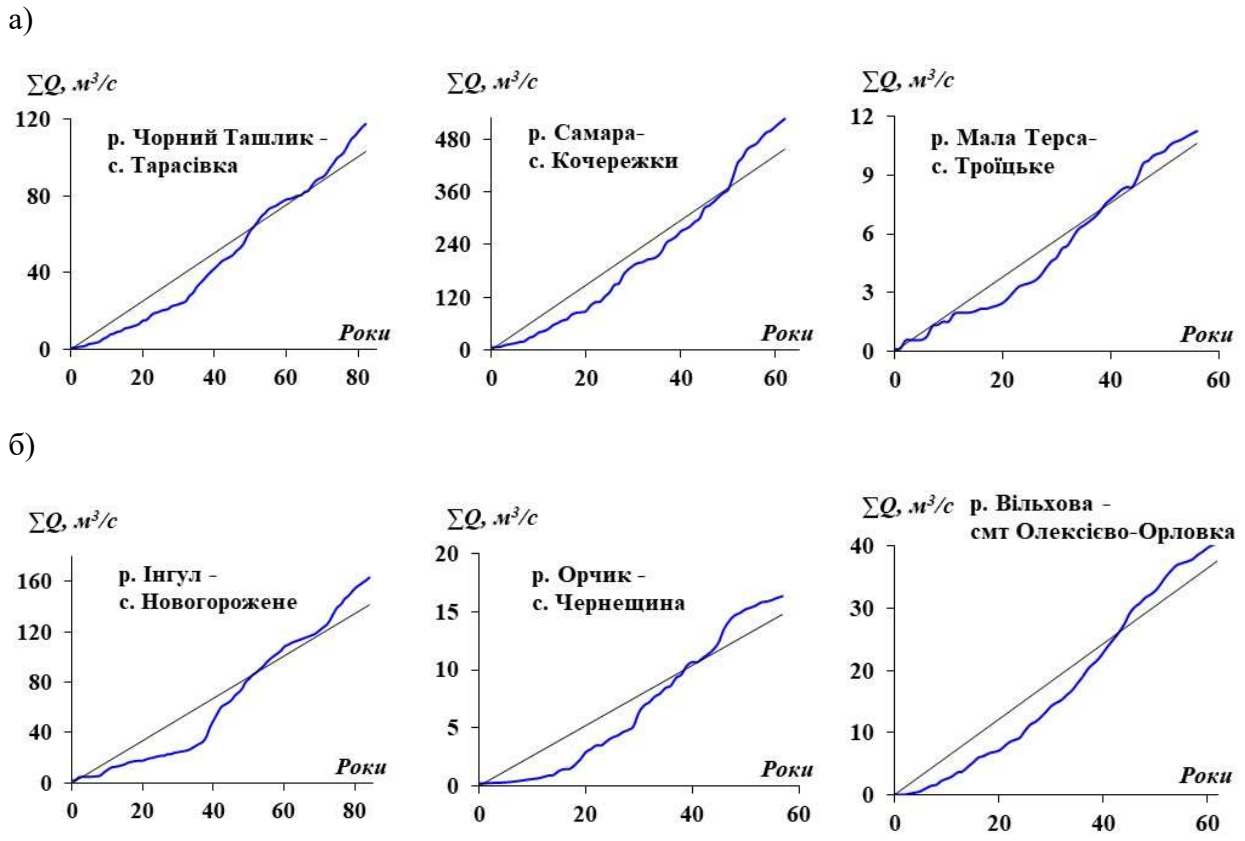


Рисунок 2.26 – Сумарні криві мінімальних середніх витрат води за 30 діб холодного (*а*) і теплого (*б*) періодів року річок Півдня України

На сумарних кривих мінімальних витрат води є точка перегину, після якої змінюється тенденція стоку води. Такий вигляд сумарних кривих свідчить про відсутність односпрямованих стійких тенденцій мінімальних витрат води річок. Винятком є річки, які мають значний антропогенний вплив та індивідуальні особливості формування мінімального стоку.

Отже, для виявлення причин особливих тенденції мінімальних середніх 30-ти добових витрат води річок у нашій роботі [125] виконано аналіз інтегральних кривих відхилень, які було побудовано для всіх рядів спостережень, які досліджувались. Аналіз показав, що ряди спостережень можна віднести до

квазіоднорідних та квазістаціонарних, що пояснюється наявністю в рядах тільки фази підвищення і фази зниження циклічних коливань, їхньою значною тривалістю. Циклічні коливання мінімальних середніх30-ти добових витрат води теплого і холодного періодів року річок Півдня України є синхронними, але коливання більшості річок Приазов'я є протифазними по відношенню до коливань інших річок. Починаючи з середини 70-х років минулого століття відбувся перехід від фази зниження до фази підвищення циклічних коливань, окрім річок Приазов'я (рис. 2.27).

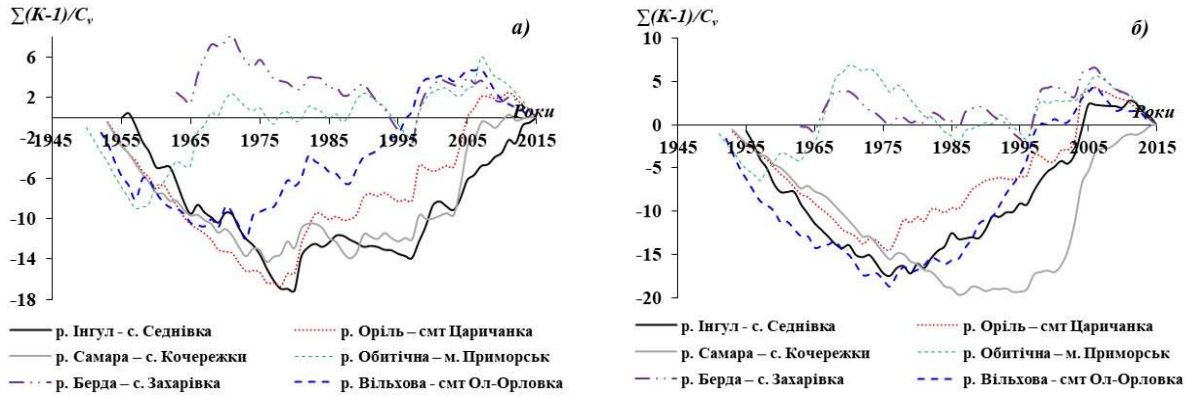


Рисунок 2.27 – Деякі інтегральні криві відхилень мінімальних середніх витрат води за 30 діб холодного (а) і теплого (б) періодів року річок Півдня України

2.5.3 Статистичні показники і тенденції водного стоку р. Південний Буг за методом Indicators of Hydrologic Alteration

У нашій роботі [122] виконано розподіл водного стоку р. Південний Буг на п'ять складових за пороговими значеннями витрат води, які наведено у табл. 2.9. Приклад такого розподілу для гідрологічного поста р. Південний Буг – смт Олександрівка наведено на рис. 2.28. Надалі у роботі виконано аналіз розрахованих статистичних параметрів за ІНА для таких складових стоку як великі

повені, невеликі повені та пульсації високого стоку. Середні багаторічні, порогові та середні пікові значення витрат води на гідрологічних постах вздовж р. Південний Буг зростають у напрямку від витоку до гирла річки (табл. 2.9-2.10, рис. 2.29).

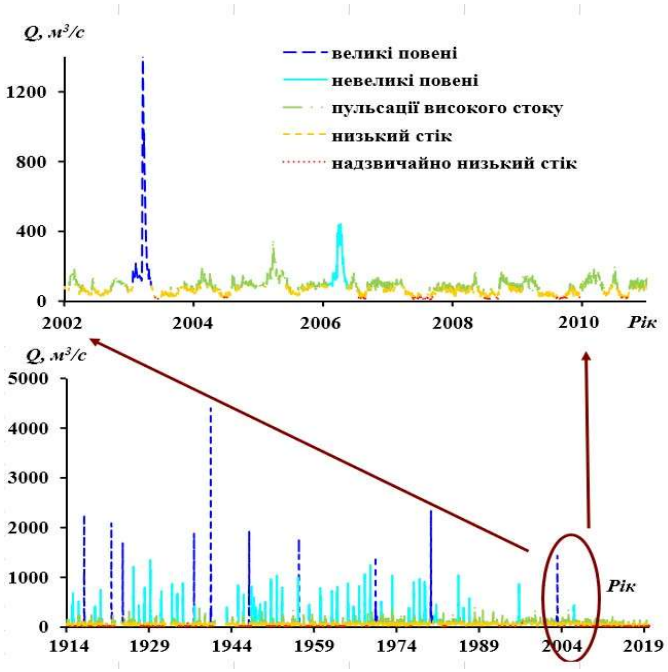


Рисунок 2.28 – Розділення гідрографів за різними характеристиками водного стоку для гідрологічного поста р. Південний Буг - с. Олександрівка (детально за 2002–2010 рр.)

Таблиця 2.9 – Порогові значення витрат води на гідрологічних постах вздовж р. Південний Буг, м^3/с

Гідрологічний пост	Великі повені	Невеликі повені	Пульсації високого стоку	Низький стік	Надзвичайно низький стік
Пирогівці	≤ 30,8	≤ 14,8	≤ 5,10	≥ 3,05	≥ 1,01
Лелітка	≤ 155	≤ 44,5	≤ 16,0	≥ 10,6	≥ 4,32
Тростянчик	≤ 685	≤ 194	≤ 53,6	≥ 35,2	≥ 13,3
Підгір’я	≤ 825	≤ 235	≤ 65,6	≥ 44,0	≥ 17,4
Олександрівка	≤ 1400	≤ 394	≤ 92,0	≥ 58,3	≥ 22,8

Середня тривалість великих повеней зростає у напрямку від витоку р. Південний Буг до гирла від 32 до 75 діб. Найбільшу тривалість невеликі повені мають у верхів'ї, а на решті річки тривалість перебуває в межах 55-61 діб. Тривалість пульсацій високого стоку також найбільша у верхів'ї та зменшується у напрямку до гирла річки (табл. 2.11, рис. 2.30, *а*).

Таблиця 2.10 – Середні пікові значення витрат води на гідрологічних постах вздовж р. Південний Буг, м^3/с

Гідрологічний пост	Великі повені	Невеликі повені	Пульсації високого стоку
Пирогівці	42,9	21,1	6,22
Лелітка	212	95,3	19,4
Тростянчик	1019	367	59,4
Підгір'я	1321	453	75,2
Олександрівка	2121	733	110

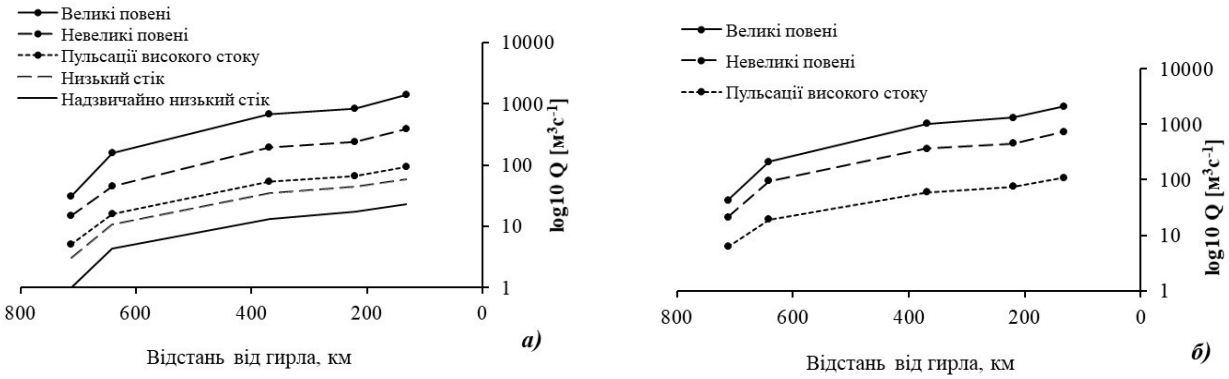


Рисунок 2.29 – Порогові (*а*) та середні пікові (*б*) значення витрат води на гідрологічних постах вздовж р. Південний Буг

Великі повені на р. Південний Буг трапляються в середньому один раз на десять років, а невеликі – один раз на два роки. Пульсації високого стоку відбуваються 4-8 раз на рік у верхів'ях річки і 9-14 раз на рік в середній течії (табл. 2.11, рис. 2.30, *б*).

Середні юліанські дати піків великих та невеликих повеней у верхів'ях р. Південний Буг спостерігаються в перших декадах квітня та травня, відповідно, а

в середній течії – у третій декаді березня. Пульсації високого стоку вздовж р. Південний Буг спостерігаються в першій-другій декаді липня (табл. 2.11, рис. 2.30 *в*).

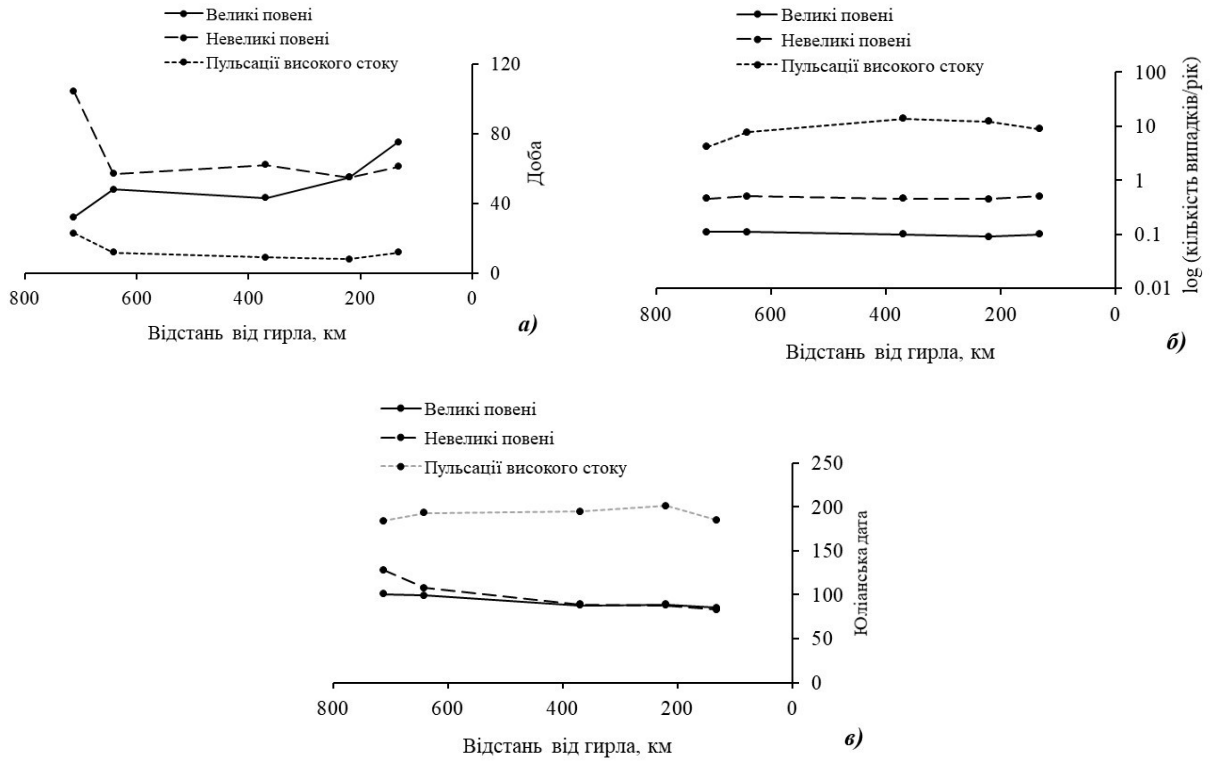


Рисунок 2.30 – Середня тривалість (а), середня частота (б) і середні юліанські дати піків (в) складових водного стоку на гідрологічних постах вздовж р. Південний Буг

Таблиця 2.11 – Середня тривалість (доба) / середня частота (кількість випадків/рік)/середні юліанські дати піків (доба) складових водного стоку на гідрологічних постах вздовж р. Південний Буг

Гідрологічний пост	Великі повені	Невеликі повені	Пульсації високого стоку
Пирогівці	32 / 0,11 / 101	104 / 0,46 / 128	23 / 4,13 / 184
Лелітка	48 / 0,11 / 99	57 / 0,50 / 108	12 / 7,71 / 193
Тростянчик	43 / 0,10 / 88	62 / 0,46 / 89	9 / 13,7 / 195
Підгір’я	55 / 0,09 / 89	55 / 0,45 / 88	8 / 12,3 / 201
Олександрівка	75 / 0,10 / 85	61 / 0,50 / 83	12 / 8,85 / 185

Для усіх трьох видів високого стоку інтенсивність росту витрат води на підйомі зростає з наближенням до гирла р. Південний Буг, однак найбільшими темпами зростання характеризуються високі повені, а найменшими – пульсації високого стоку (табл. 2.12, рис. 2.31, *а*). Теж саме стосується і інтенсивності зниження витрат води на спаді високого стоку (табл. 2.12, рис. 2.31, *б*).

Таблиця 2.12 – Інтенсивність росту витрат води на підйомі (чисельник) та інтенсивність зниження витрат води на спаді (знаменник) високого стоку на гідрологічних постах вздовж р. Південний Буг, ($м^3/с$)/доба

Гідрологічний пост	Великі повені	Невеликі повені	Пульсації високого стоку
Пирогівці	4,39 / -2,20	1,27 / -0,75	0,82 / -0,41
Лелітка	25,3 / -5,92	8,67 / -3,03	2,89 / -1,81
Тростянчик	102 / -35,6	34,5 / -12,2	11,4 / -7,93
Підгір’я	112 / -34,8	40,4 / -13,7	13,5 / -8,28
Олександрівка	154 / -48,9	56,0 / -21,7	18,9 / -1,04

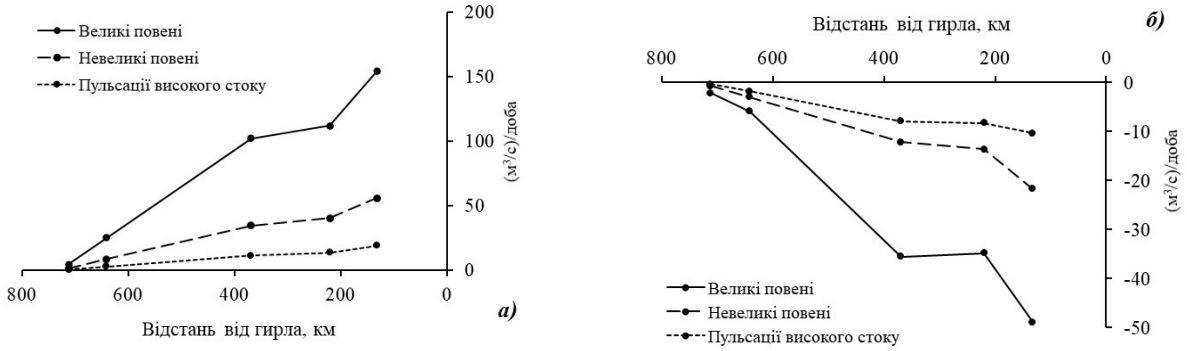


Рисунок 2.31 – Інтенсивність росту витрат води на підйомі (*а*) та інтенсивність зниження витрат води на спаді (*б*) високого стоку на гідрологічних постах вздовж р. Південний Буг

На рис. 2.32 наведено зміни з часом характеристик великих повеней на прикладі спостережень на гідрологічних постах у верхів'ї та середній течії р. Південний Буг.

За період спостережень величини максимальних витрат води великих повеней мають тенденцію до зменшення. Разом з цим, тривалість великих повеней значно збільшилась. Максимальні витрати великих повеней почали наставати пізніше у верхів'ї річки.

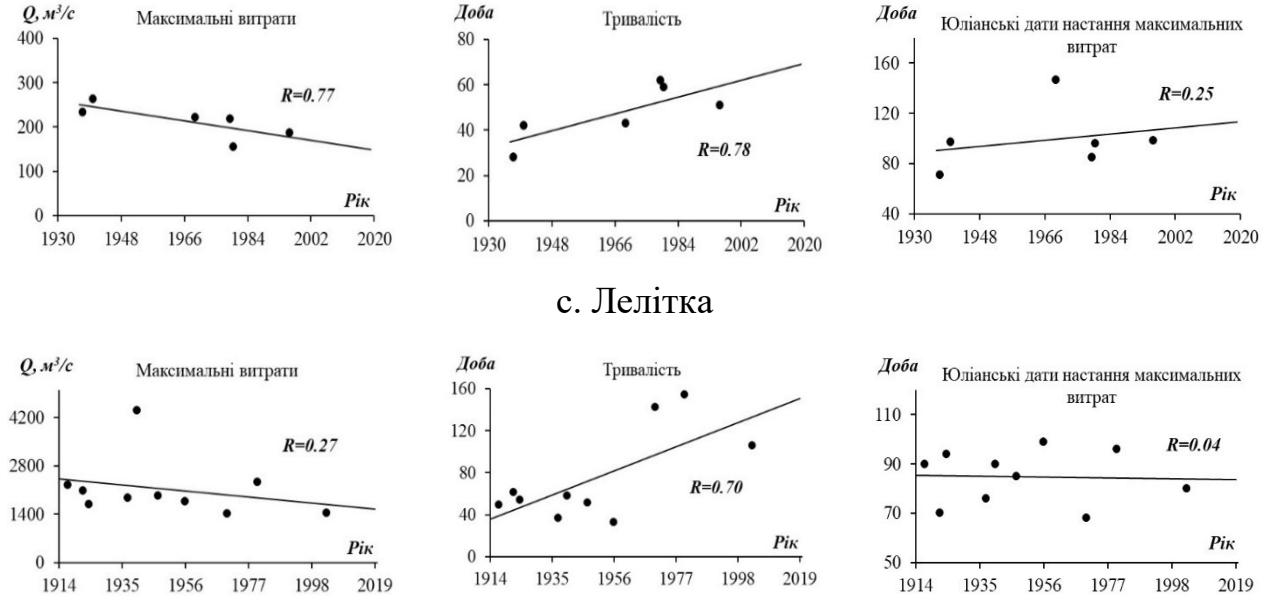


Рисунок 2.32 – Виявлення тенденцій змін характеристик великих повеней вздовж р. Південний Буг

Однак, загалом у замикальному створі біля смт Олександрівка дати настання максимальних витрат води великих повеней не зазнали суттєвих змін.

Тенденції характеристик невеликих повеней загалом співпадають з тенденціями великих повеней, окрім величин максимальних витрат біля смт Олександрівка, які з часом не зазнали змін (рис. 2.33). Разом з цим, аналіз характеристик пульсацій високого стоку вздовж річки свідчить про відсутність будь яких суттєвих тенденцій з часом (рис. 2.34). Загалом отримані тенденції високого (максимального) стоку у басейні р. Південний Буг співпадають з тенденціями, які отримано у роботах інших вчених як для басейну р. Південний Буг, так і для інших рівнинних річок України [105], [109], [110].

Особливо це стосується великих повеней. Разом з цим, використання методу ІНА дозволяє деталізувати високий стік і виконати розширений аналіз за багатьма показниками. Це значно пришвидшує і спрощує дослідження.

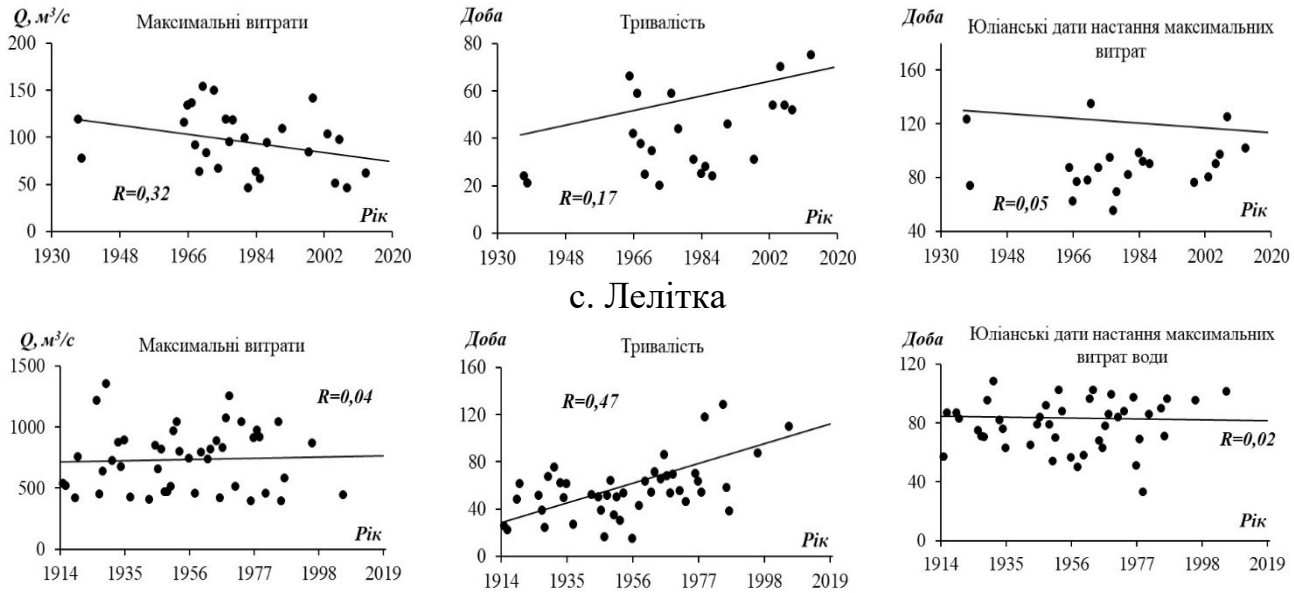


Рисунок 2.33 – Виявлення тенденцій змін характеристик невеликих повеней вздовж р. Південний Буг

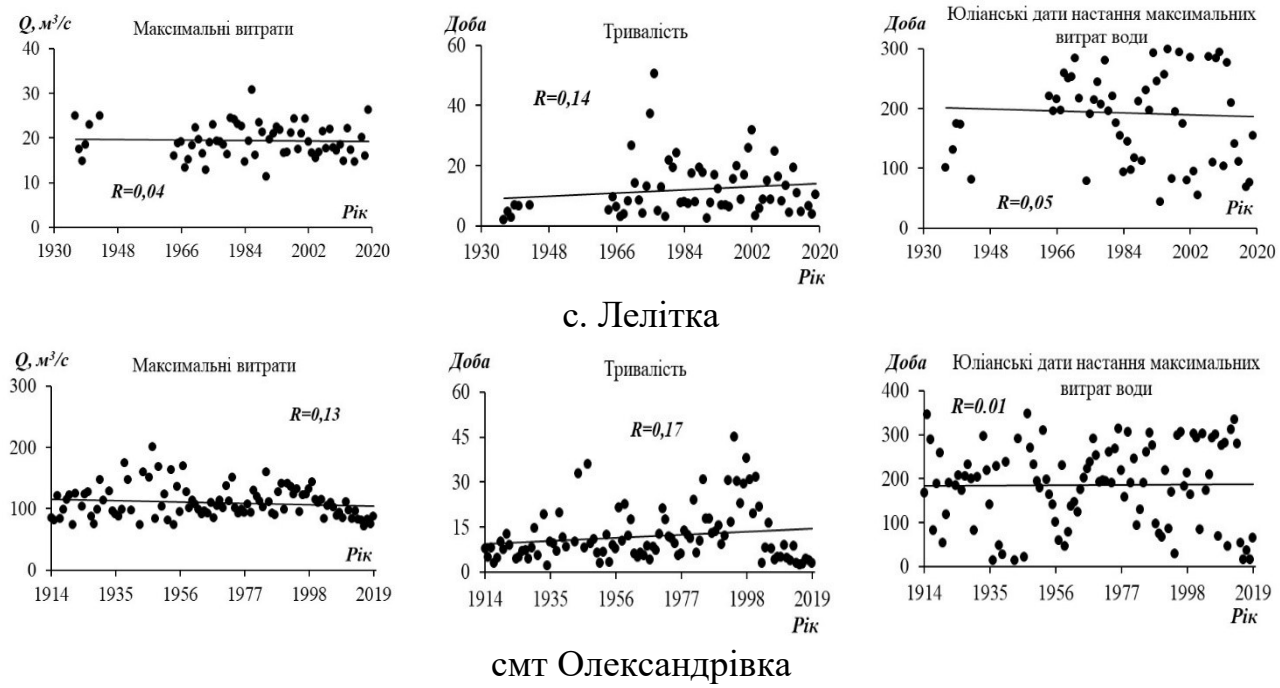


Рисунок 2.34 – Виявлення тенденцій змін характеристик пульсацій високого стоку вздовж р. Південний Буг

Окрім цього, це дозволило у даному дослідженні вперше виявити і деякі особливості змін у різних класах високого стоку. Так, найбільш значимі зміни виявлено для великих повеней, тоді як для пульсацій високого стоку будь-яких суттєвих змін виявлено не було.

2.6 Дощові паводки на річках досліджуваної території

2.6.1 Визначні паводки на річках Півдня України

Особливості географічного положення досліджуваної території та синоптичних процесів, що розвиваються на ній, створюють умови для частого виникнення стихійних метеорологічних явищ та зумовлюють надзвичайну складність розподілу їх у просторі та часі. Значна увага до питань їх виникнення та аналізу умов виникнення приділяється особливо в останні десятиріччя, що пов'язано з різким зростанням таких явищ в період глобального потепління [10]-[12], [15], [20], [33]

В Україні стихійні метеорологічні явища спостерігаються майже щорічно у будь-якому районі. Найпоширеніші серед них сильні дощі, які відмічаються щорічно і охоплюють значні площі [10], [11].

За характером випадання дощі можна поділити на інтенсивні короткочасні, інтенсивні тривалі з перервами та малоінтенсивні тривалі.

Зливи тривалістю до 2-3 годин і середньою інтенсивністю 10-20 мм/год спостерігаються на всій території України, але найбільш характерні для південних і південно-східних, посушливих районів [10], [17], [22]. Ці зливи характеризуються великою строкатістю, локальним розподілом по території, одночасно охоплюють, як правило, невеликі площі (до сотні і рідше до тисячі квадратних кілометрів). При відносно невеликій площі зрошення зливою і при різкому зменшенні інтенсивності від центра зливи до периферії, паводки від них

формуються, в першу чергу, на малих водотоках із площею водозборів до 100-200 км^2 і рідше – до 1000-1200 км^2 [17], [18], [24].

Відносно сприятливі умови для утворення дощових паводків склалися в південній степовій частині басейну Південного Бугу, басейнах річок Причорномор'я, де максимальні дощові витрати води перевищують максимальні витрати від талих вод. Східна частина території Півдня України також розташована в зоні розвиненої зливової діяльності. Особливо виділяється Приазовська височина. Тут майже щороку спостерігається одноразове короткочасне випадіння великої кількості зливових опадів (100 мм та більше), що формують зливові паводки на річках і тимчасових водотоках [17], [126]-[128].

На території, що розглядається, найбільш визначні зливові дощі зареєстровані в липні 1931 р. та в червні 1941 р. (у районах Донбасу, Приазовської височини), в кінці серпня 1947 р. (у нижній частині водозбору Південного Бугу), в червні 1955 р. (на Причорноморській низовині, в районі Миколаєва та Приазов'ї), в липні 1956 р. (у Херсонській області), в серпні 1958 р. (в Одеській області та Молдові), в вересні 2013 р. в Одеській області.

У серпні 1947 року на правобережжі України (у середній і нижній частинах басейну р. Південний Буг) протягом останньої декади серпня була нестійка циклональна погода зі щоденними опадами. За серпень 1947 року деякими метеостанціями зареєстровані такі місячні суми опадів: Гайворон – 173 мм, Первомайськ – 217,1 мм, Вознесенськ – 223,4 мм. Це становить більше за 1/3 від річної суми опадів у цьому районі [3], [17].

На фоні майже щоденних опадів із відносно невеликим шаром 29.08 пройшов визначний зливовий дощ, під час якого зафіксовані дуже високі добові шари опадів на метеостанціях: Широколанівка – 142 мм, Вознесенськ – 140,8 мм, Первомайськ – 104,2 мм, Покотилове – 93,5 мм, Звенигородка – 76,5 мм, Одеса – 74,6 мм (рис. 2.35).

Від дощу сформувалися визначні паводки на річках у середній і нижній частинах басейну р. Південний Буг (рр. Синюха, Мертвовід, Гнилий Єланець, Чорний Ташлик та ін.) Зливовий дощ 29.08 зросив велику територію від Києва до

Одеси. Площа зрошення опадами величиною 70 мм і більше склала близько 25 000 км^2.

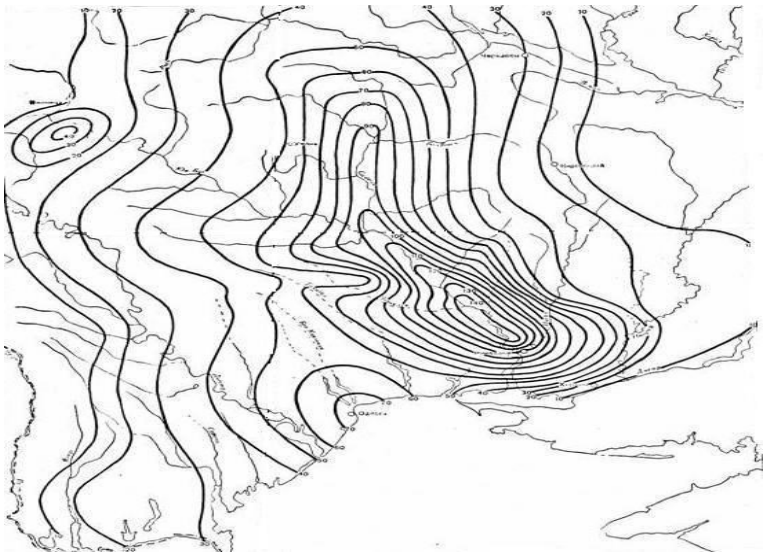


Рисунок 2.35- Ізогієти зливового дощу 29.08.1947 у басейні р. Південний Буг [3]

У третій декаді червня 1955 р. на Півдні України дощі випадали досить часто (у м. Миколаїв з 23 червня - щоденно). Злива 30.06.1955 року в районі м. Миколаїв була особливо визначна, катастрофічна. В цей день о 17год. 10хв. (за місцевим часом) на метеостанції поблизу обсерваторії було зареєстровано початок катастрофічного зливового дощу. Перші 20 хвилиндощ ішов з середньою інтенсивністю близько 0,42 мм/хв., а потім різкопідсилився і протягом майже двох годин ішов з середньою інтенсивністю 1,33 мм/хв, (з найбільшою інтенсивністю – 2,92 мм/хв протягом 5 хвилин і 2,07-2,10 мм/хв – протягом 14 хвилин).Загальна сума опадів, зареєстрована самописцем на метеостанції поблизу астрономічної обсерваторії, склала 182,3 мм, а за опадоміром – 190,2 мм. Злива супроводжувалася сильною грозою, місцями випадав град, виникали шквали та смерчі. Буквально на всіх вулицях м. Миколаєва почалась повінь, глибина потоку сягала 0,25-0,30 м на підвищених ділянках міста та 1,1 м, а місцями 2,2 м – на понижених ділянках міста. Максимальна витрата води, визначена за відмітками рівня високих вод через декілька днів після зливи для водозбірної площі 3,4 км^2, склала біля 40 м^3/с.

Ця злива завдала місту великих матеріальних збитків. На маленькій сухій балці Ялтинка з площею водозбору 1,2 км^2, що розташована східніше м. Миколаїв, внаслідок зливи утворився потужний потік глибиною 5,5 м. Цим потоком у густозаселеній балці цілком зруйновані глинобитні та саманні житлові будівлі. Залізничне полотно біля станції Миколаїв довжиною 1,5 км було розмите, рух потягів призупинено [3], [17].

Центр зливи знаходився над містом (рис. 2.36). Площа зрошення зливою невелика і для шару опадів 50 мм і більше становила біля 1200 км^2. Одночасно в цей день значні зливові опади на території Миколаївської області були зареєстровані в м. Вознесенськ – 106 мм, в с. Веселинове – 96 мм, в м. Первомайськ – 58 мм.

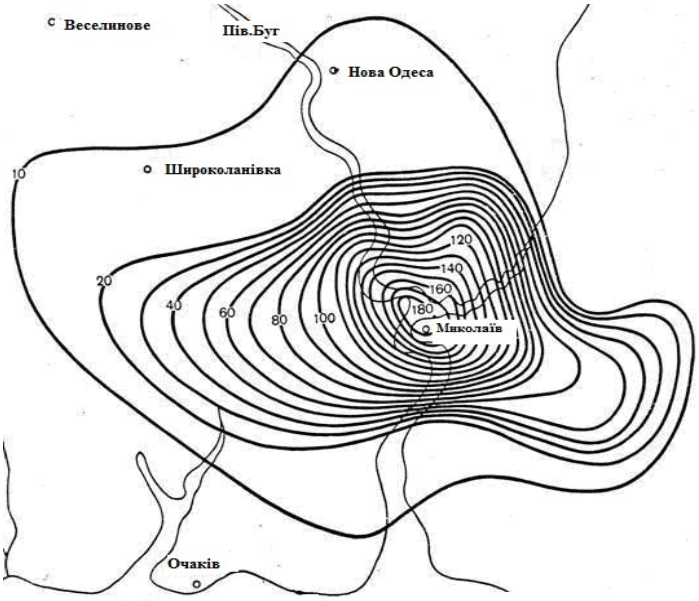
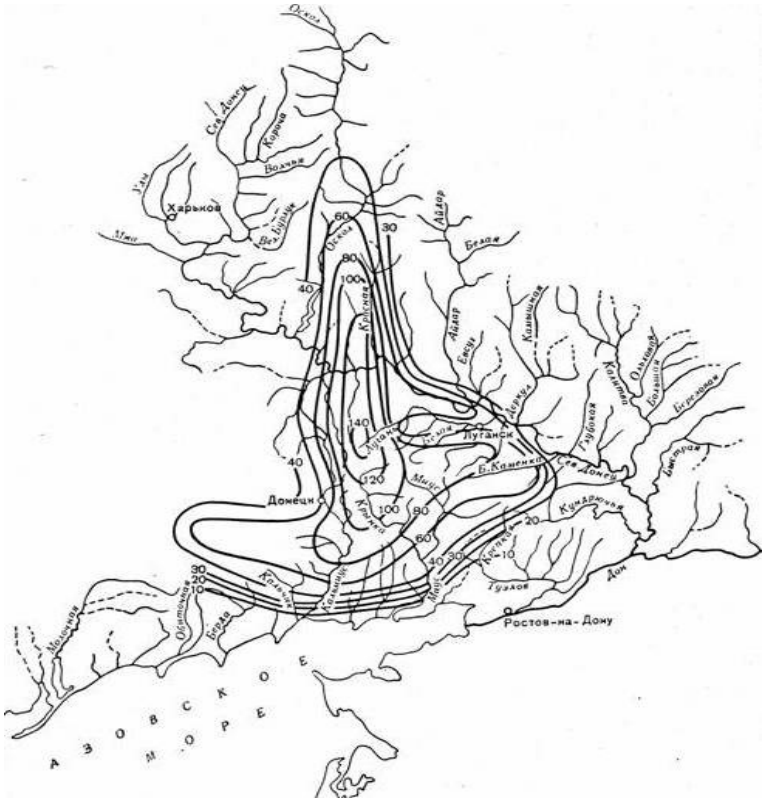


Рисунок 2.36 –Ізогієтизливи 30.06.1955 в м. Миколаїв [2]

Найбільша тривалість зливової частини дощу (130 хв) зареєстрована самописцями під час Миколаївської зливи (30.06. 1955 р.)

На Донбасі 12-13.07.1931 р. (переважно в басейні річки Міус) пройшли сильні зливові дощі катастрофічного характеру. Злива 13.07 розпочалась о 3 год. і тривала до 9 год. ранку. Максимальна інтенсивність зливи сягала 1,7 мм/хв. Під час цієї зливи в районі Штергресівської ГЕС за 6 годин випало 138 мм опадів.

Дощ 12-13.07.1931 р. охопив одночасно значну частину басейну Сіверського Дінця та річок Приазов'я (рис. 2.37). Цим дощем була зрошена територія 67 320 км^2, причомуна площі20 000 км^2 середній шар опадів становив 80 мм, а на площі 5000 км^2 він дорівнював 120 мм, сягаючи в центрі дощу 144 мм [3].


Харьков
Луганск
Донецк
Ростов-на-Дону
Дон
Тузлов
Кумарючья
Б. Каменка
Миус
Кальмиус
Обиточная
Молочная
Бейсуг
Ейск
Белая
Уды
Мжа
Оскол
Короча
Волчья
Ворскла
Сев. Донец
Лозовая
Бурлюк
Кальчик
Кальмиус
Грузкая
Кальмиус
Кальмиус
Кальмиус

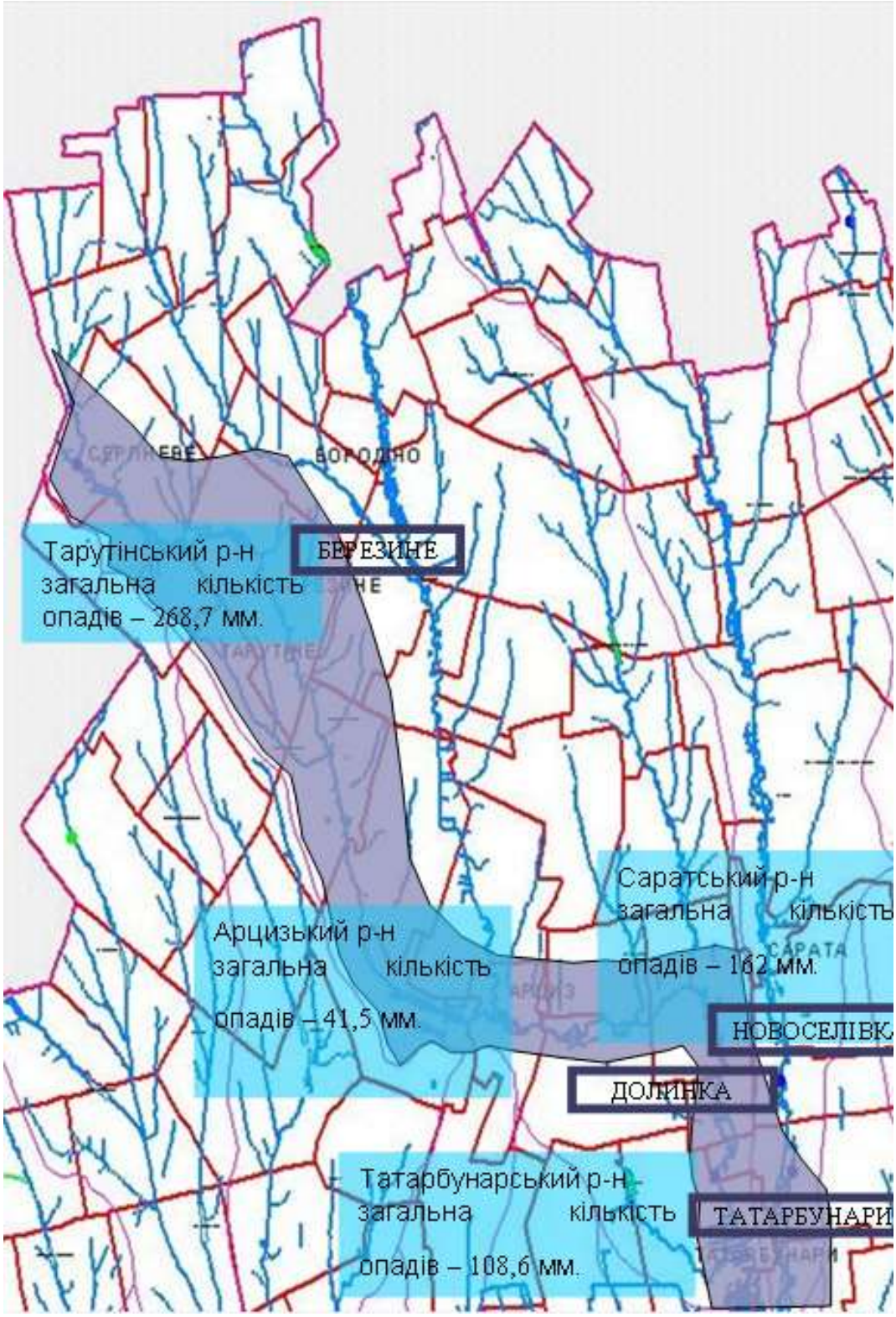


Рисунок 2.38 – Схема розповсюдження паводкової хвилі у басейні р. Когильник (12-13 вересня 2013 р.)

12 вересня: м/с Сарата – 35,0 мм, м/с Болград – 22,0 мм, АМП Тарутіно – 196,9 мм (при регіональній добовій кількості опадів ймовірністю щорічного перевищення 1 раз у 100 років приблизно 100 мм), АМП Татарбунари – 60,8 мм;

13 вересня: м/с Сарата – 25,0 мм, м/с Болград – 33,0 мм, АМП Тарутине – 60,0 мм, АМП Татарбунари – 23,2 мм;

14 та 15 вересня: м/с Сарата – 9,0 мм і 3,0 мм; м/с Болград – 17,0 мм та 3,0 мм; АМП Тарутине – 11,8 мм та 2,8 мм; АМП Татарбунари – 9,7 мм і 3,2 мм.

Ці опади спричинили утворення в басейні р. Когильник паводка, який охопив населені пункти: Тарутине, Березине, Перемога, Червоне, Бородіно (у межах Тарутинського району), Веселий Кут (Арцизького району) та сільськогосподарські угіддя Татарбунарського району.

Найбільш інтенсивні опади, як видно з наведених вище даних, припадають на 12 вересня, коли паводкова хвиля спричинила руйнівні пошкодження в с. Березине, с. Перемога та смт Тарутине. Зокрема, мало місце пошкодження залізничного полотна на ділянці 150 м біля с. Березине, підтоплені 110 будинків (у т.ч. зруйновано 11, близько сотні будинків підтоплені та 2 зруйновані в с. Перемога).

Поверхневий стік 12-13 вересня затопив територію біля сіл Красне та Веселий Кут. Підтоплення будівель паводковими водами мали місце також в Арцизському районі, біля с. Павлівка відбувався перелив води на шосейному шляху Татарбунари –Арциз. У зв’язку з переповненням деяких ставків в басейні р.Когильник, навіть 16 вересня спостерігалося затоплення моста (на 40-50 см) біля с. Ново – Олексіївка Татарбунарського району [24], [25].

Таким чином, проведений аналіз показує, що на території Півдня України щороку можна очікувати в тому чи іншому районі сильної зливи та зливового дощу з опадами до 100 мм і вище, від яких формуються паводки катастрофічного характеру.

2.6.2 Синоптичні умови формування НМЯ та СМЯ на території Півдня України у 2010-2019 рр.

Опади є одним із найбільш мінливих у часі і просторі метеорологічних явищ. Поле опадів у кожній точці простору характеризується їх сумою за фіксований інтервал часу.

Відповідно до нової «Настанови з метеорологічного прогнозування», яка набула чинності на початку 2019 р. [129], дощ (за який випадає 50 мм і більше за 12 год і менше), сильна злива (30 мм і більше за 1 год і менше), та тривалий дощ який триває добу і більше і сума опадів за цей період становить 100 мм і більше, відноситься до стихійного метеорологічного явища (СМЯ) II рівня небезпечності (табл. 2.13).

Таблиця 2.13 - Критерії дощів, як СМЯ II та СМЯ III затверджені УкрГМЦ [129]

Назва явища	Критерії НМЯ I		Критерії СМЯ II		Критерії СМЯ III	
	кількісний показник	тривалість	кількісний показник	тривалість	кількісний показник	тривалість
Дощ	значний дощ 15-49 мм	≤ 12 год	сильний дощ 50-79 мм	≤ 12 год	надзвичайний дощ ≥ 80 мм	≤ 12 год
Злива	-	-	сильна злива 30-49мм	≤ 1 год	надзвичайна злива > 50 мм	≤ 1 год
Тривалі дощі	-	-	сильні тривалі дощі 100-149 мм	>12 год ≤ 48 год	надзвичайні тривалі дощі ≥150 мм	> 12 год ≤ 48 год

Крім того, значний дощ (від 15 мм до 49 мм за 12 годин) вважається також небезпечним і відноситься до стихійного метеорологічного явища (НМЯ) I рівня небезпечності.

Згідно [130], кількість опадів, що сягає 50 мм і більше за 12 год і менше щорічно спостерігається в усіх регіонах України. При чому, найчастіше (за 95-100%-вої ймовірності), один раз за 5-10 років вони ймовірні у інших регіонах [10].

Особливо небезпечні опади досліджувались В.М. Бабіченко, В.І. Осадчим [131], В.О. Балабух [132], В.Ф. Мартазіновою [133], Т.М. Заблоцькою [134], Л.В. Паламарчук [135] та іншими.

В [136] досліджено тенденції зміни частоти та інтенсивності небезпечних та стихійних опадів на території України за даними мережі гідрометеорологічних спостережень за період з 1971 по 2010 рр.

В цих роботах представлені відомості про динаміку режиму утворення сильних опадів, характеристика параметрів фізичного стану атмосфери та атмосферної циркуляції.

Метою даного дослідженняє визначення режиму формування небезпечних та надзвичайних опадів, особливостей їх просторово-часового розподілу в період з 2010 р. по 2019 р. для території Півдня України в теплий сезон року (квітень-жовтень). Завдання дослідження полягає у проведенні збору та первинної обробки вихідної інформації, а саме виявлення випадків сильних та надзвичайних опадів по території України за даними ЦГО ім. Бориса Средзневського, сертифікованого доступу до програмного забезпечення АРМсин в ОДЕКУ. Крім того необхідно визначити умови стану атмосфери при яких навіть незначні, але інтенсивні опади можуть викликати повені на малих річках Півдня України.

Відомості про максимальну пів-добову кількість опадів на метеорологічних станціях південної частини Україні та які охоплюють басейн річки Південний Буг наведені в Додаток Б, табл. Б.1.

Небезпечні опади по досліджуваній території розподілився наступним чином (табл. 2.14). Всього за досліджуваний період *значний дощ* був зареєстрований 829 разів. Під час значного дощу найчастіше (73 %) випадає 20-30 мм. Опади більше 40 мм – 10 %.

Таблиця 2.14 - Кількість випадків опадів, що досягли критеріїв НМЯ та СМЯ

Станція	Значний дощ	Сильний дощ	Станція	Значний дощ	Сильний дощ
Вінниця	23	1	Гайворон	39	1
Жмеринка	13	1	Бобринець	42	3
Гайсин	18	1	Одеса	33	6
Хмельник	17	1	Білгород-Дністровський	27	4
Нижні Сірогози	24	1	Сербка	24	3
Баштанка	20	1	Сарата	54	2
Вознесенськ	24	2	Затишшя	38	1
Первомайськ	40	1	Любашівка	39	4
Миколаїв	24	1	Роздільна	32	1
Кропивницький	29	5	Болград	43	1
Помічна	34	1	Вілкове	33	2
Долинська	35	4	Ізмаїл	31	1
Знам’янка	36	2	Черноморськ	30	1
Новомиргород	27	3			

Сильний дощ – лише 55 разів. Найбільше випадків було в Одесі – 6; Кропивницькому – 5. Причиною більш високої повторюваності сильних опадів у цих регіонах можна вважати те, що повз території Одеської та Кіровоградської областей пролягають траєкторії циклонів різного географічного походження і, як наслідок, формується вища ймовірність фронтальних хмарних систем, здатних формувати сильні опади.

Крім цього *сильний тривалий дощ* спостерігався в Білгород-Дністровському (135 мм), Долинський (122 мм), Сербці (119 мм), Гайвороні (108 мм), Любашівці (2 рази - 110 мм та 100 мм), Миколаєві (101 мм). А в Гайвороні за цей час 04-05 червня 2019 року спостерігався випадок надзвичайно тривалого дощу. За майже дві доби випало 164 мм опадів.

84 % значних опадів і 88 % сильних опадів спостерігається у теплий період. Найбільш небезпечним є червень-липень. Саме у цих місяцях спостерігається максимальна кількість випадків усіх небезпечних та стихійних опадів. При цьому, як правило, переважають зливи. Виключення – 2016 рік, коли максимум НМЯ та СМЯ II спостерігався в серпні-жовтні.

Найменшу повторюваність мають тривалі опади.

У 2017 р. не зафіксовано жодного процесу, що підпадав би під критерії дуже сильних опадів.

Таки результати співпадають з попереднім дослідженням [135].

Небезпечні та стихійні опади переважно починаються у другій половині дня: початок більшості злив катастрофічного характеру припадає на момент максимального розвитку конвекції з 12 год до 18 год, сильні дощі починаються у після полуденні і вечірні години. Тривалі опади, на відміну від них, починаються переважно у нічні години і пов'язані з проходженням атмосферних фронтів.

В подальшому були досліджені окремі випадків сильних опадів, були обрані випадки сильних дощів (50-79 мм за 12 год і менше) та опадів, які підпадають під критерій СМЯ III.

Як було показано в попередньому розділі (п. 2.6.1), визначні дощові паводки за останні роки на річках Півдня України спостерігались у 2013 та 2019 роках, отже нижче представлені огляди погоди за ці роки, а у додатку Б.2 – за інші роки розглядуваного періоду.

Огляд погоди за 2013 р. За даними ЦГО ім. Бориса Срезневського квітень 2013 року видався теплим та посушливим.

Погоду першої декади визначала серія південних циклонів, що переміщувалися з Балкан (1-2 і 6-7 квітня) та заходу Чорного моря (3-5 квітня) на північ та північний схід країни, заключний (8-9 квітня) - з Егейського моря через північ Туреччини на Кавказ:

24-30 квітня погоду визначав зональний перенос повітряних мас і відбулося значне підвищення температури:

Травень на більшій частині території України, крім західних областей, виявився одним з найтепліших за останні 50 років.

Опадів випало у Вінницькій області 1-1,5, в більшості районів південних областей 1-19 % від норми.

На початку місяця погоду визначав зональний перенос повітряних мас, надалі панував меридіональний характер циркуляції, що визначався висотними

улоговинами з північного заходу і блокуючими висотними гребенями на сході Європи. 1-12 травня територія країни знаходилася в теплих секторах циклонів з центрами над Західною Європою, внаслідок чого утримувалася суха жарка погода, надалі переважала нестійка погода, яку зумовлювали атмосферні фронти із заходу та циклони (23-25 і 26-28 травня), що переміщувалися з Балканського півострова через територію України на Білорусь та Польщу. Проходили дощі з грозами, в окремих районах сильні дощі та зливи, лише на півдні - окремі короткочасні дощі, вночі.

У *червні* опадів на Півдні України випало 1-3 норми.На початку та в середині місяця погоду визначали висотні улоговини циклонів над Чорним і Азовським морями. В південній частині місцями сильні дощі.

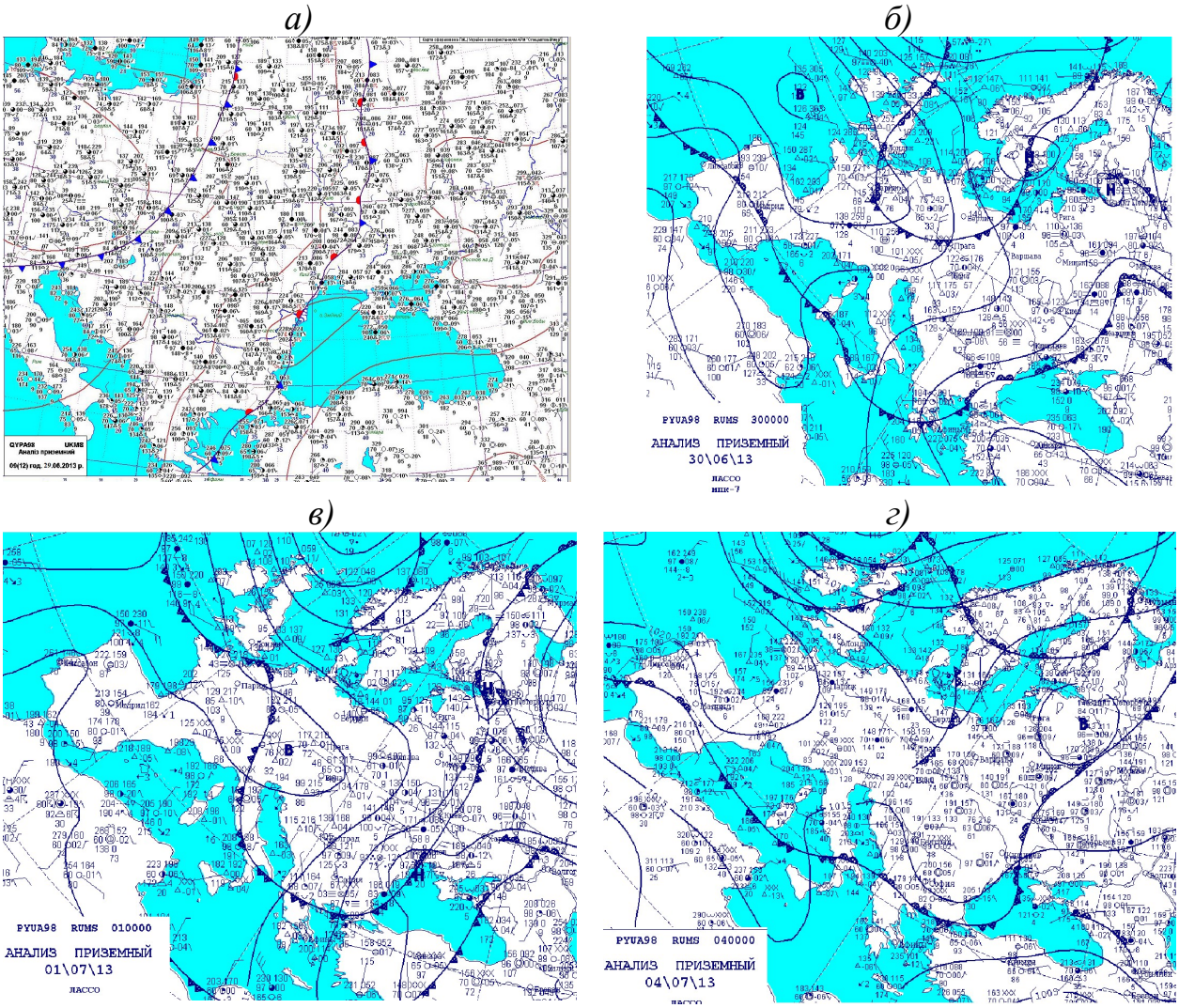
В період *29-30 червня - 2 липня* складні погодні умови у південних, Дніпропетровській і Донецькій областях та в Криму зумовили активний холодний атмосферний фронт з хвилями та циклон, який утворився вранці 30 червня над Одещиною і, поступово поглиблюючись, переміщувався на схід України.

Спостерігалися такі СГЯ: *дуже сильні дощі* - у Миколаївській області (Вознесенськ − 136 мм/12 год), Одеській (АМСЦ Одеса − 54 мм/10 год, Сербка − 50 мм/5,5 год і 69 мм/11 год, Любашівка – 53 мм/11,5 год), *сильні зливи* - у Миколаївській області (Вознесенськ – 32 мм/1 год), Одеській (Болград – 32 мм/42 хв).

Синоптична ситуація розвивалася таким чином (рис. 2.39-2.41).

29 червня в 00(03) год біля земної поверхні на захід Європи поширювався виступ антициклону з Центральної Атлантики з центром на захід від Біскайської затоки (тиск в центрі 1036,1 гПа). Ще один антициклон розташовувався поблизу острова Нова Земля (тиск в центрі 1026 гПа). Територія України, як і більшість країн Європи, знаходилась в улоговині циклона з центром поблизу острова Ісландія (мінімальний тиск 994 гПа), вісь якої пролягала зі Скандинавії на Чорне море. В улоговині розташовувалося кілька фронтальних розділів. Саме по території України пролягав основний атмосферний фронт, на якому спостерігалось активне хвилеутворення. О 15(18) год на фронті відбулося загострення однієї з хвиль над

Херсонською і Донецькою областями, що й призвело до перших стихійних явищ у цей період. Далі переміщення цього циклону та хвиль на фронті через південні області на північний схід періодично спричиняли там стихійні явища.



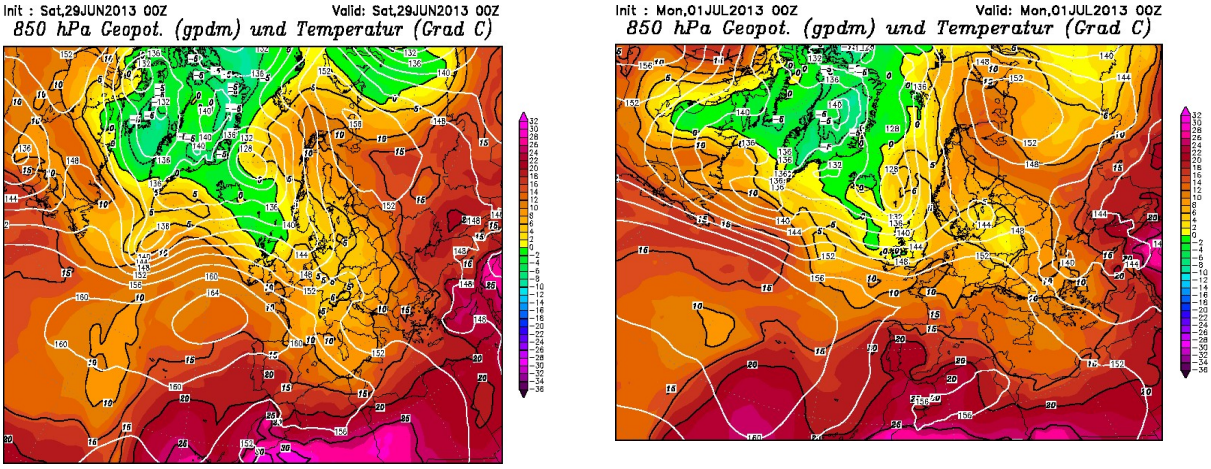
а) –29 червня, 09 СГЧ, б) –30 червня, 00СГЧ,
в) – 01 липня, 00СГЧ, 7) – 04 липня, 00СГЧ

Рисунок 2.39 − Синоптичний процес формування НМЯ 29.06-04.07.2013 р. Приземні карти погоди

В цей час у термічному полі на АТ-850 більша частина території України знаходилась у теплій повітряній масі з температурою 9-16º (рис. 2.54). Основна фронтальна система розділяла контрастні повітряні маси - холодну, яка переміщувалась з басейну Баренцового моря, вздовж Європейської території Росії

на акваторію Чорного моря та теплу, яка простягалася з Близького Сходу на північ. В Україну періодично надходили нові порції холодного повітря зі Скандинавії.

а) *б)*



а) –29 червня, 00 СГЧ, б) –01 липня, 00СГЧ

Рисунок 2.40 - Синоптичний процес формування НМЯ 29.06-04.07.2013 р. Карти АТ-850

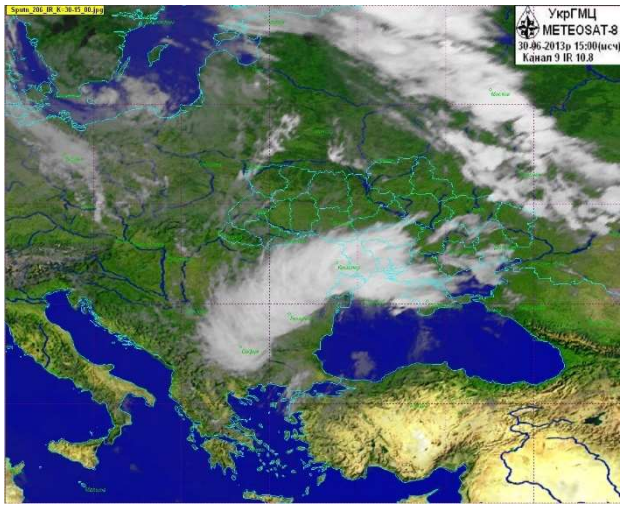


Рисунок 2.41 − Супутникова інформація 30 серпня 15:00 СГЧ

У *липні* середня місячна температура була вищою за норму на 1-2°. Опадів випало в основному 35-75 % від норми, в південних (крім Запорізької), областях 1-3 норми.

Впродовж місяця переважав західний та північно-західний перенос повітряних мас. Найбільше опадів зумовив циклон, який переміщувався 1-3 липня з заходу на схід Чорного моря: в Україні, крім західних, Вінницької і деяких північних областей, пройшли сильні дощі, в Одеській, Миколаївській, Кіровоградській, Дніпропетровській і Запорізькій областях локально дуже сильні дощі та сильні зливи.Ще два циклони (11-16 і 20-26 липня), які переміщувалися з району Балтійського моря на центр Європейської Росії та висотна улоговина (30-31 липня) з заходу спричиняли невеликі, локально сильні дощі; в решту часу погоду визначали баричні гребені (в окремі дні - атмосферні фронти) із заходу і північного заходу.

Серпень видався теплим. Опадів випало 21-79 % від норми, місцями 3-19 % від норми.

У першій і другій декадах погоду зумовлювали атмосферні фронти з північного заходу та заходу, які чергувалися з баричними гребенями. Місцями проходили короткочасні дощі з грозами; вдень на початку третьої декади на хвилі полярного фронту над Білоруссю утворився приземний циклон, що впродовж 24-25 серпня перемістився в район Самари. В тилу циклону на більшу частину території України (крім Криму) поширилося арктичне повітря, що призвело до значного зниження температури. Наприкінці місяця (28-31 серпня) над Україною утворився високий циклон (з центром над північним сходом), який спричинив несприятливі погодні умови: проходили грозові дощі, місцями сильні дощі.

Вересень видався дощовим і прохолодним. Опадів випало в основному 1-2,5 норми, місцями в Одеській, центральних, східних і північних областях 3-5 норм. *В Одеській областях місцями була відмічена найбільша кількість опадів у вересні за весь період метеорологічних спостережень*.

Протягом місяця через територію України з заходу і північного заходу переміщувалися улоговини з атмосферними фронтами і 4 циклони, які короткочасно змінювалися тиловими гребенями.

Впродовж 3-9 вересня перший циклон, що переміщувався з Литви через Сумщину на Центрально-Чорноземні області Росії, де й стаціонував, зумовлював дощі, місцями з грозами, локально сильні дощі. Найзначніше ускладнення

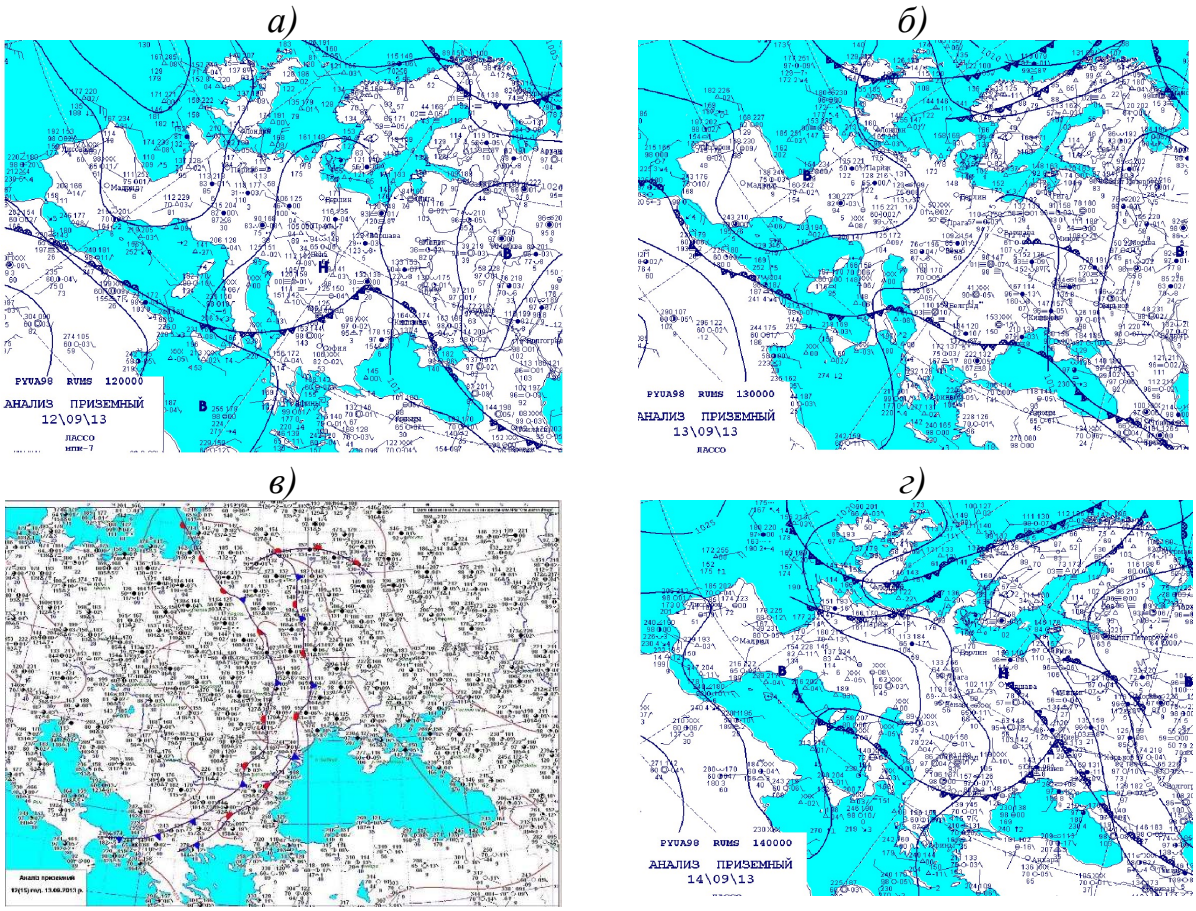
погодних умов відбувалося 11-15 вересня, коли через територію України з заходу переміщувалася глибока улоговина з висотним циклоном, в якій 13 вересня утворився приземний другий циклон, що повільно рухався з Одещини на Центральне Чорнозем'я Росії: проходили помірні, у більшості районів Правобережжя і Донеччини (на решті території країни місцями) сильні дощі ;вдень 10 вересня на М.Сарата (Одеської), 11-15 вересня в Кіровоградській, Миколаївській і Одеській областях локально дуже сильні дощі, на Одещині подекуди спостерігалися тривалі дощі (на півдні Одещини ці СГЯ завдали значних збитків комунальному господарству, були зруйновані мости, дорожнє покриття, прорвало дамбу).

З 10 по 15 вересня 2013 року у південній частині Одеської області пройшли дощі, які місцями досягли критеріїв дуже сильного дощу та тривалого дощу. За даними метеостанцій, агрометеорологічних і гідрологічних постів, кількість опадів становила: Сарата – 92 мм за 4,5 години вдень 10 вересня, АМП Татарбунари – 60 мм за 12 годин вночі 12 вересня, АМП Тарутине - 196,9 мм за добу 12 вересня і 60,0 мм за добу 13 вересня (тобто 257 мм за 2 доби), ГП-2 Кілія - 52,0 мм і ОГП-1 Коса - 55,3 мм за 2 години вранці 13 вересня. Всього за цей період випала така кількість опадів: Сарата - 181 мм (10-15 вересня); АМП Тарутине - 283 мм, АМП Татарбунари - 94 мм і М Болград - 87 мм (11-15 вересня).

Ці стихійні явища зумовили на території південних районів Одещини (Арцизький, Болградський, Саратський, Татарбунарський і Тарутинський) значне підвищення рівня води в малих річках, які зазвичай пересихають влітку, що призвело до затоплення та підтоплення житлових будинків, руйнування дорожнього полотна і мостів у 15 населених пунктах. Синоптичні процеси, які зумовили ці стихійні явища, розвивалися таким чином (рис. 2.42-2.44).

Спочатку атмосферний фронт, який рухався 10 вересня із Західної Європи у східному напрямку через Україну, вдень спричинив дуже сильний дощ в Сараті – 92 мм за 4,5 години. Впродовж 11-12 вересня з центральних районів Середземного моря переміщувався активний холодний атмосферний фронт з хвилями. Вдень 13 вересня (рис. 2.56, *б*) над Одеською областю на одній з хвиль утворився циклон (мінімальний тиск в центрі біля поверхні землі становив 1009,1 гПа), який рухався

у північно-східному напрямку через центр та схід України на Центральне Чорнозем'я Росії зі швидкістю 20-30 км/год.



а) –12 вересня, 00 СГЧ, б) –13 вересня, 00СГЧ,
в) –13 вересня, 12 СГЧ, г) – 14 вересня, 00СГЧ

Рисунок 2.42 − Синоптичний процес формування НМЯ 10-15 вересня 2013 р. Приземні карти погоди

Малорухомий, майже з вертикальною віссю, циклон (рис. 2.57) поповнював свою енергію за рахунок великих контрастів температури (за фронтом вона становила вдень 12-15°, в теплому секторі 22-25°), втягував вологі повітряні маси з південних морів, збільшуючи свій запас води.

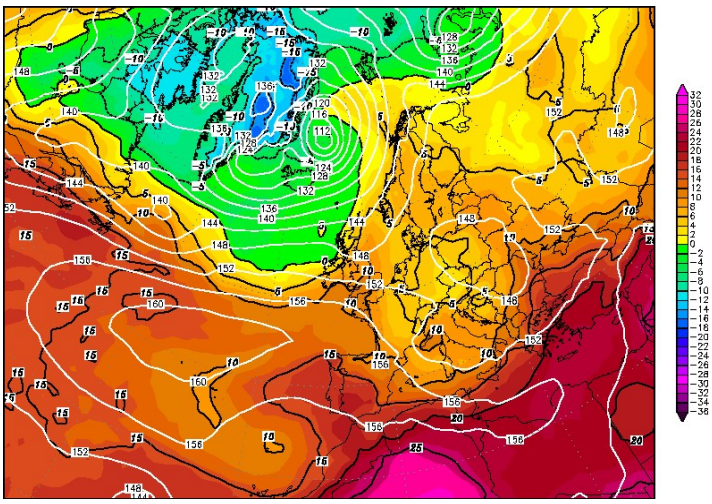


Рисунок 2.43 − Карта АТ-850 13 вересня 2013 року

Така синоптична ситуація сприяла розвитку активної конвективної діяльності та утворенню потужної купчасто-дощової хмарності, яка спричинила інтенсивні зливові дощі у супроводі гроз і шквалистого посилення вітру (12 вересня в Ізмаїлі та Болграді 12-13 м/с, 13 вересня в Ізмаїлі до 22 м/с).

За даними супутникової інформації в цей період на півдні Одеської області висота купчасто-дощових хмар могла досягати 10-11 км (рис. 2.58).

18-22 вересня погоду зумовлювала улоговина, що переміщувалася із заходу, в якій над північними областями утворився третій циклон, що рухався в північно-східному напрямку: проходили дощі.

В останній п’ятиденці місяця погоду зумовлював четвертий циклон, що переміщувався з заходу на схід України, до кінця місяця – на Верхню Волгу, а за ним формувався гребінь холодного антициклону з центром в районі Осло. 26-27 вересня утримувалася дощова вітряна погода.

У *жовтні* опади розподілилися дуже нерівномірно. В більшості районів Миколаївщини та на півдні Одещини опадів випало надміру - 1-4,5 місячних норми, на решті території кількість опадів виявилася недостатньою - 20-79% від норми, на Вінниччині, Черкащині та півночі Одещини місцями 12-19% від норми.

У першій і другій декадах погоду визначав меридіональний перенос повітряних мас. 1-4 та 15-20 жовтня погодні умови ускладнювалися південними

циклонами: проходили дощі, в південно-східній половині країни місцями сильні дощі.

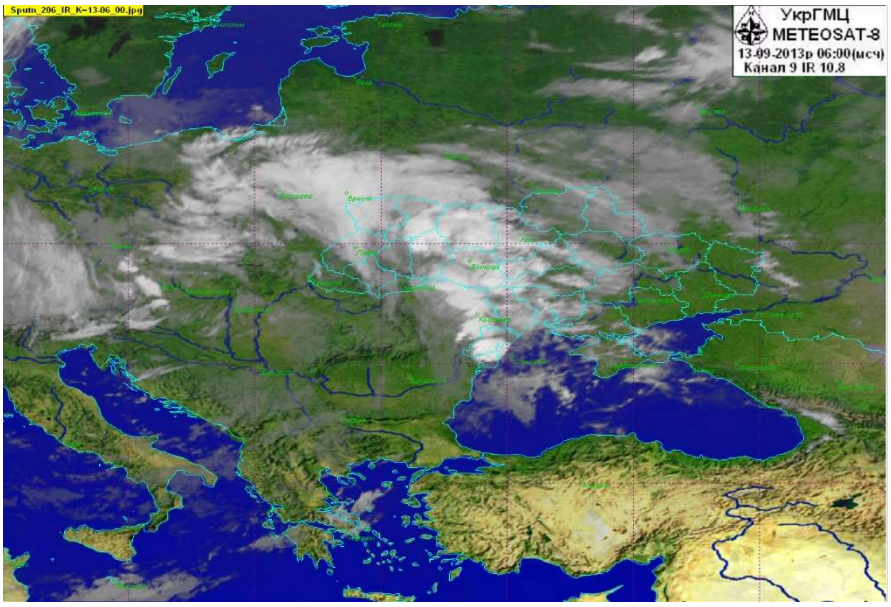


Рисунок 2.44 − Супутникова інформація 13 вересня, 06:00 СГЧ

В тилу циклону на територію України відбулося вторгнення арктичного повітря, 5-14 жовтня погоду без істотних опадів визначали баричні гребені з північного заходу та заходу.

У третій декаді панував зональний перенос повітряних мас. 21-25 жовтня погоду зумовлювали атмосферні фронти і теплі сектори із заходу. 26-30 жовтня аномально теплу без опадів погоду визначав Азорський антициклон, сформований в субтропічному повітрі.

Огляд погоди за 2019 р. За даними ЦГО ім. Бориса Срезневського 2019 рік був одним з найтепліших за весь період метеорологічних спостережень; опадів випало у більшості районів Херсонської області близько річної норми, на решті території країни – в основному 0,6-0,7 річної норми опадів, місцями норма.

У *квітні* опади розподілилися нерівномірно: у більшості районів Одеської області випало 21-79 % від місячної норми; місцями у Миколаївській, Херсонській та Запорізькій областях 1,7-2,4 місячних норми.

У *травні* опадів випало 1-2 місячної норми, у, Вінницькій, Полтавській та областях місцями 2,5-2,8 місячних норми опадів, у південних і центральних областях локально 19-79 % від норми.

Впродовж місяця переважала циклонічна циркуляція повітряних мас.

10-13 травня атмосферні фронти з південного заходу зумовлювали дощі з грозами в Одеській області.

14-17 травня погоду західних, більшості північних, Вінницької та Одеської областей ускладнював циклон, який переміщувався з Румунії через захід України на Польщу: проходили дощі з грозами, місцями значні дощі, в Івано-Франківській області локально сильні дощі.

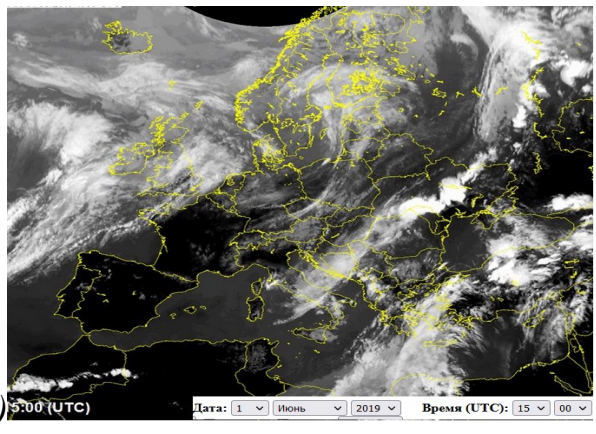
Літо було теплим і загалом посушливим.

Червень видався найтеплішим за весь період метеорологічних спостережень. На більшій частині території країни опадів випало недостатньо –на півдні Одещини 1-16 % від місячної норми, у Миколаївській і Херсонській областях випало 1-2,8 норми опадів, у Гайвороні (Кіровоградської) 2,5 норми (212 мм – найбільша місячна кількість опадів у червні за весь період спостережень). Також спостерігалася і найбільша добова кількість опадів для червня за весь період спостережень, коли випало 5 червня в Гайвороні (Кіровоградської) 103,6 мм/7 год та Новій Каховці (Херсонської) 92,8 мм/6 год. Синоптичні ситуації, що обумовили значні опади наведені на рис. 2.45-49.

У *липні* на більшій частині території країни опадів випало недостатньо: 20-78 % (Миколаївській області, 16 %) від норми, у Херсонської, Запорізької областей 1-1,8 норми, в Сараті (Одеської обл.) – 2 місячні норми. Таку кількість опадів зумовлено проходженням 3 липня 2019 р. системи атмосферних фронтів з заходу (рис. 2.45).

У *серпні* опади розподілилися дуже нерівномірно як по території країни, так і в часі випадання: випали в основному у першій половині місяця (у південно-східній половині 3-5 серпня) і на заході країни в окремі дні другої половини серпня. У південних областях випало 1-3,9 місячних норми опадів.

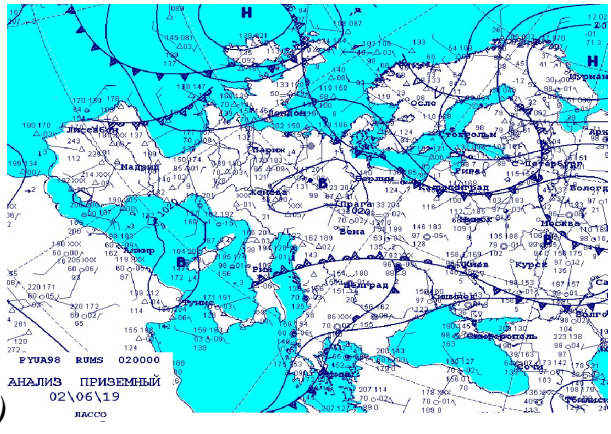
а)



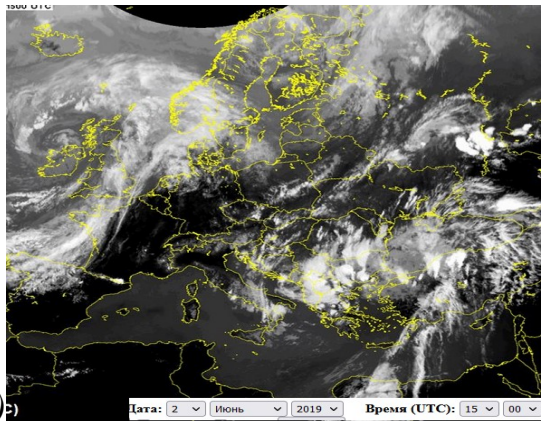
б)

а) –приземна карта погоди, 00 СГЧ, б) - супутникова інформація,15:00 СГЧ

Рисунок 2.45 - Синоптична ситуація 01 червня 2019 року



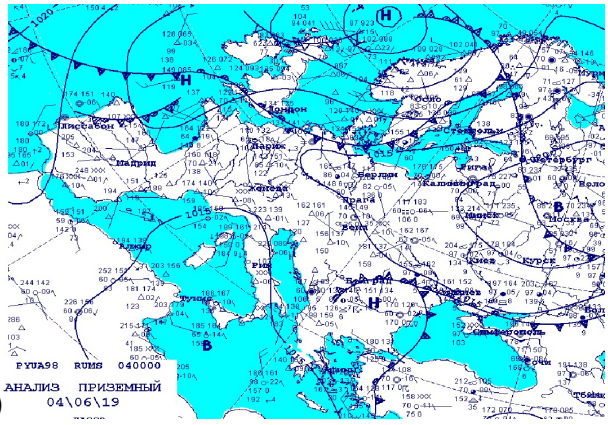
а)



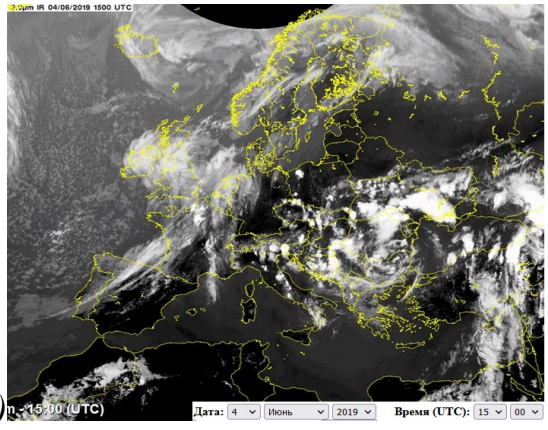
б)

а) –приземна карта погоди, 00 СГЧ, б) - супутникова інформація,15:00 СГЧ

Рисунок 2.46 - Синоптична ситуація 02 червня 2019 року



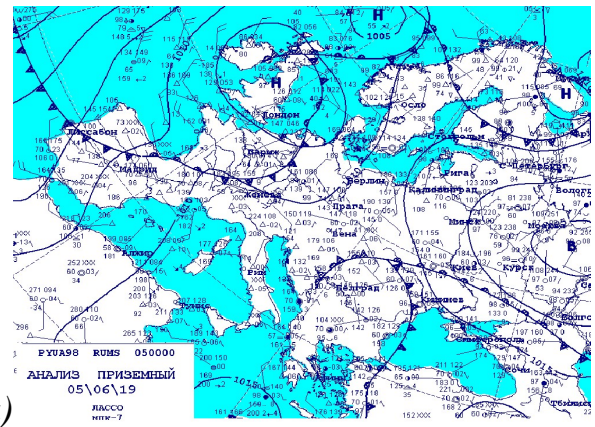
а)



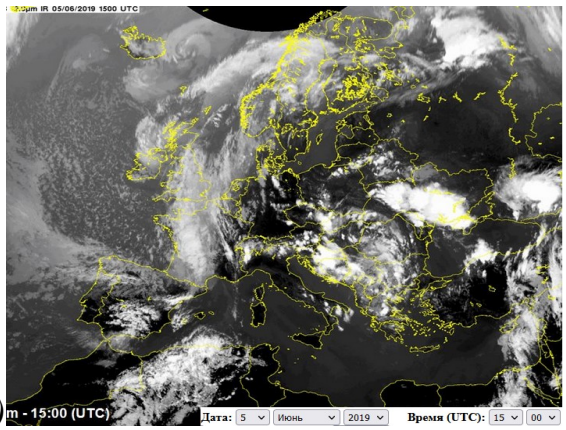
б)

а) –приземна карта погоди, 00 СГЧ, б) - супутникова інформація,15:00 СГЧ

Рисунок 2.47 - Синоптична ситуація 04 червня 2019 року



а)



б)

а) –приземна карта погоди, 00 СГЧ, б) - супутникова інформація,15:00 СГЧ

Рисунок 2.48 - Синоптична ситуація 05 червня 2019 року

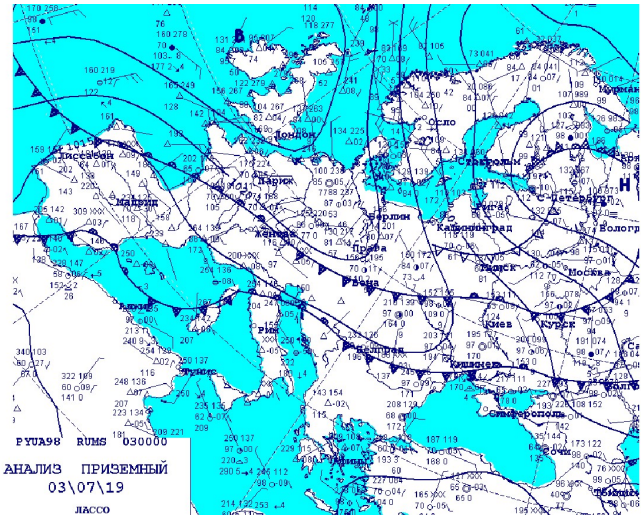


Рисунок 2.49 − Синоптична ситуація 03 липня 2019 року

1-2 серпня погоду визначав атмосферний фронт із заходу, на хвилі якого над Румунією утворився активний циклон, що впродовж 3-6 серпня перемістився через південь та схід України. Проходили дощі з грозами, у південних, східних, центральних областях значні, 3-4 серпня в Одеській, Херсонській, Запорізькій, Донецькій, Дніпропетровській і Луганській областях сильні дощі, на Одещині та Херсонщині місцями надзвичайні дощі (внаслідок чого завдано значних збитків комунальному господарству міст).

3-4 серпня на півдні та сході України спостерігалися СМЯ II рівня небезпечності (сильні дощі та сильні тривалі дощі) і СМЯ III рівня небезпечності (надзвичайні дощі).

Ці стихійні явища зумовив циклон, що переміщувався через територію України: від західного узбережжя Чорного моря через Крим на Ростовську область. Сильні дощі спостерігалися в Херсонській обл. (Бехтери 66 мм/9 год), Надзвичайні дощі відмічалися на метеостанцях Хорли (Херсонської області) 105 мм/8 год і Білгород-Дністровський (Одеської області) 124 мм/12 год.

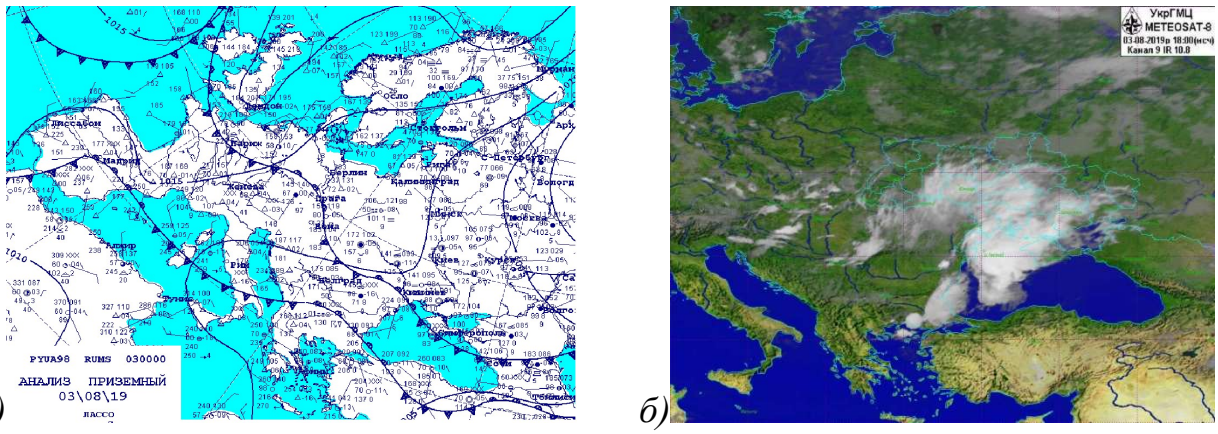
Синоптична ситуація розвивалась наступним чином (рис. 2.50-2.51).

3 серпня вночі, 00 СГЧ висотна фронтальна зона окреслювала циклон з центром над Середнім Уралом, а над Європою пролягала через північні райони Атлантики на захід Скандинавії, північний схід Франції, Австрію, південь України, Північний Кавказ, Казахстан.

Над півднем України розташовувалася найактивніша її ділянка. Саме тому над цією територією утворився циклон, який і спричинив вказані вище явища.

У приземному полі 3 серпня (рис. 2.50) територія України знаходилась в малоградієнтному полі підвищеного тиску. Висотному циклону над Середнім Уралом відповідав приземний циклон з тиском у центрі 985 гПа, вісь його була практично вертикальна, але все ж він повільно рухався у західному напрямку і на 12(15) год 4 серпня (рис. 2.51) опинився разом з висотним циклоном над Архангельською областю. З ним були пов’язані два холодних атмосферних фронти. На тропічному фронті над Балканами утворювалися хвилі. На одній із них о 12(15) год утворився циклон, окреслений 1005 ізобарою (мінімальний тиск в його центрі поблизу Бухареста становив 1002 гПа.

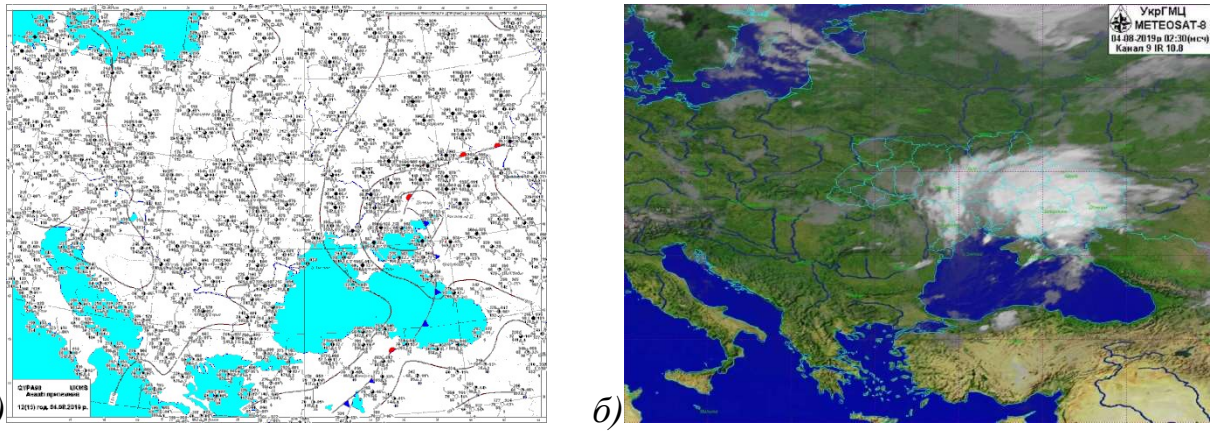
4 серпня поблизу західного узбережжя Чорного моря сформувався циклон (рис. 2.50), центр його перебував на цей час над західною частиною Криму, тиск у центрі становив 998,6 гПа, Протягом наступних 12 годин циклон, рухаючись у північно-східному напрямку, поглиблювася і на 12(15) год 4 серпня він, окреслений двома ізобарами з центром над Донецькою областю, мав найнижчий за час свого існування тиск (990,5 гПа).



а) *б)*

а) - приземна карта погоди 00 СГЧ, б) - супутникова інформація,18:00 СГЧ

Рисунок 2.50 − Синоптична ситуація 03 серпня 2019 року



а) *б)*

а) - приземна карта погоди 12 СГЧ, б) - супутникова інформація,02:30 СГЧ

Рисунок 2.51 − Синоптична ситуація 04 серпня 2019 року

Осінь виявилася теплою та загалом посушливою.

У *вересні* опадів випало у Миколаївській, Херсонській, Одеській, Кіровоградській областях місцями 4-18 % від місячної норми, у Приазов'ї та на півдні Одещини локально 1,3-1,4 місячних норми опадів.

Опадів в *жовтні* випало у більшості районів південних, Кіровоградської, Полтавської областей 1-2,7 місячної норми, на решті території країни опадів випало недостатньо: в основному 20-79% від норми.

2.6.3 Статистичні характеристики дощових паводків на річках Півдня України

Методи статистичного аналізу набули досить широкого застосування в гідрології, особливо при розрахунках різних характеристик річкового стоку (річного, внутрішньорічного, а також максимального і мінімального). На думку авторів [137]-[140] застосування статистичних методів в гідрологічних дослідженнях має деякі особливості, зумовлені специфічністю розглядуваних у гідрології явищ (приведення коротких часових рядів до тривалого періоду, перевірка вибірок річкового стоку на однорідність і наявність внутрішньорядниxзв'язків). Визначення числових характеристик випадкових величин найчастіше опирається на біноміальний та трипараметричний гама-розподіл, які передбачають такі статистичні параметри - середнє значення вибірки, коефіцієнти варіації й асиметрії.

Статистична обробка часових рядів максимальних витрат води річок Півдня України. Відповідно до рекомендацій СНіП 2.01.14-83 [141], статистична обробка рядів максимальних витрат води здійснювалась з використанням кривих біноміального й трипараметричного гама-розподілу.

Основні статистичні параметри – середнє значення рядів $\overline{Q_m}$, коефіцієнти варіації C_v й асиметрії C_s, а також коефіцієнт автокореляції $r(1)$ розраховувались за допомогою методів моментів та найбільшої правдоподібності, які досить ретельно описані у [137]-[140].

При цьому були використані багаторічні дані 55 гідрологічних постів у межах південної частини території України, включно із басейнами річок Південного Бугу, Нижнього Подніпров’я, Причорномор’я, Приазов’я (додаток А).

Результати статистичної обробки максимальних витрат води наведені в додаток В.1. Як видно з нього, значення коефіцієнтів варіації, розраховані за методом моментів, коливаються від 0,58 (р. Ялпуг – з.ст. Комрат, р. Бужок – смт Меджибож) до 3,66 (р. Чорний Ташлик – с. Піщаний Брід), а C_v, розраховані

за методом найбільшої правдоподібності – від 0,59 (р. Ялпуг – з.ст. Комрат) до 4,46 (р. Чорний Ташлик – с. Піщаний Брід).

При значеннях коефіцієнтів варіації, менших за 1,0, результати за обома методами практично однакові. Що стосується діапазону C_v>1,0, то в цьому випадку метод найбільшої правдоподібності дає значення, вищі приблизно на 15 %. Оскільки в нормативному документі [141] при значеннях C_v>0,5 рекомендовано використовувати метод найбільшої правдоподібності, то в наших подальших розрахунках йому також було віддано перевагу, причому в усьому діапазоні C_v.

Значення коефіцієнтів асиметрії максимальних витрат води C_s змінюються від 0,16 (р. Ялпуг – з.ст. Комрат) до 12,3 (р. Чорний Ташлик - с. Піщаний Брід) при середній величині – 3,31; співвідношення C_s / C_v за результатами використання методу найбільшої правдоподібності можна осереднити і взяти на рівні 3,0.

За відомими значеннями статистичних параметрів $\overline{Q_m}$, C_s, C_v з використанням трипараметричного гама-розподілу визначені витрати води забезпеченістю P = 1,0 %, 3,0 %, 5,0 %, 10,0 % (додаток В.2).

Для порівняння статистичних характеристик дощових паводків були виконані графіки порівняння коефіцієнтів варіації, середніх значень та витрат води 1 %-ї забезпеченості станом на 2010 р. та 2015 р. (рис. 2.66-2.68, додаток В.3).

Як видно з рис. 2.52, коефіцієнти варіації розраховані за методом найбільшої правдоподібності за період до 2010 року та станом на 2015 рік практично не різняться між собою. Аналогічні результати отримані при порівнянні середніх значень максимальних витрат води дощових паводків (рис. 2.53) та витрат води 1 %-ї забезпеченості (рис. 2.54). Це дозволяє при розрахунках однаковою мірою використовувати ці дані у подальших розрахунках.

Статистична обробка часових рядів максимальних шарів стоку дощових паводків річок Півдня України. Статистична обробка часових рядів шарів стоку дощових паводків виконана тими ж методами, що раніше використовувалися під час розгляду максимальних витрат води, тобто методами моментів і найбільшої правдоподібності.

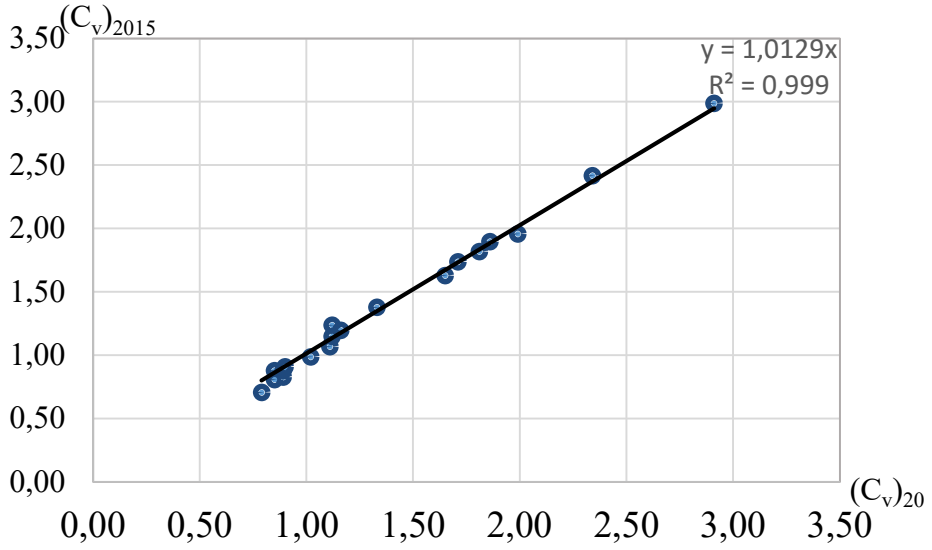


Рисунок 2.52 - Порівняння коефіцієнтів варіації максимальних витрат води дощових паводків, станом на 2010 рік (вісь абсцис) і станом на 2015 рік (вісь ординат)

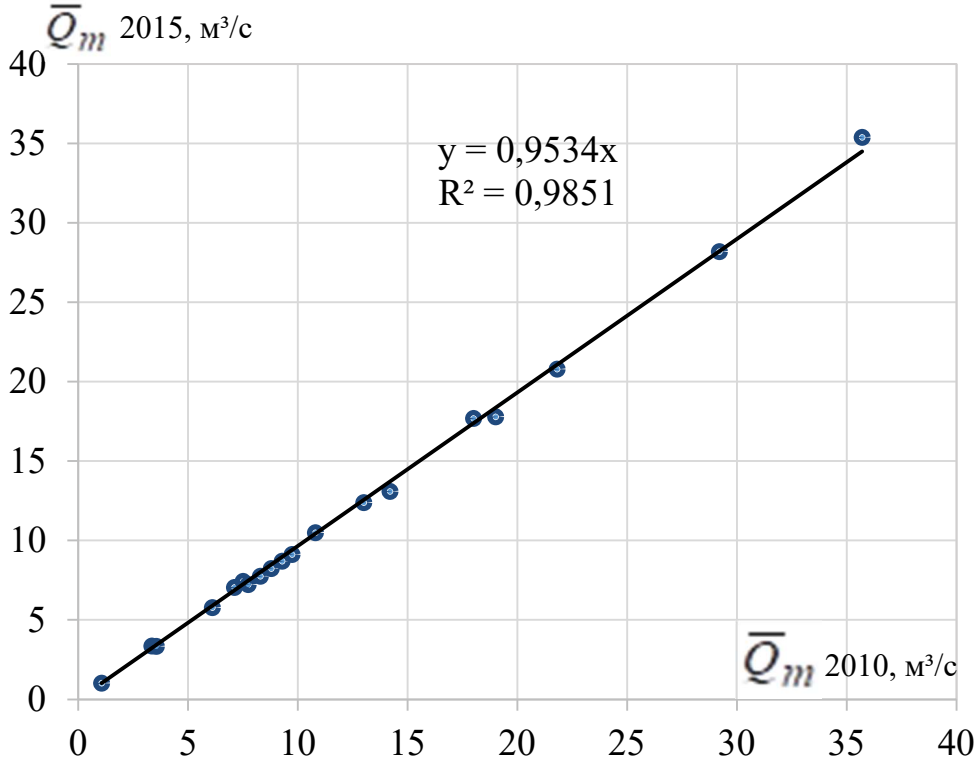


Рисунок 2.53 - Порівняння середніх максимальних витрат води дощових паводків, розрахованих станом на 2010 рік (вісь абсцис) і станом на 2015 рік (вісь ординат)

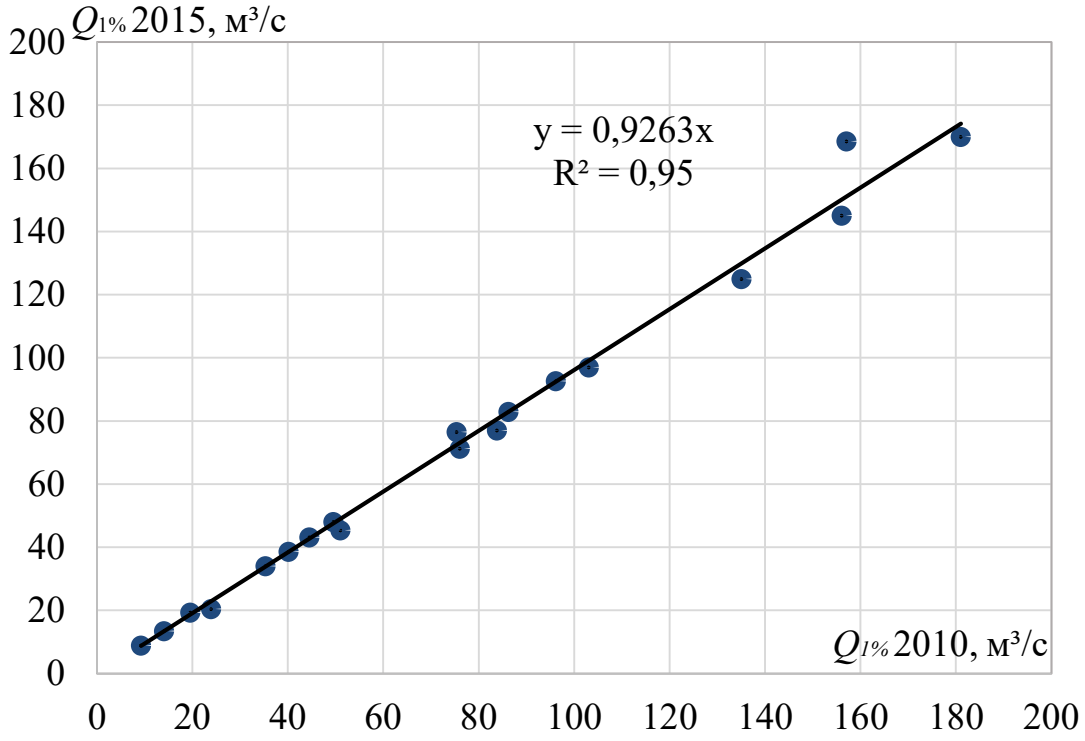


Рисунок 2.54 - Порівняння максимальних витрат води 1 %-ї забезпеченості, розрахованих станом на 2010 рік (вісь абсцис) і станом на 2015 рік (вісь ординат)

Результати статистичної обробки часових рядів шарів стоку дощових паводків наведені в додатку В.4.

Значення середньобагаторічних величин шарів стоку дощових паводків $\bar{Y}_m$ змінюються в доволі широкому діапазоні – від 0,4 мм (р. Глузський Єланчик – с. Гусельщикове, F= 1190 км^2, n= 7 років) до 11 мм (р. Бужок – смт Меджибож, F = 698 км^2, n = 36 років).

Коефіцієнти варіації шарів стоку дощових паводків досліджуваних річок за методом найбільшої правдоподібності коливаються в межах від 0,56 (р. Калець – с. Перемога, F=164 км^2, n=16 років) до 3,46 (р. Кагул – с. Гаваноси, F=186 км^2, n=17 років). У цілому коефіцієнти варіації рядів шарів стоку дощових паводків дещо нижчі, ніж відповідні параметри рядів максимальних витрат води.

Коефіцієнти асиметрії шарів стоку дощових паводків C_s знаходяться в межах від 0,19 (р. Калець – с. Перемога, F=164 км^2, n = 16 років) до 13,1

(р. Базавлук – с. Катерино-Наталівка, F=1050 км^2, n = 36 років). У подальших розрахунках використані параметри статистичного розподілу, визначені за методом найбільшої правдоподібності, а співвідношення C_S / C_V осереднене на рівні 2,5.

З урахуванням співвідношення C_S / C_V =2,5,використовуючи ординати трипараметричного гама-розподілу, одержані шари стоку дощових паводків різноїймовірності перевищення (додаток В.5).

Аналізуючи одержані результати, можна зазначити, що максимальні значення шарів стоку 1 %-ї ймовірності перевищення визначені для річок Кагул і Малий Кальчик (44 мм та 47,7 мм відповідно), мінімальні значення величини $Y_{1\%}$ характерні для річок Громоклія та Глузський Єланчик (3,3 мм та 3,6 мм відповідно).

Для порівняння статистичних характеристик шарів стоку дощових паводків були виконані графіки порівняння коефіцієнтів варіації, середніх значень та шарів стоку 1 %-ї забезпеченості станом на 2010 р. та 2015 р. (рис. 2.55-2.58, додаток В.6). Як видно з рис. 2.55 коефіцієнти варіації розраховані за методом найбільшої правдоподібності станом на 2010 рік та станом на 2015 рік практично не різняться між собою. Аналогічні дані отримані при розрахунках середніх значень шарів стоку дощових паводків та шарів стоку 1 %-ї забезпеченості, рис. 2.56 та рис. 2.57. Величини $Y_{1\%}$ в цілому є стійкими у часі (коефіцієнт кореляції r = 0,99), суттєві розбіжності відсутні.

Це свідчить про те, що суєєвих змін на водозборах не відбулося і дозволяє при розрахунках однаковою мірою використовувати ці дані у подальших розрахунках.

Порівняння багаторічних характеристик дощових паводків, одержаних нами і опублікованих в «*Ресурсах поверхностных вод СССР. Т.6. Украина и Молдавия. Вып.1*» [1], показує, що величини максимальних витрат води дощових паводків 1 %-ймовірності перевищення, наведені в РПВ, значно вищі (на 44 %), ніж ті, що визначені при статистичній обробці даних по рядах стоку до 2015 р. (рис. 2.58).

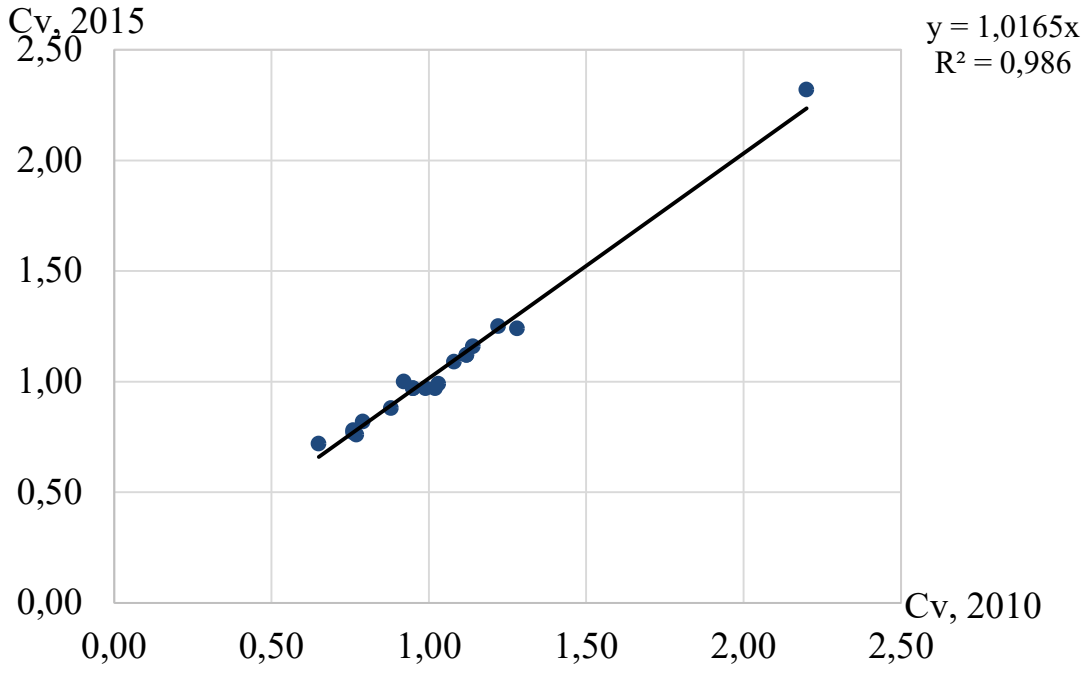


Рисунок 2.55 - Порівняння коефіцієнтів варіації шарів стоку дощових паводків, розрахованих за результатами статистичної обробки до 2010 року (вісь абсцис) і до 2015 року (вісь ординат)

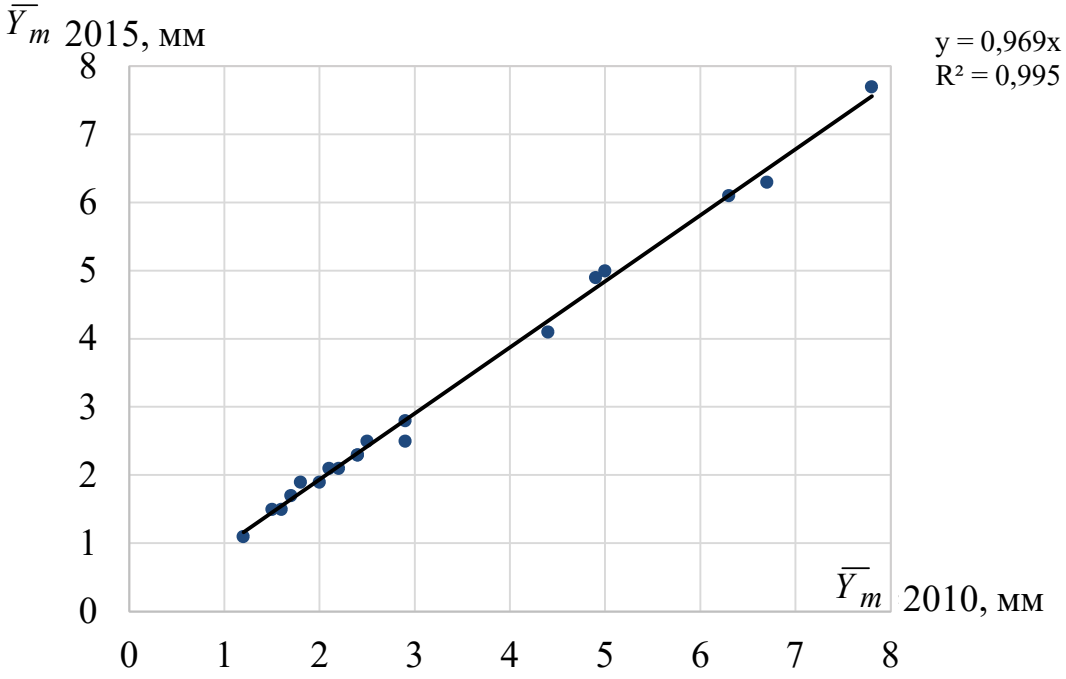


Рисунок 2.56 - Порівняння середніх максимальних витрат води дощових паводків, станом на 2010 рік і станом на 2015 рік

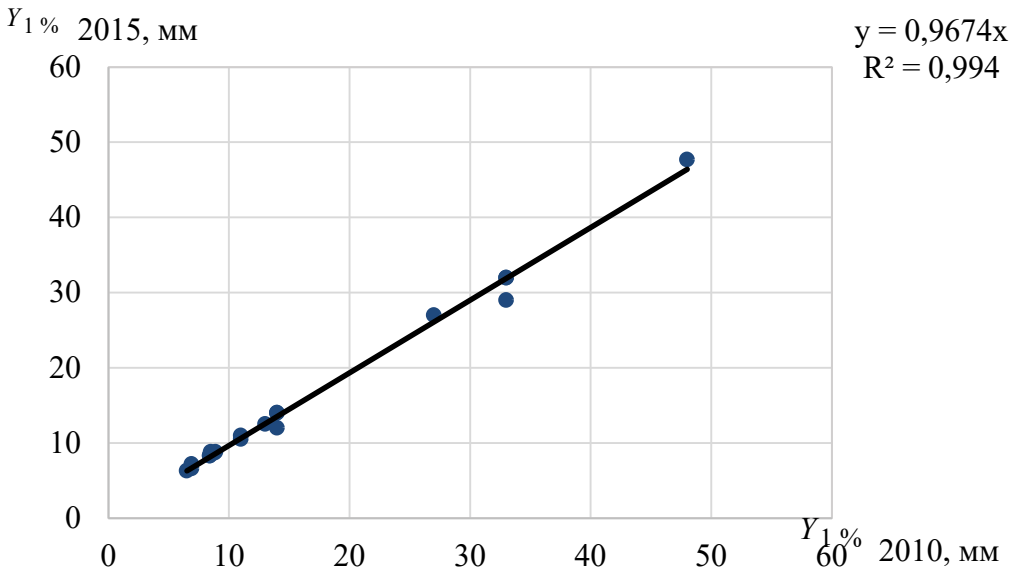


Рисунок 2.57 –Порівняння шарів стоку дощових паводків 1 %-ї забезпеченості, станом на 2010 р. (вісь абсцис) та станом на 2015 рік (вісь ординат)

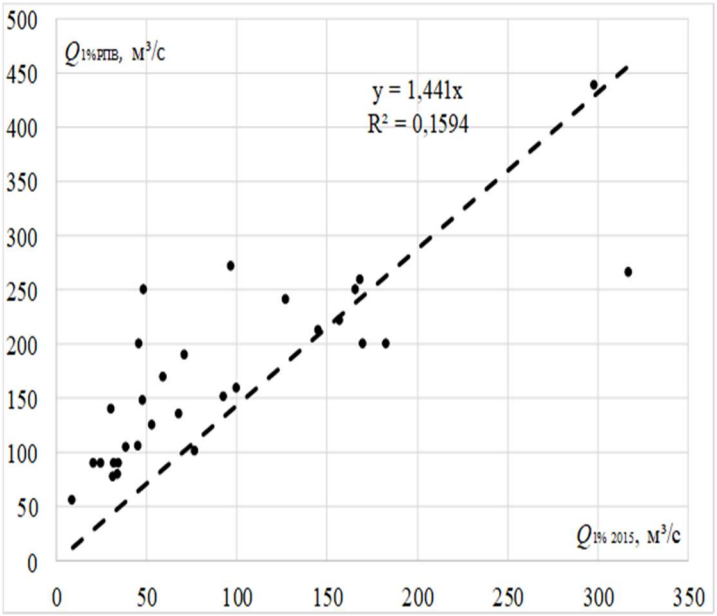


Рисунок 2.58 -Порівняння максимальних витрат води 1%-ї забезпеченості, розрахованих за результатами статистичної обробки методом найбільшої правдоподібності, станом на 2015 р. (вісь абсцис), із наведеними у довіднику РПВ, до 1969 р. (вісь ординат)

Однак, у довіднику РПВ зазначено, що статистична обробка виконувалась графоаналітичним методом, а в деяких випадках значення $Q_{1\%}$ визначалися безпосередньо за допомогою емпіричних кривих забезпеченості. Тим самим слід піддати сумніву результати статистичної обробки які наведені в РПВ (з використанням часових стокових рядів тривалістю до 1969 року). Якщо порівняти величини шарів стоку дощових паводків 1%-ої ймовірності перевищення, наведені у РПВ, з одержаними при статистичній обробці (рис. 2.59), то очевидно, що результати майже такі ж самі, як і у випадку з максимальними витратами води (рис. 2.58).

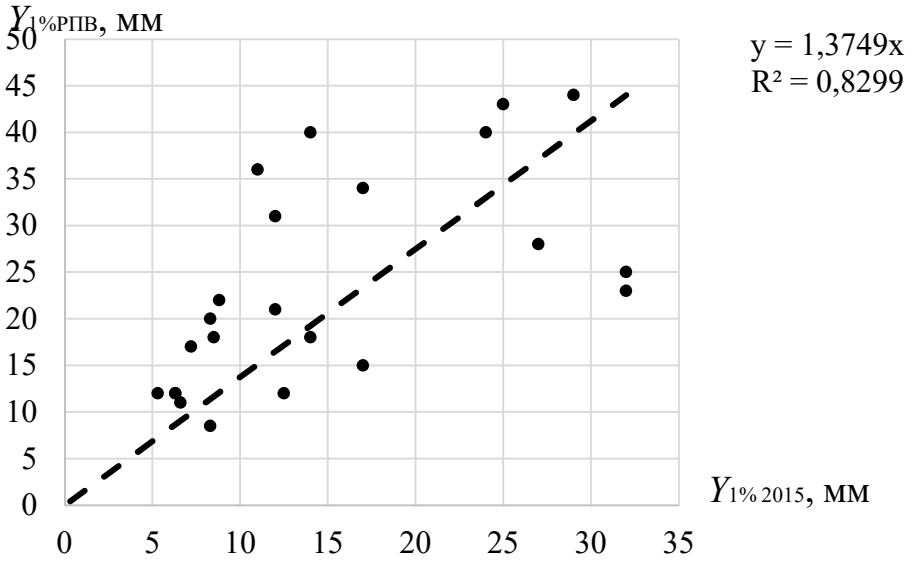


Рисунок 2.59 – Порівняння шарів стоку дощових паводків 1%-ї забезпеченості, розрахованих за результатами статистичної обробки за методом найбільшої правдоподібності, станом на 2015 р. (вісь абсцис), із наведеними у довіднику РПВ, станом на 1969 р. (вісь ординат)

2.6.4 Територіальний розподіл та узагальнення статистичних параметрів дощових паводків на річках Півдня України

Спостереження по кожномуокремому об’єкту, що охоплюютьлише кілька десятиріч, недостатні для оцінки ймовірнісних гідрологічних величин. Збільшити обсяг інформації можна за рахунок сумісного аналізу з більш-менш однорідними об’єктами.

Суть методу сумісного аналізу, розробленого С.М. Крицьким і М.Ф. Менкелем [142], полягає в тому, що повне розсіювання оцінок гідрологічних рядів, які можливо об’єднати, зумовлене сумісною дією двох незалежних одна від одної причин.

Перша з них – неповна синхронність коливань метеорологічнихфакторів стоку по басейнах навіть у гідрологічнооднорідниxрайонах. Ця причина породжує складову територіальної мінливості гідрологічних характеристик, яка вважається випадковою. Друга причина – відмінності в ландшафті й кліматі спільно досліджуванихоб’єктів [142]-[145]. Таким чином, дисперсію того чи іншого статистичного параметра в межах досліджуваної території σ_n^2, на якій розташовані водозбори, можна представити у вигляді суми випадкової $\sigma_{вип}^2$ та географічної $\sigma_{геогр}^2$ складових

$$\sigma_n^2 = \sigma_{вип}^2 + \sigma_{геогр}^2 . \qquad (2.3)$$

Повнадисперсія σ_n^2 певної статистичної характеристики оцінюється за формулою

$$\sigma_n^2 = \frac{\sum_{i=1}^{k}(A_i - A_{сер})^2}{k-1}, \qquad (2.4)$$

де i – індекс об’єкта;

k – кількість об’єктів, що розглядаються сумісно;

A_i – оцінка досліджуваного параметра по і-му об’єкту;

$A_{сер}$. – середнє з оцінок параметрів за всіма об’єктами

$$A_{сер} = \frac{\sum_{i=1}^{k} A_i}{k}. \qquad (2.5)$$

Під символом A розуміються будь-які статистичні параметри розподілу – середнє арифметичне $\bar{x}$, коефіцієнти варіації C_v, асиметрії C_s, квантилі x_p тощо. Розрахунки цих параметрів виконуються по кожному об'єкту, який входить до угруповання, з використанням відомих у математичній статистиці методів.

Випадкова складова розсіювання $\sigma_{вип}^2$ параметра A розраховується як осереднена по k об’єктах дисперсія параметра

$$\sigma_{вип}^2 = \frac{\sum_{i=1}^{k}\sigma_{A_i}^2}{k}, \qquad (2.6)$$

де σ_{A_i} – середньоквадратичне відхилення визначення параметра A для i-го об’єкта.

Величина географічної складової дисперсії розраховується як різниця між повною дисперсією та її випадковою складовою $\sigma_{вип}^2$.

$$\sigma^2_{геогр} = \sigma^2_{п} - \sigma^2_{вип} \quad (2.7)$$

Порівнюючи ряди, можна об’єднати їх в одну сукупність, якщо

$$\sigma^2_{вип} > \sigma^2_{геогр} \; . \quad (2.8)$$

При подовженні рядів шарів стоку дощових паводків до 2015 року та проведених статистичних розрахунках був отриманий результат, з якого видно, що основні статистичні параметри практично залишаються незмінними. Тому в своїх подальших розрахунках можливо використовувати територіальний розподіл шарів стоку дощових паводків виконаний за методом сумісного аналізу раніше.

Відповідно до цих розрахунків за всіма статистичними параметрами: середнім ($\overline{Y}_m$), коефіцієнтами варіації (C_v) та співвідношенням (C_s/C_v) досліджувана територія поділяється на два райони. Як видно з табл. 2.15, в один район поєднуютьсядані за 44 водозборами з 55 (із середнім значенням $\overline{Y}_m = 1{,}7$ мм), а 11 пунктів належать до іншого району (із середнім значенням $\overline{Y}_m = 5{,}3$ мм).

Таблиця 2.15 - Значеннявипадкової й географічноїскладовихдисперсіїшарів стоку дощовихпаводків на територіїПівдняУкраїни

Характеристики	Кількість постів	Дисперсія			Середнє районне значення, $\overline{Y}_m$, мм
		$\sigma^2_{п}$	$\sigma^2_{вип}$	$\sigma^2_{геогр}$	
Район 1	44	0,477	0,269	0,208	1,72
Район 2	11	1,000	1,268	-0,268	5,31
C_v	55	0,401	0,223	0,178	1,34
$C_s/C_v = 2{,}5$					

Такий розподіл можна пояснити тим, що 6 із 11 постів, що не ввійшли до першого району, розташовані в крайній північній частині розглядуваної території, яка знаходиться в межах лісостепової зони. Що стосується решти 5 постів, вони

територіально розташовані в межах степової зони, але в різних її частинах: три в межиріччі Дунай-Дністер (р. Кагул – с. Гаваноси, р. Муса - ст. Комрат, б. Тараклія – смт Тараклія) і два – у Приазов'ї (р. Малий Кальчик – с. Кременівка, р. Кальміус – м. Донецьк (смт Авдотьїне).

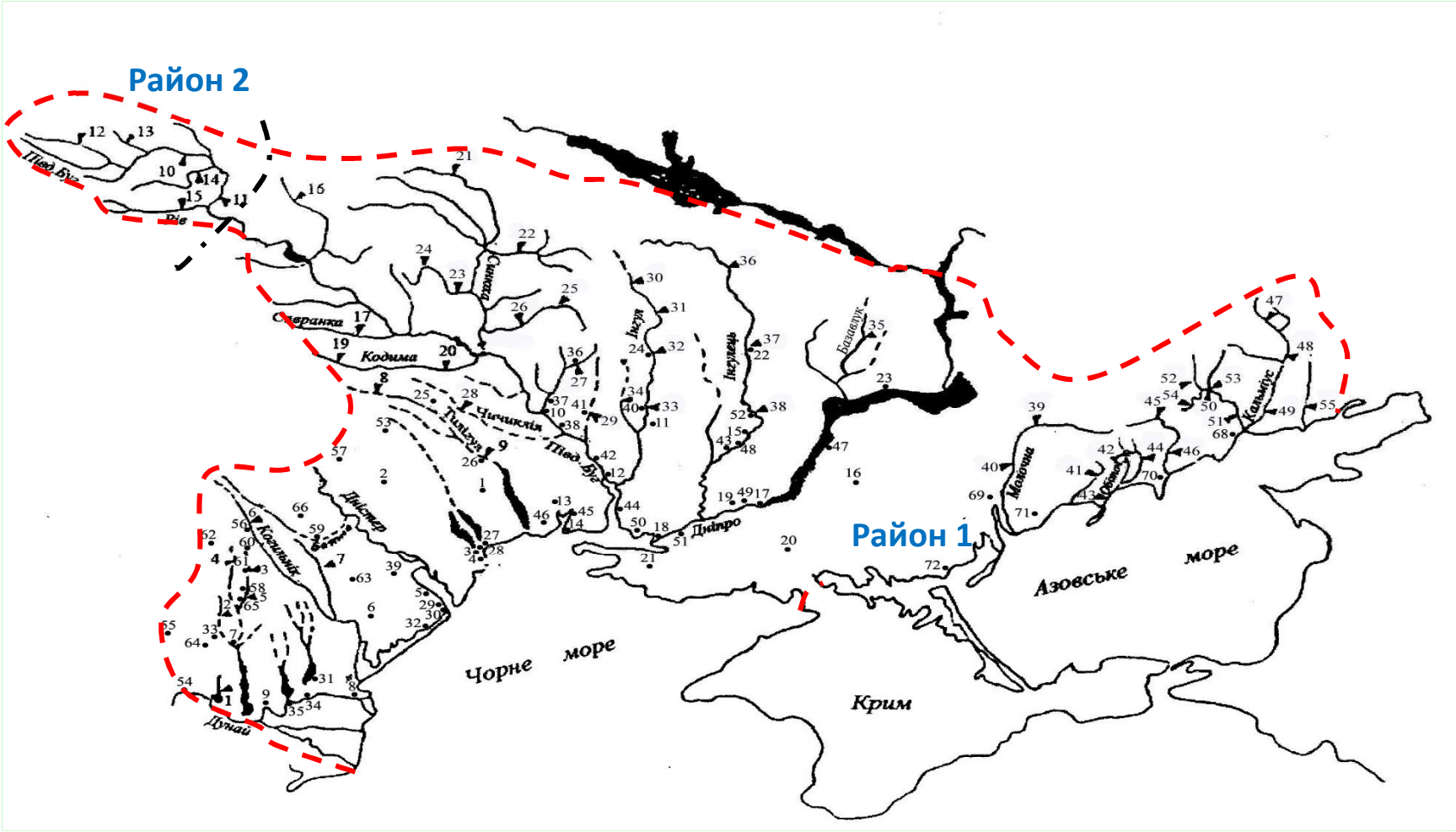
Згідноіз [143], якщо не виявлені об'єктивні причини такого розподілу, їх можна також віднести до визначеного району. Результати районування досліджуваної території за шарами паводкового стоку представлені карто-схемою (рис. 2.60).

2.7 Особливості формування весняного водопілля на річках Півдня України

На річках досліджуваної території весняне водопілля формується за рахунок танення снігового покриву з настанням додатних температур повітря. Гідрографи водопіль мають добре виражену одновершинну форму, за винятком тих років, коли в наслідок затяжного танення снігу гідрограф водопілля приймає форму, близьку до трапеції або багато вершинну форму при переривестому сніготаненні чи випадінні дощів, що буває рідше.

При формуванні високих водопіль на річках досліджуваної території в сумарному шарі весняного стоку, окрім поверхневого стоку від сніготанення і дощових опадів, приймає участь й ґрунтовий стік. За даними розрахунків наведених у [1]-[3] частка ґрунтового стоку в загальному стоці під час водопіль невелика і змінюється в межах від 5 % до 8 %. На малих річках частка ґрунтового стоку взагалі може зменшуватись до нуля, а може й навпаки зростати до 10-15 % на річках зі значним ґрунтовим стоком.

Кількість пунктів спостереження, по яких є дані про щоденний стік весняного водопілля і максимальних витрат води, порівняно невелике і не однакове в окремих розглянути суббасейнах і районах досліджуваної території.



– межа районів; – межа досліджуваної території

Рисунок 2.60 - Карто-схема районування території Півдня України за максимальними шарами паводкового стоку

Як відзначалося вище див. 2.1 (табл. 2.4) за багаторічний період спостережень на річках Півдня України спостереження за стоком весняного водопілля у різні часові проміжки проводилися по 87 гідрологічних постах (див. дод. А), що охоплюють площі водозборів від 28,2 км^2 (б. Гаваноси - с. Гаваноси) до 46 200 км^2 (р. Південний Буг – смт Олександрівка) та періодом спостереження від 15 років (р. Муса-зал.ст. Комрат, р. Кальміус - с. Роздольне) до 102 років (р. Південний Буг-смт Олександрівка).

2.7.1 Визначення статистичних параметрів максимальних витрат води весняного водопілля на річках Півдня України

Статистичний аналіз часових рядів максимального стоку весняного водопілля на річках Півдня України виконано за метод моментів та найбільшої правдоподібності по 87 водозборах з площами від 63,0 км^2 (б. Полкова - с. Кременівка) до 46 200 км^2 (р. Південний Буг-смт Олександрівка) та періодами спостережень 15-102 роки.

Розглядаючи змінення статистичних параметрів часових рядів максимальних витрат води весняного водопілля по суббасейнах досліджуваної території, можна відмітити, що середня багаторічна максимальна витрата води змінюється від 2,31 м^3/с (р. Кодима - с. Обжила) до 737 м^3/с (р. Південний Буг – смт Олександрівка). При цьому на території між р. Дунай і басейном Південного Бугу середня максимальна витрата води весняного водопілля змінюється від 3,03 м^3/с (р. Муса - зал.ст. Комрат) до 13,7 м^3/с (р. Тилігул - с. Березівка), для суббасейну Південного Бугу коливається в межах 2,31 м^3/с (р. Кодима - с. Обжила) - 737 м^3/с (р. Південний Буг – смт Олександрівка), для суббасейну Нижнього Дніпра – від 5,45 м^3/с (р. Кінська - м. Пологи) до 184 м^3/с (р. Інгулець - с. Могилівка), на річках Приазов’я – від 3,28 м^3/с (б. Полкова - с. Кременівка) до 121 м^3/с (р. Міус - р.с. Матвєєв Курґан).

Високими значеннями коефіцієнтів варіації (як за методом моментів, так і за методом найбільшої правдоподібності) характеризуються усі часові ряди максимальних витрат води річок Півдня України (додаток Г.1), а саме середні значення C_v коливаються від 0,62 (0,63 – за методом найбільшої правдоподібності) р. Кальміус – смт Авдот'їне до 3,13 (3,44) р. Самара-с. Коханівка.

Середні значення C_v за методом найбільшої правдоподібності по суббасейнах: річки Причорномор'я –1,46, басейн р. Південний Буг - 1,36, суббасейн Нижнього Дніпра – 1,77 і річок Приазов'я – 1,56.

Діапазон змін коефіцієнтів асиметрії C_s часових рядів максимальних витрат води подібний до коливань коефіцієнтів варіації. За методом найбільшої правдоподібності в межах суббасейнів: річки Причорномор'я – середнє значення 3,33 (змінюється від 0,71 до 5,82), басейн Південого Бугу – середнє значення 3,45 (змінюється від 1,67 до 7,49), суббасейн Нижнього Дніпра – середнє 4,58 (змінюється від 1,47 до 14,7), річки Приазов'я – середнє значення 4,16 (змінюється від 0,70 до 13,4).

Середнє співвідношення C_s/C_v для часових рядів максимальних витрат води на річках Півдня України можна прийняти на рівні 2,5.

2.7.2 Визначення статистичних параметрів шарів стоку весняного водопілля на річках Півдня України

Статистичний аналіз часових рядів шарів стоку весняного водопілля на річках Півдня України від початку спостережень по 2015 рік, включно, дозволив отримати такі параметри (додаток Г.2):

- середні багатолітні шари стоку весняного водопілля змінюються по території від 5,3 мм (р.Ялпуг-зал.ст.Комрат) до 44 мм (р. Кальміус – смт Авдот'їне), при цьому на річках Причорномор'я від 5,3 мм до 14 мм, в басейні р. Південний Буг від 11 мм до

43 мм, на річках суббасейну Нижнього Дніпра від 6,5 мм до 43 мм, на річках Приазов'я від 7,3 мм до 44 мм;

- як і у часових рядів максимальних витрат води весняного водопілля, так у рядах шарів стоку коефіцієнти варіації досить високі, а саме за методом найбільшої правдоподібності змінюється по території від 0,55 до 1,97, при цьому на річках Причорномор'я - 0,63-1,66, на річках в басейні р. Південний Буг – 0,55-1,32, на річках суббасейну Нижнього Дніпра – 0,80-1,58, на річках Приазов'я – 0,57-1,97;

- коефіцієнти асиметрії часових рядів шарів стоку весняного водопілля також змінюються у широкому діапазоні по річках Півдня України від 0,61 до 8,87, а по річках Причорномор'я – 0,67-4,35, на річках в басейні р. Південний Буг – 0,75-5,69, на річках суббасейну Нижнього Дніпра – 0,96-6,55 та на річках Приазов'я – 0,61-8,87;

- середнє співвідношення C_s/C_v для часових рядів шарів стоку весняного водопілля на річках Півдня України, також як і для часових рядів максимальних витрат води весняного водопілля можна прийняти на рівні 2,5.

Згідно рекомендацій нормативного документу СНіП 2.01.14-83 [141], використовуючи ординати кривих трипараметричного гама-розподілу, розраховані шари стоку 1 %-ої забезпеченості (додаток Г.3). На річках Півдня України $Y_{1\%}$ змінюються по території від 35 мм (р. Ялпуг-зал. ст. Комрат) до 329 мм (р. Вовча-х. Артемівський).

2.7.3 Узагальнення статистичних параметрів характеристик весняного водопілля на річках Півдня України

Узагальнення статистичних параметрів виконувалося в межах суббасейнів з метою аналізу просторового їх розподілу на території Півдня України.

В табл. 2.16 приведені узагальнені статистичні характеристики часових рядів максимальних витрат води весняного водопілля по суббасенах на Півдні України:

Таблиця 2.16 – Характерні величини статистичних параметрів часових рядів максимальних витрат води весняного водопілля на річках ПівдняУкраїни

№ за/п	Басейн	Характерні величини	Метод моментів				Метод найбільшої правдоподібності		
			r(1)	C_v	C_s	C_s/C_v	C_v	C_s	C_s/C_v
1	річок Причорномор'я та Нижнього Дунаю	Середн.	***0,05***	***1,36***	***2,06***	***1,5***	***1,46***	***3,33***	***2,2***
		Мінім.		0,71	0,65	0,9	0,72	0,71	1,0
		Макс.		2,10	2,97	1,9	2,32	5,82	3,3
2	Південного Бугу	Середн.	***0,16***	***1,30***	***2,56***	***2,0***	***1,36***	***3,45***	***2,5***
		Мінім.		0,86	1,43	1,3	0,87	1,67	1,4
		Макс.		2,29	4,95	3,4	2,40	7,49	4,7
3	Суббасейн Нижнього Дніпра	Середн.	***0,20***	***1,68***	***2,95***	***1,7***	***1,77***	***4,58***	***2,4***
		Мінім.		1,08	1,30	1,1	1,11	1,47	1,3
		Макс.		3,13	6,98	2,5	3,44	14,7	4,3
4	Річок Приазов'я	Середн.	***0,08***	***1,46***	***2,49***	***1,7***	***1,56***	***4,16***	***2,5***
		Мінім.		0,62	0,67	0,8	0,67	0,70	0,9
		Макс.		3,01	6,06	2,4	3,36	13,4	4,9

- для *річок Причорномор'я* та *суббасейну Нижнього Дунаю* в період весняного водопілля для рядів максимальних витрат води характерним є практична відсутність автокореляції в часових рядах, але висока мінливість стоку з середнім значенням коефіцієнту варіації на рівні 1,36-1,46 при діапазоні коливань від максимальних його значеннях 2,10-2,32 до мінімальних його значеннях - 0,71-0,72. Середнє співвідношення коефіцієнтів асиметрії і варіації C_S / C_V за методом найбільшої правдоподібності знаходиться на рівні 2,2;

- для *річок басейну Південного Бугу* в період весняного водопілля для рядів максимальних витрат води характерним є добра автокореляції в часових рядах, але висока мінливість стоку з середнім значенням коефіцієнту варіації на рівні 1,30-1,36 при діапазоні коливань від максимальних його значеннях 2,29-2,40 до мінімальних його значеннях - 0,86-0,87. Середнє співвідношення коефіцієнтів асиметрії і варіації C_S / C_V за методом найбільшої правдоподібності знаходиться на рівні 2,5;

- для *річок суббасейну Нижнього Дніпра* в період весняного водопілля для рядів максимальних витрат води характерним є добра автокореляції в часових рядах, але висока мінливість стоку з середнім значенням коефіцієнту варіації на рівні 1,68-1,77 при діапазоні коливань від максимальних його значеннях 3,13-3,44 до мінімальних його значеннях - 1,08-1,11. Середнє співвідношення коефіцієнтів асиметрії і варіації C_S / C_V за методом найбільшої правдоподібності знаходиться на рівні 2,4;

- для *річок Приазов'я* в період весняного водопілля для рядів максимальних витрат води характерним є присутня незначна автокореляції в часових рядах, але висока мінливість стоку з середнім значенням коефіцієнту варіації на рівні 1,46-1,56 при діапазоні коливань від максимальних його значеннях 3,01-3,36 до мінімальних його значеннях - 0,62-0,67. Середнє співвідношення коефіцієнтів асиметрії і варіації C_S / C_V за методом найбільшої правдоподібності знаходиться на рівні 2,5.

На рис. 2.61 зведені усередненні данні статистичних характеристик часових рядів максимальних витрат води весняного водопілля по суббасейнах головних річок Півдня України. Коефіцієнти автокореляції збільшується з півдня на північ, при цьому коефіцієнт варіації найвищій у суббасейні Нижнього Дніпра, а найнижчий – в басейні Південного Бугу. Середнє співвідношення для річок Півдня України рекомендовано прийняти на рівні 2,5.

В табл. 2.17 приведені узагальнені статистичні характеристики часових рядів шарів стоку весняного водопілля по суббасенах на Півдні України:

- для *річок Причорномор'я* та *суббасейну Нижнього Дунаю* в період весняного водопілля для рядів шарів стоку, як і для рядів максимальних витрат води, також характерним є практична відсутність автокореляції в часових рядах, але висока мінливість стоку з середнім значенням коефіцієнту варіації на рівні 1,18-1,24 при діапазоні коливань від максимальних його значеннях 1,55-1,66 до мінімальних його значеннях - 0,62-0,63. Середнє співвідношення коефіцієнтів асиметрії і варіації C_S / C_V за методом найбільшої правдоподібності знаходиться на рівні 2,3;

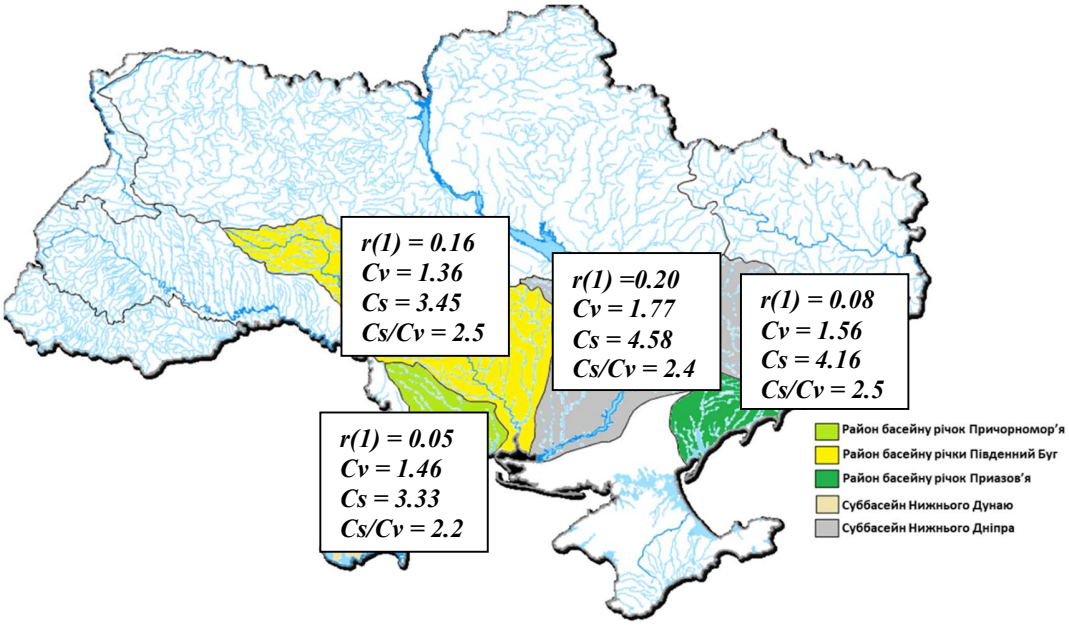


Рисунок 2.61 – Розподіл статистичних параметрів часових рядів максимальних витрат води весняного водопілля по суббасейнахна території Півдня України

Таблиця 2.17 – Характерні величини статистичних параметрів часових рядів шарів стоку весняного водопілля на річках ПівдняУкраїни

№ за/п	Басейн	Характерні величини	Метод моментів				Метод найбільшої правдоподібності		
			r(1)	C_v	C_s	C_s/C_v	C_v	C_s	C_s/C_v
1	річок Причорномор'я та Нижнього Дунаю	Середн.	***-0,01***	***1,18***	***1,97***	***1,7***	***1,24***	***2,96***	***2,3***
		Мінім.		0,62	0,61	1,0	0,63	0,67	1,1
		Макс.		1,55	2,78	2,4	1,66	4,35	3,3
2	Південного Бугу	Середн.	***0,19***	***0,93***	***1,82***	***1,9***	***0,95***	***2,28***	***2,3***
		Мінім.		0,65	0,92	1,3	0,66	0,98	1,5
		Макс.		1,22	3,96	3,7	1,32	5,69	5,0
3	Суббасейн Нижнього Дніпра	Середн.	***0,15***	***1,10***	***2,10***	***1,9***	***1,15***	***2,92***	***2,5***
		Мінім.		0,76	0,87	1,0	0,80	0,96	1,1
		Макс.		1,70	3,49	3,2	1,78	6,73	4,8
4	Річок Приазов'я	Середн.	***0,11***	***0,98***	***1,99***	***2,0***	***1,03***	***3,03***	***2,7***
		Мінім.		0,55	0,59	0,9	0,57	0,61	0,9
		Макс.		1,76	4,54	3,5	1,97	8,87	5,5

- для *річок басейну Південного Бугу* в період весняного водопілля для рядів шарів стоку характерним є добра автокореляції в часових рядах із значною мінливістю стоку при середніх значеннях коефіцієнтів варіації на рівні 0,93-0,95 при діапазоні коливань від максимальних його значеннях 1,22-1,32 до мінімальних його значеннях - 0,65-0,66. Середнє співвідношення коефіцієнтів асиметрії і варіації C_s/C_v за методом найбільшої правдоподібності знаходиться на рівні 2,3;

- для *річок суббасейну Нижнього Дніпра* в період весняного водопілля для рядів шарів стоку характерним є добра автокореляції в часових рядах при значній мінливості стоку з середнім значенням коефіцієнтів варіації на рівні 1,10-1,15 при діапазоні коливань від максимальних його значеннях 1,70-1,78 до мінімальних його значеннях - 0,76-0,80. Середнє співвідношення коефіцієнтів асиметрії і варіації C_S / C_V за методом найбільшої правдоподібності знаходиться на рівні 2,5;

- для *річок Приазов'я* в період весняного водопілля для рядів шарів стоку характерним є незначна автокореляції в часових рядах, але висока мінливість стоку з середнім значенням коефіцієнту варіації на рівні 0,98-1,03 при діапазоні коливань від максимальних його значеннях 1,76-1,97 до мінімальних його значеннях - 0,55-0,57. Середнє співвідношення коефіцієнтів асиметрії і варіації C_S / C_V за методом найбільшої правдоподібності знаходиться на рівні 2,7.

На рис. 2.62 зведені усередненні данні статистичних характеристик часових рядів шарів стоку весняного водопілля по суббасейнах головних річок Півдня України. Коефіцієнти автокореляції також збільшується з півдня на північ, як і для часових рядів максимальних витрат води. Коефіцієнти варіації найвищі на річках Причорномор'я та суббасейні Нижнього Дунаю, а найнижчий – в басейні Південного Бугу. Середнє співвідношення для річок Півдня України рекомендовано прийняти на рівні 2,5.

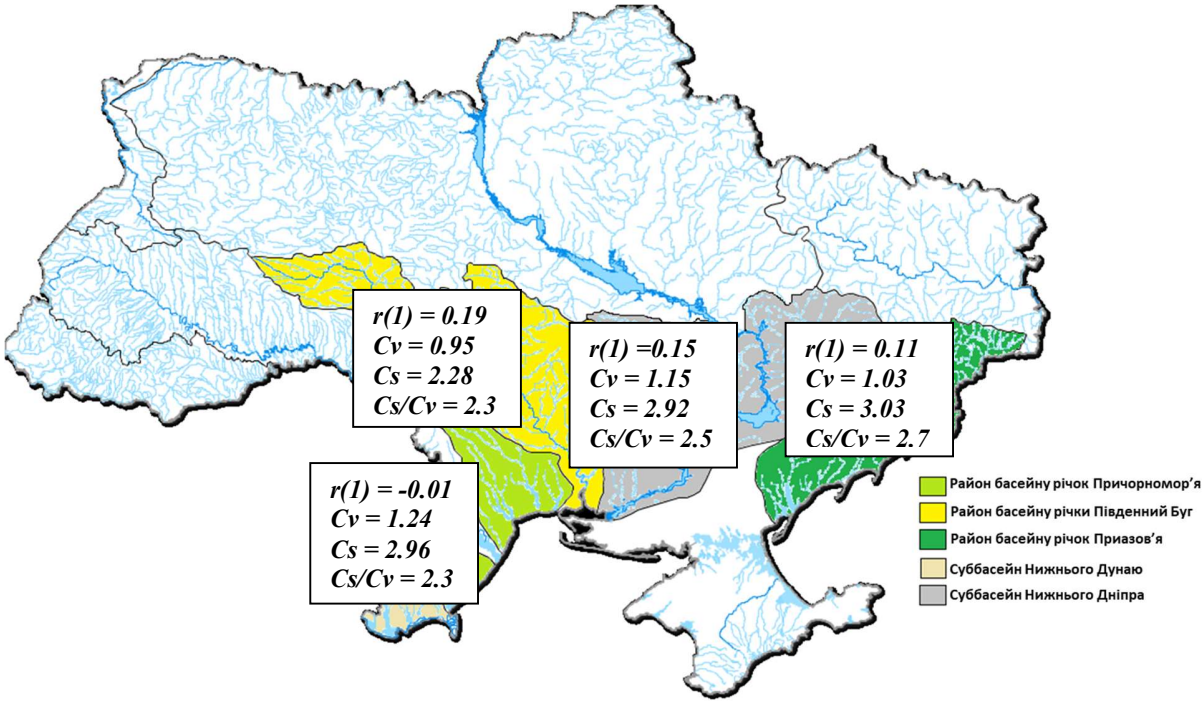


Рисунок 2.62 – Розподіл статистичних параметрів часових рядів шарів стоку весняного водопілля по суббасейнах на території Півдня України

2.8 Дослідження та аналіз умов формування меженного стоку на річках Півдня України

Територія Півдня України повністю знаходиться в зоні недостатньої водності, де величина випаровування за рік у сукупності з інфільтрацією в середньому за багаторічний період перевищує кількість атмосферних опадів [146]. Недостатність водних ресурсів особливо відчувається в період меженного стоку, коли живлення річок відбувається лише за рахунок підземних вод. Враховуючи той факт, що більшість річок розглядуваної території відносяться до категорії малих та середніх, а отже дренують лише верхній водоносний горизонт, або не дренують жодного, влітку більшість з них пересихає. Така ситуація створює проблеми з водопостачанням

більшості населених пунктів, окрім крупних міст, які використовують стік Дунаю, Дністра, або Дніпра. В останні роки, внаслідок змін клімату що відбуваються, спостерігається внутрішньорічний перерозподіл водних ресурсів – зменшується стік весняного водопілля, за рахунок чого підвищується меженний стік [147].

Формування мінімального стоку річок залежить від поєднання складного комплексу чинників, що взаємодіють між собою. Ці чинники важко піддаються кількісному обліку, але головними з них є *фізико-географічні*, *геологічні* та *гідрогеологічні*. У сучасних умовах суттєвий вплив на меженний стік має господарська діяльність, особливо забір поверхневих та підземних вод, зарегульованість річок, скиди стічних вод, ураженість басейну екзогенними геологічними процесами, особливо під впливом залізорудних, вугільних і нафтових розробок тощо [148].

Під меженним періодом зазвичай розуміється період в водному режимі річки, що характеризується тривалим або сезонним стоянням низьких рівнів та витрат води в річці, коли її живлення відбувається в основному за рахунок підземних вод при сильному зменшенні або припинені поверхневого стоку. У зимову межень режим річкового стоку визначається в основному сезонним підземним живленням при різному ступені дренованості території, але в теплі роки, які стали переважати в останні десятиліття, частку його складають й тало-дощові води зимових відлиг.

Головним джерелом живлення річок у маловодний період року є перш за все підземний стік, а також дощові опади, які потрапляють в руслову мережу шляхом їх інфільтрації у підземні води.

Фізико-географічні фактори, що визначають режим мінімального стоку, можна розділити на дві групи [149]:

- кліматичні чинники;
- чинники підстильної поверхні.

До кліматичні чинники відносяться температура повітря та атмосферні опади.

В зимовий період на величину меженного стоку значний вплив має хід температури повітря. Просторово-часовий розподіл середньої місячної температури

повітря залежить від радіаційних умов, сезонних коливань циркуляції атмосфери та фізико-географічних особливостей території [10].

Атмосферні опади сприяють збільшенню запасу ґрунтових вод, в той час як випаровування зменшує їх живлення і запаси. У зоні недостатнього зволоження, де випадає невелика кількість опадів, але велике випаровування, не тільки малі, а й середні річки майже щорічно пересихають на тривалий час.

Згідно фізико-географічного районування річки Півдня України розташовані в степовій зоні (рис. 2.63).

Рисунок 2.63 – Фізико-географічне районування України [150]

Багато річок степової зони в літній сезон живляться в основному підземними водами, сформованими в період повені за рахунок зимових опадів, так як літні опади майже все витрачають на випаровування. Інтенсивність і величина рідких опадів, що випадають на водозбір, в значній мірі визначають наявність і тривалість меженного періоду.

За результатами досліджень провідних українських вчених найбільшого впливу кліматичних змін слід очікувати на Півдні України [151].

В якості прикладу синоптичних умов формування межені обрано 2020 рік, який в Україні був найтеплішим за весь період метеорологічних спостережень,а середня температура повітря перевищила норму на 2,2-3,5°С. Особливостями року стали контрастні погодні умови навесні, посушливе (крім заходу) літо і аномально тепла осінь (найтепліша за останні 30 років). В Миколаївській області опадів випало 0,6-0,7 річної норми. Тривалі періоди надзвичайної (5 класу) пожежної небезпеки відмічалися: у другій та третій декадах червня, у першій і третій декаді липня та впродовж серпня та в період 1-26 вересня.

Погодні процеси більшої частини року визначав перенос повітряних мас із заходу, південного заходу та півдня.Активна циклонічна діяльність на території України спостерігалася у лютому, травні, червні, другій половині липня та в окремі періоди восени. Серпень видався теплим і посушливим (рис. 2.64).

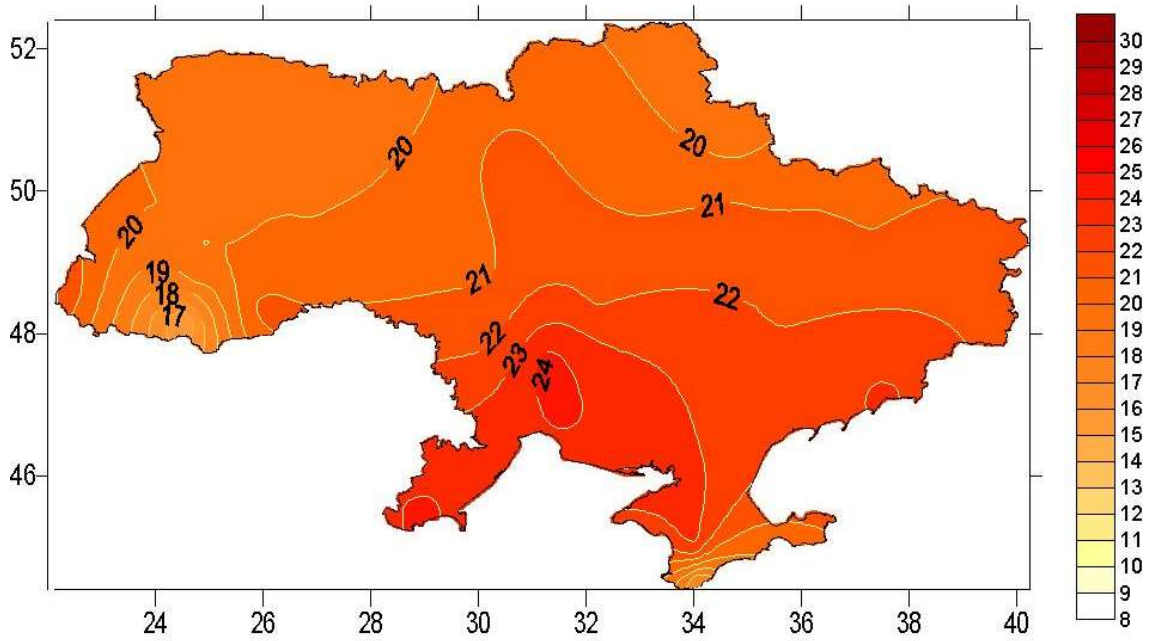


Рисунок 2.64 – Розподіл температури повітря за серпень 2020 р. [152]

Середня місячна температура була на 1-4º вищою за норму 13-17 серпня погоду визначали гребені антициклону з північного заходу. 18-22 серпня погоду зумовлювали малорухомі атмосферні фронти, які пролягали з північного заходу на південний схід. У Миколаївській області проходили невеликі дощі (до 0,3 мм за 12 год) місцями з грозами (рис. 2.65). 23-28 серпня погоду визначав широтний перенос, в якому атмосферні фронти чергувалися з баричними гребенямиазорського походження. 29-31 серпня суху спекотну погоду визначав теплий сектор з південного заходу.

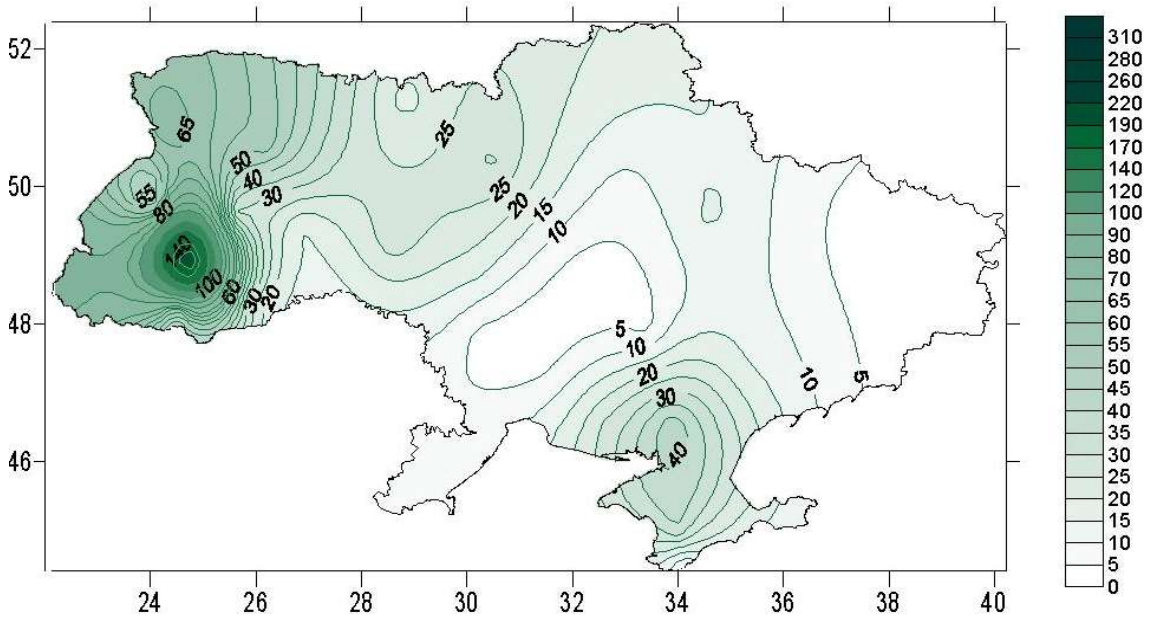


Рисунок 2.65 – Розподіл кількості опадів за серпень 2020 р. [152]

Осінь видалася аномально теплою – однією з найтепліших за весь період спостережень. Вересень виявився одним з найтепліших за весь період метеорологічних спостережень. Середня місячна температура була на 2-5º вищою за норму. Максимальна температура спостерігалась у Миколаївській та Херсонській областях - до 38 °С (рис. 2.66).

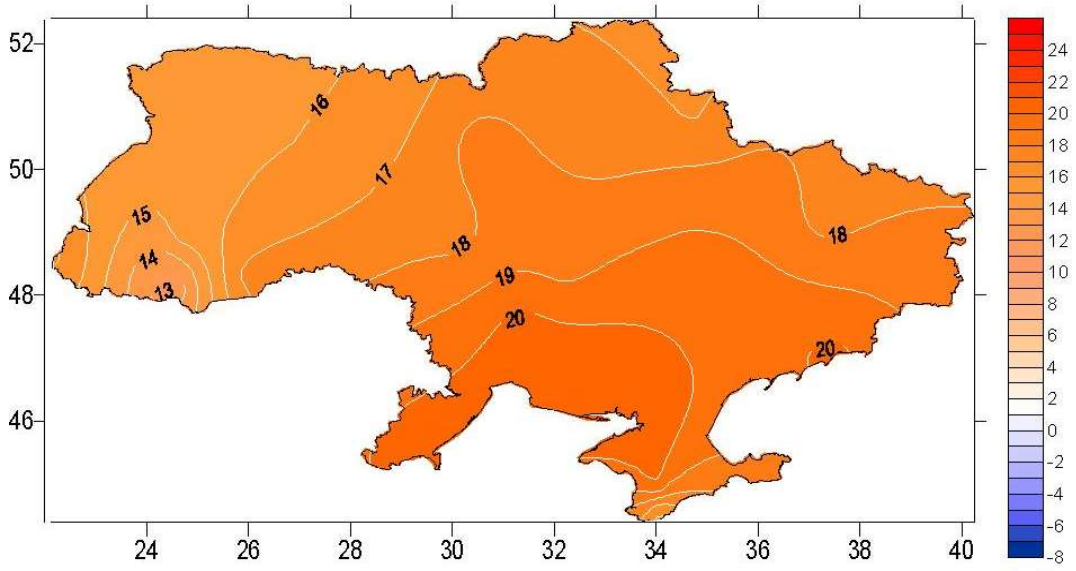


Рисунок 2.66 – Розподіл температури повітря за вересень 2020 р. [152]

Опади розподілилися дуже нерівномірно як у часі, так і по території: дощі пройшли в основному у першій та останній п’ятиденках вересня 35-76% від місячної норми опадів (рис. 2.67).

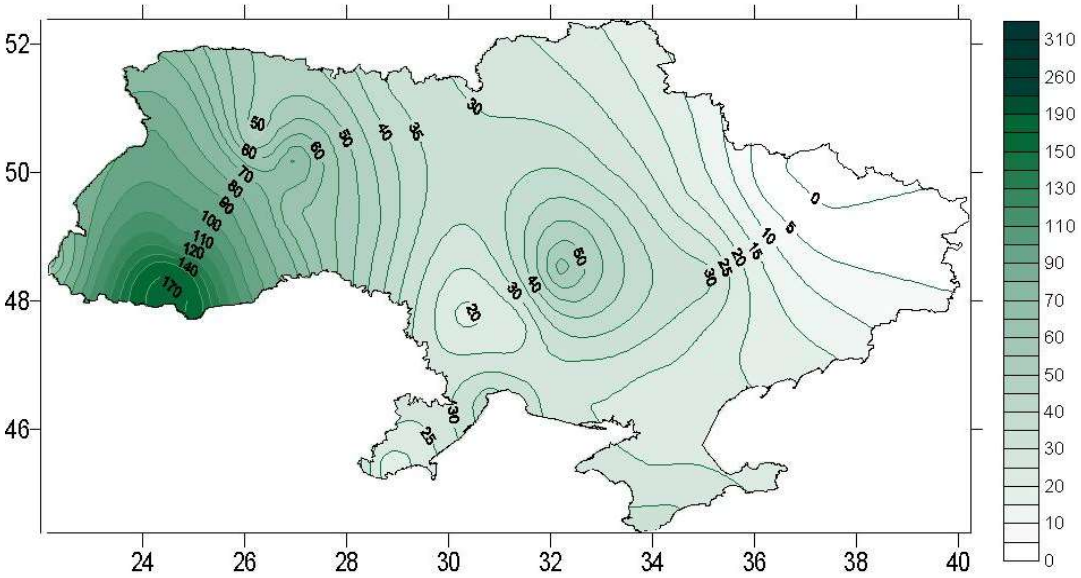


Рисунок 2.67 – Розподіл кількості опадів за вересень 2020 р. [152]

1-16 вересня утримувалася жарка погода. 9-16 вересня погоду визначали антициклони азорського походження. Впродовж 17-18 вересня відбулося вторгнення арктичного повітря за холодним фронтом з північного заходу, в якому 19-22 вересня сформувалася область високого тиску. Опадів не було. 23-25 вересня теплу суху погоду визначав гребінь антициклону зі сходу. 26-28 вересня погоду зумовлював активний холодний фронт із заходу, на хвилі якого над західними областями утворився частковий циклон, що спричинив в Україні, дощі.

Жовтень в Україні, виявився найтеплішим за весь період метеорологічних спостережень (рис. 2.68). 1-2 жовтня погоду зумовлювала улоговина високого циклону з центром над Польщею. В південних областях місцями проходили дощі. 3-8 жовтня погоду без опадів визначали гребені антициклону зі сходу. 9-12 жовтня погоду зумовлювали атмосферні фронти циклону, що перемістився з Чорного моря на південь України. На півдні, південному сході, 11-12 жовтня на Лівобережжі проходили невеликі дощі. 13-18 жовтня погоду визначала серія циклонів, що переміщувалися з південного заходу через захід України на Польщу (13-15 жовтня) та через центральні і північні області на схід Білорусі (16-18 жовтня). 19-21 жовтня погоду визначав баричний гребінь з північного заходу. Істотних опадів не було. 22-25 жовтня теплу погоду визначали атмосферні фронти і теплі сектори із заходу. На півдні країни місцями проходили невеликі дощі. 26-28 жовтня погоду без опадів визначали гребені антициклону зі сходу. 29-31 жовтня погоду зумовлював циклон, що переміщувався з Азовського моря на східні області. Проходили невеликі та помірні, вдень 31 жовтня у східних областях локально значні дощі (рис. 2.69).

За кліматичним районуванням України (рис. 2.70) досліджувана територія відноситься до південної атлантико-континентальної кліматичної області, в межах якої виділені три кліматичних райони: північний, південний та кліматичний район узбережжя морів.

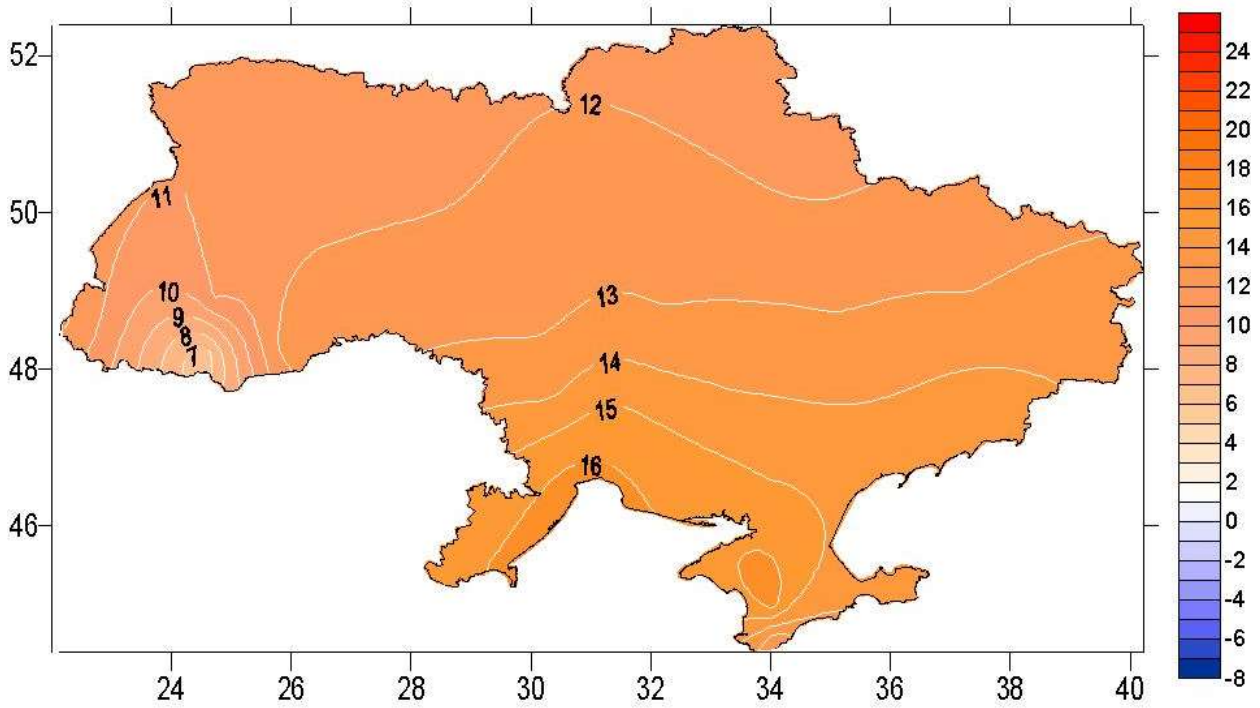


Рисунок 2.68 – Розподіл температури повітря за жовтень 2020 р. [152]

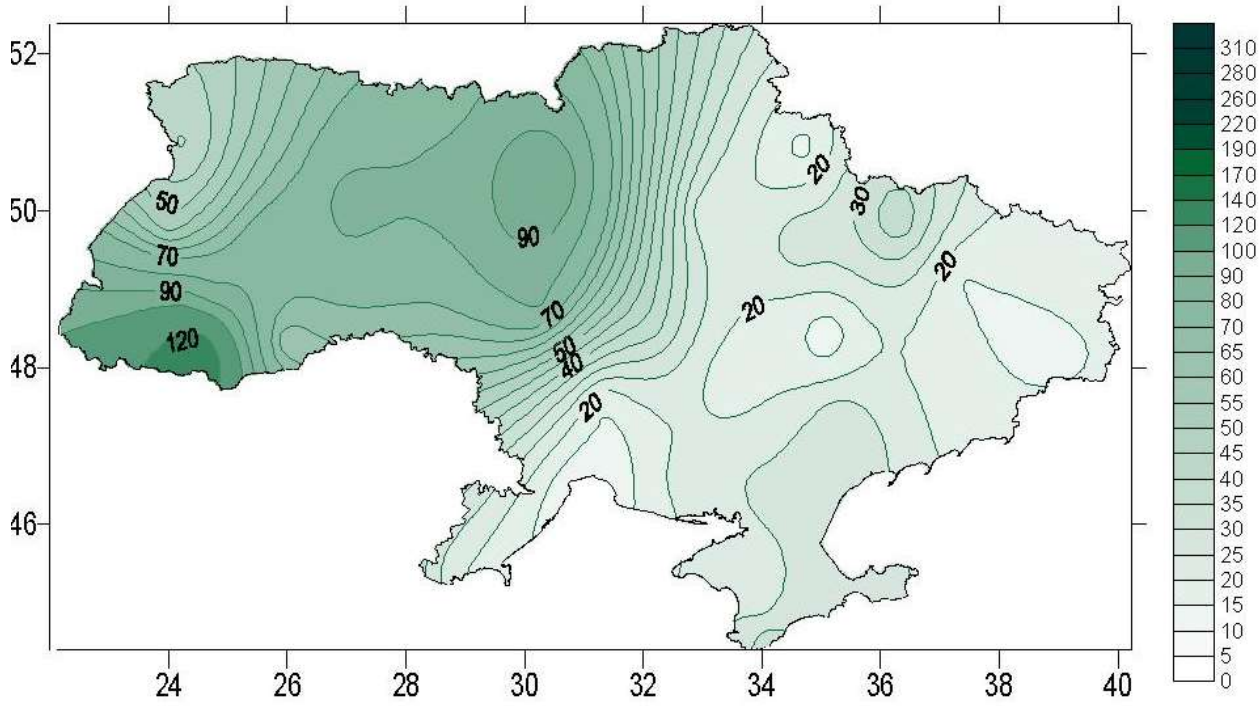


Рисунок 2.69 – Розподіл кількості опадів за жовтень 2020 р. [152]

Рисунок 2.70 – Кліматичне районування України [153]

Характерними рисами цієї кліматичної області є тривалість безморозного періоду 175-200 днів, кількість опадів 400-550 мм/рік, кількість днів зі сніговим покривом 40-80 діб, температура повітря: абсолютний мінімум 32-42 ºС, максимум – 39-41ºС.

Гідрогеологічні умови є одними з основних чинників формування мінімального стоку річок, тому режим їх тісно пов'язаний з режимом підземних вод. Питання дослідження мінімального стоку стосуються в першу чергу виявлення взаємозв'язків поверхневих і підземних вод: за близьких гідрогеологічних умов, але при різних взаємозв'язках ерозійного врізу річки і водоносних горизонтів, можливо очікувати різні величини мінімального стоку. Чим більше водоносних горизонтів розкриває річка, тим більш стійка є величина мінімального стоку. Ступінь врізання річки в підстильні породи можливо врахувати відміткою врізу її русла. Зі зниженням останньої, як правило, річка розкриває більше число водоносних горизонтів [154].

Величина підземного живлення річок визначається запасами підземних вод, особливостями їх режиму, ступенем дренування водоносних горизонтів гідрографічною мережею, а також їх зв’язком з поверхнею водозборів при виклинюванні на денну поверхню. Запаси підземних вод, що є постійним джерелом живлення річок, визначаються запасами глибинних (напірних) і ґрунтових вод.

Згідно гідрогеологічному районуванню (рис. 2.71) території України заособливостями формування підземних вод, на півдні України в межах Причорноморського артезіанського басейнузнаходиться зона недостатнього зволоження, яка охоплює території Одеської, Миколаївської, Херсонської, південну частину Запорізької областей та рівнинну частину Автономної Республіки Крим [156].

Рисунок 2.71 – Районування території України за умовами формування підземних вод [155]

Режим глибинних підземних вод визначається місцевими фізико-географічними факторами – перш за все геологічною будовою і гідрогеологічними особливостями річкових басейнів. Рівні їх досить сталі впродовж різних сезонів, а частку цих вод в меженному стоці річок визначають за найменшими літніми або зимовими витратам води, тобто коли інші види живлення практично відсутні.

Ґрунтові води знаходяться в зоні більш активного водообміну і мають сезонний режим впродовж року, а також коливаються з року в рік. Джерелом їх живлення є талі і дощові води, які фільтруючись крізь товщу ґрунтів, надходять до їх горизонту.

Для досліджуваної територій недостатнього зволоження і посушливого клімату степової зони, де рівень залягання ґрунтових вод знаходиться на більшій глибині, мінімальний стік визначається в основному сталим надходженням глибоководних підземних вод.

На формування меженного стоку також впливає *карст*, що визначається ступенем закарстованості водозборів та русел річок. Особливо великого впливу карст завдає стоку малих річок з площею менше 1000 км^2. Карстоутворення може мати двоякий вплив на режим річок: з одного боку, збільшувати приплив підземних вод у річках і відповідно підвищувати меженні витрати води, а з іншого, зменшувати поверхневий річковий стік, який частково або повністю втрачається у розломах та тріщинах і йде на поповнення підземних вод. Все це призводить не лише до відхилення середньобагаторічних величин мінімального стоку від зональних, але й до не в’язок стоку як по довжині річок, так і для їх басейнів в цілому.

Вплив озер оцінюють як позитивний – чим більше озер на водозборі і чим вони більші за розмірами, тим більш рівномірним є стік річки впродовж року і тим вищим є меженний стік але озера і можуть знижувати величину меженного стоку, якщо вони розташовані в зоні недостатнього зволоження.

Вплив лісу на величину мінімального стоку в зоні недостатнього зволоження проявляється негативно. Так, як опадів мало і водонепроникний шар лежить неглибоко, ліс потребує вологи більше ніж випадає [157].

Вплив боліт на мінімальний стік проявляється зниженням величин меженного стоку на заболочених водозборах порівняно з незаболоченими водозборами. Особливо це спостерігається в зоні недостатнього зволоження де болота як і озера можуть зменшувати величину меженного стоку за рахунок більшого випаровування з поверхні боліт, порівняно з випаровування із суші.

Суттєвий вплив на природний режим стоку в межень має господарська діяльність,при якій можуть повністю змінюватися основні параметри мінімального стоку річок. Різні види господарської діяльності людини призводять до збільшення або зменшення меженного стоку чи взагалі до його перерозподілу [6]. У маловодні роки багато річок перетворюються на колектори стічних вод, використання яких для побутових цілей непридатне, а очистка такої води потребує значно більших коштів порівняно із заходами щодо запобігання її забрудненню [158].

2.8.1 Аналіз агрометеорологічних умов формування посух на Півдні України

2.8.1.1 Вплив посух на сільськогосподарське виробництво

Посуха є найбільш небезпечним явищем для сільського господарства з точки зору економічних збитків. Під посухою в агрометеорологічному аспекті розуміють складне природне явище, внаслідок якого рослини потерпають від нестачі вологи, спричиненої посиленим випаровуванням або тривалим бездощовим періодом. В результаті порушується водний баланс рослини, вона в’яне, урожайність виявляється мінімальною, а за тривалих та інтенсивних посух рослини гинуть ще до періоду формування врожаю [159].

Систематичні дослідження небезпечного явища засухи та проблем вологозабезпеченості рослин почалося досить давно – ще у першій половині минулого століття відомий агроном О.О. Ізмаїльський підкреслював, що головна

задача аграріїв – збільшити ту частину атмосферної вологи, що вбирається ґрунтом і зменшити ту, що марно стікає з його поверхні [160]. Також дослідження явищ посух та суховіїв пов'язують з іменами таких вчених, як П.І. Броунов (1927 р.), Г.Т. Селянінов (1958 р.), А.І. Руденко (1958 р.), Ф.Ф. Давітая (1966 р.), О.О. Цубербіллер (1966 р.), І.Є. Бучинський (1970 р.).

На сьогоднішній день існують багаточисельні дослідження як українських, так і зарубіжних кліматологів, агрометеорологів, гідрологів стосовно походження, розвитку та поширення посух, причому вони стосуються як сучасних умов, так і майбутніх, що очікуються з врахуванням змін клімату [57], [161]-[165]. Результати проведених досліджень показали, що утворення посухпов'язане з циркуляцією атмосфери, що призводить до встановлення тривалого періоду антициклональної погоди.

Арктичні антициклони, що характеризуються низькою вологістю, малорухливістю та високою прозорістю повітря, формують тривалу ясну чи малохмарну погоду над великими територіями. Холодне арктичне повітря, проходить над континентом, швидко прогрівається від більш теплої земної поверхні і по мірі зростання температури збільшується його сухість. Повітря просувається на південь і певною мірою збагачується вологою за рахунок випаровування ґрунтової вологи і транспірації рослин. Однак нагрівання відбувається настільки інтенсивно, що відносна вологість повітря знижується, висушування ґрунту посилюється і утворюється повітряна, а потім і ґрунтова посуха (рис. 2.72).

Цей процес посилюється при надходженні "свіжих" повітряних мас повітря з тих же арктичних регіонів. При ослабленні атмосферної циркуляції що відбувається у потужних антициклонах, посилюються процеси утворення посух.

За теперішнього часу існують різні підходи до класифікації засух [159], [161], [162]. У залежності від середовища, у якому спостерігаються ознаки дефіциту вологи, розрізняють атмосферні, ґрунтові, гідрологічні посухи, а також загальну атмосферно-ґрунтову посуху.

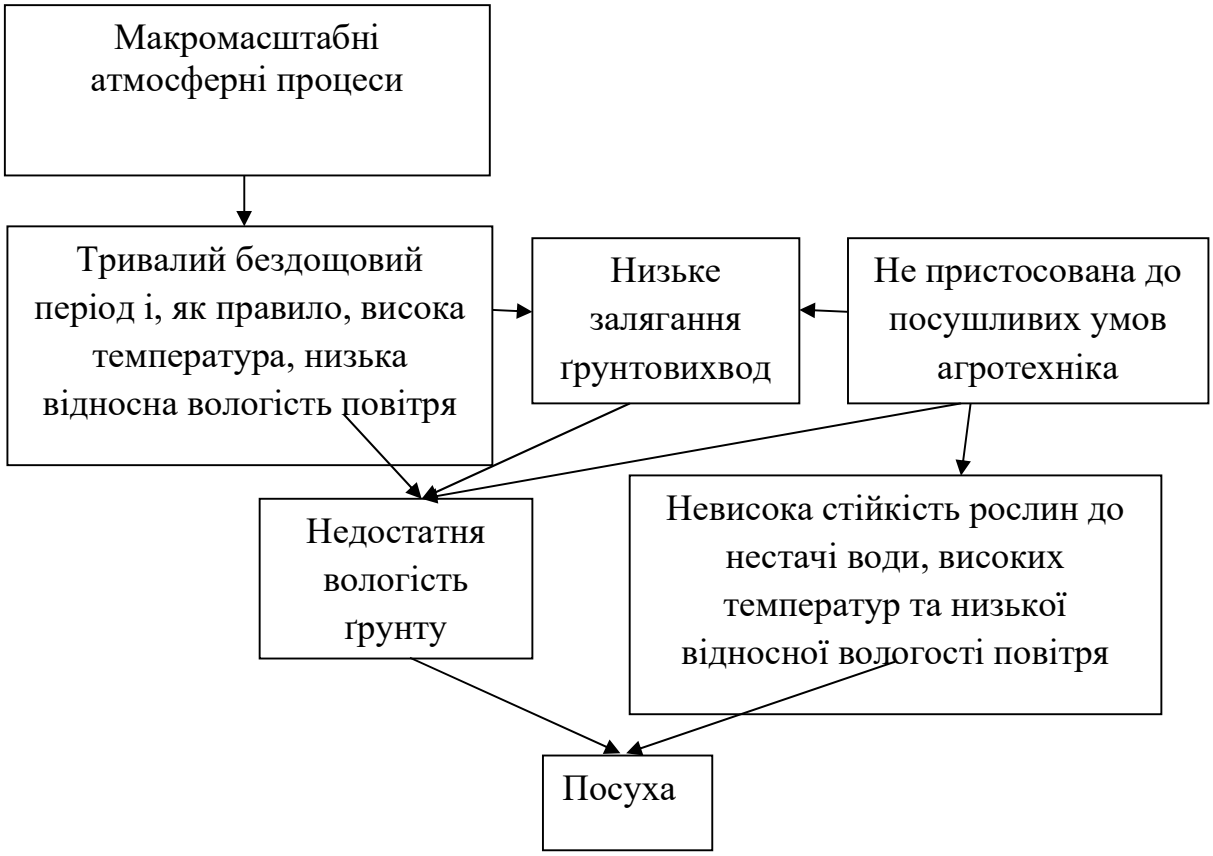


Рисунок 2.72 – Схема утворення посухи (Ф.Ф. Давітая, 1966)

Метеорологічна (атмосферна або повітряна) посуха. Основною ознакою такої посухи є дефіцит кількості опадів, що супроводжується зменшенням поверхневого стоку, інфільтрації і поповнення ґрунтових вод, а також такими явищами, як високі температури, низька відносна вологість повітря,зменшення хмарності, підвищений прихід сонячної радіації. Сукупність цих явищ призводить до збільшеного випаровуваннята транспірації вологи рослинами.Метеорологічна посуха може розвитися дуже швидко і різко закінчитися [161], [162].

Ґрунтова (сільськогосподарська) посуха характеризується дефіцитом вологості ґрунту, що спричиняє у рослин стрес, зменшення продуктивності і кінцевого урожаю. Ґрунтова посухавиникає як наслідок тривалої атмосферної посухи, коли при посиленому випаровуванні запаси вологи у ґрунті швидко зменшуються, і стають

недостатніми для нормального росту і розвитку рослин. Настає невідповідність між потребою рослин у волозі і надходженням її з ґрунту. Це викликає істотне зниження урожайності сільськогосподарських культур, які вирощуються у богарних умовах, навіть на полях з високою агротехнікою. Ґрунтова посуха може відмічатися в орному шарі (0-20 см), у шарі зосередження основної кореневої системи рослин (0-50 см), а також у метровому шарі (0-100 см) [159].

Початок сільськогосподарської посухи може суттєво відрізнятися від початку метеорологічної у залежності від наявних вологозапасів ґрунту. Виникнення посухи спричиняють деякі додаткові фактори, що перешкоджають накопиченню запасів вологи у ґрунті: взимку - нестача снігу, навесні – несприятливі умови вбирання талих вод (бурхливе танення снігу, безструктурний ґрунт, або ґрунт, що замерз, наявність льодяних кірок) [161], [162]. За початок помірної ґрунтової посухи прийнято вважати запаси продуктивної вологи в ґрунті на рівні 85 % оптимального зволоження для відповідної фази розвитку певної польової культури. Сувора посуха відзначається при 65 % цього зволоження, а дуже сувора – при 35 % [159].

Гідрологічні посухи характеризуються зменшенням надходження води в річки та водойми, зниженням їх рівня, зменшенням запасів ґрунтових вод, що призводить до ускладненьв задоволенні потреб у воді, а також скорочення площі боліт. Зазвичай гідрологічна посуха настає пізніше за метеорологічну та сільськогосподарську. Оскільки регіони між собою зв’язані гідрологічними системами, область розповсюдження гідрологічної посухи може поширюватися на більшу територію, ніж метеорологічної, що її викликала [161], [162].

Окремим видом є *посухи, що спричиняють соціально-економічні наслідки*. Це такі посухи, інтенсивність та масштаби яких згубно впливають на стан економіки країни або регіону та призводять до значних соціальних наслідків, іноді навіть до гуманітарних катастроф. Треба відзначити, що соціальні (гуманітарні) збитки від посух піддаються оцінці лише з великими труднощами, тому що важко виокремити фактор посухи.

За даними [166] в Аргентині протягом останніх двадцяти років спостерігалося щонайменше три катастрофічні посухи, в наслідок яких тільки в північній частині провінції Санта-Фе було втрачено 300 тис. голів великої рогатої худоби, а у Північній Патагонії загинуло 800 000 овець. Дослідження, проведені в Австралії [167] також свідчать про те, що посухи спричиняють суттєвий негативний вплив на економіку та стан здоров'я фермерів та інших працівників сільськогосподарського сектору. Найтрагічніший наслідок посух – людські втрати. Найбільш трагічною була посуха в Китаї в 1928 р. внаслідок якої загинуло близько 3 млн людей [168]. За даними ООН за період 1967-1991 рр. від наслідків посух в світі загинуло більше 1,3 млн людей [161].

За оцінками фахівців [161] уже у сучасних умовах більше 30 % кращих посівних земель щорічно відчувають дефіцит вологи. Загальна кількість опадів на посушливих землях Степу та Південного Лісостепу не перевищує 400-500 мм, що є межею ефективного виробництва сільськогосподарської продукції. У роки зі значно меншою від норми кількістю опадів ситуація різко погіршується. У роки сильних посух втрати зернових культур в цілому по Україні сягають 5 ц/га, а в степових областях – до 10-15 ц/га. В останні роки все частіше бувають випадки повної загибелі урожаїв.

За період 1981-2013 рр. в Україні атмосферні і ґрунтові посухи різної інтенсивності (весняно-літні, літні, осінні) спостерігалися майже щороку, лише у 1993 р. та 1997 р. посушливих явищ не було [161].

Таким чином, з усіх несприятливих явищ посухи завдають найбільшої шкоди сільському господарству в усьому світі, і, зокрема, в нашій країні, тому що близько 70 % усіх посівних площ зернових культур розташовано в зонах недостатнього і нестійкого зволоження.

Крім того, в умовах глобальних змін клімату, вже доведено, що умови вирощування сільськогосподарських культур в Україні можуть суттєво змінитися. Особливо це стосується південних областей і, в першу чергу - умов вологозабезпеченості вегетаційного періоду, які впливають на урожай [169]-[171].

2.8.1.2 Сучасний стан зволоження території України

Для характеристик атмосферних та ґрунтових посух в українській гідрометслужбі [161] використовують такі критерії:

Атмосферна посуха – це тривала відсутність ефективних опадів (більше 5 мм за добу) в межах вегетаційного сезону і висока середня температура повітря (вище 25 °С). Кількісний критерій – це тривалість таких періодів 30 днів і більше. Ґрунтова посуха – зниження вологості ґрунту у шарі 0-20 см до 10-15 мм і менше, в шарі ґрунту 0-100 см – до 50-60 мм і менше. Критерій інтенсивності ґрунтових посух: дуже сильна – зниження вологості ґрунту в орному шарі до 5 мм і менше, в шарі 0-100 см до 25 мм і менше. Для сильної ґрунтової посухи критерії становлять, відповідно, 6-10 і 26-35 мм, для середньої – 11-15 і 36-50 мм [161].

Агрокліматичне районування території, яким користуються і в теперішній час, було проведене у 1986 р. Для нього були застосовані традиційні в агрокліматології дані за період 1956-1985 рр. про суми температур, опади і критерій зволоження ГТК, який дозволяє досить об’єктивно оцінити вологозабезпеченість і теплозабезпеченість. За співвідношенням ресурсів тепла і вологи на території України було виділено 3 агрокліматичні зони: Полісся (ГТК 1,3-2,0), Лісостеп (ГТК 1,0-1,3), Степ (ГТК 0,5-1,0) [161].

У зв’язку з тим, що клімат України змінюється і з 1989 року у нашій країні спостерігається майже безперервний період потепління у рамках програми Глобального водного партнерства ВМО з інтегрованого управлінняпосухами в регіоні Центральної та Східної Європи була проведена оцінка зміни клімату на територіїУкраїни з використанням даних безперервних інструментальних спостережень за погодою на 180 метеорологічних станціях, більшість яких розташовані в зоні землеробства. Часові ряди спостережень складали від 60 років до 140 років [161].

З урахуванням досліджень зміни клімату та використанням великої кількості вихідних даних фахівцями Українського гідрометцентру було побудовано нову карту агрокліматичного зонування території України для періоду активної вегетації усіх сільськогосподарських культур (травень –вересень) за показником $ГТК_{5–9}$ (рис. 2.73). Період спостережень використаний для розрахунків - 1961–2013 рр. [161].

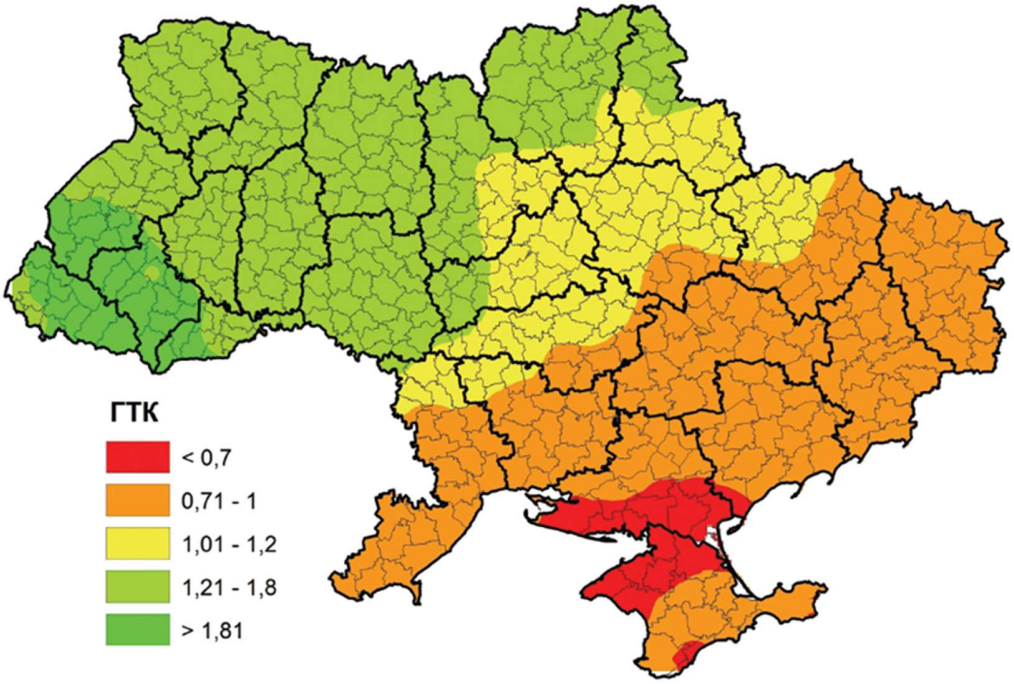


Рисунок 2.73 – Карта-схема розподілу значень $ГТК_{5–9}$ за період 1961–2013 рр. [161]

Як можна бачити на території Північного та Південного Степу України значення ГТК за період активної вегетації попадають у градацію від 0,71 до 1, що відповідає середньо посушливим умовам. Лише південні райони Херсонської області та північно-західні райони Криму, а також невелика територія півдня сучасного Мелітопольського району Запорізької області за значеннями ГТК характеризуються як сильно посушливі.

Також фахівцями Українського гідрометцентрубув обчислений ГТК$_{5–9}$ за 2 періоди: 1961-1990 рр. та 1991-2013 рр. та зроблено їх порівняння. На основі цього порівняння Т.І. Адаменко зробила висновок, що території південних районів Одеської і Херсонської областей, північно-західних районів Криму та Приазов'я входять до зони посилення посушливості [161].

Треба відзначити, що наведена карта-схема агрокліматичного районування території України за показником посушливості ГТК добре узгоджується з наведеною на рис. 2.74 карто-схемою гідрологічного районування України [175]. У відповідностіз цим районуванням території з середньо- та сильно посушливими умовами (за показником ГТК) знаходяться в зоні недостатньої водності. Ці території належать до басейнів Дунаю, річок Причорномор'я, Південного Бугу, Сіверського Дінця, річок Приазов'ята Криму, де нестача та майбутній дефіцит водних ресурсів є нагальною проблемою, яка стає все більш актуальною в умовахзмін клімату [146].

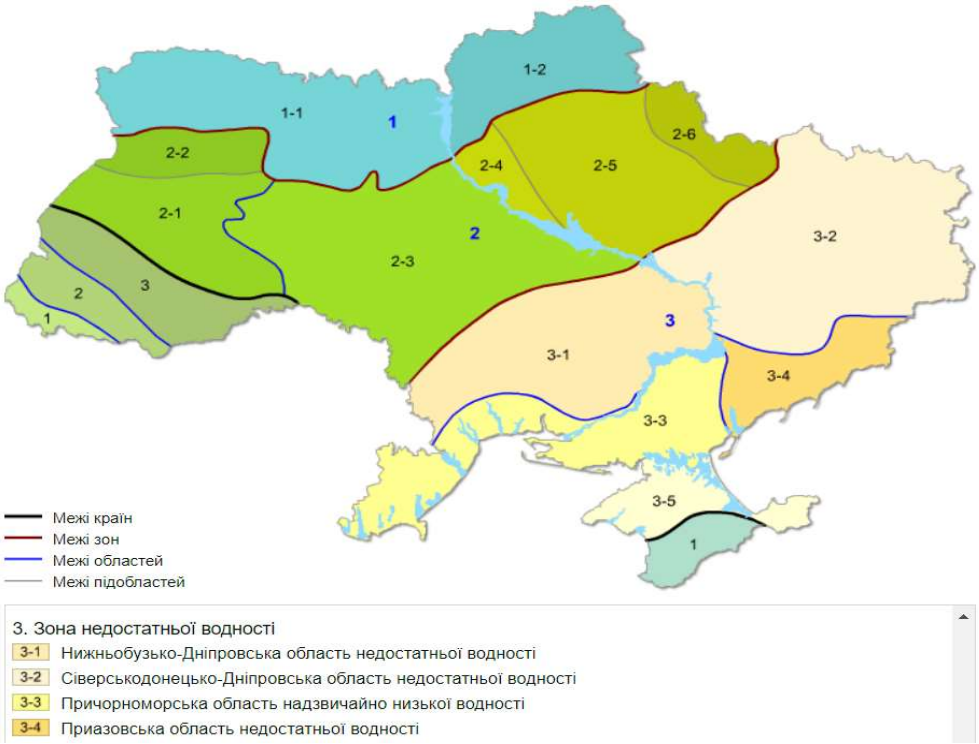


Рисунок 2.74 – Карта-схема гідрологічного районування України [175]

Для характеристики посушливих умов у відповідності до Плану управління посухами [174] у якості додаткових національнихіндикаторів посух крім ГТК в Україні використовуються: стандартизований індекс опадів (SPI), гідротермічний коефіцієнт (ГТК) Селянінова, показник зволоження Шашко (Md), індикатор вмісту вологи Процерова, кількість днів з відносною вологістю ≤ 30 %, кількість днів з максимальною температурою> 30 °С, запаси продуктивної вологи у 0-20 см, 0-50 см, 0-100 см шарах ґрунту підозимою, ранньою ярою та пізніми ярими культурами (W_{0-20}, W_{0-50}, W_{0-100}).

2.8.1.3 Дослідження показників посушливості періоду активної вегетації на території Херсонської області

Дослідження посушливості проводилося для території Херсонської області. Херсонська область – одна з найпосушливих в Україні, тут землеробство без перебільшення можна назвати ризикованим. Кожного рокувідбувається збільшення суми активних температур, а кількість середньорічних опадів зменшується, що призводить до зменшення кількості продуктивної вологи у ґрунті. Тому зрошення в Херсонській області є необхідністю. В основному зрошення відбувається дніпровською водою з Каховського магістрального каналу.

Площа зрошуваних земель у Херсонській області становить 350 тис. га. Як правило, на зрошенні вирощуються соя, озимий рапс та горох, урожайність цих культур на зрошенні становить близько 4 т/га. Також на зрошенні вирощують найважливішу для України культуру – озиму пшеницю, урожайність якої на зрошенні становить 7-7,5 т/га, причому саме за рахунок зрошення відбувається приріст урожаю від 2 до 4,5 т/га.

Карта агрокліматичного районування території Херсонської області представлена на рис. 2.75. Як вже відзначалося, ГТК Селянінова в агрометеорології вважається досить об'єктивним і достовірним показником, тому агрокліматичне районування територій за ресурсами вологи проводиться саме за величинами сум опадів та ГТК.

Як можна бачити, територія області ділиться на два райони:

I – Високого рівня теплозабезпечення, посушливий. Тут сума активних температур вище 10°С становить 3300-3400°С, сума опадів за період активної вегетації сільськогосподарських культур коливається від 290 до 320 мм, а ГТК за цей період становить 0,9-1,0;

II – Високого рівня теплозабезпечення, дуже посушливий. На території цього району сума активних температур за період активної вегетації коливається від 3450 °С до 3550 °С, а показники зволоження становлять 260-290 мм і 0,7-0,8 відповідно [175].

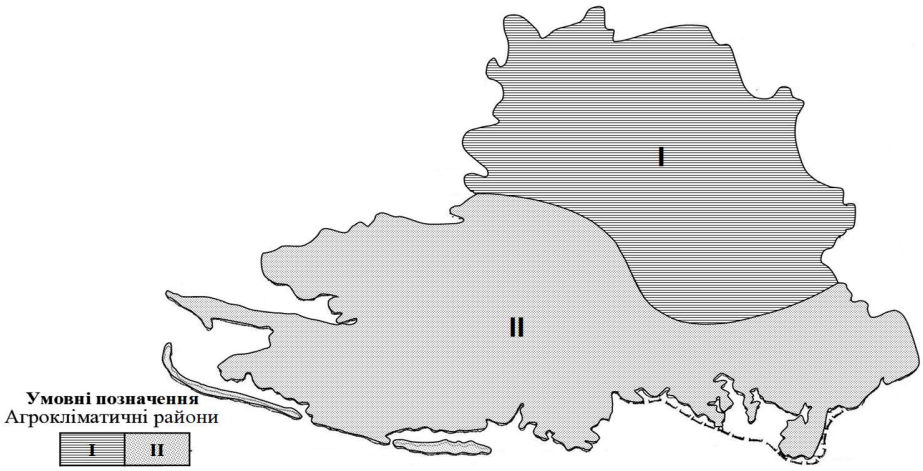


Рисунок 2.75 - Карта-схема агрокліматичного районування Херсонської області [175]

Для дослідження посушливості було використано дані про середньодекадну температуру повітря та декадну суму опадів за період 2004-2018 рр. В якості досліджуваних пунктів було вибрано дві гідрометеорологічних станції: Велика

Олександрівка, яка характеризує північну частину області і відноситься до басейну річки Інгулець, та Бехтери (південно-західна частина області). Річок в районінемає, життєдіяльність регіону забезпечує Краснознам'янський канал.

Хоча у 2020 р. у результаті адміністративно-територіальної реформи було ліквідовано більшу частину районів Херсонської області (залишилося лише 4 райони), для зручності можна скористатися районуванням території, представленим у сучасному Агрокліматичному довіднику по Херсонській області [176].

Тоді, згідно з цим довідником, інформація метеостанції Велика Олександрівка є репрезентативною для колишніх Великоолександрівського, Високопільського та Нововоронцовського районів (за сучасних умов вони входять до Бериславського району). Інформація метеостанції Бехтерирепрезентативна для колишніх Голопристанського та Скадовського районів (тепер вони формують новий Скадовський район). Карта-схема розташування гідрометеорологічних станцій Херсонської області представлена на рис. 2.76.

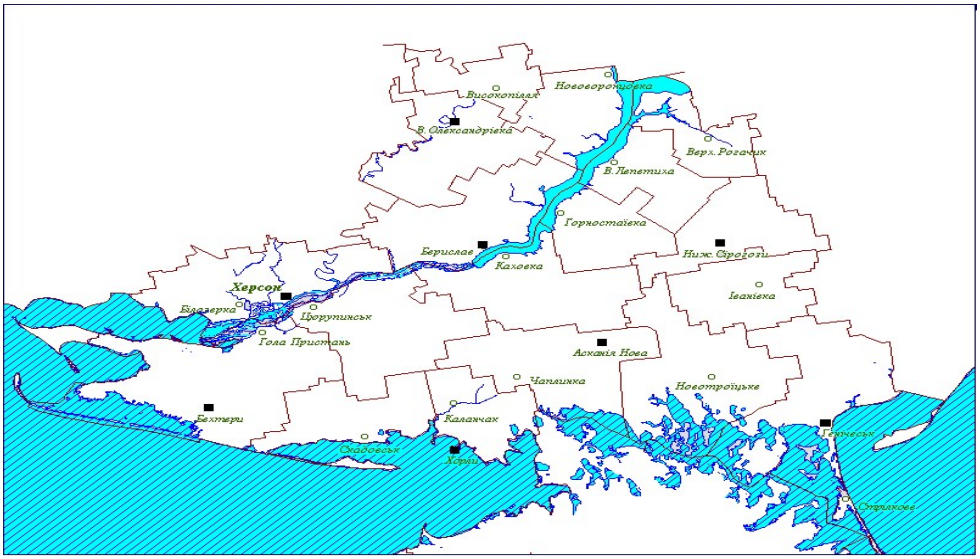


Рисунок 2.76 - Карта-схема розташування метеорологічних станцій Херсонської області [176]

У табл. 2.20 представлені результати розрахунків для станції Велика Олександрівка. Як можна бачити з таблиці, перехід через 10°С навесні (початок періоду активної вегетації сільськогосподарських культур) в районі метеостанції Велика Олександрівка відбувається у середньому 11 квітня, а перехід через 10°С восени (кінець періоду активної вегетації) - 15 жовтня.

У середньому за період 2004-2018 рр. накопичується сума активних температур 3612 °С і сума опадів 295 мм. Оцінка рівня прояву засушливості за показником ГТК виконувалась за наступними градаціями:

1) дуже сильна (екстремальна) посуха (ГТК ≤ 0,40);

2) сильна посуха (ГТК = 0,41-0,7);

3) середня посуха (ГТК = 0,71-1);

4) слабка посуха (ГТК = 1,01-1,2);

5) достанє зволоження (ГТК = 1,21-1,8);

6) волого (ГТК ≥1,81).

Можна бачити, що середньобагаторічне значення ГТК для станції Велика Олександрівка становить 0,83, що характеризується як середньопосушливі умови. Однак, можна бачити, що 8 із 15 досліджених років за величиною ГТК були з сильною посухою (53 % всіх випадків), 3 роки були із середньою посухою (20 % від загальної кількості досліджених років), також 3 роки були із слабкою посушливістю (20 % років) і лише один рік з 15-ти характеризується надмірним зволоженням. Таким чином, за показником ГТК за всі досліджені роки найбільш посушливими були 2012 р. та 2017 р.

Також була зроблена спроба оцінити ступінь інтенсивності засухи у період активної вегетації за показником зволоження Д.І. Шашко, критерії якого були наступними:

а) відсутність посухи (напівволога зона з Md ≥ 0,41);

б) слабкапосуха (напівпосушлива зона з Md = 0,40-0,31);

в) середняпосуха (посушлива зона з Md = 0,30-0,20);

г) сильна посуха (дуже посушлива зона з Md = 0,19-0,10);

Таблиця 2.20 - Розрахунок показників посушливості на станції Велика Олександрівка

Рік	Дати переходу через 10°С		Сума температур вище 10°С	Сума опадів, мм	Сума дефіцитів вологи, мм	ГТК	*Md*	Інтенсивність посухи*
	навесні	восени						
2004	12.04	09.10	3134	659	894	2,1	0,74	вологa відсутня
2005	10.04	13.10	3561	239	1325	0,67	0,18	сильна сильна
2006	09.04	12.10	3475	211	1232	0,61	0,17	сильна сильна
2007	21.04	14.10	3661	222	1736	0,61	0,13	сильна сильна
2008	07.04	22.10	3560	340	1302	0,96	0,26	середня середня
2009	18.04	22.10	3365	245	1490	0,73	0,16	середня сильна
2010	03.04	02.10	3646	407	1364	1,1	0,30	слабка середня
2011	20.04	12.10	3487	182	1445	0,52	0,13	сильна сильна
2012	08.04	30.10	4243	200	1894	0,47	0,11	сильна сильна
2013	10.04	30.10	3738	402	1460	1,07	0,28	слабка середня
2014	12.04	17.10	3663	252	1586	0,69	0,16	сильна сильна
2015	14.04	10.10	3463	270	1431	0,78	0,19	середня сильна
2016	02.04	09.10	3416	375	1415	1,1	0,26	слабка середня
2017	13.04	20.10	3665	179	1699	0,49	0,11	сильна сильна
2018	02.04	29.10	4107	249	1857	0,61	0,13	сильна сильна
Середнє	11.04	15.10	3612	295	1475	0,83	0,22	середня середня

* чисельник – за ГТК, знаменник – за *Md*

д) дуже сильна посуха (напівсуха напівпустельна зона з Md ≤ 0,09).

Для розрахунку показника *Md* було визначено суму середньодекадних дефіцитів вологості ґрунту, яка в середньому для умов станції Велика Олександрівка становить 1475 мм. Середньобагаторічне значення критерію *Md* становить 0,22, що характеризує середню посушливість. Можна бачити, що у переважній більшості випадків показники посушливості за обома критеріями співпадають, особливо це стосується сильних посух. За критерієм *Md* 10 років з 15 (67 %) характеризуються сильно посушливими умовами. В одному з досліджених років посуха була відсутня, це був 2004 р., який за значенням ГТК вважається вологим. Чотири з 15 досліджених років характеризуються середньопосушливими умовами, це становить 27 % всіх випадків.

Оскільки для сільськогосподарських культур найбільшу небезпеку становить загальна посуха, тобто поєднання атмосферної та ґрунтової засух, для визначення посушливості території бажано використовувати різноманітні показники. Тому крім показників ГТК і *Md* було визначено коефіцієнт зволоження Є.С. Уланової, який враховує саме запаси продуктивної вологи у ґрунті з врахуванням їх поповнення завдяки опадам. Результати розрахунків за цим показником представлені для станції Велика Олександрівка у табл. 2.21.

Можна бачити, що за цим показником 4 з 15 досліджених років характеризуються відсутністю посухи і нормальним зволоженням, також 4 досліджених роки були із середньою посухою. В обох випадках це становить 27 % загальної кількості років.

Сильні та дуже сильні посухи за критерієм Уланової спостерігалися у 7 роках, що становить 47 % випадків, тобто можна сказати, що половина досліджуваних років характеризується наявністю сильних посух.

Як можна бачити з таблиць, розбіжність у чутливості всіх застосованих критеріїв дуже несуттєва, і за усіма критеріями посухи, що спостерігалися в районі Великої Олександрівки протягом вегетаційного періоду 2012 р. та 2017 р. характеризуються як найбільш інтенсивні.

Таблиця 2.21 - Розрахунок коефіцієнту зволоження $K_У$ на станції Велика Олександрівка

Рік	Сума температур за травень-червень, °С	Сума опадів за травень-червень, мм	Запаси вологи у метровому шарі, мм	$K_У$	Інтенсивність засухи
2004	1005	264	281	39	Відсутня
2005	1135	112	113	20	Сильна
2006	1103	117	118	21	Середня
2007	1303	88	105	15	Сильна
2008	1076	61	117	17	Сильна
2009	987	128	125	26	Відсутня
2010	1236	160	168	27	Відсутня
2011	1182	89	154	21	Середня
2012	1366	53	110	12	Дуже сильна
2013	1315	184	101	22	Середня
2014	1185	119	87	17	Сильна
2015	1140	131	143	24	Середня
2016	1154	159	132	25	Відсутня
2017	1168	38	152	16	Сильна
2018	1276	55	169	18	Сильна
Середнє	1175	117	127	21	Середня

Станція Бехтери знаходиться у другому дуже посушливому агрокліматичному районі Херсонської області, де знаходяться найбільші зрошувані площі. Представляє інтерес визначення кількості та інтенсивності посух протягом вегетаційного періоду і в районі цієї станції. Результати розрахунків критеріїв ГТК і *Md* надаються у табл. 2.22. Період активної вегетації у середньому починається в районі Бехтер 12 квітня, а закінчується 18 жовтня. У середньому за цей період накопичується сума активних температур, що становить 3677°С, а середньобагаторічна сума опадів становить 241 мм. Середньобагаторічне значення ГТК 0,66 дозволяє характеризувати досліджувану територію як сильно посушливу, але протягом 15 років величини ГТК коливалися від 0,34-0,37 (екстремальна посуха) в 2015 та 2011 роках до 1,16-1,17 (слабка посушливість) у 2004 р. та 2010 р.

Таблиця 2.22 - Розрахунок показників засушливості на станції Бехтери

Рік	Дати переходу через 10°С		Сума темпе-ратур вище 10°С	Сума опадів, мм	Сума дефіци-тів вологи, мм	ГТК	Md	Інтенсивність посухи*
	навесні	восени						
2004	13.04	14.10	3278	381	936	1,16	0,41	слабка відсутня
2005	11.04	14.10	3596	183	1241	0,51	0,15	сильна сильна
2006	14.04	14.10	3484	141	1202	0,41	0,12	сильна сильна
2007	20.04	25.10	3756	155	1466	0,41	0,11	сильна сильна
2008	10.04	27.10	3669	315	1244	0,86	0,25	середня середня
2009	19.04	26.10	3613	177	1304	0,49	0,14	сильна сильна
2010	3.04	3.10	3694	431	1118	1,17	0,39	слабка слабка
2011	19.04	13.10	3490	128	1251	0,37	0,10	дуже сильна сильна
2012	13.04	30.10	4080	269	1446	0,66	0,19	сильна сильна
2013	10.04	30.10	3738	267	1313	0,71	0,20	середня середня
2014	11.04	20.10	3723	322	1403	0,87	0,23	середня середня
2015	14.04	13.10	3587	121	1358	0,34	0,09	дуже сильна дуже сильна
2016	2.04	11.10	3700	335	1265	0,91	0,26	середня середня
2017	26.04	25.10	3558	201	1332	0,56	0,15	сильна сильна
2018	2.04	31.10	4191	195	1684	0,46	0,12	сильна сильна
Середнє	12.04	18.10	3677	241	1304	0,66	0,19	сильна сильна

* - чисельник – за ГТК, знаменник – за Md

Із 15 досліджених років за величиною ГТК були 2 роки зі слабкою посухою (13 % всіх випадків), 7 років були із сильною посухою (47 % від загальної кількості досліджених років), 4 роки були із середньою посушливістю (27 % років) і два роки з 15-ти характеризуються екстремальною посушливими умовами (також 13 %).

Аналіз показника посушливості *Md* Шашко дозволяє зробити висновок, що середньобагаторічне значення цього критерію становить 0,19, що відповідає сильній посушливості. За цим показником територія дослідження характеризується так же, як і за показником ГТК. Вісім з 15 років характеризуються як сильно посушливі, це становить більше половини випадків, 4 роки були середньопосушливими, по одному року було із сильною посухою, слабкою посухою і взагалі з нормальним зволоженням (без посух).

Порівняння посушливих умов за обома показниками свідчить про те, обидва показники досить чітко визначають сильні та дуже сильні посухи. Так у дев'яти роках з 15 за обома показниками умови характеризуються як сильно та екстремально сильно посушливі.

Для дослідження показника зволоження Уланової були проаналізовані запаси продуктивної вологи у ґрунті, що є індикатором ґрунтової посухи. Результати розрахунків представлені у табл. 2.23.

Середньобагаторічне значення критерію $К_У$, що становить 16 також характеризує досліджуваний район до сильно посушливої території, як і за попередніми показниками. Дуже посушливі умови за цим показником відзначалися у 6 роках (40 % випадків), сильні посухи – у 7 роках (47 % випадків), по одному року були із середньою посушливістю і з нормальним зволоженням. Для станції Бехтери також слід відзначити дуже добре співпадіння ступеня посушливості території за різними критеріями.

Як вже відзначалося, ступінь зволоження вегетаційного періоду, особливо в умовах Півдня України, суттєво впливає на ріст, розвиток і формування урожаїв сільськогосподарських культур. Також ступінь зволоження впливає на інтенсивність емісії парникових газів з ґрунту. Визначено, що найбільш інтенсивна емісія N_2O спостерігалась в періоди високого рівня зволоження ґрунту, коли створювались

анаеробні умови у ґрунті [177]. Тому питання дослідження умов посушливості та зволоження є актуальним у багатьох аспектах.

Таблиця 2.23 - Розрахунок коефіцієнту зволоження $К_У$ на станції Бехтери

Рік	Сума температур за травень-червень, °С	Сума опадів за травень-червень, мм	Запаси вологи у метровому шарі, мм	$К_У$	Інтенсивність засухи
2004	1026	132	85	21	середня
2005	1141	55	122	16	сильна
2006	1101	56	142	18	сильна
2007	1253	47	121	13	дуже сильна
2008	1099	66	117	17	сильна
2009	1167	46	101	13	дуже сильна
2010	1212	143	86	19	сильна
2011	1155	93	41	12	дуже сильна
2012	1274	173	81	20	сильна
2013	1297	67	32	8	дуже сильна
2014	1165	118	65	16	сильна
2015	1161	61	66	11	дуже сильна
2016	1167	163	130	25	відсутня
2017	1135	58	74	12	дуже сильна
2018	1274	95	116	17	сильна
Середнє	1175	92	92	16	сильна

Для дослідження динаміки показника посушливості ГТК і визначення тенденції його мінливості нами було використано метод гармонійних вагів. Цей метод широко використовується для аналізу часових рядів, а в агрометеорології його першим запропонував А.М. Польовий [178].

На рис. 2.77 представлена динаміка величин ГТК для станцій Велика Олександрівка та Бехтери, а також лінії тренду. Можна бачити, що криві ходу значень ГТК для обох станцій протягом досліджуваного періоду дуже схожі, а максимальні та мінімальні значення ГТК спостерігаються в одні й ті ж роки. Так, найбільш сприятливим були для обох станцій умови 2010 р., коли величини ГТК наближалися

до значення 1,21, що характеризує умови достатнього зволоження. Також досить сприятливим в районі Бехтер був 2004 рік, але в цей же час в районі Великої Олександрівки спостерігалися умови надмірного зволоження, що могли бути несприятливими для вирощування деяких сільськогосподарських культур. Найбільш посушливими для обох станцій виявилися 2011 р. та 2017 р., коли значення ГТК не перевищували 0,5.

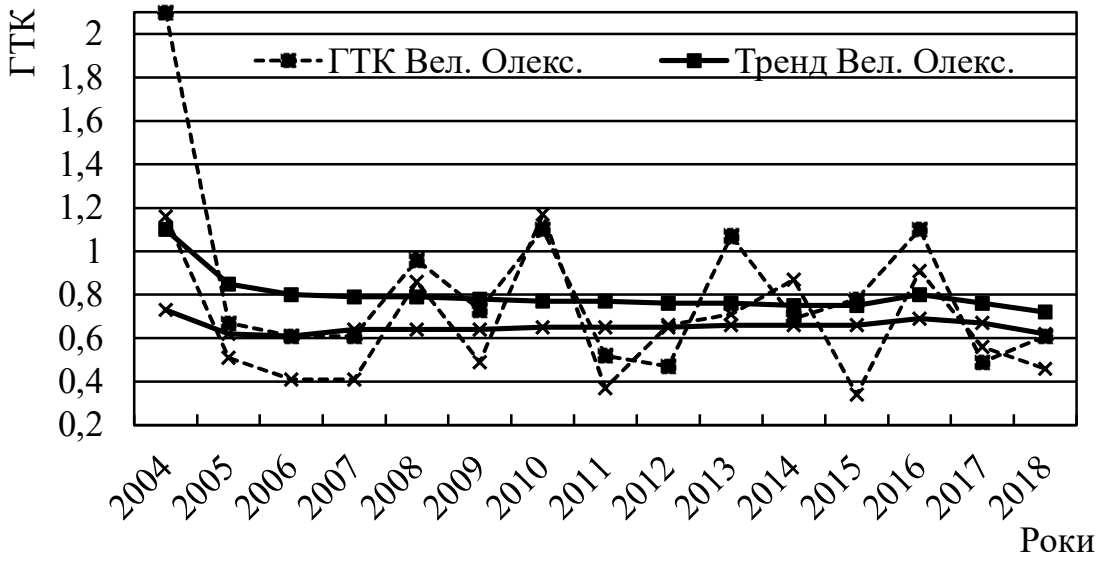


Рисунок 2.77 – Динаміка щорічних значень ГТК та лінії тренду на станціях Велика Олександрівка і Бехтери

Також можна бачити, що з початку досліджуваного періоду лінії тренду для двох станцій є практично паралельними. З 2016 р. спостерігається зменшення трендової компоненти, що свідчить про поступове зростання посушливості досліджуваної території.

За допомогою методу гармонійних вагів можна визначити тенденцію досліджуваної величини на наступний рік, виходячи з різної ваги перших та останніх величин досліджуваного часового ряду. Нами було визначено величини тенденцій. Для обох територій вони від’ємні і становлять -0,01. Це означає, що можливе

зменшення величин ГТК на території Херсонської області щороку на 0,01 у порівнянні з нинішніми значеннями. Це досить суттєве зменшення (наприклад, 0,01 – це різниця між показником середньої (ГТК = 0,71) та сильної (ГТК = 0,70) посухи.

Таким чином, можна зробити висновок, що умови періоду активної вегетації на території Скадовського та Бериславського районів Херсонської області, що відносяться до Причорноморської області надзвичайно низької водності, за теперішнього часу є середньо- і сильно посушливими. Крім того спостерігається тенденція до зростання посушливості досліджуваної території. Оскільки сільськогосподарське виробництво на цій території традиційно орієнтоване на використання зрошення, необхідно вживати заходи щодо запобігання за нинішніх умов та за умов, що очікуються у зв'язку зі змінами клімату, втрат майбутніх урожаїв.

2.8.2 Характеристика бездощових періодів в степових та лісостепових районах, як фактору літньо-осінньої межені на річках Півдня України

Умови виникнення та розповсюдження бездощових періодів. Поняття бездощових періодів використовують для оцінки кліматичних умов діяльності сільського та водного господарства на відносно невеликі часові періоди. Бездощові періоди виступають критерієм посушливості, адже характеризують тривалість періоду без ефективних опадів.

За тривалої відсутності дощів, у середньому на десятий день, формується сталий режим підвищеної температури і зниженої відносної вологості повітря. З цього часу бездощовий період вважається посушливим. При складанні агрометеорологічних щорічників та агрокліматичних довідників бездощовим вважають період 10 діб та більше без опадів або з незначною кількістю (менше 1 мм) [10]; бездощовий період

вважають перерваним, якщо опадів випало не менше 5 мм за добу, або 1,0-4,9 мм, якщо вони випадають декілька разів з перервою менше 10 днів.

Як відомо, *бездощові періоди* пов'язані головним чином зі сталими антициклонами та їх відрогами, що розповсюджуються на центральну та південну частини України. Тривалі бездощові періоди зумовлені антициклонами та ядрами високого тиску у масах арктичного повітря, що переміщуються з півночі. Менш тривалі бездощові періоди пов'язані з антициклонами, що рухаються із заходу і формуються у повітрі помірних широтах, охоплюючи всю країну [10], [179].

Тривалість бездощових періодів визначається перш за все циркуляційними умовами атмосфери, а також умовами рельєфу місцевості. *Бездощові періоди* пов'язані головним чином зі сталими антициклонами та їх відрогами, що розповсюджуються на центральну та південну частини України. Тривалі бездощові періоди зумовлені антициклонами та ядрами високого тиску у масах арктичного повітря, що переміщуються з півночі, з яких особливо виділяються стаціонарні (блокуючі) антициклони, пов’язані з азорським максимумом або арктичного походження. Менш тривалі бездощові періоди обумовлені антициклонами, що рухаються із заходу і формуються завдяки перенесенню відносно вологого атлантичного повітря та охоплюють всю територію країни [10].

Найчастіше бездощові періоди формуються в серпні-жовтні, але можуть починатися й на початку літа. Тривалі осінні бездощові періоди спостерігаються в західних областях, а також на південному сході і в центрі країни. На решті території частіше спостерігаються весняні посухи (звичайно, з березня по травень). На узбережжі морів завдяки розвитку бризової циркуляції найбільш тривалі бездощові періоди відмічаються з червня по серпень [180].

Повторюваність бездощових періодів у поточних кліматичних умовах. Починаючи з 1986 року з метою раціонального використання ресурсів клімату, оптимального розміщення основних сільськогосподарських культур та підвищення продуктивності сільського господарства використовується агрокліматичне

районування (зонування) території України. Для нього було застосовано дані метеорологічних спостережень (про температуру та опади) за період 1956-1985 рр. [161].

Спираючись на визначення бездощового періоду, в даному досліджені такі періоди були визначені по даним регулярними спостережень за опадам для теплого сезону (квітень-жовтень) 1991-2019 рр. на 41 метеорологічний станції південної частини України. Відомості про добові суми опадів отримані від Центральної геофізична обсерваторія імені Бориса Срезневського На метеорологічній станції Чорноморськ (Іллічівськ) відомості про опади за 1991-1993 рр. відсутні. Одержана інформація про повторюваність та сумарну тривалість бездощових періодів наведена у додатку Б, табл. Б.3-Б.4.

Згідно даних табл. Б.3, по території Півдня країни в розглянутий період кількість бездощових періодів коливалася від 1 до 10 за сезон. Слід звернути увагу на те, що в окремі роки на окремих станціях не виявлені бездощові періоди. Такий режим опадів спостерігався: в Хмельнику (Вінницька обл.) в 2012 році; в Очакові (Миколаївська обл.) в 2004 році, в Хмельницькому в 1992 та 2010 роках. В Хмельницькому в липні 1997 р. і липні 2008 р. не було жодного дня без опадів. За місяць випало 236 мм і 260 мм відповідно.

Максимальні значення сумарної кількості днів у бездощових періодах досягали 161 день в 2018 р. в Роздільній (Одеська обл.), 155 днів в Новій Каховці (2011 р.), по 154 дні в Чорноморську та Генічеську у 2012 році, по 153 дні в Одесі, Чорноморську та Бехтерах (2019 р.), 150 днів в Білгород-Дністровському (1992 р.).

Найбільша середня кількість бездощових періодів спостерігалася в Сербці (Одеська обл.) – 5,5, при найбільший середній та максимальній сумарній тривалості – 100,0 та 138 дні відповідно. Незначно менша середня тривалість бездощового періоду спостерігалась в Чорноморську (Одеська обл.) та Генічеську (Херсонська обл.) – 5,4 дні; в Одесі, Миколаєві та Асканії Новій (Херсонська обл.) – 5,3 дні. Найбільша

середня / максимальна сумарна тривалість бездощових періодів на цих станціях становила: 113,3/154; 109,6/154; 101,7/153; 99,6/129; 105,4/138.

По метеостанціях Південного Степу середня кількість бездощових періодів коливається від 3,2 в Первомайську (Миколаївської обл.) до 5,0 днів на більшій частині метеостанцій. При середній сумарній тривалості від 59,6 в Первомайську, до 113,3 в Чорноморську.

На теренах Північного Степу середня кількість бездощових періодів 4,5-4,7 днів, при найбільшій тривалості 124 дні в Кривому Розі та 123 в Кропивницькому.

В Лісостепу середня кількість бездощових періодів зменшується і коливається від 2,1 в Хмільницькому до 3,6 в Гайсині (Вінницька обл.) при середній сумарній тривалості від 34,3 в Хмельницькому до 61,3 в Гайсині. На території цієї частини України найбільша тривалість періоду без дощу становила від 78 днів в Вінниці до 112 в Хмельнику (Вінницька обл.).

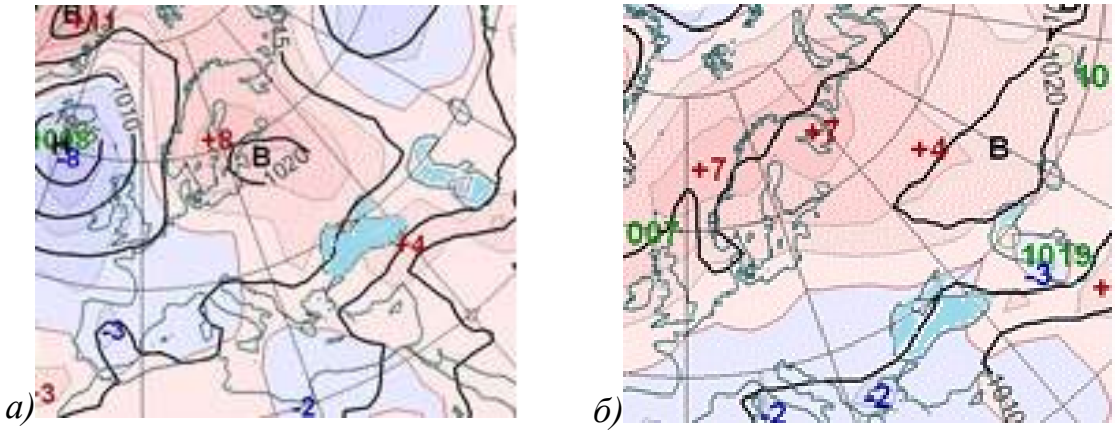
Слід зазначити, що не завжди максимальна повторюваність бездощових періодів співпадала з максимальною сумарною тривалістю.

В додатку Б, табл. Б.4 наведена загальна характеристика бездощових періодів, які спостерігалися протягом досліджуваного періоду.

Так, середня кількість днів у бездощових періодах коливається від 15 в Гайвороні (Кіровоградська обл.) до 22 в Долинській (Кіровоградська обл.), Чорноморську, Білгород-Дністровському та Вилковому (Одеська обл.), і складає в середньому по Україні 18,8 днів.

Максимальна тривалість бездощового періоду коливається в межах 35-69 днів. Найбільшою вона була в 2015 в Мелітополі році 98 днів - з 17.07 по 20.10. Також в 2015 р. тривалість бездощового періоду була максимальною: 88 днів в Очакові (05.07 – 10.10), 80 днів в Вознесенську (02.08-19.10). В 2015 році також найбільша тривалість бездощового періоду була і на станціях Чорноморськ (69 днів), Велика Олександрівка (Херсонська обл.) - 44 дні, Нижні Сірогози (Херсонська обл.) - 67 днів, Нова Каховка (Херсонська обл.) - 74 дні , Кирилівка (Запорізька обл.) – 65 днів, Миколаїв –66 днів.

Як зазначалось вище (див. 2.6.2, додаток Б.2, див. Б.2.5), серпень 2015 року виявився аномально теплим та посушливим. Майже вся територія України опинилася в посушливій зоні, де випало в основному 0,4-28 % від місячної норми опадів. Впродовж місяця переважав антициклональний характер погоди (рис. 2.78).



а) - серпень 2015 р. , б) –вересень 2015 р.

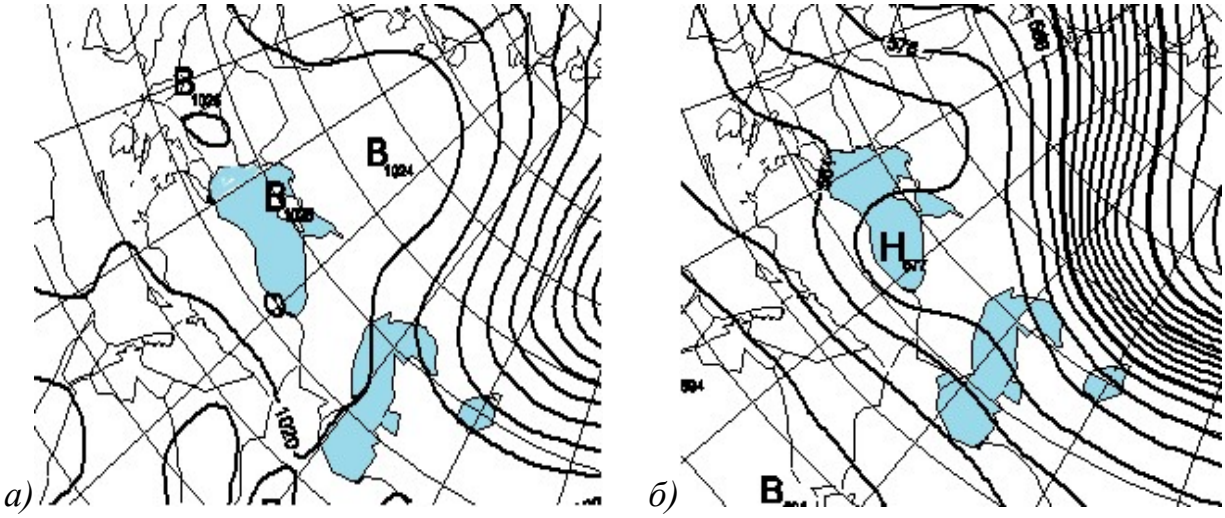
Рисунок 2.78 − Карта тиску та аномалії тиску біля поверхні землі [181]

Вересень став одним з найтепліших за ввесь період спостережень. Середня місячна температура була на 2-5º вищою за норму. Опадів випало майже на всій території - 20-79%; у Дніпропетровську та Кирилівці (Запорізької) цей вересень видався найпосушливішим за весь період спостережень (рис. 2.79).

1-15 вересня відбувався широтний перенос повітряних мас, а 16-26 вересняатмосферні фронти та теплі сектори з півдня і південного-заходу визначали жарку нестійку погоду в Україні.

1-6 жовтня зональний перенос повітряних мас зумовлював дуже теплу і суху погоду (рис. 2.80).

В Північному Степу та Поліссі тривалість бездощового періоду від 40 до 50 днів була зафіксована в період з 16 серпня по 03 жовтня 2016 року. Це було обумовлено наступним.



а) - приземна карта погоди, б) - карта АТ-500

Рисунок 2.79 − Формування синоптичних процесів в умовах зональноїциркуляції атмосфери 04.10.2016 р. 00 СГЧ

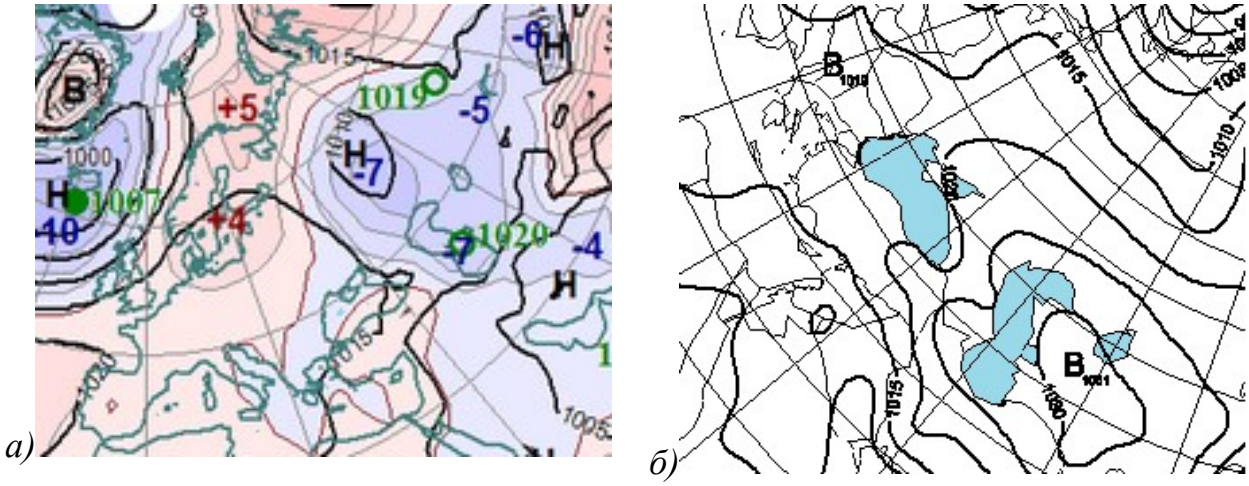
У третій декаді серпня нестійку жарку погоду визначали теплі сектори та атмосферні фронти із заходу і північного заходу, які локально зумовили дощі. У серпні у більшості областей дощів випало недостатньо - 21-79 %.

Впродовж вересня переважав антициклональний характер погоди. На значній території країни вересень виявився посушливим: в окремих районах Кіровоградської області дощів не було, а в Гайвороні (Кіровоградської), цей вересень видався найсухішим за весь період спостережень; у Миколаївській області 50-79 % від місячної норми.

У третій декаді погоду зумовлювали циклони з півдня та сходу. 1-3 жовтня жарку і суху погоду визначав теплий сектор із заходу. Середня максимальна кількість бездощових періодів теплого сезону за останні 29 років по станціях Україні становить 56,6 дні (дод. Б, табл. Б.4).

Розподіл повторюваності по градаціях тривалості показав, що в усіх областях найбільша кількість бездощових періодів має тривалість від 10 до 20 днів – від 57 % у

Вілковому і до 86 % - у Знам’янці. При цьому, в Південному, Степу частка коротких бездощових періодів менше, ніж Лісостепу.



а) - карта тиску та аномалії тиску біля поверхні землі вересень 2016 р. [181],
б) - приземна карта погоди за 02.10.2016 р., 00 СГЧ

Рисунок 2.80−Формування синоптичних процесів в умовах антициклональної циркуляції атмосфери

Частка періодів тривалістю 21-30 днів складає 11-30 %, найменша в Ізмаїлі, найбільша в Вілковому.

Бездощові періоди тривалістю 41-50 днів і більше спостерігалися лише тільки в половині розглянутих станцій України.

Цікавим є порівняння отриманих даних по сучасному періоду з аналогічними результатами, отриманими раніш та кліматичними характеристиками (табл. 2.24) [10], [57], [182]–[183]. Як можна бачити, порівняно з останнім кліматичним періодом, середня кількість бездощових періодів по станціях Херсон та Мелітополь збільшилась на 0,4-0,5. В Одесі залишилась незміною.

Середня тривалість бездощових періодів зросла: в Мелітополі на 6,4 доби, в Херсоні –на 5,8 доби, в Одесі –на 4,3 доби. Щодо максимальної тривалості, то як

можна бачити, станціях Одеса і Херсон показники максимальної тривалості були значно нижче за історичні. А в Мелітополі – виявилися більшими майже на пів-місяця.

Таблиця 2.24 - Кількість, тривалість та повторюваність посушливих періодів на Півдні України

Тривалість бездощових періодів (кількість днів)	Херсон		Одеса		Мелітополь	
	1991-2019 рр.	[10]	1991-2019 рр.	[10]	1991-2019 рр.	[10]
Середня	20	14,2	20	15,7	19	12,6
Максимальна	51	100	69	79	96	83
Середня кількість бездощових періодів, доба	4,9	5,4	5,3	5,3	5,0	5,4
Повторюваність по градаціям, % 10-20 днів	67	25	67	22	75	27
21-30 днів	24	13	27	12	17	11
31-40 днів	6	6	3	8	7	5
41-50 днів	4	3	1	5	1	2
51-60 днів	1	1	1	1	2	2
≥ 61 дня	-	-	1	2	1	-

Одержані результати підтверджують дослідження, які виявили, в цілому, несприятливий вплив кліматичних змін у характері режиму опадів на Півдні Україні у четверту кліматичну епоху.

2.8.3 Аналіз та узагальнення статистичних параметрів літньо-осінньої межені річок Півдня України

Для статистичної обробки характеристик часових рядів мінімальних 30-добових витрат використані багаторічні дані по 27 гідрологічних постах за літньо-осінній період на річках Півдня України. За розрахунковий взято період з початку спостережень по 2015 р. включно.

Для визначення статистичних параметрів використано метод моментів та найбільшої правдоподібності (додаток Д, табл. Д.1) [184].

Аналіз статистичних характеристик часових рядів 30-добових мінімальних витрат води за літньо-осінній період зі стійким льодоставом на річках Півдня України коливаються в досить значних межах. Коефіцієнт C_v розрахований за методом моментів коливається в межах від 0,32 (б. Полкова – с. Кременівка) до 3,86 (р. Гнилий Єланець – с. Женево-Криворіжжя), коефіцієнт C_s від 0,33 (Чорний Ташлик – с. Піщаний Брід) до 5,53 (р. Гнилий Єланець – с. Женево-Криворіжжя), співвідношення C_v/ C_s змінюється від 0,50 (р. Чага – с. Мирнопілля та р. Кодима – с. Обжила) до 3,6 (р. Кальчик – с. Кременівка). Середнє значення C_v/C_s становить 1,5.

Значення статистичних характеристик розрахованих за методом найбільшої правдоподібності розраховані за період літньо-осінньої межені змінюються в такому діапазоні: коефіцієнт C_v від – 0,33 (б. Полкова – с. Кременівка) до 4,37 (р. Гнилий Єланець – с. Женево-Криворіжжя), C_s від 0,33 (р. Лозуватка – с. Новоолексіївка) до 10,6 (р. Гнилий Єланець – с. Женево-Криворіжжя). Співвідношення C_v/C_s коливається від 0,6 (р. Чага – с. Мирнопілля, р. Кодима – с. Обжила та р. Лозуватка – с. Новоолексіївка) до 4,3 (р. Кальчик – с. Кременівка), середнє значення співвідношення C_v/ C_s дорівнює 1,8. З метою аналізу та узагальнення територіального розподілу статистичних характеристик мінімального стоку річок в періоди літньо-

осінньої межені виконане їх осереднення в межах суббасейнів на досліджуваній території.

У період літньо-осінньої межені (табл. 2.25) на *річках Причорномор'я* спостерігається високий коефіцієнт автокореляції (0,68), максимальне значення коефіцієнту варіації (C_v) коливається на рівні 1,12-1,44, мінімальне – на рівні 1,11-1,19. Середнє співвідношення C_s/C_v за методом найбільшої правдоподібності становить 0,90.

Таблиця 2.25 – Характерні величини параметрів C_v, C_s і C_s/C_v часових рядів мінімальних витрат у період літньо-осінньої межені на річках Півдня України

№	Басейн	Характерні величини	Метод моментів				Метод найбільшої правдоподібності		
			$r(1)$	C_v	C_s	C_s/C_v	C_v	C_s	C_s/C_v
1	Річок Причорномор'я	Середн.	***0,68***	***1,12***	***0,81***	***0,75***	***1,31***	***1,16***	***0,90***
		Мінім.		1,11	0,51	0,5	1,19	0,90	0,6
		Макс.		1,12	1,12	1	1,44	1,41	1,2
2	Південний Буг	Середн.	***0,47***	***1,12***	***1,42***	***1,26***	***1,20***	***2,05***	***1,51***
		Мінім.		0,49	0,33	0,5	0,50	0,40	0,6
		Макс.		3,86	5,53	2,2	4,37	10,6	2,8
3	Басейн Дніпра	Середн.	***0,31***	***1,46***	***2,39***	***1,63***	***1,58***	***3,71***	***2,24***
		Мінім.		0,60	0,38	0,6	0,63	0,47	0,7
		Макс.		3,37	4,79	3	4,15	10,7	4,3
4	Річок Приазов'я	Середн.	***0,49***	***0,71***	***1,22***	***1,67***	***0,75***	***1,63***	***2,09***
		Мінім.		0,32	-0,12	-0,3	0,33	0,01	0,0
		Макс.		1,24	2,81	4,2	1,28	4,60	5,9

В межах суббасейну *Південного Бугу* максимальні значення коефіцієнту варіації змінюються від 3,86 до 4,37, мінімальні значення коливаються на рівні 0,49-0,50, що суттєво відрізняється від річок Причорномор'я. Середнє співвідношення C_s/C_v також збільшується 1,26-1,51. Однак дещо зменшується коефіцієнт автокореляції (на рівні 0,47).

Мінімальні значення C_v в межах суббасейну *Дніпра* продовжують збільшуватися (0,60-0,63) та збільшується середнє співвідношення C_s/C_v (1,63-2,24), у порівнянні з суббасейном *Південного Бугу*. З іншого боку, зменшується середнє значення коефіцієнта автокореляції (0,31) та максимальне значення коефіцієнт варіації (3,37-4,15).

Порівнюючи з попередніми суббасейнами в межах суббасейну річок *Приазов'я* спостерігається незначне збільшення коефіцієнта автокореляції на рівні 0,49, мінімального значення коефіцієнта варіації до 0,32-0,33 та середнього співвідношення C_s/C_v за методом моментів до 2,09, але зменшується максимальне значення коефіцієнту варіації до 1,24-1,28.

Графічний вид територіального розподілу середніх значень статистичних характеристик параметрів часових рядів мінімальних витрат у період літньо-осінньої межені по суббасейнах головних річок на річках Півдня України представлений на рис. 2.81.

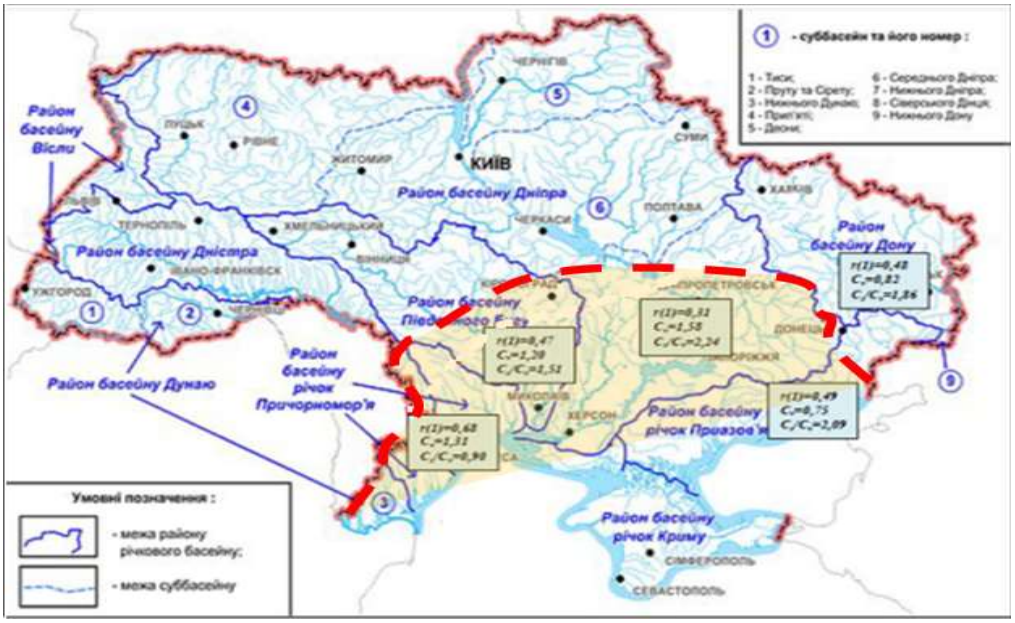


Рисунок 2.81 – Розподіл статистичних параметрів часових рядів мінімальних витрат у період літньо-осінньої межені по суббасейнах головних річок [185] в межах Півдня України

2.8.4 Аналіз та узагальнення статистичних параметрів зимової межені річок Півдня України

Розраховані статистичні характеристики мінімального стоку у зимовий період межені представлено у додатку Д, табл. Д.2.

Як видно з табл. Д.2 (додаток Д), статистичні характеристики часових рядів 30-добових мінімальних витрат води у період зимової меженіна річках Півдня України, також як й для літньо-осіннього періоду, коливаються в досить значних межах.

Коефіцієнт варіації C_v розрахований за методом моментів коливається в межах від 0,42 (р. Кальчик – с. Кременівка) до 3,39 (р. Тилігул - с. Березівка), коефіцієнт C_s від -0,63 (р. Чага – с. Мирнопілля) до 4,04 (р. Гнилий Єланець – с. Женево-Криворіжжя), співвідношення C_v/C_s змінюється від -0,9 (р. Чага – с. Мирнопілля) до 3,4 (р. Кальчик – с. Кременівка). Середнє значення C_v/C_s становить 1,9.

Значення статистичних характеристик розрахованих за методом найбільшої правдоподібності розраховані за період літньо-осінньої межені змінюються в такому діапазоні: коефіцієнт C_v від – 0,43 (р. Кальчик – с. Кременівка) до 3,78 (р. Тилігул - с. Березівка), C_s від 0,65 (р. Чорний Ташлик – с. Тарасівка) до 6,60 (р. Гнилий Єланець – с. Женево-Криворіжжя). Співвідношення C_v/C_s коливається від 0,9 (р. Чага – с. Мирнопілля) до 5,4 (р. Лозуватка - с. Новоолексіївка), середнє значення співвідношення C_v/C_s дорівнює 2,5.

Так як і для періоду літньо-осінньої межені з метою аналізу та узагальнення територіального розподілу статистичних характеристик мінімального стоку річок в період зимової межені виконане їх осереднення в межах суббасейнів на річках Півдня України.

Для *річок Причорномор'я*в період зимової межені (табл. 2.26) характерним є практична відсутність автокореляції в часових рядах, але водночас значна мінливість стоку з середнім значенням коефіцієнту варіації на рівні 1,67-1,82 при максимальних

його значеннях 3,39-3,78. Мінімальні значення коефіцієнтів варіації становлять 0,68-0,72, а середнє співвідношення C_s/C_v за методом найбільшої правдоподібності становить 1,77.

Таблиця 2.26 – Характерні величини параметрів C_v, C_s і C_s/C_v часових рядів мінімальних витрат у період зимової межені на річках Півдня України

№ за/п	Басейн	Характерні величини	Метод моментів				Метод найбільшої правдоподібності		
			$r(1)$	C_v	C_s	C_s/C_v	C_v	C_s	C_s/C_v
1	Річок Причорномор'я	Середн.	***-0,03***	***1,67***	***1,72***	***0,77***	***1,82***	***3,19***	***1,77***
		Мінім.		0,68	-0,63	-0,9	0,72	0,66	0,9
		Макс.		3,39	3,92	2	3,78	6,35	2,7
2	Південний Буг	Середн.	***0,35***	***0,98***	***1,80***	***1,91***	***1,03***	***2,61***	***2,45***
		Мінім.		0,50	0,61	0,9	0,50	0,65	1,0
		Макс.		2,77	4,04	3,1	3,01	6,91	4,0
3	Басейн Дніпра	Середн.	***0,22***	***0,91***	***1,66***	***1,79***	***0,95***	***2,33***	***2,33***
		Мінім.		0,47	0,39	0,7	0,47	0,43	0,8
		Макс.		1,63	3,97	3,4	1,70	7,30	5,9
4	Річок Приазов'я	Середн.	***0,29***	***0,66***	***1,36***	***2,01***	***0,69***	***1,78***	***2,45***
		Мінім.		0,39	0,34	0,5	0,39	0,39	0,6
		Макс.		1,02	3,16	4,1	1,07	4,97	5,5

Для річок в межах суббасейну *Південного Бугу* вже добре виражена автокореляція (на рівні 0,35) та дещо зменшуються коефіцієнти варіації – середні значення коливаються на рівні 0,98-1,03. З іншого боку, співвідношення C_s/C_v збільшується й досягає 1,91-2,45. Максимальні та мінімальні значення досліджуваних параметрів несуттєво відрізняються від річок Причорномор'я.

Для суббасейну *Дніпра* в межах зони недостатньої водності статистичні характеристики рядів зимової межені дещо зменшуються за абсолютними значеннями: середнє значення коефіцієнта автокореляції становить 0,22, а діапазон коливань мінливості стоку зменшується до 0,91-0,95, а співвідношення C_s/C_v до 1,79-

2,33. У порівнянні з попередніми суббасейнами суттєво зменшуються максимальні значення коефіцієнтів варіації, які досягають тільки 1,63-1,70, та продовжується зменшення мінімальних значень цього параметру, водночас максимальні значення C_v/C_s значно підвищуються й досягають вже значень 3,4-5,9.

Статистичні параметри в суббасейні річок *Приазов'я* не суттєво відрізняються від аналогічних характеристик суббасейну Дніпра, але середні значення дещо вище при не значному збільшені коефіцієнта автокореляції.

В графічному виді територіальній розподіл середніх значеньстатистичних характеристик по суббасейнам представлений на рис. 2.82.

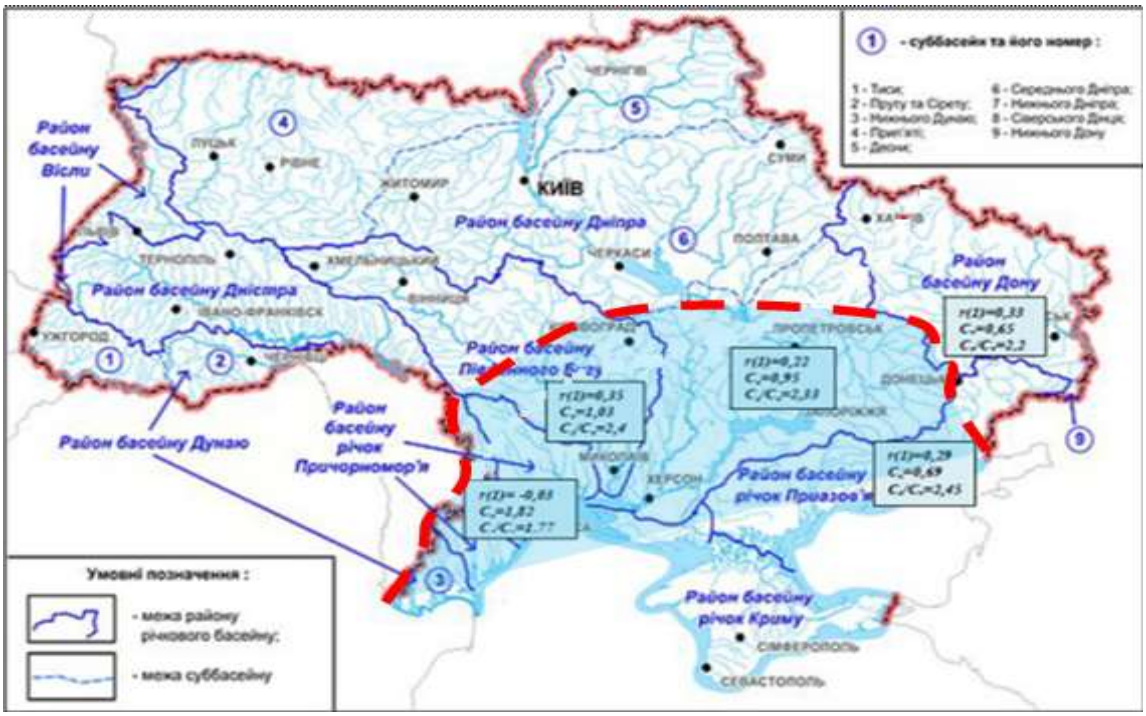


Рисунок 2.82 – Розподіл статистичних параметрів часових рядів мінімальних витрат у період зимової меженіпо суббасейнах головних річок [185] в межах Півдня України

2.9 Визначення та узагальнення гідрометеорологічних чинників в прогностичних методиках попереднього діагнозу водності річок

2.9.1 Визначення прогностичних предикторів для створення методичних розробок попереднього діагнозу гідрологічного режиму річок

Для розробки методики довгострокового прогнозування максимальних витрат води та шарів весняного водопілля на річках Півдня України необхідним є визначення основних гідрометеорологічних факторів (див. 1.2.4). Різноманітність поєднання гідрометеорологічних чинників у кожному році впливають на формування весняного водопілля [121], [186], [187], яке може бути, як екстремально високим, так і слабко вираженим. Особливо актуальним є дослідження цих чинників в умовах коливань клімату, коли зими стали теплішими, а опади перерозподіляються у часі та просторі. Весняне водопілля у кожному році характеризується сполученням гідрометеорологічних чинників, що визначають вигляд і форму повеневої хвилі, а також максимальні витрати води.

Такі фактори складають вектор-предикторів дискримінантної функції, яка дає змогу встановлювати тип або надавати діагноз водності майбутнього водопілля (розд. 1, п. 1.2.2) [121], [186], [187]. При цьому вибір вектора-предиктора здійснювався на основі ретельного і глибокого аналізу умов формування весняного водопілля в басейнах річок.

До набору ознак, що визначають вектор стану дискримінантної функції, були включені величини опадів – максимальні запаси води в сніговому покриві, які накопичилися на басейні до початку весняного сніготанення, опади періоду сніготанення, показники можливих втрат стоку – індекс зволоження грунтів і глибина його промерзання, температурна характеристика зимово-весняного періоду. При цьому опади виступають однією з важливих характеристик зволоження і відносяться до найбільш мінливих метеорологічних величин як у просторі, так і за часом (див. 2.3).

Слід зазначити, що умови формування водопіль і просторово-часові особливості розподілу атмосферних опадів на Півдні України та визначення ступеня його зв’язку з основними індикаторами кліматичної мінливості Північної півкулі в часи другого глобального потепління (див. 2.3) (автори Л.Д. Гончарова та О.М. Прокоф’єв) [68]-[70], визначили набір факторів дискримінантної функції, який дещо розрізняється для лівобережної і правобережної (відносно р. Дніпро) частин південної території України.

У роботах [68]-[70] представлені результати комплексного статистичного дослідження просторового розподілу атмосферних опадів на території України в окремі календарні сезони року. Встановлено тісний лінійний кореляційний зв'язок між розподілом опадів з основними телеконекціями Північної півкулі – Північно-Атлантичним та Північноморським-Каспійським коливаннями.

Це пов’язане головним чином з розподілом опадів у різні сезони року над територією України. Так, районування території України за місячною кількістю опадів при використанні кластерного аналізу, виконане співавторами даної роботи Л.Д. Гончаровою та О.М. Прокоф’євим (див. 2.3.1), по-перше, уточнює загальний кліматичний розподіл атмосферних опадів у кожний календарний сезон року і, по-друге, відділяє зони з різними характерними типами погоди при випадінні опадів по території України [68]-[70]. Слід зазначити, що, за кластеризацією кількості атмосферних опадів особливо, у зимовий сезон (рис. 2.10, *а*) – грудень; *б*) – січень), коли в основному відбувається накопичення твердих опадів, однорідні ознаки формування опадів проявляються саме для лівобережної і правобережної частин Півдня України (при цьому виділено два кластери), а у січні такий характер опадів розповсюджується і для всієї території країни. Приблизний характер розподілу опадів має місце й в квітні (рис. 2.11, *б*) – квітень), коли в основному формуються рідкі опади періоду весняного водопілля річок [68]. Тільки у травні вся територія, що розглядалася, має однакові для всіх областей однорідні ознаки формування опадів і залишається в одному кластері (рис. 2.11, *в*). Таким, чином, протягом майже всього

року (крім травня місяця) виділяються дві групи часових рядів, динаміка яких найбільш схожа [68].

Також, аналізуючи умови формування весняних водопіль західної правобережної частини південних районів України, які пов'язані з частими зимовими відлигами і паводками на річках в якості індексу зволоження ґрунтів на водозборах прийнята середньомісячна витрата води перед водопіллям.

Для лівобережної – прийнятий стік осінньо-зимового періоду. За характеристику дружності весни приймалася середнямісячна температура повітря першого місяця основного періоду сніготанення – лютого та березня (для басейнів лівобережної частини півдня країни). Крім того, для лівобережної та правобережної частин території фактор температури повітря за лютий та березень також є показником процесу снігонакопичення на басейнах річок.

Для визначення головних чинників формування весняного стоку на басейнах річок Південного Бугу авторами [187] було використано метод факторного аналізу [188]-[190] в його застосуванні для вибору головних гідрометеорологічних чинників [191]. При цьому, результати встановлення головних гідрометеорологічних чинників весняного стоку річок басейну Південного Бугу показали, що найбільші факторні навантаження на характеристики стоку весняного водопілля мають максимальні запаси води в сніговому покриві, опади періоду весняного водопілля та максимальні глибини промерзання ґрунтів.

Для рівнинної території України отримані дискримінантні рівняннні [121], [186] у вигляді:

- для правобережної частини території

$$DF= a_0+ a_1(S_m+X_1)/(S_0+ X_{1_0})+ a_2[Q_{пв}/Q_{пв_0}]+ a_3L/L_0, \qquad (2.9)$$

- лівобережної частини території

$$DF=a_0+a_1(S_m+X_1)/(S_0+X_{1_0})+a_2[q_{09-01}/(q_{09-01})_0]+a_3L/L_0+a_4\Theta^0{}_{02}, \quad (2.10)$$

де (S_m+X_1) та (S_0+ X_{1_0}) – сумарні запаси вологи, які формують максимальні витрати води весняного водопілля, та їх середньобагаторічні величини, мм;

індекси зволоження ґрунтів:

$Q_{пв}$ і $Q_{пв_0}$ – середня місячна (декадна) витрата води перед початком весняного водопілля та її середньобагаторічна величина (м^3/с) або

q_{09-01} і $(q_{09-01})_0$ – середній модуль стоку з вересня попереднього по січень поточного року і його середньобагаторічне значення, м^3/(с·км^2);

L і L_0 – глибина промерзання ґрунтів та її середньобагаторічна величина, см;

$\Theta^0{}_{02}$ - середня місячна температура повітря у лютому, ^0C.

Рекомендації до визначення факторів весняного водопілля для території Півдня України наведені у розділі , див. 1.2.4 та розділі 2, див. 2.9.2-2.9.4.

Перевірка надійності обраних вектор-предикторів виконувалась шляхом неодноразової дискримінації груп років (ситуацій), близьких за умовами формування весняного стоку.

2.9.2 Узагальнення снігозапасів та опадів періоду весняного водопілля на басейнах річок Півдня України

Оскільки багаторічні змінення характеру кліматоутворювальних факторів приводять до виникнення трендів, тобто однонаправлених змін гідрометеорологічних величин протягом тривалого часу, вони дозволили визначити тенденції в досліджуваних кліматичних параметрах за багаторічний (кліматичний) період, що зроблено співавторами даної роботи для кількості опадів (див. 2.3.2.2).

Під час дослідження проаналізовані багаторічні ряди метеорологічних та агрометеорологічних чинників та їх вплив на формування весняного стоку річок Півдня України. Зокрема, в басейні р. Південний Буг, автори [187] дослідили температурні умови зимово-весняного сезону у вигляді хронологічних графіків (трирічних ковзних) середньомісячних температур повітря за лютий (рис. 2.83) та березень (рис. 2.84) за багаторічний період спостережень (станом на 2015 р.), які вказують на наявність вираженої тенденції до підвищення температур повітря в ці місяці (при значущому коефіцієнті кореляції r = 0,33-0,37), що безумовно впливає й на умови снігонакопичення на річкових водозборах, а в теплі зими формування зимових паводків на річках [186].

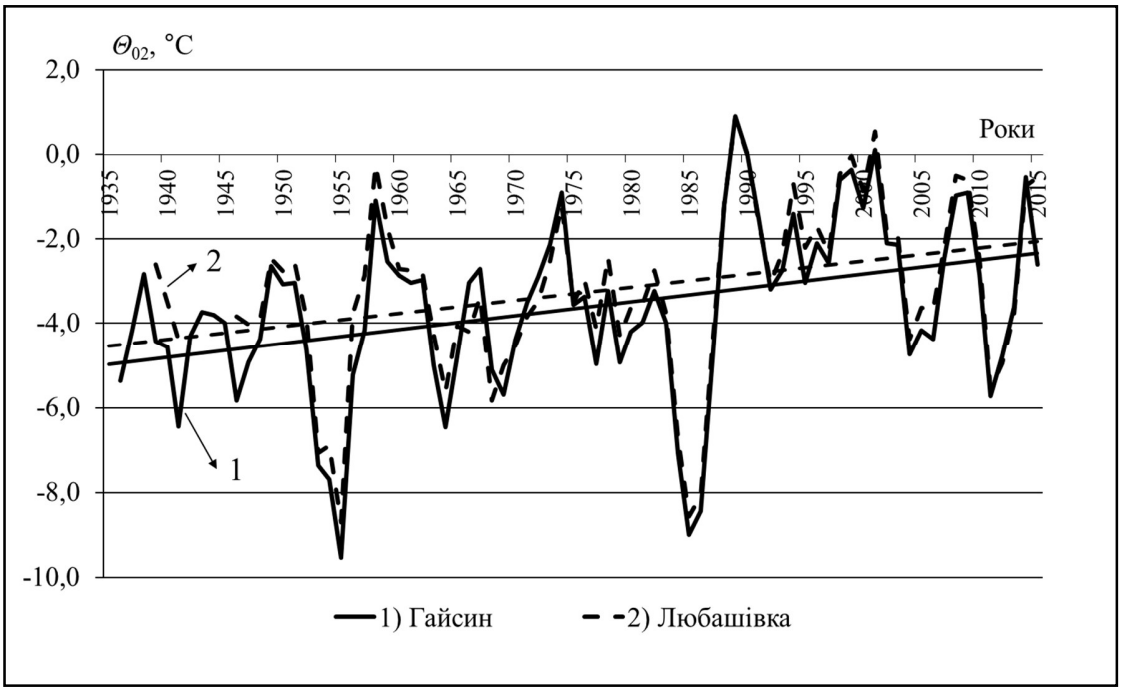


Рисунок 2.83 – Хронологічний графік (у вигляді трирічних ковзних) середньомісячних температур повітря за лютий в басейні р. Південний Буг

В вектор-предикторідискримінантної функції *DF* та у прогнозній схемі характеристик весняного водопілля (1.79) і (1.80) максимальні снігозапаси та опади є основним чинником формування стоку в цей період.

Статистична структура часових рядів середніх векторів узагальнених кластерів атмосферних опадів у зимовий сезон (див. 2.3.1, рис. 2.12) представлена у розділі 2, див. 2.3.2.2. Показано, що амплітуда коливань тренду середнього вектора місячної кількості опадів у грудні і січні значно вищі в західних областях Півдня країни (IV кластер, Одеської, Миколаївської та Херсонської областей) ніж для східних областей (III узагальненого кластера, Запорізької області та Автономної Республіки Крим). Для південних областей України (III кластер) у центральному місяцізими - січні не слід очікувати різких коливань в місячній кількості опадів. Що стосується лютого місяця, то на всій території, що досліджується, у період другого глобального потепління спостерігається зростання місячної кількості опадів, на що вказують тренди росту, чітко визначені з 90-х років минулого століття.

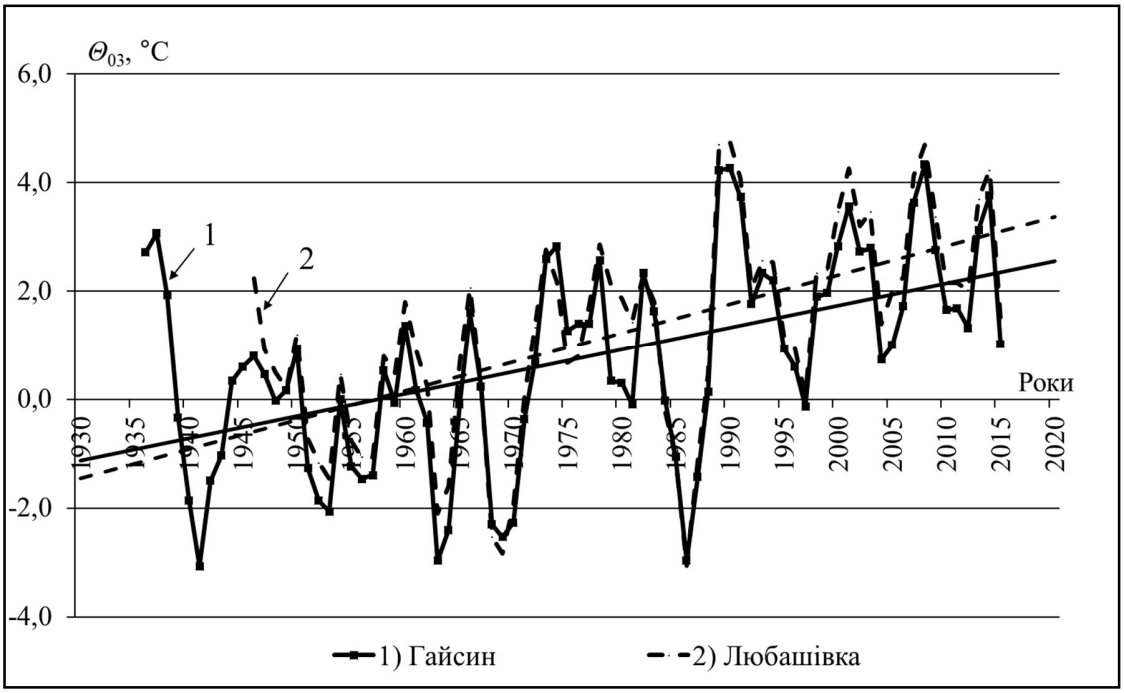


Рисунок 2.84 – Хронологічний графік (у вигляді трирічних ковзних) середньомісячних температур повітря за березень в басейні р. Південний Буг

Хронологічні графіки (з трирічним згладжуванням) величин максимальних запасів води в сніговому покриві (1945-2015 рр.) вказують на незначну тенденцію до їх зменшення (рис. 2.85). Водночас різницеві інтегральні криві максимальних запасів води в сніговому покриві по окремих пунктах снігомірних зйомок (рис. 2.86), вказують на циклічний характер їх часових змін: з 1945 року по 1960 рік спостерігається їх зменшення, надалі до 1970 року снігозапаси збільшувалися, а починаючи з 90-х років минулого сторіччя до 2015 р. знову спостерігається їх зменшення.

Що стосується дат максимальних запасів води в сніговому покриві, то вони мають тенденцію до більш ранніх дат (при значущих коефіцієнтах кореляції r = 0,18-0,27) (рис. 2.87). Тенденція до зміщення строків настання максимальних снігозапасів призводить й до більш ранніх дат настання весняних водопіль [186].

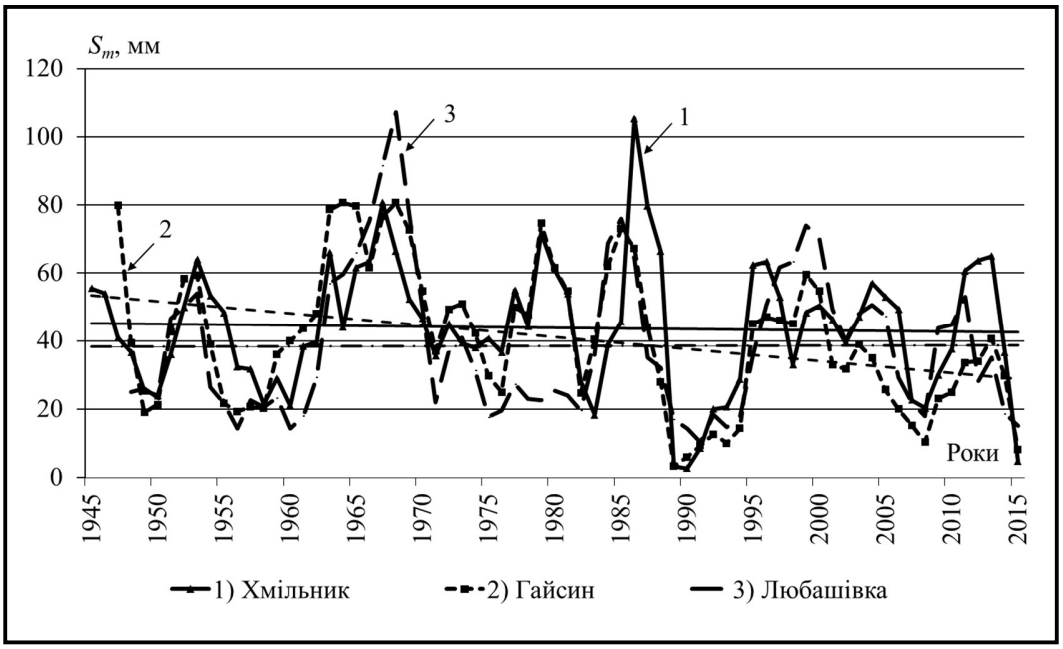


Рисунок 2.85 – Хронологічний графік (у вигляді трирічних ковзних) максимальних запасів води в сніговому покривів басейні р. Південний Буг

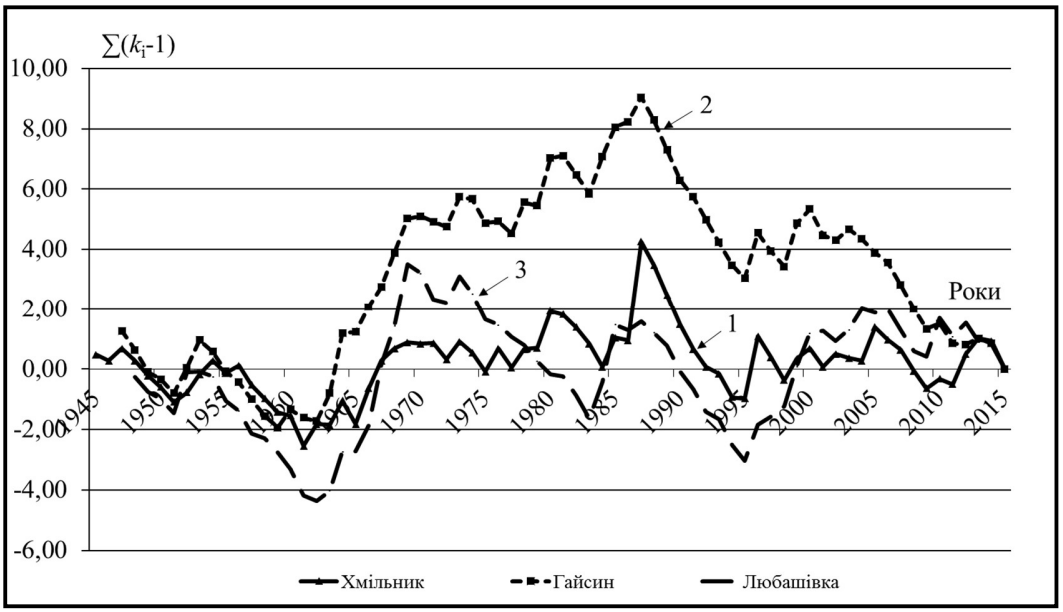


Рисунок 2.86 – Різницеві інтегральні криві максимальних запасів води в сніговому покриві в басейні р. Південний Буг

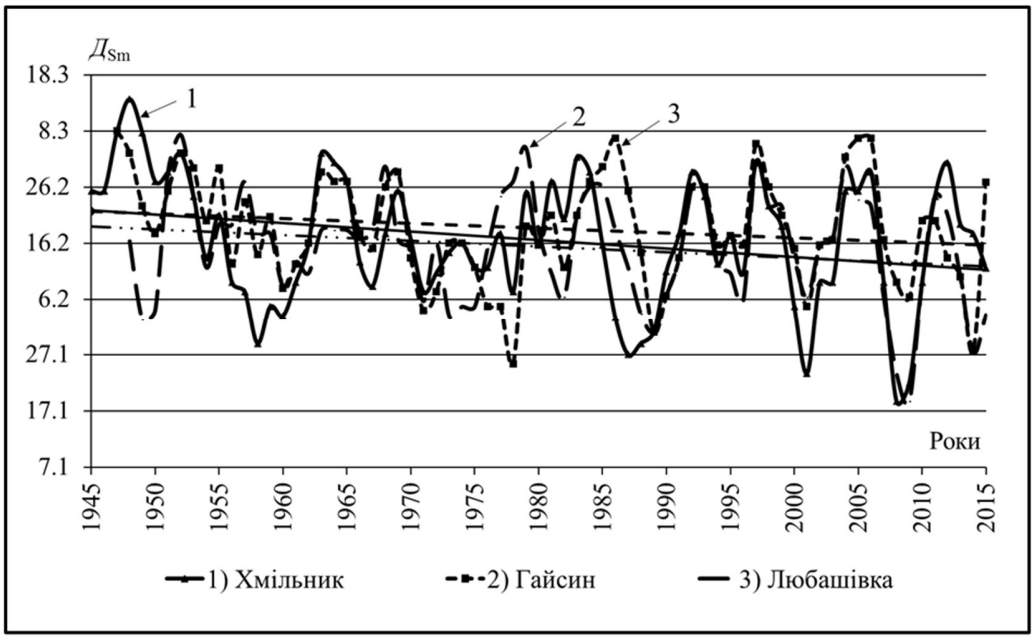


Рисунок 2.87 – Хронологічний графік (у вигляді трирічних ковзних) дат максимальних запасів води в сніговому покриві в басейні р. Південний Буг

У прогнозну схему характеристик весняного водопілля, а саме в дискримінантні рівняння (2.39) і (2.40) максимальні снігозапаси входять у вигляді модульних коефіцієнтів. Тому розрахунок максимальних запасів води у сніговому покриві перед весняним сніготаненням (S_0, мм) ведеться в межах водозборів як середнє значення за період багаторічних спостережень. Середньобагаторічні значення максимальних запасів води в сніговому покриві S_m коливаються від 17 мм (м/с Нижні Сірогози) до 55 мм (м/с Жмеринка) при середньому значенні 37 мм.

В даній роботі виконане картування середніх багаторічних значень максимальних снігозапасів, одержаних в результаті статистичної обробки їх часових рядів спостережень для відкритої місцевості дає уявлення про просторовий розподіл снігозапасів на поверхні водозборів річок Півдня України (рис. 2.88). Напрямок ізоліній на отриманій карта-схемі свідчить про убування максимальних запасів води в сніговому покриві в міру зменшення континентальності клімату – з півночі і північного сходу (від 55-50 мм) на захід і південь (до 25-20 мм).

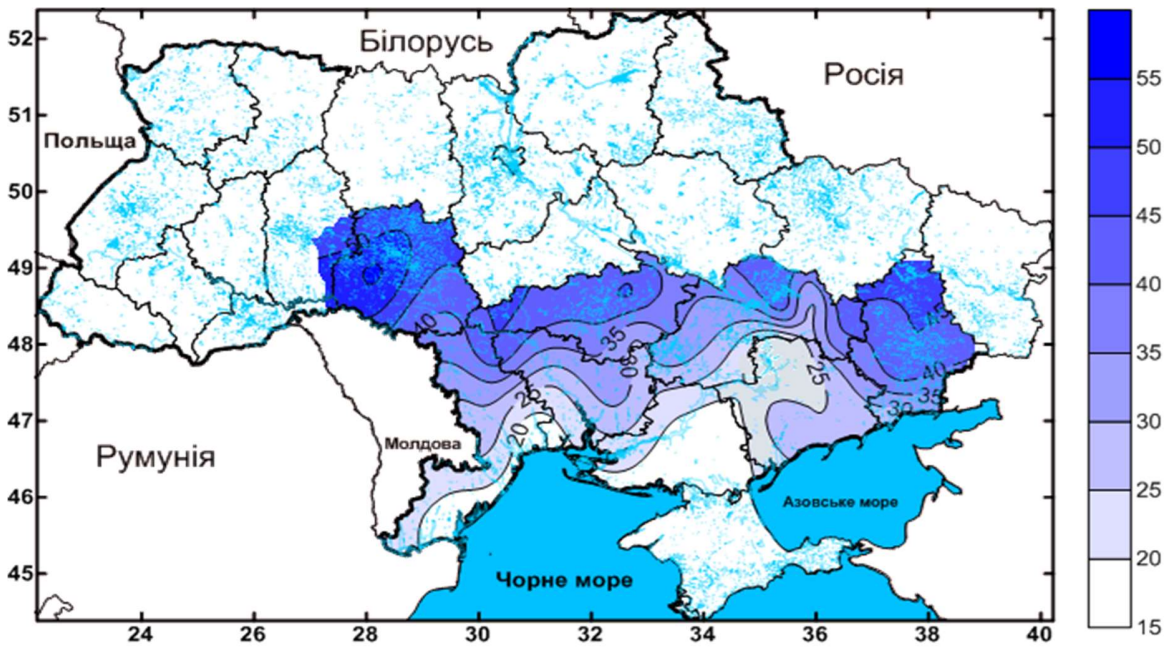


Рисунок 2.88 – Розподіл по території Півдня України середньобагаторічних максимальних запасів води в сніговому покриві (мм)

Для аналізу зміни запасів води в сніговому покриві, які накопичуються на водозборах перед початком весняного водопілля, доцільно у кожному році будувати карти розподілу їх по території. Такі карти є основою при складанні прогнозів максимальних витрат води та шарів стоку весняного водопілля на річках.

Статистична структура часових рядів середніх векторів узагальнених кластерів атмосферних опадів у весняний сезон на території Півдня України (див. 2.3.2.3), які за результатами кластеризації місячної кількості опадів у цей сезон сформували по два кластери у березні та квітні і один – у травні (рис. 2.13), як досліджено співавторами даної роботи, показала, що вони характеризуються часовим коливаннями місячної кількості опадів.

Так, у березні на території Одеської, Миколаївської та Херсонської областей у березні (V кластер, рис. 2.11, *а*). Детермінована основа часового ряду середнього вектора цього кластера опадів показала, що з 1962 р. по 1982 р. спостерігалося зменшення кількості опадів, яке у наступні майже 20 років змінилося зростанням (1983-2004 рр.).

Для більш східних областей (Запорізька область та Автономна Республіка Крим, IV кластер, рис. 2.11 (*а*) вихідний ряд та детермінована основа середнього векторамісячної кількості опадів у березні має поліноміальний тренд і вказує на стрімке падіння місячної кількості опадів, яке зафіксовано на початку XXI століття і продовжується по теперішній час.

Статистична структура середнього вектора місячної кількості опадів у квітні добре визначена (для узагальненого IV кластера, Одеська та Миколаївська області), а трендова компонента має коливальний характер. Для узагальненого II кластеру (Херсонської, Запорізької областей та Автономної Республіки Крим)трендова складова часового ряду середнього вектора місячної кількості опадів у квітні вказує на зростання кількості атмосферних опадів упродовж усього 45-річного періоду.

В останній місяць весняного сезону – травні (кластер III), тобто зона з однаковими характерними типами погоди при випадінні опадів детермінова складова

часового ряду середньоговектора місячної кількості опадів визначена чітким трендом зростання опадів, яке зафіксовано з початку 90-х років минулого століття по теперішній час.

Досліджені в даному розділі багаторічні часові ряди суми опадів періоду весняного водопілля річок, також як і для снігозапасів, мають циклічний характер при тенденції до їх зменшення (при значущих коефіцієнтах кореляції r = 0,18 – 0,27 для опадів X_1 (рис. 2.89) та переважно не значущих – для опадів X_2 (рис. 2.90), окрім ст. Любашівка, де коефіцієнт кореляції значущий, r = 0,21). Зменшення опадів X_1, що випадають на поверхню снігу спостерігається з початку 80-х років (рис. 2.91), а опадів X_2, що випадають в більш пізній період (на поверхню водозбору після сходу снігу на басейнах) – з 1989 року минулого сторіччя (рис. 2.92).

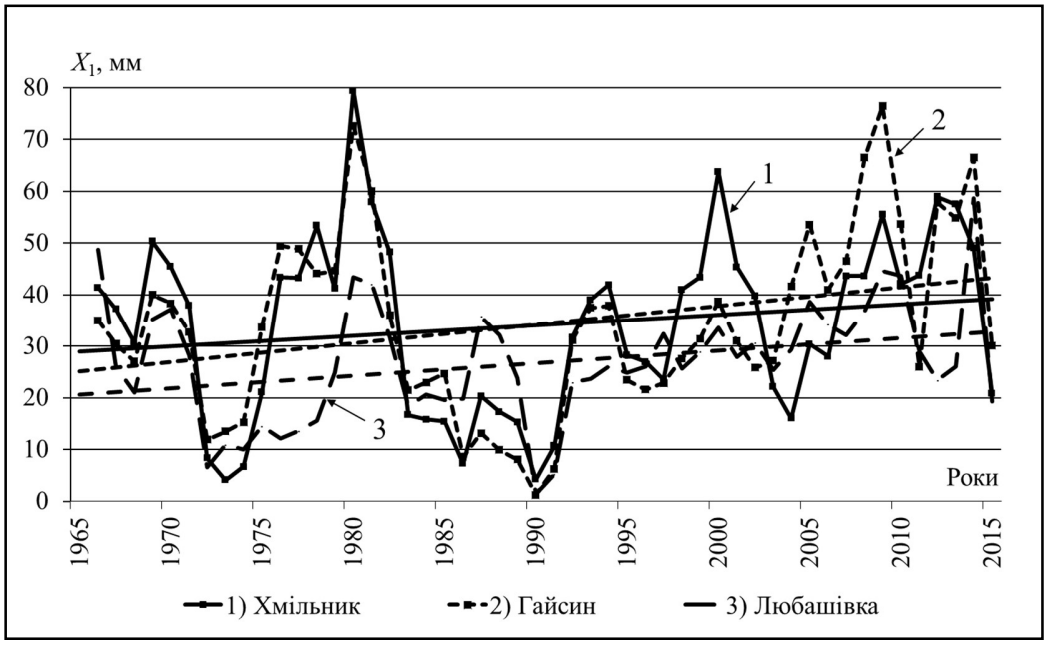


Рисунок 2.89 – Хронологічний графік (у вигляді трирічних ковзних) опадів періоду танення снігу X_1в басейні р. Південний Буг

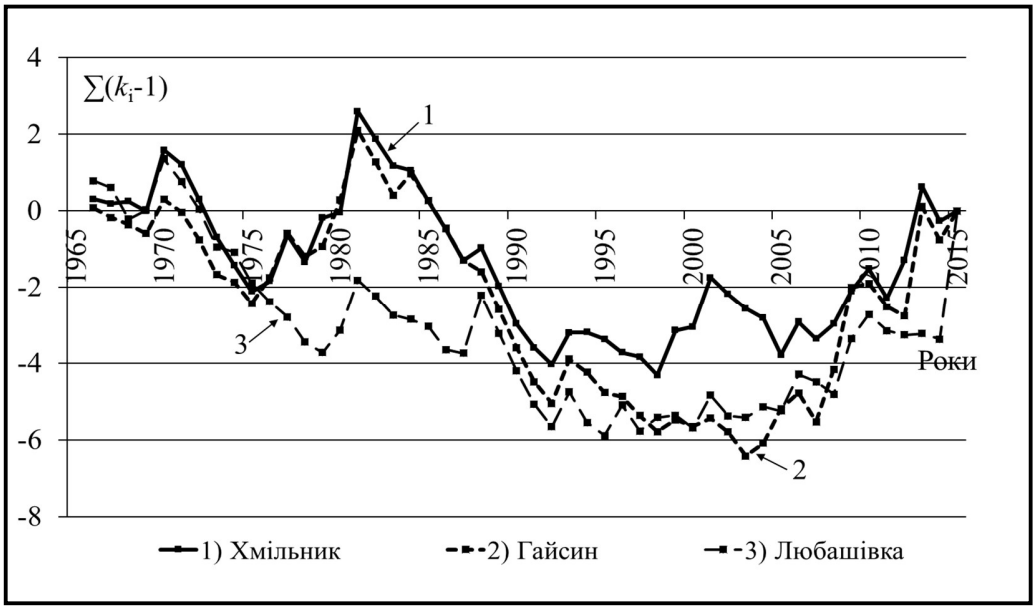


Рисунок 2.90 – Різницеві інтегральні криві опадів періоду танення снігу X_1 в басейні р. Південний Буг

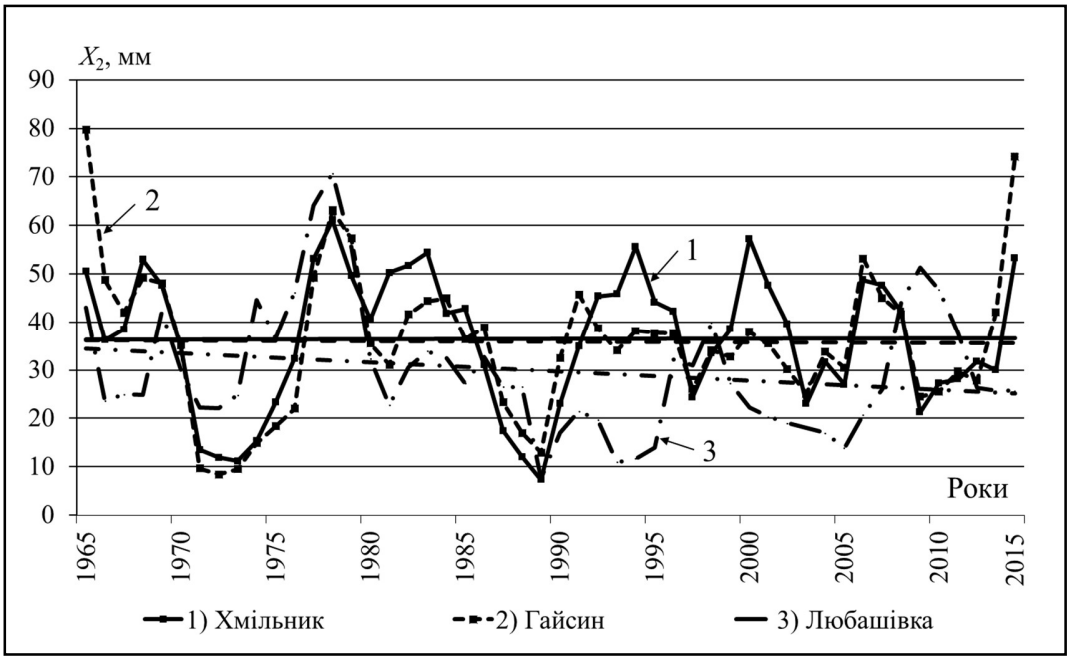


Рисунок 2.91 – Хронологічний графік (у вигляді трирічних ковзних) опадів періоду спаду весняного водопілля X_2 в басейні р. Південний Буг

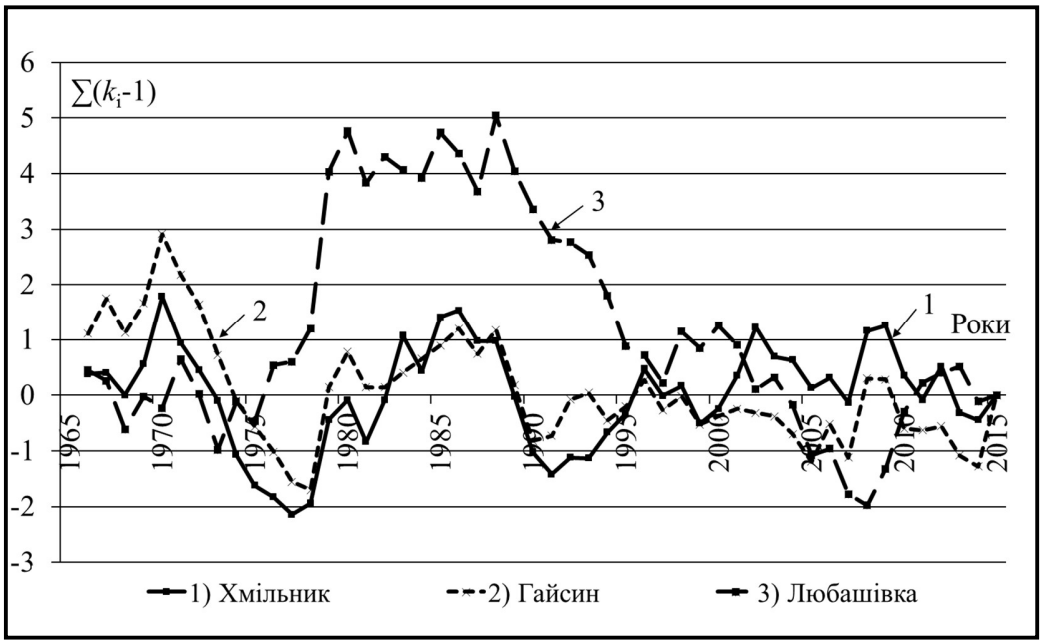


Рисунок 2.92 – Різницеві інтегральні криві опадів періоду спаду весняного водопілля X_2 в басейні р. Південний Буг

Визначення середніх по водозборах опадів X_1 і X_2 може бути виконане аналогічно розрахунку снігозапасів (середніх на басейнах). В прогностичну ж схему (дискримінантні рівняння (2.9) і (2.10) вони також входять у вигляді модульних коефіцієнтів. Визначення середніх багаторічних величини опадів, які спостерігаються під час весняного водопілля, як і снігозапасів, здійснюється як середнє значення за період спостережень в межах річкових водозборів.

Для південної частини України виконане узагальнення середньобагаторічних величин весняних опадів по території. Отримана залежність норм опадів X_{1_0} від середньої тривалості періоду їх підсумовування T_{X_1}

$$X_{1_0} = 0,77T_{X_1} + 7\,. \qquad (2.11)$$

В свою чергу, T_{X_1} (діб) узагальнено по басейнах у вигляді залежностей

$$T_{X_1} = 2{,}0(\varphi^0 - 48) + 24, \tag{2.12}$$

де $\varphi°$ - географічна широта геометричних центрів водозборів, в частках град. півн.ш., 48° півн.ш. - умовна широта, до якої приведені величини T_{X_1}.

Для узагальнення опадів, що випадають після сходу снігу з поверхні водозборів, тобто періоду спаду водопіль T_{X_2} (діб) отримана залежність

$$X_{2_0} = 1{,}09 T_{X_2} + 3{,}35, \tag{2.13}$$

а самі значення T_{X_2} можуть бути встановлені за розмірами водозборів

$$T_{X_2} = 10 \lg(F + 1), \tag{2.14}$$

де F- площа водозборів, км^2.

2.9.3 Визначення сумарних вологозапасів весняного водопілля на басейнах річок в прогностичній методиці

При складанні прогнозів максимальних витрат води та шарів стоку майбутнього водопілля весняні опади, як правило, невідомі та їх належить враховувати в прогнозній схемі у вигляді деякої постійної величини (частіше, у вигляді норми). Однак, у різні роки опади X_1 і X_2 можуть значно відхилятися від їх норми. Тому в

прогнозну схему (1.79) і (1.80) та в дискримінантні рівняння (2.9) і (2.10) при визначенні сумарних запасів вологи бажано вводити їх очікувані значення, орієнтуючись на метеорологічний прогноз опадів.

На календарну дату випуску прогнозів розрахунок середніх на водозборах максимальних запасів води в сніговому покриві $(S_m)_{ДСП}$ і опадів періоду завчасності прогнозу здійснюється за схемою:

- при прогнозах максимальних витрат води весняного водопілля

$$(S_m + X_1')_{ДСП} = [S_{ДСП}(1 - f_л) + k_л S_{ДСП} f_л] + \Delta\overline{S} + X_1'; \qquad (2.15)$$

- при прогнозах шарів стоку весняного водопілля

$$(S_m + X_1' + X_2')_{ДСП} = [S_{ДСП}(1 - f_л) + k_л S_{ДСП} f_л] + \Delta\overline{S} + X_1' + X_2', \qquad (2.16)$$

де $S_{ДСП}$ – максимальні запаси води в сніговому покриві (за вимірами у полі), які накопичилися на дату складання прогнозу, мм;

$f_л$ – залісеність водозборів, у частках від одиниці;

$k_л$ – коефіцієнт снігонакопичення у лісі, прийнятий на рівні 1,12;

$\Delta\overline{S}$ - нормальна добавка до максимальних запасів води в сніговому покриві, мм;

X_1' та X_2' - рідкі опади періоду весняного сніготанення та спаду водопілля, тобто періоду завчасності прогнозу максимальної витрати води та шарів весняного стоку.

За відсутності у теперішній час довгострокових прогнозів кількісної оцінки як твердих, так і рідких опадів, в роботі запропонована методика їх визначення.

Величина збільшення запасів води в сніговому покриві до максимальних, враховується у вигляді добавок снігу $\Delta\overline{S}$, які залежать від строків початку майбутньої весни - температури повітря у березні (а іноді й у лютому) чи перехід її через 0 ºС до позитивних значень, які визначають можливість випадіння твердих опадів після дати

складання прогнозу. В свою чергу, очікувана температура повітря може бути оцінена за метеорологічним прогнозом погоди (як значення біля норми, вище чи нижче норми).

При розробці методики прогнозу максимальних витрат води та шарів стоку весняного водопілля нормальні добавки до максимальних запасів води в сніговому покриві встановлені за даними снігомірних зйомок на 29 метеорологічних станціях, які знаходяться в басейнах річок півдня України

$$(\Delta S_{ДСП})_{ij} = (S_m)_{ij} - (S_{ДСП})_{ij}, \qquad (2.17)$$

де $(\Delta S_{ДСП})_{ij}$ - величини збільшення запасів води в сніговому покриві, які спостерігалися на дату складання прогнозу $(S_{ДСП})_{ij}$ до максимальних величин снігозапасів, що спостерігалися перед весняним сніготаненням $(S_m)_{ij}$ у *i*-му році на *j*-й метеостанції.

Для визначення середніх величин добавок $\Delta\overline{S}$ на різні дати складання прогнозу багаторічні ряди спостережень середньомісячних температур повітря березня ранжирувалися й поділялися на три категорії: значення вищі, біля і нижчі за норму. Величини добавок $\Delta\overline{S}$ встановлювалися як середні їх значення для років, що віднесені до тієї чи іншої категорії. Слід зазначити, що на дату прогнозу 10 лютого умови поповнення максимальних запасів води в сніговому покриві, тобто величини $\Delta\overline{S}$, встановлювалися по середніх температурах повітря в лютому та березні (зауважимо, що температура повітря приймається за даними метеостанції, яка розташована близько до геометричного центру водозбору).

Крім того, величини добавок залежать й від місцеположення об′єктів виміру максимальних запасів води в сніговому покриві [121], тобто

$$\Delta\overline{S} = b + a(\varphi^{o} - 50), \qquad (2.18)$$

де φ^{0} - широта метеостанцій, в частках °півн.ш.

Коефіцієнти a і b у формулі (2.18) визначаються для календарних дат випуску прогнозів. Умови введення добавки $\Delta\overline{S}$ і значення коефіцієнтів в рівнянні (2.18) наведені у табл. 2.27 [121]. При цьому якщо зима очікується холодною прийнято, що опадів у вигляді снігу буде вище за норму (ΔS_1), при температурі повітря близької до норми значення добавки снігу (ΔS_2) приймається на рівні норми і, якщо температура повітря вища за норму, поповнення максимальних снігозапасів (ΔS_3) буде меншим за норму.

Таблиця 2.27 – Нормальні добавки до максимальних запасів води в сніговому покриві $\Delta\overline{S}$, мм [121]

Умови введення добавки ($\Delta\overline{S}$) в залежності від очікуваної температури повітря		$\Delta\overline{S}$	Значення коефіцієнтів рівняння (2.10)	
ДСП: до дати 20.02	ДСП: від дати 20.02 і пізніше		a	b
$\Theta_{02,03} \le (\overline{\Theta}_{02,03} - 1^{o})$	$\Theta_{03} \le (\overline{\Theta}_{03} - 1^{o})$	$\Delta\overline{S}_1$	3.27-0.086 *Д*	26.8-0.55 *Д*
$(\overline{\Theta}_{02,03} + 1^{o}) > \Theta_{02,03} > (\overline{\Theta}_{02,03} - 1^{o})$	$(\overline{\Theta}_{03} + 1^{o}) > \Theta_{03} > (\overline{\Theta}_{03} - 1^{o})$	$\Delta\overline{S}_2$	3.38-0.109 *Д*	20.4-0.61 *Д*
$\Theta_{02,03} \ge (\overline{\Theta}_{02,03} + 1^{o})$	$\Theta_{03} \ge (\overline{\Theta}_{03} + 1^{o})$	$\Delta\overline{S}_3$	2.14-0.074 *Д*	7.47-0.25 *Д*

Умовні позначення:

ДСП – дата складання прогнозу шарів стоку або максимальних витрат води весняного водопілля;

$\Theta_{02,03}$ і $\overline{\Theta}_{02,03}$ - середнє значення середньомісячних температур повітря в лютому і березні та норма величини відповідно, °С;

Θ_{03} і $\overline{\Theta}_{03}$ - середня температура повітря за березень та її норма відповідно, °С;

Д – кількість діб від 1 лютого до ДСП.

Таким чином, в методиці прогнозу максимальних витрат води і шарів стоку весняного водопілля величини нормальних добавок будуть встановлені для будь-

якого водозбору розглядуваної території в будь-який строк складання прогнозу в залежності від очікуваних температурних умов на водозборі в період після дати складання прогнозу з урахуванням географічного положення водозбору.

У зв'язку з відсутністю інформації й про значення опадів X_1' і X_2' на період завчасності прогнозу, їх величини можуть бути оцінені орієнтуючись на метеорологічний прогноз, як опади вище норми, біля або нижче норми.

Для цього на етапі розробки методики прогнозу багаторічні ряди спостережень за опадами X_1 і X_2 ранжувалися та розбивалися на три категорії – вище норми, біля та нижче норми. Далі у кожній групі визначалися середні величини.

Очікувані середні величини опадів X_1' і X_2' у кожному конкретному році приймалися в залежності від категорії, до якої відноситься рік з урахуванням коефіцієнту до середніх величин опадів k_1 і k_2 – у багатоводні, середні за водністю та у маловодні роки, у вигляді

$$X_1' = k_1 X_{1_0}, \tag{2.19}$$

$$X_2' = k_2 X_{2_0}. \tag{2.20}$$

Умови введення коефіцієнтів k_1, k_2 до середньобагаторічних величин опадів X_{1_0} і X_{2_0} та їх значення, відповідно метеорологічного прогнозу, представлені у (табл. 2.28) для рівнинної території України [121], у тому числі річок південних районів країни. Крім того, встановлена закономірність зміни кількості опадів по території за географічним положенням водозборів.

Слід також зазначити, що визначені співавторами даної роботи (див. 2.3) багаторічні тренди місячних величин опадів зимового (див. 2.3.2.2) та весняного (див. 2.3.2.3) сезонів року на території Півдня України дає підстави стверджувати про наступне зменшення або збільшення кількості опадів на вказаній території до 2023-

2025 рр. та майже 2050 р., з визначеними періодичними складовими (гармоніками) – від декілька років до періодів п’ять-шість років. Такі встановлені закономірності можуть бути з успіхом використані й при прогнозуванні стоку весняного водопілля річок розглядуваної території.

Таблиця 2.28 – Коефіцієнти до норм опадів X_{1_0} і X_{2_0} з урахуванням метеорологічного прогнозу [121]

Умови введення коефіцієнтів до норм опадів X_{1_0} і X_{2_0}	Коефіцієнти до норм опадів
Опади вище норми($X_1 > X_{1_0} + 10$)	$k_1 = 1{,}83-0{,}055(\varphi^0-50)$
Опади біля норми [($X_{1_0} + 10) \geq X_1 \geq (X_{1_0} -10)$]	$k_1 = 0{,}84+0{,}009(\varphi^0-50)$
Опади нижче норми($X_1 < X_{1_0} - 10$)	$k_1 = 0{,}29+0{,}029\ (\varphi^0-50)$
Опади вище норми($X_2 > X_{2_0} + 10$)	$k_2 = 1{,}75-0{,}027\ (\varphi^0-50)$
Опади біля норми [($X_{2_0} + 10) \geq X_2 \geq (X_{2_0} -10)$]	$k_2 = 0{,}86+0{,}022\ (\varphi^0-50)$
Опади нижче норми($X_2 < X_{2_0} - 10$)	$k_2 = 0{,}36+0{,}031\ (\varphi^0-50)$

Умовні позначення:
φ^0 - широта геометричних центрів водозборів, в частках ^{o}півн.ш.

2.9.4 Узагальнення та визначення чинників втрат води зимового періоду та весняного водопілля на басейнах річок Півдня України

Чинниками, які визначають втрати води на інфільтрацію в ґрунт в період зимових відлиг і весняного сніготанення є максимальні (наприкінці зими) глибини промерзання ґрунтів та їх вологість в метровому шарі ґрунту [121], [186], [187].

У роботі досліджені часові ряди характеристик втрат талої та дощової води зимового періоду та весняного водопілля (в межах водозбору р. Південний Буг). При цьому, хронологічні графіки максимальних перед початком весняного водопілля

глибин промерзання ґрунтів (у вигляді трирічних ковзних) для деяких метеорологічних станцій (рис. 2.93) вказують на виражений убутний тренд (при значущих коефіцієнтах кореляції r = 0,43 – 0,63).

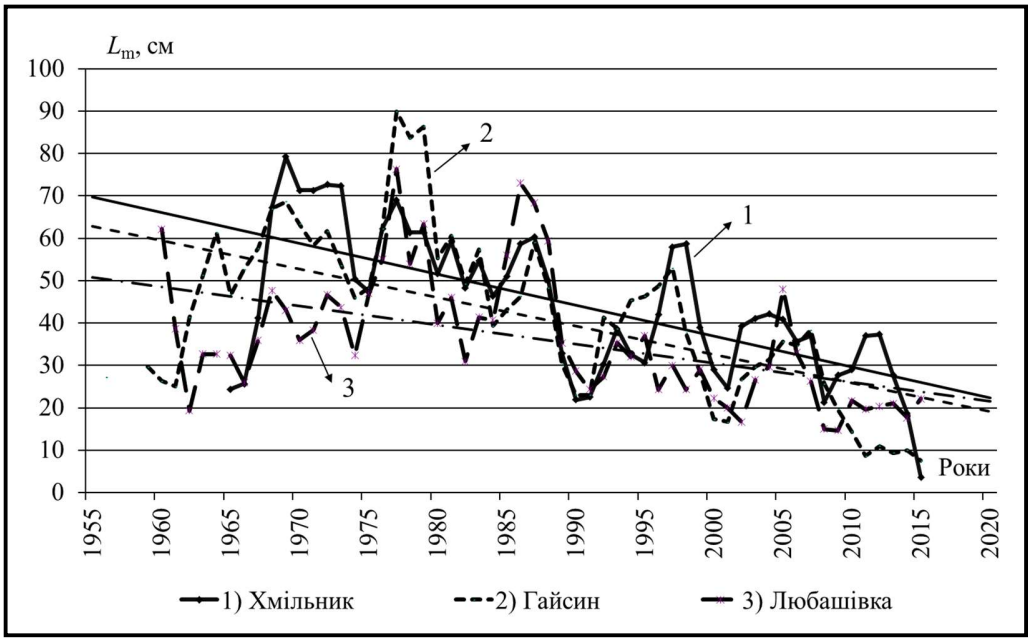


Рисунок 2.93 – Хронологічний графік (у вигляді трирічних ковзних) максимальних глибин промерзання ґрунтів в басейні р. Південний Буг

Різницеві інтегральні криві максимальних перед початком весняного водопілля глибин промерзання ґрунтів свідчать про їх циклічний характер – з середини 60-х років минулого сторіччя глибини промерзання ґрунтів зростали, а з кінця вісімдесятих спостерігається тенденція до їх зменшення. Найбільш відчутним зменшення глибини промерзання ґрунтів в басейні спостерігається в період з 1989 р. до 2015 р. (рис. 2.94).

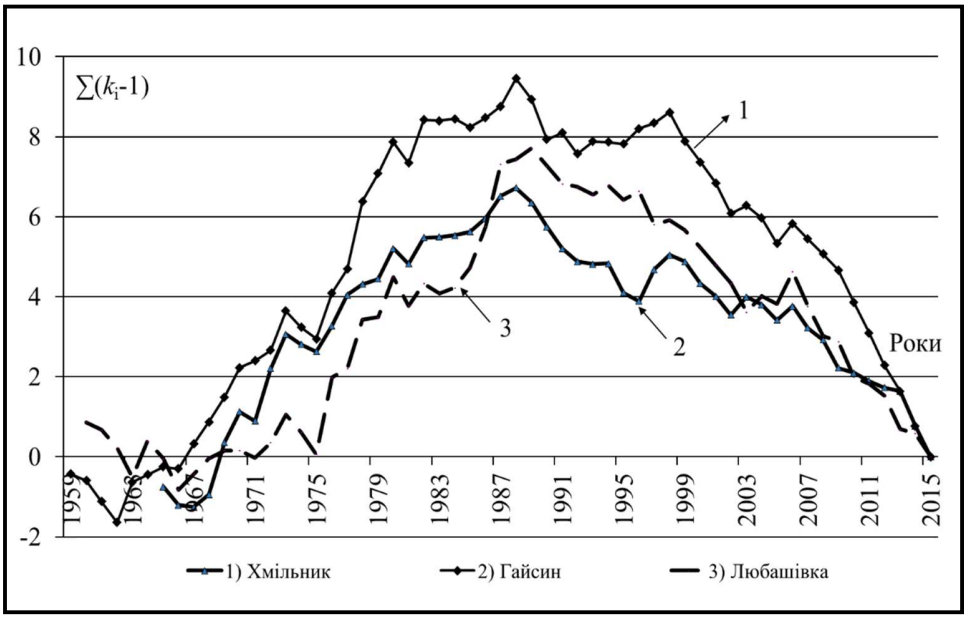


Рисунок 2.94 – Різницеві інтегральні криві максимальних глибин промерзання ґрунтів в басейні р. Південний Буг

Узагальнення *глибин промерзання ґрунтів* в дискримінантних рівняннях (2.39) і (2.40), розрахованих для кожного пункту спостережень (за даними агрометеорологічних станцій), виконане в залежності від широтного положення пунктів. У цілому при збільшенні широти, тобто при переході від південних у більш північні райони, глибини промерзання збільшуються у відповідності з рівнянням, приведених до умовної широти 48^0 півн.ш.

$$L_0 = 58 + 3{,}56(\varphi^0 - 48). \qquad (2.21)$$

При прогнозах максимального стоку у кожному році на різні дати їх складання для розрахунку k_L використовуються безпосередні виміри глибин промерзання ґрунтів L, як середньозважені або середні арифметичні значення у межах кожного з водозборів. За відсутності спостережень на водозборах доцільним є відновлення полів

глибин промерзання ґрунтів на дати прогнозу шляхом встановлення залежностей виду (2.51), але побудованих по даних їх вимірів у кожному році.

Аналіз хронологічних графіків запасів вологи в метровому шарі ґрунту перед початком весняного водопілля показав, що спостерігаються різнонаправлені тенденції до їх змін (при значущих коефіцієнтах кореляції $r = 0{,}26 – 0{,}37$), що може бути пов'язане з типами та механічним складом ґрунтів (рис. 2.95).

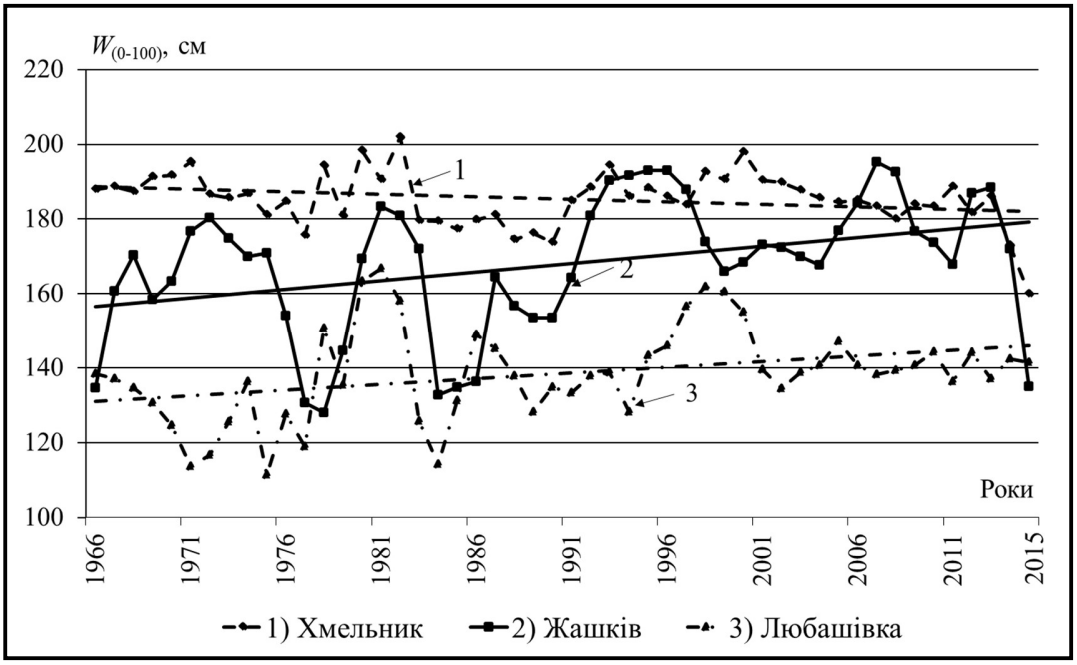


Рисунок 2.95 – Хронологічний графік (у вигляді трирічних ковзних) запасів вологи в метровому шарі ґрунту перед початком весняного водопілля в басейні р. Південний Буг

В цілому, за різницевими інтегральними кривими запасів вологи в метровому шарі ґрунту перед початком весняного водопілля з 1966 по 1989 р. спостерігалося їх зменшення, а з 90-х років до 2015 р. – збільшення, що може бути пов'язано з частими зимовими відлигами, які сприяють підвищенню вологості ґрунтів наприкінці зими (рис. 2.96).

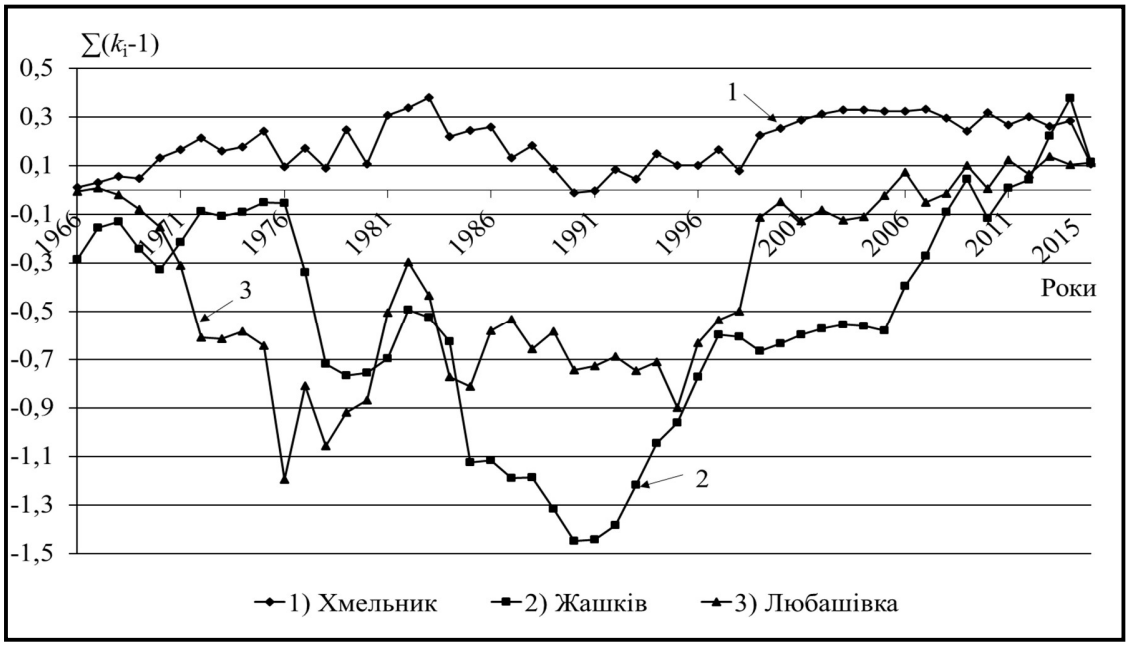


Рисунок 2.96 – Різницеві інтегральні криві запасів вологи в метровому шарі ґрунту перед початком весняного водопілля в басейні р. Південний Буг

За відсутності спостережень за запасами вологи в грунтах на басейнах в дискримінантних рівняннях (2.39) та (2.40) використана непряма характеристика зволоження ґрунтів - середній модуль стоку з вересня по січень (для лівобережної частини території) чи середню за місяць чи добу витрату води перед весняним водопіллям (для правобережної частини).

В рівнянні (2.39) середньобагаторічні величини характеристики зволоження ґрунтів можна визначити за встановленими залежностями q_{09-01} від широти геометричних центрів водозборів. Так, для норми $(q_{09-01})_0$

$$(q_{09-01})_0 = 0{,}40\ (\varphi^0 - 48) + 1{,}24\ , \qquad (2.22)$$

де $(q_{09-01})_0$ - середні багаторічні значення середніх модулів стоку з вересня попереднього по січень поточного років, л/(с км^2).

При визначенні модульного коефіцієнту $(k_{q_{09-01}})_i$ в (2.39) для конкретних років поточні значення $(q_{09-01})_i$ можуть бути отримані на підставі безпосередніх спостережень за стоком води річок. За відсутності спостережень пропонується відновлення рядів $(q_{09-01})_i$ шляхом побудування для кожного i-го року залежностей типу (2.52).

В рівнянні (2.40) середньобагаторічні величини характеристики зволоження ґрунтів можна визначити як середня витрата води в місяць, відповідний розрахунковому періоду. За відсутності багаторічних даних для їх визначення будуються залежності норм $(Q_{пв})_0$ або самих значень у кожному році витрат води в попередній від початку водопіль місяць $(Q_{пв})_i$ від площ водозборів

$$(Q_i)_0 = f(F). \tag{2.23}$$

Таким чином, дослідження багаторічних часових рядів чинників весняного водопілля і зимових паводків мають циклічний характер. Підвищення температури повітря холодного періоду призводить до відсутності стійкого снігового покриву зимою, що призводить формування зимових паводків на річках. Суттєве зменшення глибин промерзання ґрунтів зимою (особливо в період з 1989 р.) стало основною причиною збільшення втрат води на інфільтрацію в період весняного водопілля річок Півдня України. Тенденція до зміщення строків настання максимальних снігозапасів призводить й до зміщення строків початку весняних водопіль до більш ранніх дат.

Авторами даного дослідження на основі аналізу комплексу морфометричних характеристик річок і їх басейнів та гідрометеорологічних і агрометеорологічних чинників здійснене гідрологічне районування басейну р. Південний Буг з виділенням районів з однотипними умовами формування весняних водопіль [187], [192].

На основі застосування статистичної моделі факторного аналізу (R-модифікації) [188]-[191] - виявлені найбільш значущі чинники із сукупності всіх ознак. Виділено

два фактори – перший описує 38 % сумарної дисперсії всіх факторів (географічна широта центрів водозборів, середня висота водозборів, заболоченість, величини запасів води в сніговому покриві, опади періоду танення снігу та максимальні глибини промерзання ґрунтів), а другий – 21 % (довжина річки, площа водозборів та кількість опадів, що випали після сніготанення).

Факторні навантаження використані для подальшого угруповання басейнів із застосуванням методу кластерного аналізу. В результаті районування території було виділено два гідрологічних райони з підрайонами (район I та район II з підрайонами II*а*, II*б*, II*в*) (рис. 2.97) [187], [192]. Район I охоплює територію від витоку до створу на р. Південний Буг – с. Тростянчик. Нижче за течією і до гирла річки територія охоплює район II, який поділився на три підрайони (підрайон II*а*, II*б*, II*в*). До гідрографічної мережі залучені дані малих річок між Дністром і Південним Бугом.

Межі гідрологічних районів в басейні р. Південний Буг проведено по вододілах річок, враховуючи фізико-географічне районування території та із залученням до аналізу карт ґрунтового покриву і рослинності на басейні. Здійснене гідрологічне районування басейну р. Південний Буг за умовами формування весняного водопілля річок добре узгоджується з районуванням рівнинної території України, що виконане різними авторами протягом часу [6], [193]-[194].

Застосування в роботі статистичних методів дозволило уточнити межі наявних районів та виділити нові підрайони в басейні р. Південний Буг. Проаналізовані природні умови показали, що в межах гідрологічного районування вони мають певні особливості формування весняних водопіль.Такі особливості буде використано при обґрунтуванні регіональної методики довгострокового прогнозування характеристик весняного водопілля річок в басейні р. Південний Буг [195].

В свою чергу, з метою обґрунтування методичної бази для територіального довгострокового прогнозування шарів стоку та максимальних витрат води весняного водопілля рівнинних річок України Ж.Р. Шакірзановою [186] було виконане галузево-

прикладне районування за параметрами прогнозної методики (рівнянь дискримінантної функції та регіональних прогнозних залежностей).

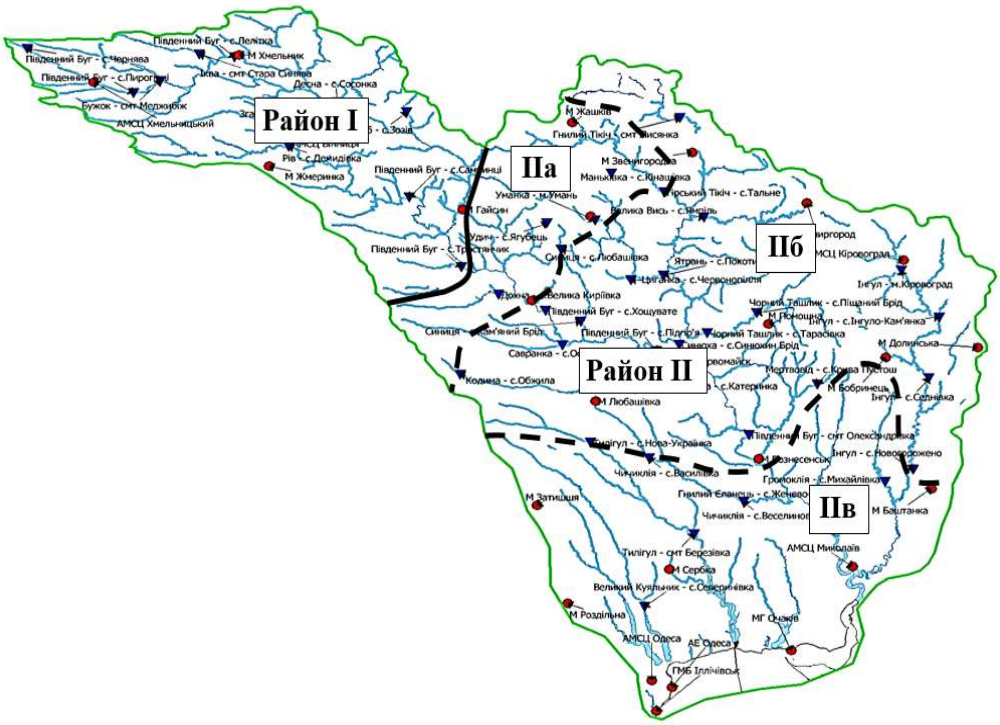


Рисунок 2.97 – Картосхема гідрологічного районування басейну р. Південний Буг за умовами формування весняного водопілля річок

2.9.5 Визначення прогностичних предикторів межені на річках Півдня України

На сьогодні з складових рівнянь (1.95) і (1.96) з достатньою точністю можна визначити лише запас води в річковій мережі W_{t_0} (наприклад, за гідрометричними або морфометричними даними). Ця складова має суттєве значення для крупних річок з максимальним часом руслового добігання, який дорівнює або перевищує період

завчасності прогнозу (наприклад, місяць). За відсутності даних для розрахунку руслових запасів води, величину W_{t_0} можна приблизно оцінити через витрату води у замикаючому створі в момент часу t_0 [196].

Підземну та дощову складові стоку за період завчасності прогнозу визначити значно важче ніж W_{t_0}, особливо для великих річок, де дощовий стік дуже слабко виражений.

Підземне живлення, як вже говорилося, відбувається за рахунок першого від поверхні безнапірного водоносного горизонту та більш глибокого, у тому числі напірного, горизонту підземних вод, визначення яких має певні труднощі.

Базисний стік q не значно змінюється у часі і може бути оцінений за мінімальною витратою води у межень. Ґрунтова складова меженного стоку рівнинних річок є основною частиною підземного живлення, а його інтенсивність значно змінюється по сезонах року і з року в рік. Так, наприкінці весни після сходу снігу ґрунтові води активного водообміну найбільш близько знаходяться від поверхні землі, а при тривалої відсутності опадів та після холодної зими – рівень їх значно знижується.

Величина ґрунтового живлення $Q_Г \Delta t$ може бути отримана через непрямі показники, наприклад, через запас води у водоносних горизонтах W_1, через запас води в русловій мережі W_{t_0} або початкову витрату води у річці Q_0

$$Q_Г \Delta t = f(W_1), \tag{2.24}$$

$$Q_Г \Delta t = f(W_{t_0}), \tag{2.25}$$

$$Q_Г \Delta t = f(Q_0). \tag{2.26}$$

Дощовий приплив води $Q_Д \Delta t$ може бути отриманий через кількість опадів, які приймають участь у формуванні стоку розглядуваного періоду.

Для виділення дощового стоку використовують типову криву спаду (виснаження) загальної підземної складової стоку, яка визначається через гарантійну криву зв'язку середніх витрат води за суміжні періоди (наприклад, декаду) за відсутності значних дощових опадів.

Стік дощових вод виражається залежністю

$$Q_Д \, \Delta t = f\,(X, E, W_1, W_2)\,, \qquad (2.27)$$

де X – кількість опадів (стокоформуючих), які беруть участь у річковому стоці періоду завчасності прогнозу, мм;

E – випаровування з поверхні суші, мм;

W_2 - запаси води у ґрунті, мм.

В роки з м'якими зимами при наявності відлиг для періоду зимової межені тало-дощова складова залежить від інтенсивності відлиги при наявності снігу на водозборах з врахуванням водопоглинаючої здатності ґрунтів. В цьому випадку можливе встановлення цієї складової, наприклад, через суму плюсових температур повітря $\Sigma\,\Theta_+$ і рідких опадів X за зимову відлигу, як

$$Q_{ТД} \, \Delta t = f\,(\Sigma\,\Theta_+, X, W_1, W_2). \qquad (2.28)$$

У зв'язку з цим для прогнозів меженного стоку рівняння (1.95) і (1.96) не можуть бути використані безпосередньо. Тому в практиці гідрологічних прогнозів будуються емпіричні залежності меженного стоку від факторів, які його визначають у вигляді (1.97)-(1.100). При цьому краща якість прогнозів отримується для річок з незначною долею дощового стоку і для великих річок лісостепової і степової географічних зон.

Урахування дощової складової при прогнозах меженного стоку рівнинних річок. При значній ролі опадів у літньо-осіннійперіод необхідним є врахування дощової

складової стоку. Кількість опадів (X, мм) в (2.58), які встигають взяти участь у формуванні стоку розглядуваного періоду, але випали на поверхню водозбірної площі в різний час – стокоформуючі опади, тобто опади, з якими генетично пов'язана дощова складова стоку за період прогнозу.

Головні труднощі при необхідності врахування поверхневого дощового стоку в прогнозах середньомісячних витрат води полягають не тільки в складності розрахунку дощового стоку, а й обмежених можливостей прогнозу опадів з великою завчасністю.

Статистична структура часових рядів середніх векторів узагальнених кластерів атмосферних опадів у літній та осінній сезони (див. 2.3), досліджена співавторами цієї роботи Л.Д. Гончаровою і О.М. Прокоф'євим.

Результати кластеризації місячної кількості опадів у літній сезон для всієї території України (див. 2.3.1) з карто-схемою цього районування (рис. 2.12) показали, що південні регіони України за результатами кластеризації місячної кількості опадів у цей сезон сформували по два кластери у липні та серпні і три – у червні, кожен з яких характеризується часовим рядом середнього вектора місячної кількості опадів.

Визначення кількості стокоформуючих опадів відбувається за методами при різної деталізації їх розподілу у часі та по площі водозбору, а вираження їх при прогнозі можливе в сучасних формах представлення місячних і сезонних прогнозів погоди, наприклад, у вигляді відхилень від кліматичної норми або відношення до норми [196].

Розрахунок кількості стокоформуючих опадів, які приймають участь у формуванні стоку розглядуваного періоду (наприклад, місяця) рекомендується вести наступним чином:

- *для невеликих річок* з максимальним часом добігання води в басейні τ_{max} до 15 діб, сума опадів приймається за весь місяць, на який дається прогноз стоку;

- *для великих річок* при тривалості добігання води τ_{max}= 30 діб і більше, приймають у розрахунок опади за 30 діб, які здвигнуті від початку цього місяця в

зворотному напрямку на число днів, яке дорівнює тривалості добігання води з басейну до замикаючого створу. Наприклад, якщо τ_{max}=10 діб, то при прогнозі середньомісячної витрати води опади сумують від 21 числа попереднього місяця по 21 число – поточного.

Більш детальними і точним є наступні два методи розрахунку стокоформуючих опадів – метод ізохрон і метод М.І. Гуревича.

Метод ізохрон заснований на розрахунку добігання опадів з водозбору до замикаючого створу тільки поверхневим шляхом по руслах річок, в методі М.І. Гуревича враховується потрапляння дощових опадів не тільки по руслу, а й підземним шляхом [196].

Обчислення шару опадів за стокоутворюючий період виконується при цьому по формулі

$$\overline{X} = \varphi_1 \overline{x}_1 + \varphi_2 \overline{x}_2 + \varphi_3 \overline{x}_3, \tag{2.29}$$

де $\varphi_1, \varphi_2, \varphi_3$ - частки площ басейну у порядку збільшення часу добігання води;

$\overline{x}_1, \overline{x}_2, \overline{x}_3$ – середній шар опадів для відповідної площі, підсумований по даним спостережень за вказані вище періоди часу.

Загальна сума опадів X (мм), стік яких досягнув замикаючого створу у розрахунковий період Δt (наприклад, місяць) складається

$$X = X_{ф_1} + X_{ф_2} + X', \tag{2.30}$$

де $X_{ф_1}$ - фактична сума опадів, які випали до дати складання прогнозу і частково впливають на $\overline{Q}_{t+\Delta t}$ через величини W_t або Q_t, якими вони враховуються;

$X_{ф_2}$ - фактична сума опадів, які також відомі в дату випуску прогнозу, але не встигли досягнути замикаючого створу к моменту t, тобто к строку, до якого відносяться величини W_t або Q_t і не враховуються ними;

X' - сума опадів, які випали на водозбір вздовж місяця, на який складається прогноз стоку і невідомі на дату випуску прогнозу, визначається як середньобагаторічне значення або приймається в залежності від довгострокового прогнозу погоди.

Тривалість періоду сумування розглядуваних видів опадів визначається завчасністю прогнозу по залежностях $\overline{Q}_{t+\Delta t}=f(W_t, X)$ або $\overline{Q}_{t+\Delta t}=f(Q_t, X)$ та часом руслового добігання дощових вод. Але ж при побудові прогнозних залежностей по даних багаторічних спостережень всі види опадів завжди приймаються фактичними.

Способи визначення об'єму води в русловій мережі. Об'єм води по всій русловій мережі дорівнює сумі об'ємів води на окремих ділянках

$$W = W_1 + W_2 + ...W_n = \sum_1^n W_i, \qquad (2.31)$$

де W – об'єм води по всій русловій мережі басейну;

W_i – об'єм води на i-ї ділянці;

n – кількість ділянок.

Визначення об'єму води в русловій мережі може здійснюватися різними способами [196].

Гідрометричний метод. Визначення об'єму води здійснюється по даним о середній витраті та часу руслового добігання на ділянці без приток об'єм води визначається по формулі

$$W_t = \frac{Q_{Bt} + Q_{Ht}}{2}\tau\,, \qquad (2.32)$$

де W_t - запас води в русловій мережі у момент часу *t*, м^3;

τ– час добігання;

$Q_{Bt} + Q_{Ht}$ - витрата води у верхньому та нижньому створах відповідно;

на приточній ділянці –

$$W_t = \frac{Q_{Ht} + \sum Q_{Bt}}{2}\tau_{сер}, \qquad (2.33)$$

де $\sum Q_{Bt}$ – сума витрат води у верхніх створах ділянки;

$\tau_{сер}$ – середній час руслового добігання на ділянці, визначається як середнє арифметичне із величин часу добігання від верхніх створів до нижнього τ_i

$$\tau_{сер} = \frac{\sum_{1}^{m}\tau_i}{m}\,, \qquad (2.34)$$

де *m* – кількість верхніх створів.

Якщо ділянка обмежена одним створом, то об’єм води знаходиться по виразу

$$W_t = \frac{Q_{H_\tau}}{2}\tau\,. \qquad (2.35)$$

При виразі витрати воді в м^2/с, часу добігання в добах, а об’єм води в м^2 формула має вигляд

$$W_t = 86400\overline{Q}_t \cdot \tau \,. \qquad (2.36)$$

Морфометричний метод. Об'єм води на ділянці річки може бути встановлений по формулі

$$W = \overline{\omega} \cdot L \,, \qquad (2.37)$$

де $\overline{\omega}$– середня площа живого перерізу потоку на ділянці, яка визначається по площі живого перерізу у верхньому та нижньому створах $\overline{\omega} = \dfrac{\omega_H + \omega_B}{2} L$,

L - довжина ділянки.

Площі водного перерізу визначаються для конкретних рівнів води по залежностям $\omega = f(H)$.

Водно-балансовий метод. Для визначення об'єму води в русловій мережі використовують рівняння водного балансу без приточної або приточної ділянки річки:

$$\Delta W = \left(Q_{\cdot} \cdot \Delta t + Q_{\cdot} \cdot \Delta t\right) - Q_{\cdot} \cdot \Delta t \,, \qquad (2.38)$$

де ΔW – приріст об'єму води на ділянці за час Δt;

$Q_B, Q_H, Q_{пр}$ – відповідно витрати води у верхньому, нижньому створах і на притоках.

Підсумовуючи зміну об'ємів води за деякий проміжок часу, отримаєм об'єм руслових запасів (W) над деяким початковим об'ємом. По величинам об'єму і середньої витрати води на ділянці будують криві об'єму $W = f(Q_{сер})$ за ряд характерних років, поєднуючи їх на одному графіку та проводячи огинаючи по найбільш похилим ділянках кривої до осі витрат.

Ця крива відповідає вимогам відсутності притоку води від опадів. Розглянуті способи дають можливість визначити об'єм води лише в тій русловій мережі басейну, яка освітлена пунктами гідрометричних спостережень. Об'єм води в дрібній русловій мережі не враховується.

Визначення повних руслових запасів води. Для визначення повних руслових запасів води Р. А. Нежиховський (в [196]) виділяє велику, окремо середню та дрібну руслову мережу басейну. Об'єм води в великій русловій мережі підраховується на ділянках річки, обмежених створами, рівновіддаленими від витоків на певне значення. В якості верхніх граничних створів в басейнах з площею 15000 < F < 100000 км^2 приймаються створи, віддалені від витоків на 100 км. У великих басейнах створи віддалені від витоку на 150 км, а в малих на 50 км . Нижче цих створів руслова мережа басейну розбивається на без приточні та приточні ділянки.

Об'єм води на ділянці визначається по залежності

$$W = \tau \cdot Q_{сер} = \frac{L}{\upsilon \cdot 10^3} \cdot Q_{сер}, \qquad (2.39)$$

де L – довжина ділянки в км,

υ – середня в поперечному перерізі та по довжині ділянки швидкість течії в м/с;

τ – час добігання на ділянці ;

$Q_{сер}$ –середня витрата води на ділянці .

Середня швидкість течії розраховується по формулі:

$$\upsilon = aQ_{сер}^{0,25} \cdot i^{0,38}, \qquad (2.40)$$

де i – середній уклон водної поверхні на ділянці в межень, $^0/_{00}$;

$Q_{сер}$ – середня витрата на ділянці, м^3/с ;

a - параметр, який залежить від відношення середньої ширини річки до середньої максимальної глибини на дільниці при даній витраті, величина її змінюється від 0,07 до 0,55.

На без приточній ділянці середня витрата води при наявності створів на кінцях ділянки визначається по виразу

$$Q_{сер} = \frac{Q_{сер} + Q_H}{2}. \qquad (2.41)$$

А при наявності одного створу в межах ділянки по формулі:

$$Q_{сер} = k \cdot Q, \qquad (2.42)$$

де k – відношення площі водозбору в середині ділянки до площі водозбору в створі спостережень.

Середня витрата води для приточної ділянки визначається як середньо зважена в залежності від типу бокової притоки – зосередженої або не зосередженої.

$$Q_{сер} = rQ_B + (1 - r)Q_H, \qquad (2.43)$$

де коефіцієнти r та $(1-r)$ виражають зважений вплив витрат води у верхньому та нижньому створах.

При відсутності пунктів гідрометричних спостережень на ділянках великої руслової мережі середня витрата води визначається наступними способами: лінійною інтерполяцією витрат (модулів) по довжині річки; по витраті на річці-аналога з урахуванням відношення площі водозборів; по середньому модулю витрат річок-аналогів.

2.9.6 Створення електронної бази вихідних даних, аналізу та узагальнення гідрометеорологічних чинників для прогнозування меженного стоку річок Півдня України

Розробка регіональної методики короткострокового прогнозування характеристик меженного річкового стоку літнього та осіннього періодів в басейнах р. Південний Буг та річок Причорномор'я на основі методу руслових запасів води та оцінка її ефективності потребує збору вихідних багаторічних даних по витратах води періоду літньо-осінньої межені в опорних створах річок Півдня України.

Комплексні графіки гідрометеорологічних характеристик на річках р. Самара – с. Кочеріжки (за 2003 рік) (рис. 2.98) та р. Орель – с. Царичанка (за 2005 рік) (рис. 2.99) показують багатоводні ряди з не дуже вираженою літньою меженню та літніми паводками. В зимовий період р. Самара – с. Кочеріжки межень добре виражена, а на р. Орель – с. Царичанка зимова межень не є вираженою.

А на комплексних графіках гідрометеорологічних характеристик на річках р. Самара – с. Кочеріжки (за 2015 рік) (рис. 2.100) та р. Орель – с. Царичанка (за 2013 рік) (рис. 2.101) видно, що ці роки маловодні з невираженим весняною повіню та добре вираженою літньою меженню з відсутністю літніх паводків, а зимова межень порушується відлигами.

Для розробки методики просторового прогнозу середньодекадних витрат води меженного літньо-осіннього стоку були взяті дані про щоденні та середньодекадні витрати води за період червень – вересень з 1980 р. по 2015 р. для опорних постів, перелічених в табл. 2.29 з Державного водного кадастру [197]. За подальші роки вихідні дані залучено з системи Автоматизованого робочого місця гідролога [198], та офіційного сайту Українського гідрометцентру ДСНС України [199].

За дату t, на яку визначаються величина Q_t, тобто дату складання прогнозу декадного стоку, приймається 10, 20-те, чи 30(31)-те число кожного місяця.

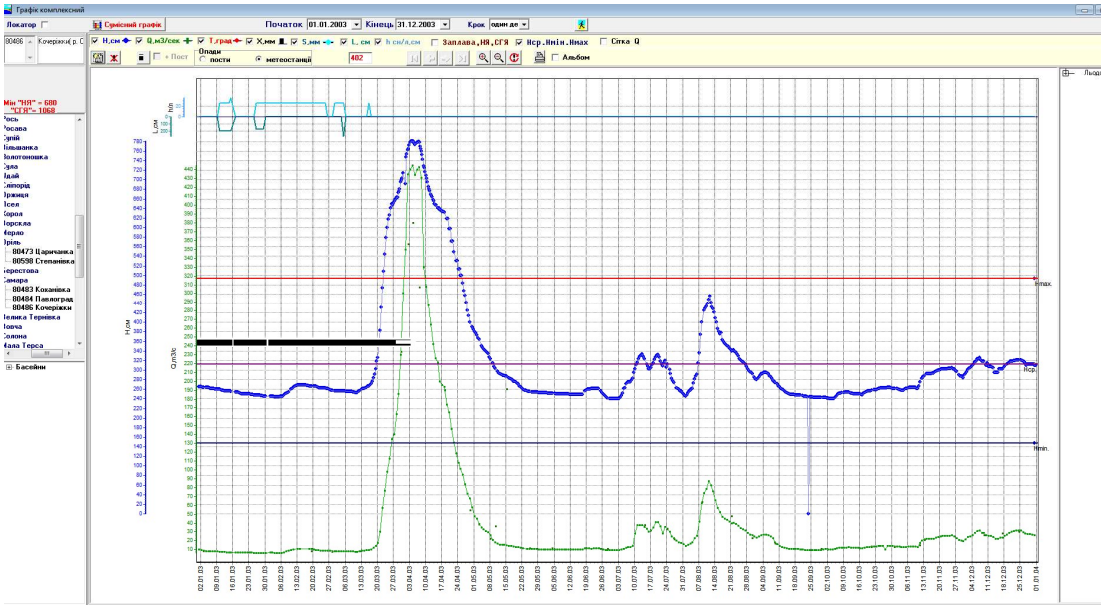


Рисунок 2.98 – Комплексний графік гідрометеорологічних характеристик р. Самара – с.Кочеріжки за 2003 рік

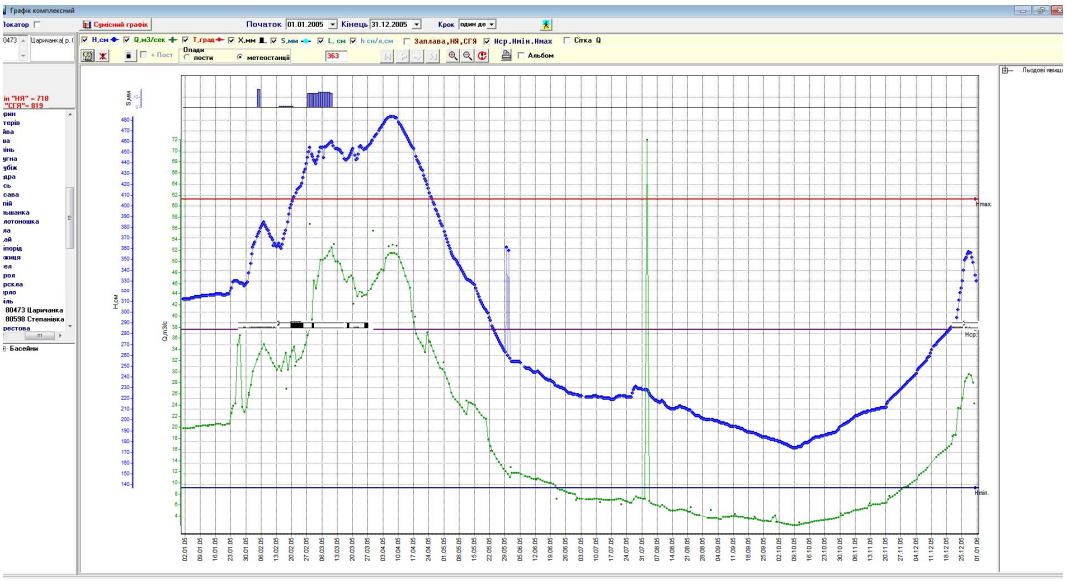


Рисунок 2.99 – Комплексний графік гідрометеорологічних характеристик р. Орель – с. Царичанка за 2005 рік

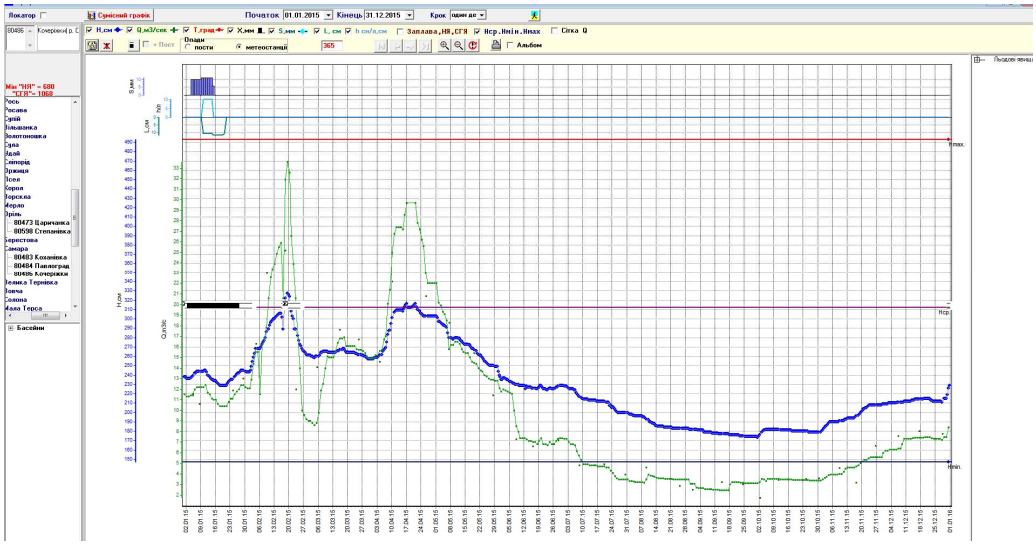


Рисунок 2.100 – Комплексний графік гідрометеорологічних характеристик р. Самара – с. Кочеріжки за 2015 рік

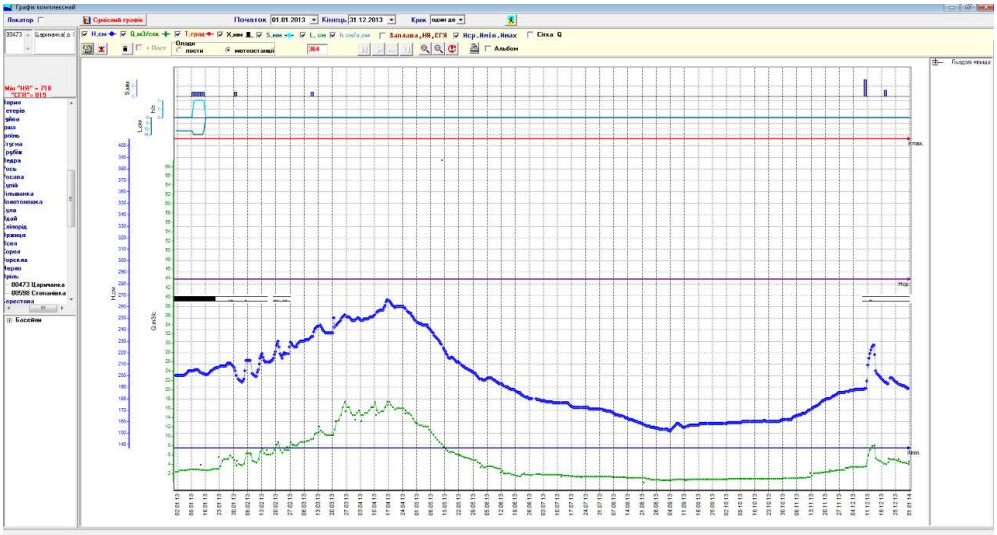


Рисунок 2.101 – Комплексний графік гідрометеорологічних характеристик р. Орель – с. Царичанка за 2013 рік

Вихідні дані для розробки методики прогнозу середньодекадних витрат води меженного літньо-осіннього стоку річок річок Півдня України [200] створено в *Excel*.

Таблиця 2.29 – Перелік опорних постів для розробки регіональної методики прогнозу середньодекадних витрат води меженного літньо-осіннього стоку річок Півдня України

Індекс поста	Річка - пост	Площа водозбору, км^2
Басейн р. Південний Буг		
81361	Південний Буг - с.Тростянчик	17400
81363	Південний Буг - с.Підгір'я	24600
81393	Рів - с.Демидівка	1130
81417	Синюха - с.Синюхін Брід	16700
81430	Велика Вись - с.Ямпіль	2820
81433	Ятрань- с.Покотилове	2140
Річки Причорномор'я (міжжріччя р. Дністер – р. Південний Буг)		
81414	Кодима – с. Катеринка	2390
81438	Чорний Ташлик - с. Тарасівка	2230
81450	Інгул – с. Новогорожене	6670
81338	Тилігул - с. Березівка	3170
81475	Великий Куяльник -с. Северинівка	1840
Суббассейн Нижнього Дніпра		
80473	Оріль – смт Царичанка	9100
80486	Самара – с. Кочережки	19800
80505	Вовча – смт Васильківка	11600
80513	Мокрі Яли – х.Грушівський	2660
80518	Гайчур – с.Андріївка	2100
80561	Інгулець – с.Олександро-Степанівка	4200
80568	Інгулець – м.Кривий Ріг	8600

2.10 Комплексний метод коротко- та довгострокового прогнозування характерних рівнів води нижньої течії Дунаю

2.10.1 Режим рівнів води нижньої течії Дунаю

На рівневий режим дельти Дунаю визначальний вплив має внутрішньорічна мінливість стоку води, згінні та нагінні явища гирлового узмор'я, льодові утворення, будівництво гідротехнічних споруд (гребель обвалування, дамб та ін.).

У річному ході рівнів води в гирловій ділянці Дунаю виявляються такі сезонні коливання, як весняно-літнє водопілля, літньо-осіння межень, осінні паводки, зимова межень та зимові паводки. У зимовий період режим рівнів води характеризується нестійкістю і в значній мірі визначається погодними умовами на водозборі. Сталі низькі рівні води спостерігаються у морозні зими, зазвичай у січні-лютому. В теплі зими, коли льодові явища відсутні відбувається формування декількох паводкових хвиль.

Характерні за багаторічний період рівні води (середній, вищий і нижчий за рік) наведені у табл. 2.30 (для річок з нестійким льодоставом) [201]. Так, у м. Рені (за період 1945-2015 рр.) середній максимальний рівень води становить 438 см (4,74 м БС-77). Найбільший максимум досягав 581 см (6,17 м БС-77) у 2010 р., а найменший рівень води - до мінус 40 см (мінус 0,17 м БС) у 1953 р. Середні коливання рівнів води за рік становлять 3,91 м, при найбільших – 5,34 м (у 1985 р.). Середній за багаторічний період 1945-2015 рр. рівень води посту м. Рені дорівнює 233 см (2,62 м БС до 1976 і БС-77), причому за період 1921-2015 рр. рівень води майже не змінився (2,60 м БС до 1976 і БС-77).

Максимальнийбагаторічнийрівеньводи у вершиніКилійського рукава (у м. Ізмаїл)за період 1921-2015 рр. становить 303 см(2,85 м БС-77), найвищий – 420 см (3,97 м БС) у 1970 р. (близький до забезпеченості водності року *P*=1 %), а найнижчий – мінус 30 см (мінус 0,53 м БС) у 1921 р. (близький до *P*=90 %). Річна амплітуда коливань рівнів води при цьому становить 2,65 м, а найбільша – 3,69 м (1942 р.). Середній за багаторічний період рівень води посту м. Ізмаїл становить 167 см (1,47 м БС до 1976 і БС-77) (1921-2015 рр.) [201].

Дослідження часових тенденцій середніх, максимальних і мінімальних рівнів води (за період 1921-2015 рр.) виконані в роботі [202] і показують наявність слабко вираженого зростання рівнів води протягом тривалого часу, що більш відчутно для максимальних їх величин (рис. 2.102).

Внутрішньорічний хід середніх, максимальних і мінімальних місячних рівнів води р. Дунай у м. Рені і м. Ізмаїл показує загальну синхронність їх коливань при найвищих місячних рівнях у квітні і травні (в багатоводні роки високі рівні

відзначалися майже протягом п’яти місяців), а найменші місячні рівні води практично завжди припадають на початок осені (рис. 2.103).

Таблиця 2.30 – Характернірівні води р. Дунай

Характе-ристика	Середній рівень за рік	Вищий рівень за рік, см		Нижчий рівень за рік, см		Коливання рівня за рік, см	
		середній	вищий	середній	нижчий	середній	найбіль-ший
р. Дунай – м. Рені (відмітка нуля поста 0,23 м БС до 1976 р.; відмітка нуля поста 0,36 м БС-77) 1945–2015 рр. [201] (1921-2015 рр.)							
рівень води	233 (232)	438	581	44	-40 (-66)	391	534
дата	-	12.04	06.07.2010	17.10	29.12.1953 (28.10.1921)		1985
р. Дунай, Кілійське гирло – м. Ізмаїл (відмітка нуля поста -0,23 м БС до 1976 р.; відмітка нуля поста -0,18 м БС-77) 1921–2015 рр. [201]							
рівень води	167	303	420	39	-30	265	369
дата	-	22.04	22.05.1970	01.11	30.10, 01.11.1921		1942

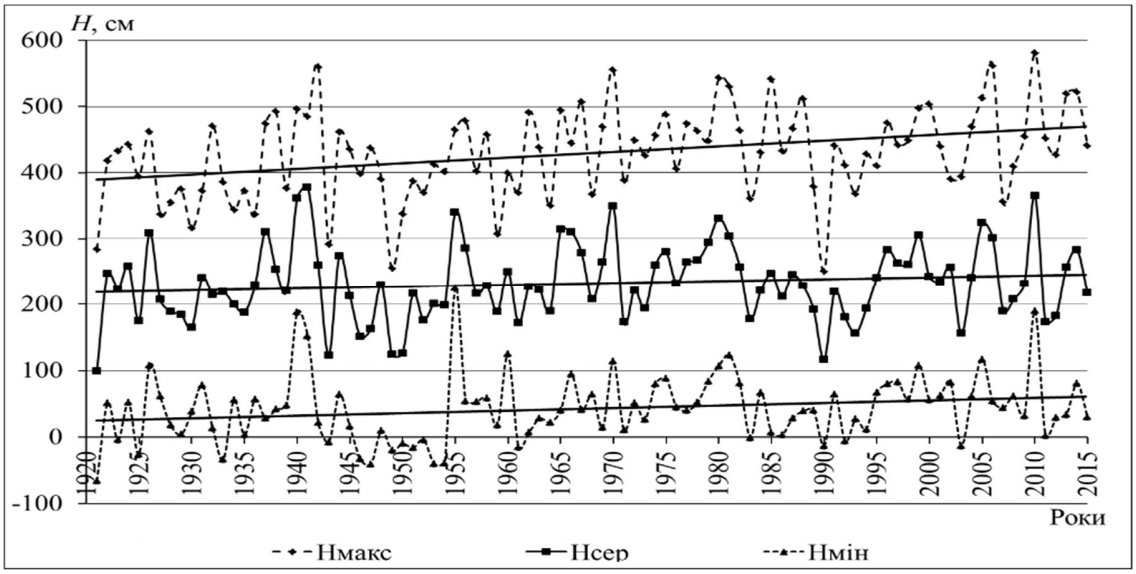


Рисунок 2.102 – Хронологічніграфікисередніх (1840-2015 рр.), максимальних і мінімальних (1921-2015 рр.) рівнів води р. Дунай – м. Рені, см

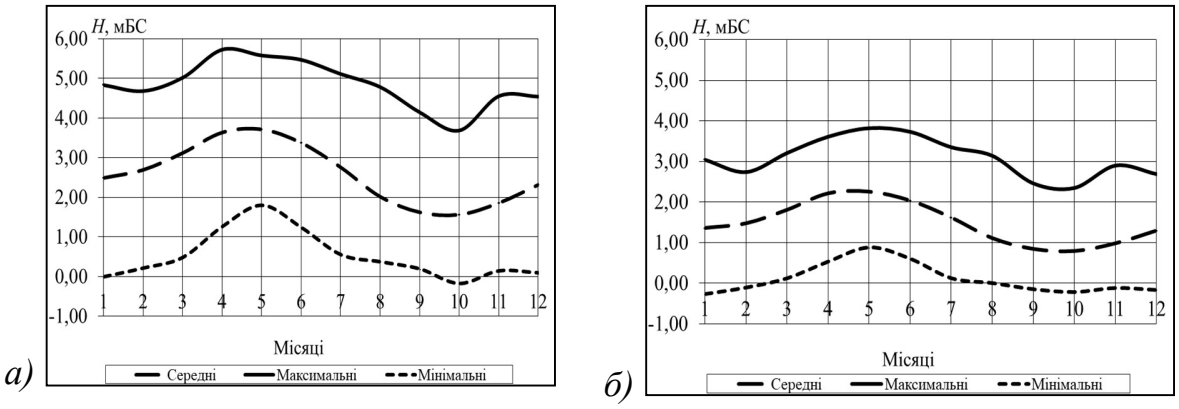


Рисунок 2.103 – Внутрішньорічний хід середніх, максимальних і мінімальних місячних рівнів води р Дунай у м. Рені (*а*) та у м. Ізмаїл (*б*) (за період 1921-2015 рр.)

2.10.2 Основні положення методу прогнозування характерних рівнів води

Прогнози рівнів води на українській частині Дунаю використовуються для потреб судноплавства, зрошення, водопостачання, риболовства, захисту населення від високих паводків тощо.

Залежності, які становлять основу методики для коротко- та дострокового прогнозування характерних рівнів води нижньої течії Дунаю, були розроблені на основі історичних даних спостережень за увесь період спостережень по 2013 рік, включно (табл. 2.31).

Короткострокове прогнозування рівнів води на гідрологічних постах нижньої частини Дунаю відбувається з завчасністю до трьох діб [203]. Залежності для короткострокового прогнозування рівнів води на гідрологічних постах нижньої частини Дунаю представлені в табл. 2.32.

Визначення допустимих похибок короткострокових та характерних декадних прогнозів рівнів води на гідрологічних постах нижньої частини Дунаю виконано на

основі даних спостережень за роки середньої (2001), максимальної (2010) та мінімальної (1990) водності при вільній від льодових явищ водної поверхні та за вітсутностізгінно-нагінних явищ (табл. 2.33 та 2.34).

Таблиця 2.31 – Перелік гідрологічних постів, дані яких використані для розробки методик прогнозування рівневого режиму нижньої течії Дунаю

№ за/п	Назва поста	Відстань від гирла, км	Період спостережень
1	Рені	127,2	1921-2013
2	Ізмаїл	93,6	1921-2013
3	Кілія	47,0	1980-2013
4	Вилкове	18,0	1921-2004, 2006-2013

Прогнозування середніх рівнів води за декаду відбувається за формулою [204]

$$Hс.д. = (H_{t+1} + H_{t+2} + ... + H_{t+i} + ... + H_{t+n}) / n, \quad (2.34)$$

де H_i – прогнозне значення рівня води на *і-й* день декади;

n – тривалість декади, діб.

Прогнозні значення рівня води на *і-у* добу декади визначаються за даними про добові прирости рівнів води постів, які розташовані вище за течією, по відношенню до прогнозного поста, на відстані, що відповідає часу добігання 1, 2, …, n діб.

Максимальний та мінімальний рівень води за декаду визначаються безпосередньо за рядом прогнозних значень на декаду [205].

Залежності для прогнозування середніх, максимальних та мінімальних рівнів води за місяць, р. Дунай - м. Рені, були розроблені на основі тривалих рядів спостережень: 1921-2013 рр. (табл. 2.35). Предиктором для прогнозування середніх за місяць рівнів води став середній рівень води за 21-добовий період, а максимальні та мінімальні рівні води за місяць визначаються в залежності від середнього за місяць рівня води [206].

Таблиця 2.32 – Залежності для короткострокового прогнозування рівнів води на гідрологічних постах нижньої частини Дунаю

№ за/п	Назва поста	Завчасність, доба		
		1	2	3
1	Рені	$H^{рн}_{t+1}=H^{рн}_{t}+0,52\cdot\Delta h^{чв}_{t}-0,00$ $H^{рн}_{t+1}=H^{рн}_{t}+0,54\cdot\Delta h^{кл}_{t}+0,05$ $H^{рн}_{t+1}=H^{рн}_{t}+0,54\cdot\Delta h^{хш}_{t}-0,14$	$H^{рн}_{t+2}=H^{рн}_{t+1}+0,49\cdot\Delta h^{кл}_{t}-0,08$ $H^{рн}_{t+2}=H^{рн}_{t+1}+0,46\cdot\Delta h^{ол}_{t}-0,00$ $H^{рн}_{t+2}=H^{рн}_{t+1}+0,48\cdot\Delta h^{сл}_{t}-0,02$	$H^{рн}_{t+3}=H^{рн}_{t+2}+0,39\cdot\Delta h^{дж}_{t}-0,01$ $H^{рн}_{t+3}=H^{рн}_{t+2}+0,36\cdot\Delta h^{рс}_{t}-0,04$ $H^{рн}_{t+3}=H^{рн}_{t+2}+0,41\cdot\Delta h^{ол}_{t}-0,07$
2	Ізмаїл	$H^{із}_{t+1}=H^{із}_{t}+0,54\cdot\Delta h^{рн}_{t}+0,01$	$H^{із}_{t+2}=H^{із}_{t+1}+0,54\cdot\Delta h^{рн}_{t+1}+0,01$	$H^{із}_{t+3}=H^{із}_{t+2}+0,54\cdot\Delta h^{рн}_{t+2}+0,01$
3	Кілія	$H^{кя}_{t+1}=H^{кя}_{t}+0,29\cdot\Delta h^{рн}_{t}+0,01$	$H^{кя}_{t+2}=H^{кя}_{t+1}+0,29\cdot\Delta h^{рн}_{t+1}+0,01$	$H^{кя}_{t+3}=H^{кя}_{t+2}+0,29\cdot\Delta h^{рн}_{t+2}+0,01$
4	Вилкове	$H^{вк}_{t+1}=H^{вк}_{t}+0,11\cdot\Delta h^{із}_{t}+0,01$	$H^{вк}_{t+2}=H^{вк}_{t}+0,11\cdot\Delta h^{із}_{t+1}+0,01$	$H^{вк}_{t+3}=H^{вк}_{t+2}+0,11\cdot\Delta h^{із}_{t+2}+0,01$

Примітка.

Назви гідрологічних постів рн – Рені, чв – Чернавода, кл – Келераші, хш – Хиршова, ол – Олтеніца, сл – Сілістра, дж – Джурджу, рс – Русе, із – Ізмаїл, кя – Кілія, вк – Вилкове

Таблиця 2.33 – Допустимі похибки короткострокових прогнозів рівнів води на гідрологічних постах нижньої частини Дунаю

№ за/п	Пост	Завчасність прогнозу, доба	Допустима похибка, см	Характерні роки
1	Рені	1	6	2001 (серед) 2010 (мах) 1990 (мін)
		2	11	
		3	16	
2	Ізмаїл	1	4	2001 (серед) 2010 (мах) 1990 (мін)
		2	7	
		3	10	
3	Кілія	1	3	2001 (серед) 2010 (мах) 1990 (мін)
		2	5	
		3	6	
4	Вилкове	1	3	2001 (серед) 2010 (мах) 1990 (мін)
		2	5	
		3	5	

Таблиця 2.34 – Допустимі похибки прогнозів характерних декадних рівнів води на гідрологічних постах нижньої частини Дунаю

№ за/п	Пост	Характерний рівень	Допустима похибка, см	Період спостережень	Характерні роки
1	Рені	середній	39	1980-2012	2001 (серед) 2010 (мах) 1990 (мін)
		максимальний	39		
		мінімальний	53		
2	Ізмаїл	середній	24	1980-2012	2001 (серед) 2010 (мах) 1990 (мін)
		максимальний	25		
		мінімальний	31		
3	Кілія	середній	14	1980-2012	2001 (серед) 2010 (мах) 1990 (мін)
		максимальний	14		
		мінімальний	15		
4	Вилкове	середній	7	1980-2004, 2006-2012	2001 (серед) 2010 (мах) 1990 (мін)
		максимальний	8		
		мінімальний	8		

Прогнозування характерних місячних рівнів води на гідрологічних постах нижньої частини Дунаю відбувається в залежності від характерних рівнів води суміжних постів (табл. 2.36).

Таблиця 2.35 – Залежності для прогнозування середніх, максимальних та мінімальних рівнів води за місяць, р. Дунай - м. Рені (за даними 1921-2013 рр.)

Місяць	Середній рівень води за місяць	R^2	Максимальний рівень води за місяць	R^2	Мінімальний рівень води за місяць	R^2
I	$Hc = 0{,}94 \cdot H_{21} + 13{,}7$	0,97	$Hмах = 0{,}96 \cdot Hc + 69{,}2$	0,90	$Hмін = 0{,}90 \cdot Hc - 41{,}2$	0,88
II	$Hc = 0{,}93 \cdot H_{21} + 22{,}2$	0,96	$Hмах = 0{,}98 \cdot Hc + 74{,}4$	0,84	$Hмін = 0{,}86 \cdot Hc - 41{,}7$	0,77
III	$Hc = 0{,}94 \cdot H_{21} + 25{,}5$	0,95	$Hмах = 0{,}87 \cdot Hc + 101$	0,81	$Hмін = 1{,}00 \cdot Hc - 64{,}0$	0,87
IV	$Hc = 0{,}98 \cdot H_{21} + 9{,}6$	0,98	$Hмах = 0{,}93 \cdot Hc + 58{,}5$	0,95	$Hмін = 1{,}00 \cdot Hc - 41{,}7$	0,90
V	$Hc = 0{,}96 \cdot H_{21} + 8{,}6$	0,97	$Hмах = 0{,}90 \cdot Hc + 78{,}9$	0,90	$Hмін = 1{,}03 \cdot Hc - 57{,}7$	0,90
VI	$Hc = 0{,}96 \cdot H_{21} + 5{,}4$	0,98	$Hмах = 0{,}94 \cdot Hc + 65{,}6$	0,93	$Hмін = 1{,}02 \cdot Hc - 52{,}7$	0,93
VII	$Hc = 0{,}95 \cdot H_{21} - 2{,}6$	0,97	$Hмах = 0{,}96 \cdot Hc + 66{,}3$	0,89	$Hмін = 0{,}92 \cdot Hc - 42{,}8$	0,88
VIII	$Hc = 0{,}95 \cdot H_{21} - 1{,}1$	0,97	$Hмах = 1{,}04 \cdot Hc + 47{,}6$	0,92	$Hмін = 0{,}86 \cdot Hc - 27{,}4$	0,91
IX	$Hc = 0{,}93 \cdot H_{21} + 5{,}2$	0,96	$Hмах = 1{,}11 \cdot Hc + 36{,}8$	0,92	$Hмін = 0{,}76 \cdot Hc - 17{,}3$	0,89
X	$Hc = 0{,}95 \cdot H_{21} + 9{,}4$	0,96	$Hмах = 1{,}11 \cdot Hc + 42{,}8$	0,91	$Hмін = 0{,}77 \cdot Hc - 21{,}7$	0,88
XI	$Hc = 0{,}98 \cdot H_{21} + 14{,}9$	0,98	$Hмах = 0{,}92 \cdot Hc + 73{,}0$	0,88	$Hмін = 0{,}95 \cdot Hc - 44{,}6$	0,93
XII	$Hc = 0{,}96 \cdot H_{21} + 11{,}8$	0,97	$Hмах = 0{,}99 \cdot Hc + 59{,}3$	0,90	$Hмін = 0{,}89 \cdot Hc - 34{,}3$	0,92

Таблиця 2.36 – Залежності для прогнозування середніх, максимальних та мінімальних рівнів води за місяць на гідрологічних постах нижньої частини Дунаю

Пост	Середній рівень води за місяць	R^2	Максимальний рівень води за місяць	R^2	Мінімальний рівень води за місяць	R^2
Ізмаїл	$H^{із}_{c}=0{,}68 \cdot H^{рн}_{c}+11{,}2$	0,99	$H^{із}_{мах}=0{,}68 \cdot H^{рн}_{мах}+ 12{,}0$	0,99	$H^{із}_{мін}=0{,}69 \cdot H^{рн}_{мін}+ 10{,}8$	0,99
Кілія	$H^{кл}_{c}=2{,}42 \cdot 10^{-4} \cdot (H^{із}_{c})^2+ 4{,}99 \cdot 10^{-1} \cdot H^{із}_{c} + 8{,}5$	0,99	$H^{кл}_{мах}=0{,}59 \cdot H^{із}_{мах} +2{,}2$	0,98	$H^{кл}_{мін}=0{,}59 \cdot H^{із}_{мін} + 0{,}6$	0,99
Вилкове	$H^{вк}_{c}=0{,}50 \cdot H^{кл}_{c}+ 46{,}9$	0,96	$H^{вк}_{мах}=0{,}48 \cdot H^{кл}_{мах}+ 60{,}2$	0,85	$H^{вк}_{мін}=0{,}54 \cdot H^{кл}_{мін} + 36{,}7$	0,92

Примітка.

Назви гідрологічних постів: рн – Рені, із – Ізмаїл, кя – Кілія, вк – Вилкове

Методики прогнозування характерних декадних та місячних рівнів води не враховують зміни рівнів води, які спричинені скидами гідровузлів Верхнього Дунаю та гідровузлів Залізні Ворота I і II, боковим притоком на території Середнього та Нижнього Дунаю, а також льодовими та згінно-нагінними явищами на українській ділянці р. Дунай.

2.10.3 Аналітично-експертна система «ІСТЕР» для прогнозування рівнів води на судохідній частині р. Дунай

Аналітично-експертна система «ІСТЕР» призначена для прогнозування щоденних, характерних декадних та місячних рівнів води для пунктів, розташованих на судохідній частині р. Дунай [207]. Програмне забезпечення створене на мові програмування C# у вигляді Windows-додатків у середовищі *VisualStudio* 2010. В процесі роботи системи передбачається активна участь користувача у випуску усіх трьох різновидів прогнозів рівнів води.

Система потребує значного масиву вхідних даних:

- рівні води та їхні прирости за минулу добу для 91 поста, які розташовані в басейні р. Дунай;
- прогнозні рівні води завчасністю від 1 до 7 діб (для 14 пунктів);
- прогноз опадів за температури повітря вище 0^0C завчасністю до 6 діб (для 26 суббасейнів).

Перерахована вище інформація міститься в базі оперативних даних Українського гідрометеорологічного центру (https://meteo.gov.ua) та на веб-сайтах гідрометеорологічних служб придунайських країн.

Вхідні дані (добові прирости рівнів води та опади на суббасейнах) частково візуалізуються умовними позначками на моніторі, що надає користувачу можливість оцінити гідрометеорологічну ситуацію в басейні р. Дунай на момент складання прогнозу (рис. 2.104).

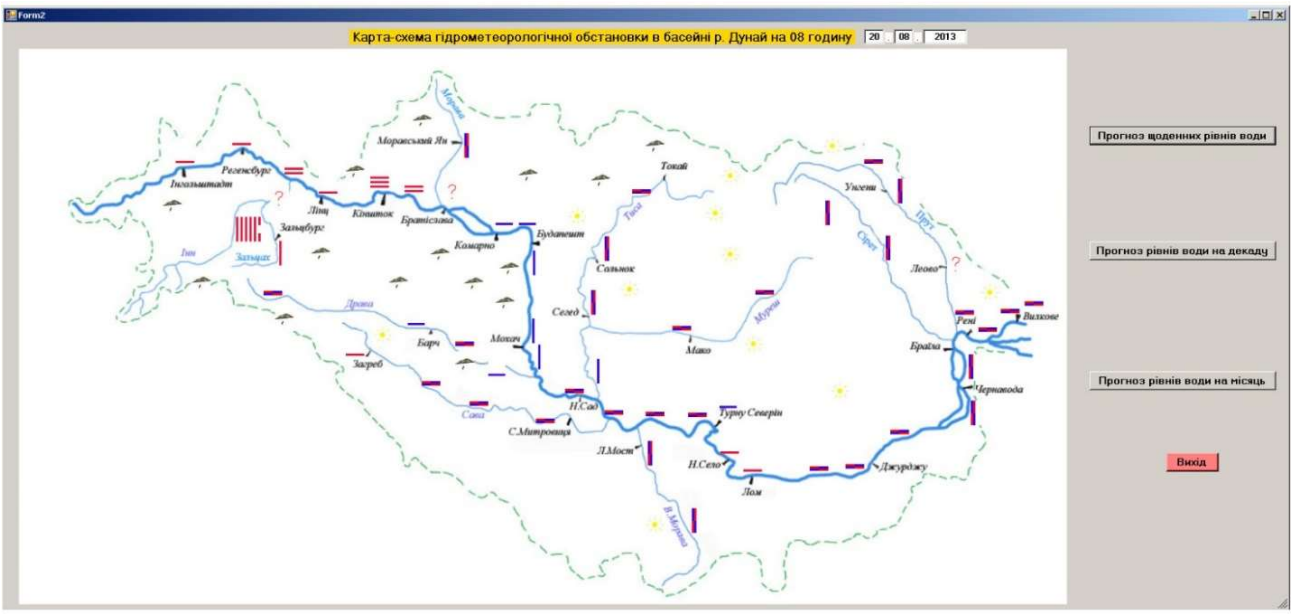


Рисунок 2.104 – Карта-схема гідрометеорологічної обстановки в басейні р. Дунай на дату випуску прогнозу

Прогнозування щоденних рівнів води для 17 гідрологічних постів, характерних декадних рівнів води для 11 постів та характерних місячних рівнів води для 16 постів відбувається в окремих вікнах. На монітор виводиться уся доступна інформація, що стосується кожного конкретного гідрологічного поста. Зокрема, при прогнозуванні щоденних рівнів води гідрологічного поста Рені, у відповідному вікні (рис. 2.105) наводяться:

- прирости рівнів води за минулу добу на постах, які розташовані вверх за течією від поста Рені на відстані, що дещо перевищує відстань, на яку відбувається переміщенню водних мас за період завчасності прогнозу;

- прогноз суми опадів на дату випуску прогнозу на суббасейнах, які формують водний стік р. Дунай до поста Рені;

- рівень води поста Рені на дату випуску прогнозу;

- прогноз приростів рівнів води поста Ісакча на три доби, який наведений на веб-сайтах http://www.inhga.ro/ та http://www.hidro.ro/ (Румунія);

- прогноз приростів рівнів води поста Рені на три доби, який виконується за прогностичними залежностями.

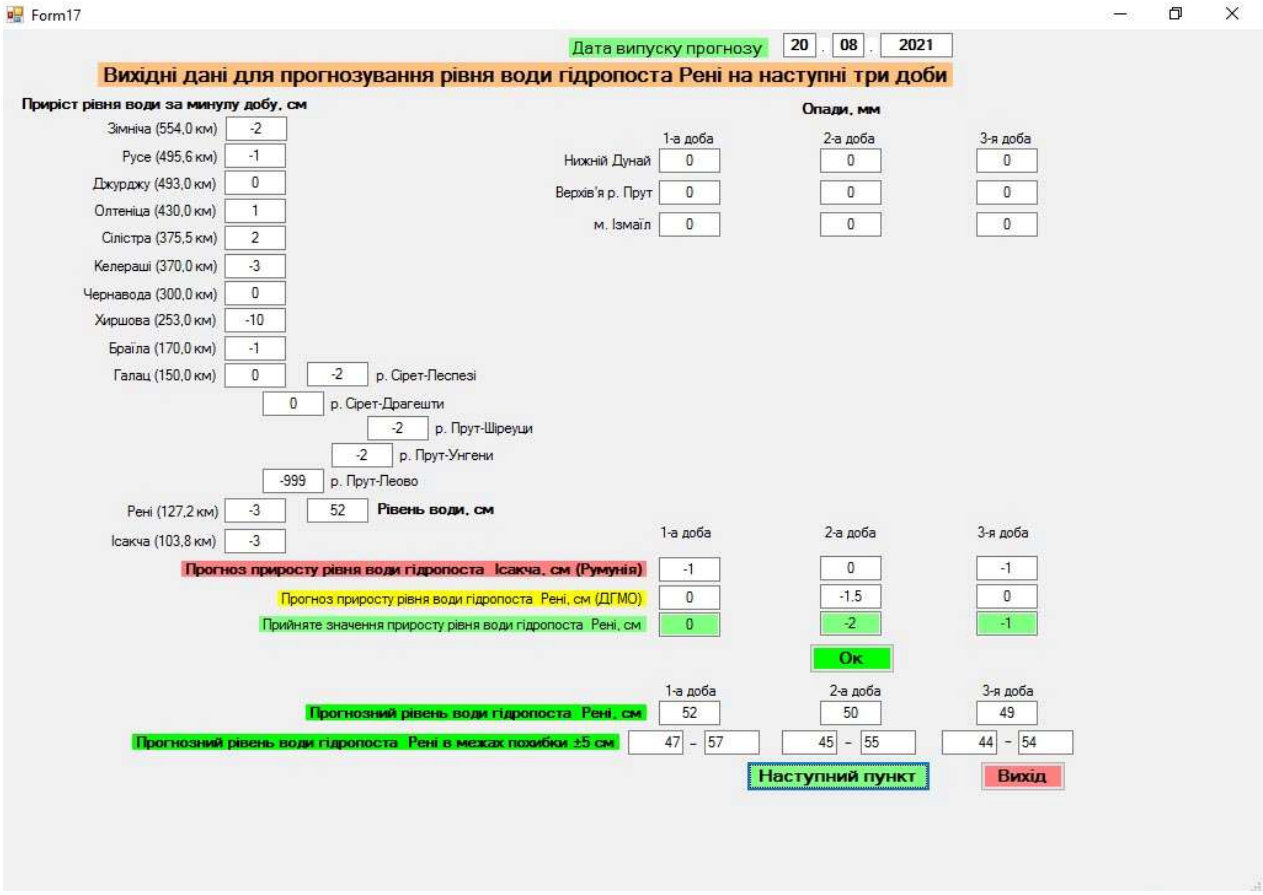


Рисунок 2.105 – Вікно, у якому відбувається прогнозування рівнів води гідрологічного поста Рені з завчасністю три доби

Прогнозування характерних декадних рівнів води гідрологічного поста Рені отребує значно більшої кількості вхідних даних (рис. 2.106). При складанні такого прогнозу необхідно мати:

- прирости рівнів води за минулу добу на постах, які розташовані вверх за течією від поста Рені на відстані, що дещо перевищує відстань, на яку відбувається переміщенню водних мас за декаду;

- прогноз суми опадів на дату випуску прогнозу на суббасейнах, які формують водний стік р. Дунай до поста Рені;

- рівень води поста Рені на дату випуску прогнозу;

- прогноз приростів рівнів води поста Ісакча на сім діб, який наведений на веб-сайтах http://www.inhga.ro/ та http://www.hidro.ro/ (Румунія);

- прогноз приростів рівнів води поста Рені на декаду, який виконується за прогностичними залежностями.

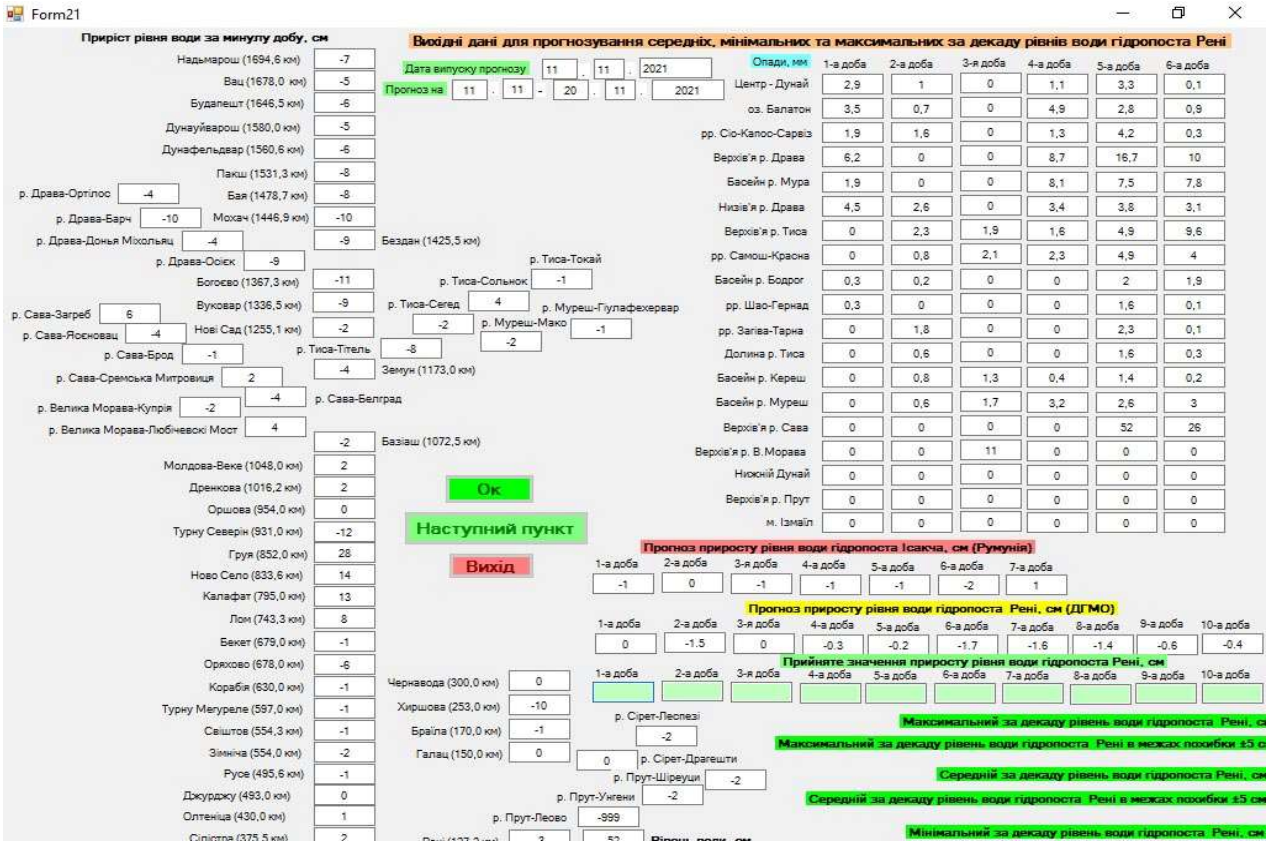


Рисунок 2.106 – Вікно, у якому відбувається прогнозування характерних декадних рівнів води гідрологічного поста Рені

Прогнозування характерних місячних рівнів води гідрологічного поста Рені потребує дані про добові прирости рівнів води та прогноз опадів майже по усьому басейну р. Дунай (рис. 2.107).

Результатом роботи системи є текстові файли з прогнозами щоденних і характерних декадних та місячних рівнів води для пунктів, розташованих на судохідній частині р. Дунай (рис. 2.108).

Аналітично-експертна система «ІСТЕР» впроваджена та застосовується в оперативній діяльності Дунайської гідрометеорологічної обсерваторії (http://dhmo.org.ua).

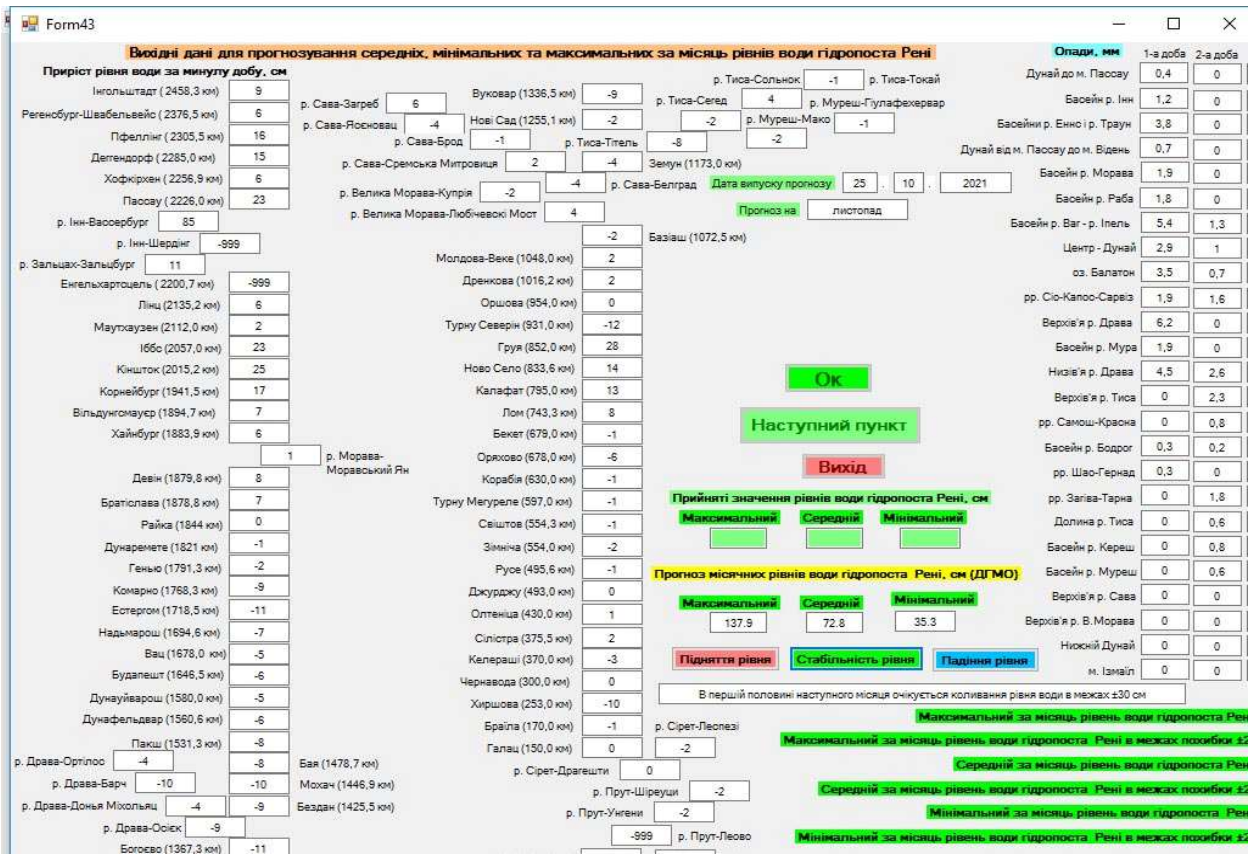


Рисунок 2.107 – Вікно, у якому відбувається прогнозування характерних місячних рівнів води гідрологічного поста Рені

Прогноз складено 20.08.2021

	Перша доба		Друга доба		Третя доба	
Пункт	Рівень	Інтервал	Рівень	Інтервал	Рівень	Інтервал
КінштоК	236	226-246				
Корнейбург	237	227-247				
Комарно	85	75-95				
Будапешт	111	101-121	129	119-139		
Дунауйварош	-8	-18-2	-9	-19-1		
Мохач	167	157-177	162	152-172		
Бездан	14	4-24	9	-1-19		
Богоєво	64	54-74	59	49-69		
Нові Сад	70	60-80	65	55-75		
Джурджу	-39	-49--29	-35	-45--25		
Олтеніца	0	-10-10	-3	-13-7		
Чернавода	-117	-127--107	-118	-128--108		
Браїла	65	55-75	63	53-73	62	52-72
Рені	52	47-57	50	45-55	49	44-54
Ізмаїл	51	46-56	52	47-57	53	48-58
Кілія	34	29-39	35	30-40	36	31-41

Рисунок 2.108 – Результати прогнозування щоденних рівнів води судохідної частини р. Дунай

3 ОЦІНКА МОЖЛИВОГО ВПЛИВУ ЗМІН КЛІМАТУ НА ВОДНІ РЕСУРСИ ПІВДНЯ УКРАЇНИ ЗА СЦЕНАРІЯМИ ГЛОБАЛЬНОГО ПОТЕПЛІННЯ

Водні ресурси у широкому розумінні слова визначаються як обсяги поверхневих, підземних і морських вод відповідної території [1]. Більш детальне визначення розглядає водні ресурси як придатні до використання води річок, озер, каналів, водосховищ, морів й океанів, підземні води, ґрунтову вологу, водяну пару атмосфери, вода (лід) гірських і полярних льодовиків [2]. У вузькому розумінні слова під водними ресурсами розуміють середній багаторічний стік річок [3].

Сучасне узагальнення середнього багаторічного стоку річок України наведене у роботі [4], де представлена карта ізоліній, побудована за допомогою аналітичних функцій ГІС. Карта базується на даних 389 гідрологічних постів. Розглянутий період спостережень – від їх початку до 2015 р. включно. На півдні України відбувається зменшення середнього багаторічного стоку від 1 $лс^{-1}км^{-2}$ (30 мм) до 0,2 $лс^{-1}км^{-2}$ (6 мм) у напрямку з півночі на південь. Південь Одеської області, узбережжя Чорного моря та Кримський степ залишаються «білим простором», оскільки не охоплені даними гідрологічних спостережень.У східному напрямку у розподілі ізоліній проявляється вплив таких орографічних одиниць як Донецький Кряж та Приазовська височина, де відзначається зростання середніх багаторічних значень річного стоку. Слід зазначити, що представлене узагальнення відображає розподіл стоку, який формується під дією як природних, так і антропогенних чинників формування стоку. Антропогенний вплив включає до себе наслідки парникового ефекту, а також водогосподарських перетворень. З метою визначення закономірностей розподілу водних ресурсів у майбутньому застосовується математичне моделювання.

3.1 Сучасні математичні моделі оцінки водних ресурсів за метеорологічними даними та їх реалізація в межах України

Сучасні математичні моделі для визначення можливих змін характеристик стоку річок у майбутньому базуються на метеорологічній інформації, тому що саме ця інформація наводиться у сценаріях змін клімату.

У цілому математичні моделі формування стоку підрозділяються на моделі області застосування; моделі опису процесів стоку; моделі просторового представлення водозбору.

Моделі області застосування класифікуються за метою, для якої вони розроблені (паводковіявища, попередження засух, оцінки впливу антропогенних чинників, комплексна оцінка впливу змін клімату на водні ресурси та ін.).

За описом процесів стоку виділяються моделі чорного ящика, стохастичні, концептуальні та фізичнообґрунтовані (гідродинамічні). Моделі чорного ящика, стохастичні, концептуальні також називають боксовими. У моделях чорного ящика розглядається вхід (опади) та вихід (стік) і функція впливу, яка перетворює вхід на вихід.

У концептуальних моделях розглядаються декілька боксів, які описують процес формування стоку (бокс формування схилового стоку, бокс підземного стоку, бокс руслового стоку та інше). Балансові моделі також відносяться доконцептуальних, в них розглядаються такі етапи процесу формування стоку як етап зволоження, інфільтрації, випаровування. Такі моделі відносять до точкових: розв’язок рівнянь надає відомості про стік у замикальному створі. Фізично обґрунтовані моделі представляються у вигляді диференційних рівнянь, які засновані на принципах збереження маси, імпульсу та енергії [5].

За просторовим представленням водозбору моделі поділяються на зосереджені, засновані на часткових площах та розподілені. Моделі із зосередженими параметрами оперують деякими інтегральними для всього водозбору величинами. Моделі із частковими площами розподілу виділяють

території із однорідними ландшафтними особливостями. Для кожної часткової площі визначається свій набір параметрів та застосовується концептуальний підхід до опису процесів стікоформування (модель SWAT). Моделі із розподіленими параметрами представляють водозбір у вигляді масштабних сіток [6]. Диференціальні рівняння використовуються для кожної комірки цих сіток. Навпіл розподілені моделі базуються як на фізично обґрунтованих, так і концептуальних підходах.

Серед сучасних математичних моделей широко використовуються моделі із розподіленими та навпілрозподіленими параметрами. Наприклад, у проекті 7-ої Рамкової Програми ЄС «Комплексне управління водними ресурсами і прибережною зоною в Європейських лагунах в умовахзмінклімату» (FP7-ENV-2011 № 283157 «Integrated water resources and coastal zone management in European lagoons in the context of climate change») [7] використовувалась еко-гідрологічна модель SWIM, яка описує взаємодію води й підстильної поверхні [8] та була розроблена на основі двох моделей: SWAT [9] і MATSALU [10]. Модель SWIM була розроблена у Потсдамському інституті досліджень впливу клімату (PIK). SWIM використовується для математичного моделювання гідрологічних процесів, рослинності, ерозії і поживних речовин в мезо- та макро- масштабних річкових басейнах з площею від 100 км^2 до 200 000 км^2. SWIM є навпілрозподіленою еко-гідрологічною моделлю, яка включає до себе математичний опис фізичних, біохімічних і гідрохімічних процесів та спирається на деякі концептуальні та напівемпіричні елементи [11]. Модель має трьохрівняву схему поділу: басейн - суббассейн - гідротоп (гідротоп – набір одиниць в одному суббассейні, які характеризуються однаковим землекористуванням та типом ґрунту). Передбачається, що ці гідротопи характеризуються рівномірною поведінкою процесів, пов’язаних із гідрологією, агрометеорологією та гідрохімією. Перш ніж ці процеси агрегуються на рівні суббассейна, вони розраховуються на рівні гідротопів із добовим кроком. Адекватність опису моделлю реальних гідрологічних процесів, динаміки поживних речовин, урожайності та ерозії підтверджена даними багатьох річкових басейнів протягом останніх 20 років на початку XXI сторіччя. Сьогодні в модель SWIM вводяться

нові розрахункові модулі (наприклад, модуль «льодовик»), інші модулі посилюються з метою покращення якості моделювання (наприклад, модуль зростання сільськогосподарських культур або модуль динаміки водно-болотних угідь). Також розробляються модулі управління водними ресурсами (зрошення, ставки або штучні резервуари) відповідно до конкретної мети дослідження. SWIM був застосований до водозборів різних розмірів, по-перше в Німеччині, а потім і в інших європейських країнах, а також для річкових басейнів в Африці, Азії і Південній Америці [12].

Сучасна еко-гідрологічна математична модель SWIM була використана Ю.С. Дідовцем (науковий керівник С.І. Сніжко, Київський національний університет ім. Тараса Шевченка) на основі глобальних моделей загальної циркуляції атмосфери та океанів, поєднаними з регіональними кліматичними моделями. Для виконання досліджень використовувалися дані про щоденні витрати води, метеорологічні спостереження (температура, опади), просторові дані землекористування та ґрунтового покриву. На базі цієї моделі виконано довгостроковий прогноз водного стоку до кінця XXI сторіччя з використанням траєкторій репрезентативних концентрацій парникових газів RCP4.5 та RCP8.5 [13]. Гідрологічне моделювання щоденних значень водного стоку виконано для басейнів річок Західного Бугу, Самари, Тетерева, Тиси та Пруту. Точність відтворення відповідає оцінкам «дуже добре», «добре» та «задовільно» за класифікацією Моріарсі. Розрахунки змін середньорічних показників річкового стоку показали його збільшення для усіх часових періодів (у межах XXI сторіччя) та розглянутих річкових басейнів лише для сценаріїв високого рівня дії [14].

У сумісній роботі українських та зарубіжних вчених виконаний прогноз для великих річок території України на основі сценаріїв RCP2.6 та RCP8.5 для періодів 2040-2070 рр., 2071-2100 рр. з використанням 6 глобальних моделей показано, що підвищення температури викликає зміну гідрологічних режимів річок. Результати досліджень показали, що кількість опадів збільшиться до 10 % за сценарієм RCP2.6 та очікується деяка невизначеність (від -14 % до +10 %) для сценарію RCP8.5 до кінця століття [15]. На річках Прип’ять, Південний Буг, Дністер очікується зменшення стоку на 30 % у 2071-2100 рр..

В інституті проблем математичних машин і систем НАН України (м. Київ) для визначення характеристик стоку використовувались методи динамічної та статистичної деталізації (даунскелінга) даних у моделях загальної циркуляції (МЗЦ). Завдяки статистичному даунскелінгу полів опадів, виникає можливість використання розподілених гідрологічних моделей до прогнозування стоку за сценаріями глобального потепління [16]. У цьому методі статистично оброблюються добові суми опадів, які спостерігались на метеорологічній станції, та за даними МЗЦ [17]. Надалі отримується функція переходу, за якою коректуються дані, визначені за кліматичною моделлю. Саме таким шляхом були установлені опади по станціям Карпат за період 2011-2040 рр. для сценарію А2 (модель RCA3). Було показано, що частота появи 100-літніх (екстремальних) опадів в Українських Карпатах зросте у зазначений період у два рази [18]. При застосуванні методів даунскелінга до полів опадів при розрахунках рівнів та витрат річки Уж останні були представлені із роздільною здатністю у 1 км.

Деякі математичні моделі змін клімату містять у собі гідрологічні блоки. До числа таких моделей відноситься модель REMO. Ця модельоб'єднує колишню чисельну модель прогнозу погоди EUROPA-MODEL для розрахунків термодинамічних характеристик і блоку глобальної кліматичної моделі ECHAM4 [19]. Модель REMO містить у собі гідрологічний блок, який дозволяє здійснювати прогнози кількісних показників стоку за даними відповідного кліматичного сценарію. Такий підхід був реалізований в Українському науково-дослідному гідрометеорологічному інституті (УкрГМІ) НАН України для території України [20]. Модель REMO сюжетної лінії A1B була використана у прогнозах наслідків змін клімату у басейні річки Дністер[21], водний режим якої досліджувався у рамках проекту Європейської економічної комісії ООН (ЄЕК) та організації по безпеці і співробітництву у Європі (ОБСЄ) [22]. Результати прогнозування отримані К.В. Мудрою для водозбору р. Дністер в цілому показали, що в період 2011-2040 рр. відбудеться зменшення стоку в середньому по басейну на 10,1 %, а в період 2041-2070 рр. на 16,7 % [23].

Більш детальний прогноз можливого стану водних ресурсів Дністра на базі моделі REMO (сюжетна лінія A1B) був зроблений у межах міжнародної

ініціативи «Навколишнє середовище та безпека» (ENVSEK) у період 2011-2012 рр. Установлено, що в Карпатській та Волино-Подільській частинах водозбору Дністра зміни середнього багаторічного стоку у період 2021-2050 рр. будуть знаходитися у межах природної мінливості. Лише для Нижнього Дністра зміни водності досягнуть 25 %, а у середній 10-20 % [24].

Модифікація просторово-розподіленої моделі TOPKAPI-IMMS використовувалась в Україні авторами М. Железняком та О. Бойко для розрахунків небезпечних паводків річок Закарпаття [25].

Недоліком сучасних розподілених та напів-розподілених математичних моделей є вимога до значної щільності розташування кліматичних та гідрологічних станцій з метою детальної калібрації та верифікації моделей. Наприклад, для калібруваннямоделі SWIM необхіднідані не менш, ніжоднєїстанції на 100 км^2. В країнах з малою кількістюкліматичних (метеорологічних) станцій (у тому числі і в Україні) застосування таких моделей можепризвести до значнихпохибок у розрахунках.

Недостатня гідрометеорологічна вивченість України призводить до того, що при застосуванні цих моделей, апробація яких здебільшого виконувалась для річках Західної Європи, виникає необхідність введення калібровочних коефіцієнтів, щоб розраховані за моделлю характеристики добре узгоджувалися із спостереженими.

У той же час в Україні розроблено багато вітчизняних моделей, які використовувалися на протязі десятиріччя для розрахунків характеристик стоку при недостатності та відсутності даних спостережень і у подальшому застосовувались для оцінок характеристик водного режиму з використанням метеорологічних даних, наведених у кліматичних сценаріях. Прикладом таких моделей є операторна модель формування максимального стоку рівнинних річок України Є.Д. Гопченка, яка була модифікована В.А. Овчарук для розрахунків характеристик весняної повені та паводків за метеорологічними даними (опадами та температурами повітря), які визначають умови їх формування [26].

Для проведення регіональних досліджень наслідків впливу клімату на водні

ресурси України широко використовуються балансові моделі. Серед них в Україні найбільш відомі балансові моделі, розроблені в ОДЕКУ під керівництвом проф. Є.Д. Гопченка та Н.С. Лободи [27], та в Київському національному університеті імені Тараса Шевченка під керівництвом проф. С.І. Сніжка [28]. В основі блоку розрахунків природного стоку моделі “клімат-стік” лежить метод водно-теплового балансу водозбору у модифікації В.С. Мезенцева [29]. В основі математичної моделі С.М. Сніжка лежить балансова модель L. Turk [30]. Підхід, запропонований французьким вченим L. Turk (1954), був успішно розвинутий польським гідрологом Z. Kaszmarek [31]. Метод Z. Kaszmarek був запроваджений до розрахунків змін водних ресурсів України в умовах глобального потепління в Київському Національному Університеті імені Тараса Шевченка [32]. В роботі [33] для досліджень за сценарієм A1B (модель REMO) було обрано 18 репрезентативних водних об’єктів (водозборів), розташованих у межах однієї географічної зони. Слід зазначити, що при цьому річки Північно-Західного Причорномор’я не розглядались. Автори отримали, що з 2020 р. до 2040 р. зменшення стоку можливе на річках Південний Буг (-27,2 %), Рось (-23,4 %), Самара (-98,8 %). У наступний період (2041-2080 рр.) водність більшості річок прогнозується значно менше «базової», а у 2081-2100 рр. очікується руйнація водних ресурсів у лісостепу та безповоротна руйнація річок у зоні степу. Найменші зміни будуть спостерігатися на річках Карпат та лісової зони Пізніше за цією ж моделлю була представлена карта ізоліній шарів стоку для різних часових періодів XXI сторіччя [34].

Обидві моделі (ОДЕКУ та КНУ) використовують складові теплового балансу земної поверхні, які у масових розрахунках визначаються через дані про температурний режим повітря. Порівняння результатів розрахунків для України за обома балансовими моделями показують близькі результати.

Важливо відзначити, що отримані за моделями результати прогнозу водних ресурсів на майбутнє добре узгоджуються з дослідженнями інших авторів. У роботі [35] показано, що за даними 1960-2010 років територія північно-західного Причорномор’я характеризується зменшенням стоку водопіль рівним 5 % за

кожне десятиріччя. У напрямку на схід зменшення стоку весняних водопіль стає більш чуттєвим до глобального потепління і у Приазов'ї досягне 12%. Це пояснюється зростанням температур повітря зимового періоду та їх переходом від від'ємних значень до додатних. Існуючі погнози змін клімату в Україні за 8 глобальними моделями сценарію RCP8.5 на періоди 2041-2070 рр. та 2071-2100 рр. ілюструють продовження тенденцій до зменшення до кінця XXI сторіччя. У межиріччі Дунай-Дністер середні багаторічні опади будуть змінюватись протягом століття у межах ±10 %. Середня річна температура повітря зросте до 4 градусів Цельсію у 2041-2070 рр. та до 5 градусів у 2071-2100 рр. [36].

3.2 Модель «клімат-стік»

Для визначення характеристик природного стоку річок півдня України застосована модель «клімат-стік», розроблена в ОДЕКУ під керівництвом проф. Є.Д. Гопченка та проф. Н.С. Лободи [37]. Методика розрахунків характеристик річного стоку за цією моделлю увійшла складовою до нормативних документів республіки Молдова [38]. На входів модель використовуються метеорологічні дані. Метеорологічна вивченість півдня України набагато краща ніж гідрологічна, а метеорологічна інформація не підлягає впливу водогосподарської діяльності на відміну від гідрологічної. Стік, визначений за метеорологічними даними, отримав назву«кліматичного».

Теоретичним базисом моделі «клімат-стік» при її застосуванні до розрахунків природного (непорушеного водогосподарською діяльністю) річного стоку є метод водно-теплового балансу у модифікації, запропонованій В.С. Мезенцевим [39]. У методі розглянуті спільно рівняння водного та теплового балансів ділянки суші, які містять у собі загальну складову – випаровування з поверхні суші.

Методика розрахунків природного річного стоку для умов України на базі водно-теплового балансу водозборурозроблена в ОДЕКУ під керівництвом професорів Є.Д. Гопченко та Н.С. Лободи [40].

Результуюче рівняння водно-теплового балансу, представлено відносно величини стоку Y, записується у такийспосіб

$$Y = H - E_m \left[1 + \left(\frac{H}{E_m} \right)^{-n} \right]^{-\frac{1}{n}}, \tag{3.1}$$

де H – характеристика зволоженнятериторії;

Y – характеристика стоку;

E_m – максимально можливевипаровування з поверхнісуші;

n – параметр, якийінтегруєвпливфізико-географічних умов на формування стоку.

Під характеристикою зволоження H розуміють опади X, які випадають за розрахунковий період та зміни запасів вологи $w_1 - w_2$ в ґрунті $H = X + w_1 - w_2$.

Максимально можливе випаровування E_m визначається через приходні складові теплового балансу поверхні суші, через що ця характеристика випаровування отримала назву «теплоенергетичного еквіваленту»

$$LE_m = R^+ + P^+ + (B_1 - B_2), \tag{3.2}$$

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

P^+ – позитивна (прибуткова) складова турбулентного теплообміну або тепло, яке надходить на ділянку суші у зв’язку з рухом повітря, тобто адвективне тепло;

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

L – «приховане» тепло пароутворення;

LE – витрата тепла на випаровування.

«Теплоенергетичний еквівалент» являє собою шар води, який міг би випаритися з поверхні суші, якби на процес випаровування були витрачені усі теплоенергетичні ресурси клімату і розраховується за формулою

$$E_m = \frac{R^+ + P^+ + (B_1 - B_2)}{L}. \qquad (3.3)$$

Таким чином, «теплоенергетичний еквівалент» E_m є величиною, яка за своїм фізичним змістом близька до величини E_0 – випаровуваності або максимально можливого випаровування. Поняття випаровуваності E_0 установлювалося багатьма авторами як верхня межа випаровування, але інтерпретувалася по-різному: «випар зі зволоженої поверхні» (М.І. Будико); «випар з водної поверхні при тім же комплексі метеорологічних умов, що і над сушею» (Н.А. Багров); «випар з поверхні полів, вкритих рослинністю, коли вологість ґрунту близька до найменшої польової вологоємності» (А.Р. Константінов). На відміну від інших авторів В.С. Мезенцеву вдалося надати однозначний фізичний зміст поняттю «випаровуваність».

Для року та багаторічного періоду виконується умова $B_1 - B_2 = 0$, що дозволяє прийняти

$$E_m = \frac{R^+ + P^+}{L}. \qquad (3.4)$$

Для території України через обмежену кількість актинометричних станцій Є.Д. Гопченком та Н.С. Лободою отримана залежність середніх багаторічних величин максимально можливого випаровування від температур повітря

$$\overline{E}_m = 13{,}3\sum_{V}^{IX}\overline{T_M} - 307, r = 0{,}94\,; \qquad (3.5)$$

де $\overline{E}_m$ – середня багаторічна величина максимально можливого випаровування;

$\sum_{V}^{IX}\overline{T_M}$ – сума норм середніх місячних температур повітря за літній період (із травня по вересень, включно);

r – коефіцієнт кореляції, який характеризує тісноту кореляційного зв'язку між значеннями максимально можливого випаровування та температурами повітря.

Слід зазначити, що максимально можливе випаровування E_m завжди більше величини випаровування E з поверхні суші, яке розраховується за формулою

$$E = E_m\left[1 + \left(\frac{H}{E_m}\right)^{-n}\right]^{-\frac{1}{n}}, \qquad (3.6)$$

де E – величина випаровування з поверхні суші.

Різниця $w_1 - w_2$, яка представляє собою зміну вологовмісту розрахункового шару ґрунту, приймає істотні додатні та від'ємні значення для розрахункових інтервалів часу, розглянутих у межах року. Для багаторічного періоду, коли виконується умова

$$w_1 - w_2 = 0, \qquad (3.7)$$

справедливий запис

$$\overline{Y} = \overline{X} - \overline{E_m}\left[1 + \left(\frac{\overline{X}}{\overline{E_m}}\right)^{-n}\right]^{-\frac{1}{n}}, \qquad (3.8)$$

де $\overline{Y}$,$\overline{X}$,$\overline{E_m}$ – багаторічні величини річного стоку, опадів та теплоенергетичного еквівалента, відповідно.

Норма річного стоку $\overline{Y}$, розрахована за (3.7), визначається кліматичними чинниками формування стоку – нормою річних опадів $\overline{X}$ й нормою максимально можливого випаровування $\overline{E}_m$, які підкоряються закону географічної зональності та представляються у вигляді карт ізоліній. Величини стоку, розраховані за метеорологічними даними з використанням рівнянь (3.1) або (3.8), отримали назву «кліматичного». Норма кліматичного стоку, отримана за рівнянням (3.8), у подальшому позначена як $\overline{Y}_K$.

3.3 Водні ресурси Півдня України у базових кліматичних умовах (до 1989 р.)

В роботі [41] карти ізоліній середніх багаторічних величин річних опадів, максимально можливого випаровування та розрахованого за (3.8) кліматичного стоку побудовані на топографічній основі 1:500000 для кліматичних умов минулого сторіччя, коли вплив змін глобального клімату ще не був значущим [42]. При побудові карт ізоліній норм річного кліматичного стоку значення $\overline{Y}_K$ визначалися за даними метеорологічних станцій. На карті ці значення відносилися до точок, які відповідають географічному положенню кожної з розглянутих метеорологічних станцій. При визначенні норми річного кліматичного стоку з виділеного на карті водозбору за картою ізоліній $\overline{Y}_K$ визначалася середня зважена норма кліматичного річного стоку по частинних площах водозбору, які містяться між ізолініями. Порівняння норм річного кліматичного стоку із фактичними даними виконані для водозборів річок України, які характеризуються стійким підземним живленням, показали задовільну відповідність цих величин у різних географічних зонах України. Установлено, що норма річного кліматичного стоку є тотожною нормі зонального природного річного стоку. Точність визначення

норми річного кліматичного (зонального) стоку за картою ізоліній, побудованою на основі метеорологічних даних, становить ±10 %.

Для річок з нестійким підземним живленням [43] є характерною суттєва відмінність кліматичного стоку від природного. Для таких випадків модель «клімат-стік» передбачає використання коефіцієнтів переходу від норм річного кліматичного стоку, визначених за картами ізоліній $\overline{Y}_K$, до природного (непорушеного господарською діяльністю). Ці коефіцієнти описують вплив чинників підстильної поверхні на процес формування річного стоку.

Для більшості малих та середніх водозборів, особливо у зоні недостатнього зволоження, норма кліматичного річного стоку суттєво відрізняється від природного. Відхилення тут можуть досягати 30 % і більше. З метою врахування впливу факторів підстильної поверхні були встановлені перехідні коефіцієнти до норм кліматичного стоку $\overline{Y}_K$, визначених за картою ізоліній

$$K_{ПЕР} = \frac{\overline{Y}_{ПР}}{\overline{Y}_K} \quad , \tag{3.9}$$

де $K_{ПЕР}$ - перехідний коефіцієнт від норми кліматичного стоку, знятої з карти, до норми природного стоку;

$\overline{Y}_K$ - норма кліматичного стоку з водозбору, яка визначається за картою ізоліній;

$\overline{Y}_{ПР}$ - норма природного річного стоку.

На базі визначених за (3.9) перехідних коефіцієнтів та кількісних показників чинників підстильної поверхні (лісистість, заболоченість, площа водозбору та ін.) розроблялися розрахункові регресійні рівняння. Отримані залежності дають змогу розділити територію України на області як додатних, так і від'ємних виправлень до норми кліматичного стоку. В області додатних виправлень $(\overline{Y}_{ПР} - \overline{Y}_K) > 0$ поправочні коефіцієнти більші за одиницю ($K_{ПЕР} > 1$), тобто кліматичний (зональний) стік нижчий від природного стоку малих та середніх за розмірами річок. В області від'ємних виправлень до норми кліматичного стоку

$(\overline{Y}_{ПР} - \overline{Y}_{K}) < 0$ поправочні коефіцієнти менші за одиницю - $K_{ПЕР} < 1$. В області нульових виправлень норма кліматичного стоку дорівнює нормі природного стоку, а поправочний коефіцієнт набуває значення рівного одиниці.

Більшість річок Північно-Західного Причорномор'я знаходиться в області від'ємних поправок до норм річного кліматичного стоку. Від'ємні виправлення обумовлені втратами на поверхневе затримання стоку. Перехідні коефіцієнти $K_{ПЕР,2}$ від норм кліматичного до природного стоку рекомендовано установлювати в залежності від середньої висоти водозбору, яка є непрямою характеристикою пласкості земної поверхні

$$K_{ПЕР,2} = 1 - 0{,}003(280 - H_{СЕР}), \text{ при } H_{СЕР} < 280 \text{ м}, \quad (3.10)$$

$$K_{ПЕР,2} = 1, \text{ при } H_{СЕР} \geq 280 \text{ м}, \quad (3.11)$$

де $H_{СЕР}$ – середня висота водозбору.

Роль висоти пояснюється наступним чином. Чим менша висота місцевості, тим менший уклон поверхні й тим більше втрати талого та дощового поверхневого стоку на затримання у безстічних низинах.

Істотні розбіжності між нормами природного та кліматичного річного стоку можливі, коли вододіли підземних та поверхневих водозборів не співпадають. Здебільшого така картина виникає в областях розвантаження чи живлення карсту. Урахувати дію карсту можливо лише шляхом визначення перехідних коефіцієнтів за виразом (3.9) для певних закарстованих річок. Непрямим показником впливу гідрогеологічних умов на формування стоку закарстованих водозборах також може бути норма інфільтрації опадів у водоносні горизонти U_0, просторовий розподіл якої визначається не тільки кліматичними умовами, а й водно-фізичними властивостями ґрунтів. Зокрема, величина U_0 використовувалася як предиктор при побудові регресійних рівнянь для визначення коефіцієнта $K_{ПЕР}$ для річок Приазов'я, лівобережних приток Дністра.

За моделлю «клімат-стік» норма природного річного стоку $\overline{Y}_{ПР}$ малого або середнього за розмірами водозбору з нестійким підземним живленням розраховується як добуток норми кліматичного стоку, що визначається за картою ізоліній, на перехідний коефіцієнт

$$\overline{Y}_{ПР} = K_{ПЕР}\overline{Y}_K . \qquad (3.12)$$

На базі аналізу статистичних параметрів, розрахованих по рядах річного кліматичного стоку 30-річної тривалості (1951-1980 рр.) були установлені зв'язки між багаторічною мінливістю річного стоку (коефіцієнтом варіації C_V) та нормою річного кліматичного (природного) стоку $\overline{Y}_{ПР}$:

$$C_V = \frac{1{,}5}{\left(\frac{\overline{Y}_{ПР}}{10}\right)^{0{,}62}}, \qquad (3.13)$$

де C_V – коефіцієнт варіації річного стоку.

Значення у чисельнику, яке дорівнює 1,5, є коефіцієнтом варіації, що відповідає нормі річного стоку рівній 10 мм (C_V=1,5 при $\overline{Y}_{ПР}$=10 мм). Така норма річного кліматичного стоку відповідала кліматичним умовам узбережжя Чорного моря до початку суттєвого впливу змін глобального клімату на водні ресурси (до 1989 року).

Між коефіцієнтами асиметрії та варіації річного стоку для території Північно-Західного Причорномор'я за даними минулих років установлене таке співвідношення

$$C_S = 1{,}7C_V , \qquad (3.14)$$

де C_S – коефіцієнт асиметрії.

На основі методу сумісного аналізу складових просторової дисперсії статистичних параметрів стоку отримано, що коефіцієнт автокореляції природного річного стоку $r(1)$ для річок Півдня України можна приймати рівним нулю.

Карти ізоліній норм річного кліматичного стоку, наведені у наукових роботах Н.С. Лободи та Є.Д. Гопченка [44], відповідають умовам, які були характерними до початку суттєвих змін клімату України, тобто до 1989 р. Норми річного кліматичного стоку, визначені на основі цих карт, можуть використовуватися як базові при оцінках змін водних ресурсів за сценаріями глобального потепління.

Суттєве значення при розрахунках норм річного кліматичного (зонального) стоку відіграє співвідношення ресурсів тепла та вологи, яке також розглядається як характеристика зволоженості (посушливості) клімату

$$\beta_X = \frac{\overline{X}}{\overline{E_m}}, \tag{3.15}$$

де $\overline{X}$ - середнє багаторічне значення річних опадів, мм;

$\overline{Em}$ - середнє багаторічне значення максимально можливого випаровування, мм.

Більшість індексів посушливості базуються на порівнянні запасів води $\overline{X}$ із втратами на випаровування, які представляються через радіацію, температури повітря і інші кліматичні змінні. У даному випадку використаний теплоенергетичний еквівалент або максимально можливе випаровування $\overline{Em}$.

За величиною β_X виділяються області зволоженості (посушливості) [45]

$\beta_X \geq 1{,}0$ - зона надмірного зволоження, (3.16)

$0{,}8 \leq \beta_X < 1{,}0$ - зона достатнього зволоження, (3.17)

$0{,}5 \leq \beta_X < 0{,}8$ - зона недостатнього зволоження, (3.18)

$0{,}2 \leq \beta_X < 0{,}5$ - напіваридна зона, (3.19)

$$0{,}03 \le \beta_X < 0{,}2 \text{ - аридна зона,} \quad (3.20)$$

$$\beta_X < 0{,}03 \text{ - гіпераридна зона.} \quad (3.21)$$

Ізолінія β_X=0,5 розглядається як межа між зоною недостатнього зволоження та напіваридною зоною. Розташування території нижче ізолінії β_X<0,5 означає, що вона знаходиться в напіваридній зони. До початку значущого впливу змін клімату на термічний режим України (до 1989 р.) напіваридна зона займала територію узбережжя Півдня України та територію Степового Криму (рис.3.1).

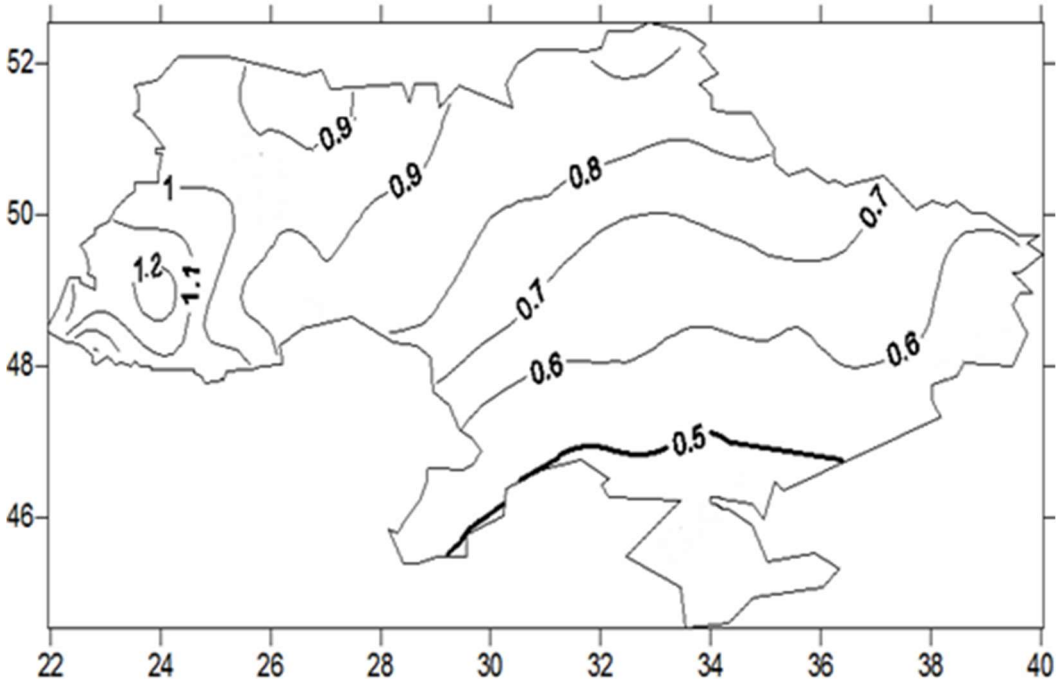


Рисунок 3.1 – Просторовий розподіл показника зволоженості β_X, визначеного за даними до 1989 року (до початку значущого впливу глобального потепління)

Середні багаторічні величини річного стоку на Півдні України змінювалися від 30 мм до 20 мм і нижче, піднімаючись у районі Приазов’я до 40 мм (рис.3.2).

Рисунок 3.2 – Просторовийрозподіл норм річногокліматичного стоку на територіїУкраїни за даними до 1989 р.

3.4 Оцінка природних водних ресурсів в умовах кліматичних змін

Рівняння водно-теплового балансу для розрахунків природного зонального річного стоку в умовах змін клімату набуває вигляду

$$\overline{Y}'_K = (\overline{X} \pm \Delta\overline{X}) - \overline{E}'_m \left[1 + \left(\frac{\overline{X} \pm \Delta\overline{X}}{\overline{E}'_m} \right)^{-n} \right]^{-\frac{1}{n}}, \qquad (3.21)$$

де $\overline{Y}'_K$ - норма кліматичногорічного стоку в зміненихкліматичнихумовах, розрахована за метеорологічнимиданими, мм;

$\overline{E}_m$ - базова (установлена до початку значущихзмінклімату) норма максимально можливоговипаровування, яка визначається за даними про температуру повітрязгідноіз формулою (3.4), мм;

$\overline{X}$ - базова (установлена до початку значущихзмінклімату) норма річнихопадів, мм;

$\Delta\overline{X}$ - змінасумарнихопадів за сценаріями;

$\Delta\overline{T}$ - зміна температур повітря, яка визначає величину максимально можливоговипаровування у сценарнихкліматичнихумовах;

n – параметр, якийінтегруєвпливфізико-географічних умов на формування стоку і приймаєтьсярівним 3;

$\overline{E}_m^{'}$ - норма максимально можливого випаровування у сценарних кліматичних умовах, тобто максимально можливе випаровування, яке розраховується за даними про температуру повітря для заданого кліматичного сценарію у відповідності із (3.4).

Було досліджено чутливість кліматичного стоку, розрахованого за моделлю «клімат-стік», до змін метеорологічних характеристик. На основі числових експериментів установлено, що зміна норм річного кліматичного стоку стає значущою при зміні річних опадів на ±3,5 % за рік або при зміні сум середньомісячних температур повітря за період червень-серпень на ±2,5 °С. Передбачувані зміни метеорологічних характеристик, наведені в сценаріях, перевищують зазначені межі й, отже, згідно сценаріям ВМО водні ресурси України достатньо точно описуються на базі моделі «клімат-стік».

Схема розрахунків змін характеристик річного стоку за кліматичними сценаріями складається з таких етапів:

- розрахунки характеристик стоку за метеорологічнимиданимисценарію у вузлахсітки за моделлю «клімат-стік;

- побудова карти ізоліній норм річного кліматичного стоку у сценарних кліматичних умовах;

- порівняння отриманих характеристик із даними базового періоду.

Базовий період є періодом відносно якого розраховуються відхилення сценарних даних [46].

Оцінка змін характеристик стоку та кліматичних чинників його формування надавалась у вигляді відносних відхилень δ середніх багаторічних величин, які спостерігались до 1989 р. (базовий період) та у розрахунковий період:

$$\delta = \frac{\overline{X}' - \overline{X}}{\overline{X}}, \tag{3.23}$$

$$\delta = \frac{\overline{E_m}' - \overline{Y_m}}{\overline{E_m}}, \tag{3.24}$$

$$\delta = \frac{\overline{Y_K}' - \overline{Y_K}}{\overline{Y_K}}, \tag{3.25}$$

де $\overline{X}'$ - середня багаторічна величина річних сум опадів, розрахована за сценарними даними, мм;

$\overline{X}$ - середня багаторічна величина річних сум опадів, розрахована за даними до 1989 р. (до початку значущого впливу глобального потепління), мм;

$\overline{E_m}'$ - середня багаторічна величина максимально можливого випаровування, розрахована за сценарними даними, мм;

$\overline{Em}$ - середня багаторічна величина максимально можливого випаровування, розрахована за даними до 1989 р. (до початку значущого впливу глобального потепління), мм;

$\overline{Y_K}'$ - середня багаторічна величина річного кліматичного стоку, розрахована за сценарними даними, мм;

$\overline{Y_K}$ - середня багаторічна величина річного кліматичного стоку, розрахована за даними до 1989 р. (до початку значущого впливу глобального потепління).

3.5 Осереднена статистична модель проекту EURO-CORDEX

У даній роботі використані кліматичні проекції експерименту CORDEX (Coordinated Regional Climate Downscaling Experiment), створеного всесвітньою програмою досліджень клімату для формування ансамблю прогностичних регіональних кліматичних моделей CMIP5 [47]. Для оцінки майбутніх змін температури повітря і опадів виявилося можливим використання розрахунків за 40-ка комбінаціями глобальних і регіональних кліматичних моделей з просторовим дозволом 50 км для різних сценаріїв концентрації парникових газів [48].

Консорціум EURO-CORDEX для своїх розрахунків використовує сценарії концентрацій парникових газів сімейства RCP (Representative Concentration Pathways) на кінець 21 століття (згідно зі звітом Intergovernmental Panel Climate Change), на відміну від попередніх аналогічних проектів, які використовували сценарії, засновані на вмісті емісій парникових газів та соціально-економічних показниках (Special Reporton Emissions Scenarios). Для виконання цих розрахунків були прийняті сценарії RCP8.5 (що відповідає концентрації 1370 p.p.m), RCP4.5 (650 p.p.m).

Усього розглянуто 14 кліматичних моделей (табл. 3.1), в яких реалізовані траєкторії RCP4.5 та RCP8.5. Розрахунковий період становить 30 років (2021-2050 рр.). Оцінки кліматичного стоку надавалися у вузлах координатної сітки, положення яких відповідає координатам метеостанцій.

Таблиця 3.1 – Регіональні кліматичні моделі [49]

Індекс моделі	Інститут	Регіональна модель	Глобальна модель
CLMcom1	Climate Limited-area Modelling Community	CLMcom-CCLM4-8-17[1]	CNRM-CM5
CLMcom2			ICHEC-EC-EARTH
CLMcom3			MOHC-HadGEM2-ES
CLMcom4			MPI-ESM-LR
DMI1	Danish Meteorological Institute	DMI-HIRHAM5[2]	ICHEC-EC-EARTH
DMI2			NCC-NorESM1-M
KNMI1	Royal Netherlands Meteorological Institute	KNMI-RACMO22E[3]	ICHEC-EC-EARTH
KNMI2			MOHC-HadGEM2-ES
MPI	Max Planck Institute for Meteorology	MPI-CSC-REMO2009[4]	MPI-ESM-LR
SMHI1	Swedish Meteorological and Hydrological Institute	SMHI-RCA4[5]	CNRM-CM5
SMHI2			ICHEC-EC-EARTH
SMHI3			IPSL-CM5A-MR
SMHI4			MOHC-HadGEM2-ES
SMHI5			MPI-ESM-LR

3.6 Оцінка змін кліматичних чинників формування стоку та водних ресурсів України за кліматичним сценарієм RCP4.5

Згідно із осередненими даними 14 моделей проекту EURO-CORDEX (надалі осереднена модель) у період 2021-2050 рр. на півдні України суми річних опадів будуть змінюватися від 620 мм до 460 мм (рис. 3.3), що знаходиться у відповідності із базовим періодом. У напрямку схід – північний схід ресурси зволоження будуть зростати до 10 %, а у південно-західномунапрямку зменшуватися на 10 % [50]-[51].

Якщо у базовому періоді значення максимально можливого випаровування змінювалися у діапазоні від 925 мм до 1000 мм, то за даними осередненої моделі у період 2021-2050 рр. на Півдні України діапазон змін буде становити 940-1100 мм (рис. 3.4). Зростання теплових ресурсів досягне на узбережжі Чорного моря 14 %.Середні багаторічні значення кліматичного (зонального) стоку будуть

варіювати від 50 мм до 15 мм (рис. 3.5). Значення 10 мм середній багаторічний стік буде досягати лише на півдні Одеської області. Зменшення середнього багаторічного стоку за сценарієм RCP4.5 становитиме 50 % на півдні Одеської області досягне 50 %, у Приазов'ї – 20-30 % (рис. 3.6).

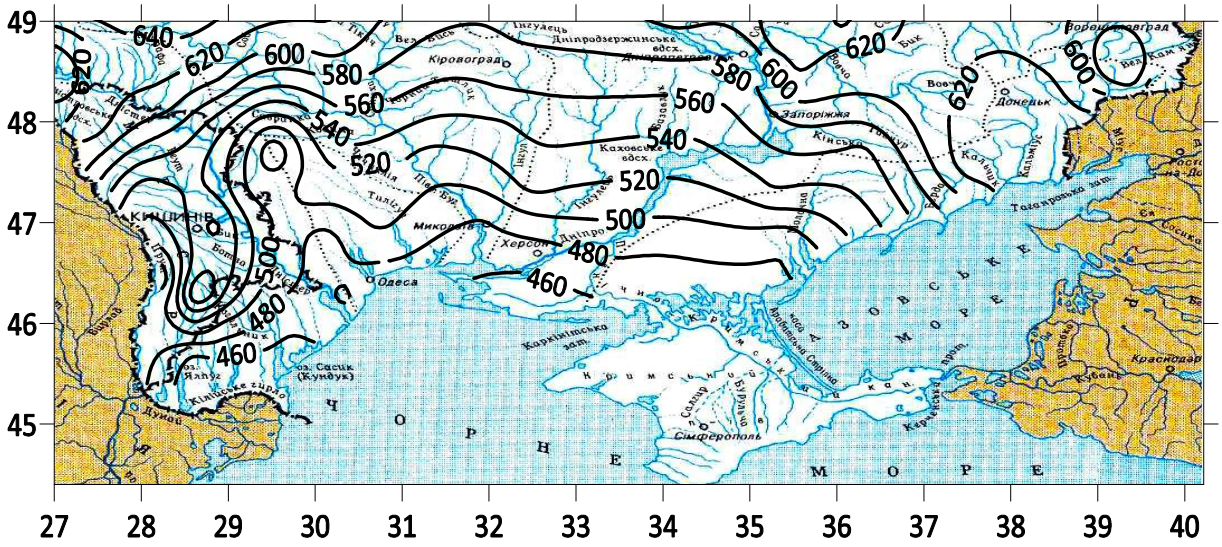


Рисунок 3.3 – Розподіл середніх багаторічних річних сум опадів за осередненою моделлюсценарію RCP4.5 у період 2021-2050 рр.

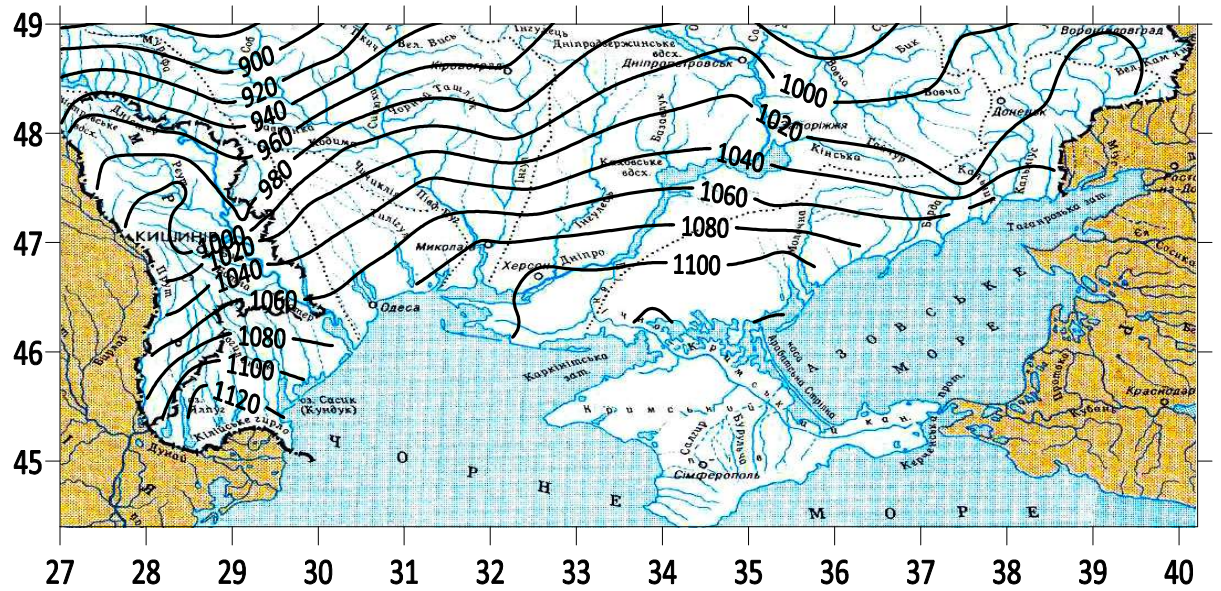


Рисунок 3.4 – Розподіл середніх багаторічних значень максимально можливого випаровування за осередненою моделлюсценарію RCP4.5 у період 2021-2050 рр.

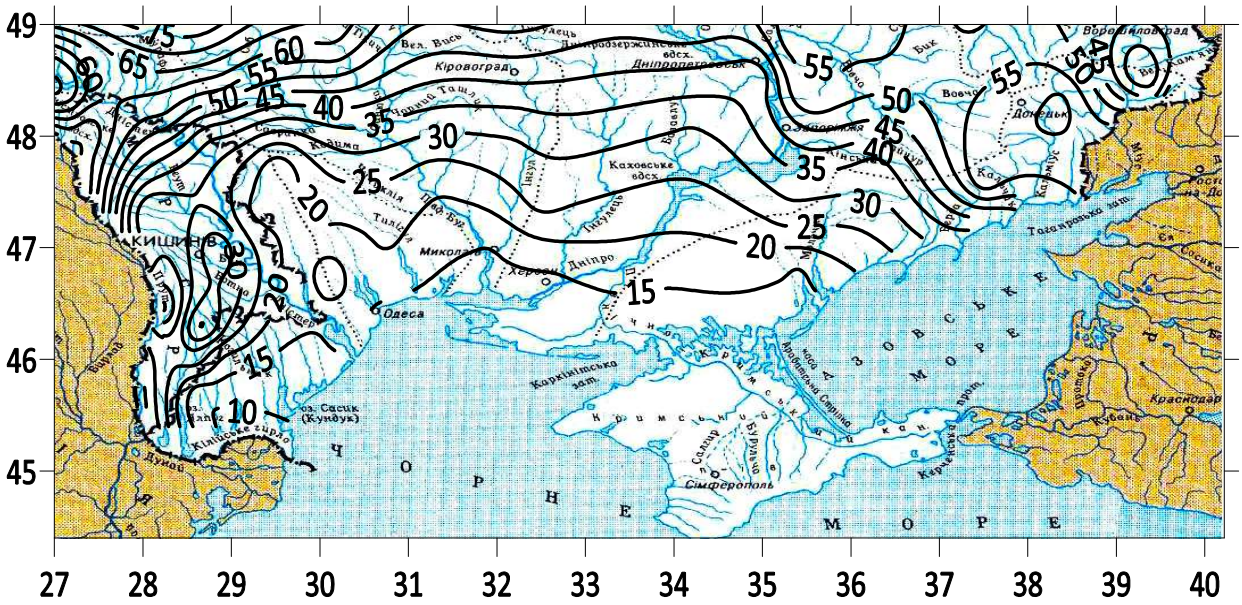


Рисунок 3.5 – Розподіл середніх багаторічних значень кліматичного річного стоку за осередненою моделлюсценарію RCP4.5 у період 2021-2050 рр.

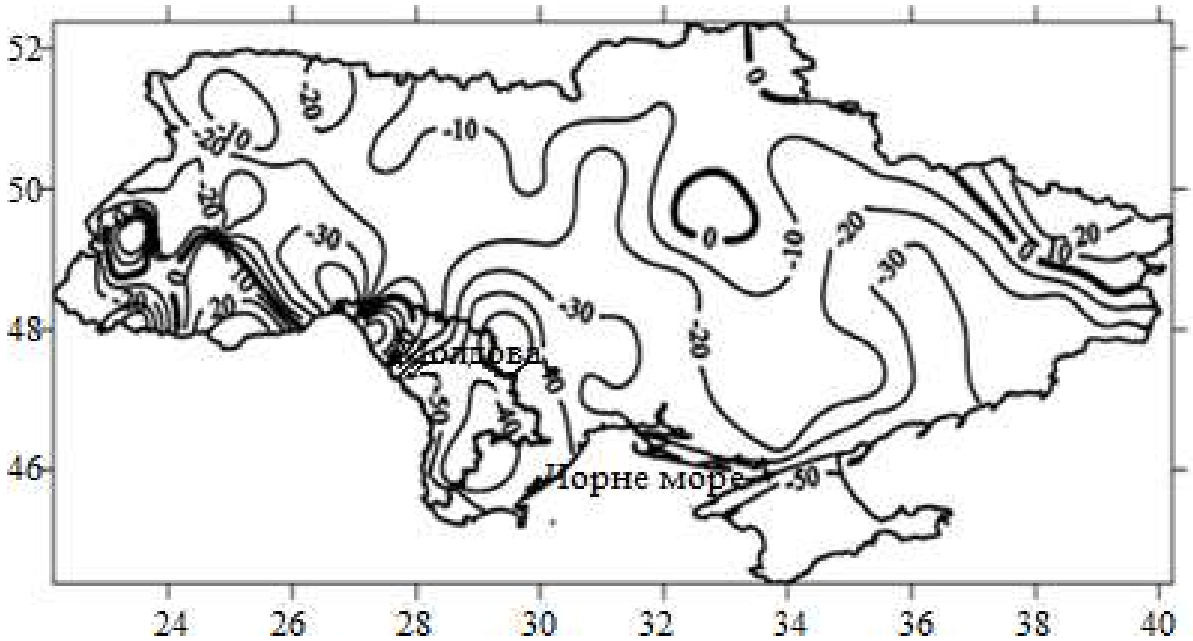


Рисунок 3.6 – Зміни у просторі водних ресурсів (осереднена модель траєкторії RCP4.5) для періоду 2021-2050 рр. при порівнянні із базовими даними до 1989 р. [50]

Напіваридна зона буде розширюватись до півночі на території півдня та південного заходу. У межах Приазов’я напіваридна зона не утвориться (рис. 3.7).

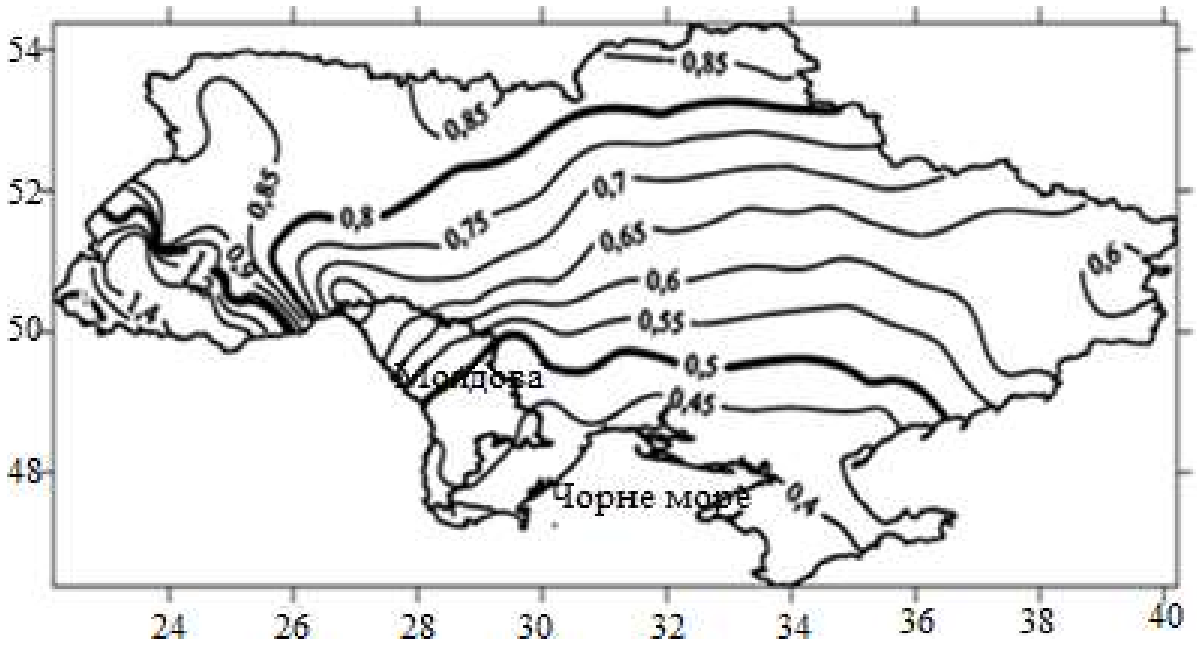


Рисунок 3.7 – Просторовий розподіл показника зволоженості/посушливості, визначеного за даними траєкторії RCP4.5 (середньостатистична модель) для періоду 2021-2050 рр. [50]

3.7 Оцінка змін кліматичних чинників формування стоку та водних ресурсів України за кліматичним сценарієм RCP8.5

За сценарієм RCP8.5 (осереднена модель) у період 2021-2050 рр. Середні багаторічні суми опадів будуть зменшуватися від 610 мм на північному заході до 430 мм на півдні Одеської області (рис. 3.8). Максимально можливе випаровування буде змінюватися від 930 мм до 1120 мм. Ізолінія 1120 мм проходить не тільки на півдні Одеської області, але й у межах усієї Причорноморської низовини (рис. 3.9). Середні багаторічні значення стоку на Півдні України будуть варіювати від 40 мм до 10 мм. Ізолінія 10 мм буде проходити через південь Одеської області та Причорноморську низовину (рис. 3.10). Зменшення водних ресурсів Півдня України буде становити у середньому 50 %, досягаючи 60-70 % на півдні Одеської області (рис. 3.11).

Напіваридна зона розшириться до півночі та сходу, частково захоплюючи Приазов'я (рис. 3.12).

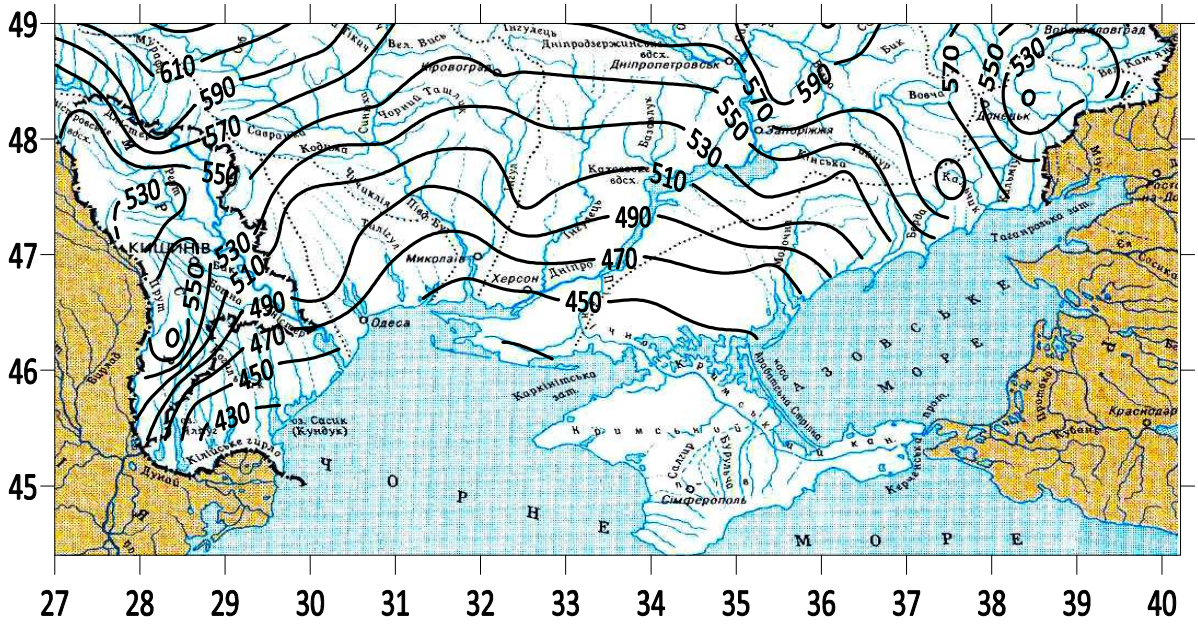


Рисунок 3.8 – Розподіл середніх багаторічних річних сум опадів за осередненою моделлюсценарію RCP8.5 у період 2021-2050рр.

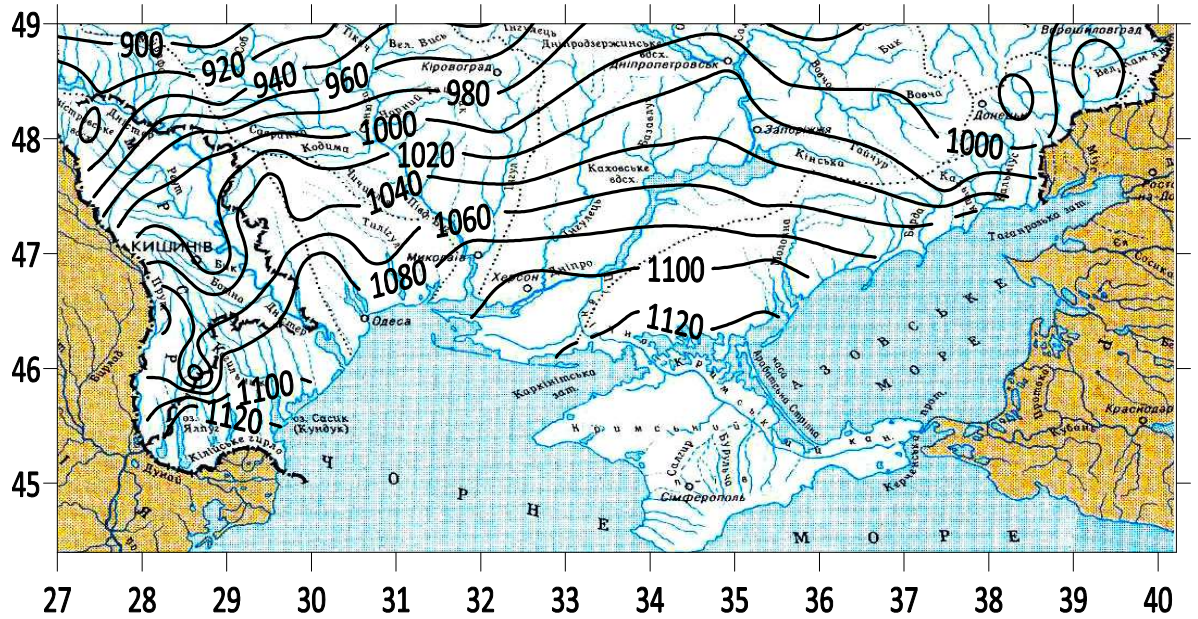


Рисунок 3.9 – Розподіл середніх багаторічних значень максимально можливого випаровування за осередненою моделлюсценарію RCP8.5 у період 2021-2050рр.

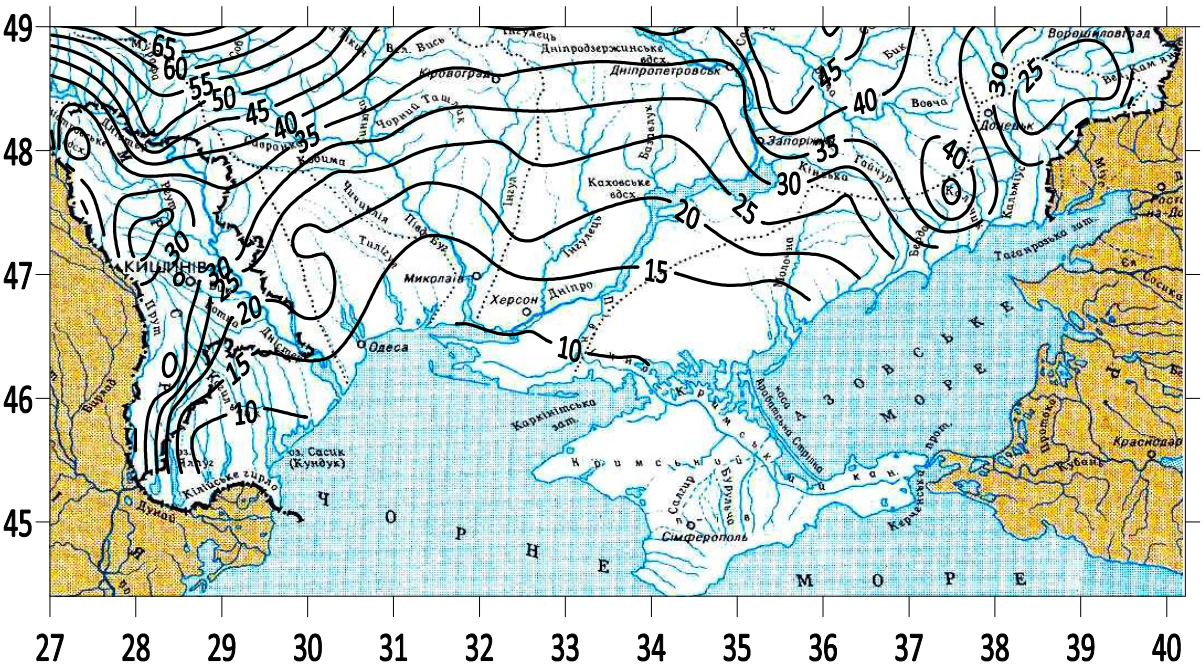


Рисунок 3.10 – Розподіл середніх багаторічних значень кліматичного річного стоку за осередненою моделлюсценарію RCP8.5 у період 2021-2050рр.

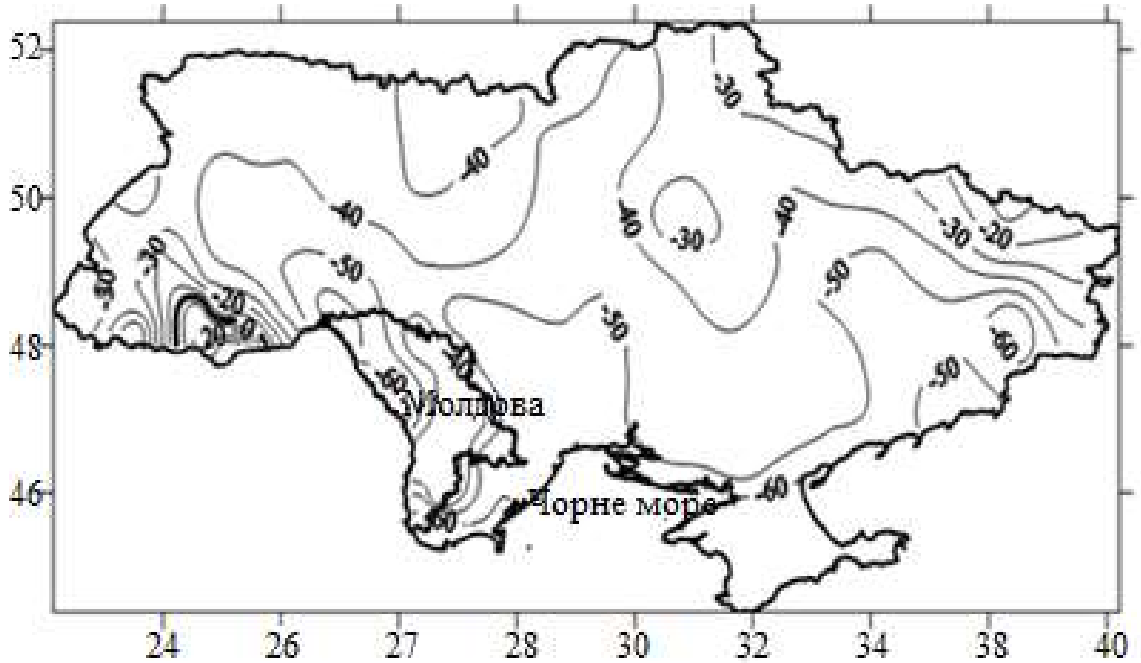


Рисунок 3.11 – Зміни у просторі водних ресурсів (осереднена модель траєкторії RCP8.5) для періоду 2021-2050 рр. при порівнянні із базовими даними до 1989 р. [50]

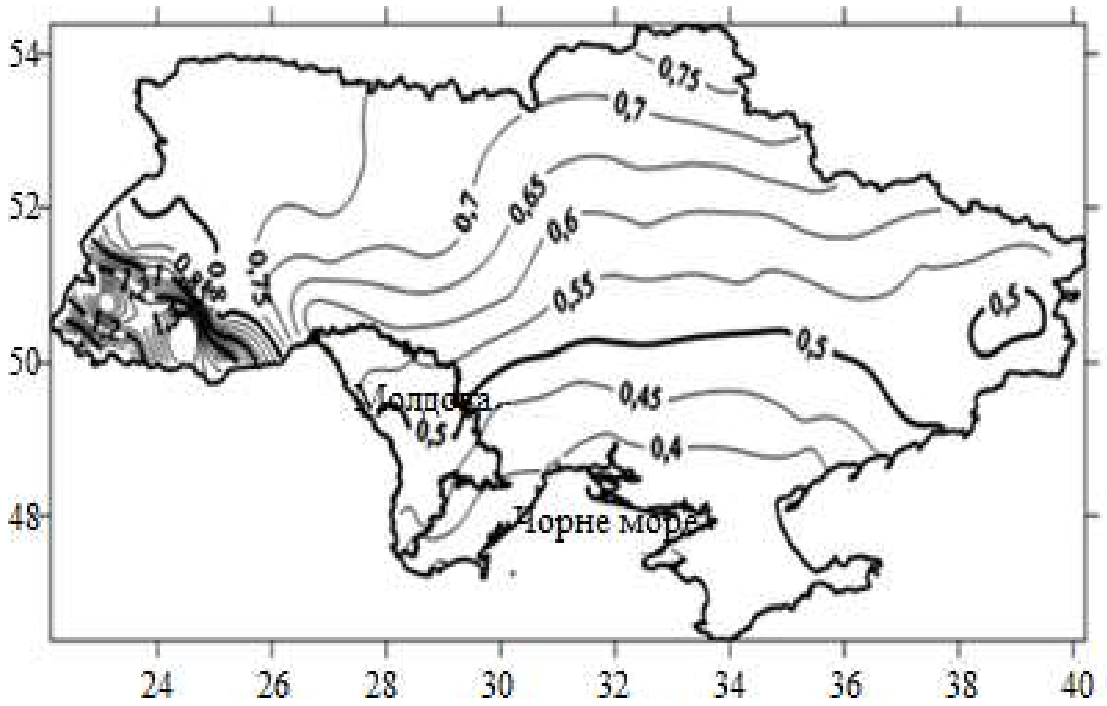


Рисунок 3.12 – Просторовий розподіл показника зволоженості/посушливості, визначеного за даними траєкторії RCP8.5 для періоду 2021-2050 рр. [50]

4 КОМПЛЕКСНИЙ МЕТОД ЙМОВІРНОСНО-ПРОГНОСТИЧНОГО МОДЕЛЮВАННЯ ЕКСТРЕМАЛЬНИХ ГІДРОЛОГІЧНИХ ЯВИЩ НА РІЧКАХ ПІВДНЯ УКРАЇНИ

Аналіз сучасної наукової літератури в галузі ймовірнісного моделювання екстремально високого та низького стоку річок та умов його формування показав, що для території Півдня України, яка характеризується практичною відсутністю систематичних гідрологічних спостережень на малих річках, а часто й на середніх, найбільш ефективним методом є розробка регіональних методик на базі операторної схеми формування максимального стоку річок [1]. Операторна модель використовується, як в розрахункових методиках (для весняного водопілля та дощових паводків), так й для довгострокового територіального прогнозування характеристик весняного водопілля. В основу ймовірністно-прогностичного методу територіальних короткострокових прогнозів величин меженного стоку річок покладено рівняння водного балансу. Для річок Півдня України пропонується для оцінки розмірів очікуваної межені у кожному році, представляти прогнозні величини витрат води у вигляді карт модулів меженного стоку. Одночасно з картами прогнозних значень модулів стоку меженного періоду надається й карта ймовірності перевищення прогнозних величин у багаторічному розрізі (P, %) у будь-якій частині території, незалежно від стану її гідрометеорологічної вивченості. Окремо розроблені регіональні методики визначення характеристик літньо-осінньої та зимової межені заданої ймовірності перевищення (P = 80 %) для невивчених в гідрологічному відношенні річок Півдня України.

Таким чином, запропонований комплексний підхід дозволяє майбутнім користувачам, в залежності від потреб, визначати характеристик максимального і мінімального стоку річок, як у вигляді оперативних прогнозних величин на конкретну дату, так й у вигляді ймовірнісних величин заданої забезпеченості.

4.1 Регіональна розрахункова методика визначення максимальних витрат води весняного водопілля рідкісної ймовірності перевищення з урахуванням змін клімату на Півдні України

Регіональна методика визначення максимального стоку весняного водопілля з урахуванням змін клімату, як показано в розділі 1, базується на розрахунковому рівнянні (1.77), яке має вигляд [1]:

$$q_m = q'_m \psi\left({t_p}/{T_0} \right) \varepsilon_F \cdot r \cdot k_{зм},$$

де $k_{зм}$ - коефіцієнт змін клімату, який розраховується за формулою (1.78)

$$k_{зм} = \frac{((\bar{S}_m + \Sigma\bar{X}) \cdot \eta)прогн.}{((\bar{S}_m + \Sigma\bar{X}) \cdot \eta)сучасн.}.$$

В формулі (1.78) прогнозні значення середніх максимальних снігозапасів, опадів та коефіцієнтів стоку весняного водопілля отримані з використанням залежностей по прогнозних значеннях температури та опадів за будь-яким сценарієм та моделлю [2]. Відповідні сучасні значення тих же самих величин отримані за результатами розрахунків по наявних рядах спостережень, в даному випадку по 2015 рік включно.

4.1.1 Визначення та узагальнення параметрів схилового припливу підчас весняного водопілля

У попередніх розділах даного дослідження та останніх роботах авторів [1]-

[2] обґрунтовано використання операторної моделі для визначення максимальних витрат води весняного водопілля. В рамках цієї моделі для визначення максимального модуля схилового припливу підчас весняного водопілля пропонується формула:

$$q'_m = \frac{n+1}{n}\frac{1}{T_0}(S_m + X)_{1\%}\eta_0, \tag{4.1}$$

де $\frac{n+1}{n}$ – коефіцієнт часової нерівномірності схилового припливу;

T_0 – тривалість схилового припливу;

$(S_m + X)_{1\%}$ – максимальні снігозапаси та опади на початок весняного водопілля забезпеченістю P = 1 %;

η_0 – коефіцієнт стокоутворення;

Коефіцієнт часової нерівномірності схилового припливу. Стаціонарні спостереження за схиловим припливом відсутні в програмі спостережень гідрометеорологічної мережі й можуть бути лише частково представлені матеріалами воднобалансових станцій, кількість який досить обмежена. За відсутності спостережень за схиловим припливом, пропонується визначати коефіцієнт нерівномірності стоку у часі $(n+1)/n$, виходячи з аналізу характеристик річкового стоку [3], [4].

Тому в роботах [3], [4] рекомендується обчислювати коефіцієнт нерівномірності руслового стоку $(m+1)/m$ через середні максимальні характеристики: $\overline{Q}_m$, $\overline{Y}_m$, $\overline{T}_n$, тобто

$$\frac{m+1}{m} = \frac{\overline{Q}_m \overline{T}_n}{\overline{Y}_m F}. \tag{4.2}$$

Пропонований коефіцієнт характеризує форму гідрографів, має добре інформаційне забезпечення, оскільки він обчислюється по матеріалах стаціонарної гідрологічної мережі Гідрометслужби. Встановлені таким чином коефіцієнти нерівномірності $(m+1)/m$ потім узагальнюються залежно від площ водозборів F. Із збільшенням розмірів водозбірних площ вони зменшуються, а екстраполяція залежності на вісь ординат дозволяє набути шуканого регіонального значення.

Саме ця методика визначення $(n+1)/n$ використовується у багатьох регіональних дослідженнях максимального стоку річок України та інших країн [1]-[8].

Для визначення коефіцієнтів нерівномірності річок Півдня України використані багаторічні дані по 86 гідрологічних постах (додаток Г.4).

Аналізуючи отримані результати, слід відмітити, що розрахункові значення $(m+1)/m$ коливаються в достатньо великому діапазоні – від 0,89 до 11,85 (рис. 4.1). Апроксимація представленої залежності з використанням експоненціальної функції дозволила отримати граничне значення при F = 0, яке являє собою шукане значення коефіцієнту часової нерівномірності схилового припливу $(n+1)/n$. Враховуючи, що коефіцієнт достовірності апроксимації отриманої залежності відноситься до значущих ($r=0{,}48$), для річок Півдня України рекомендується значення $(n+1)/n=12{,}0$, звідки $n=0{,}09$.

Тривалість припливу води зі схилів до руслової мережі. Тривалість припливу є важливим чинником трансформації атмосферних опадів на схилах, але, як вже було відмічено вище, безпосередні виміри цієї характеристик практично відсутні. Вихід з цієї ситуації знайдено шляхом врахування цієї характеристики у формулах максимального стоку у тих чи інших розрахункові комплексах, тобто тривалість схилового припливу входить до них опосередковано. На базі операторної структури (1.70) розрахункові рівняння мають вигляд:

- при $\left(t_p / T_0 \right) < 1{,}0$

$$T_0 = \left(\frac{Y_m \varepsilon_F}{n q_m}\right)^{\frac{1}{n+1}} \left[(n+1)T_0^n - \frac{m_1+1}{n+m_1+1} t_p^n\right]^{\frac{1}{n+1}}; \qquad (4.3)$$

- при $\left(t_p / T_0\right) \geq 1{,}0$

$$T_0 = \left[\left(\frac{m+n+1}{n+1} - \frac{q_m}{Y_m \varepsilon_F}\right) \frac{m_1+n+1}{(n+1)} t_p^{m_1}\right]^{\frac{1}{m_1}}. \qquad (4.4)$$

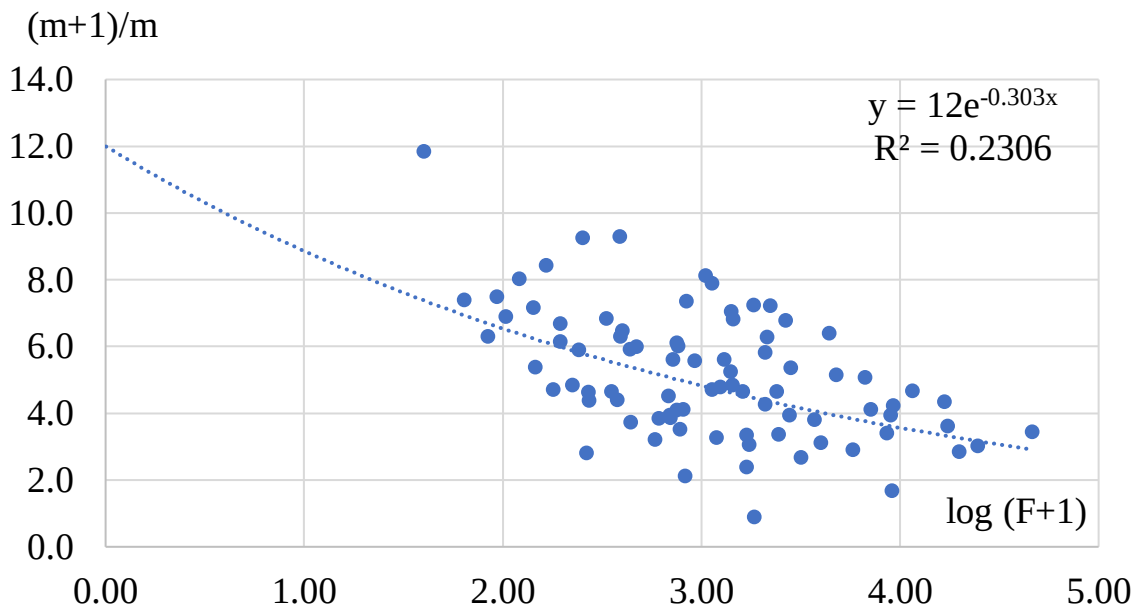


Рисунок 4.1 - Зміна коефіцієнтів часової нерівномірності руслового стоку під час весняного водопілля від площі водозборів річок Півдня України

Визначення T_0 в структурах (4.3) і (4.4) ускладнюється тим, що в кожній з них, крім T_0, невідомим залишається ще й коефіцієнт русло-заплавного зарегулювання ε_F. У свою чергу наявні рівняння не утворюють системи. В цьому випадку необхідно кожне з рівнянь розглядати в два етапи (з накладанням обмежень на параметр ε_F), беручи на першому етапі ε_F =1,0. Після вирішення

задачі встановлення T_0 на першому етапі подальшим є побудування залежності T_0 від розміру водозборів. За її допомогою визначається середня для регіону величина $T_0 = T_0'$, як відрізок на осі ординат залежності $T_0 = f\lg(F+1)$ при $F = 0$.

Далі оберненим шляхом встановлюються відповідні коефіцієнти русло – заплавного зарегулювання ε_F. Їх узагальнення виконується від площі водозборів. Тепер, за наявністю залежності $\varepsilon_F = f(F)$, на другому етапі здійснюється остаточне розв'язання рівнянь (4.3) і (4.4) відносно T_0. Необхідно зауважити, що на залежностях ε_F від $\lg(F+1)$ згладжуюча лінія проводиться таким чином, щоб вона виходила зі свого верхнього граничного значення $\varepsilon_F = 1{,}0$ при $F \to 0$. У подальшому при збільшенні F параметр ε_F має спадний характер.

Закінчується обчислювальна комп'ютерна процедура фінальними значеннями T_0, які підлягають дослідженню на їх залежність від місцевих чинників (залісеності, заболоченості, закарстованості водозборів) та їх висотного положення [2]-[9]. На кафедрі гідрології суші ОДЕКУ запропонована обчислювальна програма «Caguar», за допомогою якої автоматизовано процедуру пошуку T_0 в структурі рівнянь (4.3) або (4.4).

В результаті розрахунків (додаток Г.5) встановлено, що тривалість схилового припливу на річках Півдня України змінюється від 73 год. (р. Південний Буг – смт Олександрівка, F = 46200 км^2) до 541 год. (р. Тилігул – с. Березівка, F = 3170 км^2). Дослідження факторної обумовленості отриманої характеристики схилового припливу показало, що такі фактори, як залісеність та заболоченість, враховуючи їх практичну відсутність на розглядуваній території, або незначну величину, не оказують значущого впливу. Висотне положення досліджуваних водозборів змінюється в діапазоні від 100-120 м у Приазов'ї до 300-320 м у верхів'ях Південного Бугу, але суттєвого впливу цей фактор на тривалість схилового припливу також не оказує. Враховуючи той факт, що основним фактором формування весняного водопілля є максимальні снігозапаси, які підкорюються широтній зональності, слід очікувати що й решта характеристик цього природного процесу буде залежать від географічного положення й може

представлятися у вигляді карт ізоліній. Таким чином, для річок Півдня України величини T_0 представлені на рис. 4.2. Аналізуючи отриману карту, слід відмітити що розподіл носить доволі складний характер. Для більшості річок величини T_0 становлять 150-250 год. і лише у верхів'ях Південного Бугу збільшуються до 350-400 год. Найбільші значення (450-500 год.) приурочені до зон прояви карсту.

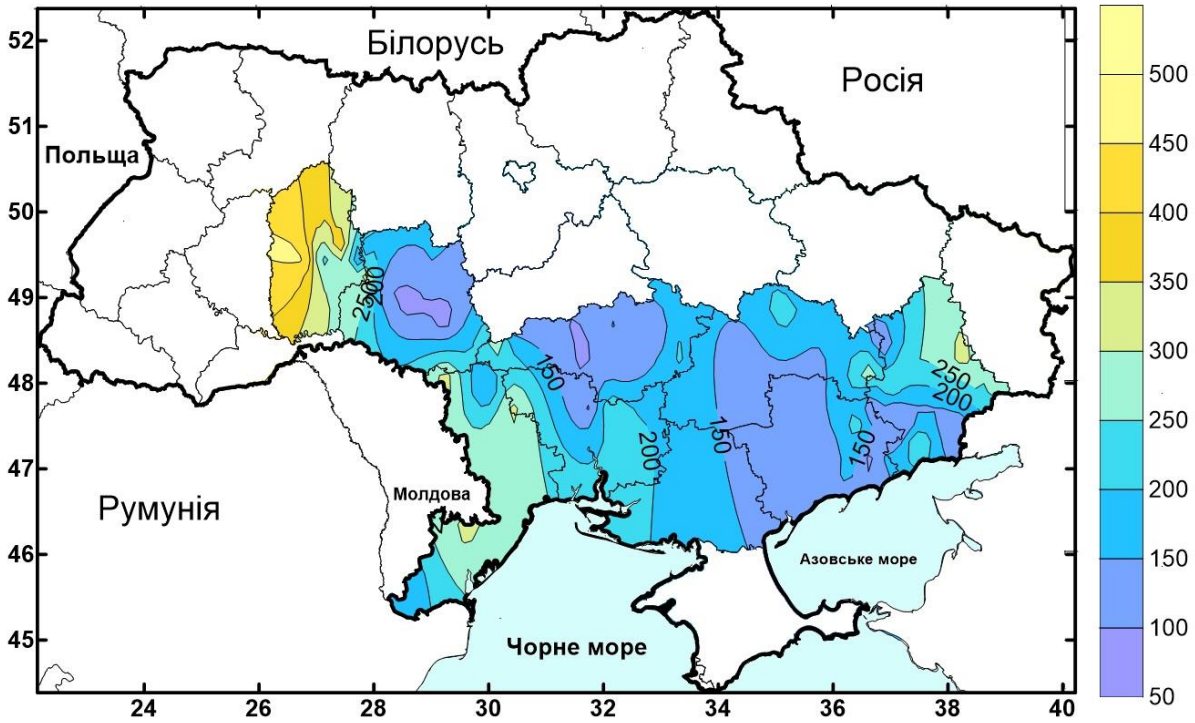


Рисунок 4.2 – Карта ізоліній тривалості схилового припливу весняного водопілля на річках Півдня України, год.

4.1.2 Максимальні снігозапаси заданої забезпеченості на початок весняного водопілля

Для розробки методики розрахунку максимальних витрат води весняного водопілля використовуються вихідні дані про максимальні запаси води в сніговому покриві та дощові опади в період проходження весняного водопілля на

річках [10]. В роботі виконана статистична обробка багаторічних рядів сумарних максимальних за зиму запасів води у сніговому покриві S_m в басейнах річок Півдня України [3], [11].

Статистична обробка стокових рядів спостережень полягає в розрахунку середньобагаторічних максимальних запасів води в сніговому покриві, коефіцієнтів варіації C_v і асиметрії C_s, а також співвідношення C_s / C_v. Використовувались два найбільш поширені методи визначення статистичних параметрів – метод моментів і найбільшої правдоподібності.

До статистичної обробки включалися часові ряди максимальних запасів води в сніговому покриві по даних 46 метеорологічних станцій розглядуваної території з періодом спостережень 56 років (з 1960 р. по 2015 р.) в пунктах снігомірних зйомок (маршрути «поле»). Середньобагаторічні значення максимальних запасів води в сніговому покриві S_m коливаються від 17 мм (м/с Нижні Сірогози) до 55 мм (м/с Жмеринка) при середньому значенні 37 мм.

Встановлено залежність середньобагаторічних максимальних запасів води в сніговому покриві S_m від географічної широти пунктів їх виміру (рис. 4.3), які збільшуються при збільшенні широти.

Виконане картування середньобагаторічних значень максимальних запасів води в сніговому покриві для відкритої місцевості дає уявлення про їх просторовий розподіл на поверхні водозборів (рис. 4.4). Напрямок ізоліній на отриманій карта-схемі свідчить про убування максимальних запасів води в сніговому покриві – з півночі і північного сходу (від 55-50 мм) на захід і південь (до 25-20 мм).

Значення коефіцієнтів варіації $(C_v)_{S_m}$ за методом моментів коливаються від 0,50 (м/с Вознесенськ) до 1,28 (м/с Губініха) при середньому значенні 0,78; значення коефіцієнтів асиметрії $(C_s)_{S_{mn}}$ коливаються від 0,51 (м/с Жмеринка) до 4,33 (м/с Маріуполь) при середньому значенні 1,65; співвідношення $(C_s/C_v)_{S_m}$ в середньому дорівнює 2,08 (при найменшому значенні 0,80 (м/с Жмеринка) і найбільшому – 4,00 (м/с Маріуполь).

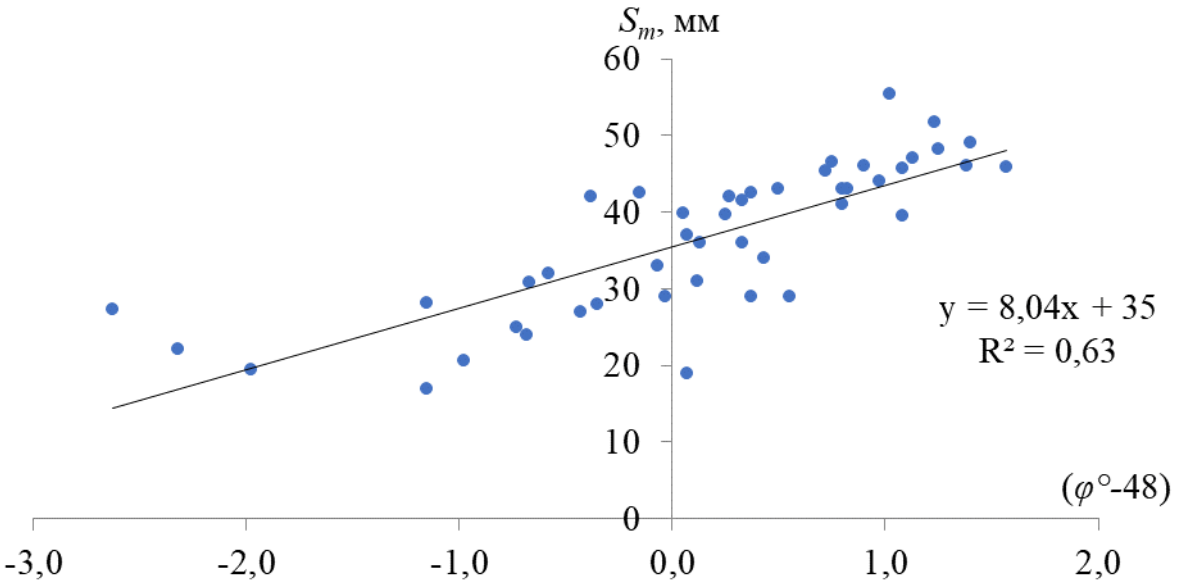


Рисунок 4.3 – Залежність максимальних запасів води в сніговому покриві S_m від географічної широти їх пунктів виміру

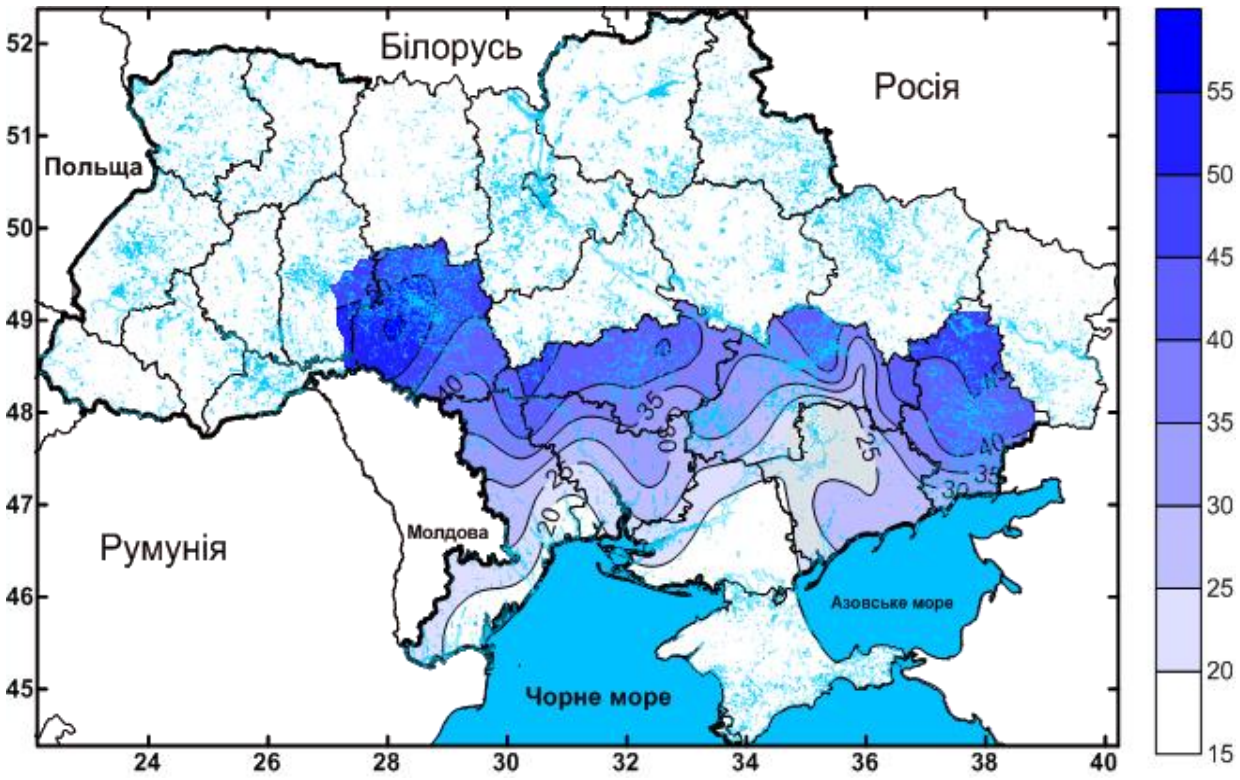


Рисунок 4.4 – Карта ізоліній середньобагаторічних значень максимальних запасів води в сніговому покриві для відкритої місцевості, мм

Значення коефіцієнтів варіації $(C_v)_{S_m}$ за методом найбільшої правдоподібності коливаються від 0,51 (м/с Вознесенськ) до 1,38 (м/с Губініха) при середньому значенні 0,79; значення коефіцієнтів асиметрії $(C_s)_{S_{mn}}$ коливаються від 0,53 (м/с Жмеринка) до 6,93 (м/с Маріуполь) при середньому значенні 2,02; співвідношення $(C_s / C_v)_{S_m}$ в середньому дорівнює 2,45 (при найменшому значенні 0,90 (м/с Жмеринка) і найбільшому – 5,70 (м/с Маріуполь).

Враховуючи те що значення $(C_v)_{S_m}$ практично у всіх випадках більше 0,5, згідно рекомендації СНіП 2.01.14-83 [12], надалі у розрахунках використані дані отримані за методом найбільшої правдоподібності. Встановлено залежність коефіцієнтів варіації $(C_v)_{S_m}$, отриманих за методом найбільшої правдоподібності від географічної широти пунктів виміру запасів води в сніговому покриві. Наявність такої залежності дає підставу для побудови карта-схеми розподілу $(C_v)_{S_m}$ по розглядуваній території (рис. 4.5).

Як можна бачити з карти в цілому спостерігається збільшення коефіцієнтів варіації максимальних запасів води в сніговому покриві у напрямку південної і південно-східної частин території до 1,20-1,40. Невеликі значення $(C_v)_{S_m}$ в межах північно-західного Причорномор’я (на рівні 0,60-0,70) пов’язані з незначною кількістю снігу в цих районах.

Як було показано у розділі 1, на накопичення снігозапасів на початок весняного водопілля суттєво може вплинути тип підстильної поверхні, зокрема залісеність водозборів. Для врахування цього фактору в роботі [2] пропонується використовувати рівняння виду:

$$S_{m_{взв}} = S_{m_n}(1 + 0{,}21 f_л), \tag{4.5}$$

де S_{m_n} - значення максимальних снігозапасів в полі(відкрита місцевість), які знімаються з карти (рис. 4.5),

$f_л$ - відносна залісеність (в частках від одиниці).

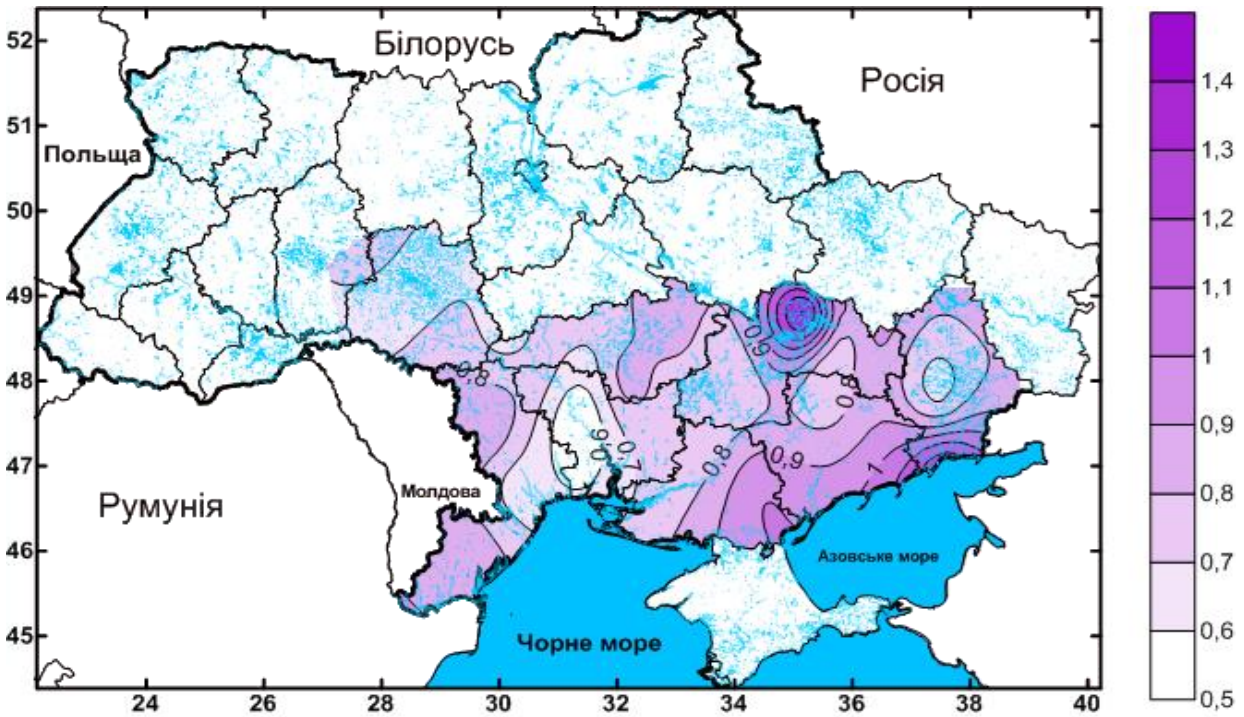


Рисунок 4.5 – Розподіл по території Півдня України коефіцієнтів варіації максимальних запасів води в сніговому покриві $(C_v)_{S_m}$ за методом найбільшої правдоподібності

Отже при розрахунках максимального стоку річок Півдня України в період весняного водопілля снігозапаси на басейні повинні визначатися як середньозважене значення (додаток Г.6).

Що стосується коефіцієнтів асиметрії $(C_s)_{S_{mn}}$, то вони нормовані по їх співвідношенню до коефіцієнтів $(C_v)_{S_{mn}}$ та осереднені в межах досліджуваної території на рівні 2.5

4.1.3 Обґрунтування та врахування опадів підчас весняного водопілля

Снігозапаси в період весняного водопілля складають тільки частину загального надходження води на водозбір. Як вже було показано в попередніх дослідженнях [2]-[11], [13], [14] з балансової точки зору, необхідно врахувати не тільки S_m, але й додаткові опади, які випадають від дати S_m і до закінчення водопілля, тобто

$$P_S = S_m + \sum x, \tag{4.6}$$

де P_S – величина сумарного надходження води на водозбір.

Взагалі, при розрахунках максимального стоку немає особливої необхідності в розподіленні талих і дощових вод, оскільки, опади що випали в період танення снігового покриву, значно не відрізняється від умов стоку талих вод. А ті, що надходять на спаді водопілля, можуть бути враховані інтегрально через розрахунковий коефіцієнт стоку η.

За дослідження авторів по різних регіонах України [2]-[11], [13], [14] задача визначення кількості опадів за час водопілля може бути вирішена шляхом побудови залежностей виду $\sum \overline{X} = f(\overline{T}_n)$ з урахуванням тривалості водопілля T_n. На основі отриманої залежності визначений коефіцієнт $k_T = \sum \overline{X} / f(\overline{T}_n)$, який узагальнений по території в залежності від широтного положення метеостанцій, по яких використовувались дані по опадах (рис. 4.6).

Порівняльні розрахунки показали, що для Півдня України може бути використана саме ця залежність, коефіцієнт нарощування опадів підчас весняного водопілля буде описуватись рівнянням виду

$$k_T = 1{,}0611 + 0{,}0495(\varphi^o - 48), \tag{4.7}$$

де φ - широта геометричних центрів водозборів.

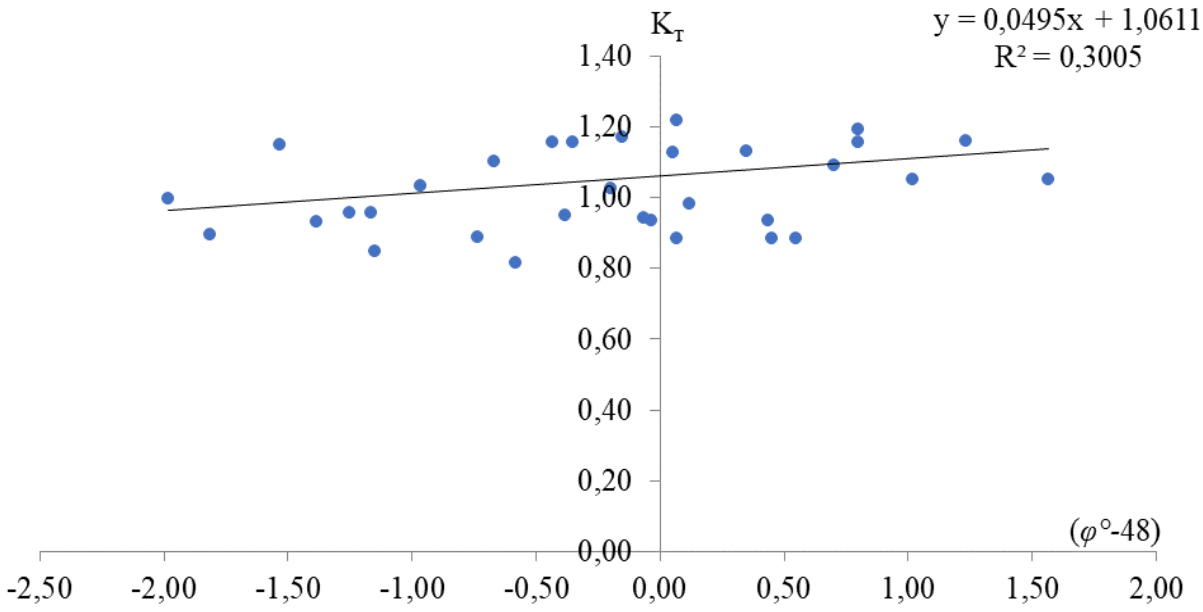


Рисунок 4.6 – Залежність відношення $\sum \overline{X} / \overline{T}_n$ від широти геометричних центрів водозборів на річках Півдня України

Як було відмічено вище, кількість опадів, що випали на водозбір можна врахувати через їх розмір. В свою чергу безпосередньою характеристикою розміру водозбору може слугувати тривалість водопілля в його межах T_n. Такий підхід передбачає, що опади за час водопілля в одних і тих же географічних умовах можуть будуть різними навіть на сусідніх, але різних за розмірами водозборах.

Спираючись на середнє багаторічне значення тривалості водопілля на Півдні України $\overline{T}_n$, для річок розглядуваної території побудована залежність $\overline{T}_n = f\left[\lg(F+1)\right]$, яка представлена на рис. 4.7.

Якщо порівнювати отриману залежність з аналогічними для інших басейнів та для рівнинної території України в цілому, то можна відмітити, що такі залежності характеризуються сталим збільшенням $\overline{T}_n$ із зростанням площі водозборів (табл. 4.1).

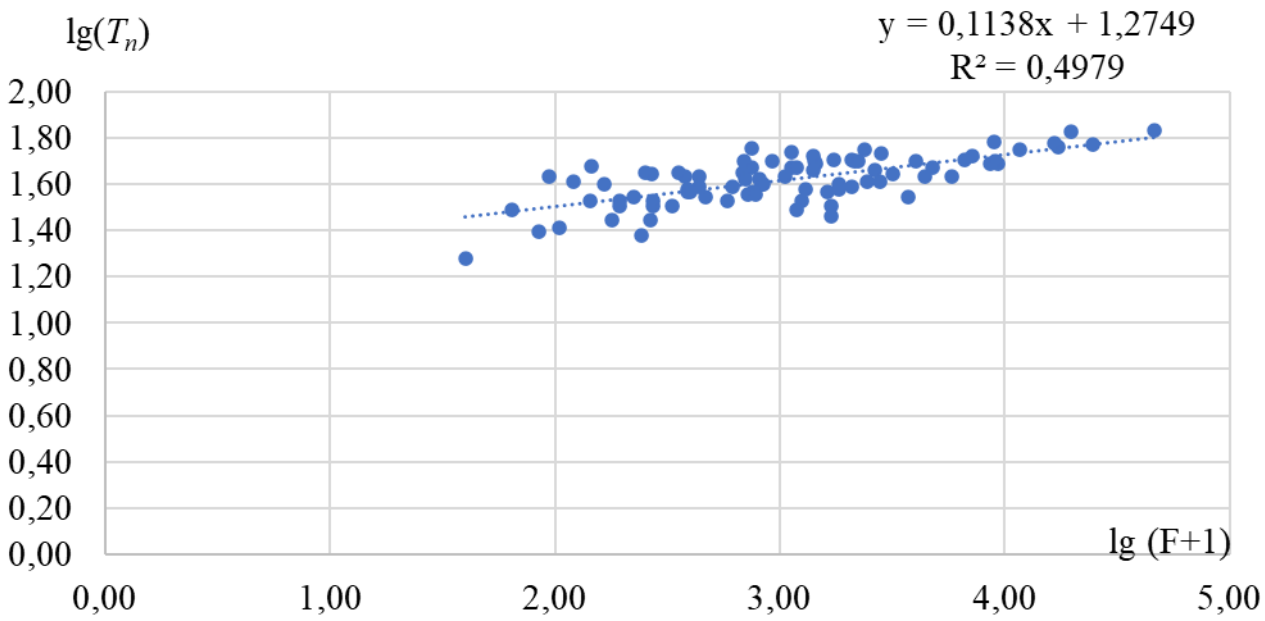


Рисунок 4.7 - Залежність тривалості весняного водопілля від площі водозборів річок Півдня України

Аналізуючи дані цієї таблиці, можна відмітити, що залежності величини тривалості водопілля від площі водозборів досить стійкі, а розрахункове рівняння для річок Півдня України не суттєво відрізняється від аналогічного рівняння для рівнинних річок України. Тем не менш при подальших розрахунках рекомендується використовувати уточнене рівняння виду:

$$T_n = 18{,}83(F+1)^{0{,}1138}, \text{ діб} \tag{4.8}$$

де F – площа водозборів річок Півдня України, км^2.

Отже, враховуючи що обидві залежності досить добре виражені (з коефіцієнтами кореляції 0,55 і 0,71, відповідно), для визначення опадів в період весняного водопілля на річках Півдня України рекомендується таке розрахункове рівняння для $\overline{X}$:

$$\overline{X} = 18{,}83 k_T (F+1)^{0{,}1138}, \tag{4.9}$$

де k_T визначається за формулою (4.7).

Таблиця 4.1 - Значення параметрів рівняння $\overline{T}_n = f[\lg(F+1)]$ для різних водозборів України

Район дослідження (басейни)	Вид рівняння	Автор досліджень, джерело відомостей
р. Прип'ять	$T_n = 19{,}36(F+1)^{0{,}13}$, діб	Є.Д. Гопченко, В.А. Овчарук, Ж.Р.Шакірзанова [13]
р. Десна	$T_n = 23{,}44(F+1)^{0{,}10}$, діб	В.А. Овчарук, С.В. Іващенко [10]
р. Дністер	$T_n = 18{,}20(F+1)^{0{,}13}$, діб	В.А. Овчарук , Є.Д. Гопченко, А.В.Траскова [14]
Річки Причорноморської низовини	$T_n = 7{,}08(F+1)^{0{,}18}$, діб	Є.Д. Гопченко, М.Є. Романчук [6]
р. Сіверський Донець	$T_n = 7{,}50(F+1)^{0{,}20}$, діб	Є.Д. Гопченко, В.А. Овчарук [5]
Рівнинні річки України	$T_n = 18{,}60(F+1)^{0{,}12}$, діб	В.А. Овчарук [2]
р. Дніпро	$T_n = 19{,}70(F+1)^{0{,}126}$, діб	В.А. Овчарук, Ж.Р. Шакірзанова, Н.С. Кічук, М.В. Гопцій [15]
Південь України	$T_n = 18{,}83(F+1)^{0{,}114}$, діб	За результатами даного дослідження на вихідних матеріалах до 2015 р.

Таким чином, з врахуванням максимальних снігозапасів та опадів під час водопілля, виникає можливість визначення сумарного надходження води на водозбір в період весняного водопілля $(S_m + X)_{1\%}$.

Порядок визначення $(S_m + X)_{1\%}$ для невивчених річок:

- величину максимальних снігозапасів знімаються з карти ізоліній (рис. 4.3) для геометричних центрів водозборів;

- кількість опадів в період весняного водопілля визначають за регіональною формулою (4.9), для якої необхідні площа водозборів та широта геометричного

центру водозбору, яка входить до регіональної формули (4.7) для визначення коефіцієнтів нарощування опадів підчас весняного водопілля;

- для визначення $(S_m + X)_{1\%}$ необхідно, використовуючи карту ізоліній (рис. 4.4), знайти коефіцієнт варіації максимальних снігозапасів та за допомогою таблиць нормативного документу [12, С. 129-130], знайти коефіцієнт $K_{1\%}$, та помножити суму $(S_m + X)$. Розрахункові значення $(S_m + X)_{1\%}$ представлені в додатку Г.6.

4.1.4 Коефіцієнти стокоутворення в період весняного водопілля на річках Півдня України

Коефіцієнт стоку η представляє собою відношення шарів стоку за водопілля Y_m до величин водовіддачі $\left(S_m + \sum X\right)$, тобто

$$\eta = Y_m / (S_m + \sum x). \tag{4.10}$$

Оскільки в цьому дослідженні розглядаються водопілля рідкісної ймовірності перевищення ($P = 1\%$), то фактично $\eta = \eta_{1\%}$, причому в цьому випадку

$$\eta = Y_{1\%} / (S_m + \sum x)_{1\%}. \tag{4.11}$$

Обчислені коефіцієнти стоку η змінюються від 0,50 (р. Оріль-с. Чорноглазівка, F = 1600 км^2) до 0,14 (р. Тилігул - с. Березівка, F = 3170 км^2). Встановлені на базі (4.11) коефіцієнти стоку приведені в додатку Г.6.

Спочатку було побудовано залежність η від широти геометричних центрів водозборів, яка показана на рис. 4.8, та характеризується незначущим коефіцієнтом кореляції (r = 0,05).

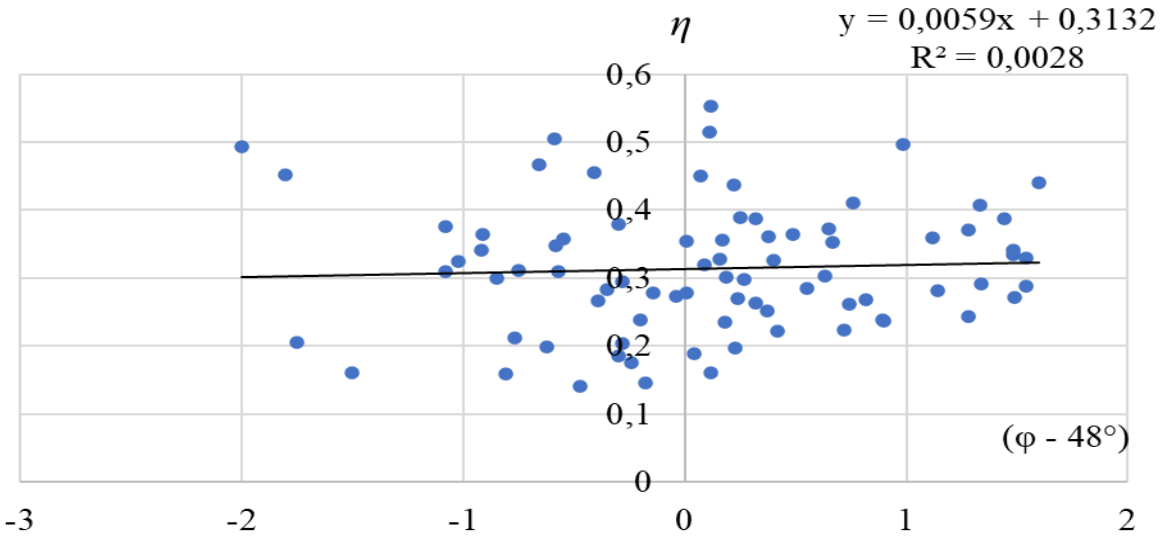


Рисунок 4.8 – Залежність коефіцієнтів стоку від широти геометричних центрів водозборів річок Півдня України

Фактор, який може вплинути на коефіцієнт стоку η, як показано в роботах [2], [15], [16], є площа водозборів. Як видно з рис. 4.9, коефіцієнт стоку зменшується по мірі зростання площ водозборів (r = 0,41).

Коефіцієнт редукції η в залежності від розміру водозборів k_η, виходячи з рис. 4.9, буде дорівнювати

$$k_\eta = 1 - 0{,}122 \lg(F + 1). \tag{4.12}$$

Таким чином, за допомогою (4.12) усі вихідні дані можна привести до $F = 0$, що відповідає фізично коефіцієнтам стокоутворення для періоду весняного водопілля, тобто

$$\eta_0 = \eta / k_\eta, \tag{4.13}$$

де η_0 - коефіцієнт стокоутворення для кожного водозбору;

k_η - коефіцієнт впливу розміру водозборів на втрати стоку весняного водопілля.

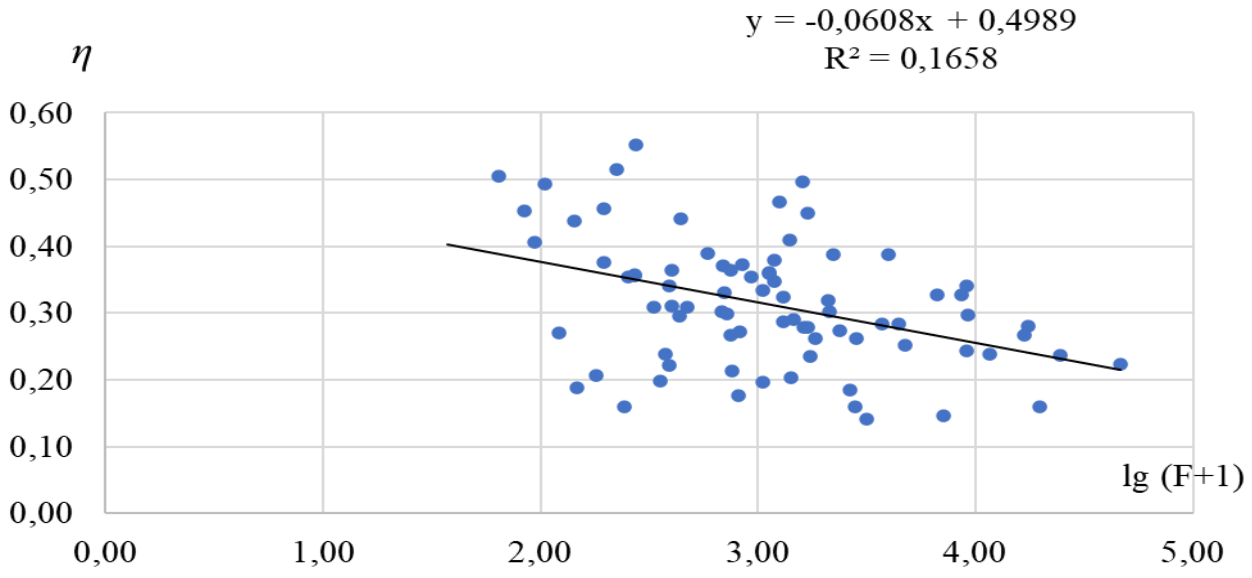


Рисунок 4.9 - Залежність коефіцієнтів стоку весняного водопілля від площі водозборів річок Півдня України

З метою просторового узагальнення коефіцієнтів стокоутворення η_0 спочатку побудована залежність $\eta_0 = f(\varphi - 48)^0$ (рис. 4.10). Після виключення впливу площі водозборів на η якість залежності дещо покращилась ($r = 0{,}25$) у порівнянні з попередньою, наведеною на (рис. 4.8) ($r = 0{,}05$).

Таким чином, в результаті було прийнято рішення про можливість картування отриманих величин. На рис. 4.11 приведено карта ізолінії значень коефіцієнтів стокоутворення з кроком 0,05 для річок Півдня України при діапазоні коливання η_0 від 0,12 до 0,81. В цілому отримана карта характеризує розподіл опадів та випаровування з одного боку, а з іншого виявляє особливості ґрунтового покриву досліджуваної території.

Природно найменші значення коефіцієнтів стокоутворення спостерігаються на крайньому півдні території, досягаючи лише 0,1-0,2 на річках Причорномор’я та Нижнього Дніпра; найбільші значення приурочені до верхів’їв Південного Бугу та території Приазов’я.

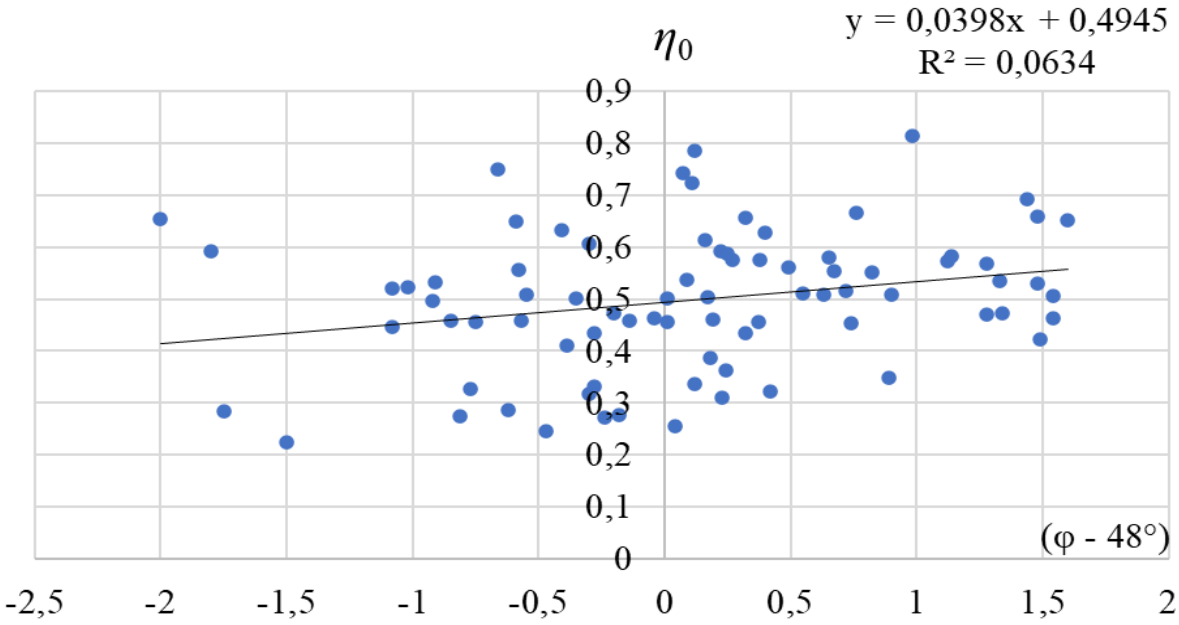


Рисунок 4.10 – Залежність коефіцієнтів стокоутворення від широти геометричних центрів водозборів річок Півдня України

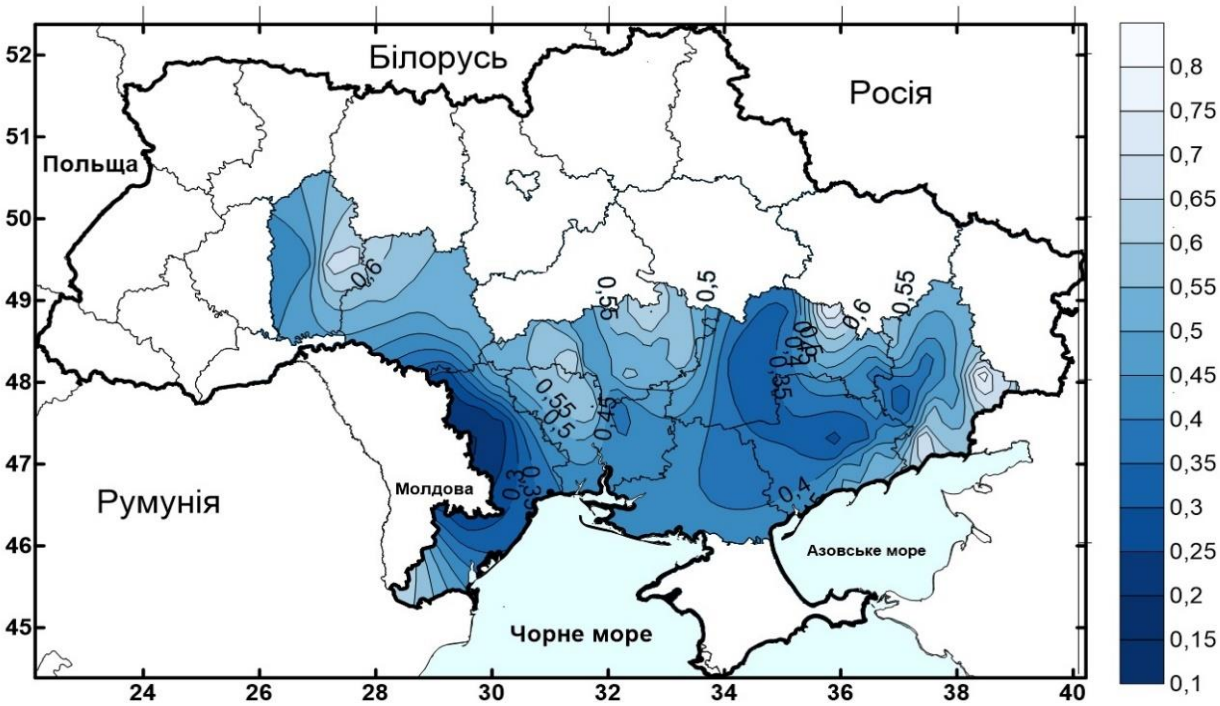


Рисунок 4.11 – Карта ізоліній розподілу по території Півдня України коефіцієнтів стокоутворення η_0 в період весняного водопілля

4.1.5 Трансформаційні функції стоку на схилах та в руслі

Трансформація схилового приливу у русловий стік відбувається за рахунок руслового добігання та русло-заплавного регулювання.

Для *трансформаційної функції*, яка враховує ефекти руслового добігання, враховуючи отримане значення $n = 0{,}09$ та прийняте $m_1 = 1{,}0$, можна записати розрахункові рівняння [5] для річок Півдня України в редакції:

а) при $0 < t_p / T_0 < 1{,}0$

$$\psi(t_p / T_0) = 1 - 0{,}88\left(\frac{t_p}{T_0}\right)^{0{,}09}; \qquad (4.14)$$

б) при $t_p / T_0 \geq 1{,}0$

$$\psi(t_p / T_0) = 0{,}082\frac{T_0}{t_p}\left[2 - 0{,}52\left(\frac{T_0}{t_p}\right)\right]. \qquad (4.15)$$

За цими регіональними рівняннями для річок Півдня України, розраховані значення трансформаційної функції, які представлені в додатку Г.7.

Величина трансформаційного ефекту схилового припливу, як вже було відмічено вище, залежить від характеру припливу води зі схилів до руслової мережі і будови гідрографічної мережі, а з іншого боку піддається редукції і тим у більшому ступені, чим більше розміри річок. З метою дослідження цих закономірностей на прикладі річок Півдня України побудовані відповідні графіки, де в якості аргументу використане співвідношення t_p / T_0 (рис. 4.12) та площа водозборів (рис. 4.13). Аналізуючи отримані залежності, можна відмітити, що

трансформаційна функція представляє собою функцію убутного виду, максимальне теоретичне значення якої дорівнює 1,0 при $t_p / T_0 = 0$.

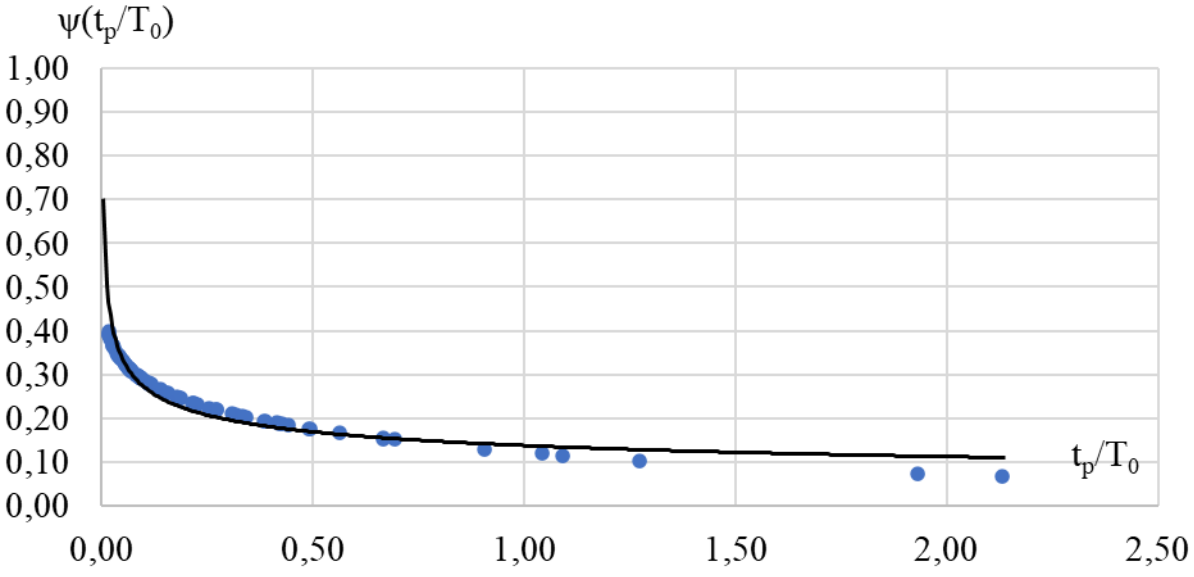


Рисунок 4.12- Залежність трансформаційної функції $\psi(t_p / T_0)$ від співвідношення t_p / T_0 на річках Півдня України

Водночас, як показано на рис. 4.13, має місце досить добра залежність $\psi(t_p / T_0)$ від площі водозборів, яка описується рівняннями експоненціального виду зі значущим коефіцієнтом кореляції (r = 0,90).

Розрахункове рівняння для визначення трансформаційної функції для річок Півдня України має вигляд

$$\psi(t_p / T_0) = e^{-\gamma(\lg(F+1))} = e^{-0,46(\lg(F+1))}. \quad (4.16)$$

Значення показника степені в формулі (4.16) майже співпадає з результатами дослідження [15], де для степової зони України $\gamma = -0,510$.

Русло-заплавне регулювання відбувається за різних процесів [5], [9]:

а) зокрема, під впливом руслової акумуляції і проточності частини заплав;

б) за рахунок малорухомого заплавного запасу (тимчасово затриманих на заплаві поверхневих вод, а на гирлових ділянках - від приток, які знаходяться у підпорі;

в) за рахунок алювіальних запасів, тобто тимчасової затримки води у ґрунтах заплави.

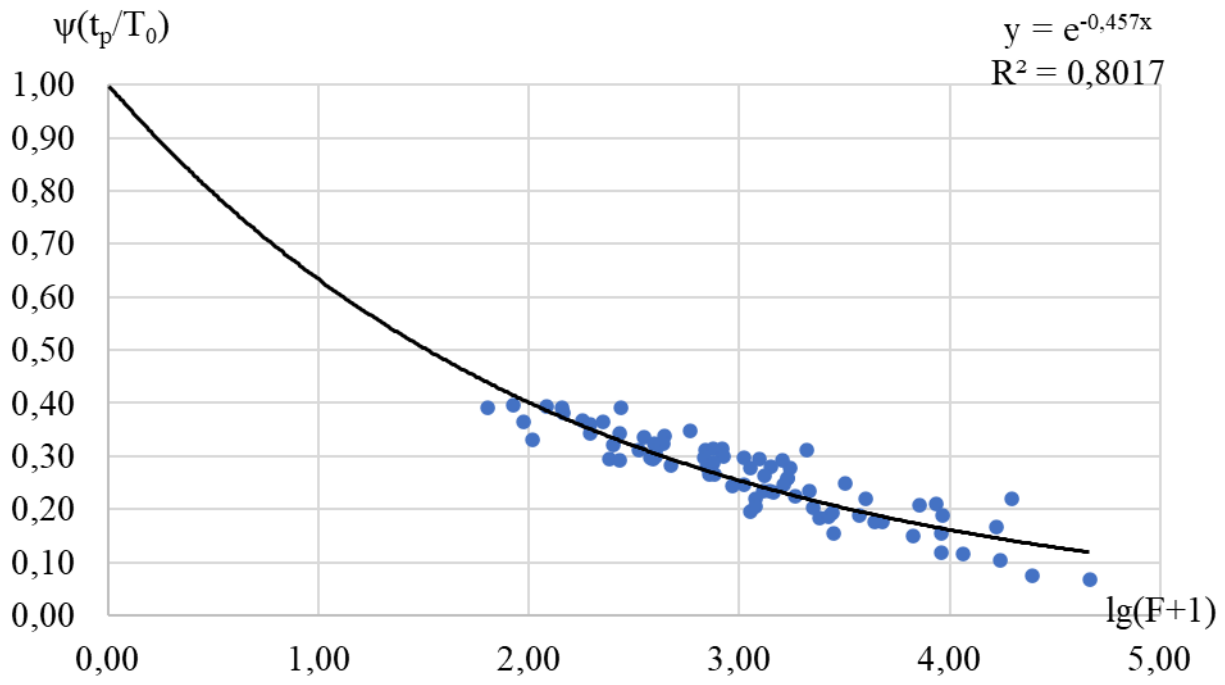


Рисунок 4.13- Залежність трансформаційної функції $\psi(t_p/T_0)$ від площі водозборів для річок Півдня України

У пропонованій схемі русло-заплавне регулювання враховується за допомогою коефіцієнта ε_F. Дослідження [17] показали, що на ε_F істотно впливає (особливо в діапазоні $t_p/T_0 < 1{,}0$) форма гідрографів схилового припливу. У цій же роботі приводяться рівняння, що дозволяють прямим шляхом знаходити коефіцієнт русло-заплавного регулювання:

а) при $t_p/T_0 < 1{,}0$

$$\varepsilon_F = \frac{q_m}{q'_m}\left[1 - \frac{m_1+1}{(n+1)(m_1+n+1)}\left(\frac{t_p}{T_0}\right)^n\right]^{-1}; \qquad (4.17)$$

б) при $t_p / T_0 \geq 1{,}0$

$$\varepsilon_F = \frac{q_m}{q'_m}\frac{n+1}{n}\frac{t_p}{T_0}\left[\frac{m_1+1}{m_1} - \frac{n+1}{m_1(m_1+n+1)}\left(\frac{T_0}{t_p}\right)^{m_1}\right]^{-1} \qquad (4.18)$$

На перший погляд може показатися, що розрахунок ε_F за допомогою (4.17) чи (4.18) особливих труднощів не викликає, тому що вхідні в них параметри фізично чітко визначені, а методики їхнього встановлення описані вище. Але це не зовсім так. Істотні труднощі виникають при обґрунтуванні розрахунку q_m / q'_m.

Тем не менш усі складові для визначення максимального модуля схилового припливу q'_m, а саме – коефіцієнт нерівномірності та сама тривалість припливу, а також шари схилового стоку визначені та узагальнені за територією Півдня України, як це показано у попередніх розділах. Розрахункові значення максимального модуля схилового припливу представлені в додатку Г.7.

Як показують попередні дослідження [2]-[12], [14], [15], [16] достатньо обґрунтованим є методичний підхід щодо узагальнення q_m / q'_m у вигляді редукційного комплексу з подальшим визначення показника степені n_1

$$q_m / q'_m = 1 \big/ (F+1)^{n_1}. \qquad (4.19)$$

Для річок Півдня України по даних 80 водозборів побудована залежність виду $q_m / q'_m = f\left[\lg(F+1)\right]$, яка представлена на рис. 4.14.

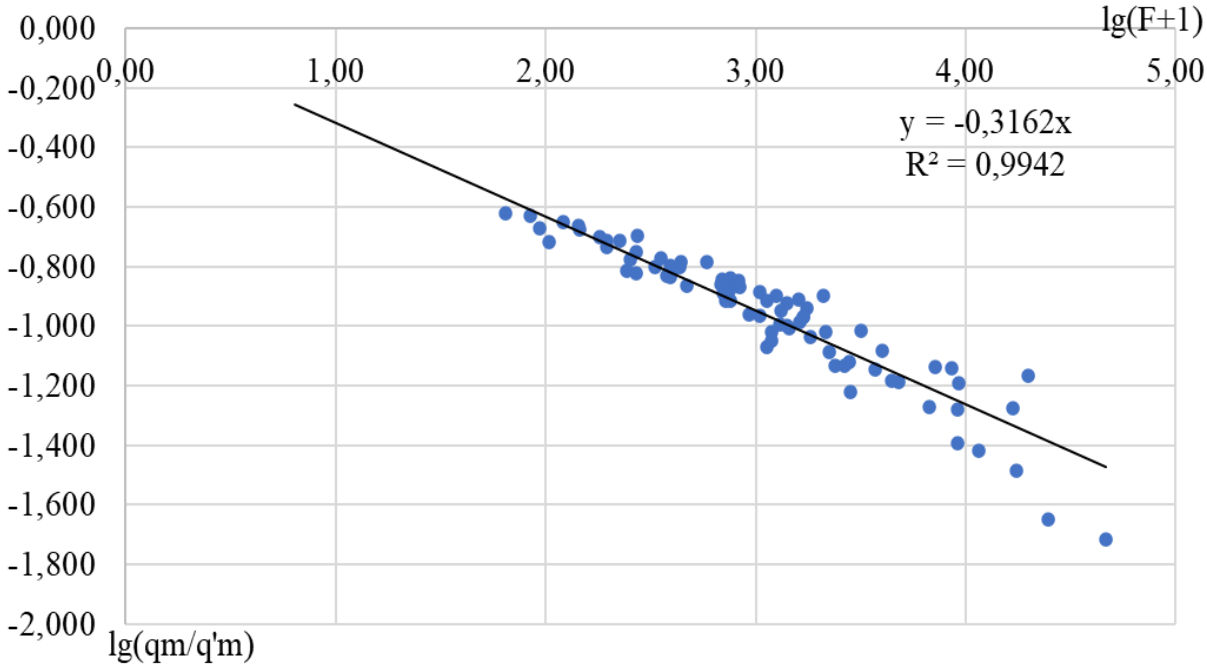


Рисунок 4.14 – Залежність коефіцієнтів загальної редукції від площі водозборів для річок Півдня України

Досліджувана залежність виражена дуже добре з коефіцієнтом кореляції, який відноситься до категорії вельми значущий ($r = 0{,}99$) та дозволяє досить надійно визначити шукане значення n_1 на рівні 0,3162.

Надалі величини коефіцієнтів русло-заплавного регулювання ε_F, обчислені за викладеною схемою, розраховані для всіх річок досліджуваної території, а результати представлені в додатку Г.7. Слід зазначити, що виявляється чітко виражена закономірність убування ε_F з ростом площі водозборів (рис. 4.15), також як і трансформаційної функції $\psi(t_p / T_0)$.

В загальному вигляді залежність коефіцієнта ε_F від площі водозборів може бути представлене рівнянням вигляду:

$$\varepsilon_F = e^{-0{,}275 \lg(F+1)}. \qquad (4.20)$$

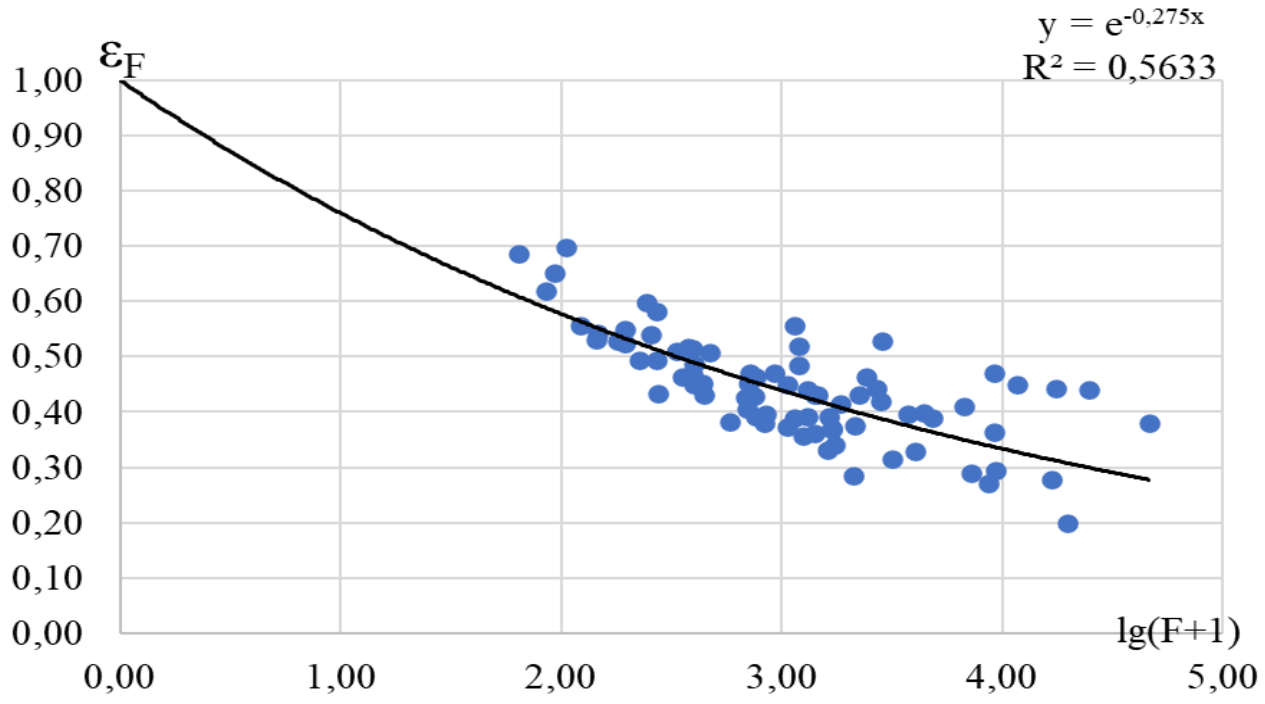


Рисунок 4.15 - Залежність коефіцієнтів русло-заплавного регулювання від площі водозборів річок Півдня України

В цілому використання експоненціальної функції для апроксимації отриманої залежності дає добрий результат, що обумовлено досить високим коефіцієнтом кореляції (r = 0,75).

Врахування можливого впливу водойм проточного типу на максимальні модулі весняного водопілля. До водойм проточного типу відносяться: озера, водосховища, ставки. Маючи регулюючі ємності, вони, у залежності від їх розмірів, спроможні в тій або іншій степені трансформувати гідрографи паводків і водопіль. Не зупиняючись на докладному аналізі методів трансформації паводків водоймищами, відзначимо, що найбільш просте вирішення такої задачі при однаковості коефіцієнтів нерівномірності вхідного (у водоймище) і скидного гідрографів було запропоновано Д.І. Кочеріним [18]. Коефіцієнт трансформації максимальної витрати води водосховищем r є відношення

$$r = \frac{(Q_m)_2}{(Q_m)_1} = 1 - \frac{\Delta V}{W}, \qquad (4.21)$$

де $(Q_m)_1$ - максимальна витрата вихідного гідрографу;

$(Q_m)_2$ - максимальна витрата скидного гідрографу;

ΔV - регулюючий об'єм водоймища (озера, водосховища, ставка);

W - об'єм паводка.

Оцінка r по формулах вигляду (4.21) можлива при наявності вичерпної інформації про водойми руслового типу, їхнє місце розташування, морфометрію і кількість. На практиці одержали поширення спрощені методи розрахунку r, а найбільш відомим з них є той, що поданий у СНіП 2.01.14-83 [12]

$$r = 1/(1 + cf'_{оз}), \tag{4.22}$$

де c - параметр, чисельне значення якого визначається середнім багаторічним шаром стоку за період паводка або водопілля;

$f'_{оз}$ - середня зважена озерність

$$f'_{оз} = \sum_{i=1}^{N}(100F_{оз}F_i / F^2), \tag{4.23}$$

$f_{оз}$ - площа водного дзеркала i-ої водойми;

F_i - площа водозбору озера.

При відсутності даних про площі водозборів окремих водойм рекомендується $f'_{оз}$ визначати за формулою:

$$f'_{оз} = 0{,}36(f_{оз} - 2), \tag{4.24}$$

де $f_{оз}$ - відносна озерність у %

$$f_{оз} = \omega_i / F, \tag{4.25}$$

ω_i - площа водного дзеркала *i*-го озера.

Щодо спроможності трансформуючих ставків, у СНіП 2.01.14-83 [12] вказується, що при ймовірності щорічного перевищення P < 5 % їх враховувати не слід. При $P > 5$ % припускається зменшення розрахункового значення витрати води до 10 %.

4.1.6 Перевірні розрахунки з врахуванням можливих змін клімату за моделлю проекту EURO-CORDEX

Для розрахунку максимального стоку весняного водопілля різної ймовірності перевищення на річках Півдня України рекомендується модифікована формула операторного виду [2], [5], [15]:

$$q_p = q'_{1\%}\psi(t_p / T_0)\varepsilon_F r \lambda_p k_{зм} \text{ , м}^3/(\text{с}\cdot\text{км}^2),$$

де $q'_{1\%}$ - розрахунковий модуль схилового припливу 1%-ої ймовірності перевищення, м^3/(с·км^2);

$\psi(t_p / T_0)$– трансформаційна функція, яка обумовлена часом руслового добігання;

ε_F – трансформаційна функція, яка обумовлена русло-заплавним регулюванням;

r – коефіцієнт трансформації, зв’язаний з наявністю на водозборі озер, водосховищ чи ставків руслового типу;

λ_p – коефіцієнт переходу від опорної 1%-ої ймовірності перевищення до будь-якої іншої.

$k_{зм}$ - коефіцієнти змін клімату, які розраховується за необхідності їх врахування.

Для виконання перевірочних розрахунків необхідний такий мінімум вихідних даних: площа водозбору (F, км^2), середньозважений уклон водотоку (I, ‰), гідрографічна довжина річки (L, км), залісеність водозбору ($f_л$, %), заболоченість водозбору ($f_б$, %). Порядок розрахунку опорного значення $q_p = q_{1\%}$ здійснюється в такій послідовності:

а) максимальний модуль схилового припливу $q'_{1\%}$ обчислюється за формулою

$$q'_{1\%} = 0{,}28\frac{n+1}{n}\frac{1}{T_0}(S_m + \sum X)_{1\%}\eta \text{ , м}^3/(\text{с}\cdot\text{км}^2),$$

де $(n+1)/n$ – коефіцієнт часової нерівномірності схилового припливу до руслової мережі;

T_0 – тривалість схилового припливу (у годинах);

η – коефіцієнт стоку;

S_m – максимальні снігозапаси до початку водопілля;

X – кількість опадів від дати S_m до закінчення водопілля:

1) коефіцієнт нерівномірності схилового припливу в період весняного водопілля $(n+1)/n$ для річок Півдня України дорівнює 12,0;

2) тривалість схилового припливу T_0 визначається за картою (рис. 4.2) по геометричному центру водозбору;

3) коефіцієнт стоку η визнається як добуток коефіцієнту стокуотворення η_0, який знімається з карти (рис. 4.10) по геометричних центрах водозборів, та коефіцієнту впливу розміру водозборів на втрати стоку весняного водопілля, який визначається за (4.12);

4) сумарне надходження води на водозбір визначається як

$$\left(S_m + \sum X\right)_{1\%} = \left(\bar{S}_m + \sum X\right) k_{1\%}, \qquad (4.26)$$

де $\bar{S}_m$ - середня багаторічна величина максимальних снігозапасів на початок водопілля, яка знімається з карти (рис. 4.4) по геометричному центру водозборів. Для врахування розбіжності у снігозапасах в полі і в лісі снігозапаси на басейні визначаються як середньозважене значення за формулою (4.5);

$\sum X$ - кількість опадів за період весняного водопілля, яка встановлюється за формулою (4.9);

$k_{1\%}$ - модульний коефіцієнт забезпеченістю $P = 1\%$, який розраховується за допомогою таблиць трипараметричного гама-розподілу, маючи на увазі, що $k_{1\%} = f\left(P = 1\%; C_v; C_s / C_v\right)$. Значення коефіцієнту варіації максимальних снігозапасів на початок весняного водопілля визначаються за картою (рис. 4.5), а величина C_s / C_v - для досліджуваного басейну прийнята на рівні 2,5;

б) трансформаційна функція $\psi(t_p / T_0)$, в залежності від співвідношення t_p / T_0, розраховується за формулами (4.15)-(4.16), або при відсутності основної морфометричної інформації, за формулою (4.17);

1) час руслового добігання t_p, в свою чергу, визначається як $t_p = L / V_\partial$, через довжину річки та швидкість руслового добігання;

2) швидкість руслового добігання V_∂ при розрахунках максимального стоку дощових паводків і водопіль на річках України [2], пропонується користуватись формулою вигляду

$$V_\partial = a_0 F^{\beta_1} I_{зв}^{0,33}, \qquad (4.27)$$

де V_∂ - швидкість руслового добігання, км/год;

$I_{зв}$ - середньозважений уклон річки, ‰;

a_0 і β_1 - параметри, які для степової зони визначені як 1,19 і 0,14, відповідно [15].

в) коефіцієнт русло-заплавного регулювання ε_F установлюється за формулою (4.20) в залежності від площі водозбору;

г) коефіцієнт руслової трансформації r, який враховує можливий регулюючий вплив проточних озер та водосховищ, пропонується визначати за формулою (4.21), що рекомендована нормативним документом СНіП 2.01.14-83;

ґ) якщо є необхідність переходу від опорної 1%-вої забезпеченості до інших (Р = 3 %, 5 % і 10 %), тоді за табл. 4.3 визначається коефіцієнт забезпеченості λ_p;

Таблиця 4.3 - Перехідні коефіцієнти λ_P для максимальних витрат води весняного водопілля для річок Півдня України

Р, %	1	3	5	10
λ_P	1,00	0,70	0,57	0,41

д) якщо на етпах первинної статистичної обробки виявлено наявність значущих трендів у величинах максимальних витрат води та аналіз показує, що ці тренди обумовлени сучасними змінами клімату, то у розрахунковій методиці є можливість врахування змін клімату через коефіцієнт $k_{зм}$. Розрахунок коефіцієнту виконується за формулою (1.77) у такому порядку:

1) за даними глобального кліматичного моделювання обирається модель та сценарій, за якими буде врахований вплив змін клімату на максимальний стік весняного водопілля досліджуваного водозбору або регіону. При обранні сценарію та моделі слід, перш за все, враховувати ті, які верифіковані для даної території, або рекомендовані попередніми дослідниками для використання, наприклад, для рівнинної території України;

2) після обрання розрахункової моделі та сценарію, визначається період на який будуть використовуватися прогнозні значення середньобагаторічної річної температури повітря та опадів [15];

3) для розрахункового періоду та за координатами геометричного центру водозбору визначаються прогнозні значення середньобагаторічної
річної температури повітря та опадів $\bar{t}_{пр}$ й $\bar{X}_{пр}$;

4) за рівняннями (4.28) або (4.29) визначаються прогнозні значення середньобагаторічних максимальних снігозапасів:

$$\bar{S}_m = 0{,}204\bar{X} - 68{,}3,\ r = 0{,}88; \tag{4.28}$$

$$\bar{S}_m = 147{,}8 - 12{,}9\bar{t},\ r = 0{,}90; \tag{4.29}$$

Вибір рівняння (4.28) або (4.29) визначається при верифікації обраної моделі, тобто обирається прогнозна величина, яка показує кращу збіжність з фактичними даними. Зазвичай, температура повітря прогнозується краще у більшості моделей, отже для визначення прогнозних максимальних снігозаспасів пріоритетним є використання рівняння (4.29);

5) наступним етапом є визначення прогнозних значень опадів в період весняного водопілля. З цією метою, використовуючи величину, за рівнянням (4.30), спочатку розраховуються прогнозні значення опадів теплого періоду (III–V місяці):

$$\bar{X}(III - V)_{пр} = 0{,}22\bar{X}_{пр}. \tag{4.30}$$

Для переходу від $\bar{X}(III - V)_{пр}$ до $\sum X_{пр}$ за формулою (4.31) по даних кліматичного кадастру встановлюються перехідні коефіцієнти k_s, як відношення норми річних опадів до норми опадів теплого періоду для досліджуваного регіону:

$$k_S = \overline{X} / \overline{X}(III - V)\,. \qquad (4.31)$$

Для рівнинної території України значення k_S коливаються від 0,60 на півночі до 0,25 - на півдні. Отже для отримання параметра $\sum X_{пр}$, який необхідний для визначення сумарної водоподачі на водозбір, виконується розрахунок за рівнянням вигляду

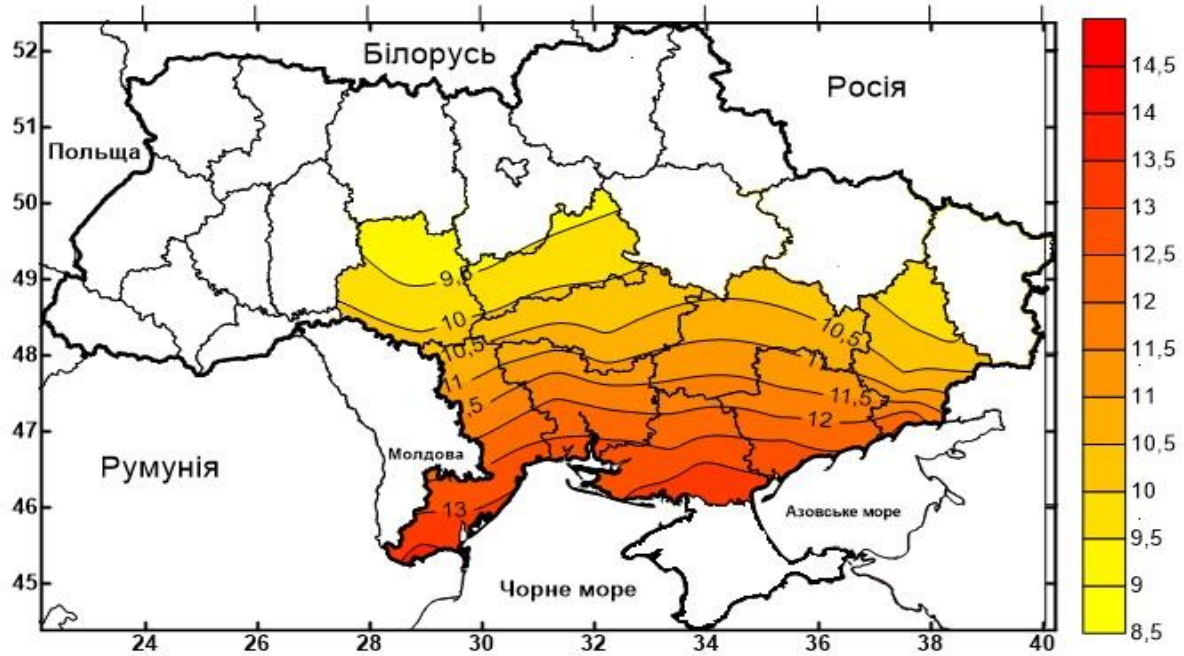
$$\sum X_{пр} = 0{,}22\overline{X}_{пр} \cdot k_S\,; \qquad (4.32)$$

Таким чином, для того щоб виконати ці розрахунки необхідно мати прогнозні значення середньорічної температури повітря та річної кількості опадів. В розділі 3 даного дослідження обґрунтовано доцільність використання результатів глобального кліматичного моделювання за проектом EURO-CORDEX [20], [21]. Зокрема показано, що найбільш вірним є використання даних осереднених по 14 моделям. На рис. 3.3 представлений прогностичний розподіл середніх багаторічних річних сум опадів за осередненою моделлю сценарію RCP4.5, а на рис. 3.8 - за сценарієм RCP8.5. Розподіл середньорічної температури повітря за осередненою моделлю сценарію RCP4.5 у період 2021-2050 рр. представлений на рис. 4.16 (а), а за сценарієм RCP8.5 – на рис. 4.16 (б).

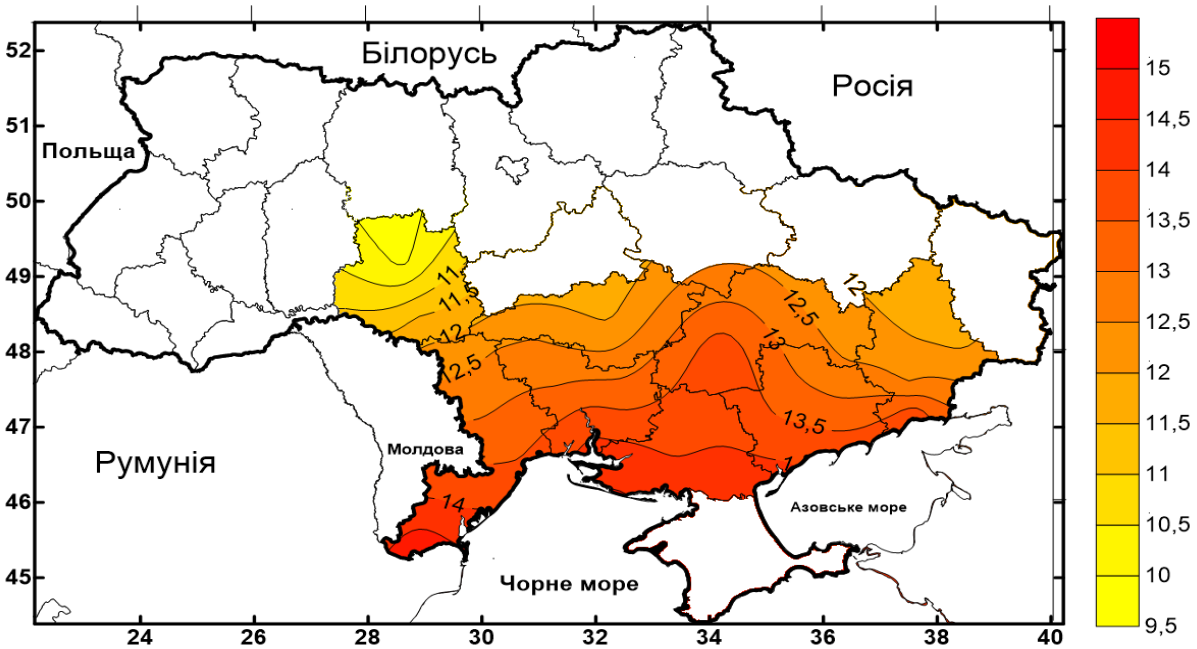
На рис. 4.17 представлений розподіл коефіцієнту $k_{зм}$, який отримано з використанням даних сценарію RCP4.5. Аналізуючи отримані результати, можна відмітити що на півдні України у період 2021-2050рр. прогнозується суттєве зниження максимальних витрат весняного водопілля. Так, для річок Причорномор’я, басейну Південного Бугу та Приазов’я прогнозується зменшення максимального стоку у весняний період на 75-80 %, дещо менше у центральній частині досліджуваної території та на північному сході – зменшення максимальних витрат води весняного водопілля на 65-70%.

Результати моделювання за сценарієм RCP8.5 представлені на рис. 4.18. За цим сценарієм картина дещо інша. Найбільше зменшення максимальних витрат

очікується у верхній частині Південного Бугу та верхів'ях басейнів річок Приазов'я – до 80 %, на решті території до 2050 року прогнозується зменшення весняного водопілля на 65-70 %.



а)



б)

Рисунок 4.16 – Розподіл середньорічної температури повітря за осередненою моделлю сценаріїв RCP4.5 (а) та RCP8.5 (б) у період 2021-2050 рр.

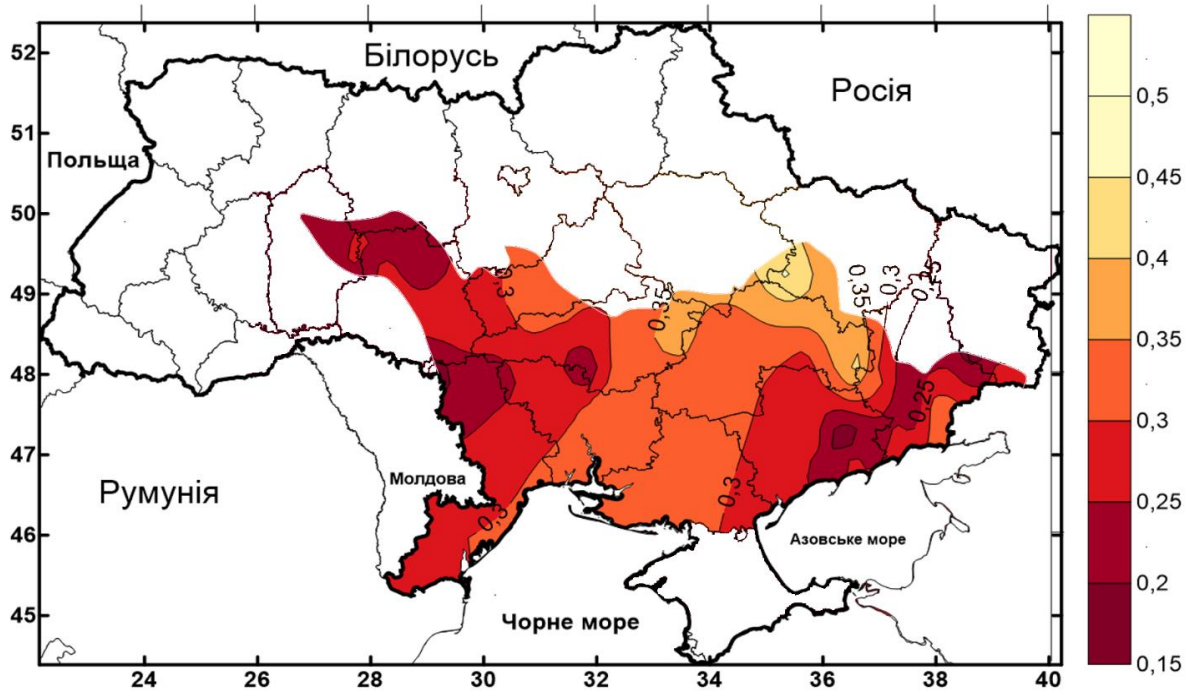


Рисунок 4.17 – Розподіл величини коефіцієнтів змін клімату за осередненою моделлю сценарію RCP4.5 у період 2021-2050 рр.

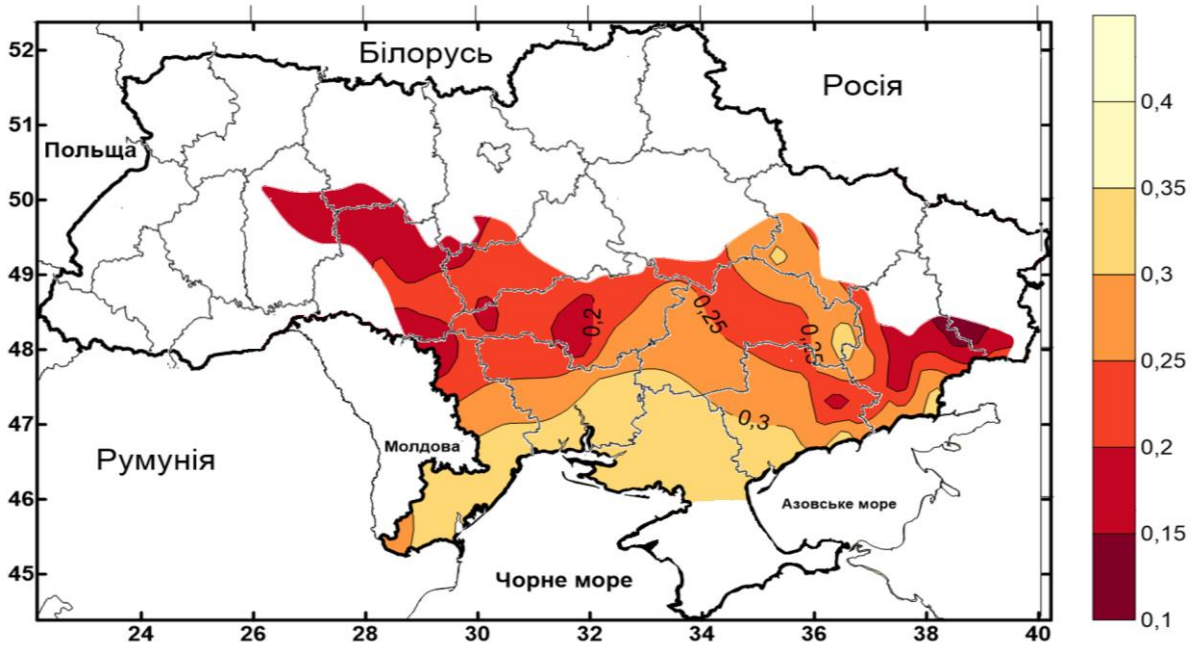


Рисунок 4.18 – Розподіл величини коефіцієнтів змін клімату за осередненою моделлю сценарію RCP8.5 у період 2021-2050 рр.

Результати перевірочних розрахунків представлені в додатку Г.7 та свідчать про те, що середнє відхилення розрахункових величин від вихідних значень становить ± 16,1 %. Це повною мірою задовольняє точності вимірювання максимальних витрат води на стаціонарній мережі Гідрометслужби України та точності вихідної інформації по витратах води $Q_{1\%}$, яка дорівнює ± 18,5 %.

4.2 Регіональна розрахункова методики визначення максимальних витрат води дощових паводків рідкісної ймовірності перевищення на річках Півдня України

Базова формула для нормування характеристик максимального стоку дощових паводків на річках Півдня України має такий вигляд [22]-[24]

$$q_p = q'_{1\%}\psi(t_p/T_0)\varepsilon_F\lambda_p r, \tag{4.33}$$

де q_p – максимальний модуль забезпеченістю P% ;

$q'_{1\%}$ – максимальний модуль схилового припливу забезпеченістю P=1 % [25];

$\psi(t_p/T_0)$ – коефіцієнт трансформації паводків під впливом руслового добігання:

- при $t_p < T_0$

$$\psi(t_P/T_0) = 1 - \frac{m_1+1}{(m_1+n+1)(n+1)}\left(\frac{t_P}{T_0}\right)^n; \tag{4.34}$$

- при $t_p \geq T_0$

$$\psi(t_P/T_0)=\frac{n}{n+1}\frac{T_0}{t_p}\left[\frac{m_1+1}{m_1}-\frac{n+1}{m_1(m_1+n+1)}\left(\frac{T_0}{t_P}\right)^{m_1}\right], \qquad (4.35)$$

t_p – тривалість руслового добігання;

m_1 – показник степені в рівнянні руслових ізохрон;

ε_F – коефіцієнт русло-заплавного регулювання паводків;

λ_p – коефіцієнт забезпеченості;

r – коефіцієнт зарегулювання паводків водоймами проточного типу.

4.2.1 Визначення максимальних модулів схилового припливу підчас проходження екстремальних дощових паводків на річках Півдня України

Для їх розрахунку пропонується формула

$$q'_{1\%}=0{,}28\frac{n+1}{n}\frac{1}{T_0}H_{1\%}\eta_0, \qquad (4.36)$$

де $\frac{n+1}{n}$ – коефіцієнт часової нерівномірності схилового припливу;

T_0 – тривалість схилового припливу;

$H_{1\%}$ – добовий максимум дощових опадів забезпеченістю P=1%;

η_0 – коефіцієнт стокоутворення;

Коефіцієнт часової нерівномірності схилового припливу. Питання про коефіцієнти нерівномірності припливу води зі схилів у руслову мережу $(n+1)/n$ має і науковий, і практичний інтерес. За своєю сутністю він є відношенням максимальної витрати Q'_m до її середньої величини за період водопілля або

паводку $\overline{Q'_m}$, тобто

$$\frac{n+1}{n} = \frac{Q'_m}{\overline{Q'}_{T_0}}, \tag{4.37}$$

де $(n+1)/n$ - коефіцієнт нерівномірності схилового стоку, що безпосередньо випливає з рівняння редукційних гідрографів [26]-[28]

$$Q'_t = Q'_m\left[1-\left(t/T_0\right)^n\right]. \tag{4.38}$$

Через недостатню кількість водно-балансових станцій в організаційній структурі гідрометеорологічних спостережень, викладені методичні підходи при обґрунтуванні *n* украй обмежені. Ось чому заслуговує на увагу запропонований у роботі [26], [29] метод визначення *n* через елементи руслових гідрографів, зокрема, через коефіцієнти часової нерівномірності руслового стоку $(m+1)/m$. В низці робіт рекомендується обчислювати $(m+1)/m$ через середні характеристики паводків і водопіль $\overline{Y}_m, \overline{T}_n, \overline{Q}_m$, тобто

$$\frac{m+1}{m} = \frac{\overline{T}_n \overline{Q}_m}{\overline{Y}_m F} 86{,}4. \tag{4.39}$$

Для території, що розглядається, згідно з табл. 4.4, яка наведена у роботі [33], коефіцієнт нерівномірності $(n+1)/n$ приймається на рівні 3,5.

Таблиця 4.4 -Значення коефіцієнтів часової нерівномірності припливу води зі схилів до руслової мережі $(n+1)/n$ і параметра n

Район	$(n+1)/n$	n
Лісостепова зона	5,0	0,25
Степова зона	3,50	0,40

З метою уточнення величини $(n+1)/n$ для річок розглядуваної території, у даній роботі були обчислені коефіцієнти часової нерівномірності руслового стоку $(m+1)/m$ (додоток В.7). Змінюються вони у досить широкому діапазоні – від 7,8 (р. Ялпуг – з.ст. Комрат) до 1,52 (р. Південний Буг – с. Сабарів)

Узагальнення їх по території, як це рекомендується [31], виконане залежно від розмірів водозборів (рис. 4.19). З рис. 4.19 видно, що в середньому $(m+1)/m$ для $F>100$ км^2 знаходиться на рівні 3,5. Щодо малих водозборів ($F<100$ км^2), то по них необхідні дані відсутні. Виходячи з цих обставин, є підстави віднести отримані $(m+1)/m$ для $F>100$ км^2 і в область $F<100$ км^2 і тим самим підтвердити рекомендоване табл. 4.4 і [33], для степової зони значення $(n+1)/n$ = 3,50, а n = 0,40.

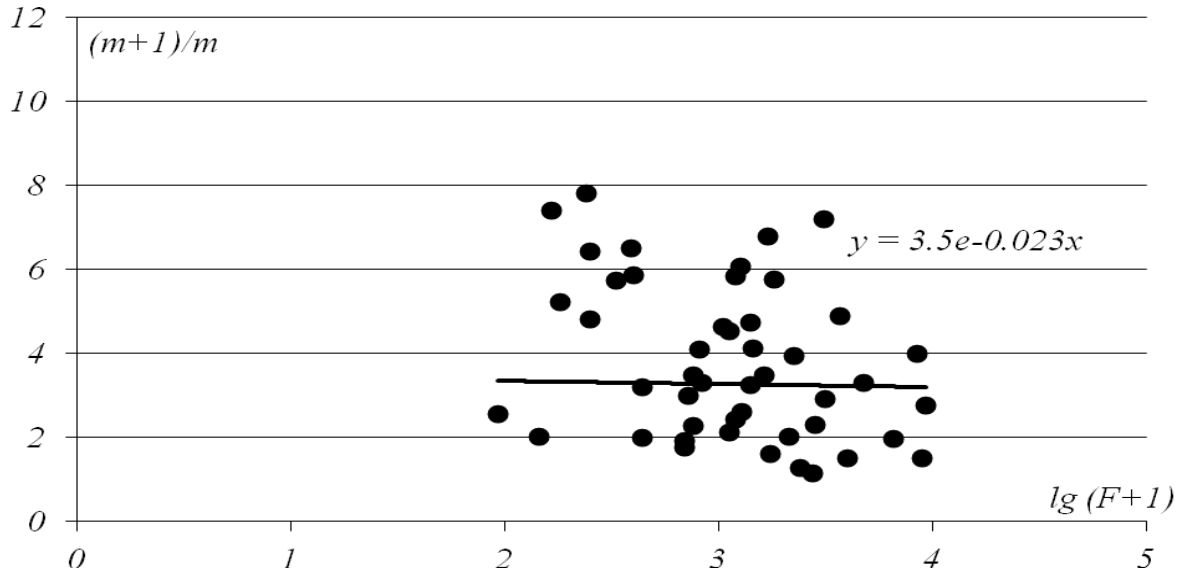


Рисунок 4.19 - Зміна коефіцієнтів часової нерівномірності руслового стоку від площі водозборів річок Півдня України

*Тривалість припливу води зі схилів до руслової мереж*і є однією з основних характеристик паводків і водопіль. У двохоператорній схемі трансформації водоутворення в русловий гідрограф тривалість схилового припливу T_0, за інших однакових умов, визначає, насамперед, ступінь зарегулювання стоку на

схилах [33].

Відсутність систематичних спостережень за схиловим припливом на мережі гідрологічних станцій і постів значною мірою зумовили емпіричний шлях у дослідженні максимального стоку паводків і водопіль.

Тривалість припливу T_0 зазвичай визначається числовим методом [27]. На основі генетичної формули Є.Д. Гопченком [27] запропонований метод встановлення T_0 за матеріалами спостережень стаціонарної гідрологічної мережі.

Під час використання описаної вище методики визначення T_0 стосовно дощових паводків у межах південної частини України існують деякі обмеження [9]. Але можливий інший варіант розв'язання задачі стосовно пошукових значень T_0. Дійсно, як запропоновано в [22] його можна виокремити із тривалості паводків T_n, оскільки

$$T_n = T_0 + t_p + \Delta t\,. \tag{4.40}$$

З (4.40)

$$T_0 = T_n - t_p - \Delta t\ , \tag{4.41}$$

де t_p – тривалість руслового добігання;

Δt – необхідний час для спрацювання русло-заплавної ємності після проходження паводкової хвилі.

На жаль, у зв'язку з відсутністю даних про тривалість добігання річок, Δt реалізувати безпосередньо (4.41) неможливо. Між іншим, відомо, що при $F \to 0$, складові (4.41), тобто t_p і Δt будуть також наближатись до 0, а T_n збігатиметься з тривалістю схилового припливу. Тоді, виходячи з (4.41), можна побудувати досить простий алгоритм визначення T_0:

- по найбільш високих паводках або по їх середніх багаторічних величинах формуються бази даних T_n (чи $\overline{T}_n$);

- за цими величинами будуються регіональні залежності $T_n = f(F)$ або $\overline{T}_n \approx f(F)$, де F – площа водозборів;

- при екстраполяції залежностей на вісь ординат, коли t_p=0 і Δt=0, а T_n (чи $\overline{T}_n$), таким чином, буде дорівнювати T_0 (чи $\overline{T}_0$).

На наш погляд, більш стійкими слід вважати середні характеристики тривалості паводків $\overline{T}_n$. Змінюються вони від 17 год. (р. Кодима –с.Катеринка) до 5 год. (р. Кагул – с. Гаваноси, б. Гаваноси – с. Гаваноси, р. Муса – з.ст. Комрат). В логарифмічних координатах побудована залежність $\overline{T}_n = f(F)$, яка показана на рис. 4.20.

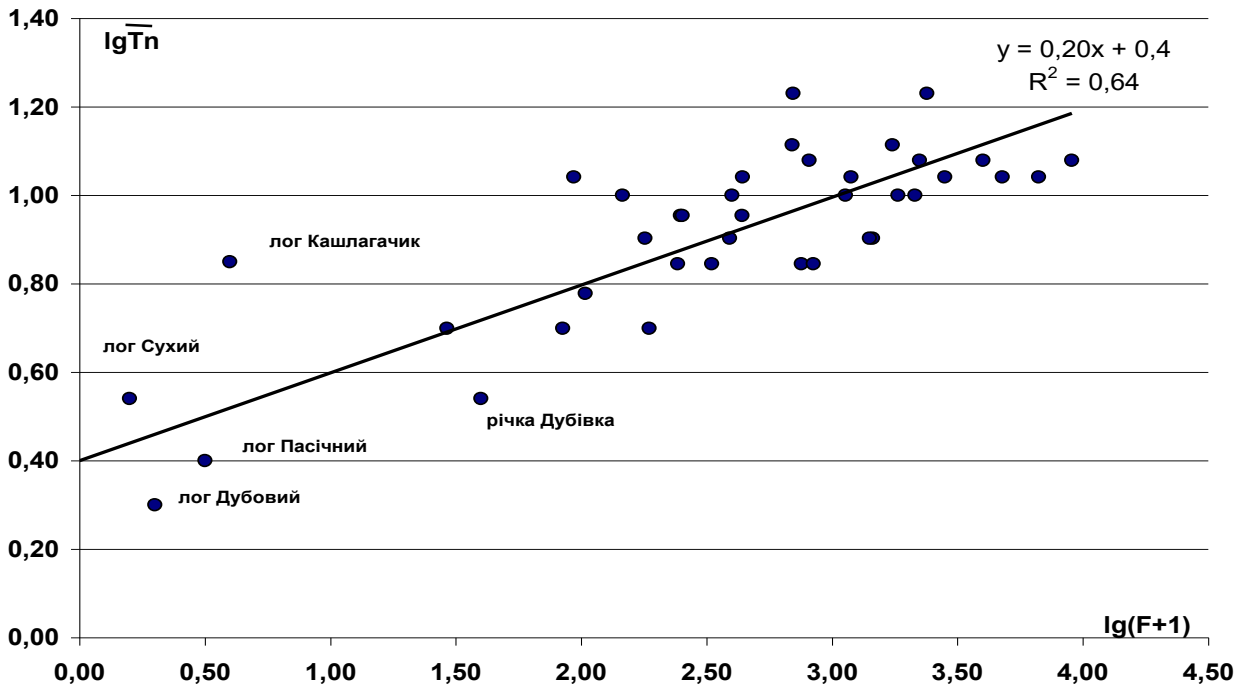


Рисунок 4.20 – Залежність між тривалістю паводків (год.) і розмірами водозборів (км^2): підписи стосуються водозборів Велико-Анадольської ВБС

Висвітлена вона матеріалами спостережень при $F > 60$ км^2. Щоб описати діапазон невеликих водозборів ($F < 60$ км^2), були залучені дані Велико-

Анадольської воднобалансової станції [34]. Отримане рівняння $\overline{T}_n = f(F)$ має вигляд

$$\overline{T}_n = \overline{T}_0 (F+1)^{m_1} = 2{,}5(F+1)^{0{,}20} \ . \qquad (4.42)$$

Добовий максимум дощових опадів. Максимальна добова величина дощових опадів на досліджуваній території коливається в дуже широких межах. Згідно з нормативним документом СНіП 2.01.14-83 [12], розрахунковий шар опадів $H_{1\%}$ представлено картою ізоліній. На території, що розглядається, він змінюється від 120 мм до 180 мм. Виконаний у попередніх дослідженнях [33], аналіз за допомогою сумісного розгляду добових величин опадів показав, що в межах території Півдня України їх належить осереднити, а не картувати у вигляді ізоліній. Враховуючи просторову однорідність добових максимумів опадів, їх було узагальнено за допомогою кривої забезпеченості забезпеченостей [42]-[43]. Розрахункові опади H =100 мм отримані при узагальненні максимально спостережених добових максимумів по 57 метеостанціям Півдня України (додаток В.8) за період від початку спостережень по 2021 рік включно (рис. 4.21).

Коефіцієнт стокоутворення η_0. Коефіцієнт стокоутворення [45] необхідно віднести до найбільш складних параметрів у гідрології паводків і водопіль [46], [28]. У процесі формування паводків і водопіль розрізняють декілька фаз стокоутворення. На початкових стадіях опади витрачаються на змочування рослин і поверхневу затримку на поверхні схилів у понижених формах рельєфу. Після цього розпочинається активна фаза стокоутворення з інтенсивністю h_t, тобто

$$h_t = a_t - i_t, \qquad (4.43)$$

де a_t – інтенсивність опадів;

i_t – інтенсивність інфільтрації.

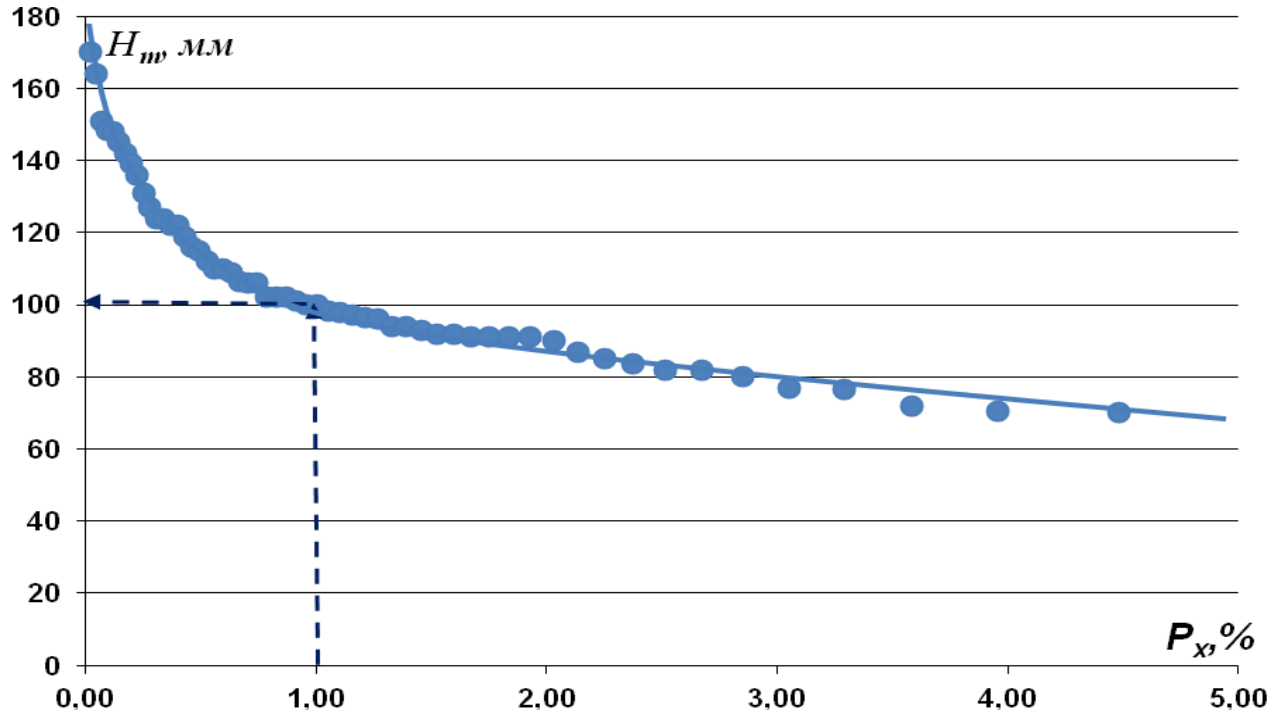


Рисунок 4.21 - Крива забезпеченості забезпеченостей добових максимумів опадів на Півдні України

Наприкінці дощу шар стокоутворення S_m буде дорівнювати

$$S_m = \int_0^T h_t dt = H_T - P_T, \tag{4.44}$$

де H_T – шар опадів за стокоутворювальну тривалість T;

P_T – втрати опадів на інфільтрацію в фазі стокоутворення.

Після того, як дощ припинився, відбувається спад схилового стоку, коли наявне спрацювання у струмковій мережі акумульованих об'ємів води на інфільтрацію і випаровування R_τ. Таким чином, шар схилового стоку Y_m буде дорівнювати

$$Y_m = S_m - R_\tau, \tag{4.45}$$

де τ – тривалість спаду схилового стоку.

Складові балансових рівнянь (4.44) і (4.45) можна встановити за допомогою спеціально організованих експериментів зі штучного дощування стокових площадок. У наявності, на жаль, такі дані відсутні. Тому у даному дослідженні, враховуючи попередній досвід авторів [22], Y_m були визначені для забезпеченості P = 1 % шляхом порайонного узагальнення шарів стоку $Y_{1\%}$. З цією метою були побудовані залежності $Y_{1\%} = f(F)$, які потім екстраполювалися на вісь ординат. Це дало змогу отримати точкові (але в межах районів) характеристики схилового припливу $(Y_{1\%})_{F=0}$. Оскільки, як показано у розділі 2, див. 2.6.3, статистичні характеристики стоку паводків з періодом спостережень до 2015 року, включно, практично співпали з аналогічними з періодом спостережень до 2010 року, то розрахункові значення співпали з тими, що були раніше отримані в [22]. У першому районі $(Y_{1\%})_{F=0}$ = 40 мм, у другому – 70 мм. Таким чином, розрахункові коефіцієнти стокоутворення будуть становити:

- у першому районі

$$\eta_0 = \frac{(Y_{1\%})_{F=0}}{H_{1\%}} = 0{,}40; \tag{4.46}$$

- у другому районі

$$\eta_0 = \frac{(Y_{1\%})_{F=0}}{H_{1\%}} = 0{,}70. \tag{4.47}$$

Враховуючи, що $\eta_0 = 0{,}4$ і 0,7, максимальні модулі схилового припливу $q'_{1\%}$ забезпеченістю P=1% , таким чином, будуть становити:

- у першому районі

$$q'_{1\%} = 0{,}28\frac{n+1}{n}\cdot\frac{1}{T_0}H_{1\%}\eta_0 = 0{,}28\cdot 3{,}5\cdot 100\cdot 0{,}4/2{,}5 = 15{,}7 \text{ м}^3/(\text{с км}^2); \tag{4.48}$$

- у другому районі

$$q'_{1\%} = 0{,}28\frac{n+1}{n}\cdot\frac{1}{T_0}H_{1\%}\eta_0 = 0{,}28\cdot 3{,}5\cdot 100\cdot 0{,}7/2{,}5 = 27{,}4 \text{ м}^3/(\text{с км}^2). \quad (4.49)$$

Таким чином, перерахунок на оновлених до 2015 року даних, показав стійкість отриманих величин у часі.

4.2.2 Трансформація паводкових хвиль русловою мережею та заплавою річок

Як зазначалося вище, одним із видів трансформації не тільки максимального стоку водопілля, але й паводків, є *розпластування паводкової хвилі під впливом часу руслового добігання* t_p. Кількісно ступінь трансформації максимальних модулів під впливом часу руслового добігання визначається за допомогою функції $\psi(t_p/T_0)$ за рівняннями (4.33) та (4.34) в залежності від співвідношення t_p/T_0 [31], [47], [48].

Для дощових паводків у басейні річок Півдня України характерний в основному тип стоку при співвідношенні $t_p/T_0 > 1{,}0$, за винятком найменших водозборів (з F< 50 км^2).

З урахуванням n=0,40 і T_0=2,5 год., запишемо регіональні рівняння для трансформаційної функції $\psi(t_p/T_0)$ у редакції:

а) при $t_p < T_0$

$$\psi\left(t_p/T_0\right) = 1 - \frac{m_1+1}{1{,}4(m_1+1{,}4)}\left(\frac{t_p}{2{,}5}\right)^{0{,}40}; \quad (4.50)$$

б) при $t_p \geq T_0$

$$\psi\left(t_p / T_0\right) = \frac{0{,}71}{t_p}\left[\frac{m_1+1}{m_1} - \frac{1{,}4}{m_1(m_1+1{,}4)}\left(\frac{2{,}5}{t_p}\right)^{m_1}\right], \qquad (4.51)$$

де t_p – тривалість руслового добігання (год.), яка визначається за виразом

$$t_p = \frac{L}{1{,}19 \cdot I_{зв}^{0{,}33} F^{0{,}14}}; \qquad (4.52)$$

m_1 – степеневий показник у рівнянні кривої руслових ізохрон, причому [49]

$$m_1 = 2{,}0 - 0{,}26 \lg(F+1). \qquad (4.53)$$

Для річок описуваної території побудована залежність $\psi(t_p / T_0)$, показана на рис. 4.22. Своєю верхньою межею $\psi(t_p / T_0)$ має одиницю (при $t_p / T_0 = 0$), а в подальшому зменшується до значень 0,02 (при площах водозборів $F > 4000$ км^2).

Трансформація паводкового стоку під впливом русло-заплавного регулювання. Природа цього коефіцієнта пов’язана з ефектами регулювання стоку у русловій мережі, але особливо при заповненні та спрацюванні заплав. На жаль, безпосередні матеріали спостережень для отримання об’ємів регулювання дощових паводків відсутні. У запропонованій розрахунковій схемі вони можуть бути визначені оберненим шляхом із базової формули (4.33) при P=1%, λ_p=1,0 і r=1,0

$$\varepsilon_F = \frac{q_{1\%}}{q'_{1\%}} \Big/ \psi\left(t_p / T_0\right). \qquad (4.54)$$

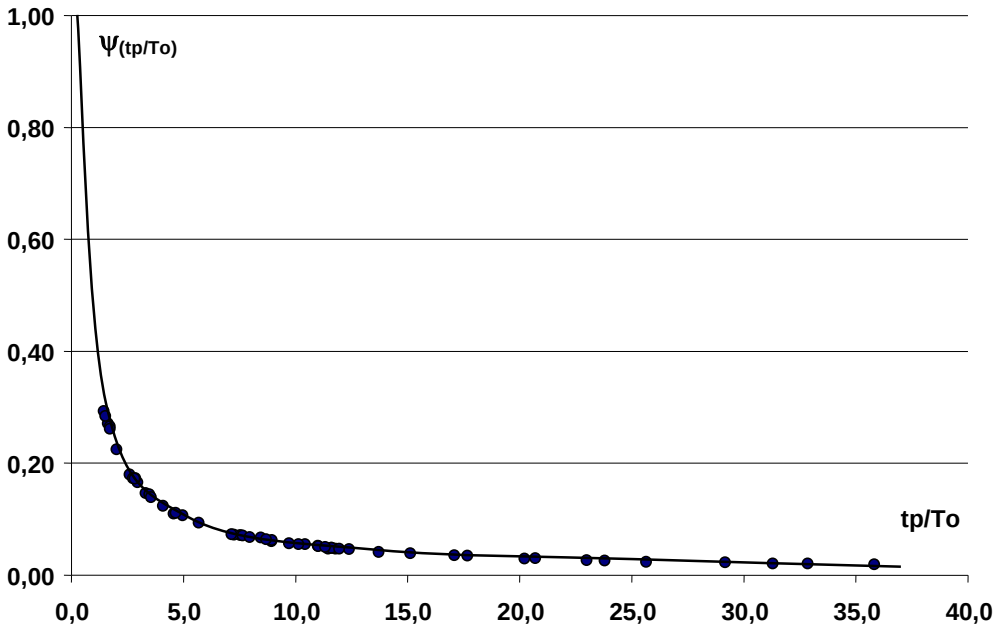


Рисунок 4.22 – Залежність $\psi(tp/T_0)$ від площі водозборів річок Півдня України

Узагальнення коефіцієнтів ε_F виконано залежно від площ річкових водозборів у межах двох районів, отриманих у ході попередніх розрахунків (рис. 4.23).

Необхідно зауважити, що обчислені за (4.54) коефіцієнти ε_F враховують, крім русло-заплавного регулювання, також і нерівномірність просторового розподілу опадів $H_{1\%}$. Вони прийняті за «точковими» даними окремих метеорологічних постів і для всієї території Півдня України усереднені на рівні 100 мм.

При побудові залежності $\varepsilon_F = f(F)$ очевидним є те, що даними спостережень обґрунтовані лише водозбори з площею з $F > 50$ км^2. Її екстраполювання у верхній частині здійснене на фізичний максимум $\varepsilon_{F=0} = 1{,}0$. Привертає увагу і те, що русло-заплавне регулювання по-різному впливає на трансформацію різних за величиною паводків [47], [50]. При цьому така закономірність простежується в діапазоні водозбірних площ $F < 10000$ км^2.

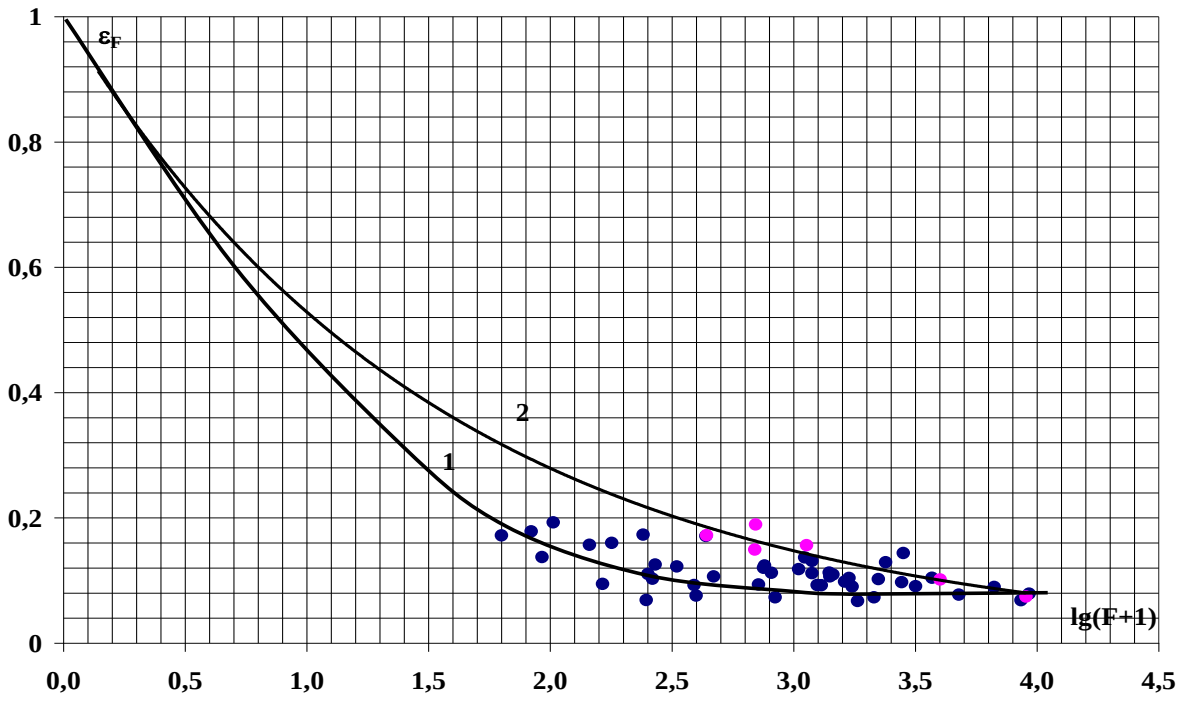


Рисунок 4.23 - Залежність коефіцієнтів русло-заплавного регулювання паводків від площі водозборів річок Півдня України (біля кривих номери районів)

Для невивчених річок території рекомендується користуватися як залежністю $\varepsilon_F = f[\lg(F+1)]$ (рис. 4.23), так і таблицею ε_F (табл. 4.5)

Таблиця 4.5 - Коефіцієнти русло-заплавного регулювання максимального стоку дощових паводків ε_F для річок Півдня України

F, км^2	0	10	100	500	1000	5000	10000 і більше
район 1	1	0,46	0,15	0,091	0,082	0,079	0,078
район 2	1	0,51	0,28	0,18	0,15	0,094	0,078

4.2.3 Перевірні розрахунки з врахуванням сучасних вихідних даних по опадах теплого періоду року в басейнах річок Півдня України

Надійність запропонованої методики можна оцінити за відносною похибкою розрахунків максимальних модулів стоку $\Delta q_{1\%}$.

Відносна похибка $\Delta q_{1\%}$ (в %) може бути розрахована як відхилення розрахункових значень від вихідних даних, тобто

$$\Delta q_{1\%} = \frac{\left| q_{1\%} - q_{1\%ф} \right|}{q_{1\%ф}} \cdot 100\%, \qquad (4.55)$$

де $q_{1\%}$ – значення, отримані в результаті перевірних розрахунків за методикою;

$q_{1\%ф}$ – фактичні значення, отримані за вихідними даними до 2015 року включно.

Однак максимальні модулі стоку заданої забезпеченості $q_{1\%}$ отримані за результатами стандартної статистичної обробки (додаток В.9) потребують більш ретельного розрахунку й уточнення. З цією метою величин $q_{1\%}$ спочатку по кожному посту були визначені максимальні за період спостережень, до 2015 року включно, значення витрат води Q_m і модулів стоку q_m (додаток В.10). Після цього здійснено узагальнення q_m у вигляді їх залежності від площ водозборів (рис. 4.24).

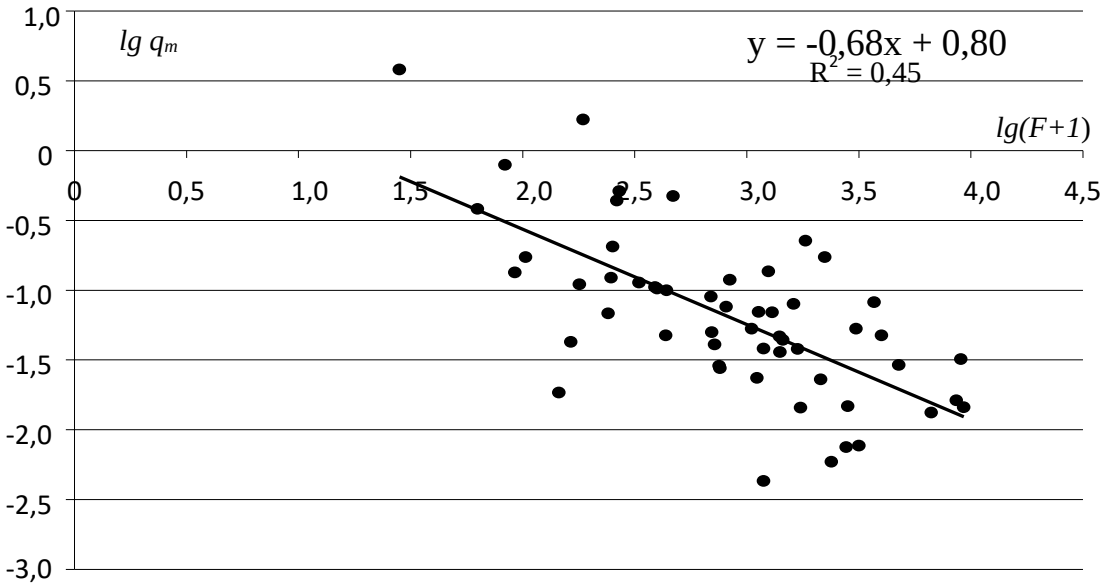


Рисунок 4.24 - Залежність максимальних модулів стоку паводків від площі водозборів річок Півдня України

З урахуванням отриманої редукційної залежності формулу для розрахунку максимальних модулів стоку можна записати у вигляді:

$$q_m = \frac{q'_m}{(F+1)^{n_1}}. \qquad (4.56)$$

Далі, для значень $q'_m = q_m(F+1)^{0,68}$, розташованих в убутному порядку, за формулою (4.4) розрахована забезпеченість максимальних членів вибірки і побудована крива забезпеченості (рис. 4.25). За цією кривою забезпеченості $q'_{1\%} = 10$ м^3/(с·км^2).

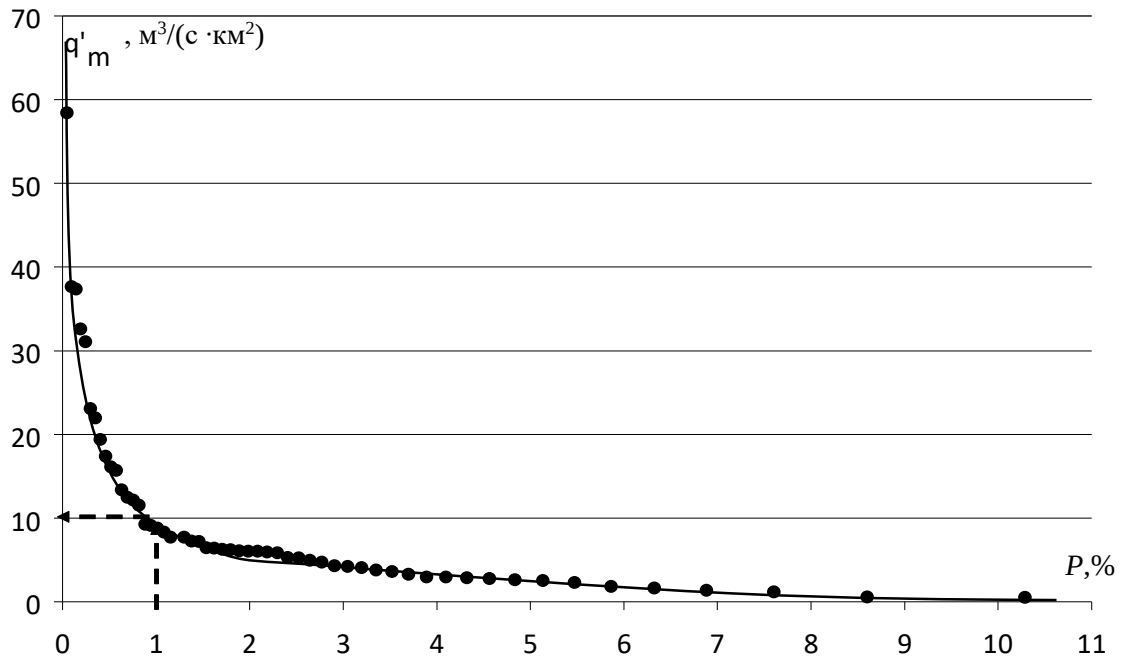


Рисунок 4.25 – Крива забезпеченості просторового розподілу максимальних модулів схилового припливу на території Півдня України

Далі, на основі кривої трипараметричного гама-розподілу, були визначені $q_{1\%}$ по кожному пункту, які у подальшому узагальнені у вигляді залежності від площ річкових водозборів (рис. 4.26). Описується вона рівнянням:

$$q_{1\%} = \frac{q'_{1\%}}{(F+1)^{0,73}}. \qquad (4.57)$$

З урахуванням цієї редукційної залежності отримані значення $q'_{1\%}$ узагальнені по території за допомогою методу забезпеченості забезпеченостей (додаток В.9). Відповідна крива забезпеченості $q'_{1\%} = f(P)$ приведена на рис. 4.27.

За її допомогою розрахункове значення для усієї території Півдня України $q'_{1\%}$ = 14 м^3/(с·км^2). За формулою виду (4.57), з урахуванням $q'_{1\%}$ = 14 м^3/(с·км^2) та $n_1 = 0,73$, уточнені розрахункові значення $q_{1\%}$ представлені в додатку В.9. Саме ці значення прийняті у якості $q_{1\%ф}$ для проведення перевірочних розрахунків.

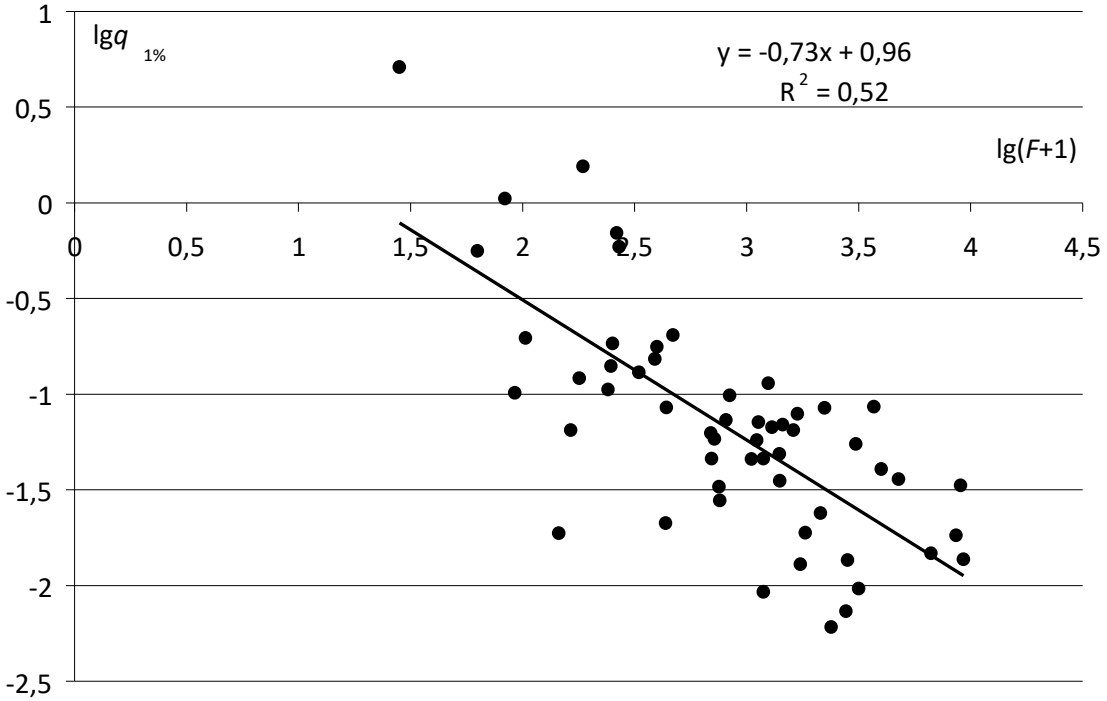


Рисунок 4.26 – Залежність максимальних модулів стоку паводків 1%-ої забезпеченості від площ водозборів річок Півдня України

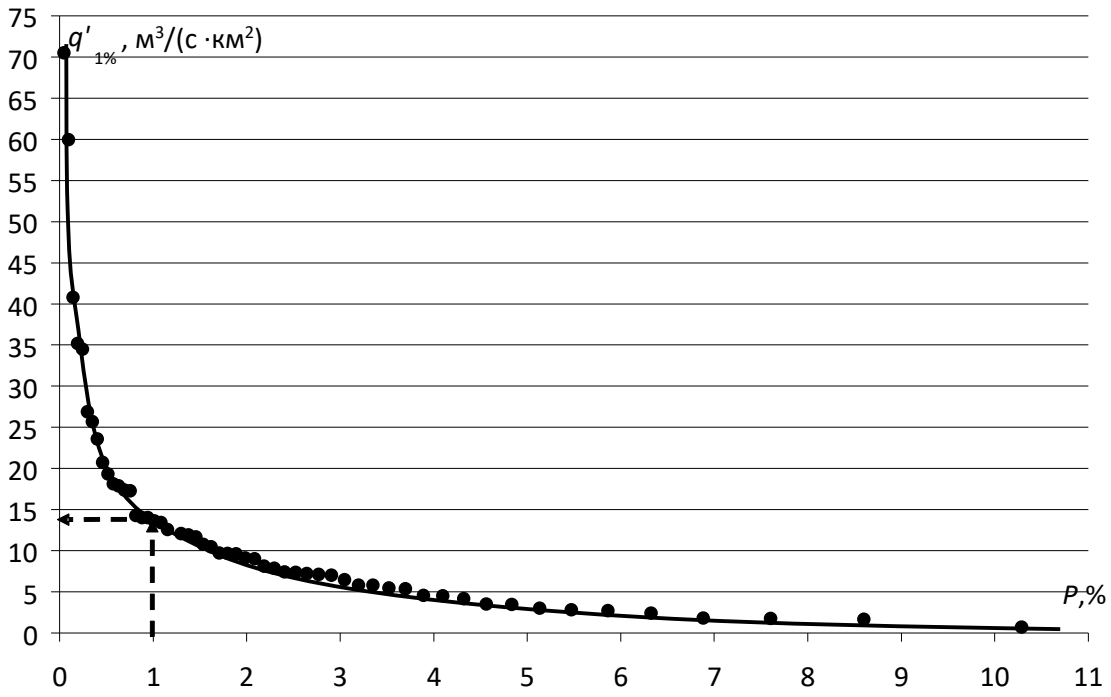


Рисунок 4.27 - Крива забезпеченості просторового розподілу 1%-х квантелей максимальних модулів схилового припливу для території Півдня України

Для проведення перевірних розрахунків необхідно мати такі вихідні дані: площу водозбору (F, км^2), середньозважений ухил водотоку ($I_{зв}$, ‰), гідрографічну довжину річки (L, км), зарегульованість озерами, водосховищами ($f_{оз}$, %).

Перевірні розрахунки виконуються в такому порядку:

а) максимальний модуль схилового припливу $q'_{1\%}$ усереднений за районами, картосхема яких показана на рис. 2.73. Для першого району $q'_{1\%}$ приймається таким, що дорівнює 15,7 м^3/(с·км^2), для другого – 27,4 м^3/(с·км^2).

б) значення трансформаційної функції $\psi(t_p/T_0)$ обчислюються залежно від співвідношення t_p/T_0 за формулами (4.34) або (4.35);

1) степеневий показник m_1 у рівнянні ізохрон розраховується за формулою (4.53);

2) час руслового добігання t_p обчислюється за гідрографічною довжиною водотоку *L*, середньому зваженому ухилі $I_{зв}$ і площі водозборів *F* на основі рівняння (4.52);

в) коефіцієнт русло-заплавного регулювання ε_F визначається за його залежністю від площі водозборів (рис. 4.23) або за таблицею (табл. 4.5) залежно від району;

г) коефіцієнт зарегулювання максимального стоку озерами, водосховищами та ставками *r* визначається відповідно до формули СНіП 2.01.14-83 [12];

д) коефіцієнти забезпеченості λ_p задані табл. 4.6.

Таблиця 4.6 - Перехідні коефіцієнти від максимальних витрат води дощових паводків опорної (*P*=1%) забезпеченості до інших забезпеченостей (*P*%)

P%	1,0	3,0	5,0	10
λ_p	1,0	0,65	0,52	0,36

Середнє відхилення розрахункових величин $q_{1\%\,розр}$ від вихідних значень $q_{1\%\,факт}$ складає $\pm$ 18,5 % (додаток В.11), що знаходиться на рівні точності вимірювання максимальних витрат води в період проходження дощових паводків і відповідає точності обчислення витрат одновідсоткової ймовірності перевищення. Їх порівняння наводиться на рис. 4.28

Викладене дозволяє розрахункову схему рекомендувати для нормування характеристик максимального стоку паводків за відсутності стокових спостережень на річках, а методику, розроблену для басейнів річок Півдня України, – для практичного застосування.

Приклад розрахунку за методикою по незалежній інформації (на прикладі паводку 12 вересня 2013р). У вересні 2013 року тривала злива мала місце на півдні Одеської області, внаслідок чого сформувалися високі паводки в басейні р. Когильник (водозбірна площа якого становить 3910 км^2).

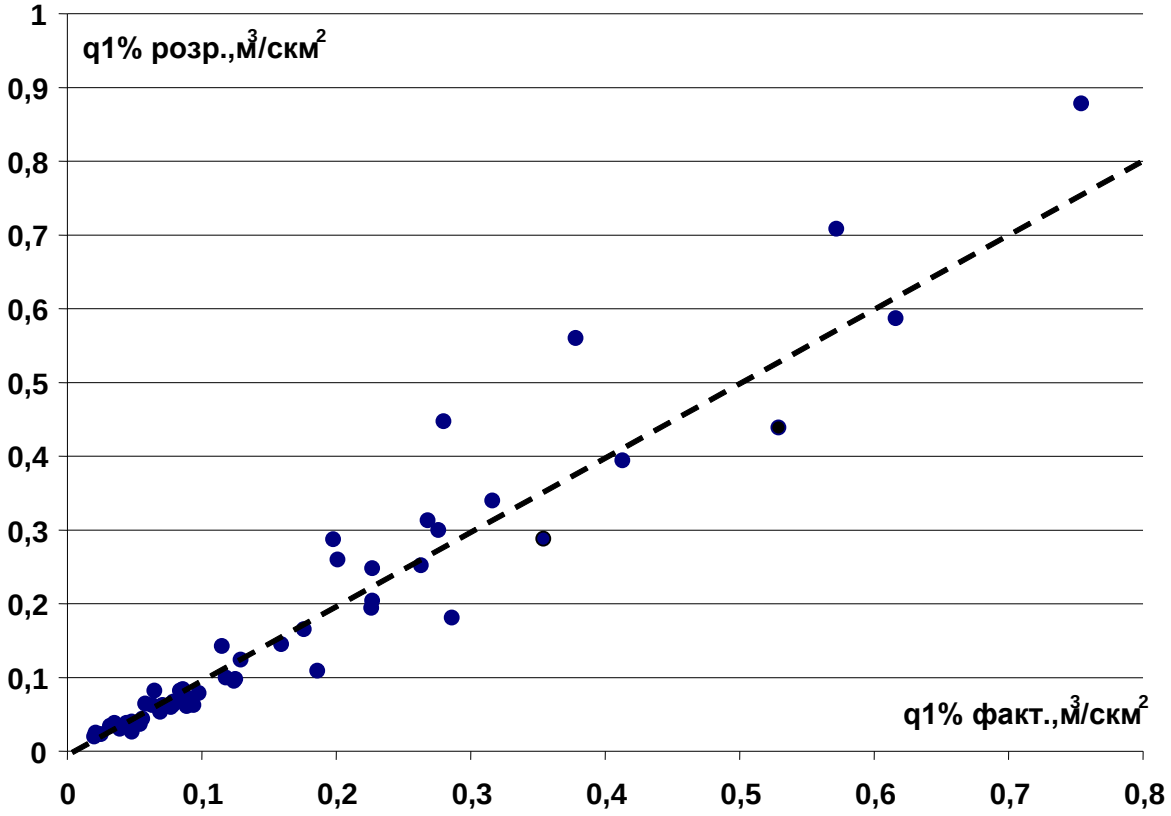


Рисунок 4.28 – Порівняння розрахункових (вісь ординат) та фактичних (вісь абсцис) 1%-их модулів стоку паводків на Півдні України

Дані про цей паводок не були використані при розробці пропонованої методики, отже можуть розглядатися, як незалежна гідрометеорологічна інформація.

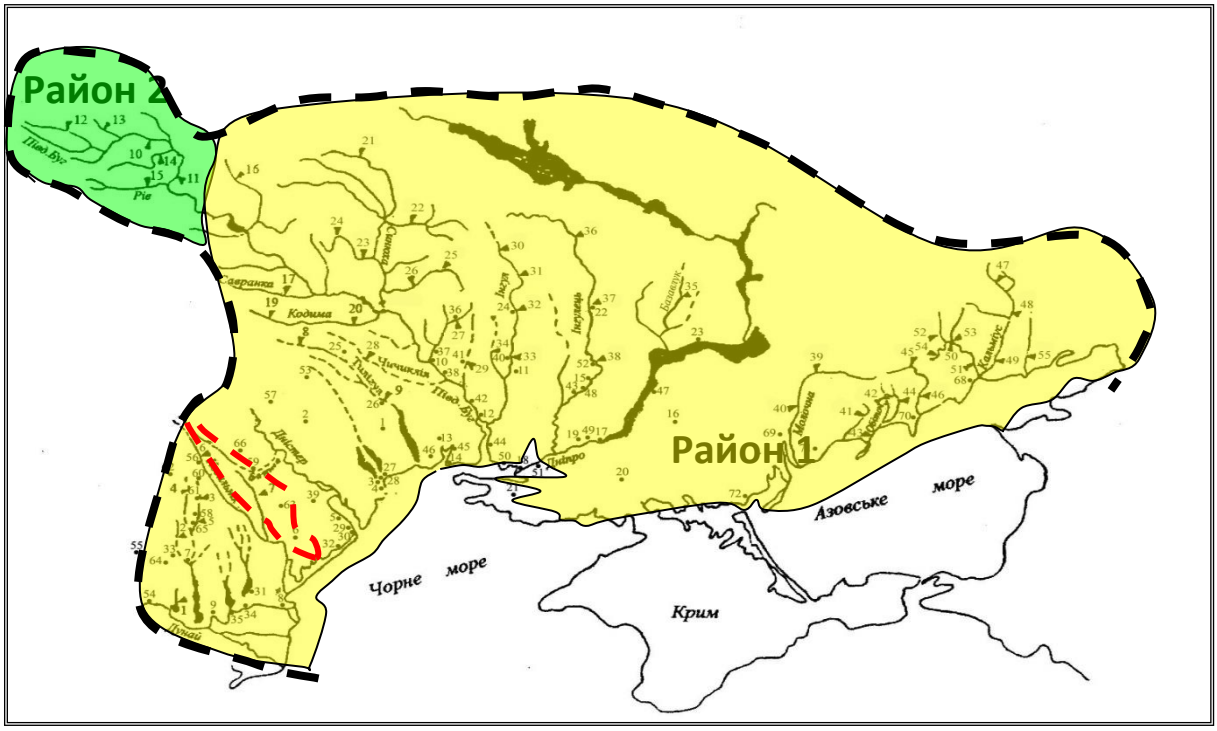
Умови формування цього паводку описані у розділі 1, а сам паводок може бути віднесений до категорії видатних для досліджуваної території.

Розпочинаючи реалізацію (4.36), запишемо необхідні вихідні дані:

- площа водозбору р. Когильник F = 3910 км^2;
- довжина річки 243 км;
- середньозважений ухил 1,94 ‰;
- розрахункова забезпеченість P = 1 %;
- зарегульованість стоку ставками $f_{оз}$ < 2 %.

Послідовність розрахунку $q_{1\%}$, м^3/(с·км^2) за формулою (4.36) така:

а) водозбір р. Когильник, відповідно до рис. 4.29, відноситься до району №1. В межах цього району максимальний модуль схилового припливу $q'_{1\%}$ приймається таким, що дорівнює 15,7 м^3/(с·км^2);



- - - - межі районів; - - - - водозбір р. Когильник

Рисунок 4.29 - Карта-схема районування території Півдня України за модулями схилового припливу паводкового стоку

б) трансформаційна функція розпластування паводкових хвиль під впливом тривалості руслового добігання t_p визначається за (4.34) або (4.35), залежно від співвідношення t_p / T_0;

1) Беручи до уваги, що T_0 = 2,5 год., необхідно встановити тривалість руслового добігання t_p (год.), яка обчислюється за гідрографічною довжиною водотоку L, середньому зваженому ухилу $I_{зв}$ та площею водозбору F на основі рівняння (4.54)

$$t_p = \frac{L}{V_\partial} = \frac{243}{1{,}19 \cdot 3910^{0{,}14} \cdot 1{,}94^{0{,}33}} = 51{,}6 \text{, год.}$$

2) При t_p = 51,6 год. і T_0=2,5 год. співвідношення t_p / T_0 = 51,6/2,5= 20,6, тобто $t_p / T_0 > 1$ і трансформаційна функція $\psi(t_p / T_0)$ буде розраховуватися за (4.19), до якої, крім t_p = 51,6 год. і T_0=2,5 год., входять ще $(n+1)/n$, $(m+1)/m$ та m.

- Якщо $(n+1)/n$=3,5, то n буде дорівнювати 0,4, а $n/(n+1)$ =0,29.

- Параметр m_1 встановлюється за (4.21), тобто

$$m_1 = 2{,}0 - 0{,}26 \lg(F+1) = 2{,}0 - 0{,}26 \lg(3910+1) = 1{,}07 \,.$$

При m_1=1,07 коефіцієнт $(m_1+1)/m_1$ буде дорівнювати 1,93.

З використанням усіх складових, що входять до (4.19),

$$\psi(t_P / T_0) = \frac{n}{n+1} \frac{T_0}{t_p} \left[\frac{m_1+1}{m_1} - \frac{n+1}{m_1(m_1+n+1)} \left(\frac{T_0}{t_P} \right)^{m_1} \right] =$$

$$= 0{,}29 \cdot 2{,}5 / 51{,}6 \cdot [1{,}93 - 1{,}4 / 3{,}54 \cdot (0{,}048)^{1{,}07} = 0{,}027$$

в) Коефіцієнт русло-заплавного регулювання ε_F визначається за табл. 4.4 залежно від району. При площі водозбору р. Когильник F=3910 км^2 шляхом інтерполяції збірний коефіцієнт ε_F =0,080.

г) Коефіцієнт зарегулювання r, відповідно до нормативного документу СНіП 2.01.14-83 [12], при розрахунковій забезпеченості P < 5% і наявності ставків сезонного зарегулювання, приймається таким, що дорівнює одиниці.

Після встановлення всіх складових, що входять до рівняння (4.36), розрахунковий модуль паводкового стоку в басейні р. Когильник $q_{1\%}$ буде дорівнювати

$$q_{1\%} = q'_{1\%} \cdot \psi(t_p / T_o) \cdot \varepsilon_F = 15{,}7 \cdot 0{,}027 \cdot 0{,}080 = 0{,}034 \text{ м}^3/(\text{с}\cdot\text{км}^2).$$

Максимальна витрата води $Q_{1\%} = q_{1\%} \cdot F = 0{,}034 \cdot 3910 = 133$ м^3/с.

За даними Басейнового управління водними ресурсами річок Причорномор'я та нижнього Дунаю (https://oouvr.gov.ua), у басейні р. Когильник опади охопили лише 122 км за довжиною р. Когильник та площею водозбору F = 1400 км^2. На території Молдови в басейні цієї річки опадів не було. Враховуючи ці дані, у межах «діючої площі», що формує паводок, тривалість руслового добігання

$$t_p = \frac{L}{V_\partial} = 122 / 4{,}71 = 25{,}9 \text{ год.}$$

Для цієї території максимальні опади H_m за зливу 12 вересня 2013 р. становлять 196,9 мм (АМП Тарутіно), тоді

$$q'_{1\%} = 0{,}28 \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} H_{1\%} \eta_0 = 0{,}28 \cdot 3{,}5 \cdot 196{,}9 \cdot 0{,}4 / 2{,}5 = 30{,}9 \text{ м}^3/(\text{с}\cdot\text{км}^2),$$

а трансформаційна функція $\psi(t_p / T_0)$ буде дорівнювати

$$\psi(t_P / T_0) = \frac{n}{n+1} \frac{T_0}{t_p} \left[\frac{m_1 + 1}{m_1} - \frac{n+1}{m_1(m_1 + n + 1)} \left(\frac{T_0}{t_P} \right)^{m_1} \right] =$$

$$= 0{,}29 \cdot 2{,}5 / 25{,}9 \cdot [1{,}93 - 1{,}4 / 3{,}54 \cdot (0{,}097)^{1{,}07} = 0{,}053$$

За таких розрахункових параметрів

$$q_{1\%} = q'_{1\%} \cdot \psi(t_p / T_o) \cdot \varepsilon_F = 30{,}9 \cdot 0{,}053 \cdot 0{,}081 = 0{,}133 \text{ м}^3/(\text{с}\cdot\text{км}^2)$$

Максимальна витрата води

$$Q_{1\%} = q_{1\%} \cdot F = 0{,}133 \cdot 1400 = 186 \text{ м}^3/\text{с}.$$

З метою порівняння отриманих результатів, розрахунок також виконаний за рекомендаціями СНіП 2.01.14-83 [12], яким стосовно дощових паводків передбачаються розрахункові максимальні модулі стоку $q_{p\%}$ (при $F \geq 200$ км^2) встановлювати з використанням редукційної формули вигляду (2.92)

$$q_{p\%} = q_{200}\left(\frac{200}{F}\right)^{n_1} \delta_1 \lambda_{p\%} ,$$

де $q_{p\%}$ – максимальний модуль паводкового стоку забезпеченістю P%;

q_{200} – максимальний модуль паводкового стоку забезпеченістю $P = 1$ %, приведений до умовної площі $F = 200$ км^2 ;

n_1 – степеневий показник редукції модуля $q_{1\%}$ у просторі;

δ_1 – коефіцієнт для врахування впливу ставків і водосховищ проточного типу на трансформацію паводків;

$\lambda_{p\%}$ – коефіцієнт забезпеченості.

Скористуємося формулою (2.92) для оцінки розмірів паводку в басейні р. Когильник, наприклад, для забезпеченості $P = 1$ %.

Вихідні дані: площа водозбору р. Когильник (до гирла) $F = 3910$ км^2; розрахункова забезпеченість $P = 1$ %; зарегульованість ставками $f_{оз} < 2$ %.

Послідовність розрахунку $q_{1\%}$ (м^3 /(с·км^2) за методикою СНіП 2.01.14-83 така:

- максимальний модуль q_{200} визначається за геометричним центром водозбору і на основі додатку В.12 [22] він дорівнює 0,5 м^3/(с·км^2).

- степеневий показник n_1= 0,75 (додаток В.9), при розрахунковій забезпеченості P = 1 % коефіцієнт впливу ставків на $q_{1\%}$ приймається на рівні одиниці, тобто δ_1 = 1,0;

- коефіцієнт забезпеченості $\lambda_{p\%}$ при P = 1 % становить 1,0.

Таким чином

$$q_{1\%} = q_{200}\left(\frac{200}{F}\right)^{n_1} \delta_1 \lambda_{p\%} = 0{,}5(200/3910)^{0{,}75} \cdot 1 = 0{,}054 \text{ м}^3/(\text{с}\cdot\text{км}^2).$$

Відповідно, максимальна витрата води $Q_{1\%} = q_{1\%} \cdot F$ буде становити 211 м^3/с.

Якщо за методикою СНіП 2.01.14-83 здійснити розрахунки максимального модуля і витрати води паводку забезпеченістю P = 1%, приймаючи до уваги лише «діючу» площу водозбору р.Когильник (за умов формування паводку 12 вересня 2013 р.), то

$$q_{p\%} = q_{200}\left(\frac{200}{F}\right)^{n_1} \delta_1 \lambda_{p\%} = 0{,}5(200/1400)^{0{,}75} \cdot 1 = 0{,}116 \text{ м}^3/(\text{с}\cdot\text{км}^2),$$

а максимальна витрата води дорівнює: $Q_{1\%} = q_{1\%} \cdot F$ =0,116*1400=162 м^3/с.

Аналіз одержаних результатів. Розраховані для басейну р. Когильник – гирло (F = 3910 км^2) максимальні витрати води забезпеченістю P = 1 % з використанням різних методик, як видно, досить суттєво різняться між собою. Вони становлять, відповідно, 211 м^3/с (за методикою СНіП 2.01.14-83 [12]) і 133 м^3/с (за методикою авторів), тобто різняться майже на 37%. Правда, слід зауважити, що за дослідженнями П.Ф. Вишневського [35] необхідно при розрахунку максимальних витрат води паводків зливового походження

враховувати неповноту зрошення опадами водозборів (з площами F > 550 км^2). Для усунення цих особливостей у просторовому розподілі дощових опадів ним пропонується застосовувати коефіцієнт зниження Q_m

$$k_1 = 4{,}8 \big/ F^{0{,}25} \quad . \tag{4.58}$$

Таким чином, для р. Когильник – гирло при площі водозбору 3910 км^2 коефіцієнт k_1 буде становити 0,61. З урахуванням k_1 = 0,61 відкоригована максимальна витрата води $Q_{1\%}$, яка визначена за методикою СНіП 2.01.14-83, буде дорівнювати 129 м^3/с, що практично співпадає з методикою авторів ($Q_{1\%}$ = 133 м^3/с). Розраховані модулі $q_{1\%}$ і витрати води $Q_{1\%}$ зведені до табл. 4.7

За нашими розрахунками для паводку, який мав місце 12 вересня 2013р. в басейні р. Когильник (за умови, що злива охопила не всю площу водозбору F = 3910 км^2, а лише 1400 км^2), модуль стоку $q_{1\%}$=0,133 м^3/(скм^2), а $Q_{1\%}$ =186 м^3/с.

Отже, проаналізувавши видатний паводок на р. Когільник, слід зазначити таке:

- паводок зливового походження, який спостерігався у першій декаді вересня 2013 р. в басейні р. Когильник і охопив, за даними Одеського обласного управління водних ресурсів, приблизно 1400 км^2 його площі, та за оцінкою авторів, є стихійним гідрологічним явищем рідкісної ймовірності перевищення (з повторюваністю наближеною до 1 разу у 100 років);

- отримана за чинним СНіП 2.01.14-83 максимальна витрата води забезпеченістю P = 1 % становить 211 м^3/с, що на нашу думку є дещо перебільшеною величиною, оскільки злива охопила лише 35,9 % від загальної площі водозбору;

- якщо врахувати зниження розрахункових витрат води, обумовлених не повним охопленням у степовій зоні водозборів з площами F > 550 км^2 (за П.Ф. Вишневським), то витрата води забезпеченістю P = 1 % становитиме 129 м^3/с;

Таблиця 4.7 - Порівняння результатів розрахунків максимальної витрати води $Q_{1\%}$ та модулів $q_{1\%}$ в басейні р. Когильник – гирло, F = 3910 км^2 (за умов формування паводку 12 вересня 2013 р.)

Методика розрахунку	Розрахункова формула	$q_{1\%}$, м^3/(скм^2)	$Q_{1\%}$, м^3/с
СНіП 2.01.14-83 (при F=3910 км^2)	$q_{p\%} = q_{200}\left(\frac{200}{F}\right)^{n_1}\delta_1\lambda_{p\%}$	0,054	211
СНіП 2.01.14-83 з урахуванням лише «діючої» площі водозбору F=1400 км^2	$q_{p\%} = q_{200}\left(\frac{200}{F}\right)^{n_1}\delta_1\lambda_{p\%}$	0,116	162
СНіП 2.01.14-83 з урахуванням рекомендацій П.Ф.Вишневського	$q_{p\%} = q_{200}\left(\frac{200}{F}\right)^{n_1}\delta_1 \cdot k_1$	0,033	129
методика авторів (при $H_{1\%}$=100 мм і F=3910 км^2)	$q_{1\%} = q'_{1\%} \cdot \psi(t_p/T_o) \cdot \varepsilon_F$	0,034	133
методика авторів (з урахуванням «діючої» площі водозбору F=1400 км^2 та при H_m =196,9 мм)	$q_{1\%} = q'_{1\%} \cdot \psi(t_p/T_o) \cdot \varepsilon_F$	0,133	186

- за методикою авторів, якщо вважати, що у формуванні паводку приймали участь опади з усієї площі водозбору р. Когильник – гирло (F = 3910км^2), то розрахунковий максимум $Q_{1\%}$ буде дорівнювати 133 м^3/с;

- якщо «діючу» площу водозбору прийняти розміром 1400 км^2, то при найбільшій кількості опадів, в межах досліджуваної території на (АМП Тарутіно H_m =196,9 мм) максимальна витрата води $Q_{1\%}$=186 м^3/с;

- на думку авторів, більш надійною і перспективною, порівняно з чинним СНіП 2.01.14-83, при розрахунках характеристик максимального стоку є операторна структура (4.36). Вона є більш універсальною, бо не обмежена розмірами водозборів, а крім того враховує основні гідрометеорологічні чинники максимального стоку дощових паводків і весняних водопіль;

- щодо паводку, який відбувся 12-15 вересня 2013 р. в басейні р. Когильник, то його розміри $Q_{1\%}$ = 186 м^3/с необхідно прийняти до уваги при здійсненні протипаводкових заходів у регіоні.

4.3 Реалізація регіональної методики для визначення мінімальних витрат зимової межені на річках Півдня України

У зв'язку з глобальною зміною клімату, урбанізацією та господарською діяльністю, насамперед регулюванням стоку (дамби, берегоукріплення, гідроелектростанції тощо), кількість річок із докорінно зміненим режимом в Україні з року в рік збільшується. Усе це призводить до значної шкоди навколишньому середовищу, погіршує умови проживання та соціальну стійкість територій до змін та потребує постійного уточнення та оновлення методів визначення розрахункових характеристик річок у різні фази їх режиму [51]-[53].

Основним нормативним документом, який регламентує визначення основних гідрологічних характеристик річок при проектуванні та інженерних розрахунках, залишається й на даний час СНіП 2.01.14-83 [12]. Аналізуючи нормативні рекомендації СНіП 2.01.14-83, слід відзначити, що матеріали на яких виконані дослідження в цьому документі обмежуються 1976 р. Таким чином, період тривалістю більше 40 років на даний час в цих рекомендаціях не врахований, і отже не враховані сучасні тенденції в часових рядах мінімального стоку, які суттєво відрізняються від кінця 1980-х років минулого сторіччя [54].

Для розрахунку мінімальних витрат води заданої забезпеченості використовуються стандартні параметри теоретичних кривих розподілу: середнє арифметичне, коефіцієнт варіації та коефіцієнт асиметрії. Нормативним документом СНіП 2.01.14-83 рекомендується теоретичний трьох параметричний гама-розподіл С.М. Крицького та М.Ф. Менкеля та біноміальний розподіл

Пірсона III типу. У зарубіжній практиці частіше використовуються розподіл Гумбеля або логарифмічно нормальний [55].

Норма мінімального 30-добового стоку (зимового або літнього) $\overline{Q}_{30}$ визначається як середньобагаторічне значення із середньомісячних величин мінімального стоку [56]

$$\overline{Q}_{30} = \frac{\sum_{i=1}^{N} Q_{30i}}{N}, \tag{4.59}$$

де Q_{30i} – середньомісячні (30-добові) величини мінімального стоку в i-му році;

N – кількість років спостережень.

Розрахункова щорічна ймовірність перевищення мінімальної 30-добової (або середньомісячної) витрати води приймається при проектуванні: зрошування – 85 %, гідроелектростанцій – 90 %, для господарсько-питних потреб у зоні надмірного зволоження – 95 %, а в зоні недостатнього зволоження – 97 %. Опорною, у відповідності з нормативним документом СНіП 2.01.14-83 [12], прийнята забезпеченість P=80 %. Щодо інших забезпеченостей, то

$$Q_{30\,p} = \lambda_p Q_{30_{80\%}}, \tag{4.60}$$

де λ_p – перехідний коефіцієнт від опорної $P = 80\,\%$ до інших ймовірностей перевищення.

Перехідні коефіцієнти від 30-добових (середньомісячних) мінімальних витрат води щорічною ймовірністю перевищення 80 % до мінімальних витрат води інших ймовірностей перевищення, а також до мінімальних добових витрат води визначаються за даними для річок-аналогів. Значення коефіцієнтів для окремих районів наведено в табл. 4.8 [12].

При коротких рядах спостережень за стоком або за їх відсутності витрати води $Q_{30_{80\%}}$ для великих і середніх річок рекомендується визначати по річках-аналогах або інтерполяцією їх модулів по річках району які, наприклад, наведені у СНіП 2.01.14-83 (окремо за літньо-осінній і зимовий періоди) [54].

Для малих річок з площею водозборів менше за 2000 км^2 нормативним документом рекомендується $Q_{80\%}$ визначати за формулою, запропонованою А.М. Владимировим [57]

$$Q_{80\%} = 10^{-3} a \cdot (F \pm f)^n, \tag{4.61}$$

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

a і n – параметри, які характеризують зволоженість даного району й інтенсивність зміни стоку із зростанням площі водозборів.

Таблиця 4.8 – Перехідні коефіцієнти λ_p для визначення мінімальних 30-добових витрат води різної ймовірності перевищення

Район	Ймовірність перевищення, P %				
	75	80	90	95	97
2	1,05	1,00	0,87	0,80	0,75
3	1,06	1,00	0,86	0,78	0,70
5	1,09	1,00	0,80	0,63	0,54
6	1,14	1,00	0,73	0,56	0,44
Епізодично пересихаючі та перемерзаючи річки	1,20	1,00	0,45	1,15	0,00

Їх значення наведені в таблицях СНіП 2.01.14-83 [12], зокрема, на території України при розрахунках стоку зимової межені виділяється 22 таких райони, а літньо-осінньої - 19.

Ряди спостережень за мінімальним стоком не завжди мають достатню тривалість для визначення статистичних параметрів заданої точності. В такому випадки необхідно виконати приведення до багаторічного (довгого або тривалого) періоду за графічною залежністю або з використанням її аналітичного опису за моделлю множинної або парної лінійної регресії.

Приведення ряду мінімального стоку до тривалого періоду за допомогою рівняння лінійної регресії. Зв'язок між стоком досліджуваної річки та річки-аналога описується рівнянням лінійної парної регресії вигляду $\tilde{y}(x_i) = ax_i + b$, де y є стік річки з недостатнім періодом спостережень n, а x- стік річки-аналога з довгим періодом спостережень $N >> n$.

Значення коефіцієнтів рівняння визначаються за такими формулами

$$a = r\frac{S_y}{S_x} = r\frac{S_{n'}}{S_{n'}^a}, \tag{4.62}$$

$$b = \bar{y} - a\bar{x} = \bar{q}_{n'} - a\bar{q}_{n'}^a . \tag{4.63}$$

де $S_{n'}, S_{n'}^a$ - середні квадратичні відхилення досліджуваного ряду та ряду річки - аналога за період сумісних спостережень n';

r-коефіцієнт кореляції між стоком двох рядів за період сумісних спостережень n';

$\bar{q}_{n'}$, $\bar{q}_{n'}^a$ - відповідні середні багаторічні значення стоку за період сумісних спостережень n' на досліджуваній річці та річці-аналогу;

n' – період сумісних спостережень.

Визначення коефіцієнта кореляції r, який є критерієм правильності вибору річки-аналога, виконується за формулою

$$r = \frac{\sum_{i=1}^{n'}(q_i - \bar{q}_{n'})(q_i^a - \bar{q}_{n'}^a)}{\sqrt{\sum_{i=1}^{n'}(q_i - \bar{q}_{n'})^2 \sum_{i=1}^{n'}(q_i^a - \bar{q}_{n'}^a)^2}}, \qquad (4.64)$$

де q_i, q_i^a - величини стоку за період сумісних спостережень на досліджуваній річці та річці-аналогу в i - й момент часу;

n' – період сумісних спостережень.

Приведення ряду мінімального стоку до тривалого періоду графічним методом. Графічний метод полягає у побудові графіка зв'язку між значеннями стоку за період сумісних спостережень. Для побудови графіка необхідно мати не менше 10 відповідних значень у кожному з розглядуваних створів. Якщо коефіцієнт кореляції між розглядуваними рядами перевищує значення 0.7, побудований графік застосовується для виконання розрахунків.

Приведення коефіцієнта варіації стоку до довгого періоду на основі побудованого графіка виконується за такою формулою:

$$C_{VN} = A\frac{\bar{q}_N^a}{\bar{q}_N}C_{VN}^a, \qquad (4.65)$$

де C_{VN} - приведений до багаторічного періоду коефіцієнт варіації ряду досліджуваної річки із коротким рядом спостережень;

A - кутовий коефіцієнт або тангенс кута нахилу лінії зв'язку до осі абсцис;

$\bar{q}_N^a, C_{VN}^a$ - статистичні параметри річного стоку річки-аналога за довготривалий період N;

$\bar{q}_N$ - середня багаторічна величина стоку досліджуваної річки, приведена до довгого періоду N за графіком.

Середня квадратична похибка норми мінімального стоку приведеного ряду розраховується за формулою:

$$\sigma_{\overline{Q}_N} = \sqrt{\sigma_1^2 + \sigma_2^2}\ , \tag{4.66}$$

де

$$\sigma_1 = \sigma_{\overline{Q}_N^a} \tag{4.67}$$

$$\sigma_2 = \frac{C_v \sqrt{1 - r^2}}{\sqrt{n}} \cdot 100\% \tag{4.68}$$

Приведення ряду мінімального стоку до тривалого періоду методом коефіцієнтів. Для розрахунку за цим методом спочатку визначається коефіцієнт кореляції між значеннями короткого ряду та ряду аналогу за період сумісних спостережень. Якщо значення $r \geq 0.7$, то досліджується синхронність коливань стоку на двох постах. Для цього будуються хронологічні графіки коливань мінімального стоку. Якщо коливання синхронні, то можна записати

$$\frac{\overline{Q}^a{}_N}{\overline{Q}^a{}_n} = \frac{\overline{Q}_N}{\overline{Q}_n}\ , \tag{4.69}$$

де $\overline{Q}^a{}_N$ та $\overline{Q}_N$ - середнє багаторічне значення мінімального стоку (норма) річки-аналога та короткого ряду;

$\overline{Q}^a{}_n$ та $\overline{Q}_n$ - середнє значення мінімального стоку річки-аналога та короткого ряду за період сумісних спостережень n.

Співвідношення $\frac{\overline{Q}^a{}_N}{\overline{Q}^a{}_n}$ позначається як K_N, тоді для досліджуваного короткого ряду можна визначити норму мінімального стоку за виразом:

$$\overline{Q}_N = K_N \overline{Q}_n \tag{4.70}$$

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

Відповідно до СНіП 2.01.14-83 [12], значення мінімальних 30-добових модулів стоку $Q_{80\%}$ щорічної ймовірності перевищення P=80% знімаються з карт ізоліній мінімального 30-добового зимового або ізоліній літньо-осіннього стоку річок для геометричних центрів басейнів шляхом інтерполяції між ізолініями стоку. Якщо водозбір перетинає декілька ізоліній, то значення мінімального стоку визначаються як середні зважені за площею

$$\bar{q}_{80\%N} = \frac{(\bar{q}_{80\%})_1 f_1 + (\bar{q}_{80\%})_2 f_2 + \ldots + (\bar{q}_{80\%})_n f_n}{f_1 + f_2 + \ldots + f_n}, \qquad (4.71)$$

де $(\bar{q}_{80\%})_1, (\bar{q}_{80\%})_2, \ldots, (\bar{q}_{80\%})_n$ - середні значення модулів мінімального стоку між сусідніми ізолініями;

$f_1, f_2, \ldots, f_n$ - площі між відповідними ізолініями стоку, які визначаються планіметруванням або за допомогою палетки.

Точність визначення мінімального стоку за картами ізоліній становить у середньому від ±10 % у зволожених районах до ±20 % - у районах недостатнього зволоження та гірських областях.

Карти ізоліній неможливо використовувати для визначення мінімального стоку річок, у межах водозборів яких знаходяться озера, що регулюють значну частину стоку, а також річок, в басейнах яких є ділянки вираженого карсту. Перехідні коефіцієнти від 30-добових (середньомісячних) мінімальних витрат

води щорічної ймовірності перевищення P = 80 % до мінімальних витрат інших ймовірностей перевищення визначаються за даними річок-аналогів.

Для досліджень та аналізу мінімальних 30-добових витрат використані багаторічні дані по 26 гідрологічних постах за зимовий період на річках Півдня України. За розрахунковий взято період з початку спостережень по 2015 р. включно.

Для визначення мінімальних 30-добових витрат води у період зимової межені забезпеченістю 80 % на річках Півдня України використано ординати трьохпараметричного гамма розподілу Крицького-Менкеля та Пірсона III типу. Порівняльний аналіз отриманих значень показав, що вони практично співпадають в діапазоні забезпеченостей 75-90 %, але при ймовірності перевищення 97 %, яка є розрахунковою для забезпечення водогосподарських потреб у зоні недостатньої водності, використання біноміальної кривої призводить до від'ємних значень мінімального стоку (додаток Д.3). Таким чином, для досліджуваної території можна рекомендувати лише теоретичний розподіл Крицького-Менкеля.

Для визначення мінімальних витрат води у період зимової межені різної забезпеченості, а саме Р=75 %, 80 %, 90 % та 97 % на річках Півдня України було обрано річки з найбільшим періодом спостережень за зимовий період (р. Кодима – с. Катеринка, р. Чорний Ташлик – с. Тарасівка, р. Південний Буг – смт Олександрівка, р. Інгул – с. Новогорожене, р. Гайчур – с. Андріївка, р. Берда – с. Осипенко). Аналіз отриманих кривих показав, що величини, розраховані за теоретичним розподілом практично співпадають з емпіричними значеннями (рис. 4.30-4.33).

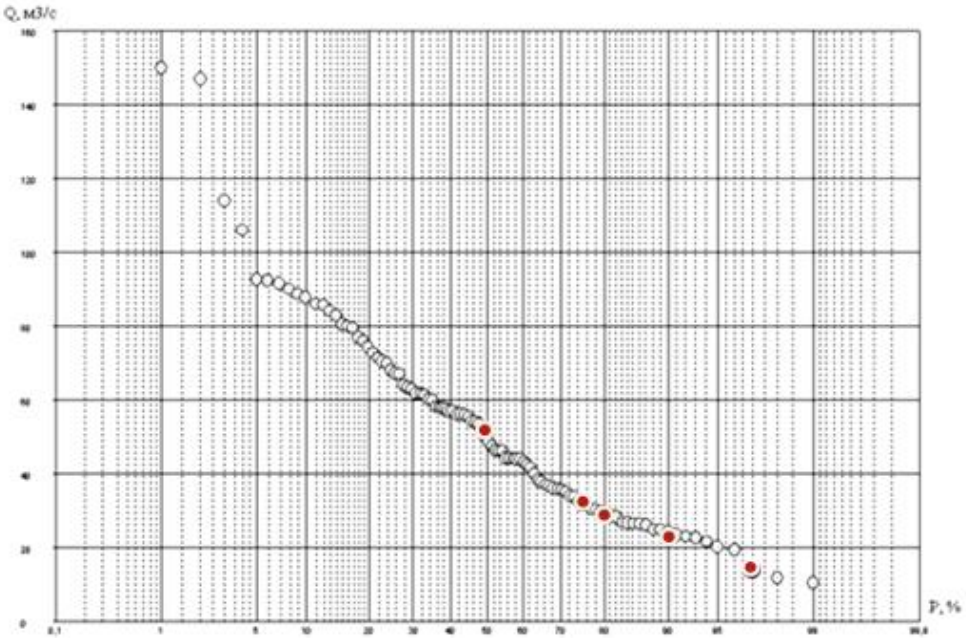


Рисунок 4.30 – Відповідність теоретичного розподілу (●) емпіричним даним на р. Південний Буг – смт Олександрівка за зимовий період

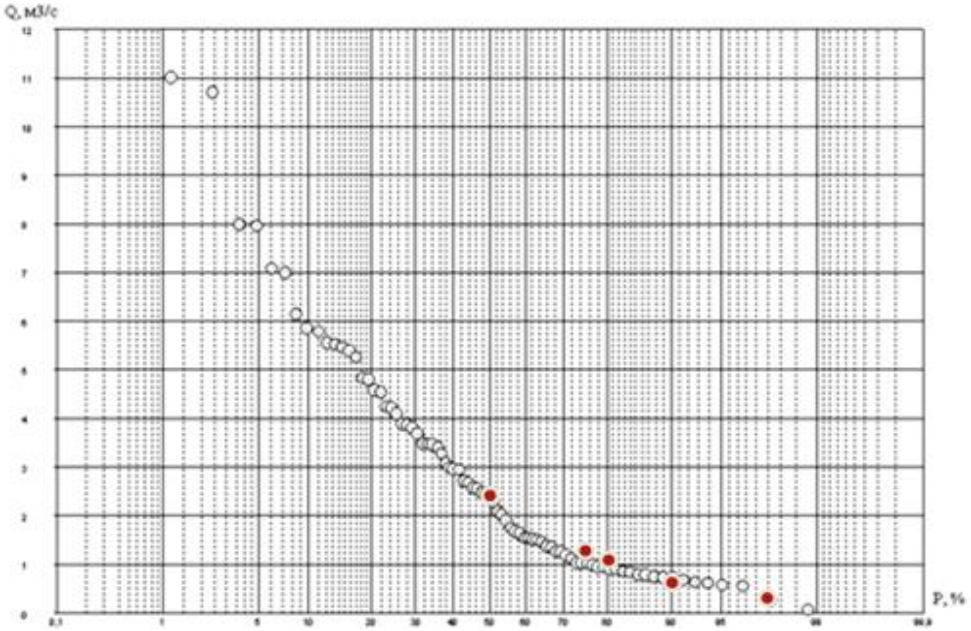


Рисунок 4.31 – Відповідність теоретичного розподілу(●) емпіричним даним на р. Інгул – с. Новогорожене за зимовий період

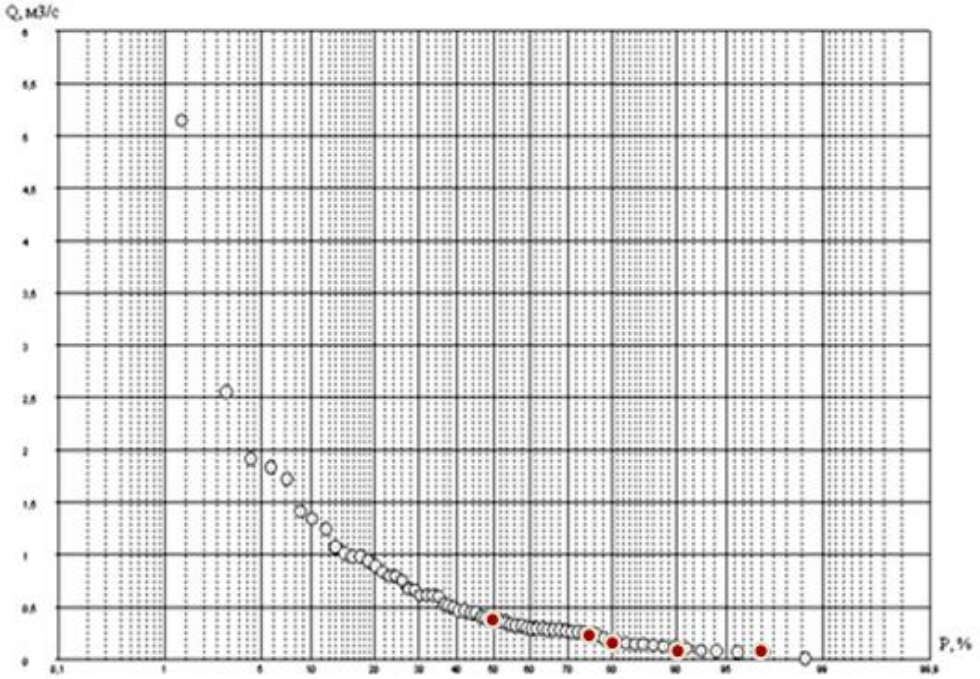


Рисунок 4.32 – Відповідність теоретичного розподілу(●) емпіричним даним на р. Гайчур – с. Андріївка за зимовий період

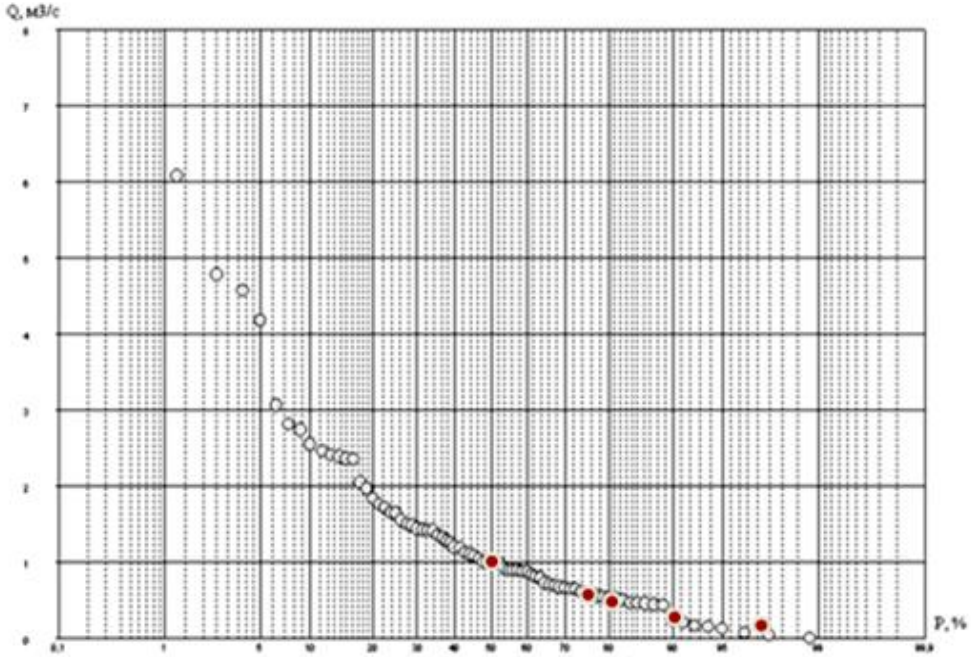


Рисунок 4.33 – Відповідність теоретичного розподілу(●) емпіричним даним на р. Берда – с. Осипенко за зимовий період

Виключенням є значення мінімальних витрат води на р. Кодима – с. Катеринка (рис. 4.34) та р. Чорний Ташлик – с. Тарасівка (рис. 4.35) за зимовий період, де теоретична крива дає завищені значення у порівняння з емпіричним розподілом. Причини такого результату потребують додаткових досліджень, тем не менш у переважній більшості теоретичний розподіл добре збігається з емпіричним.

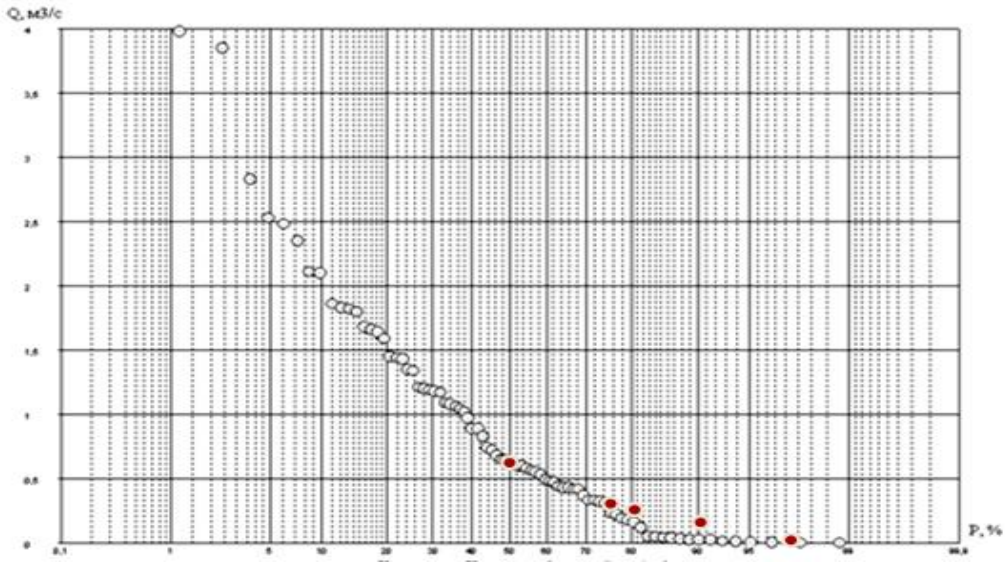


Рисунок 4.34 – Відповідність теоретичного розподілу(●) емпіричним даним на р. Кодима – с. Катеринка за зимовий період

Для річок з недостатньою тривалістю спостережень (середня квадратична похибка визначення середнього більше 15 %) за допомогою метода аналогії та з використанням лінійної регресії були відновлені ряди спостережень (табл. 4.9).

Такий підхід дозволив суттєво підвищити точність вихідної інформації, яка отримана шляхом визначення відносних стандартних похибок 80% квантилів. Для зимової межені похибка складає ± 20,5% (табл. 4.10).

Для визначення мінімального стоку у випадку відсутності спостережень, нормативними документами рекомендується використовувати карти ізоліній - для середніх річок та районування - для малих річок.

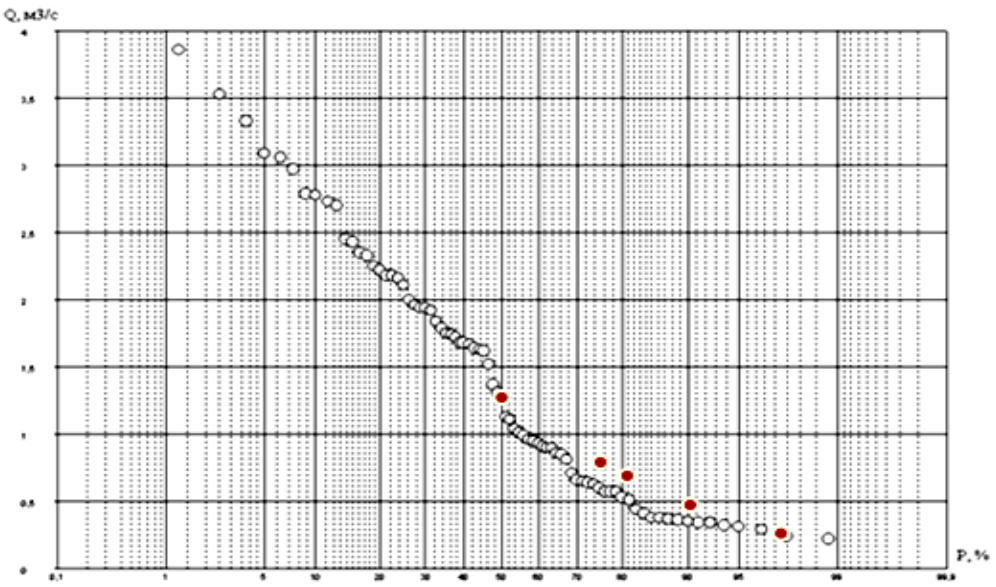


Рисунок 4.35 – Відповідність теоретичного розподілу(●) емпіричним даним на р. Чорний Ташлик – с. Тарасівка за зимовий період

Таблиця 4.9 – Відновлення пропущених за окремі роки даних про мінімальний стік за зимовий період на річках Півдня України

	Оріль – с. Чорноглазівка		Орчик – с. Чернещина		Кальміус – смт Приморське		Мокра Волноваха – с. Миколаївка	
	до	після	до	після	до	після	до	після
Довжина ряду:	22	60	58	60	32	81	64	81
Середнє значення:	0,206	0,497	0,942	0,918	4,583	6,211	0,29	0,248
^Cv:	1,4	0,8	0,7	0,8	0,8	0,7	0,8	0,8
^Cs:	1,7	1,1	1,3	1,3	1,1	1,0	1,1	1,4
r(1):	0,047	0,316	0,273	0,303	0,828	0,545	0,381	0,45
Cs/Cv:	1,2	1,4	1,8	1,8	1,3	1,4	1,4	1,5
Cv:	1,5	0,8	0,7	0,8	0,9	0,7	0,8	0,9
Cs:	2,4	1,2	1,5	1,5	1,3	1,0	1,2	1,5
Cs/Cv:	1,6	1,5	2	2	1,5	1,5	1,5	1,7
F, км^2	1600	1600	1310	1310	3700	3700	194	194
q, л/(с·км²)	0,13	0,31	0,72	0,70	1,24	1,68	1,49	1,28
Похибка	*31,6*	*10,1*	*9,8*	*9,9*	*15,8*	*7,7*	*9,9*	*9,9*

Таблиця 4.10 – Розрахунки середньоквадратичних похибок мінімальних витрат за зимовий період води річок Півдня України забезпеченістю P=80 % (C_s/C_v=2,0)

№ за/п	Річка - пост	*F*, км^2	$Q_{80\%}$, м^3/с	*n*, років	Cv	Eσ	σ$Q_{80\%}$
1	Тилігул - с. Новоукраїнка	810	0,09	33	0,97	1,88	32,7
2	Тилігул - с. Березівка	3170	0,00	47	3,78	2	29,2
3	Кодима - с. Обжила	145	0,04	38	0,67	1,15	18,7
4	Кодима - с. Катеринка	2390	0,26	81	0,96	1,84	20,4
5	Чорний Ташлик - с. Піщаний Брід	1830	0,59	24	0,52	0,84	17,1
6	Чорний Ташлик - с. Тарасівка	2230	0,68	79	0,65	1,14	12,8
7	Південний Буг – смт Олександрівка	46200	31,04	100	0,50	0,79	7,9
8	Мертвовід - с. Крива Пустош	252	0,05	27	0,79	1,4	26,9
9	Гнилий Єланець- с. Женево-Криворіжжя	1190	0,00	48	3,01	2	28,9
10	Інгул - м. Кіровоград	840	0,12	32	0,90	1,7	30,1
11	Інгул - с. Седнівка	4770	2,32	59	0,54	0,85	11,1
12	Інгул - с. Новогорожене	6670	1,09	81	0,81	1,75	19,4
13	Громоклія - с. Михайлівка	1410	0,01	28	2,02	2	37,8
14	Базавлук - с. Катерино-Наталівка	1050	0,04	35	1,19	2	33,8
15	Кальміус - смт Приморське	3700	2,76	81	0,70	1,15	12,8
16	б. Полкова - с. Кременівка	63	0,08	18	0,47	0,7	16,5
17	Кальчик - с. Кременівка	469	0,47	58	0,43	0,63	8,3
18	Калець - х. Перемога	164	0,11	15	0,48	0,75	19,4
19	Берда - с. Захарівка	718	0,45	53	0,65	1,14	15,7
20	Берда - с. Осипенко	1620	0,45	79	0,86	1,58	17,8
21	Кільтиччя - с. Новотроїцьке	398	0,24	39	0,54	0,87	13,9
22	Обитічна - с. Шевченко	390	0,25	35	0,65	1,05	17,7
23	Обитічна - м. Приморськ	1300	0,37	69	0,77	1,29	15,5
24	Лозуватка - с. Новоолексіївка	331	0,10	62	0,80	1,4	17,8
25	Молочна - с. Токмак	760	0,30	31	0,71	1,19	21,4
26	Молочна - с. Терпіння	2780	0,25	48	1,07	2	28,9
	Середнє значення						*20,5*

З метою удосконалення методики розрахунку мінімальних модулів стоку, за даними сучасних спостережень побудовано карту ізоліній для зимової межені (рис. 4.36) [12]. Порівняння отриманих з карти значень модулів 80% забезпеченості у період зимової межені з даними сучасної статистичної обробки для середніх за площею річок (табл. 4.11) показало, що середня похибка складає ±16,01 %.

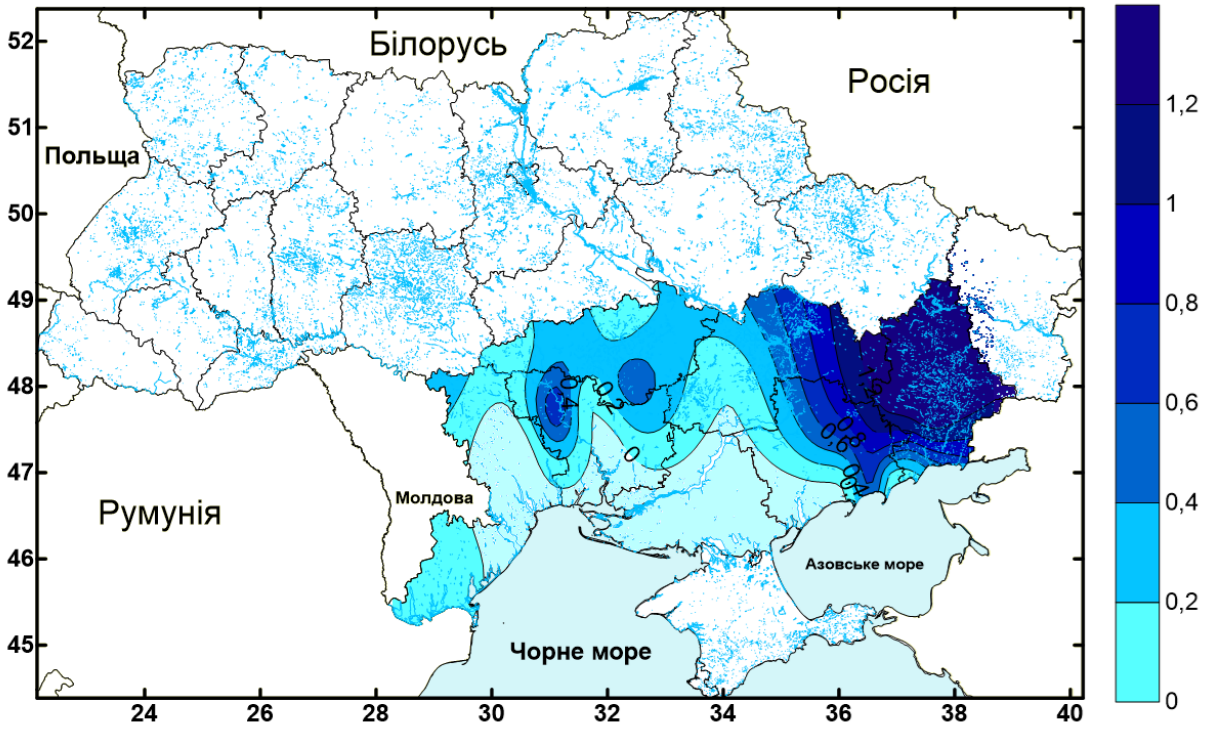


Рисунок 4.36 – Карта ізоліній модулів мінімального стоку 80-% забезпеченості зимової межені на річках Півдня України
(з площею водозборів 2000 км^2 ≤ F ≤ 50000 км^2, л/(с·км^2))

Для визначення основних чинників формування мінімального стоку малих річок застосований факторний аналіз, який дозволив виділити ті з них які мають найбільший вплив. Це в основному морфометричні та гідрографічні характеристики річки та водозбору.

Таблиця 4.11 – Оцінка точності визначення модулів мінімального стоку 80-% забезпеченості зимової межені середніх річок Півдня України за картою

№ за/п	Річка - пост	*F*, км^2	*n*, років	$q_{80\%стат.}$, л/с·км^2	$q_{80\%(рис. 4.7)}$ л/с·км^2	$\sigma q_{80\%}$
1	Тилігул - с. Березівка	3170	47	0,00	0	0
2	Кодима - с. Катеринка	2390	81	0,11	0,1	10,2
3	Чорний Ташлик - с. Тарасівка	2230	79	0,31	0,3	3,22
4	Південний Буг – смт Олександрівка	46200	100	0,67	0,6	10,8
5	Інгул - с. Седнівка	4770	59	0,48	0,4	16,7
6	Інгул - с. Новогорожене	6670	81	0,16	0,1	38,0
7	Кальміус - смт Приморське	3700	81	0,75	0,7	6,6
8	Молочна - с. Терпіння	2780	48	0,09	0,05	43,7
	Середнє значення					*16,01*

На підставі результатів факторного аналізу та гідрогеологічного районування за допомогою множинної регресії отримано розрахункове рівняння для визначення мінімального стоку малих річок в межах виділених районів

$$q_{80\,зима} = a_1 L + a_2 I + a_3 H_{сер} + a_4 Lg(F+1) + a_5 \varphi + a_6 \lambda + b \qquad (4.72)$$

де L – довжина річки, км;

I – середній ухил річки, ‰;

$H_{сер}$ – середня висота водозбору, м;

F – площа водозбору, км^2;

φ – північна широта, °;

λ – східна довгота, °;

a_1, a_2, a_3, a_5, a_6, *b* – змінні коефіцієнти, які надаються у табличному вигляді (табл. 4.12)

Таблиця 4.12 – Змінні коефіцієнти регіонального рівняння (4.15) в залежності від районів, представлених в на рис. 4.37

Номер району	a_1	a_2	a_3	a_4	a_5	a_6	b
61	-0.005	0.0594	0.00293	0.27960	-	-	-0.6375
62	0.04484	0.2419	0.0092	-	-	-	-0.3501
66	0.00027	0.0121	0.00308	0.1153	-	-	-0.7333

Середня точність розрахунку для зимової межені становить 10,8 % (табл. 4.13), що знаходиться на рівні точності визначення мінімальних модулів стоку 80 % забезпеченості на річках Півдня України.

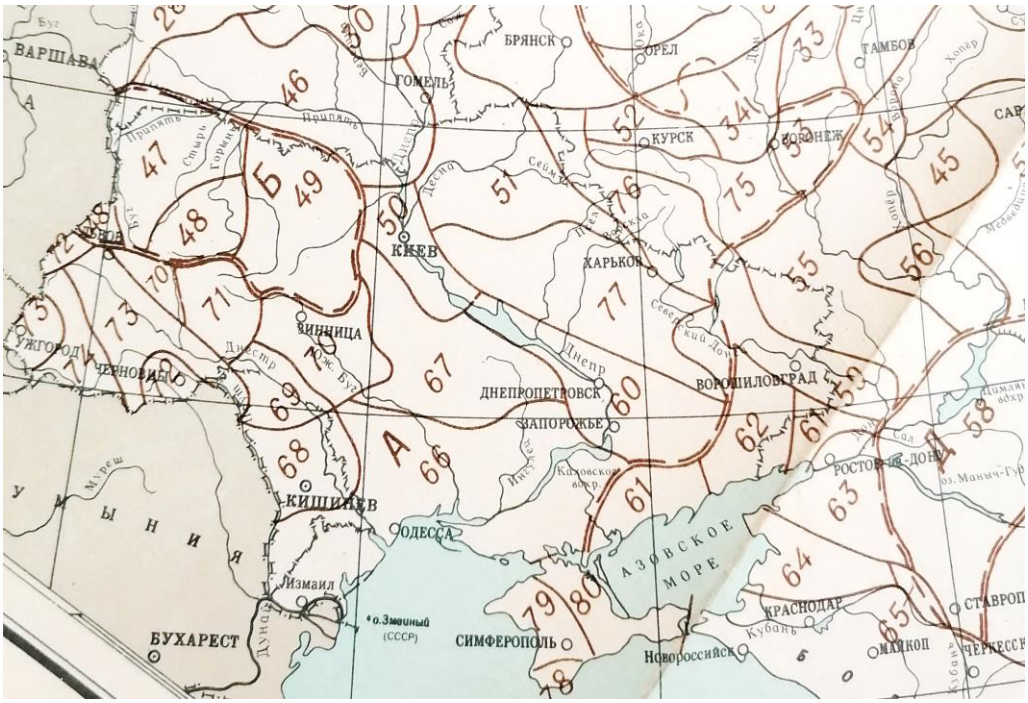


Рисунок 4.37 – Районування параметрів для визначення мінімального 30-добової витрати води 80 %-ої забезпеченості на малих річках в зимовий період [12]

Таблиця 4.13 – Розрахунок модулів мінімального стоку 80-% забезпеченості за зимовий період для малих річок Півдня України за регіональною формулою (4.72)

№ за/п	Річка - пост	*n*, років	lg(F+1)	L, км	I, ‰	$H_{сер}$, м	λ°, сх.д.	φ°, півн.ш.	$q_{80\%стат.}$, л/с·км^2	$q_{80\%(4.1)}$ л/с·км^2	$\sigma q_{80\%}$
1	Тилігул - с. Новоукраїнка	33	2,91	57	2,9	170	30,14	47,39	0,11	0,18	65,29
2	Кодима - с. Обжила	38	2,16	12	5,6	230	29,23	47,59	0,30	0,30	2,09
3	Чорний Ташлик - с. Піщаний Брід	24	3,26	66	1,8	200	31,52	48,38	0,32	0,30	8,14
4	Мертвовід - с. Крива Пустош	27	2,40	26	4,8	190	31,43	47,55	0,21	0,19	8,91
5	Гнилий Єланець - с. Женево-Криворіжжя	48	3,08	93	2,1	110	31,46	47,23	0,00	0,01	0,00
6	Інгул - м. Кіровоград	32	2,92	38	1	170	32,16	48,3	0,15	0,15	2,76
7	Громоклія - с. Михайлівка	28	3,15	93	2	100	32,13	47,48	0,01	0,00	0,00
8	Базавлук - с. Катерино-Наталівка	35	3,02	70	1,5	120	34,1	48,01	0,04	0,02	42,61
9	б. Полкова - с. Кременівка	18	1,80	14	9,5	150	37,41	47,38	1,20	1,20	0,19
10	Кальчик - с. Кременівка	58	2,67	44	3,9	170	37,52	47,39	1,00	1,00	0,00
11	Калець - х. Перемога	15	2,21	16	6,3	130	37,34	47,29	0,70	0,70	0,00
12	Берда - с. Захарівка	53	2,86	59	3,5	170	36,87	47,22	0,63	0,57	8,64
13	Берда - с. Осипенко	79	3,21	106	2,3	140	36,49	46,55	0,28	0,28	0,32
14	Кільтиччя - с. Новотроїцьке	39	2,60	30	5,8	130	36,4	46,59	0,60	0,66	10,72
15	Обитічна - с. Шевченко	35	2,59	35	4,9	140	36,3	46,58	0,64	0,61	3,54
16	Обитічна - м. Приморськ	69	3,11	83	2,5	100	36,21	46,44	0,29	0,26	9,61
17	Лозуватка - с. Новоолексіївка	62	2,52	35	3,6	90	36,12	46,48	0,31	0,37	19,76
18	Молочна - с. Токмак	31	2,88	74	2,9	160	35,43	47,15	0,39	0,44	11,37
	Середнє значення										*10,8*

4.4 Реалізація регіональної методики для визначення мінімальних витрат літньо-осінньої межені на річках Півдня України

Аналогічно для досліджень та аналізу мінімальних 30-добових витрат води також використані багаторічні дані по 26 гідрологічних постах за період літньо-осінньої межені на річках Півдня України. За розрахунковий взято період з початку спостережень по 2015 р. включно.

Визначивши мінімальні 30-добові витрати води у період літньо-осінньої межені забезпеченістю 80% на річках Півдня України за допомогою ординати трьохпараметричного гамма розподілу Крицького-Менкеля та Пірсона III типу, зроблено висновок, що для досліджуваної території можна рекомендувати лише теоретичний розподіл Крицького-Менкеля так як і для зимової межені (дод. Д.4).

Для визначення мінімальних витрат води у період літньо-осінньої межені різної забезпеченості, а саме Р=75 %, 80 %, 90 % та 97 % на річках Півдня України було обрано річки з найбільшим періодом спостережень за літньо-осінній період (р. Кодима – с. Катеринка, р. Чорний Ташлик – с. Тарасівка, р. Південний Буг – смт Олександрівка, р. Інгул – с. Новогорожене, р. Гайчур – с. Андріївка, р. Берда – с. Осипенко). Аналіз отриманих кривих показав, що величини, розраховані за теоретичним розподілом практично співпадають з емпіричними значеннями (рис. 4.38-4.43).

Для річок Півдня України з недостатньою тривалістю спостережень за допомогою метода аналогії та з використанням лінійної регресії, тобто середня квадратична похибка визначення середнього дорівнює більше 15 %, були відновлені ряди спостережень (табл. 4.14).

За допомогою такого підходу суттєво підвищилась точність вихідної інформації, яка отримана шляхом визначення відносних стандартних похибок 80 % квантилів. Для періоду літньо-осінньої межені похибка складає ±21,1 % (табл. 4.15).

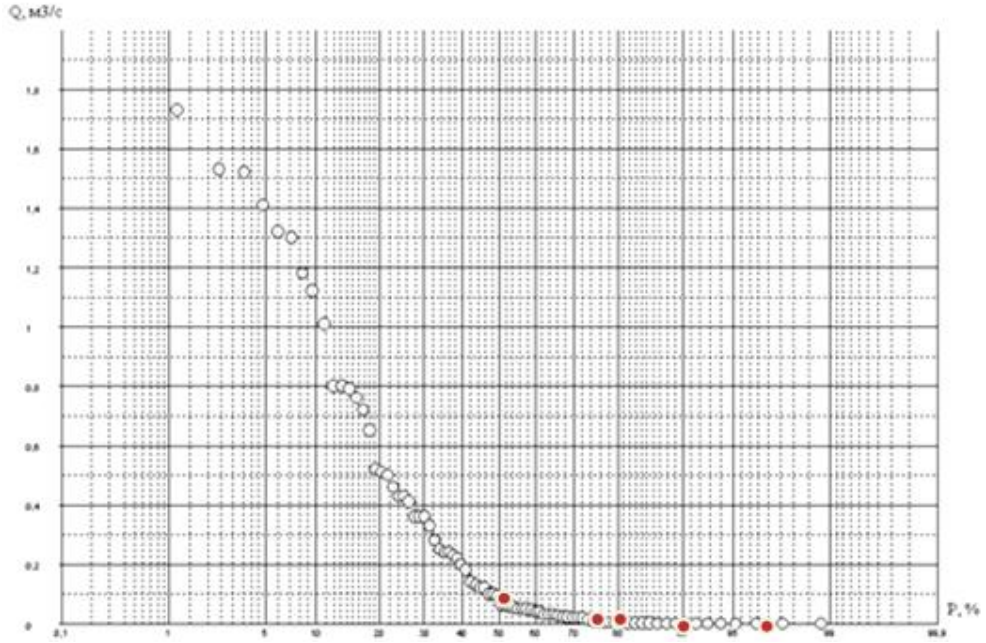


Рисунок 4.38 – Відповідність теоретичного розподілу(●) емпіричним даним на р. Кодима – с. Катеринка у період літньо-осінньої межені

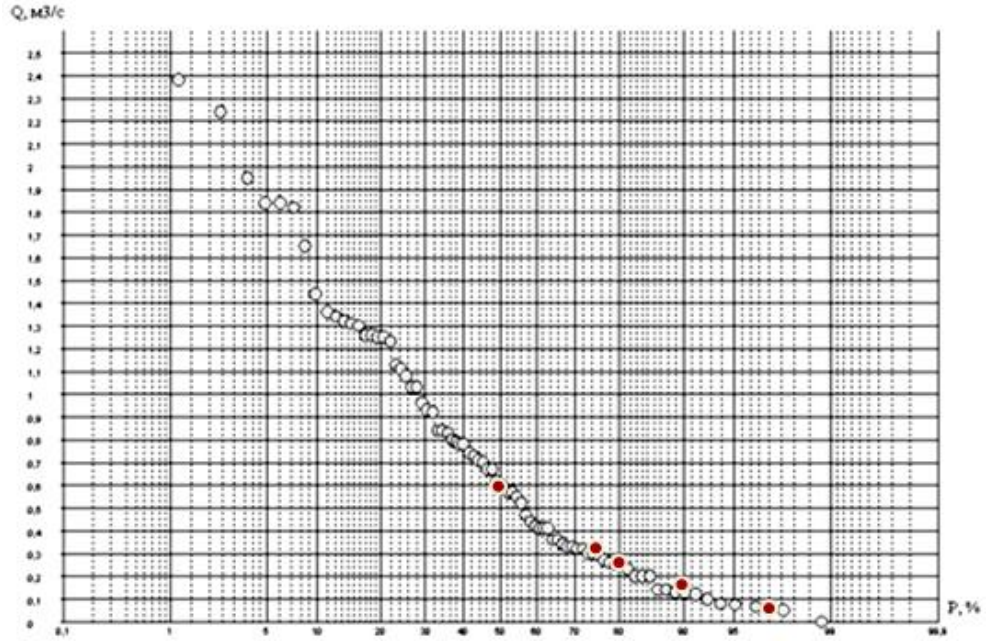


Рисунок 4.39 – Відповідність теоретичного розподілу(●) емпіричним даним на р. Чорний Ташлик – с. Тарасівка у період літньо-осінньої межені

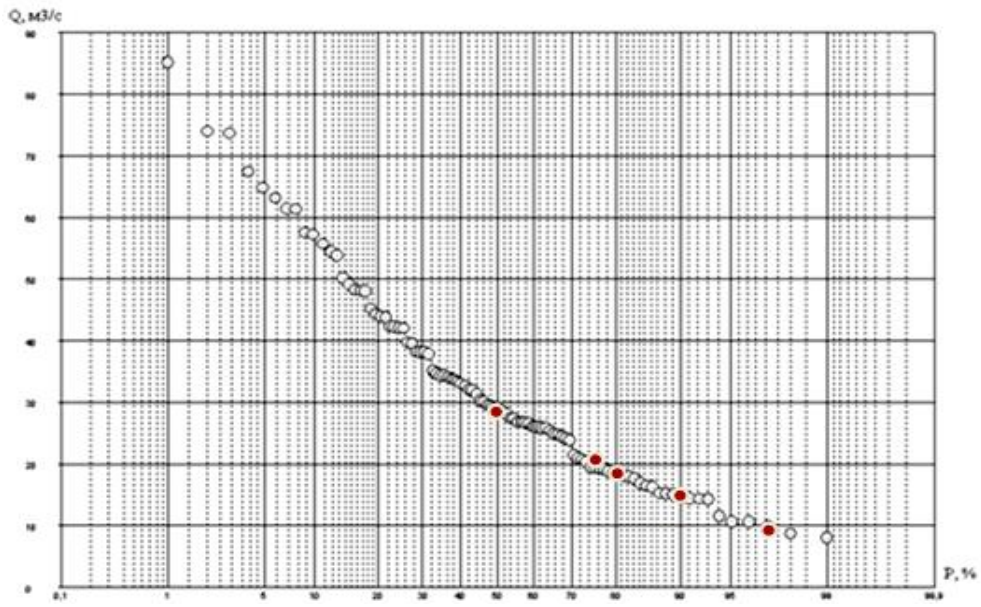


Рисунок 4.40 – Відповідність теоретичного розподілу(●) емпіричним даним на р. Південний Буг – смт Олександрівка у період літньо-осінньої межені

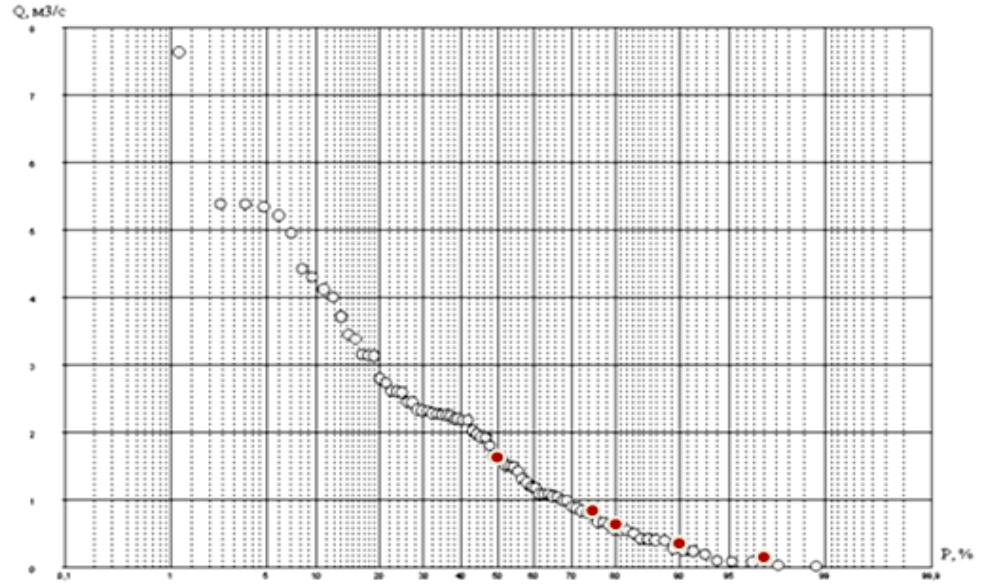


Рисунок 4.41 – Відповідність теоретичного розподілу(●) емпіричним даним на р. Інгул – с. Новогорожене у період літньо-осінньої межені

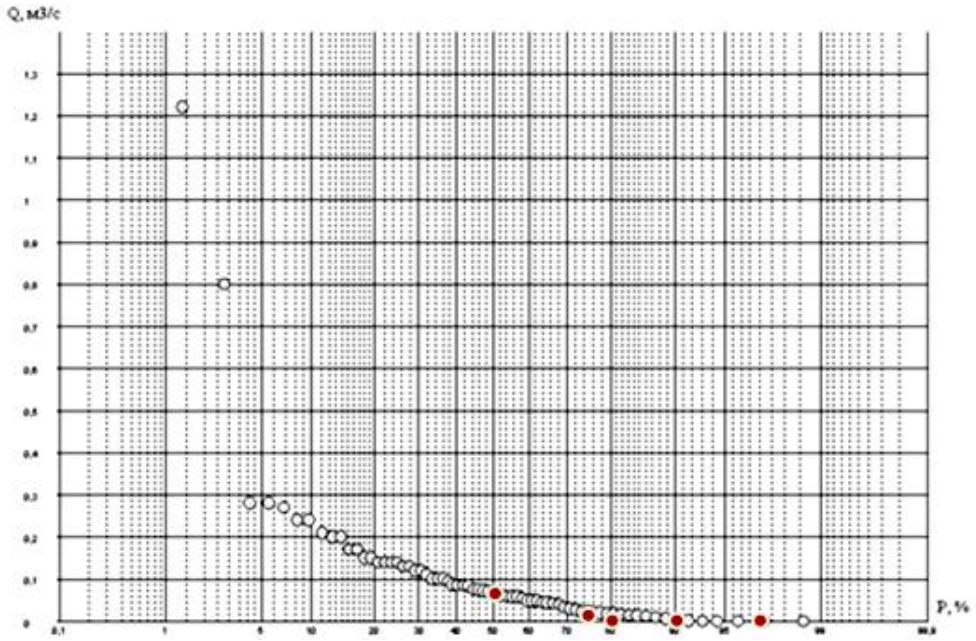


Рисунок 4.42 – Відповідність теоретичного розподілу(●) емпіричним даним на р. Гайчур – с. Андріївка у період літньо-осінньої межені

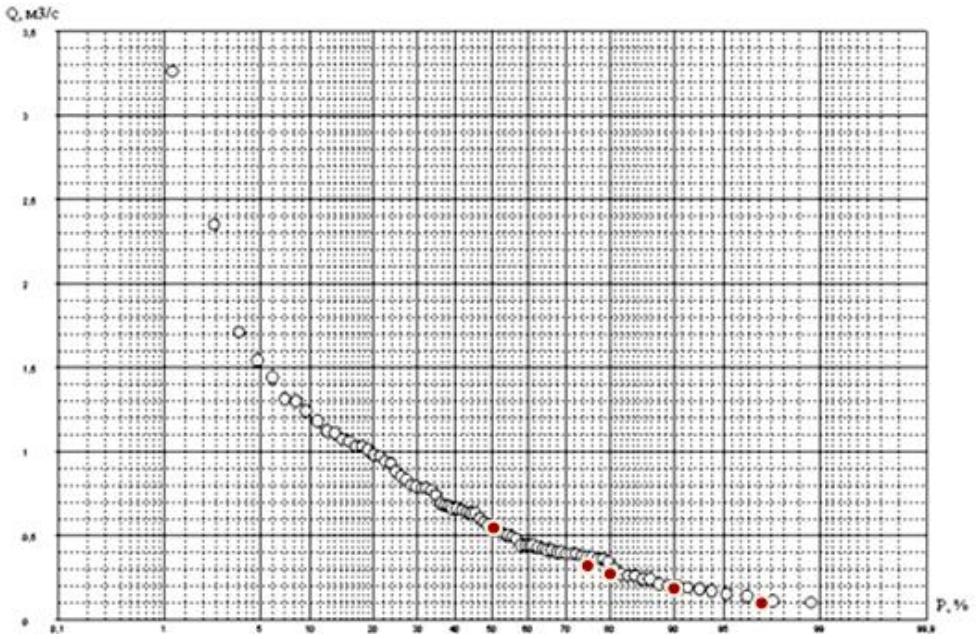


Рисунок 4.43 – Відповідність теоретичного розподілу(●) емпіричним даним на р. Берда – с. Осипенко у період літньо-осінньої межені

Таблиця 4.14 – Відновлення пропущених за окремі роки даних про річний мінімальний стік за зимовий період на річках Півдня України

	Оріль - с. Чорноглазівка		Оріль – смт Царичанка	
	до	після	до	після
Довжина ряду:	23	64	64	64
Середнє значення:	0,059	0,131	1,65	1,65
^Cv:	3,4	1,5	1,0	1,0
^Cs:	4,3	2,9	2,8	2,8
r(1):	0,199	0,366	0,356	0,356
Cs/Cv:	1,3	1,9	2,8	2,8
Cv:	4,1	1,5	1,1	1,1
Cs:	10,6	3,9	3,7	3,7
Cs/Cv:	2,6	2,5	3,4	3,4
F , км2	1600	1600	9100	9100
q, л/(с·км²)	0,04	0,08	0,18	0,18
Похибка	86,5	19,4	13,5	13,5

За даними сучасних спостережень з метою удосконалення методики розрахунку мінімальних модулів стоку було побудовано карту ізоліній модулів мінімального стоку 80-% забезпеченості літньо-осінньої межені на річках Півдня України (рис. 4.44), що дозволила суттєво підвищити точність визначення мінімальних модулів стоку 80 % забезпеченості, у порівнянні зі нормативним документом СНіП 2.01.14-83 [12]. Точність розрахунку складає 10,0 % (табл. 4.16).

Як і для зимової межені так і для літньо-осінньої за допомогою факторного аналізу визначено основні чинники, які мають найбільший вплив на формування мінімального стоку малих річок. Це в основному морфометричні (довжина річки, площа річки, похил річки, середня висота водозбору та відмітка врізу русла річки) та гідрографічні (озерність, заболоченість, лісистість, розораність) характеристики річки та водозбору.

Таблиця 4.15 – Розрахунки середньоквадратичних похибок мінімальних витрат за літньо-осінній період води річок Півдня України забезпеченістю P = 80 % (C_s/C_v = 2,0)

№ з/п	Річка - пост	*F*, км^2	$Q_{80\%}$, м^3/с	*n*, років	Cv	Eσ	σ$Q_{80\%}$
1	Тилігул - с. Новоукраїнка	810	0,01	33	1,19	2	34,8
2	Тилігул - с. Березівка	3170	0,00	48			0,0
3	Кодима - с. Обжила	145	0,01	43	0,74	1,25	19,1
4	Кодима - с. Катеринка	2390	0,02	82	1,47	2	22,1
5	Чорний Ташлик - с. Піщаний Брід	1830	0,38	24	0,59	0,96	19,6
6	Чорний Ташлик - с. Тарасівка	2230	0,27	81	0,77	1,29	14,3
7	Південний Буг - смт Олександрівка	46200	18,56	101	0,50	0,79	7,9
8	Мертвовід - с. Крива Пустош	252	0,01	30	1,11	2	36,5
9	Гнилий Єланець - с. Женево-Криворіжжя	1190	0,00	49	4,37	2	28,6
10	Інгул - м. Кіровоград	840	0,06	36	0,76	1,27	21,2
11	Інгул - с. Седнівка	4770	1,19	60	0,51	0,8	10,3
12	Інгул - с. Новогорожене	6670	0,68	83	0,80	1,4	15,4
13	Громоклія - с. Михайлівка	1410	0,00	28	1,58	2	37,8
14	Базавлук - с. Катерино-Наталівка	1050	0,00	35	1,36	2	33,8
15	Кальміус - смт Приморське	3700	0,51	33	1,05	2	34,8
16	б. Полкова - с. Кременівка	63	0,05	17	0,33	0,65	15,8
17	Кальчик - с. Кременівка	469	0,18	58	0,63	1,01	13,3
18	Калець - х. Перемога	164	0,04	16	0,70	1,15	28,8
19	Берда - с. Захарівка	0,10	53	0,93	1,8	24,7	0,10
20	Берда - с. Осипенко	0,26	83	0,76	1,27	13,9	0,26
21	Кільтиччя - с. Новотроїцьке	0,13	38	0,54	0,87	14,1	0,13
22	Обитічна - с. Шевченко	0,06	34	0,85	1,56	26,8	0,06
23	Обитічна - м. Приморськ	0,10	67	0,87	1,6	19,5	0,10
24	Лозуватка - с. Новоолексіївка	0,06	62	0,53	0,85	10,8	0,06
25	Молочна - с. Токмак	0,17	31	0,57	0,9	16,2	0,17
26	Молочна - с. Терпіння	0,02	48	1,28	2	28,9	0,02
	Середнє значення						*21,1*

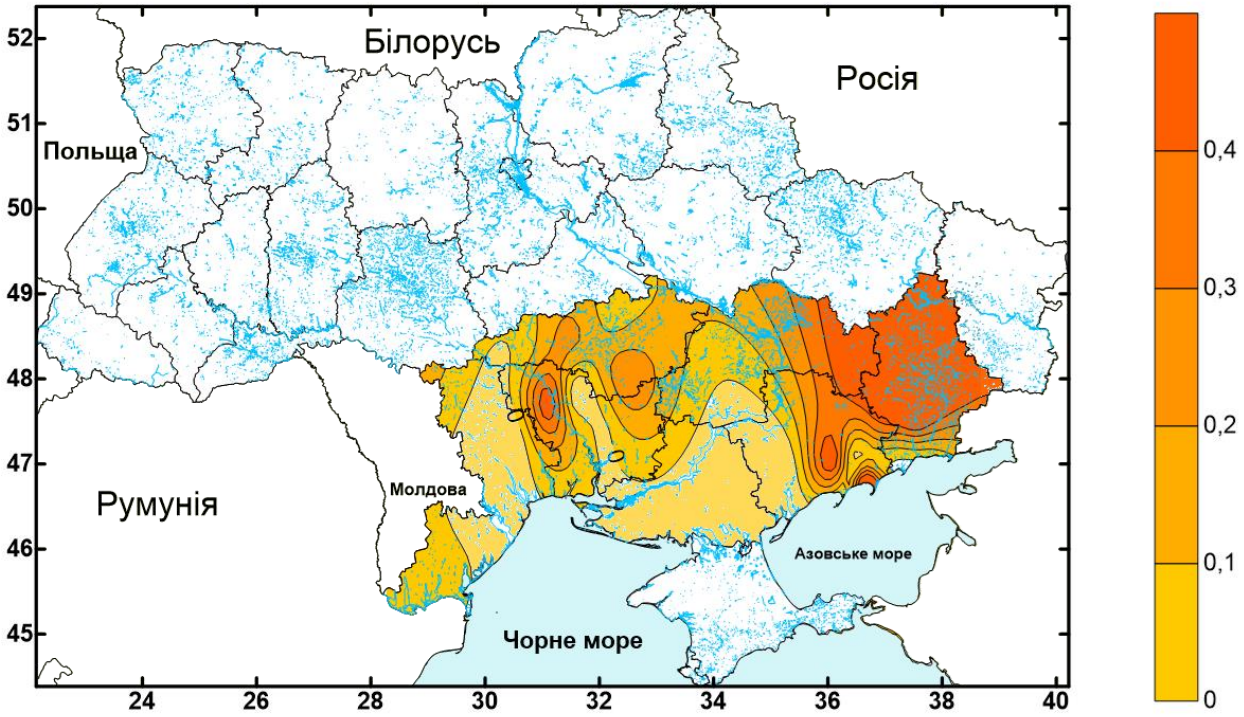


Рисунок 4.44 - Карта ізоліній модулів мінімального стоку 80-% забезпеченості літньо-осінньої межені на річках Півдня України (з площею водозборів 2000 км^2 ≤F≤50000 км^2, л/(с·км^2))

Таблиця 4.16 – Оцінка точності визначення модулів мінімального стоку 80-% забезпеченості літньо-осінньої межені середніх річок Півдня України за картою

№ за/п	Річка - пост	*F*, км^2	*n*, років	$q_{80\%стат.}$, л/с·км^2	$q_{80\%(рис. 4.45)}$ л/с·км^2	$\sigma q_{80\%}$
1	Тилігул - с. Березівка	3170	47	0,00	0	0
2	Кодима - с. Катеринка	2390	81	0,01	0	0
3	Чорний Ташлик - с. Тарасівка	2230	79	0,12	0,1	18,5
4	Південний Буг – смт Олександрівка	46200	100	0,40	0,35	12,9
5	Інгул - с. Седнівка	4770	59	0,25	0,2	19,7
6	Інгул - с. Новогорожене	6670	81	0,10	0,1	2,0
7	Кальміус - смт Приморське	3700	81	0,14	0,1	27,2
8	Молочна - с. Терпіння	2780	48	0,01	0	0,0
	Середнє значення					*10,0*

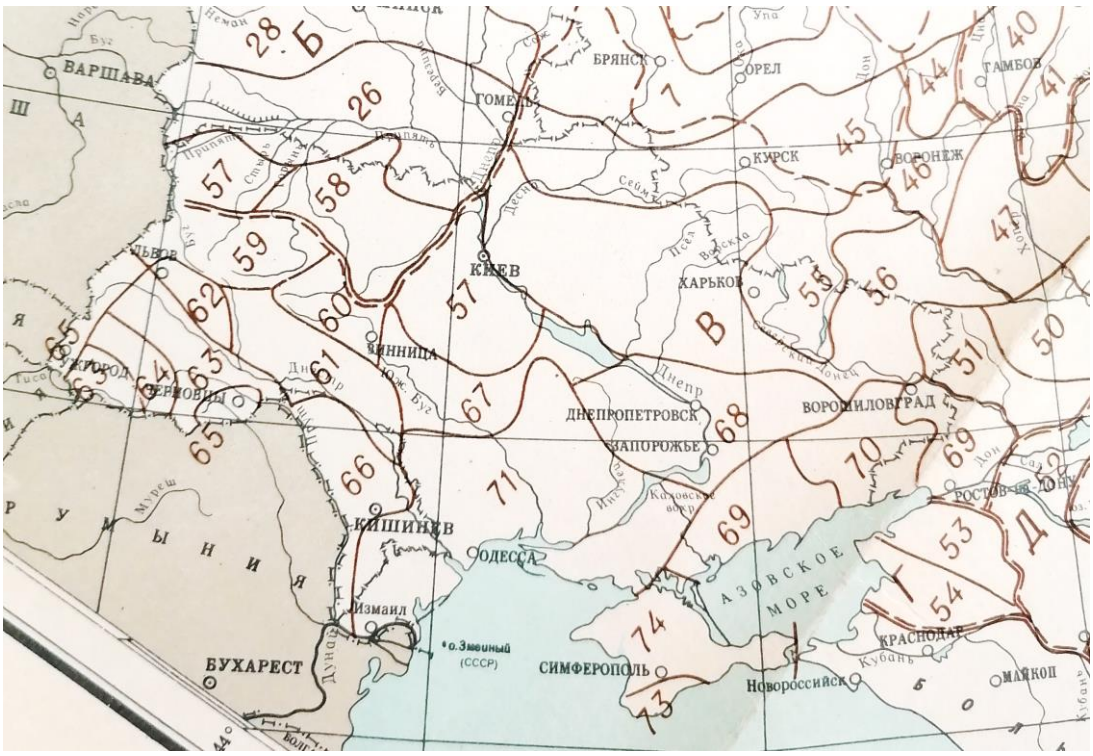


Рисунок 4.45 – Районування параметрів для визначення мінімального 30-добової витрати води 80 %-ої забезпеченості на малих річках в літньо-осінній період [12]

На підставі результатів факторного аналізу та гідрогеологічного районування за допомогою множинної регресії отримано розрахункове рівняння для визначення мінімального стоку малих річок в межах виділених районів

$$q_{80л-о} = a_1 L + a_2 I + a_3 H_{сер} + a_4 Lg(F+1) + a_5 \varphi + a_6 \lambda + b \qquad (4.73)$$

де L – довжина річки, км;

I – середній ухил річки, ‰;

$H_{сер}$ – середня висота водозбору, м;

F – площа водозбору, км^2;

φ – північна широта, °;

λ – східна довгота, °;

a_1, a_2, a_3, a_5, a_6, b – змінні коефіцієнти, які надаються у табличному вигляді (табл. 4.17)

Таблиця 4.17 – Змінні коефіцієнти регіонального рівняння (4.16) в залежності від районів, представлених на рис. 4.45

Номер району	a_1	a_2	a_3	a_4	a_5	a_6	b
69	0,008	0,026	0,0010	-0,7366	-	-	1,526
71	0,00245	0,134	-0,0009	0,3012	0,411	0,002	-20,953

Середня точність розрахунку для малих річок Півдня України у період літньо-осінньої межені становить ±18 %.

Отримана середня точність знаходиться на рівні точності визначення мінімальних модулів стоку 80 % забезпеченості літньо-осінньої межені на річках Півдня України (табл. 4.18).

4.5 Методика територіальних довгострокових прогнозів шарів стоку і максимальних витрат води, строків проходження водопіль річок Півдня України та встановлення їх ймовірнісних характеристик

4.5.1 Науково-методична основа територіального довгострокового прогнозування максимального стоку річок

Як науково-методична база ймовірнісно-прогностичного методу для територіального довгострокового прогнозування екстремальних максимальних характеристик весняного водопілля (шарів стоку та максимальних витрат води) на річках використано регіональні залежності модульних коефіцієнтів шарів стоку чи максимальних витрат води від сумарних запасів води в сніговому покриві та весняних опадів, виражених відносно їх середньобагаторічних значень (розділ 1, див. 1.2.1).

Таблиця 4.18 – Розрахунок модулів мінімального стоку 80-% забезпеченості за літньо-осінній період для малих річок Півдня України за допомогою регіональної формули (4.73)

№ за/п	Річка - пост	*n*, років	lg(F+1)	L, км	I, ‰	$H_{сер}$, м	λ°, сх.д.	φ°, півн.ш.	$q_{80\%стат.}$, л/с·км^2	$q_{80\%(4.45)}$ л/с·км^2	$\sigma q_{80\%}$
1	Тилігул - с. Новоукраїнка	33	2,91	57	2,9	170	30,14	47,39	0,02	0,00	0,00
2	Кодима - с. Обжила	43	2,16	12	5,6	230	29,23	47,59	0,10	0,00	0,00
3	Чорний Ташлик - с. Піщаний Брід	24	3,26	66	1,8	200	31,52	48,38	0,21	0,20	5,52
4	Мертвовід - с. Крива Пустош	30	2,40	26	4,8	190	31,43	47,55	0,02	0,00	0,00
5	Гнилий Єланець - с. Женево-Криворіжжя	49	3,08	93	2,1	110	31,46	47,23	0,00	0,00	0,00
6	Інгул - м. Кіровоград	36	2,92	38	1	170	32,16	48,3	0,08	0,00	0,00
7	Громоклія - с. Михайлівка	28	3,15	93	2	100	32,13	47,48	0,00	0,00	0,00
8	Базавлук - с. Катерино-Наталівка	35	3,02	70	1,5	120	34,1	48,01	0,00	0,02	0,00
9	б. Полкова - с. Кременівка	17	1,80	14	9,5	150	37,41	47,38	0,84	0,71	15,53
10	Кальчик - с. Кременівка	58	2,67	44	3,9	170	37,52	47,39	0,39	0,18	53,69
11	Калець - х. Перемога	16	2,21	16	6,3	130	37,34	47,29	0,22	0,32	45,19
12	Берда - с. Захарівка	53	2,86	59	3,5	170	36,87	47,22	0,13	0,16	15,69
13	Берда - с. Осипенко	83	3,21	106	2,3	140	36,49	46,55	0,16	0,21	31,72
14	Кільтиччя - с. Новотроїцьке	38	2,60	30	5,8	130	36,4	46,59	0,34	0,13	60,87
15	Обитічна - с. Шевченко	34	2,59	35	4,9	140	36,3	46,58	0,15	0,16	13,39
16	Обитічна - м. Приморськ	67	3,11	83	2,5	100	36,21	46,44	0,07	0,06	15,47
17	Лозуватка - с. Новоолексіївка	62	2,52	35	3,6	90	36,12	46,48	0,18	0,13	26,58
18	Молочна - с. Токмак	31	2,88	74	2,9	160	35,43	47,15	0,22	0,23	6,15
	Середнє значення										*18,00*

Такі залежності встановлюються для річок, по яких є багаторічні ряди гідрометеорологічних спостережень у вигляді [58]-[60]

$$k_m = f(k_X), \tag{4.74}$$

де k_m - модульні коефіцієнти:

для шарів весняного стоку $k_m = Y_m / Y_0$, де Y_m та Y_0 - шари весняного стоку та їх середньобагаторічні величини, мм;

для максимальних витрат (модулів) води весняного водопілля $k_m = q_m / q_o$, де q_m та q_o – максимальні модулі весняного водопілля та їх середньо багаторічні величини, м^3/(с·км^2).

Модульні коефіцієнти загальних запасів вологи, які беруть участь у формуванні весняного водопілля k_X, включають:

$$k_X = (S_m + X_1 + X_2)/(S_0 + X_{1_0} + X_{2_0}), \tag{4.75}$$

де S_m та S_0 – середні на водозборах максимальних снігозапасів та їх середньобагаторічні величини, мм;

X_1 і X_{1_0} - рідкі опади періоду весняного сніготанення та їх середньобагаторічні величини, мм;

X_2 і X_{2_0} - рідкі опади періоду спаду водопілля та їх середньобагаторічні величини, мм (враховуються при прогнозі шарів стоку водопілля).

Для розробки методики довгострокового прогнозу характеристик весняного водопілля (шарів стоку та максимальних витрат води) на території Півдня України обрано 20 опорних гідрологічних постів. Вибір опорних гідрологічних постів обумовлено їх рівномірним розташуванням по території. Необхідною умовою є наявність в межах водозбору однієї та більше метеорологічних станцій.

Таким чином, зв'язки типу (4.74) були побудовані для опорних гідрологічних постів Півдня України на основі отриманої базової інформації про морфометричні і середньобагаторічні характеристики та фактори водопілля, а також щорічних гідрометеорологічних даних за багаторічний період (в басейні Південного Бугу, річок північно-західного Причорномор’я і Нижнього Дніпра).

Тіснота отриманих залежностей не дала змогу одержати однозначну залежність шарів стоку чи максимальної витрати води водопілля від запасів води в сніговому покриві і весняних опадів. Положення точок на графіках зв'язку виду (4.74) обумовлені тим, що формування шарів стоку чи максимальних витрат води відбувається під дією декількох взаємозалежних факторів, які у своєму сполученні в кожному році призводять до формування різних за об’ємом та висотою весняних максимумів (розділ 2, див. 2.9). Уточнення зв'язків можна досягти за рахунок урахування угрупувань даних, утворюючих декілька окремих залежностей, які відповідають утворенню високих, середніх або низьких максимумів водопіль практично на всіх річках розглядуваної території.

З цією метою використовується математичний апарат багатовимірної статистичної моделі – дискримінантної функції, яка враховує набір чинників формування весняного водопілля [61].

Лінійна дискримінантна функція (DF) дозволяє віднести об’єкт, який характеризується комплексом ознак, до одного з підпросторів (групи). Вона записується у вигляді [61]

$$DF = a_0 x_1 + a_1 x_2 + \ldots + a_m x_m, \qquad (4.76)$$

де A (a_0, a_1, a_2, ... , a_m) - вектор коефіцієнтів дискримінантної функції;

$R(x_1, x_2, \ldots, x_m)$ – вектор чинників (вектор-предиктор);

m - кількість ознак чи дискримінантних змінних (j=1,2,...,m), які характеризують об’єкт дослідження.

При застосуванні моделі дискримінантного аналізу попередньо необхідно розбити вихідну вибірку на класи (групи) за тією або іншою ознакою. Стосовно

до поставленої задачі, приналежність предиктанта (модульних коефіцієнтів шарів весняного стоку чи максимальних витрат води) до того чи іншого класу визначається за положенням точок на графіках зв'язку $k_m = f(k_X)$.

4.5.2 Одержання параметрів прогностичної методики для шарів стоку та максимальних витрат води водопіль

При аналізі формування шарів стоку та максимальних витрат води водопіль встановлено, що набір факторів дискримінантної функції розрізняється для лівобережної і правобережної (відносно р. Дніпро) частин Південної України. Для розрахунку дискримінантної функції до вектор-предиктора *DF* були віднесені такі чинники весняного водопілля (виражені у модульних коефіцієнтах), як:

а) значення максимальних запасів води в сніговому покриві, які накопичилися на басейні до початку весняного сніготанення і весняні опади

$$k_x = \frac{S_m + X_1' + X_2'}{S_0 + X_{1_0} + X_{2_0}};$$

б) індекс зволоження ґрунтів – середньомісячна (декадна) витрата води перед початком водопілля $k_{Qпв} = Q_{пв}/(Q_{пв})_0$ або середній модуль стоку з вересня попереднього по січень поточного року $k_{q_{09-01}} = q_{09-01}/(q_{(09-01)_0})$;

в) максимальна глибина промерзання ґрунтів $k_L = L/L_0$;

г) середня місячна температура повітря у лютому, $\Theta^o{}_{02}$.

Рекомендації до визначення факторів весняного водопілля наведені у розділі 2, див. 2.9.

Що стосується атмосферних опадів як одної з важливих характеристик зволоження і найбільш мінливих метеорологічних величин як у просторі, так і за

часом, то дослідження статистичної структури часових рядів середніх векторів узагальнених кластерів опадів у всі сезони року над територією України, а у тому числі у зимовий і весняний сезони виконано в публікаціях співавторів цієї роботи Л.Д. Гончаровою і О.М. Прокоф'євим [62], про що йде мова у розділі 2, див. 2.3.1. Виконана цими авторами кластерізація розподілу місячних опадів у зимовий і весняний сезони року дала, у тому числі, змогу обґрунтувати узагальнення параметрів при територіальному прогнозуванні характеристик екстремального максимального стоку річок Півдня України.

Так, після багаторазових випробувань при різних наборах та сполученнях гідрометеорологічних факторів шарів стоку та максимальних витрат води весняного водопілля були одержані рівняння дискримінантних функцій *DF* у вигляді [58], [60] (розділ 2, див. 2.9.1):

- для правобережної частини території

$$DF = a_0 + a_1 k_x + a_2 k_{Qпв} + a_3 k_L \ ; \qquad (4.77)$$

- лівобережної частини території

$$DF = a_0 + a_1 k_x + a_2 k_{q_{09-01}} + a_3 k_L + a_4 \Theta^0_{02} \ . \qquad (4.78)$$

Знак дискримінантної функції дозволяє надати якісний (альтернативний) прогноз майбутнього водопілля (при $DF1>0$ шар стоку чи максимальна витрата води більше за норму, при $DF1 \leq 0; DF2 \geq 0$ – близькі до норми, а при $DF1<0; DF2<0$ - нижче за норму).

В табл. 4.19 і 4.20 надані рівняння *DF* і фактори весняного водопілля, що увійшли до вектор-предиктора *DF*.

Таблиця 4.19 - Коефіцієнти рівнянь дискримінантних функцій при прогнозуванні шарів стоку весняного водопілля на річках Півдня України

Номер району (підрайону)	Басейни річок	*DF*	a_o	a_1	a_2	a_3	a_4
$DF= a_0+ a_1(X /X_0)+ a_2[Q_{пв}/(Q_{пв})_0]+ a_3L/L_0$							
1	Південний Буг, Синюха, Кодима та ін.	*DF1*	0,05	-29,3	6,38	17,1	-
		DF2	-1,62	-15,6	2,53	16,0	-
2 (а,б)	Інгул, Чорний Ташлик, Інгулець, та ін.	*DF1*	-1,88	-14,4	5,73	6,46	-
		DF2	0,82	-11,0	5,08	11,0	-
$DF=a_0+a_1 X /X_0 +a_2[q_{09-0I} / (q_{(09-0I)_0}]+a_3L/L_0+a_4\Theta^o{}_{02}$							
3 (а,б,в)	Оріль, Самара-Кочережки, Вовча та ін.	*DF1*	-1,4	-20,1	12,4	5,36	0,0073
		DF2	0,27	-3,22	4,46	-2,77	-0,85
		DF3	0,75	-11,51	5,2	-1,67	-0,90

Таблиця 4.20 - Коефіцієнти рівнянь дискримінантних функцій при прогнозуванні максимальних витрат води весняного водопілля на річках Півдня України

Номер району (підрайону)	Басейни річок	*DF*	a_o	a_1	a_2	a_3	a_4
$DF= a_0+ a_1(X /X_0)+ a_2[q_{пв}/(q_{пв})_0]+ a_3L/L_0$							
1	Південний Буг, Синюха, Кодима та ін.	*DF*1	-0,18	-4,17	-7,60	11,6	-
		*DF*2	-1,51	-5,63	1,35	5,40	
2 (а,б)	Чорний Ташлик Інгул, Інгулець та ін.	*DF*	-0,24	-9,37	3,84	4,30	-
$DF=a_o+a_1 X /X_0 +a_2[q_{09-0I} / (q_{(09-0I)_0}]+a_3L/L_0+a_4\Theta^o{}_{02}$							
3а	Оріль	*DF*1	-2,04	-22,8	6,39	15,7	0,86
		*DF*2	-1,53	-8,22	4,49	-1,80	-1,41
3б	Самара-с.Кочережки	*DF*1	-2,04	-22,8	6,39	15,7	0,86
		*DF*2	-1,53	-8,22	4,49	-1,80	-1,41
		*DF*3	-0,02	-6,58	1,47	-2,95	-1,42
3в	Вовча та ін.	*DF*1	-2,04	-22,8	6,39	15,7	0,86
		*DF*2	-1,53	-8,22	4,49	-1,80	-1,41

За знаком дискримінантних функцій були побудовані прогнозні залежності для прогнозування як шарів стоку, так і максимальних витрат води весняного водопілля (у вигляді модульних коефіцієнтів), які описуються поліномом третьої (або вищої) степені, тобто

$$k_m = b_0 + b_1 k_X + b_2 k_X{}^2 + b_3 k_X{}^3, \qquad (4.79)$$

де b_0, b_1, b_2, b_3 – коефіцієнти полінома при прогнозуванні шарів стоку чи максимальних витрат води весяного водопілля на річках, які встановлюють за даними табл. 4.19 чи табл. 4.20 відповідно району приналежності гідрологічного поста і знаку дискримінантного рівняння.

Слід зазначити, що поліном (4.79) у вигляді відносних величин - максимальних модулів стоку та максимальних запасів води у сніговому покриві і опадів періоду сніготанення, дозволив урахувати особливості регіональної зміни цих величин по території Півдня України.

Коефіцієнти поліномів відповідно виконаного районування території та з умовами застосування кривих за ознаками *DF*1 і *DF*2 для різних річкових систем представлені у табл. 4.21 та табл.4.22.

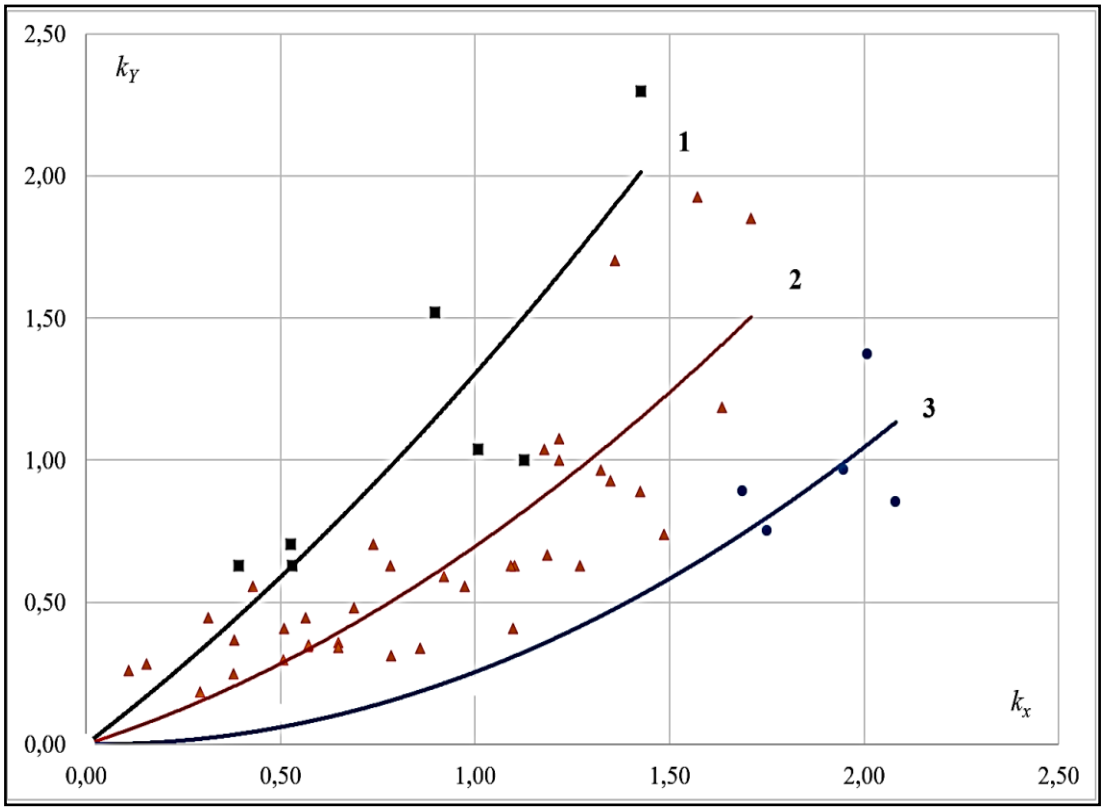
Приклади прогнозних залежностей для різних груп водності весняних водопіль для шарів стоку весняного водопілля представлено на рис. 4.46, а (для р. Південний Буг – с. Підгір’я), а для максимальних витрат води – на рис. 4.46, б (для р. Південний Буг – с. Тростянчик) [59].

Таблиця 4.21 - Коефіцієнти поліному (4.79) при прогнозуванні шарів стоку весняного водопілля на річках півдня України

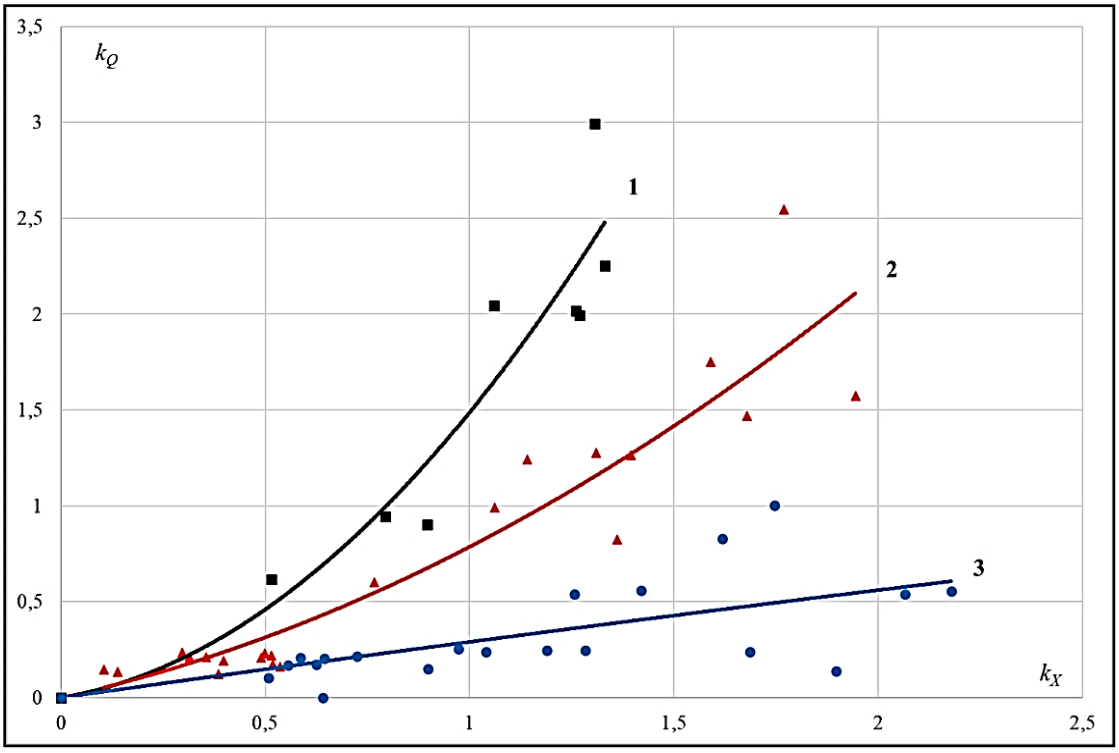
Номер району (під-району)	Басейни річок	Умови застосування (за табл.4.19)	b_0	b_1	b_2	b_3
1	Південний Буг, Синюха, Кодима та ін.	$DF \geq 0$ $DF1 \leq 0; DF2 \geq 0$ $DF1 < 0; DF2 < 0$	0,018 $4{,}23\ 10^{-3}$ -0,005	0,346 0,765 0,41	-0,361 -2,019 -1,1	2,20 2,10 0,91
2а	Тясьмін, Велика Вись, Ятрань та ін.	$DF \geq 0$ $DF1 \leq 0; DF2 \geq 0$ $DF1 < 0; DF2 < 0$	$2{,}10 \cdot 10^{-2}$ $-1{,}0 \cdot 10^{-2}$ $-1{,}9 \cdot 10^{-2}$	0,521 0,70 0,185	-1,43 -2,04 -0,28	3,29 1,91 0,16
2б	Базавлук, Чорний Ташлик, Інгулець,Інгул та ін.	$DF \geq 0$ $DF1 \leq 0; DF2 \geq 0$ $DF1 < 0; DF2 < 0$	$2{,}1 \cdot 10^{-2}$ $-3{,}5 \cdot 10^{-2}$ $-1{,}4 \cdot 10^{-2}$	0,521 1,02 0,25	-1,43 -2,40 -0,56	3,29 1,79 0,38
3а	Оріль	$DF1 > 0; DF3 > 0$	0,0076	0,268	1,741	0,486
		$DF1 > 0; DF3 \leq 0$	0,0295	-0,056	0,875	0,903
		$DF1 \leq 0; DF2 \geq 0$	-0,0012	0,0986	0,495	0,215
		$DF1 < 0; DF2 < 0$	0,00783	-0,17	0,376	0,11
3б	Самара-с.Кочережки	$DF1 > 0; DF3 > 0$	-0,0302	1,26	-0,72	2,894
		$DF1 > 0; DF3 \leq 0$	-0,05	1,15	-2,30	2,847
		$DF1 \leq 0; DF2 \geq 0$	0,0119	-0,298	0,936	-0,03
		$DF1 < 0; DF2 < 0$	0,0195	-0,308	0,538	-0,037
3в	Вовча та ін.	$DF1 > 0; DF3 > 0$	0,076	-0,759	2,87	0,310
		$DF1 > 0; DF3 \leq 0$	0,418	-2,614	4,364	-0,868
		$DF1 \leq 0; DF2 \geq 0$	-0,0025	-0,060	0,279	0,135
		$DF1 < 0; DF2 < 0$	-0,001	-0,072	0,216	0,0091

Таблиця 4.22 – Коефіцієнти поліному (4.79) при прогнозуванні максимальних витрат води весняного водопілля на річках півдня України

Номер району (підрайону)	Басейни річок	Умови застосування (за табл.4.20)	b_0	b_1	b_2	b_3	b_4	b_5
1	Південний Буг, Синюха, Кодима та ін.	$DF1>0$	0,016	0,80	0,034	0,073		
		$DF1\leq0$; $DF2\geq0$	0,003	0,40	-0,019	0,045		
		$DF1<0$; $DF2<0$	-0,0017	0,12	-0,049	0,047		
2 (а,б)	Чорний Ташлик, Інгул, Інгулець та ін.	$DF1\geq0$	$5{,}5\cdot10^{-2}$	-0,15	1,16	0,77		
		$DF1<0$	$0{,}14\cdot10^{-2}$	0,26	-0,18	0,10		
3а	Оріль	$DF1>0$	$1{,}8\cdot10^{-6}$	-0,27	5,91	-11,5	4,55	8,14
		$DF1\leq0$; $DF2\geq0$	-0,099	0,23	-0,22	0,76		
		$DF1<0$; $DF2<0$	0,03	-0,38	0,626	0,02		
3б	Самара-с.Кочережки	$DF1>0$; $DF3>0$	0,02	2,13	-6,28	-7,11	38,5	
		$DF1>0$; $DF3>0$	0,02	2,13	-6,28	-7,11		
		$DF1<0$; $DF3\leq0$	0,02	1,09	-4,79	7,51		
		$DF1\leq0$; $DF1\geq0$	-0,099	0,23	-0,22	0,76		
		$DF1<0$; $DF2<0$	0,03	-0,38	0,63	0,02		
3в	Вовча та ін.	$DF1>0$	0,03	-3,43	27,5	-59,7	41,1	
		$DF1\leq0$; $DF2\geq0$	0,01	0,03	0,45	-0,04		
		$DF1<0$; $DF2<0$	-0,04	0,16	0,05	0,0099		



а)



б)

Умовні позначення: 1 - *DF*1>0; 2 - *DF*1 ≥0, *DF*2≤0; 3 - *DF*1<0, *DF*2<0

Рисунок 4.46 – Залежність модульних коефіцієнтів шарів стоку весняного водопілля від модульних коефіцієнтів запасів вологи на басейнах р. Південний Буг – с. Підгір'я (а) та р. Південний Буг – с. Тростянчик (б) [59]

4.5.3 Узагальнення параметрів прогностичної методики в межах районування території Півдня України

В результаті розробки методики довгострокових прогнозів характеристик максимального стоку весняних водопіль встановлено, що як для шарів весняного стоку, так і максимальних витрат води для районів з близькими умовами формування весняних водопіль вигляд прогнозних залежностей і параметри прогностичних рівнянь доволі сталі в межах таких районів. Узагальнення коефіцієнтів дискримінантних рівнянь при встановленні типу весни (табл. 4.19, табл. 4.20) та коефіцієнтів поліномів (табл. 4.21, табл. 4.22) при прогнозуванні характеристик весняного водопілля було виконанано авторами проекту. При цьому було здійснено районування території Півдня країни (в межах рівнинної України) за однорідними умовами формування весняних водопіль [58], в межах яких параметри прогнозної методики (рівнянь дискримінантної функції та регіональних прогнозних залежностей) є однаковими. Слід зазначити, що при такому районуванні була врахована й кластерізація місячних сум опадів у зимовий і весняний сезони, виконана авторами [62], яка представлена карто-схемами районування території України розподілу місячної кількості опадів (розділ 2, див. 2.3.1).

Отже, на розглядуваній території Півдня України виділено 3 райони з підрайонами (рис. 4.47). При цьому, параметри прогностичної методики можуть використовуватися для усіх річок однорідного району, у тому числі тих, що не охоплені даними стокових спостережень.

Слід зазначити що, для басейну р. Південний Буг та малих річок між Дністром і Південним Бугом авторами роботи здійснено уточнення меж районів з однорідними умовами формування весняного водопілля річок. При цьому на основі аналізу комплексу морфометричних характеристик річок і їх басейнів та гідрометеорологічних і агрометеорологічних чинників здійснене гідрологічне районування басейну р. Південний Буг при використанні факторного і кластерного аналізів [59], [63] (розділ 2, див. 2.9.4, рис. 2.97).

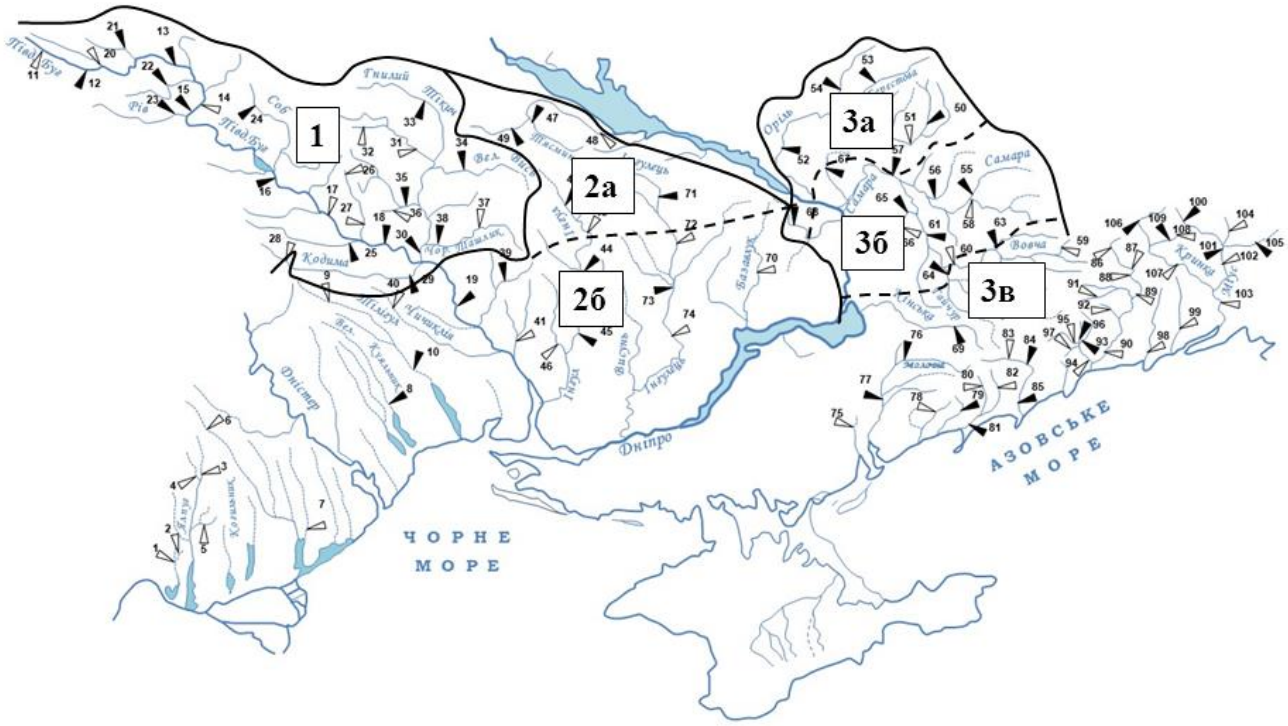


Рисунок 4.47 – Районування території Півдня України за однорідними умовами формування весняних водопіль

Межі гідрологічних районів в басейні р. Південний Буг проведено по вододілах річок, враховуючи фізико-географічне районування території та із залученням до аналізу карт ґрунтового покриву і рослинності на басейні. Здійснене гідрологічне районування басейну р. Південний Буг за умовами формування весняного водопілля річок добре.

Застосування в роботі статистичних методів дозволило уточнити межі наявних районів, яке добре узгоджується з районуванням Півдня України (див. рис. 4.47) та виділити нові підрайони в басейні р. Південний Буг. Проаналізовані природні умови показали, що в межах гідрологічного районування вони мають певні особливості формування весняних водопіль. Такі особливості використано при обґрунтуванні регіональної методики довгострокового прогнозування характеристик весняного водопілля річок в басейні р. Південний Буг [59], [64].

4.5.4 Методичні підходи до методики довгострокового прогнозу характеристик весняного водопілля річок Півдня України для невивчених річок

Обґрунтована територіальна методика довгострокового прогнозу характеристик стоку весняного водопілля річок Півдня України базується на даних багаторічних гідрометеорологічних спостережень та може бути застосована для річок басейну в широкому діапазоні площ водозборів (від 92,5 км^2 – р. Соб – с. Зозів до 46200 км^2 – р. Південний Буг – смт Олександрівка), розташованих в межах встановлених однорідних за умовами формування весняних водопіль річок районів (підрайонів) (див. рис. 4.47).

Однак, на деяких річках, як на території Північно-Західного Причорномор'я, регулярні гідрологічні спостереження за витратами води зазвичай не ведуться, що не дає можливості прогнозування стокових характеристик за традиційними методами гідрологічних прогнозів [58], [65]. Територіальна методика довгострокових прогнозів характеристик весняного водопілля, що розроблена авторами проєкту (див. 4.5.1-4.5.3), дає можливість складання прогнозів й для річок Північно-Західного Причорномор'я, невивчених в гідрологічному відношенні при використанні метеорологічних та агрометеорологічних даних спостережень або за картосхемами прогнозних модульних коефіцієнтів шарів стоку чи максимальних витрат води весняних водопіль. При цьому необхідним є визначення таких базових характеристик прогнозної методики як середньобагаторічні шари стоку та максимальні витрати води весняного водопілля річок, на яких часові ряди стокових спостережень відсутні.

Визначення базових характеристик гідрометеорологічних чинників весняних водопіль таких басейнів річок відбувається відповідно рекомендацій наданих у розділ 2, див. 2.9 даного проєкту – за їх регіональним узагальненням у вигляді картосхем чи регіональних рівнянь. Узагальнення основного чинника середньобагаторічних максимальних запасів води в сніговому покриві, які накопичилися на басейні до початку весняного сніготанення здійснено в роботі у вигляді картосхеми (розділ 2, див. 2.9.2, рис. 2.88).

4.5.5 Одержання прогнозних величин шарів стоку та максимальних витрат води

При встановленні за прогнозною методикою очікуваних модульних коефіцієнтів k_m знаходяться самі величини:

- шарів весняного стоку

$$Y_m = k_m Y_0 ; \tag{4.80}$$

- максимальних витрат води

$$Q_m = k_m Q_0 = k_m \, q_0 \, F \ , \tag{4.81}$$

де Y_0 або $Q_0 (q_0)$ – середньо багаторічні величини шарів весняного стоку або максимальних витрат (модулів) води;

F – площі водозборів річок, км^2.

Територіальний прогноз тут пов'язаний з можливістю розрахунку середнього багаторічного шару стоку Y_0 або максимального модуля весняного водопілля q_0. За наявності тривалих стокових спостережень норми весняного водопілля розраховуються для кожної конкретної річки за часовим рядом спостережень:

- для шарів стоку водопілля

$$Y_0 = \frac{\sum_{i=1}^{n} Y_i}{n}, \tag{4.82}$$

- для максимальних витрат або їх модулів

$$q_0 = \frac{\sum_{i=1}^{n} Q_{m_i}}{nF}, \qquad (4.83)$$

де Y_i або Q_{m_i} - шари стоку або максимальні витрати води весняного водопілля i-х років;

n – кількість років спостережень;

F – площа річкового водозбору.

При коротких часових гідрологічних рядах спостережень на річках або взагалі за їх відсутності норма шарів весняного стоку може бути визначена при регіональних узагальненнях, наприклад у вигляді карто-схеми розподілу середньобагаторічних величин шарів стоку весняного водопілля чи їх визначення шляхом розрахунку через максимальні снігозапаси і опади та коефіцієнт весняного стоку (див. 4.1) або у вигляді регіональних рівнянь для річок Півдня України.

Що стосується величини максимальних витрат води або їх модулів, то у зв'язку з редукцією по площі водозборів, прямого узагальнення цієї величини для низки річок з різними розмірами басейнів виконати не можливо. Даний метод територіального прогнозу максимуму водопілля дозволяє розраховувати середньо багаторічну величину максимального модуля весняного водопілля річок q_0 в рамках моделі типового одномодального гідрографа авторів [66]

$$q_0 = q_0' \psi(t_p / T_0) \varepsilon_F \cdot r, \qquad (4.84)$$

де q_0 – середній багаторічний модуль максимальної витрати води в річці, м^3/(с·км^2);

q_0' – середній багаторічний модуль максимальної витрати води схилового припливу, м^3/(с·км^2);

$\psi(t_p / T_0)$ - функція трансформації розпластування хвиль водопілля під впливом руслового добігання;

ε_F - коефіцієнт русло-заплавного регулювання;

r – коефіцієнт трансформації водопіль під впливом озер і водосховищ руслового типу.

Рекомендації по визначенню параметрів розрахункової схеми (4.84) для невивчених у гідрологічному відношенні річок надані у підрозділі 4.1 цього розділу.

При цьому визначення тривалості схилового припливу тало-дощової води на водозборах T_0 , що входить до розрахункової схеми величини q_0 (4.84), для невивчених у гідрологічному відношенні регіону Північно-Західного Причорномор'я в формулі (4.78) відбувається для річок за регіональним рівнянням при його узагальненні в межах території рівнинної України в [58], у тому числі для річок півдня країни у вигляді

$$T_0 = 24{,}2(\varphi^0 - 48) + 459\,. \qquad (4.85)$$

де T_0 - тривалість схилового припливу тало-дощової води на водозборах, год.

Для отримання для невивчених у гідрологічному відношенні річок значних територій Північно-Західного Причорномор'я значення Y_0 в формулі (4.82), авторами в [58], [59] регіональним рівнянням при його узагальненні в межах території рівнинної України в у тому числі для річок Півдня країни отримане регіональне рівняння залежності середньобагаторічних шарів весняного стоку від географічної широти геометричних центрів тяжіння водозборів, що мають тривалі стокові спостереження за весяним водопіллям (для річок Півдня України в межах всієї рівнинної території країни) у вигляді

$$Y_0 = 15{,}8 \cdot \exp[0{,}5(\varphi^0 - 48)], \qquad (4.86)$$

де Y_0 - середньобагаторічний шар стоку весняного водопілля, мм.

Вплив місцевих факторів (залісеності і заболоченості водозборів) на середньобагаторічні величини шарів стоку весняного водопілля та тривалості

схилового припливу води у межах Причорноморської низовини слабко відчутний і, крім того, ці фактори мають невеликий відсоток розповсюдження на території басейнів річок.

Прогнозування максимальних рівнів води весняного водопілля в методиці територіального довгострокового прогнозу максимального стоку весняного водопілля здійснюється за спрогнозованими максимальними витратами води при використанні кривих витрат води в гідрологічних створах річок території.

4.5.6 Встановлення допустимої похибки та оцінка методики територіального довгострокового прогнозу шарів стоку та максимальних витрат води весняного водопілля

Завданням оцінювання прогнозів гідрологічного стоку річок [67]-[69] є:

- оцінювання якості методики прогнозування, на підставі якої роблять висновок про можливість практичного застосування методики;
- визначення справджуваності складених прогнозів (сукупності прогнозів) після настання передбаченого явища, на підставі чого можна оцінити виробничу користь прогнозів, а також успішність роботи гідрометеорологічних організацій та окремих спеціалістів.

Оцінка ефективності та якості методики довгострокового прогнозу максимального стоку (шарів стоку та максимальних витрат води) весняного водопілля на рівнинних річках Півдня України виконана за критерієм якості S/σ, де S – середня квадратична похибка прогнозів, σ - середнє квадратичне відхилення прогнозної величини від норми й забезпеченості допустимої похибки P % [67]-[69].

Прогноз за розробленою методикою буде більш ефективний, ніж прогноз за нормою, якщо $S < \sigma$.

Виходячи з припущення про те, що похибка будь-якого прогнозу випадкова, а розподіли похибок підпорядковуються нормальному закону, за припустиму

похибку приймається ймовірне відхилення значень прогнозованого елементу (наприклад, шару стоку) від середнього у вигляді

$$\delta_{доп} = \pm 0{,}674 \cdot \sigma \,. \qquad (4.87)$$

Забезпеченість методики (забезпеченість допустимої похибки), під якою розуміють кількість випадків (прогнозів), які є справджуваними, від загальної кількості складених прогнозів, у відсотках.

Методика прогнозу вважається ефективною, якщо забезпеченість допустимої похибки за методикою не менш, ніж на 10 % перевищує забезпеченість прогнозів по нормі (50 %), тобто мінімальне значення P % перевірних прогнозів повинне становити $P \geq 60\,\%$.

При прогнозуванні шарів стоку та максимальних витрат води весняного стоку невивчених річок проблемним є оцінка допустимої похибки прогнозу. Природно, що масштаб похибки максимальних витрат води водопіль повинен визначатися розмірами річок, а при прогнозі шарів стоку – географічним положенням водозборів річок.

На прикладі річок рівнинної України, включаючи південну частину території здійснено узагальнення величини допустимої похибки $\delta_{доп}$ (м^3/с) прогнозу, які одержані для річок з тривалими стоковими спостереженнями.

Для річок розглядуваної території південної частини України, які течуть з півночі на південь або з півдня на північ, може бути отримана залежність $\delta_{доп}$ шарів стоку водопіль від широти геометричних центрів водозборів річок (φ^o півн.ш), приведених до умовної широти 48° півн.ш. у вигляді

$$\delta_{доп} = 2{,}3(\varphi^0 - 48) + 12 \,. \qquad (4.88)$$

Обґрунтовані залежності величини допустимої похибки $\delta_{доп}$ (м^3/с) прогнозу максимальних витрат весняного водопілля від площ водозборів (F, км^2) у вигляді

$$\delta_{доп} = 0.0147F. \quad (4.89)$$

Формули (4.88) і (4.89) дозволяють визначати $\delta_{доп}$ для річок розглядуваної території, навіть у випадку, коли стокові спостереження не відбуваються не тільки на окремих річках а й регіонах в цілому як на значній території Північно-Західного Причорномор'я.

4.5.6.1 Результати оцінки ефективності методики довгострокового прогнозу шарів стоку та максимальних витрат води весняного водопілля

Перевірка розробленої методики довгострокових прогнозів шарів стоку та максимальних витрат води весняного водопілля була здійснена за даними гідрометеорологічних спостережень річок Півдня України.

По розробленій методиці довгострокового просторового прогнозу шарів стоку та максимальних витрат води весняного водопілля було складено перевірено прогнози по 15 річках розглядуваної території Півдня України, причому 10 з них – на незалежних матеріалах, тобто по річках, дані яких не використовувалися при розробці методики прогнозу.

Справджуваність перевірних прогнозів шарів стоку весняного водопілля на дату максимальних снігозапасів S_m коливається в басейні Південного Бугу в межах 69-97 %, а критерій якості S/σ змінюється від 0,31 до 0,71; в басейнах річок Нижнього Подніпров'я *P*%= 96-74 %, а S/σ= 0,37-0,70.

Для річок Тясмин - с. Велика Яблунівка і Інгулець - с. Олександро-Степанівка якість прогнозів виявилася низькою (при критерії якості методики S/σ =0,95-1,00 та забезпеченості *P*=60-68 %) у зв'язку з відсутністю на території басейну метеорологічних станцій і даних метеорологічних спостережень на них, що вносить значні похибки про визначенні основних чинників весняного водопілля річок прогнозної методики і, відповідно, збільшує похибки прогнозу.

Справджуваність перевірних прогнозів максимальних витрат води весняного водопілля на дату максимальних снігозапасів S_m коливається в межах від 95 % до 70 %, а критерій якості S / σ змінюється від 0,34 до 0,68.

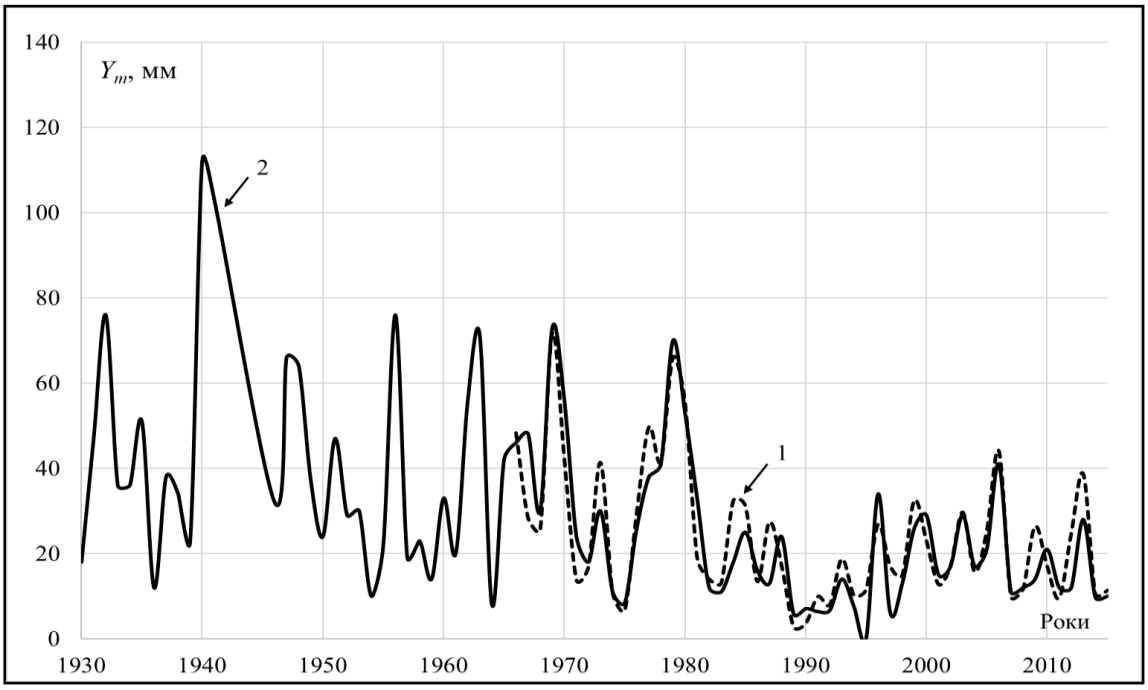
На басейнах рівнинних річок України встановлена дата випуску прогнозу – 10, 20 та 28 лютого. Тобто уточнюючий прогноз надається через 10-15 діб. Однак, аналіз формування весняного водопілля у кожному році показав, що водопілля, особливо катастрофічні, можуть формуватися як раніше, тай й пізніше встановлених дат. Тому складені прогнози характеристик весняного стоку повинні уточнюватись і супроводжуватись майже до дат настання максимальних запасів води в сніговому покриві. Похибки прогнозів також пов`язані з включенням в прогноз норм опадів, замість їх фактичних величин. В даній прогнозній схемі на дати прогнозів 10, 20 і 28 лютого при складанні перевірних прогнозів шарів весняного стоку при визначенні опадів врахований метеорологічний прогноз опадів.

Збіжності спрогнозованих за розробленою методикою та спостережених шарів стоку і максимальних витрат води весняного водопілля за багаторічний період показали задовільні результати (для р. Південний Буг – с. Тростянчик показані на рис. 4.48 (а) і рис. 4.48 (б) відповідно) [59].

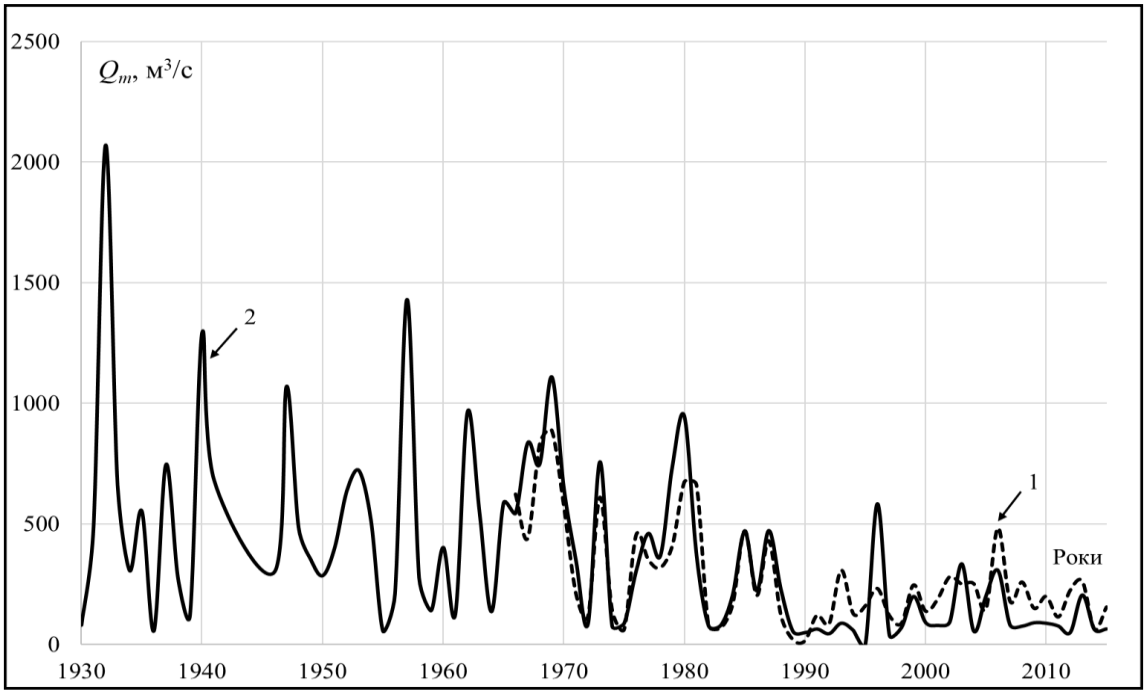
Аналіз похибок прогнозів і оцінка ефективності методики гідрологічного прогнозу були здійснені й на основі зіставлення кривої забезпеченості похибок перевірних прогнозів і кривої відхилень прогнозного елемента режиму від його середньобагаторічного значення, відповідно [64]. З цією метою в роботі були побудовані суміщені криві забезпеченості похибок прогнозів та їх відхилень від середньобагаторічних значень (для шарів стоку на рис. 4.49 (а) та максимальних витрат води – на рис. 4.49 (б) [59].

Суттєве перевищення відхилень над рівнозабезпеченими похибками прогнозів вказує на перевагу розробленого методу прогнозу в порівнянні зі статистичною оцінкою за середньобагаторічним значенням [64]. Виходячи з рис. 4.49 забезпеченість (*P*, %) допустимої похибки прогнозів для обох характеристик дорівнює 50 % при розрахунку за середньобагаторічною величиною,

а за розробленою методикою прогнозу 97 % – для шарів стоку і 87 % – для максимальних витрат води весняного водопілля.

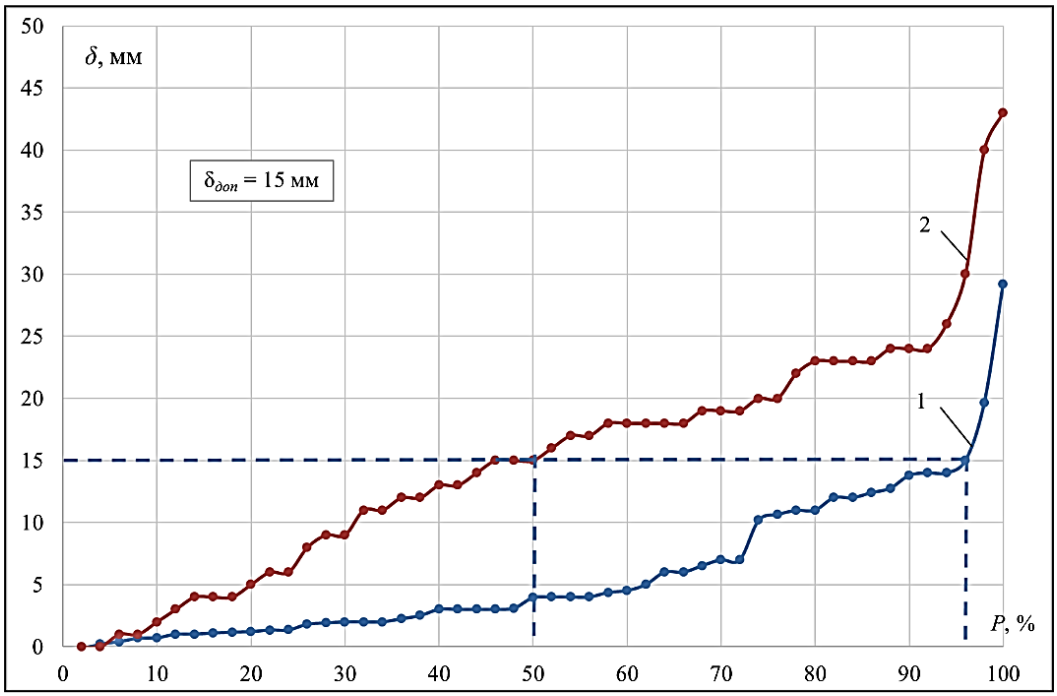


а)

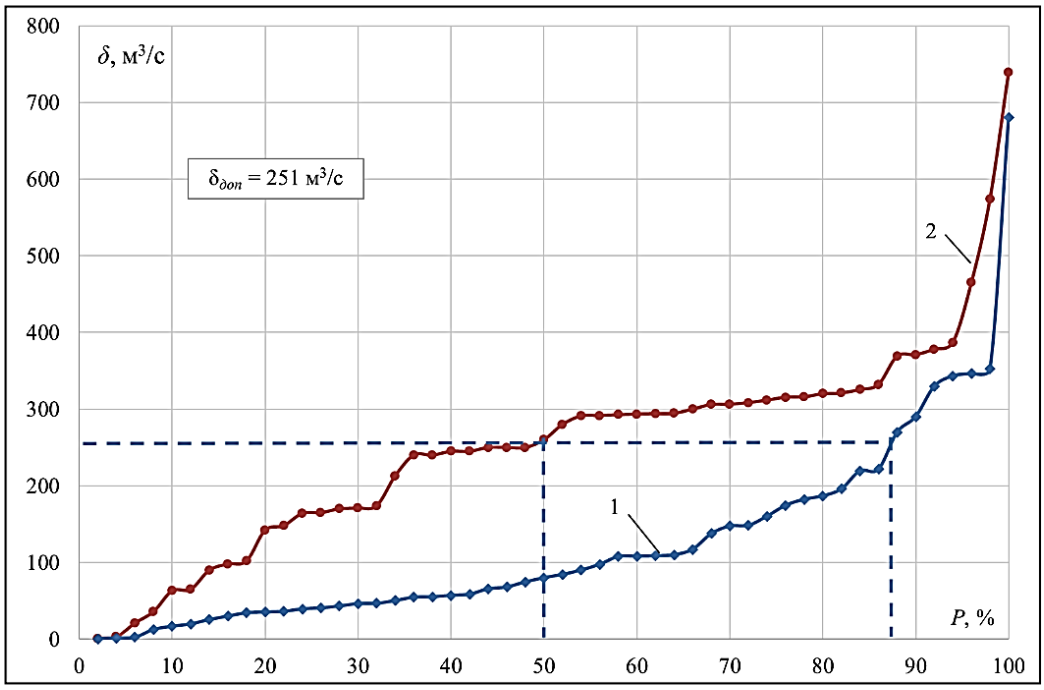


б)

Рисунок 4.48 – Хронологічний графік спрогнозованих за розробленою методикою (1) та спостережених (2) шарів стоку (а) та максимальних витрат води (б) весняного водопілля в басейні р. Південний Буг – с. Тростянчик



а)



б)

Рисунок 4.49 – Криві забезпеченості похибок прогнозу шарів стоку (а) та максимальних витрат води (б) весняного водопілля (1) і відхилень їх від середньобагаторічних величин (2) в басейні р. Південний Буг – с. Тростянчик

Враховуючи отримані показники точності й ефективності методики територіальних довгострокових прогнозів характеристик весняного водопілля для басейнів річок Півдня України, відповідно положенням «Настанови з оперативної гідрології» [64], методику рекомендовано до випуску щорічних довгострокових прогнозів шарів стоку та максимальних витрат води весняного водопілля річок розглядуваної території (Акти використання у роботі Українського Гідрометеорологічного центру ДСНС України (УкрГМЦ), м. Київ, Гідрометеорологічного центру Чорного та Азовського морів (ГМЦ ЧАМ), м. Одеса).

Завчасність прогнозів шарів стоку водопіль складає в середньому 40-50 діб, а для максимальних витрат води – 20-30 діб. Вона може значно коливатися в залежності від географічного положення і розмірів водозборів річок, а також швидкості розвитку весняних процесів у період формування водопілля у кожному році.

4.5.6.2 Корегування довгострокових прогнозів шарів стоку та максимальних витрат води весняних водопіль з урахуванням змін клімату

Весняне водопілля у кожному році характеризується сполученням гідрометеорологічних чинників, що визначають вигляд і форму повеневої хвилі, а також розміри максимальних витрат води водопілля, яке може бути, як екстремально високим, так і слабко вираженим.

Аналіз часових рядів гідрометеорологічних чинників і характеристик стоку весняних водопіль річок Півдня України (розділ 2, див. 2.9) дозволив авторам проєкту виконати дослідження сучасних кліматичних змін та їх вплив на формування максимального стоку весняного водопілля, у межах досліджуваної території. Так, в умовах коливань клімату зими стали теплішими, а опади, особливо тверді, перерозподіляються у часі та просторі, що негативно впливає на

формування виражених весняних водопіль, особливо на річках Півдня країни. Слід зазначити, що за даними Українського Гідрометеорологічного центру https://www.meteo.gov.ua в останні роки (наприклад, у 2020, 2021, 2022 роках) на цих річках весняне водопілля майже не спостерігалося у зв'язку з відсутністю сталого снігового покриву на їх басейнах.

В такому разі, в запропонованому методі територіальних довгострокових прогнозів базові карти і параметри рівнянь повинні уточнюватися в умовах сучасних змін клімату і водного режиму річок України. З цією метою в прогнозну методику введені регіональні коефіцієнти $k_{зм}$, що враховують, як сучасне зменшення середньобагаторічних величин шарів стоку і максимальних витрат води весняного водопілля рівнинних річок України, так і у майбутньому. Регіональні коефіцієнти $k_{зм}$ встановлені для рівнинної території України В.А. Овчарук в роботі [2], [15], а також для басейну р. Південний Буг в [48], [59].

Визначення коефіцієнту $k_{зм}$ здійснювалося автором [2] при використанні як спостережених, так і отриманих за даними кліматичних сценаріїв метеорологічних величин (снігозапасів та опадів) та коефіцієнту стоку рівнинних річок України у вигляді

$$k_{зм} = \frac{[(\overline{S_m} + \sum \overline{X}) \cdot \eta]_{прогн.}}{[(\overline{S_m} + \sum \overline{X}) \cdot \eta]_{сучасн.}}, \qquad (4.90)$$

де $\overline{S_m}$ – середньобагаторічні максимальні снігозапаси запаси весняного водопілля, мм;

$\overline{\sum X}$ – сума опадів періоду весняного водопілля, мм;

η – коефіцієнт стоку весняного водопілля;

$[(\overline{S_m} + \sum \overline{X}) \cdot \eta]_{прогн.}$ – прогнозні за кліматичними сценаріями значення максимальних запасів води в сніговому покриві, опадів періоду весняного водопілля та коефіцієнту стоку весняного водопілля;

$[(\overline{S_m} + \sum \overline{X}) \cdot \eta]_{сучасн.}$ – сучасні значення максимальних запасів води в сніговому покриві перед початком весняного водопілля, опадів періоду весняного водопілля та коефіцієнту стоку весняного водопілля (в редакції автора [2]).

Для визначення такого коефіцієнту для басейну р. Південний Буг автори [59], запропонували, аналогічно формулі (4.90), розраховувати $k_{зм}$ за середньобагаторічними метеорологічними чинниками весняного водопілля річок – максимальними снігозапасами перед початком весняного водопілля, опадами періоду водопілля та коефіцієнтами стоку, що отримуються за спостереженими та сценарними даними. При цьому, авторами даної роботи пропонується формула вигляду [59]

$$k_{зм} = \frac{[(S_0 + X_{10} + X_{20}) \cdot \eta_0]_{сценарн.}}{[(S_0 + X_{10} + X_{20}) \cdot \eta_0]_{спостер.}}, \qquad (4.91)$$

де $[(S_0 + X_{10} + X_{20}) \cdot \eta_0]_{сценарн.}$ – середньобагаторічні величини максимальних запасів води в сніговому покривіперед початком весняноводопілля, опадів періоду весняного водопілля та коефіцієнту стоку весняного водопілля встановлені за даними кліматичних сценаріїв;

$[(S_0 + X_{10} + X_{20}) \cdot \eta_0]_{спостер.}$ – середньобагаторічні величини максимальних запасів води в сніговому покриві перед початком весняноводопілля, опадів періоду весняного водопілля та коефіцієнту стоку весняного водопілля встановлені за даними багаторічних спостережень.

У формулі (4.91) середньобагаторічні (станом на 2015 р.) максимальні запаси води в сніговому покриві S_0 отримані за даними спостережень і статистичної обробки та узагальнені у вигляді картосхеми розподілу їх величин по території, представленої на рис. 2.88 (див. 2.9.2). Опади періоду водопілля встановлені, як сума опадів періоду танення снігу X_{10} та періоду спаду весняного водопілля X_{20} за результатами спостережень і статистичної обробки та

узагальнені у вигляді регіональних рівнянь (2.11) та (2.13) (див. 2.9.2). Середньобагаторічні величини коефіцієнтів весняного стоку η_0 визначені за даними гідрометеорологічної мережі спостережень (снігозапасів і опадів та шарів стоку) та узагальнені у вигляді картосхеми розподілу цих величин по території басейну р. Південний Буг [59].

По сценарним даним визначення середньобагаторічних чинників весняного водопілля (максимальних снігозапасів S_0 і опадів $(X_{10} + X_{20})$ та встановлення коефіцієнту стоку η_0 в басейні р. Південний Буг виконано за даними проєкту EURO-CORDEX (https://cordex.org/) низки кліматичних моделей сценарію RCP4.5 глобальних змін клімату для 12 метеорологічних станцій басейну р. Південний Буг (в період 2021-2050 рр.) [59]. Так, одержані результати показали, що в басейні р. Південний Буг у період 2021-2050 рр. очікується зменшення середньобагаторічних величин характеристик стоку (шарів стоку та максимальних витрат води) весняного водопілля в середньому на 23 % (при $k_{зм}$ =0,77) в верхній течії річки, на 37 % (при $k_{зм}$ =0,63) – в середній течії, та, навіть до 51 % (при $k_{зм}$ =0,49) - 75 % (при $k_{зм}$ =0,25) – в нижній південній частині і басейнах річок Північно-Західного Причорномор'я.

Отже, одержання прогнозних стокових величин за територіальною методикою довгострокових прогнозів характеристик весняного водопілля в басейнах річок Півдня України (див. 4.5.1-4.5.5), у тому числі невивчених в гідрологічному відношенні на території Північно-Західного Причорномор'я, здійснюється за формулою (4.80) з урахуванням коефіцієнту змін клімату $k_{зм}$ до середньобагаторічних шарів стоку весняного водопілля (Y_0, мм) у вигляді

$$Y_m = k_Y \cdot Y_0 \cdot k_{зм}, \tag{4.92}$$

де k_Y – спрогнозовані за територіальною методикою модульні коефіцієнти шарів стоку весняного водопілля,

та за формулою (4.81) до середньобагаторічних максимальних витрат води весняного водопілля (модулів стоку q_0, м^3/(с·км^2) у вигляді

$$Q_m = k_Q \cdot q_0 \cdot F \cdot k_{зм}, \quad (4.93)$$

де k_Q – спрогнозовані за методикою модульні коефіцієнти максимальних витрат води весняного водопілля;

F – площі річкових водозборів, км^2.

4.5.7 Методика визначення ймовірнісних характеристик прогнозних шарів стоку та максимальних витрат води весняного водопілля річок Півдня України

У ймовірністно-прогностичній математичній моделі територіальних довгострокових прогнозів шарів стоку та максимальних витрат води весняного водопілля можливо встановлення забезпеченості або ймовірності перевищення (ймовірності настання) прогнозних величин (P %), що є особливо важливим для річок не вивчених у гідрологічному відношенні [15].

За наявності багаторічних рядів стокових спостережень задача встановлення ймовірності перевищення у багаторічному розрізі прогнозованих величин (P %) вирішується шляхом побудови емпіричних кривих забезпеченості модульних коефіцієнтів шарів стоку чи максимальних витрат води водопілля $k_m = f(P\%)$. У прогностичній моделі k_m встановлюються по прогностичних залежностях вигляду (4.74).

Ймовірність настання у багаторічному розрізі прогнозованих величин шарів стоку Y_m та максимальних витрат води Q_m (або їх модулів q_m) рекомендується визначати при використанні кривої трипараметричного гама-розподілу С.М. Крицького і М.Ф. Менкеля [61]. При цьому здійснений статистичний аналіз часових рядів Y_m та Q_m дозволяє для оцінки забезпеченості прогнозних величин максимальних витрат води водопіль прийняти середнє значення співвідношення C_s / C_v на рівні 2,5. Значення коефіцієнтів варіації шарів стоку та максимальних

витрат води весняного водопілля по річках, що увійшли до розробки методики, отримані за методом найбільшої правдоподібності.

При цьому за відсутності часових рядів стокових спостережень за весняним водопіллям на річках для визначення коефіцієнтів варіації здійснені узагальнення у вигляді регіональних рівнянь (в межах рівнинної території України):

- для шарів стоку весняного водопілля

$$(C_v)_Y = 1{,}62\left(\frac{Y_0}{5}\right)^{-0{,}38}; \qquad (4.94)$$

- для максимальних витрат води

$$(C_v)_Q = 1{,}90 - 0{,}22 \cdot \lg(F+1). \qquad (4.95)$$

Методика визначення ймовірнісних характеристик очікуваних шарів стоку та максимальних витрат води весняного водопілля наступна. По прогнозованим за територіальною методикою модульним коефіцієнтам шарів стоку чи максимальних витрат води та за C_v знаходиться забезпеченість або ймовірність очікуваного максимального стоку весняного водопілля, використовуючи таблиці трипараметричного гама-розподілу С.М. Крицького і М.Ф. Менкеля - при (C_s/C_v)=2,5 [12].

Ймовірнісні характеристики прогнозних величин шарів стоку чи максимальних витрат води у багаторічному періоді встановлюється у вигляді

$$P_1 < P_Y(P_Q) < P_2\ , \qquad (4.23)$$

де P_1 і P_2 – верхня та нижня межі ймовірності за [12].

4.5.8 Територіальне представлення прогностичних величин максимального стоку весняного водопілля та їх ймовірнісних характеристик

В методиці територіального прогнозування шарів стоку та максимальних витрат води весняного водопілля, особливо екстремального, пропонується і передбачено представлення очікуваних величин та їх ймовірнісних характеристик у формі [58]-[60]:

- таблиць очікуваних величин (найбільш ймовірного їх значення, отриманого за методикою прогнозу та інтервал цих величин з врахуванням допустимої похибки прогнозу) та забезпеченості їх настання у багаторічному періоді;

- картосхем просторового розподілу прогнозних значень модульних коефіцієнтів весняного водопілля та їх забезпеченості *P*, % в басейнах річок території.

За наявності стокових спостережень на річках у регіоні побудування карто-схем модульних коефіцієнтів шарів стоку чи максимальних модульних коефіцієнтів весняного водопілля відбувається за такою схемою: прогнозовані у кожному році по залежностях (4.74) і описаній методиці значення k_m (шарів стоку чи максимальних витрат води) наносяться на картосхему до геометричних центрів тяжіння водозборів, а потім проводяться ізолінії зміни очікуваних величин по території. Аналіз таких карт рекомендується для більш детального аналізу співставляти з картами розподілу по території такого важливого фактору водопілля, як максимальні запаси води в сніговому покриві (розділ 2, див. 2.9.2, рис. 2.88).

Одночасно з картосхемами очікуваних значень максимальних модульних коефіцієнтів весняного водопілля надається й картосхема ймовірності перевищення прогнозних величин у багаторічному розрізі *P* % у будь-якій частині території, побудування якої відбувається аналогічним чином.

Отримані картосхеми передаються споживачу і дають можливість характеризувати відразу велику територію, оцінюючи зони підвищеної небезпеки

при значних об'ємах чи екстремальних максимальних витратах (рівнів) води майбутнього весняного водопілля і, що особливо важливе для невивчених річок, визначати ймовірність настання очікуваних величин весняного стоку в багаторічному періоді. З іншого боку, карти дозволяють здійснювати прогноз шарів стоку чи максимумів водопілля у будь-якому пункті розглядуваної території, незалежно відбуваються там спостереження за річковим стоком чи ні.

Як було вказано вище в останні роки (особливо, у 2020, 2021, 2022) на річках Півдня України весняне водопілля майже не спостерігалося у зв'язку з відсутністю сталого снігового покриву на їх басейнах. Тому приклади картосхем прогнозних характеристик для території Півдня України наведені при довгостроковому прогнозуванні шарів стоку та максимальних витрат води весняного водопілля 2017-2018 р., аналогічно тим, що представлені в [15].

Слід зазначити, що частина території, що не висвітлена даними гідрологічних спостережень (для розглядуваної території це басейни річок Причорноморської низовини), є охопленою прогностичною інформацією про шари стоку та максимальні витрати води водопілля, що визначені за територіальною методикою, яка запропонована в даному проекті (див. 4.5.4). При цьому використовуються дані метеорологічних спостережень і узагальнені регіональні коефіцієнти і параметри.

Для спрогнозованих по запропонованій методиці шарів стоку весяного водопілля 2017-2018 р. та їх забезпеченностей у багаторічному періоді в басейнах річок Півдня України (при складанні прогнозу в дату настання максимальних снігозапасів) картосхеми показані на рис. 4.50 і рис. 4.51 відповідно.

Характер та параметри гідрологічного режиму водних об'єктів України зими 2017-2018 р. (за даними УкрГМЦ https://www.meteo.gov.ua/) визначалися попереднім тривалим періодом аномально теплої погоди першої половини зими, яка утримувалася до кінця першої декади січня. За даними снігомірних зйомок 20 і 25 січня сніговий покрив висотою переважно від 5 до 20 см залягав на всій території держави. Відлига наприкінці січня зумовила сніготанення й до кінця січня сніговий покрив майже повністю станув на рівнині Правобережжя України, а до 5 лютого – у басейнах приток Середнього Дніпра (Псел, Ворскла, Оріль, Самара) і Приазов'ї.

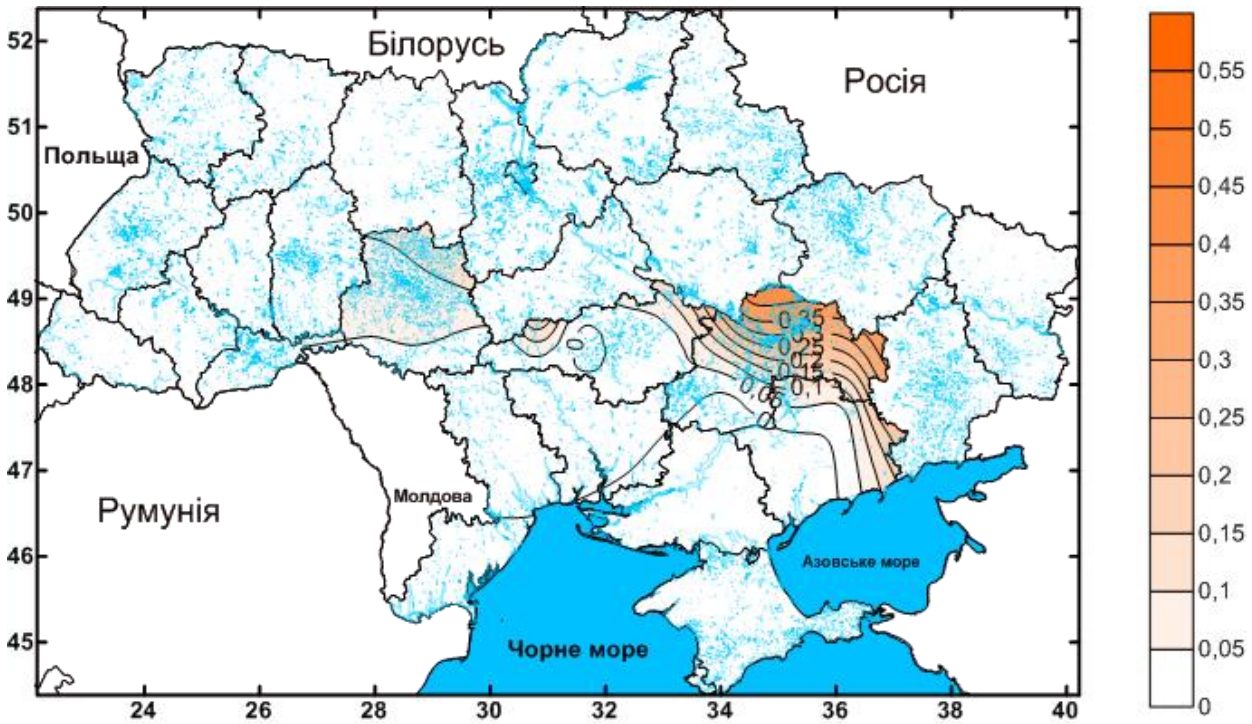


Рисунок 4.50 – Розподіл по території Півдня України прогнозних значень модульних коефіцієнтів шарів стоку весняного водопілля 2017-2018 р.

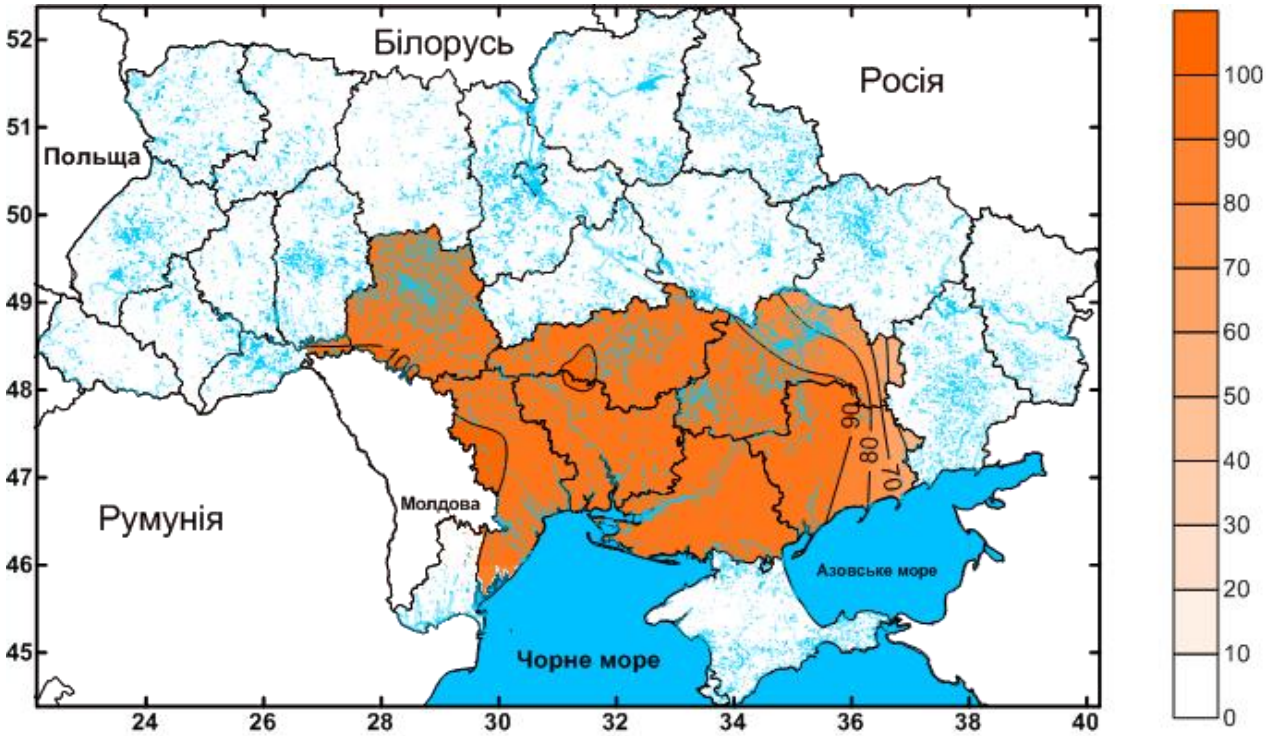


Рисунок 4.51 – Змінність по території Півдня України забезпеченостей *P*% прогнозних значень шарів стоку весняного водопілля 2017-2018 р.

За даними снігомірної зйомки станом на 25 лютого сніговий покрив у басейні Південного Бугу повністю зійшов, глибина промерзання відсутня. Запаси вологи у метровому шарі ґрунту на кінець осені в басейнах річок у верхів'ї Південного Бугу становили 100-190 мм, місцями 200-250 мм, що близько та вище середніх багаторічних значень, на решті водозборів 50-100 мм (менше норми). Внаслідок потепління, яке спостерігалося з першої декади лютого, на річках розпочалося весняне водопілля у аномальні ранні строки.

Авторами даного проєкту були побудовані карто-схеми розподілу по території прогнозних величин модульних коефіцієнтів шарів стоку та максимальних витрат води весняного водопілля та їх ймовірістних величин при використанні програми Surface Mapping System Surfer Version 11.6.1159.

Розподіл спрогнозованих модульних коефіцієнтів шарів стоку водопілля (рис. 4.50) показує, що на розглядуваній території весняне водопілля було майже не вираженим, особливо у правобережній (відносно р.Дніпро) частині розглядуваної території (в басейнах рр. Південний Буг, Синюха, Чорний Ташлик, Інгул та Інгулець). Дещо більші значення шарів стоку весяного водопілля 2017-2018 р. очікувались в лівобережній частині території (басейни рр. Орель і Самара) – модульні коефієнти дорівнювали 0,20-0,35, а в басейні р.Вовча – наближалися до нульових значень.

Частота повторюваності шарів стоку водопілля 2017-2018 р. (рис. 4.51) коливалася на лівобережжі в межах 70-90 %, зменшуючись на захід до 95 % і більше.

Аналогічна прогностична ситуація спостерігалася й для максимальних модульних коефіцієнтів та ймовірності їх настання у багаторічному розрізі весняного водопілля 2017-2018 р. в басейнах річок Півдня України (картосхеми прогнозних характеристик наведено на рис. 4.52 та 4.53).

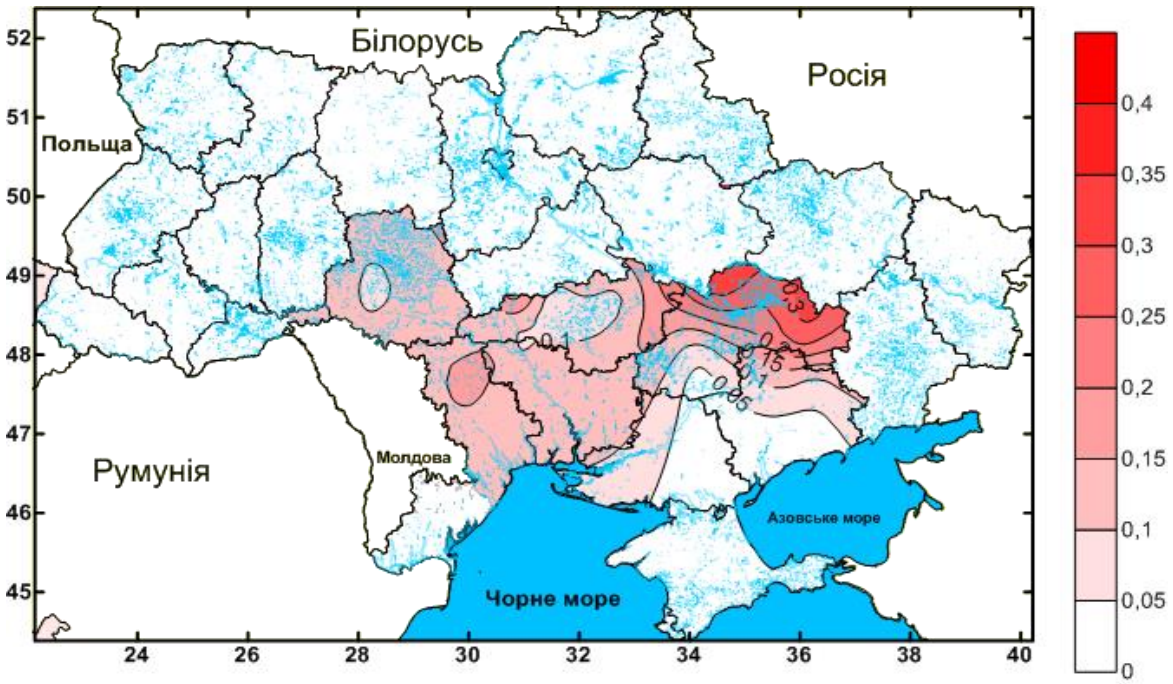


Рисунок 4.52 – Розподіл по території Півдня України прогнозних значень максимальних модульних коефіцієнтів весняного водопілля 2017-2018 р.

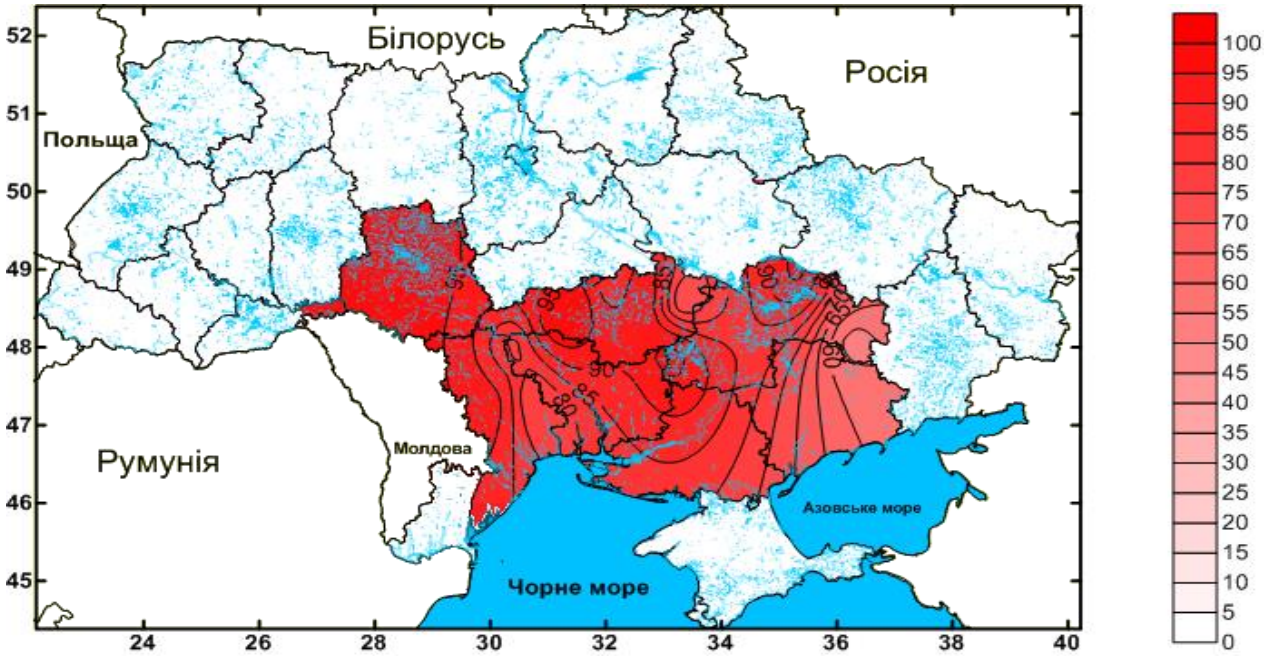


Рисунок 4.53 – Розподіл по території Півдня України забезпеченості *P*% прогнозних значень максимальних витрат води весняного водопілля 2017-2018 р.

4.5.9 Автоматизований програмний комплекс «Південний Буг» для ймовірнісно-прогностичного визначення характеристик весняного водопілля

4.5.9.1 Основні принципи роботи програмного комплексу

Для довгострокового прогнозування за розробленою методикою характеристик стоку весняного водопілля в басейні р. Південний Буг і річок північно-західного Причорномор'я необхідно здійснювати збір, обробку, аналіз значної кількості вихідних гідрометеорологічних даних. При цьому операції над даними одноманітні і їх обчислення займає велику кількість часу, тому розрахунки доцільніше виконувати за допомогою комп'ютерних комплексів. Розроблений в роботі програмний комплекс «Південний Буг» (з використанням графічної підсистеми Windows Forms на програмній платформі .Net v3.5) має зручний, інтуїтивно зрозумілий інтерфейс для швидкого прогнозування та оцінки гідрологічної ситуації на басейні. Автори даного проекту є розробниками алгоритму, а співавтори В.С. Шатохін і Н.Й. Шуптар – розробниками комп'ютерної програми прогностичного комплексу «Південний Буг» [70].

Загальне наукове керівництво розробкою прогностичного комплексу здійснювалося Ж.Р. Шакірзановою. Алгоритм програмного комплексу «Південний Буг» представлений у вигляді блок-схеми (рис. 4.54).

Програмний прогностичний комплекс «Південний Буг» можливість автоматизації та прискорення процесу випуску прогнозу весняного водопілля, сучасного представлення прогностичної інформації у вигляді таблиць, діаграм, графіків, карто-схем при використанні ГІС-технологій (програм MAP-info professional, ARG GIS, Surface Mapping System Surfer Version 11.6.1159 та ін.).

Діалогове вікно головного меню програмного комплексу «Південний Буг» представлено на рис. 4.55.Через головне меню можна перейти до вкладок «Вихідні гідрометеорологічні дані» та «Гідрологічні прогнози весняного водопілля», через які користувачу надається можливість:

– через вкладку «Вихідні гідрометеорологічні дані», здійснювати введення і редагування базової (рис. 4.56 та оперативної (рис. 4.57) гідрологічної й метеорологічної інформації, для подальших розрахунків;

– через вкладку «Гідрологічні прогнози весняного водопілля» (рис. 4.58), виконати розрахунок та прогнозування шарів стоку чи максимальних витрат (рівнів) води весняного водопілля, встановити їх прогнозну забезпеченість, строків проходження весняних водопіль, переглянути, зберегти та друкувати таблиці з розрахунковими характеристиками.

Рисунок 4.54 – Алгоритм програмного комплексу «Південний Буг»

При розробці вкладки для випуску прогнозу (див. рис. 4.54) основна увага авторів [70] була приділена створенню простого та зручного інтерфейсу, який дозволить навіть недосвідченому користувачу швидко працювати та орієнтуватися в програмному комплексі «Південний Буг».

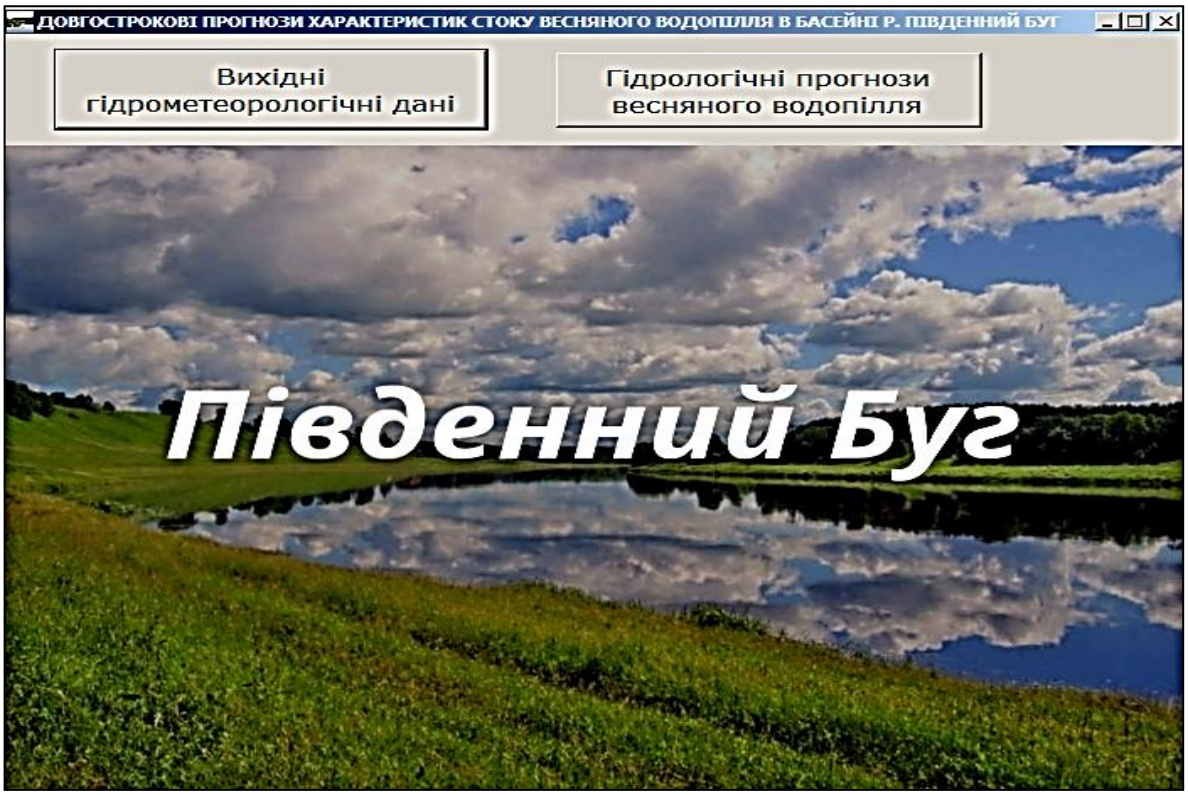
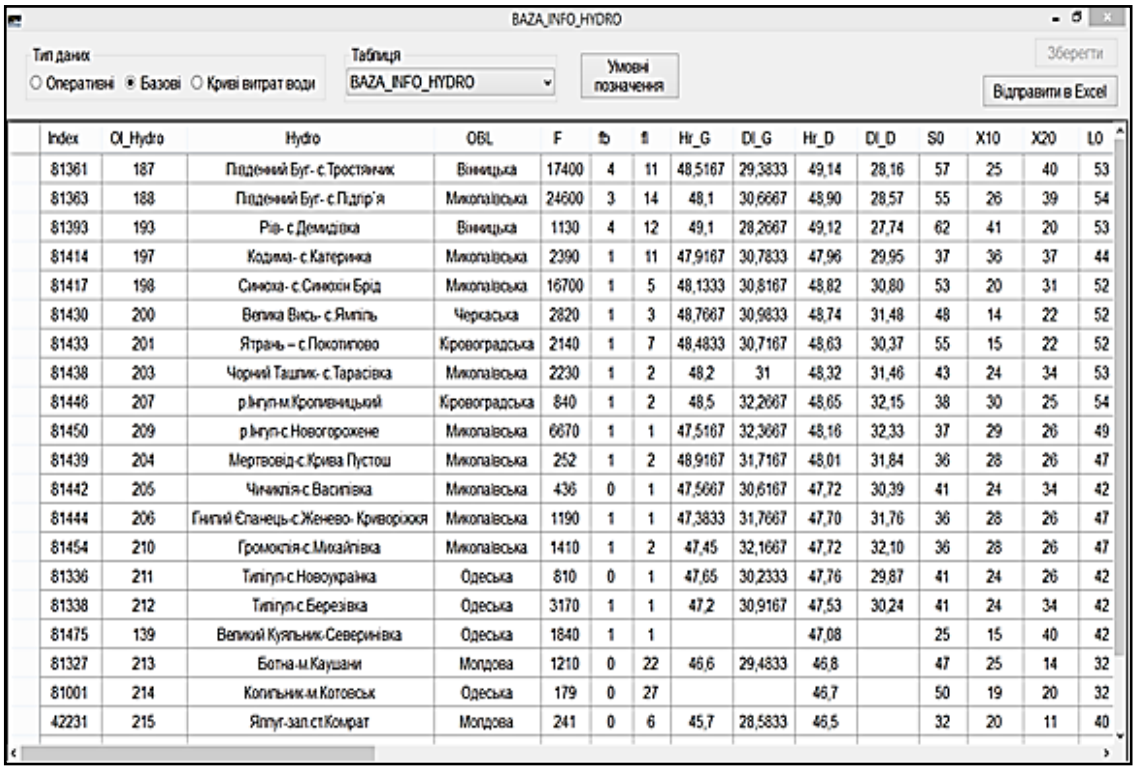
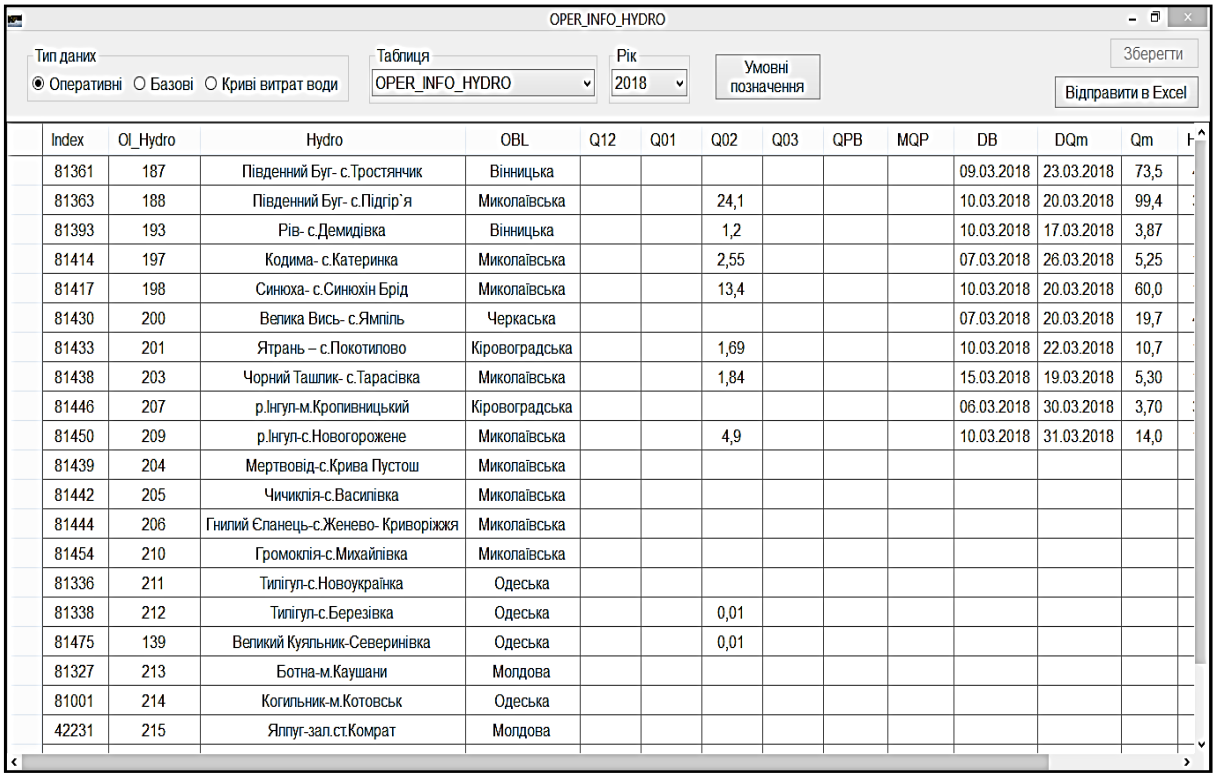


Рисунок 4.55 – Діалогове вікно головного меню програмного комплексу «Південний Буг»



Index	OI_Hydro	Hydro	OBL	F	fb	fl	Hr_G	DI_G	Hr_D	DI_D	S0	X10	X20	L0
81361	187	Південний Буг- с.Тростянчик	Вінницька	17400	4	11	48,5167	29,3833	49,14	28,16	57	25	40	53
81363	188	Південний Буг- с.Підгір'я	Миколаївська	24600	3	14	48,1	30,6667	48,90	28,57	55	26	39	54
81393	193	Рів- с.Демидівка	Вінницька	1130	4	12	49,1	28,2667	49,12	27,74	62	41	20	53
81414	197	Кодима- с.Катеринка	Миколаївська	2390	1	11	47,9167	30,7833	47,96	29,95	37	36	37	44
81417	198	Синюха- с.Синюхін Брід	Миколаївська	16700	1	5	48,1333	30,8167	48,82	30,80	53	20	31	52
81430	200	Велика Вись- с.Ямпіль	Черкаська	2820	1	3	48,7667	30,9833	48,74	31,48	48	14	22	52
81433	201	Ятрань – с.Покопилово	Кіровоградська	2140	1	7	48,4833	30,7167	48,63	30,37	55	15	22	52
81438	203	Чорний Ташлик- с.Тарасівка	Миколаївська	2230	1	2	48,2	31	48,32	31,46	43	24	34	53
81446	207	р.Інгул-м.Кропивницький	Кіровоградська	840	1	2	48,5	32,2667	48,65	32,15	38	30	25	54
81450	209	р.Інгул-с.Новогорохене	Миколаївська	6670	1	1	47,5167	32,3667	48,16	32,33	37	29	26	49
81439	204	Мертвовід-с.Крива Пустош	Миколаївська	252	1	2	48,9167	31,7167	48,01	31,84	36	28	26	47
81442	205	Чичикля-с.Василівка	Миколаївська	436	0	1	47,5667	30,6167	47,72	30,39	41	24	34	42
81444	206	Гнилий Єланець-с.Женево- Криворіжжя	Миколаївська	1190	1	1	47,3833	31,7667	47,70	31,76	36	28	26	47
81454	210	Громоклія-с.Михайлівка	Миколаївська	1410	1	2	47,45	32,1667	47,72	32,10	36	28	26	47
81336	211	Тилігул-с.Новоукраїнка	Одеська	810	0	1	47,65	30,2333	47,76	29,87	41	24	26	42
81338	212	Тилігул-с.Березівка	Одеська	3170	1	1	47,2	30,9167	47,53	30,24	41	24	34	42
81475	139	Великий Куяльник-Северинівка	Одеська	1840	1	1			47,08		25	15	40	42
81327	213	Ботна-м.Каушани	Молдова	1210	0	22	46,6	29,4833	46,8		47	25	14	32
81001	214	Копильник-м.Котовськ	Одеська	179	0	27			46,7		50	19	20	32
42231	215	Ялпуг-зал.ст.Комрат	Молдова	241	0	6	45,7	28,5833	46,5		32	20	11	40

Рисунок 4.56 – Діалогове вікно базової вихідної інформації



Index	OI_Hydro	Hydro	OBL	Q12	Q01	Q02	Q03	QPB	MQP	DB	DQm	Qm
81361	187	Південний Буг- с.Тростянчик	Вінницька							09.03.2018	23.03.2018	73,5
81363	188	Південний Буг- с.Підгір`я	Миколаївська			24,1				10.03.2018	20.03.2018	99,4
81393	193	Рів- с.Демидівка	Вінницька			1,2				10.03.2018	17.03.2018	3,87
81414	197	Кодима- с.Катеринка	Миколаївська			2,55				07.03.2018	26.03.2018	5,25
81417	198	Синюха- с.Синюхін Брід	Миколаївська			13,4				10.03.2018	20.03.2018	60,0
81430	200	Велика Вись- с.Ямпіль	Черкаська							07.03.2018	20.03.2018	19,7
81433	201	Ятрань – с.Покотилово	Кіровоградська			1,69				10.03.2018	22.03.2018	10,7
81438	203	Чорний Ташлик- с.Тарасівка	Миколаївська			1,84				15.03.2018	19.03.2018	5,30
81446	207	р.Інгул-м.Кропивницький	Кіровоградська							06.03.2018	30.03.2018	3,70
81450	209	р.Інгул-с.Новогорожене	Миколаївська			4,9				10.03.2018	31.03.2018	14,0
81439	204	Мертвовід-с.Крива Пустош	Миколаївська									
81442	205	Чичиклія-с.Василівка	Миколаївська									
81444	206	Гнилий Єланець-с.Женево- Криворіжжя	Миколаївська									
81454	210	Громоклія-с.Михайлівка	Миколаївська									
81336	211	Тилігул-с.Новоукраїнка	Одеська									
81338	212	Тилігул-с.Березівка	Одеська			0,01						
81475	139	Великий Куяльник-Северинівка	Одеська			0,01						
81327	213	Ботна-м.Каушани	Молдова									
81001	214	Когильник-м.Котовськ	Одеська									
42231	215	Ялпуг-зал.ст.Комрат	Молдова									

Рисунок 4.57 – Діалогове вікно оперативної вихідної інформації у 2017-2018 р.

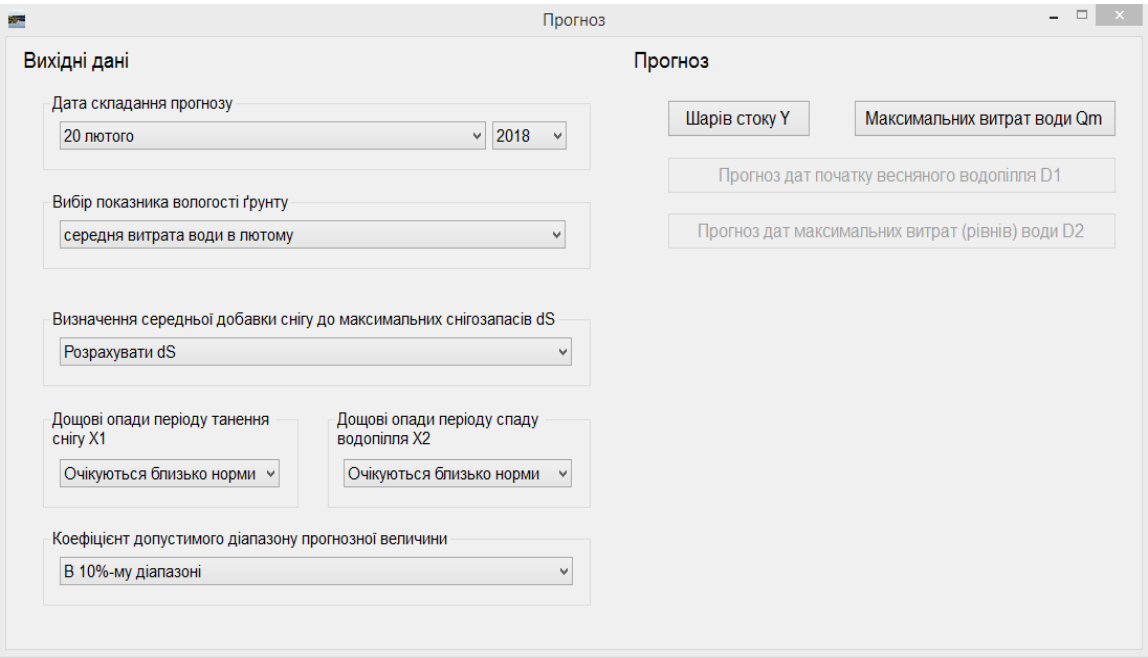
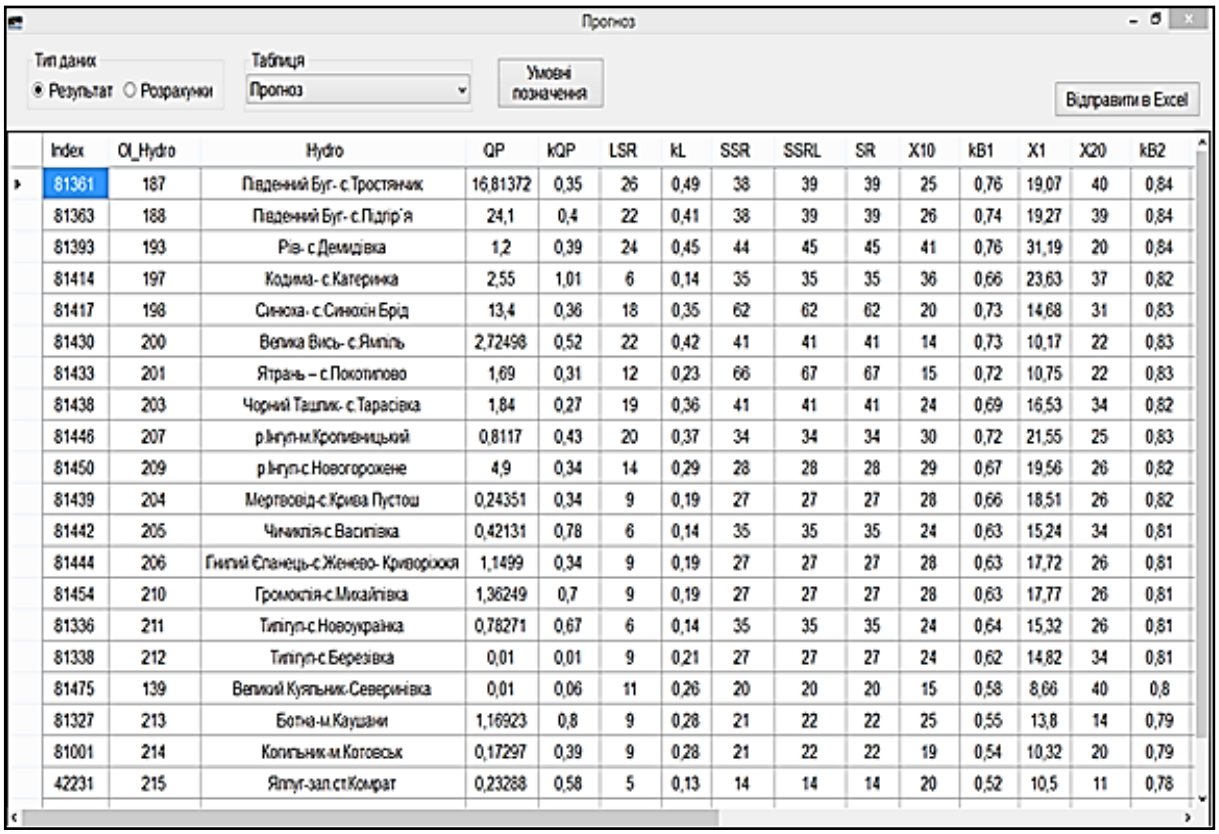


Рисунок 4.58 – Діалогове вікно для випуску прогнозу характеристик стоку весняного водопілля

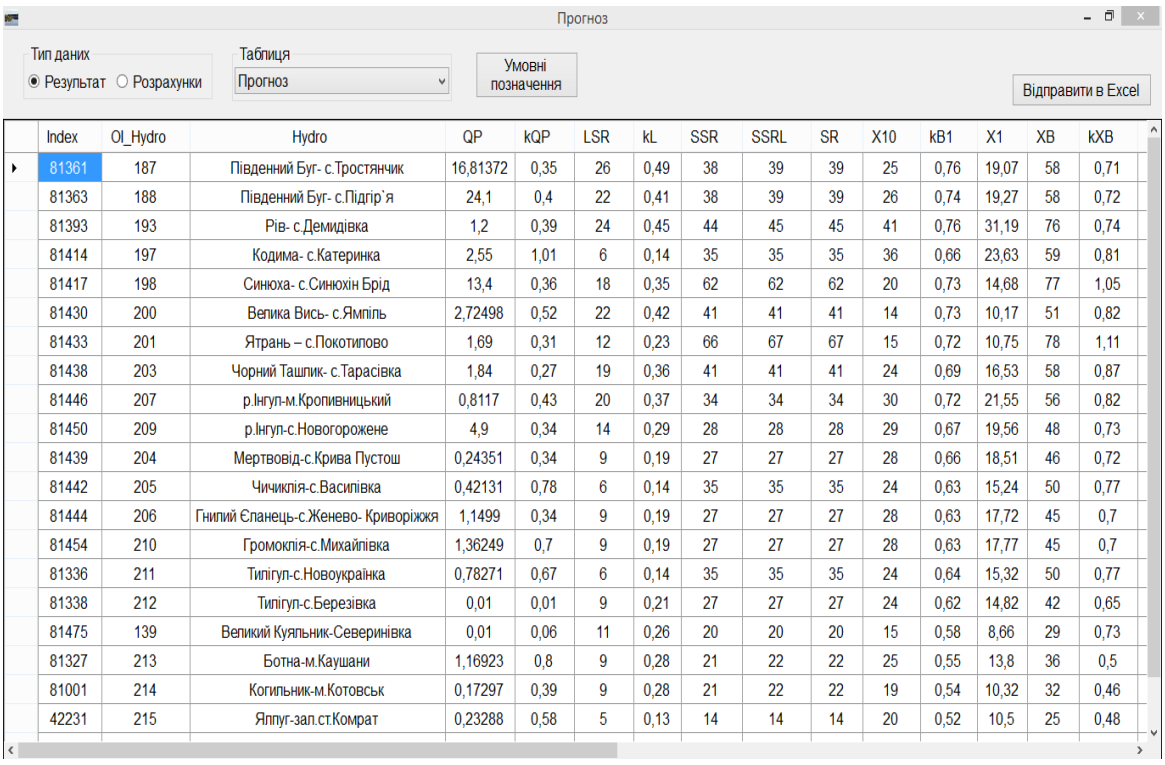
4.5.9.2 Результати прогнозу шарів стоку і максимальних витрат води весняного водопілля в програмному комплексі «Південний Буг»

Результати прогнозу шарів стоку і максимальних витрат весняного водопілля та оцінки прогнозів в басейні р. Південний Буг і річок північно-західного Причорномор'я представляються в табличному та картографічному вигляді. Приклад розрахункових таблиць прогнозних величин шарів стоку для весняного водопілля 2017-2018 р. представлений на рис. 4.57, максимальних витрат води на рис. 4.58, а картосхеми розподілу прогнозних величин та їх забезпеченостей на рис. 4.50-4.53.



Index	OI_Hydro	Hydro	QP	kQP	LSR	kL	SSR	SSRL	SR	X10	kB1	X1	X20	kB2
81361	187	Південний Буг- с.Тростянчик	16,81372	0,35	26	0,49	38	39	39	25	0,76	19,07	40	0,84
81363	188	Південний Буг- с.Підпр'я	24,1	0,4	22	0,41	38	39	39	26	0,74	19,27	39	0,84
81393	193	Рів- с.Демидівка	1,2	0,39	24	0,45	44	45	45	41	0,76	31,19	20	0,84
81414	197	Кодима- с.Катеринка	2,55	1,01	6	0,14	35	35	35	36	0,66	23,63	37	0,82
81417	198	Синюха- с.Синюхін Брід	13,4	0,36	18	0,35	62	62	62	20	0,73	14,68	31	0,83
81430	200	Велика Вись- с.Ямпіль	2,72498	0,52	22	0,42	41	41	41	14	0,73	10,17	22	0,83
81433	201	Ятрань – с.Покотилово	1,69	0,31	12	0,23	66	67	67	15	0,72	10,75	22	0,83
81438	203	Чорний Ташлик- с.Тарасівка	1,84	0,27	19	0,36	41	41	41	24	0,69	16,53	34	0,82
81446	207	р.Інгул-м.Кропивницький	0,8117	0,43	20	0,37	34	34	34	30	0,72	21,55	25	0,83
81450	209	р.Інгул-с.Новогорохене	4,9	0,34	14	0,29	28	28	28	29	0,67	19,56	26	0,82
81439	204	Мертвовід-с.Крива Пустош	0,24351	0,34	9	0,19	27	27	27	28	0,66	18,51	26	0,82
81442	205	Чичиклія-с.Василівка	0,42131	0,78	6	0,14	35	35	35	24	0,63	15,24	34	0,81
81444	206	Гнилий Єланець-с.Женево- Криворіжжя	1,1499	0,34	9	0,19	27	27	27	28	0,63	17,72	26	0,81
81454	210	Громокля-с.Михайлівка	1,36249	0,7	9	0,19	27	27	27	28	0,63	17,77	26	0,81
81336	211	Тилігул-с.Новоукраїнка	0,78271	0,67	6	0,14	35	35	35	24	0,64	15,32	26	0,81
81338	212	Тилігул-с.Березівка	0,01	0,01	9	0,21	27	27	27	24	0,62	14,82	34	0,81
81475	139	Великий Куяльник-Северинівка	0,01	0,06	11	0,26	20	20	20	15	0,58	8,66	40	0,8
81327	213	Ботна-м.Каушани	1,16923	0,8	9	0,28	21	22	22	25	0,55	13,8	14	0,79
81001	214	Копильник-м.Котовськ	0,17297	0,39	9	0,28	21	22	22	19	0,54	10,32	20	0,79
42231	215	Ялпуг-зал.ст.Комрат	0,23288	0,58	5	0,13	14	14	14	20	0,52	10,5	11	0,78

Рисунок 4.59 – Таблиця результатів прогнозу шарів стоку Y_m весняного водопілля 2017-2018 р.



Index	Ol_Hydro	Hydro	QP	kQP	LSR	kL	SSR	SSRL	SR	X10	kB1	X1	XB	kXB
81361	187	Південний Буг- с.Тростянчик	16,81372	0,35	26	0,49	38	39	39	25	0,76	19,07	58	0,71
81363	188	Південний Буг- с.Підгір`я	24,1	0,4	22	0,41	38	39	39	26	0,74	19,27	58	0,72
81393	193	Рів- с.Демидівка	1,2	0,39	24	0,45	44	45	45	41	0,76	31,19	76	0,74
81414	197	Кодима- с.Катеринка	2,55	1,01	6	0,14	35	35	35	36	0,66	23,63	59	0,81
81417	198	Синюха- с.Синюхін Брід	13,4	0,36	18	0,35	62	62	62	20	0,73	14,68	77	1,05
81430	200	Велика Вись- с.Ямпіль	2,72498	0,52	22	0,42	41	41	41	14	0,73	10,17	51	0,82
81433	201	Ятрань – с.Покотиповo	1,69	0,31	12	0,23	66	67	67	15	0,72	10,75	78	1,11
81438	203	Чорний Ташлик- с.Тарасівка	1,84	0,27	19	0,36	41	41	41	24	0,69	16,53	58	0,87
81446	207	р.Інгул-м.Кропивницький	0,8117	0,43	20	0,37	34	34	34	30	0,72	21,55	56	0,82
81450	209	р.Інгул-с.Новогорожене	4,9	0,34	14	0,29	28	28	28	29	0,67	19,56	48	0,73
81439	204	Мертвовід-с.Крива Пустош	0,24351	0,34	9	0,19	27	27	27	28	0,66	18,51	46	0,72
81442	205	Чичиклія-с.Василівка	0,42131	0,78	6	0,14	35	35	35	24	0,63	15,24	50	0,77
81444	206	Гнилий Єланець-с.Женево- Криворіжжя	1,1499	0,34	9	0,19	27	27	27	28	0,63	17,72	45	0,7
81454	210	Громоклія-с.Михайлівка	1,36249	0,7	9	0,19	27	27	27	28	0,63	17,77	45	0,7
81336	211	Тилігул-с.Новоукраїнка	0,78271	0,67	6	0,14	35	35	35	24	0,64	15,32	50	0,77
81338	212	Тилігул-с.Березівка	0,01	0,01	9	0,21	27	27	27	24	0,62	14,82	42	0,65
81475	139	Великий Куяльник-Северинівка	0,01	0,06	11	0,26	20	20	20	15	0,58	8,66	29	0,73
81327	213	Ботна-м.Каушани	1,16923	0,8	9	0,28	21	22	22	25	0,55	13,8	36	0,5
81001	214	Когильник-м.Котовськ	0,17297	0,39	9	0,28	21	22	22	19	0,54	10,32	32	0,46
42231	215	Ялпуг-зал.ст.Комрат	0,23288	0,58	5	0,13	14	14	14	20	0,52	10,5	25	0,48

Рисунок 4.60 – Таблиця результатів прогнозу максимальних витрат води Q_m весняного водопілля 2017-2018 р.

4.5.9.3 Оцінка прогнозу шарів стоку і максимальних витрат води весняного водопілля в програмному комплексі «Південний Буг» та річок Нижнього Дніпра

Оцінка довгострокового прогнозу шарів стоку весняного водопілля здійснюється шляхом визначення похибки прогнозу δ (мм чи м^3/с) та в частках від допустимої похибки $\delta / \delta_{доп}$, де $\delta_{доп}$ (мм або м^3/с) визначається за багаторічним рядом шарів стоку чи максимальних витрат води весняного водопілля. Прогноз вважається справджуваним, якщо відношення $\delta / \delta_{доп} \leq 1.0$ [67], [68].

Результати оцінки довгострокових прогнозів шарів стоку та максимальних витрат води весяного водопілля 2017-2018 р. для деяких річок в басейні р. Південний Буг і річок північно-західного Причорномор’я (в програмному комплексі «Південний Буг»), а також рр. Нижнього Дніпра, по яких були

отримані спостережені величини наведені в табл. 4.23 і табл. 4.24, а прогнози є справджуваними з відмінними, добрими і задовільними оцінками.

Таблиця 4.23 – Оцінка прогнозу шарів стоку весяного водопілля 2017 - 2018 р. в басейнах річок Півдня України

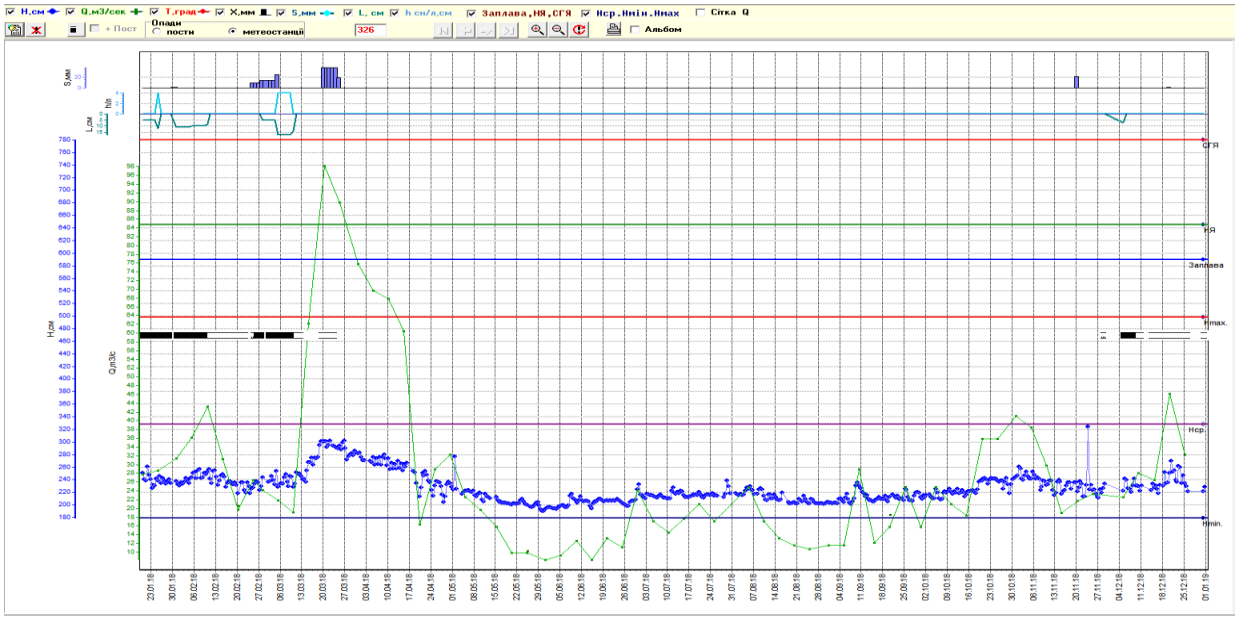
Річка-пост	$(Y_m)_{пр}$, мм	P%	$(Y_m)_{сп}$, мм	δ, мм	$\delta_{доп}$, мм	$\delta/\delta_{доп}$
Південний Буг- с.Тростянчик	2,3	99	9,4	7,09	16	0,44
Південний Буг- с.Підгір`я	2,0	99	11	9,17	14	0,68
Синюха- с.Синюхін Брід	5,5	92	10	4,54	15	0,31
Оріль – смт Царичанка	13	85	26	13	19	0,70
Самара – с.Кочережки	5,6	78	8,2	2,6	8	0,32

Таблиця 4.6 – Оцінка прогнозу максимальних витрат води весняного весяного водопілля 2017-2018 р. в басейнах річок Півдня України

Річка-пост	$(Q_m)_{пр}$, м^3/с	P%	$(Q_m)_{сп}$, м^3/с	δ, м^3/с	$\delta_{доп}$, м^3/с	$\delta/\delta_{доп}$
Південний Буг- с.Тростянчик	42,8	99	73,5	30,7	263	0,12
Південний Буг- с.Підгір`я	47,3	99	99,4	52,1	312	0,17
Рів - с.Демидівка	5,07	99	3,87	-1,2	23,1	0,05
Кодима- с.Катеринка	5,43	79	5,25	-0,18	52,8	0,0
Синюха- с.Синюхін Брід	92,69	90	60,0	-32,69	321	0,1
Велика Вись- с.Ямпіль	6,67	97	19,7	13,03	75,5	0,17
Ятрань – с.Покотилово	9,17	91	10,7	1,53	72,8	0,02
Чорний Ташлик- с.Тарасівка	11,3	94	5,3	-6,0	92,3	0,06
Інгул-м.Кропивницький	3,47	89	3,7	0,23	35,6	0,01
Інгул-с.Новогорожене	27,72	89	14	-13,72	151	0,09
Оріль – смт Царичанка	52,5	85	66,9	14,4	116	0,12
Самара – с.Кочережки	34,0	93	42,4	8,4	64,8	0,13

На рис. 4.17 представлений комплексний графік ходу гідрометеорологічних характеристик весяного водопілля 2017-2018 р. для р. Південний Буг - с. Підгір`я та р. Самара – с. Кочережки.

а)



б)

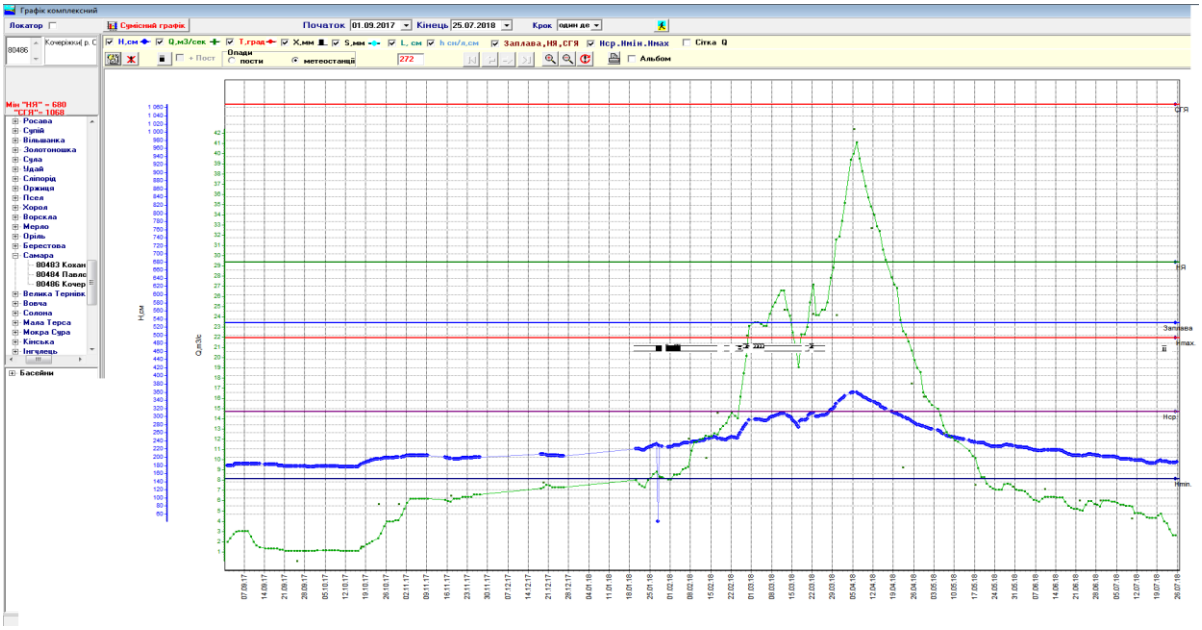


Рисунок 4.17 - Комплексний графік ходу гідрометеорологічних характеристик весяного водопілля 2017-2018 р. для а) р. Південний Буг - с. Підгір`я та б) р. Самара – с. Кочережки

З графіка можна побачити, що на пості р. Південний Буг - с. Підгір`я та р. Самара – с. Кочережки весняне водопілля спостерігалось в період з 10 березня

по 20 квітня 2018 р., рівень води не перевищив відмітки заплави, НЯ та рівень СГЯ, що говорить про те, що був відсутній ризик підтоплення населених пунктів, доріг, сільськогосподарських угідь та водогосподарських споруд, не було гідрологічних небезпек, пов'язаних з затопленням територій і загрози життю людей. Але в інші екстремально високі весняні водопілля такий ризик існує і прогноз максимального стоку весняного водопілля є особливо актуальним.

4.5.9.4 Подальші перспективи використання та впровадження програмного комплексу «Південний Буг»

В результаті розробки програмного комплексу «Південний Буг» для випуску довгострокового прогнозу характеристик стоку весняного водопілля був розроблений продукт, що надає користувачу наступні функціональні можливості:

– введення оперативної інформації по метеорологічним станціям;

– відновлення оперативної інформації по метеорологічним станціям;

– введення оперативної інформації по гідрологічним постам;

– відновлення оперативної інформації по гідрологічним постам;

– розрахунок прогнозних величин;

– перегляд і друк таблиць з вихідними даними й результатами розрахунку.

Подальші перспективи роботи пов'язані з автоматизацією прив'язки вихідних рядів спостережень з мережі Інтернет (при використанні автоматизованого програмного комплексу УкрГМЦ АРМ-гідро) в таблиці програмного прогностичного комплексу «Південний Буг». Крім того, планується блок програми, який дозволить на основі ГІС карт робити прив'язку прогностичної інформації до картографічної основи, що дозволить оцінювати ступінь ризику при проходженні весняних водопіль високої водності для значних територій, у тому числі й невивчених в гідрологічному відношенні річок. Таким чином, розроблений комплекс «Південний Буг» дозволяє автоматизувати та

прискорити процес випуску прогнозу весняного водопілля в басейні р. Південний Буг і зараз використовується в практичній діяльності ГМЦ ЧАМ (Акт використання від 30 листопада 2022 р.).

4.5.10 Реалізація запропонованого ймовірнісно-прогностичного методу для прогнозування дат початку та настання максимальних витрат води в басейнах Півдня України

4.5.10.1 Прогнозування дат початку весняного водопілля

Дати початку водопіль визначаються кліматичними умовами на басейнах і пов'язаними з ними датами початку водовіддачі снігового покриву, які у свою чергу, крім географічного положення водозборів, можуть залежати від таких місцевих факторів, як залісеність, заболоченість басейнів та ін.

На першому етапі розробки методики прогнозу строків весняного водопілля за даними багаторічних спостережень по рівнинних річках Півдня України було встановлено, що середньобагаторічні дати початку водопіль в розглядуваному регіоні змінюються від 1-5 березня в північній частині території до 20 лютого – в його південних районах. Але вони можуть значно коливатися з року в рік - від дуже ранніх (в січні або лютому – наприклад, у 1989, 1990, 1995, 1997, 2000, 2002, 2013, 2014 та ін. рр.) до більш пізніх – в другій-третій декадах березня (1980, 1984, 1987, 1996, 2003, 2006, 2011, 2012 рр.). При цьому середньобагаторічні дати накопичення максимальних снігозапасів спостерігаються у строки в середньому 20-28 лютого.

Виконаний аналіз показав, що період від дати формування максимальних снігозапасів на водозборі до дати початку водопілля визначається в основному температурними характеристиками періоду весняного сніготанення. Менш проявляється вплив самих величин максимальних запасів води в сніговому покриві (S_m), які визначають тривалість водоутримуючої спроможності снігу і

строки початку водовіддачі снігу, при подальшій появі поверхневого стоку і припливу тало-дощової води до річкової мережі, тобто моменту початку весняного підйому рівнів води.

У зв’язку з цим були отримані залежності кількості днів від початку сніготанення до моменту водовіддачі і надходження талої води в річкову мережу ($t_в$, діб), як період від дати максимальних снігозапасів ($Д_{Sm}$) до дати початку водопілля ($Д_в$) від середньої декадної температури повітря за першу після $Д_{Sm}$ декаду ($\theta_1{}^0$C) у вигляді

$$t_в = f(\theta_1^o). \tag{4.97}$$

Температура повітря $\theta_1{}^0$C взята за даними метеостанцій, що розташовані близько до геометричних центрів тяжіння досліджуваних водозборів. Зв’язків ж величини $t_в$, наприклад, з максимальними перед початком весняного водопілля снігозапасами у кожному році (S_m) або місяця, в якому спостерігалося сніготанення, виявлено не було.

Приклад залежності (4.97) для р. Кодима - с. Катеринка представлено на рис. 4.62 та для басейну р. Гайчур – с. Андріївка – на рис. 4.63.

Залежності $t_в = f(\theta_1^o)$не досить тісні, але тенденція до зменшення числа днів $t_в$ при підвищенні температури θ_1°C чітко простежується. Такі зв'язки описуються рівняннями прямої (при θ_1 до 5,0-5,5 °C)

$$t_в = d_1 - c_1\theta_1 \tag{4.98}$$

де d_1 *і* c_1 - емпіричні параметри, що підлягають встановленню і узагальненню.

Емпіричні параметри d_1 і c_1 в залежності (4.97) підлягають встановленню (табл. 4.25) й узагальненню.

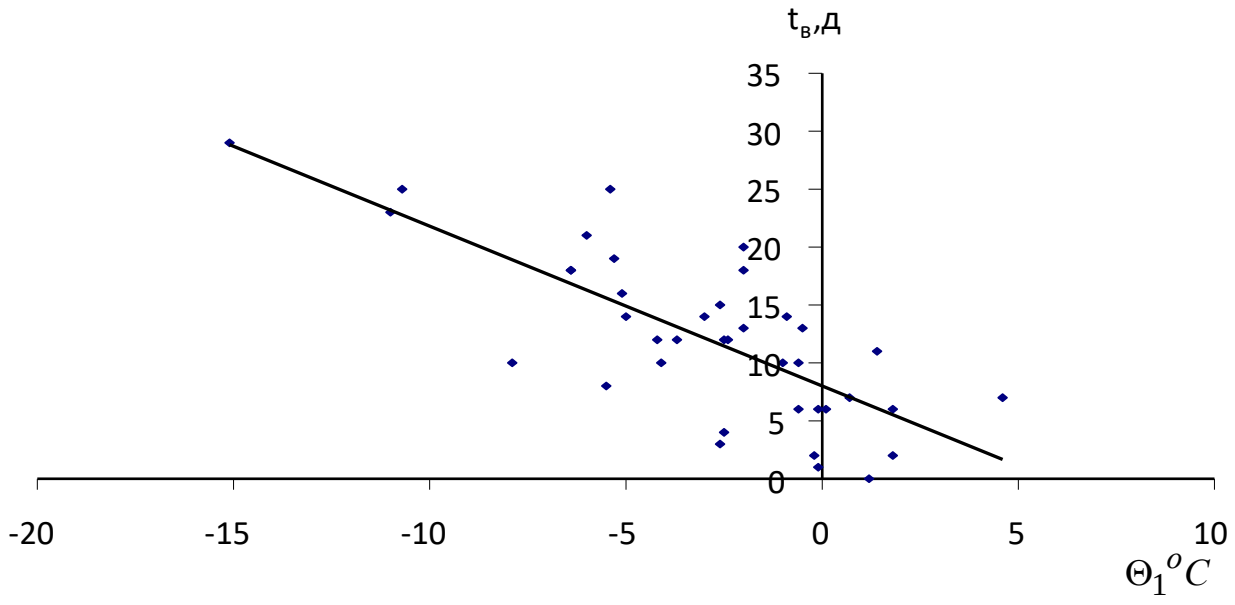


Рисунок 4.62 - Залежність $t_в = f(\theta_1^o)$ для басейну р. Кодима - с. Катеринка r = 0,75 (температуру повітря прийнято по м/с Любашівка)

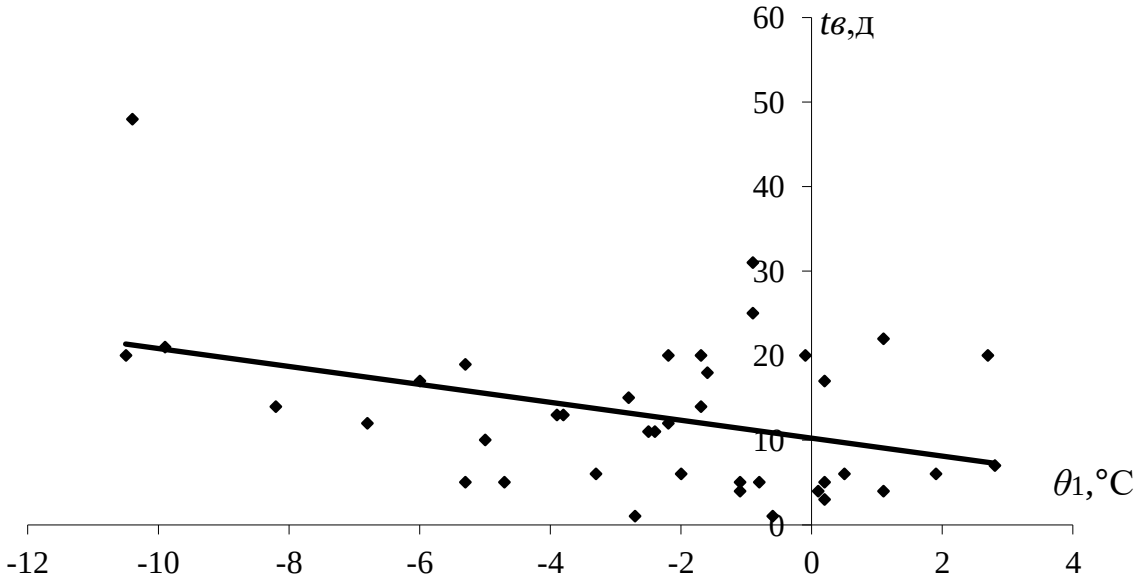


Рисунок 4.63 – Залежність $t_в = f(\theta_1^o)$ для басейну р. Гайчур – с. Андріївка, r = 0,53 (температура повітря прийнята по м/с Гуляй Поле)

Таблиця 4.25 – Значення коефіцієнтів для визначення тривалості водовіддачі $t_в$, діб та тривалості підйому $t_п$, діб

№ за/п	Індекс поста	Річка-пост	c_1	d_1	c_2	d_2
Басейн р.Південний Буг (район 1)						
1.	81361	Південний Буг – с. Тростянчик	-1,99	6,78	-2,56	17,2
2.	81363	Південний Буг – с. Підгір'я	-1,15	4,98	-3,47	17,5
3.	81393	Рів – с. Демидівка	-1,82	9,89	-1,45	11,1
4.	81417	Синюха – с. Синюхин Брод	-1,28	3,98	-1,51	14,2
5.	81430	Велика Вись – с. Ямпіль	-1,54	6,75	-1,73	15
6.	81433	Ятрань – с. Покотилово	-0,66	5,0	-2,78	13,7
Басейн р.Південний Буг (район 2)						
7.	81414	Кодима – с. Катеринка	-1,31	7,68	-1,75	15,8
8.	81438	Чорний Ташлик – с. Тарасівка	-0,3	11	-1,78	8,41
9.	81450	Інгул – с. Новгорожено	-1,65	8,17	-0,34	10,2
10.	81446	Інгул – с. Кіровоград	-1,83	7,59	-0,23	11,8
суббасейн Нижнього Дніпра, ліві притоки (район 3)						
11.	80473	Оріль – смт Царичанка	-0,56	7,63	-2,16	21,6
12.	80486	Самара –с. Кочережки	-1,85	5,5	-1,26	18,7
13.	80505	Вовча – смт Васильківка	-1,25	7,19	-1,68	17,0
14.	80513	Мокри Яли – х. Грушівський	-1,32	5,83	-2,45	11,1
15.	80518	Гайчур – с. Андріївка	-1,06	10,3	-4,1	15,9
суббасейн Нижнього Дніпра, праві притоки (район 2)						
16.	80395	Тясмин – с. В.Яблунівка	-0,23	17,9	-1,4	9,07
17.	80551	Базавлук – с. Катерино-Наталівка	-0,46	11,9	-1,13	8,23
18.	80561	Інгулець – с. Олександро-Степанівка	-2,65	4,11	-1,32	13,5
19.	80568	Інгулець – м. Кропивницький	-1,86	5,15	-0,28	16,9
20.	80571	Інгулець – с. Могилівка	-0,022	8,51	-0,35	16,4

Просторове узагальнення параметрів d_1 і c_1 в межах рівнинної території України здійснено шляхом встановлення залежностей цих параметрів від географічної широти геометричних центрів водозборів (φ^o, в частках °півн.ш.).

За значеннями цих коефіцієнтів в межах рівнинної території України, у тому числі й для річок південної частини України, було отримане регіональне рівняння для визначення $t_в$ в залежності від географічної широти геометричних центрів водозборів (φ^o в частках град.півн.ш.), приведених до умовної широти φ=48 °півн.ш., і середньодекадної температури повітря θ_1 ^{0}С у вигляді

$$t_в = [0{,}3(\varphi^O - 48) + 7{,}31] - [0{,}17(\varphi^O - 48) + 1{,}29] \cdot \theta_1 . \qquad (4.99)$$

Пронозування дат початку весняного водопілля у поточному році здійснюється за схемою

$$Д'_в = Д_{Sm} + t'_в , \qquad (4.100)$$

де $Д'_в$ – прогнозована у даному році дата початку весняного водопілля;

$Д_{Sm}$ – дата максимальних запасів води в сніговому покриві;

$t'_в$ – очікувана тривалість періоду від дати максимальних снігозапасів $Д_{Sm}$ до дати початку водопілля $Д_в$, діб Вона визначається для басейнів за регіональним рівнянням (4.99) при використанні метеорологічного прогнозу температури повітря (θ_1 ^{0}C) за декаду, наступну після $Дs_m$.

Прогноз $Д'_в$ за схемою (4.100) складається у поточному році в дату накопичення максимальних снігозапасів ($Д_{Sm}$).

Завчасність прогнозів цих дат визначається величиною $t'_в$, тобто дорівнює очікуваному періоду від дати прогнозу $Д_{Sm}$ до дати початку водопілля $Д_в$. Для розглядуваних річок спостерігається незначне збільшення завчасності прогнозу $Д_в$ (у вигляді середньобагаторічних значень $(t_в)_0$, діб з північного заходу на схід

$$t_{в_0} = 0{,}79(\varphi^O - 48) + 10 . \qquad (4.101)$$

4.5.10.2 Прогноз дат максимальних витрат води весняного водопілля

Строки проходження максимальних витрат води водопіль визначаються погодними умовами зимово-весняного сезону: щільністю снігового покриву, інтенсивністю та тривалістю сніготанення, кількістю та інтенсивністю опадів у цей період, а також розрізняються для різних за розмірами та географічним положенням водозборів.

Аналіз середніх за багаторічний період дат максимальних витрат води водопіль на річках півдня України показав, що коливаються вони у період 5-20 березня. Ці дати також можуть спостерігатися як й у більш ранні строки – у другій-третій декадах лютого (як у 1966, 1974, 1977, 1992, 1996, 2014 та ін. рр.), так і у більш пізні – друга-третя декади березня - початок квітня (1964, 1969, 1982, 1983, 1985, 1993, 1996, 2006, 2010, 2011,2012, 2013, 2015, 2018 рр.).

При розробці методики прогнозу дат максимальних витрат води весняного водопілля ($Д_{Qm}$) були виявлені залежності тривалості підйому водопілля (t_n,д) від середньої декадної температури повітря за першу декаду після дати його початку ($\theta_2{}^oC$) за формулою

$$t_n = f(\theta_2{}^o)\,. \qquad (4.102)$$

Залежності тривалості t_n, діб від таких характеристик весняного водопілля, як, наприклад, максимальні снігозапаси (S_m) і кількість опадів періоду танення снігу (X_1) не встановлено. Графічний вигляд залежностей $t_n = f(\theta_2{}^o)$ показаний на рис. 4.64 та рис. 4.65.

Такі залежності для річок півдня України мають убутній характер при зростанні температури повітря ($\theta_2{}^oC$) і описуються рівняннями вигляду (але при температурі повітря θ_2 до 8-10 ºС)

$$t_n = d_2 - c_2\theta_2 . \qquad (4.103)$$

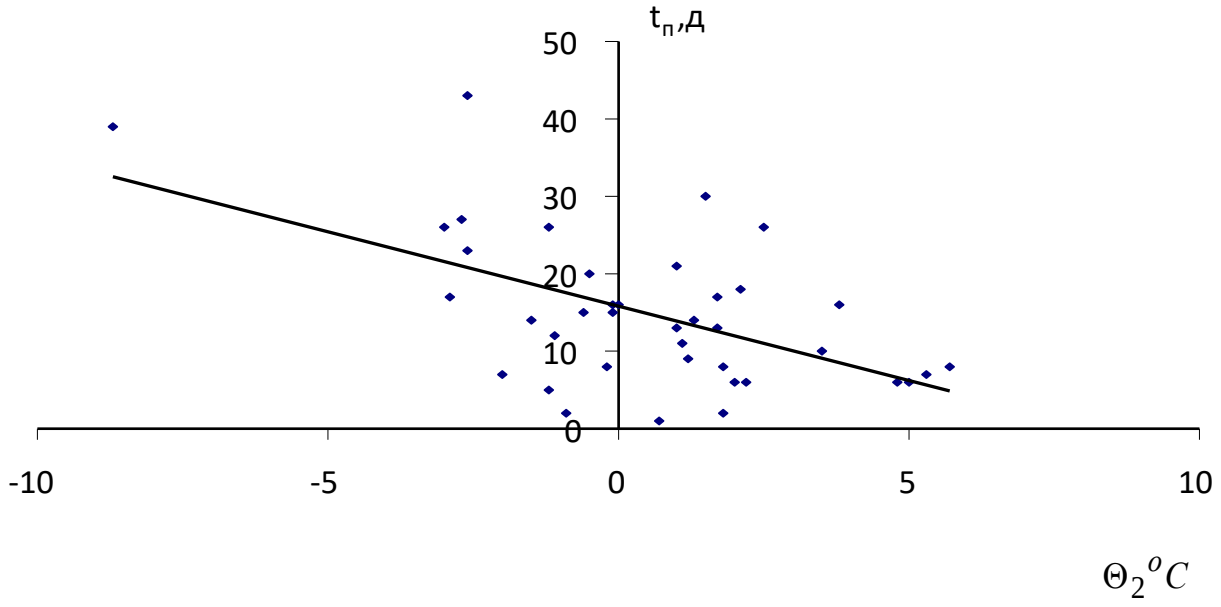


Рисунок 4.64 - Залежність $t_n = f(\theta_2{}^o)$, діб для басейну р.Кодима – с.Катеринка *r* = 0,55 (температуру повітря прийнято по метеостанції Любашівка)

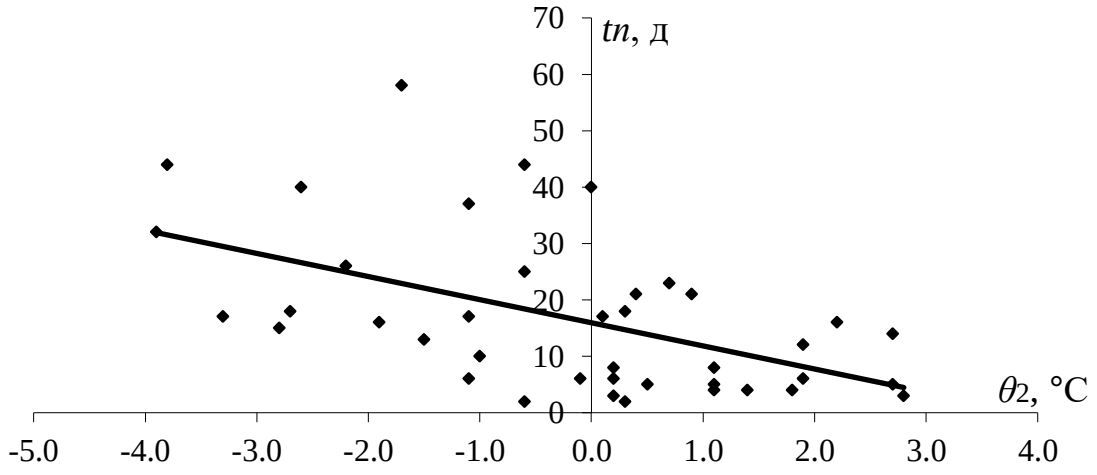


Рисунок 4.65 – Залежність , діб для басейну р. Гайчур – с. Андріївка, *r* = 0,53 (температура повітря прийнята по метеостанції Гуляй Поле)

Узагальнення параметрів, що наведені в табл. 4.25, було здійснено для d_2 в залежності від площ басейнів F (км^2), що визначають тривалість поверхневого добігання тало-дощових вод, а для c_2 – в залежності від географічної широти центрів тяжіння водозборів (φ^o в частках град.півн.ш.), приведених до умовної широти φ=48° півн.ш.

В межах рівнинної території України, у тому числі й для річок півдня країни, з урахуванням середньодекадної температури повітря $\theta_2{}^oC$ було отримано рівняння для визначення t_n, діб у вигляді

$$t_n = \{3{,}45 \cdot \exp[0{,}42 \cdot \lg(F+1)]\} - [1{,}64 - 0{,}12(\varphi^o - 48)] \cdot \theta_2 \ . \qquad (4.104)$$

Дати проходження максимальних витрат води весняного водопілля визначаються за схемою при складанні прогнозу в спостережену дату початку весняного водопілля ($Д_в$)

$$Д'_{Qm} = Д_в + t'_n \ . \qquad (4.105)$$

Завчасність прогнозів дат проходження максимальних витрат води весняного водопілля визначається тривалістю його підйому t_n, діб. Встановлено, що завчасність прогнозів $Д_{Qm}$ в басейнах річок (при середніх багаторічних значеннях $(t_n)_0$, діб збільшується зі збільшенням площ водозборів, тобто

$$(t_n)_0 = 4{,}96 \cdot \exp[\,0{,}32 \cdot \lg(F+1)]\,. \qquad (4.106)$$

4.5.10.3 Визначення забезпеченості прогнозних дат у багаторічному розрізі

Як було указано вище, важливою характеристикою прогнозних строків проходження весняного водопілля є встановлення ймовірності їх настання у багаторічному розрізі.

З метою встановлення повторюваності строків водопілля у поточному році по багаторічних рядах дат початку та проходження максимальних витрат води на річках досліджуваної території, по яких є тривалі ряди спостережень, були побудовані емпіричні криві забезпеченості цих дат (за допомогою програми “StokStat”). Такі криві, наприклад, для р. Кодима - с. Катеринка показані на рис. 4.66 для дат початку весняного водопілля та рис. 4.67 – для дат проходження максимальних витрат води водопіль. Для всіх інших річок розглядуваної території криві збережені у електронному вигляді.

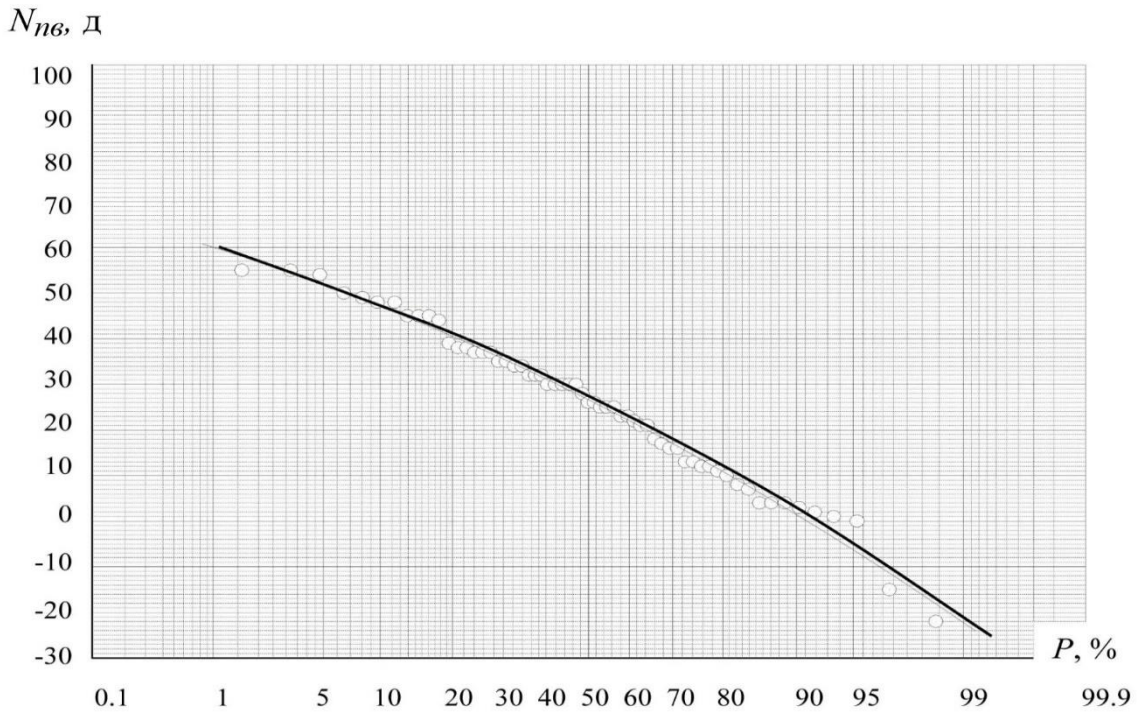


Рисунок 4.66 – Крива забезпеченості дат початку весняного водопілля (у вигляді кількості діб від 31.01) для р. Кодима-с.Катеринка

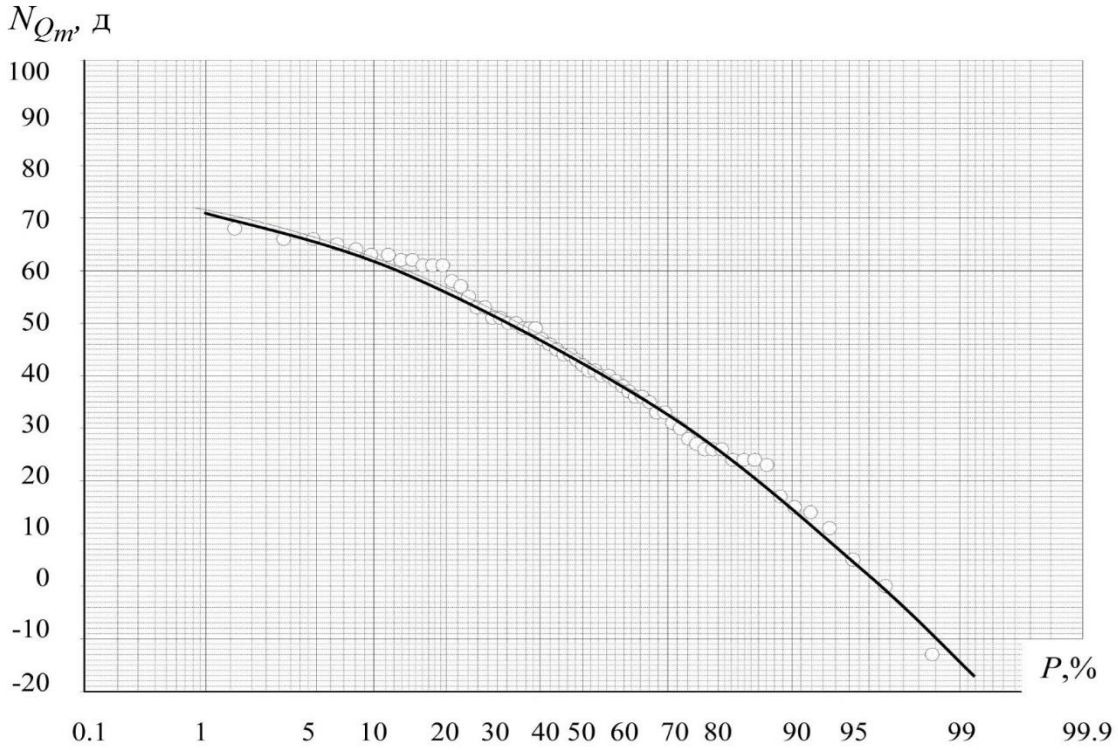


Рисунок 4.67 – Крива забезпеченості дат проходження максимальних витрат (рівнів) води (у вигляді кількості діб від 31.01) для р. Кодима - с. Катеринка

Встановлення ймовірності *P*% по таких кривих здійснюється за прогнозною датою початку водопілля чи максимальної витрати води (як кількості діб від 31.01 до прогнозної дати настання явища).

4.5.10.4 Оцінка методики прогнозів строків проходження весняного водопілля в басейнах річок Півдня України

Оцінка методики прогнозів строків весняного водопілля виконана шляхом складання перевірних прогнозів дат початку водопілля $Д'_в$ і дат максимальних витрат води $Д'_{Qm}$.

За багаторічний період збіжність спостережених і отриманих при перевірних прогнозах дат проходження водопіль на річках Півдня України

достатньо висока: з коефіцієнтами кореляції для дат початку водопілля r= 0,72 – 0,98, а для дат максимальних витрат води водопілля r =0,62– 0,93.

Допустима похибка при короткострокових прогнозах дат настання весняних процесів, як відомо [67], [68], береться в залежності від їх завчасності. Однак, методики прогнозу дат гідрологічних явищ, що базуються на використанні очікуваних за метеорологічним прогнозом температур повітря навесні, допустима похибка приймається за рекомендаціями [67] і дорівнює 6 діб.

Показником якості методики є середня квадратична похибка S (д), що при допустимій похибці 6 діб, її значення до 4,5 дає змогу вважати розроблену методику прогнозу дат гідрологічних явищ «доброю», а при значені до 7,1 - «задовільною» [67]. Значення показника якості S для дат початку весняного водопілля річок півдня України, дані по яких використовувалися при розробці методики прогнозу цих дат і забезпеченості допустимої похибки прогнозів становить:

- для дат початку весняного водопілля S= 4-9 д, P = 93-68 %;
- для дат максимальних витрат чи рівнів води S= 4-12 д, P = 85-55 %.

При цьому якість методики весняних водопіль краща при прогнозах дат початку водопіль. При прогнозах дат максимальних рівнів чи витрат води водопілля необхідний ретельний аналіз снігових максимумів і, за відповідних умов весняного сезону, приймання в прогнозній схемі, наприклад, середньої температури повітря за пентаду, а не за декаду.

Зважаючи на не дуже високу якість і використання у методиці прогнозних температур повітря, очікувані терміни проходження водопіль на річках представляються у вигляді консультацій.

Оцінка оперативних прогнозів дат початку ($Д'_в$) і максимальних витрат (рівнів) води ($Д'_{Q_m}$) в поточному році виконується шляхом розрахунку похибки прогнозу відносно фактично спостережених дат у вигляді Оцінка оперативних прогнозів дат початку ($Д'_в$) і максимальних витрат води ($Д'_{Q_m}$) поточному році здійснюється шляхом розрахунку похибки прогнозу (δ, д) відносно фактично спостережених дат, як

$$\delta Д'_в = Д_в - Д'_в; \quad (4.107)$$

$$\delta Д'_{Q_m} = Д_{Q_m} - Д'_{Q_m}. \quad (4.108)$$

При цьому прогноз вважається виправданим, якщо похибка прогнозу дат менша або дорівнює допустимій ($\delta_{доп}$ = 6 діб).

Використовуючи регіональну методику прогнозу дат початку та проходження максимальних витрат (рівнів) води на річках Півдня України були складені оперативні прогнози строків початку та проходження максимальних витрат води весняного водопілля 2017-2018 р. Схема випуску та автоматизації складання прогнозів описана в наступних пунктах.

4.5.10.5 Форма представлення очікуваних дат проходження весняного водопілля

В розробленій методиці прогнозу дат передбачена побудова картосхем дат початку водопілля на дату прогнозу: очікувані дати початку водопілля $Д'_в$, одержані за формулою (4.100) відносяться до гідрологічних постів річок і проводяться ізолінії зміни дат по території.

Прогнозні дати проходження максимальних витрат води $Д'_{Qm}$ не можуть бути картовані у зв’язку з залежністю їх від розмірів водозборів (при великому діапазоні їх зміни по розглядуваної території). Вони визначаються за (2.32) по даті початку водопілля і тривалості підйому водопілля, що отримана по регіональній залежності (2.31) та очікуваній температурі повітря на п’ять або десять діб.

Крім того, одночасно з картами прогнозних дат початку весняного водопілля надається й карта ймовірності очікуваних дат у багаторічному розрізі (*P*%). Це дає змогу встановити частоту повторюваності дат початку чи

проходження максимальних витрат (рівнів) води весняного водопілля у будь-якій частині території, незалежно від стану її гідрометеорологічної вивченості.

При прогнозуванні строків проходження весняного водопілля 2017-2018 р. побудована карто-схема очікуваних дат початку весняного водопілля в басейнах річок Півдня України – рр. Південного Бугу, Причорномор'я та Нижнього Дніпра (рис. 4.68): початок весняного водопілля на річках очікувався 5 березня для південних територій, зміщуючись до 10 березня – в центральній частині території Півдня України та 15-20 березня – в басейнах річок Орілі і Самари (с. Кочережки). Побудована карта забезпеченості прогнозних дат початку весняного водопілля 2017-2018 р. (рис. 4.69) показує, що забезпеченість прогнозних величин коливалася в межах та 40-50 % на півдні території до 25-35 % в центральній частині території і 20 % в басейні р. Оріль, відповідно розподілу прогнозних дат початку весняного водопілля 2017-2018 р.

В методиці прогнозу строків проходження весняних водопіль на річках передбачається й розрахунок відхилення дат початку та максимальних витрат води водопілля у поточному році від середніх багаторічних дат за формулами

$$\Delta Д_в = Д'_в - (Д_в)_0, \tag{4.109}$$

$$\Delta Д_{Q_m} = Д'_{Q_m} - (Д_{Q_m})_0, \tag{4.110}$$

де $\Delta Д_в$ і $\Delta Д_{Q_m}$ - відхилення очікуваних дат початку водопілля $Д'_в$ і максимальних витрат (рівнів) води $Д'_{Q_m}$ у поточному році від середніх багаторічних дат $(Д_в)_0$ і $(Д_{Q_m})_0$.

Прогнозні дати початку та проходження максимальних витрат води весняного водопілля представляються також в інтервальних оцінках з урахуванням допустимої похибки прогнозів цих дат, що прийнята рівною 6 діб.

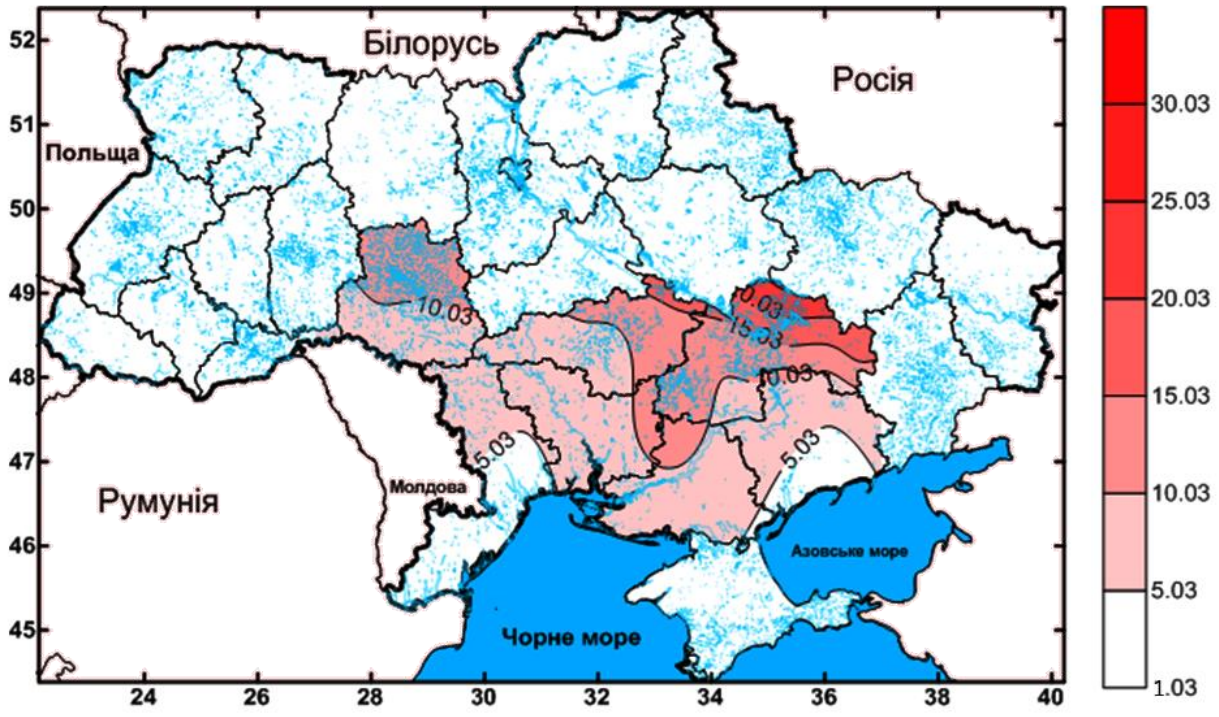


Рисунок 4.68 – Карто-схема очікуваних дат початку весняного водопілля 2017-2018 р. в басейнах річок Півдня України

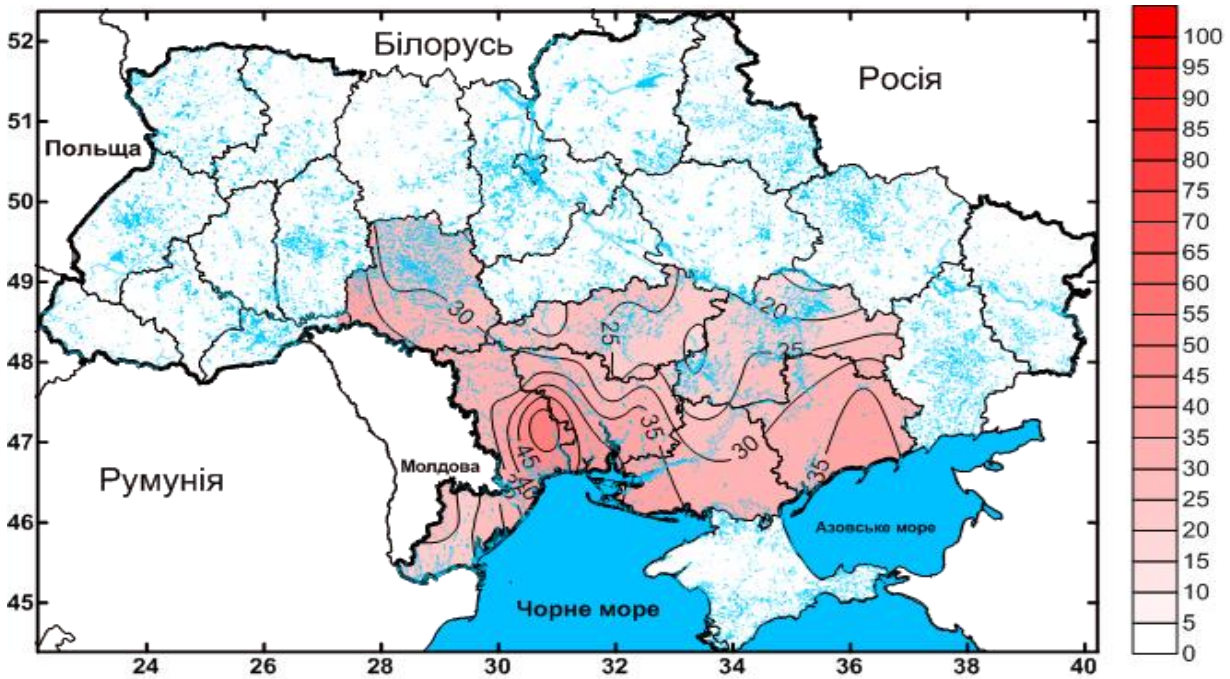


Рисунок 4.69 – Розподіл забезпеченостей (*P* %) прогнозних дат початку весняного водопілля 2017-2018 р. в басейнах річок Півдня України

4.5.10.6 Автоматизований програмний комплекс «Південний Буг» для ймовірнісно-прогностичного визначення строків проходження весняного водопілля

Для ймовірнісно-прогностичного визначення строків початку весняного водопілля та дат настання максимальних витрат води в програмному комплексі «Південний Буг» створений окремий автоматичний блок (рис. 4.70).

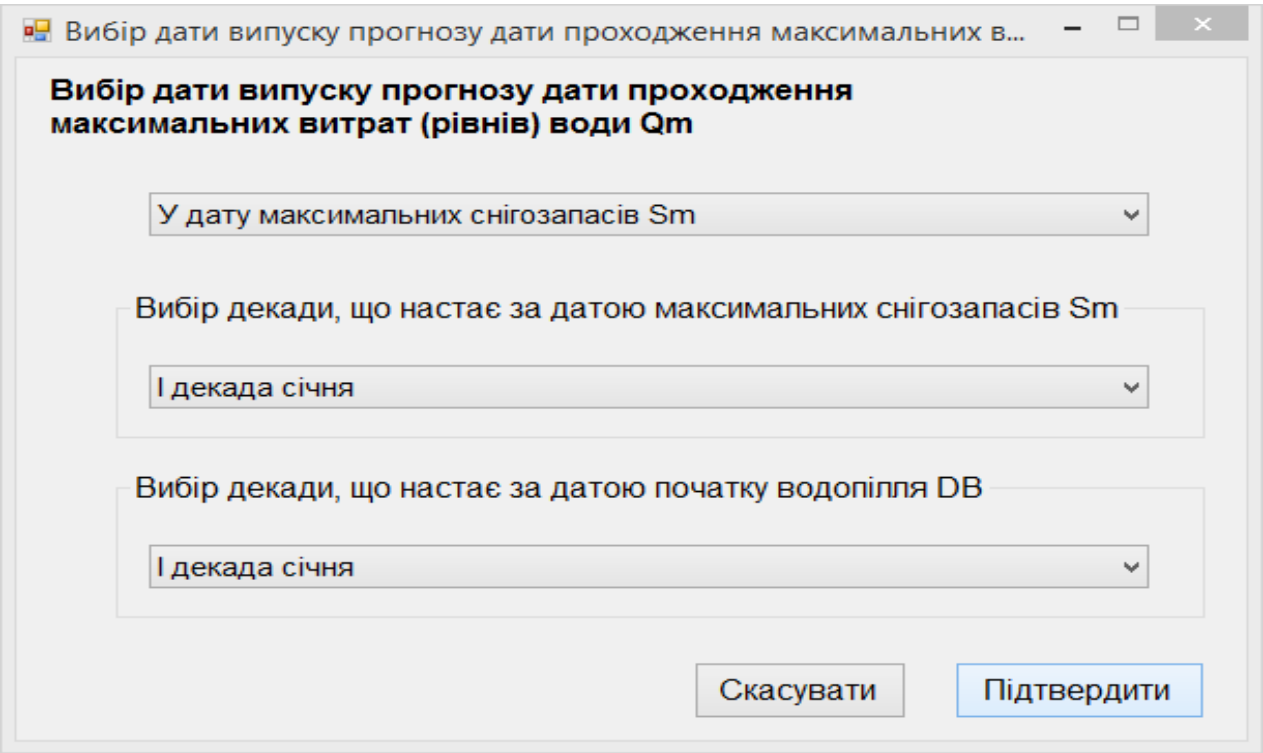


Рисунок 4.70 – Вибір дати випуску прогнозу дати проходження максимальних витрат (рівнів) води

Вибір дати випуску прогнозу дати початку та дати проходження максимальних витрат (рівнів) води весняного водопілля річок здійснюється як:

- *для прогнозу дат початку весняного водопілля D1.*

Потрібно вибрати декаду, що настає за датою максимальних снігозапасів S_m для якої приймається температура повітря.

- *для прогнозу дат максимальних витрат (рівнів) води D2.*

Потрібно вибрати декаду, що настає за датою початку водопілля DB для якої приймається температура повітря.

Результати та оцінка прогнозу дат початку весняного водопілля в програмному комплексі «Південний Буг». Прогнозування дат початку весняного водопілля в кожному році включає наступні етапи:

а) вибір дати максимальних снігозапасів:

за даними снігомірних зйомок було встановлено, що у 2018 р. дата максимальних снігозапасів на водозборах річок басейну Південного Бугу і річок північно-західного Причорномор'я спостерігалася переважно 5 березня, в басейнах річок Нижнього Дніпра – 20 березня. Ця дата є датою складання прогнозу дати початку водопілля;

б) вибір декади наступної після дати $Д_{Sm}$ – від першої декади березня в басейні річки Південний Буг та другої – в басейні Нижнього Дніпра;

в) отримання для цих декад температури повітря для метеостанцій, які розташовані в центрі тяжіння водозборів;

г) розрахунок тривалості водовіддачі снігу $t'_в$, діб ведеться за формулою

$$t'_в = [0{,}3(\varphi - 48) + 7{,}31] - [0{,}17(\varphi - 48) + 1{,}29] * \theta_1,$$

де $(\varphi°\text{-}48)$ – приведена до 48 півн.ш. географічна широта геометричного центру тяжіння водозбору, град.півн.ш.

θ_1 - температури повітря за декаду, наступну після $Дs_m$, $C°$.

д) визначення дат початку весняного водопілля ведеться за схемою

$$Д'_{пв} = Д_{Sm} + t'_в,$$

де $Д'_в$ – очікувана дата початку весняного водопілля;

$Д_{Sm}$ – дата утворення максимальних запасів води в сніговому покриві;

$t'_в$ – очікувана тривалість періоду від дати $Д_{Sm}$ до дати початку водопілля $Д'_в$, діб.

е) встановлення ймовірності настання дати початку весняного водопілля (P%) за кривими забезпеченості;

ж) форма представлення прогнозу дат початку весняного водопілля у вигляді:

- складання таблиці прогнозних дат початку весняного водопілля відносно їх відхилення від середньобагаторічних дат у вигляді

$$\Delta Д\,в = Д'в - (Д\,в)_0,$$

та інтервалу очікуваних дат $Д'в \pm \delta_{доп}$;

- побудова карто-схем очікуваних дат початку весняного водопілля (див. рис. 4.68) та їх прогнозних забезпеченостей (див. рис. 4.69);

з) виконання оцінки прогнозу дати початку весняного водопілля на річках, діб, як

$$\delta Д'в = Д\,в - Д'в\,,$$

При цьому прогноз вважається виправданим, якщо похибка прогнозу дат менша або дорівнює допустимій ($\delta_{доп}$ = 6 діб).

Результати оцінки прогнозів дат початку весняного водопілля у 2018 році для річок басейнів Півдня України показані в табл. 4.28.

Було складено 31 гідрологічний прогноз, а по наявним гідрологічним даним за водопілля 2017-2018 рр. було перевірено 20, справджуваність яких становила 95 %. Завчасність складених прогнозів дат початку весняного водопілля в 2017-2018 р., становить 5-6 діб в північній і центральній частині басейну, та 1-2 доби в південній.

Результати та оцінка прогнозу дат проходження максимальних витрат води весняного водопілля. Прогнозування дат проходження максимальних витрат води весняного водопілля в кожному році може відбуватися у двох варіантах та включає наступні етапи:

Таблиця 4.26 – Оцінка прогнозу дат початку весняного водопілля 2017-2018 р. в басейнах річок Півдня України ($\delta_{доп}$ = 6 діб)

Річка-пост	$(Дв)_{пр}$	P,%	$(Дв)_{сп}$	δ, д
Південний Буг- с.Тростянчик	11.03	28	09.03.2018	-2
Південний Буг- с.Підгір`я	10.03	30	10.03.2018	0
Рів- с.Демидівка	10.03	35	10.03.2018	0
Кодима- с.Катеринка	07.03	30	07.03.2018	0
Синюха- с.Синюхін Брід	10.03	21	10.03.2018	0
Велика Вись- с.Ямпіль	10.03	26	07.03.2018	-3
Ятрань – с.Покотилово	10.03	23	10.03.2018	0
Чорний Ташлик- с.Тарасівка	08.03	26	15.03.2018	7
Інгул-м.Кропивницький	10.03	23	06.03.2018	-4
Інгул-с.Новогорожене	08.03	32	10.03.2018	2
Оріль – смт Царичанка	28.03	11	28.03.2018	0
Самара –с.Кочережки	14.03	28	18.03.2018	4
Вовча – смт Васильківка	11.03	28	11.03.2018	-1
Мокри Яли – смт Грушевський	12.03	29	09.03.2018	-4
Гайчур – с. Андріївка	08.03	33	09.03.2018	0
Тясмин-с.Велика Яблунівка	14.03	28	09.03.2018	-5
Базавлук- с.Катерино-Наталівка	11.03	24	08.03.2018	-3
Інгулець-с.Олександро-Степанівка	13.03	26	08.03.2018	-5
Інгулець-м. Кропивницький	13.03	20	07. 03.2018	-6
Інгулець-с.Могилівка	13.03	22	07.03.2018	-6

<u>І варіант</u> – прогноз строків проходження максимальних витрат води весняного водопілля відбувається в спостережену дату початку водопілля $Д_в$:

а) вибір декади наступної після дати $Д_в$ – друга чи третя декада березня;

б) отримання для цих декад температури повітря для метеостанцій, які розташовані в центрі тяжіння водозборів;

в) розрахунок тривалості підйому весняного водопілля t'_n, діб ведеться за схемою

$$t'_n = \{3{,}45 \cdot \exp[0{,}42 \cdot \lg(F+1)]\} - [1{,}64 - 0{,}12(\varphi^o - 48)] \cdot \theta_2 ,$$

де ($\varphi°$ -48) - географічна широта геометричного центру тяжіння водозбору, град. півн.ш;

θ_2 - температури повітря за декаду, наступну після $Д_в$.,°С.

г) встановлення дати проходження максимальних витрат води весняного водопілля виконується за

$$Д'_{Qm} = Д_в + t'_n,$$

де $Д'_{Qm}$ – очікувана дата максимальної витрати води водопілля;

$Д_в$ – дата початку весняного водопілля;

t'_n – очікувана тривалість підйому весняного водопілля, діб.

д) встановлення ймовірності настання дат максимальних витрат води весняного водопілля 2017 - 2018 р. P% ведеться по кривих забезпеченості цих дат;

е) форма представлення дат максимальних витрат весняного водопілля у вигляді:

- складання таблиці прогнозних дат максимальних витрат води весняного водопілля відносно їх відхилення від середньобагаторічних дат у вигляді

$$\Delta Д_{Qm} = Д'_{Qm} - (Д_{Qm})_0,$$

та інтервалу очікуваних дат $Д'_{Qm} \pm \delta_{доп}$;

- побудови карти забзпеченості прогнозних дат максимальних витрат води весняного водопілля (P%);

ж) виконання оцінки прогнозу дати максимальних витрат води весняного водопілля на річках, як

$$\delta Д'_{Qm} = Д_{Qm} - Д'_{Qm},$$

При цьому прогноз вважається виправданим, якщо похибка прогнозу дат менша або дорівнює допустимій ($\delta_{доп}$ = 6 діб).

Результати прогнозних розрахунків та оцінка дат настання максимальних витрат весняного водопілля в басейні річки Південний Буг, а також Нижнього Дніпра наведені в табл. 4.27.

Таблиця 4.27 – Оцінка прогнозу дат настання максимальних витрат води весняного водопілля 2017-2018 р. в басейні річках Півдня України ($\delta_{доп}$=6 діб)

Річка-пост	(Д $_{Qm}$)пр	*P*%	(Д $_{Qm}$)сп	δ, д
Південний Буг- с.Тростянчик	29.03	34	23.03.2018	-6
Південний Буг- с.Підгір`я	28.03	34	20.03.2018	-8
Рів - с.Демидівка	24.03	48	19.03.2018	-5
Кодима- с.Катеринка	21.03	35	26.03.2018	5
Синюха- с.Синюхін Брід	28.03	30	20.03.2018	-8
Велика Вись- с.Ямпіль	25.03	42	20.03.2018	-5
Ятрань – с.Покотилово	25.03	23	31.03.2018	6
Чорний Ташлик- с.Тарасівка	23.03	24	31.03.2018	8
Інгул-м.Кропивницький	24.03	27	30.03.2018	6
Інгул-с.Новогорожене	24.03	30	31.03.2018	7
Оріль – смт Царичанка	06.04	33	17. 04.2018	10
Самара – с.Кочережки	07.04	19	05. 04.2018	-3
Вовча – смт Васильківка	31.03	17	04. 04.2018	4
Мокри Яли – смт Грушевський	25.03	27	25. 03.2018	-1
Гайчур – с. Андріївка	22.03	36	25. 03.2018	3
Тясмин-с.В.Яблунівка	24.03	32	21. 03.2018	-4
Базавлук- с.Катерино-Наталівка	20.03	27	19. 03.2018	-1
Інгулець-с.Олександро-Степанівка	23.03	33	21. 03.2018	-2
Інгулець-м. Кропивницький	29.03	32	06. 04.2018	7
Інгулець-с.Могилівка	29.03	22	06. 04.2018	7

<u>ІІ варіант</u> – дата прогнозу строків проходження максимальних витрат води в дату накопичення максимальних снігозапасів. Схема прогнозу залишається такою ж як у І варіанті, але в розрахункових формулах спостережена дата початку водопілля $Д_в$ замінюється на прогнозну – $Д'_в$.

Було складено 31 гідрологічний прогноз, а по наявним гідрологічним даним за водопілля 2017-2018 рр. було перевірено 20, справджуваність яких становила 65 %. Похибки прогнозу пов’язані з неодночасним сніготаненням, схиловим і русловим добіганням тало-дощової вода на басейнах різного розміру і тих, що знаходяться в різних фізико-географічних умовах формування весняного стоку.

Завчасність складених прогнозів при прогнозуванні строків настання максимальних витрат води весняного водопілля 2017-2018 р., становить 14-20 діб в центральній і північній частині басейну, та 10-12 діб в південній.

4.6 Методика територіальних прогнозів середньодекадних витрат води меженного періоду річок Півдня України та встановлення їх ймовірнісних характеристик

4.6.1 Методичні основи територіального прогнозування витрат води меженного періоду річок

Формування низького стоку на річках переважно снігового живлення в меженний період (низьких витрат води) відбувається в літній, осінній та зимовий періоди при виснаженні як запасів підземних вод, так і руслових запасів, які ще є у річковій мережі, озерах та болотах [65], [71]-[73]. На рівнинних річках меженний період починається із закінченням спаду весняної повені. Однак в літній та осінній періоди багато річок в тій чи іншій мірі отримують додаткове живлення за рахунок дощів, а в зимовий час за рахунок поверхневого стоку під час відлиг, що є характерним особливо для річок Півдня України.

В основу ймовірністно-прогностичного методу територіальних короткострокових прогнозів величин меженного стоку річок покладено рішення рівняння водного балансу. Прогнозна величина стоку за якийсь відрізок часу може бути представлена у вигляді [65], [74]

$$\sum_{n}^{n+t} Q\Delta t = W_C + W_B - P_T + W + \sum_{n}^{n+t} Q_n \Delta t + \sum_{n}^{n+t} Q_Д \Delta t, \qquad (4.111)$$

де $\sum_{n}^{n+t} Q\Delta t$ - стік за час *t;*

n - дата випуску прогнозу;

W_C, W_B, W - відповідно запаси води в сніговому покриві, на поверхні басейну і в русловій мережі в момент часу *n*;

$\sum_{n}^{n+t} Q_n \Delta t$ - стік підземних вод за час Δt від дати n до дати *n+t*;

$\sum_{n}^{n+t} Q_Д \Delta t$ - стік, який викликаний опадами за час Δt від *n* до дати *n+t*;

P_T - втрати талого стоку, якщо сніг в басейні повністю тане.

Практично розробка методики прогнозу меженного стоку річок Півдня України у літній та осінній періоди (наприклад, середніх витрат води за період часу Δt) як для зони недостатнього зволоження при невеликій кількості опадів або малої змінності їх кількості полягає в будові кореляційних залежностей типу [65], [74]

$$\overline{Q}_{t+\Delta t} = f(W_t) \qquad (4.112)$$

або

$$\overline{Q}_{t+\Delta t} = f(Q_t), \qquad (4.113)$$

де $\overline{Q}_{t+\Delta t}$ – середня витрата води за період часу Δt, м^3/с;

W_t і Q_t – запаси води в русловій мережі та витрата води у замикаючому створі річки на дату випуску прогнозу *t*, м^3/с.

Наявність даної залежності для конкретної річки встановлюється шляхом побудови залежностей типу (4.112) чи (4.113) за даними багаторічних спостережень та оцінки точності отриманої прогнозної залежності. Такі

залежності, встановлюються для окремих місяців літнього, осіннього та зимового періодів. Точність прогнозів при цьому буде тим вища, чим менший вплив дощів на стік меженного літнього та осіннього періодів в даному районі дослідження.

Для періоду зимової межені необхідно враховувати надходження до руслової мережі тало-дощових вод періоду зимових відлиг, що у прогнозному варіанті виконати доволі складно.

Задача територіального прогнозу літнього, осіннього та зимового стоку вирішена в даному дослідженні на основі узагальнених співвідношень вигляду (4.113). При цьому узагальнені прогностичні залежності будуються для модулів стоку, тобто у вигляді – $\overline{q}_{t+10} = f(q_t)$ окремо для кожного місяця за літній (червень-серпень), осінній (вересень-листопад) та зимовий (грудень-січень) періоди.

За дату t, на яку визначаються величина Q_t, тобто дату складання прогнозу декадного стоку, приймається 10, 20-те, чи 30(31)-те число кожного місяця. Період часу Δt для річок розглядуваного регіону прийнятий за одну декаду.

При необхідності врахування поверхневого дощового стоку в прогнозах середньодекадних витрат води головні труднощі полягають не тільки в складності розрахунку дощового стоку, а й обмежених можливостей прогнозу опадів з великою завчасністю [65].

Свого часу, ще в 1939 році в Державному гідрологічному університеті під керівництвом С.Ю. Белінкова (в [75]) в основу розробки територіальних прогнозів літнього та осіннього стоку був покладений метод років-аналогів, вибір якого виконувався по величині весняного стоку й по сумі опадів в місяць. З цією метою були використані карти величин весняного стоку та літніх опадів (по місяцям) за всі минулі роки у вигляді модульних коефіцієнтів, а очікувана водність річок за той чи інший місяць приймалась по року-аналогу (для кожного району), а майбутні опади бралися по прогнозу погоди.

Дослідженням статистичної структури часових рядів середніх векторів

узагальнених кластерів атмосферних опадів у літній, осінній і зимовий сезони року присвячені публікації співавторів цієї роботи Л.Д. Гончарової і О.М. Прокоф'єва [76]. Результати кластеризації місячної кількості опадів у ці сезони для всієї території України ((розд.2, п. 2.3.1) з карто-схемою цього районування (рис. 2.3) показали, що південні регіони України за результатами кластеризації місячної кількості опадів формують кластери, що відповідають закономірностям розподілу опадів над територією.

Точність залежностей для територіального прогнозу літнього, осіннього та зимового стоку у вигляді – $\bar{q}_{t+10} = f(q_t)$ обумовлена варіацією атмосферних опадів осіннього сезону, які можуть враховуватися за кількістю опадів у періоду випуску прогнозу стоку та метеорологічним прогнозом опадів на поточну декаду, відповідно будови річкової системи за методами визначення стокоформуючих опадів (розд. 2, п. 2.9.5).

Досягти точності прогностичної методики для територіального прогнозу меженного стоку можливо (за Р.А. Нежиховським (в [75]) й на основі побудови узагальнених співвідношень (наприклад, для Північно-Західного району) у вигляді

$$q_{n+1}=\varphi(q_n, f_{оз}, F) , \qquad (4.114)$$

де q_n та q_{n+1} – модуль стоку за даний та наступний місяць (декаду) при відсутності притока дощових вод до руслової мережі (і в озера),

$f_{оз}$ та F – озерність та площа басейну.

Отже, за допомогою зазначених співвідношень можна скласти прогноз декадного або місячного стоку для будь-якої річки, якщо для неї відомі відповідні вихідні дані.

4.6.2 Обґрунтування та аналіз прогнозних територіальних залежностей меженного стоку річок Півдня України

Для розробки методики територіального прогнозу середньодекадних витрат води меженного стоку були взяті дані про щоденні та середньодекадні витрати води за період літнього (червень – серпень), осіннього (вересень-листопад) і зимового (грудень-січень) сезонів з 1980 р. по 2015 р. для опорних гідрологічних постів річок Півдня України, перелічених в табл. 4.28 з даних Державного водного кадастру [77], [78]. За подальші роки вихідні дані залучено з системи Автоматизованого робочого місця гідролога [79], та офіційного сайту Українського гідрометцентру ДСНС України (https://www.meteo.gov.ua/). Вихідні дані для розробки методики прогнозу середньодекадних витрат води сезонного меженного стоку річок Півдня України сформовано в базі даних в *Excel*.

В основу територіальних прогнозів витрат води меженного періоду річок покладено рішення рівняння водного балансу (4.111) у вигляді залежностей типу (4.113), але узагальнених для низки постів.

За даними про витрати води (модулів стоку) (на дату випуску прогнозу та середні за декаду) для басейнів розглядуваних річок були побудовані регіональні залежності виду (4.113) для кожного місяця сезону формування меженних витрат води річок окремо в басейнах р. Південний Буг, нижньої течії Південного Бугу та річок Північно-Західного Причорномор’я (міжжріччя р. Дністер – р. Південний Буг), Нижнього Дніпра. Такі підходи до прогнозування низьких витрат води обґрунтовані у зв’язку з особливостями розподілу місячних сум опадів у межах розглядуваного сезону року, що ретельно проаналізовано при визначенні прогностичних предикторів межені на річках Півдня України (розд. 2, п. 2.9.5) та за дослідженнями розподілу опадів співавторів даної роботи Л.Д. Гончарової та О.М. Прокоф’єва [76] (розд. 2, п. 2.3.1).

Таблиця 4.28 – Перелік опорних постів для розробки регіональної методики прогнозу середньодекадних витрат води меженного літнього, осіннього і зимового стоку річок Півдня України

Індекс поста	Річка - пост	Площа водозбору, км^2
Басейн р. Південний Буг		
81361	Південний Буг - с.Тростянчик	17400
81363	Південний Буг - с.Підгір'я	24600
81393	Рів - с. Демидівка	1130
81417	Синюха - с.Синюхін Брід	16700
81430	Велика Вись - с.Ямпіль	2820
81433	Ятрань- с.Покотилове	2140
Річки нижньої течії Південного Бугу та річок Північно-Західного Причорномор'я (міжжріччя р.Дністер – р.Південний Буг)		
81414	Кодима – с. Катеринка	2390
81438	Чорний Ташлик - с. Тарасівка	2230
81450	Інгул – с. Новогорожене	6670
81338	Тилігул - с. Березівка	3170
81475	Великий Куяльник - с. Северинівка	1840
Суббассейн Нижнього Дніпра		
80473	Оріль – смт Царичанка	9100
80486	Самара – с.Кочережки	19800
80505	Вовча – смт Васильківка	11600
80513	Мокрі Яли – х.Грушівський	2660
80518	Гайчур – с.Андріївка	2100
80561	Інгулець – с.Олександро-Степанівка	4200
80568	Інгулець – м.Кривий Ріг	8600

Слід зауважити, що при побудові регіональних прогностичних залежностей і узагальненні параметрів прогнозної методики враховувалися результати кластеризації місячної кількості опадів на території України у літній, осінній і зимовий сезони року на території Півдня України (розд.2, п. 2.3.1) [76]. При цьому для зимової межені формування низьких витрат води в більшій мірі пов'язане з наявністю зимових відлиг і формуванням паводків, що є характерним для річок розглядуваної території.

Однак, для басейну Нижнього Дніпра у зв'язку зі значною зарегульованістю р. Інгулець розробка методики територіального короткострокового прогнозу середньодекадних витрат води меженного періоду велася окремо для басейну цієї

річки. Так, на річці існує каскад Інгулецьких водосховищ, який включає Войнівське, Іскрівське, Карачунівське водосховища. Верхня ділянка річки зарегульована греблями Карачунівського (3600 га) та Іскрівського водосховищ. Крім того, є дамба ГЕС у смт Велика Олександрівка, а також греблі біля сіл Могилівка, Заградівка та Мала Олександрівка.

Територіальне короткострокове прогнозування літнього меженного стоку річок. Для періоду літньої (червень-серпень) межені приклади залежностей для територіальних короткострокових прогнозів середньодекадних витрат води (модулів) літнього меженного стоку річок Півдня України наведені на рис. 4.71 та рис. 4.72 (окремо для місяців літа). При цьому розкид точок на графіках залежностей обумовлений варіацією не значної для даного регіону кількості атмосферних опадів літнього сезону, які можуть враховуватися метеорологічним прогнозом опадів на поточну декаду.

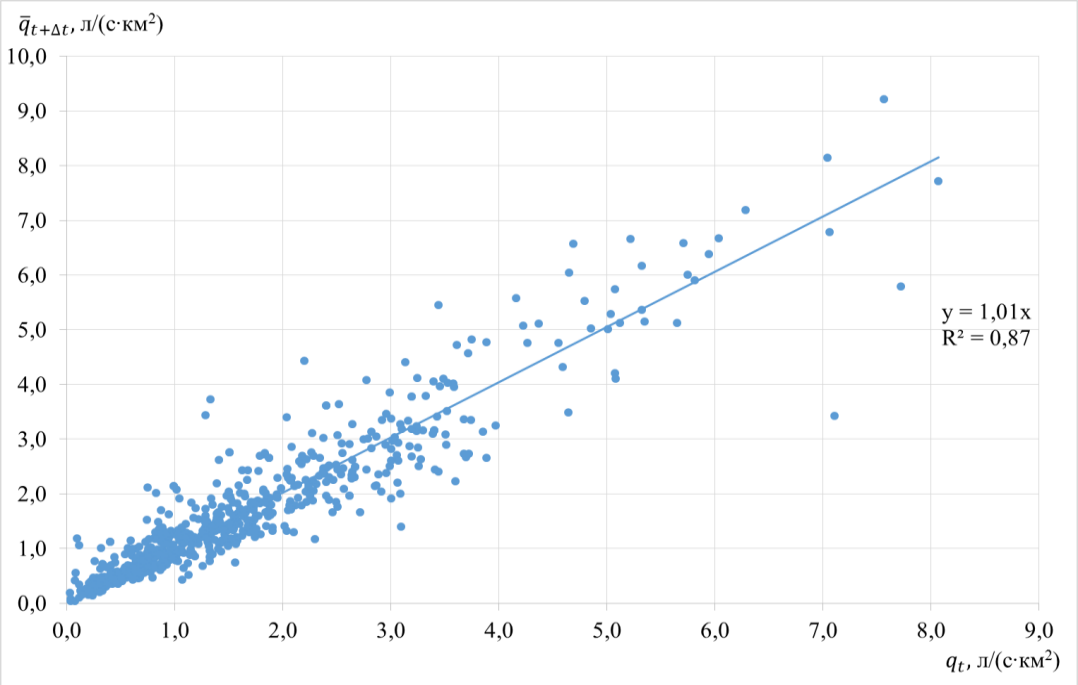


Рисунок 4.71 – Залежність для територіальних короткострокових прогнозів середньодекадних модулів меженного стоку (для червня) в басейні р. Південний Буг (1980-2015 рр.)

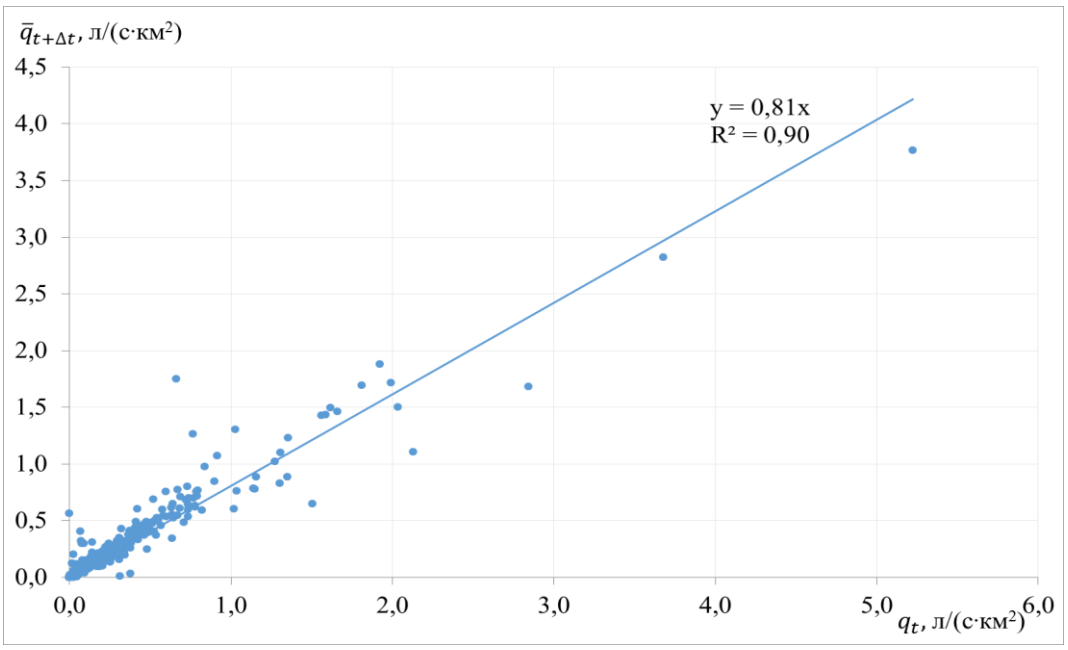


Рисунок 4.72 – Залежність для територіальних короткострокових прогнозів середньодекадних модулів меженного стоку (для серпня) в басейні лівобережжя Нижнього Дніпра (1980-2015 рр.)

Слід зазначити, що для басейну р.Інгулець прогностичні залежності мають досить великий розкид окремих точок відносно осередненої лінії у зв'язку зі значною зарегульованістю річки і можливими скидами води з водосховищ.

Параметри залежностей для територіальних короткострокових прогнозів літнього меженного стоку річок розглядуваної території наведені у табл. 4.29.

Територіальне короткострокове прогнозування осіннього меженного стоку річок. Для періоду осінньої (вересень-листопад) межені приклади залежностей наведені на рис. 4.73 та рис. 4.74 (також окремо для місяців осені).

При цьому розкид точок на графіках залежностей обумовлені варіацією атмосферних опадів осіннього сезону, які можуть враховуватися за кількістю опадів у періоду випуску прогнозу стоку та метеорологічним прогнозом опадів на поточну декаду, відповідно будови річкової системи за методами визначення стокоформуючих опадів (розд.2, п. 2.9.5).

Параметри залежностей для територіальних короткострокових прогнозів осіннього меженного стоку річок розглядуваної території наведені у табл. 4.30.

Таблиця 4.29 - Параметри залежностей для територіальних короткострокових прогнозів літнього меженного стоку річок $\bar{q}_{t+10} = f(q_t)$

Басейн річки	Червень		Липень		Серпень	
	Рівняння	*r*	Рівняння	*r*	Рівняння	*r*
р. Південний Буг	y = 1,01x	0,93	y = 0,94x	0,92	y = 0,87x	0, 94
річки нижньої течії Південного Бугу та річок Причорномор'я	y = 0,95x	0,91	y = 0,80x	0,84	y = 0,81x	0,83
лівобережжя Нижнього Дніпра	y = 0,92x	0,87	y = 0,88x	0,89	y = 0,84x	0,87
р.Інгулець	y = 0,75x	0,72	y = 0,77x	0,86	y = 0,96x	0,90

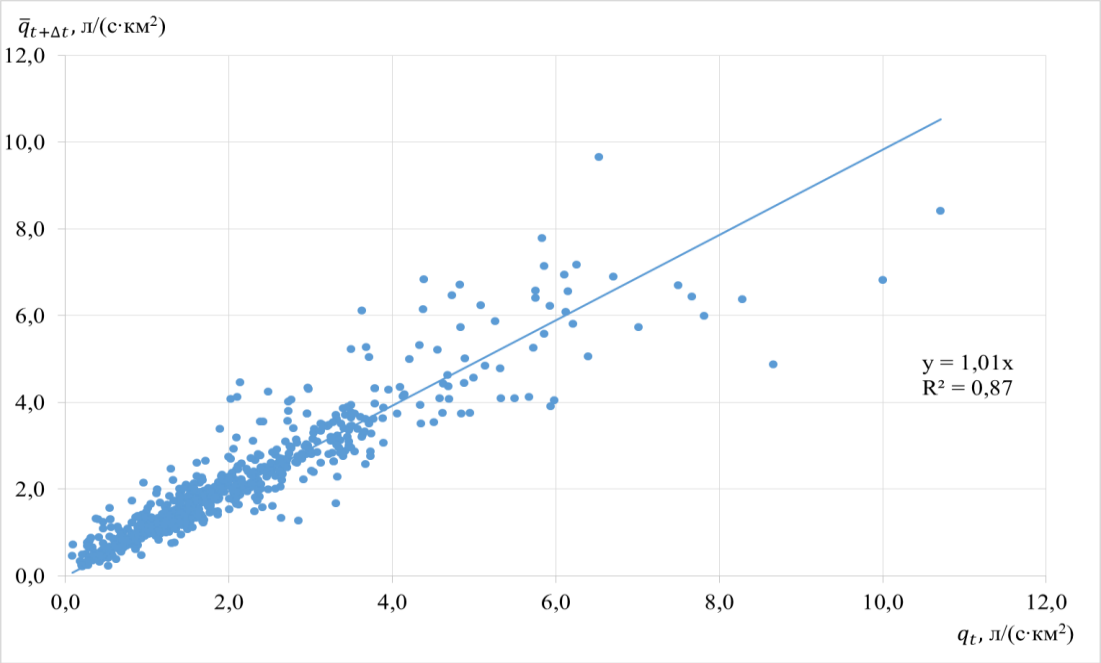


Рисунок 4.73 – Залежність для територіальних короткострокових прогнозів середньодекадних модулів меженного стоку (для жовтня) в басейні р. Південний Буг (1980-2015 рр.)

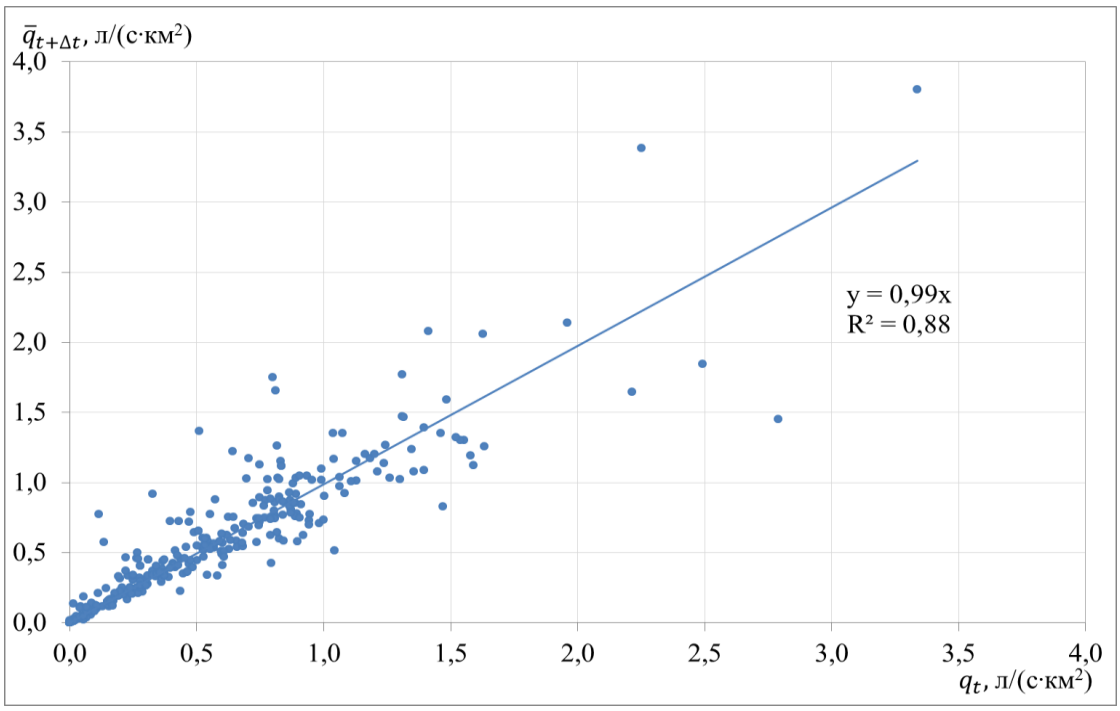


Рисунок 4.74 – Залежність для територіальних короткострокових прогнозів середньодекадних модулів меженного стоку (для вересня) в басейнах річок Причорномор'я (1980-2015 рр.)

Таблиця 4.30 - Параметри залежностей для територіальних короткострокових прогнозів осіннього меженного стоку річок $\bar{q}_{t+10} = f(q_t)$

Басейн річки	Вересень		Жовтень		Листопад	
	Рівняння	*r*	Рівняння	*r*	Рівняння	*r*
р. Південний Буг	y = 0,98x	0,91	y = 1,01x	0,93	y = 0,94x	0,91
річки нижньої течії Південного Бугу та річок Причорномор'я	y = 0,99x	0,94	y = 1,0x	0,97	y = 1,0x	0,96
лівобережжя Нижнього Дніпра	y = 0,99x	0,98	y = 1,06x	0,97	y = 1,06x	0,97
р.Інгулець	y = 0,81x	0,82	y = 1,06x	0,89	y = 0,96x	0,88

Територіальне короткострокове прогнозування зимового меженного стоку річок. Для періоду зимової (грудень-січень) межені приклади залежностей наведені на рис. 4.75 та рис. 4.76 (окремо для двох місяців зими).

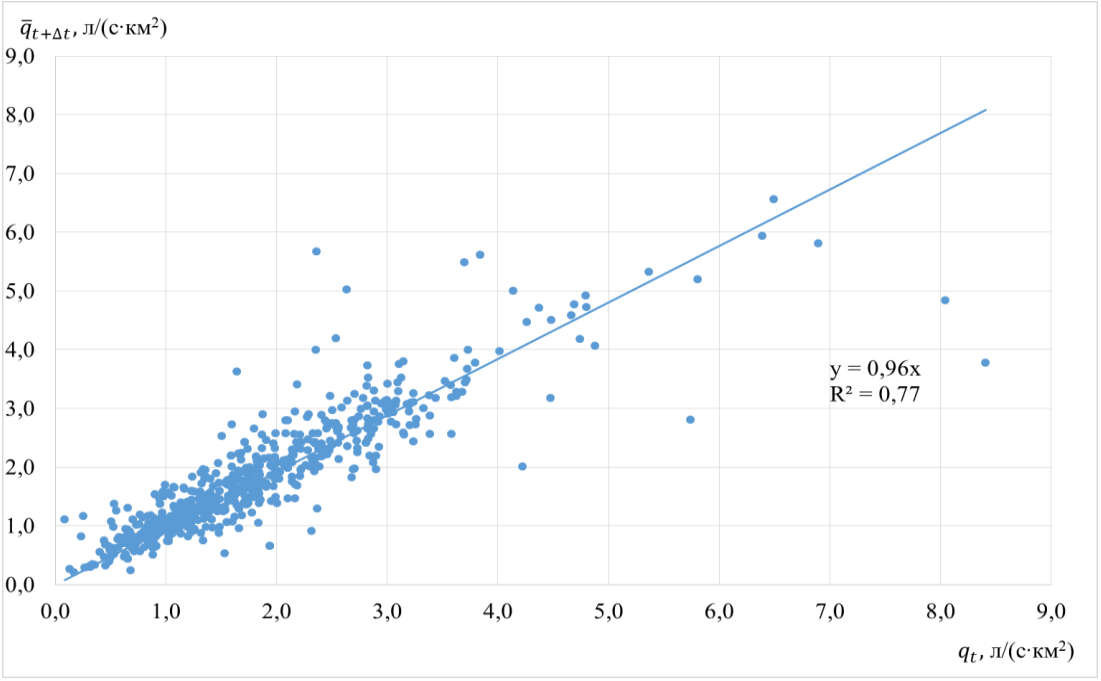


Рисунок 4.75 – Залежність для територіальних короткострокових прогнозів середньодекадних модулів меженного стоку (за грудень) для басейну річки Південний Буг (1980-2015 рр.)

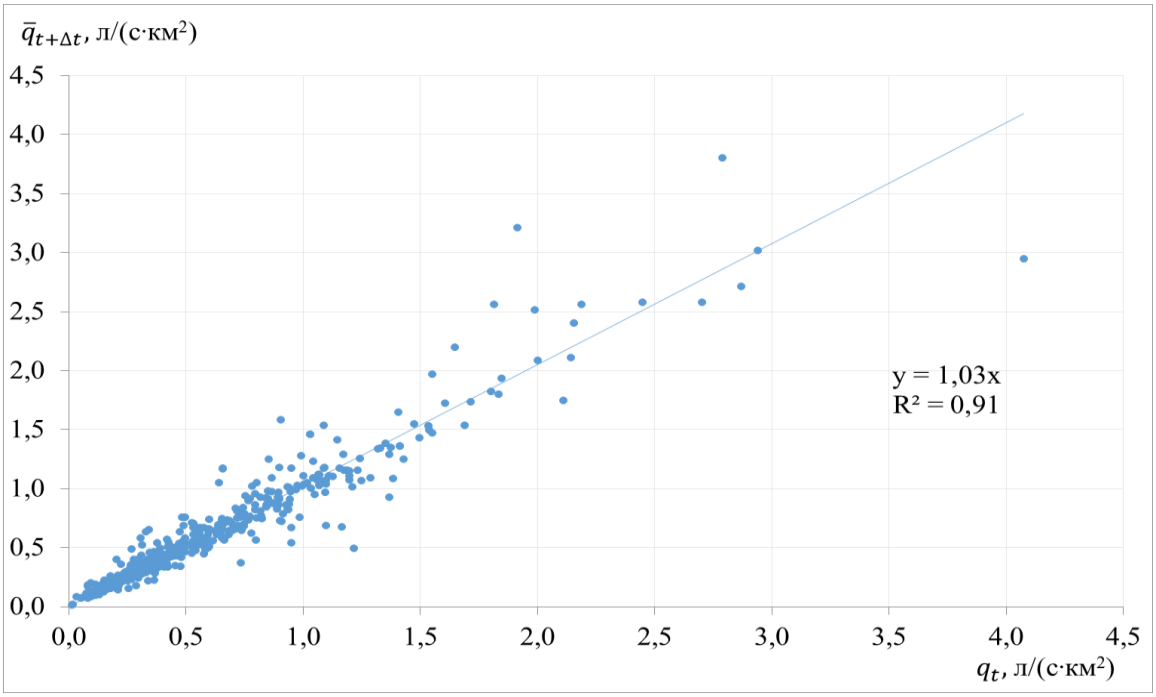


Рисунок 4.76 – Залежність для територіальних короткострокових прогнозів середньодекадних модулів меженного стоку (за грудень) в басейні лівобережжя Нижнього Дніпра (1980-2015 рр.)

При цьому на графіках залежностей для зимової межені тіснота зв’язків зменшується, що в більшій мірі пов'язане з наявністю зимових відлиг і формуванням паводків в цей період, які визивають порушення режиму межені та є характерним для річок розглядуваної території.

Параметри залежностей для територіальних короткострокових прогнозів зимового меженного стоку річок розглядуваної території наведені у табл. 4.31.

Таблиця 4.31 - Параметри залежностей для територіальних короткострокових прогнозів зимового меженного стоку річок $\bar{q}_{t+10} = f(q_t)$

Басейн річки	Грудень		Січень	
	Рівняння	*r*	Рівняння	*r*
р. Південний Буг	y = 0,96x	0,88	y = 0,94x	0,75
Річки нижньої течії Південного Бугу та річок Причорномор’я	y = 0,97x	0,96	y = 0,91x	0,91
лівобережжя Нижнього Дніпра	y = 1,02x	0,95	y = 0,98x	0,90
р.Інгулець	y =0,99 x	0,90	y =0,87 x	0,74

4.6.3 Оцінка методики короткострокових прогнозів меженного стоку річок

За критерій якості методики короткострокових прогнозів меженного стоку рівнинних річок Півдня України прийняте відношення середньої квадратичної похибки *S* до середнього квадратичного відхилення σ_Δ й забезпеченості допустимої похибки *P* % [67]-[69].

Мірою точності методики прогнозів меженного стоку є середня квадратична похибка перевірених прогнозів (*S*), яка при числі членів ряду не менше 25 обчислюється як

$$S = \sqrt{\frac{\Sigma_{i=1}^{n}(Q_i - Q'_i)^2}{n}} \quad . \qquad (4.115)$$

Тут Q_i і Q_i' - спостережене і передбачене значення гідрологічного елементу, відповідно.

Середнє квадратичне відхилення змін прогнозної величини за період завчасності прогнозу від норми цієї змінної σ_Δ від норми в роботі обчислюється по формулі

$$\sigma_\Delta = \sqrt{\frac{\Sigma_{i=1}^{n}(\Delta_i - \overline{\Delta})^2}{n-1}} \quad , \qquad (4.116)$$

де Δ_i – зміна прогнозної величини за період завчасності прогнозу (різниця між кінцевим та початковим значенням);

$\bar{\Delta}\,\overline{\Delta}$ - середнє значення цих змін;

n – число членів ряду.

Методика прогнозу може вважатися практично ефективною, якщо похибки прогнозу не перевищують допустиму похибку ($\delta_{доп.}$).

Допустима похибка прогнозу визначається в залежності від природної змінності явища, що прогнозується

$$\delta_{доп.} = \pm 0,674\sigma_\Delta \qquad (4.117)$$

і називається ймовірним відхиленням гідрологічної величини від її норми.

Методика прогнозу є ефективною для практики, якщо забезпеченість припустимої похибки перевірочних прогнозів P% не менше, ніж на 10% перевищує забезпеченість ймовірного відхилення прогнозованої величини від його норми.

Оцінка методики територіальних прогнозів середньодекадних витрат води меженного періоду річок Півдня України здійснена окремо для літної (червень-серпень), осінньої (вересень-листопад) та зимової (грудень-січень) межені. Результати перевірних просторових прогнозів за період 1980-2015 рр. представлені у зведених табл. 4.32 – табл.4.34.

Таблиця 4.32 – Оцінка методики територіального прогнозу середньодекадних витрат води річок Півдня України за літній період (1980-2015 рр.)

Місяць	σ_{Δ}, л/(с·км^2)	$\delta_{доп}$, л/(с·км^2)	S, л/(с·км^2)	S/σ_{Δ}	P%
Басейн р. Південний Буг					
Червень	0,62	0,42	0,50	0,79	76
Липень	0,98	0,66	0,79	0,81	88
Серпень	0,69	0,46	0,52	0,76	85
Басейни річки нижньої течії Південного Бугу та річок Причорномор’я					
Червень	0,32	0,22	0,27	0,84	86
Липень	0,37	0,25	0,33	0,89	80
Серпень	0,26	0,18	0,26	0,98	88
Суббассейн Нижнього Дніпра					
Червень	0,84	0,57	0,73	0,87	95
Липень	0,71	0,48	0,54	0,75	96
Серпень	0,39	0,27	0,46	0,96	94

Отже методика територіальних короткострокових прогнозів середньодекадних витрат води меженного літнього, осіннього та зимового стоку річок Півдня України оцінюється як задовільна – інтервал критерію якості та ефективності методики S/σ_{Δ} становить в середньому 0,76 – 0,84, а забезпеченість допустимої похибки доволі висока – P % змінюється від 70% до 97%, при числі членів ряду більше 500 точок.

Висока забезпеченість P % при критерії якості методики на рівні задовільних оцінок свідчить про те, що окремі значні похибки виникають при випадінні стокоформуючих опадів, особливо восени, які формують паводки на річках і порушують режим межені. Як вже відмічалося раніше, таких похибок

можна уникнути або скоротити якщо кількість опадів періоду завчасності прогнозу враховувати за метеорологічним прогнозом опадів. Для зимових місяців значну роль у виникненні похибок прогнозів відіграє наявність зимових відлиг, таненні снігу і формування паводків, а в останні роки й випадіння рідких опадів в цей період.

Таблиця 4.33 – Оцінка методики територіального прогнозу середньо-декадних витрат води річок Півдня України за осінній період (1980-2015 рр.)

Місяць	σ_{Δ}, л/(с·км^2)	$\delta_{доп}$, л/(с·км^2)	S, л/(с·км^2)	S/σ_{Δ}	P%
Басейн р. Південний Буг					
Вересень	0,52	0,35	0,55	0,96	70
Жовтень	0,61	0,41	0,58	0,94	76
Листопад	1,18	0,79	0,79	0,67	88
Басейни річки нижньої течії Південного Бугу та річок Причорномор’я					
Вересень	0,20	0,13	0,16	0,81	91
Жовтень	0,18	0,12	0,13	0,74	96
Листопад	0,19	0,13	0,17	0,89	94
Суббассейн Нижнього Дніпра					
Вересень	0,56	0,38	0,36	0,65	94
Жовтень	0,31	0,21	0,18	0,58	97
Листопад	0,25	0,17	0,19	0,78	95

Таблиця 4.34 – Оцінка методики територіального прогнозу середньо-декадних витрат води річок Півдня України за зимовий період (1980-2015 рр.)

Місяць	σ_{Δ}, л/(с·км^2)	$\delta_{доп}$, л/(с·км^2)	S, л/(с·км^2)	S/σ_{Δ}	P%
Басейн р. Південний Буг					
Грудень	0,91	0,61	0,48	0,53	85
Січень	0,66	0,45	0,70	0,95	70
Басейни річки нижньої течії Південного Бугу та річок Причорномор’я					
Грудень	0,20	0,13	0,16	0,84	94
Січень	0,37	0,25	0,25	0,68	94
Суббассейн Нижнього Дніпра					
Грудень	0,24	0,16	0,20	0,84	92
Січень	0,45	0,30	0,38	0,85	87

Так, результати перевірних прогнозів середньодекадних витрат води за літньо-осінній період, які випускалися при врахуванні прогнозованих опадів періоду завчасності прогнозу для басейнів річки нижньої течії Південного Бугу та річок Причорномор'я представлені у зведеній табл. 4.35.

Таблиця 4.35 – Оцінка методики прогнозу середньодекадних витрат води за літньо-осінній період річок нижньої течії Південного Бугу та річок Причорномор'я при врахуванні прогнозованих опадів періоду завчасності прогнозу (1981-2015 рр.)

Місяць	S, л/(с·км^2)	σ, л/(с·км^2)	$\sigma_{доп}$	S/σ, л/(с·км^2)	P, %
Червень	0,19	0,27	0,18	0,68	86,7
Липень	0,28	0,38	0,25	0,75	80,8
Серпень	0,18	0,29	0,20	0,62	88,5
Вересень	0,14	0,27	0,18	0,54	91,3

Таким чином, методика територіальних прогнозів меженного літнього, осіннього та зимового стоку річок Півдня України дозволяє за встановленими регіональними залежностями та їх оцінки випускати прогнози середніх за декаду витрат води для будь якої річки території, не залежно від наявності регулярних спостережень за стоком води. Точність прогнозів середньодекадних витрат води літнього та осіннього меженних періодів буде визначатися варіацією опадів та врахуванням метеорологічного прогнозу опадів, а для зимового періоду – прогнозом температури повітря і можливим таненням снігу у періоди зимових відлиг.

Основні положення ймовірнісно-прогностичного методу для визначення меженних витрат води, реалізованого для річок Півдня України, викладені авторами даної роботи в [80]-[82].

4.6.4 Методика визначення ймовірнісних характеристик прогнозних величин меженного стоку річок Півдня України

У ймовірністно-прогностичному методі територіальних короткострокових прогнозів величин меженного стоку річок Півдня України пропонується, аналогічно максимального стоку весняного водопілля [58]-[60], встановлення забезпеченості або ймовірності перевищення (ймовірності настання) прогнозних величин (P %), що є особливо важливим для річок не вивчених у гідрологічному відношенні [80].

За наявності багаторічних рядів стокових спостережень задача встановлення ймовірності перевищення у багаторічному розрізі прогнозованих величин (P %) вирішується шляхом побудови емпіричних кривих забезпеченості середніх витрат води меженного періоду $q_{сер} = f(P\%)$ [12]. У прогностичній моделі $q_{сер}$ встановлюються по регіональних прогностичних залежностях вигляду (4.113).

Для визначення забезпеченості прогнозних величин середньодекадних витрат води літньої, осінньої та зимової межені в роботі встановлений емпіричний розподіл середньомісячних витрат води в зазначені сезони межені (станом на 2015 рр.) в басейнах річок Півдня України (наприклад, рис. 4.81, рис. 4.82). З графіків емпіричного розподілу для кожної прогнозної величини середньодекадних витрат води знімаються їх забезпеченості настання у багаторічному періоді P%.

Слід відмити, що характер емпіричного розподілу середньомісячних витрат води всіх сезонів межені річок нижньої течії Південного Бугу та річок Причорномор’я (рис. 4.83) вказує на те, що вже при забезпеченості низьких витрат води 50-55 % невеликі річки території пересихають чи перемерзають.

Методика визначення ймовірнісних характеристик при прогнозуванні меженних витрат води річок Півдня України представлена в [83].

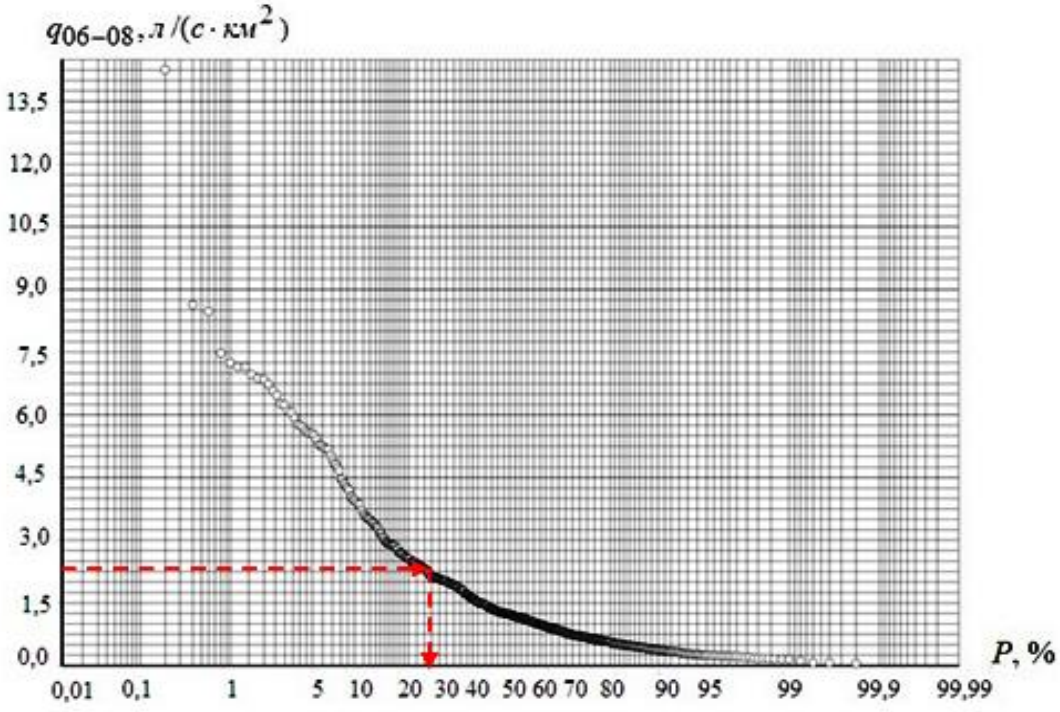


Рисунок 4.81 - Емпіричний розподіл середньомісячних витрат води періоду літньої межені в басейні р.Південний Буг (станом на 2015 рр.)

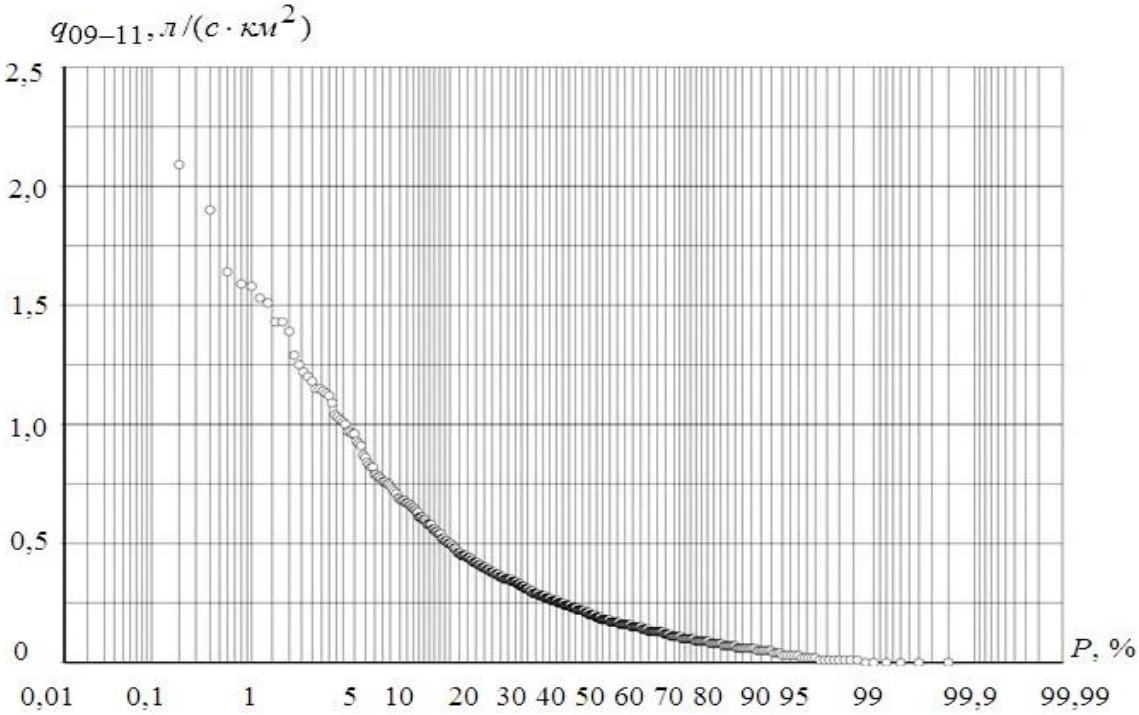


Рисунок 4.82 - Емпіричний розподіл середньомісячних витрат води періоду осінньої межені в басейні Нижнього Дніпра (лівобережжя) (станом на 2015 рр.)

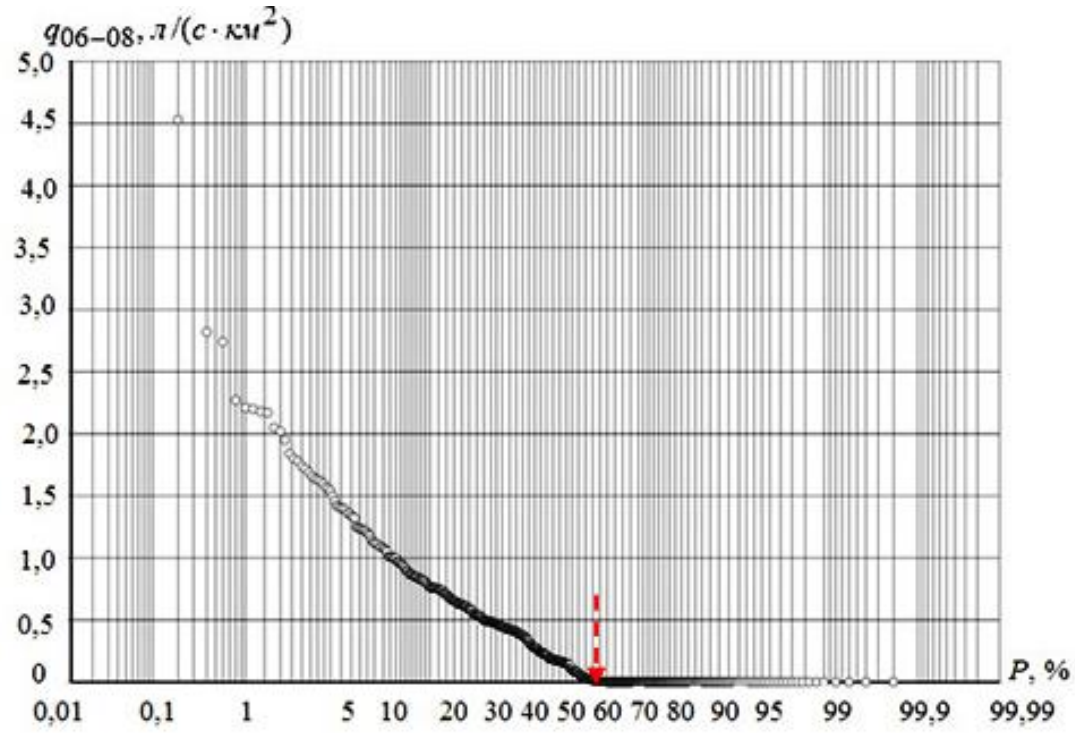


Рисунок 4.83 - Емпіричний розподіл середньомісячних витрат води періоду літньої межені в басейні нижньої течії Південного Бугу та річок Причорномор'я (за період 1981-2015 рр.)

4.6.5 Картографічне представлення прогнозних модулів меженного стоку річок Півдня України та їх ймовірнісних характеристик

В гідрологічній практиці для наявного представлення будь-якої величини у просторовому розподілі будують карти зміни цих величин по території [12]. Практика картографічного представлення модульних коефіцієнтів максимального стоку весняного водопілля та їх встановлення забезпеченості або ймовірності перевищення (ймовірності настання) прогнозних величин (*P* %) запропоновано авторами даної роботи [80], [82]. Це може відноситися й до прогнозних величин витрат води у меженний період.

Ще в 1939 році в Державному гідрологічному університеті під керівництвом С.Ю. Белінкова (в [75]) було запропоновано при наявності прогнозів літнього

стоку за місяць по багатьох басейнах можна складати карту очікуваної водності річок за даний місяць (у відносних величинах у модульних коефіцієнтах) для достатньо великої території, наприклад Європейської частини СРСР. Наявність такого територіального прогнозу дозволила б знайти очікувану величину літнього стоку за даний місяць практично для кожної річки, що протікає у даному районі.

В ймовірністно-прогностичному методі територіальних короткострокових прогнозів величин меженного стоку річок Півдня України пропонується для оцінки розмірів очікуваної межені у кожному році, представляти прогнозні величини витрат води на підставі карт модулів меженного стоку $\bar{q}'_{t+10}$ л/(с·км^2). Одночасно з картами прогнозних значень модулів стоку меженного періоду надається й карта ймовірності перевищення прогнозних величин у багаторічному розрізі (P %) у будь-якій частині території, незалежно від стану її гідрометеорологічної вивченості.

Використання таких карто-схем прогнозних модульних коефіцієнтів меженних витрат води дозволяє здійснити просторовий моніторинг та оцінити ступінь маловоддя на річках в цілому всього регіону Півдня України, включаючи й ті річки, по яких спостереження за стоком відсутні, а їх ймовірнісні характеристики – надавати оцінку можливого виникнення низького стоку, навіть при досягненні його значень близьких до екологічних витрат води (п. 4.3).

4.6.6 Апробація методу ймовірносно-прогностичного моделювання меженного стоку річок Півдня України на сучасних даних спостережень

Апробація методу ймовірносно-прогностичного моделювання мінімального стоку річок Півдня України була здійснена у вигляді практичної схеми випуску прогнозу середніх за період, що становить одну декаду (Δt =10 діб), витрат води по місяцях літньої, осінньої та зимової межені на річках в басейнах річок Півдня

України на сучасних даних спостережень. Прогнозування середньо декадних меженних витрат води відбувається за такою схемою (табл. 4.36):

а) з автоматизованої системи АРМ-гідро виписуються витрати води Q_t, м^3/с на дату випуску прогнозу;

б) витрати води Q_t, м^3/с на дату випуску прогнозу перераховуються у модулі стоку q_t ,л/(с·км^2) за формулою $q_t = Q_t / F * 1000$, л/(с·км^2);

в) по прогностичних рівняннях для кожного місяця розглядуваного періоду (табл. 4.29 – табл. 4.31) за даними про модулі стоку q_t, л/(с·км^2) (на дату складання прогнозу) прогнозуються середньодекадні модулі стоку $\overline{q}`_{t+10}$, л/(с·км$^2$), які перераховуються в $\overline{Q}`_{t+10}$, м^3/с;

г) з графіків емпіричного розподілу середньомісячних модулів стоку (наприклад, як на рис. 4.81) для прогнозних величин середньодекадних модулів стоку $\overline{q}`_{t+10}$ встановлюються їх забезпеченості (P%);

д) виконується представлення прогнозних величин середньодекадних модулів стоку $\overline{q}`_{t+10}$ та їх ймовірістних величин у вигляді карто-схем розподілу по території;

е) після закінчення періоду прогнозу за даним щоденних витрат води (взяті з автоматизованої системи АРМ-гідро) розраховуються середні за декаду витрати води $\overline{Q}_{t+10}$, м^3/с;

ж) розраховується похибка прогнозу за формулою $\delta = \overline{Q}_{t+10} - \overline{Q}`_{t+10}$, м^3/с;

и) здійснюється оцінка справджуваності прогнозу за співвідношенням $\delta / \delta_{доп}$.

Результати перевірних прогнозів середньодекадних витрат води річок Півдня України здійснені для третьої декади липня 2019 року (незалежна вибірка) і представлені в табл. 4.36.

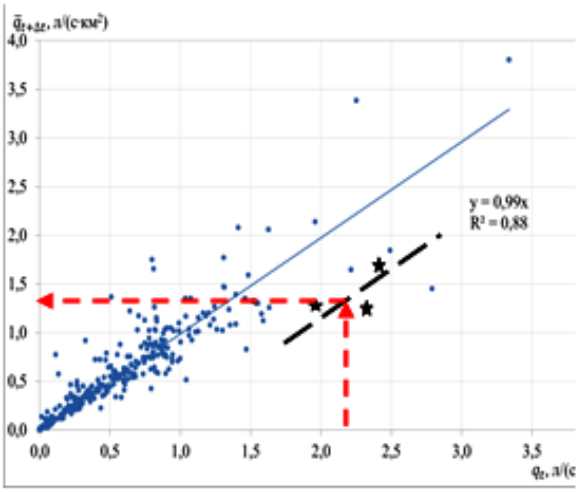
Таблиця 4.36 – Практична схема випуску прогнозу середньодекадних витрат води та їх забезпеченостей в басейнах річок Півдня України за третю декаду липня 2019 р.

Річка - пост	F, км^2	$\delta_{доп.}$, л/(с·км^2)	$\delta_{доп.}$, м^3/с	ДВП t	Q_t, м^3/с	q_t, л/(с·км^2)	Період прогнозу $t+\Delta t$	$\bar{q}`_{t+10}$, л/(с·км^2)	$\bar{Q}`_{t+10}$, м^3/с	$\bar{Q}_{t+10}$, м^3/с	δ, м^3/с	$\delta / \delta_{доп}$	P%
Південний Буг - с.Тростянчик	17400	0,66	11,5	20.07	8,52	0,49	21-31.07	0,46	8,01	8,44	0,43	0,04	80
Південний Буг - с.Підгір'я	24600	0,66	16,2	20.07	20,9	0,85	21-31.07	0,80	19,65	13,2	-6,45	0,40	55
Рів - с. Демидівка	1130	0,66	0,75	20.07	1,08	0,96	21-31.07	0,90	1,02	0,96	-0,06	0,07	50
Синюха - с.Синюхін Брід	16700	0,66	11,0	20.08	4,75	0,28	21-31.07	0,27	4,47	3,62	-0,85	0,08	85
Велика Вись - с.Ямпіль	2820	0,66	1,86	20.08	0,52	0,18	21-31.07	0,17	0,49	0,45	-0,04	0,02	95
Ятрань- с.Покотилове	2140	0,66	1,41	20.08	0,24	0,11	21-31.08	0,11	0,23	0,26	0,03	0,02	97
Кодима – с.Катеринка	2390	0,25	0,60	20.08	0,77	0,32	21-31.08	0,26	0,62	0,72	0,10	0,17	40
Чорний Ташлик - с. Тарасівка	2230	0,25	0,56	20.08	1,81	0,81	21-31.08	0,65	1,45	1,47	0,02	0,04	20
Інгул – с.Новогорожене	6670	0,25	1,67	20.08	3,06	0,46	21-31.08	0,37	2,45	3,27	0,82	0,49	35
Тилігул - с.Березівка	3170	0,25	0,79	20.08	0	0,00	21-31.08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	55
Великий Куяльник - с.Северинівка	1840	0,25	0,46	20.08	0	0,00	21-31.08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	55

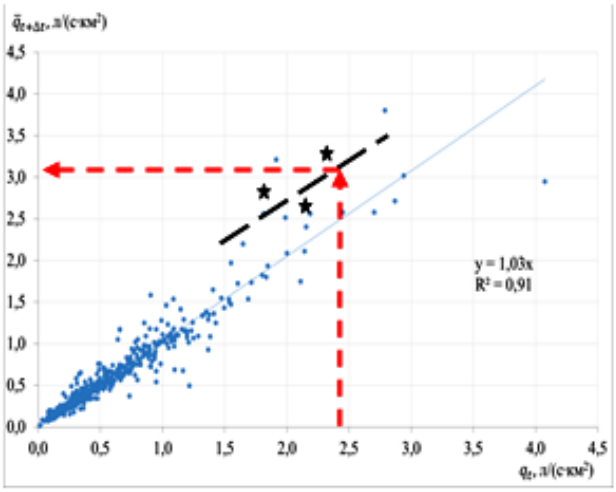
Кінець таблиці 4.36

Річка - пост	F, км^2	$\delta_{доп.}$, л/(с·км^2)	$\delta_{доп.}$, м^3/с	ДВП t	Q_t, м^3/с	q_t, л/(с·км^2)	Період прогнозу $t+\Delta t$	$\bar{q}`_{t+10}$, л/(с·км^2)	$\bar{Q}`_{t+10}$, м^3/с	$\bar{Q}_{t+10}$, м^3/с	δ, м^3/с	$\delta / \delta_{доп}$	P%
Оріль – смт Царичанка	9100	0,48	4,37	20.08	0,78	0,09	21-31.08	0,08	0,69	0,72	0,03	0,01	80
Самара – с.Кочережки	19800	0,48	9,50	20.08	2,12	0,11	21-31.08	0,09	1,87	1,85	-0,02	0,00	80
Вовча – смт Васильківка	11600	0,48	5,57	20.08	1,54	0,13	21-31.08	0,12	1,36	1,21	-0,15	0,03	75
Мокрі Яли – х.Грушівський	2660	0,48	1,28	20.08	0,27	0,10	21-31.08	0,09	0,24	0,30	0,06	0,05	80
Гайчур – с.Андріївка	2100	0,48	1,01	20.08	0,14	0,07	21-31.08	0,06	0,12	0,10	-0,02	0,02	85
Кінська(Конка) - м. Пологи	353	0,48	0,17	20.08	0,075	0,21	21-31.08	0,19	0,07	0,08	0,01		80
Інгулець – с.Олександро-Степанівка	4200	0,48	2,02	20.08	6,95	1,65	21-31.08	1,27	5,35	6,75	1,40	0,69	20
Інгулець – м.Кривий Ріг	8600	0,48	4,13	20.08	11,2	1,30	21-31.08	1,00	8,62	11,20	2,58	0,62	30

Уточнення прогнозів досягається при поточному їх коректуванні [67], [68] шляхом урахування попередніх вихідних даних методики та похибок, які виникали при випуску прогнозу в ці дати – при кількості опадів періоду завчасності прогнозу нижче за кліматичну норму (рис. 4.84, а, чорний пунктир) або вище за неї (рис. 4.84, б, чорний пунктир) [80].



а) в басейнах річок Причорномор'я (для вересня)

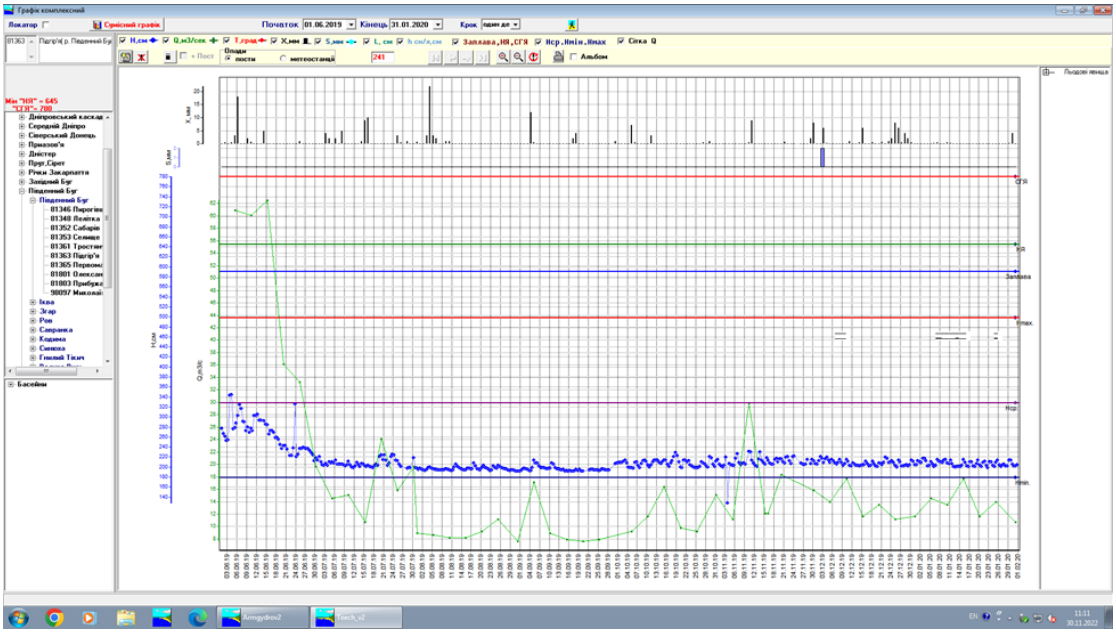


б) в басейні лівобережжя Нижнього Дніпра (для грудня)

Рисунок 4.14 – Практична схема випуску територіальних короткострокових прогнозів середньодекадних модулів меженного стоку з поточним коректуванням прогнозів (1980-2015 рр.)

Забезпеченість складених прогнозів (для 3 декади липня 2019 р.) становить 100%, а прогнози відносяться до категорії «відмінний» та «добрий» при режимі сталої межені на річках в липні 2019 р. Комплексні графіки ходу гідрометеорологічних характеристик періоду межені 2019-2020 рр. для деяких річок представлені на рис. 4.85.

а)



б)

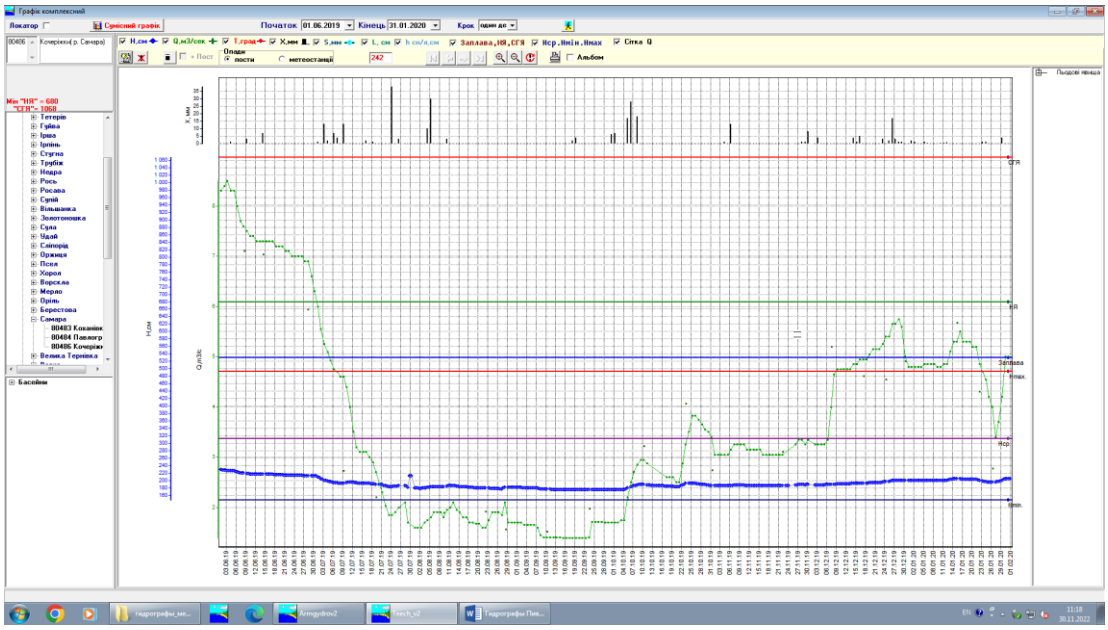


Рисунок 4.85 - Комплексний графік ходу гідрометеорологічних характеристик періоду межені р. Південний Буг – с. Підгір’я (а) р. Самара – с. Кочережки (б) (01.06.2019-31.01.2020 рр.)

Авторами [82] були побудовані карто-схеми розподілу по території прогнозних величин середньодекадних витрат води та їх ймовірістних величин при використанні програми Surface Mapping System Surfer Version 11.6.1159.

Розподіл по території прогнозних величин середньодекадних модулів стоку літньої межені (для третьої декади серпня 2020 р.) на річках Півдня України представлені на рис. 4.86.

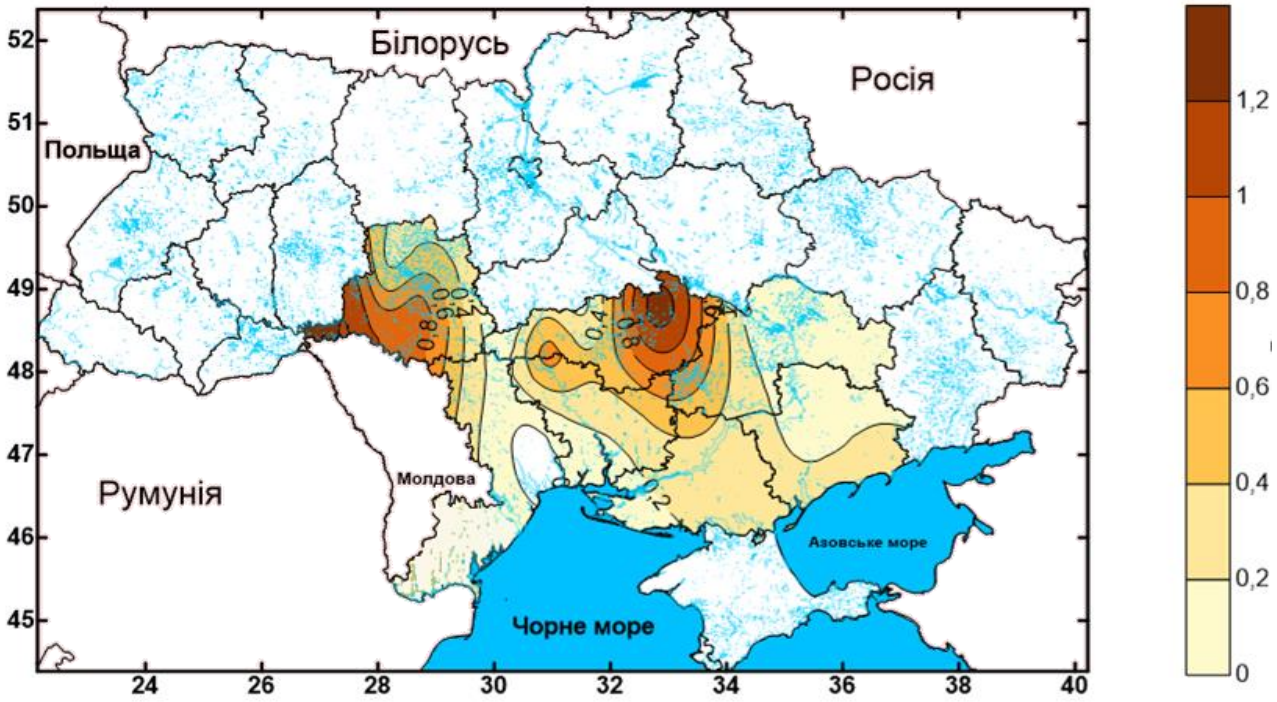


Рисунок 4.86 - Карто-схема прогнозних величин середньодекадних модулів стоку (л/(с·км^2) періоду літньої межені (3 декада липня) 2019 р. в басейнах річок Півдня України

З графіків емпіричних розподілів середньомісячних витрат води (рис.4.81), для кожної прогнозної величини середньодекадних витрат води, були зняті їх забезпеченості. Розподіл по території забезпеченості прогнозних величин середньодекадних витрат води літньо-осіньої межені (для третьої декади серпня 2020 р.) на річках Півдня України – рр.Південного Бугу, Причорномор'я та Нижнього Дніпра представлений на рис. 4.87.

Модулі стоку $\overline{q}`_{t+10}$ змінюються в верхів'ях Південного Бугу від 0,8-1,0 л/(с·км^2) при забезпеченості *P*% 50-70% і вище (в басейні р.Інгулець) при забезпеченості *P*% 20-40 % до 0,4-0,2 л/(с·км^2) і нижче (при *P*% 50-60%) - в

південній нижній течії Південного Бугу і річок північно-західного Причорномор'я і *P*=70-80% - на лівобережній частині території (в басейнах рр. Оріль і Самара) . Слід відзначити, що для річок Тилігул і Великий Куяльник у третю декаду липня 2019 р. прогнозувалося їх пересихання, але забезпеченість нульових модулів стоку становить 50-55%.

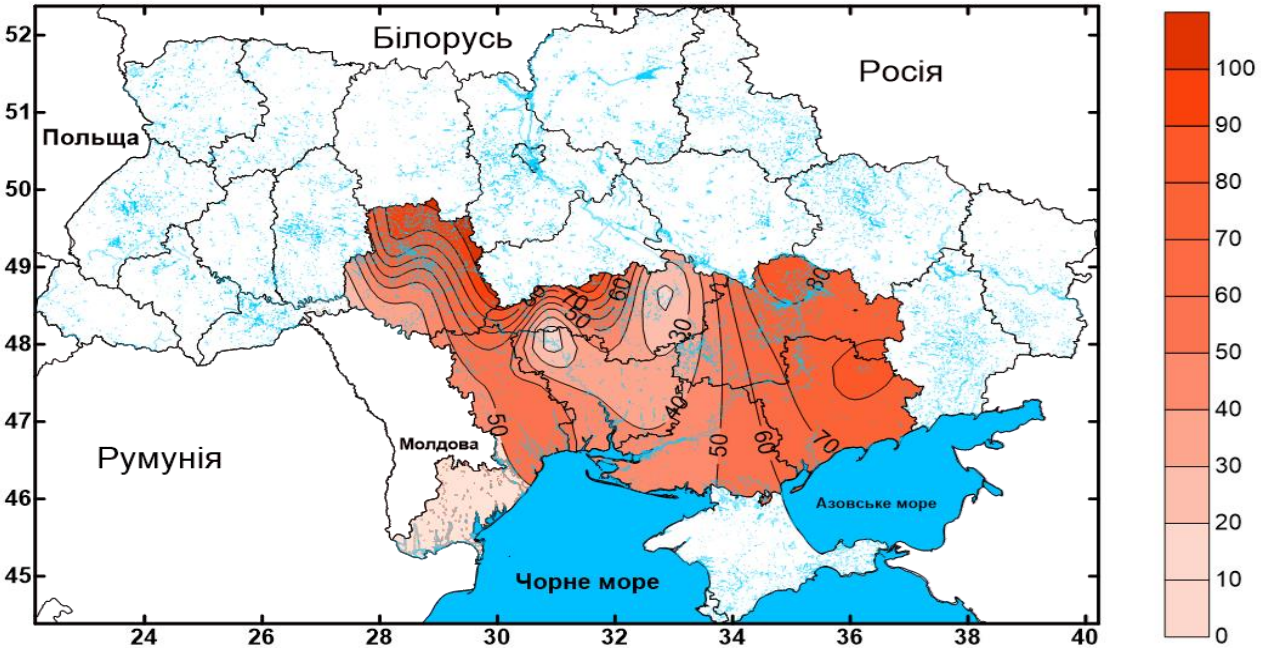


Рисунок 4.87 - Карто-схема прогнозних забезпеченостей (*P*%) середньодекадних витрат води періоду літньої межені 2019 р. (3 декада липня) в басейнах річок Півдня України

За наявності карто-схем прогнозних величин середньодекадних витрат води та їх ймовірностей перевищення у багаторічному розрізі (*P %*) випуск прогнозу здійснюється для будь-якої річки території (для центру тяжіння водозбору) шляхом інтерполяції між ізолініями прогнозних величин.

Побудовані на дату випуску прогнозу карто-схеми надають можливості здійснювати просторовий моніторинг меженного стоку річок та випускати прогнози витрат води у цей період в конкретному пункті території, навіть для тих річок, по яких спостереження за стоком відсутні.

4.6.7 Апробація методу ймовірносно-прогностичного моделювання меженного стоку річок Півдня України на сучасних незалежних даних спостережень з урахуванням змін клімату

Апробація методу ймовірносно-прогностичного моделювання меженного стоку річок Півдня України на сучасних незалежних даних спостережень здійснена у вигляді прогнозування меженного стоку річок по карто-схемах прогнозних величин середньодекадних модулів стоку.

За наявності карто-схем прогнозних величин середньодекадних витрат води та їх ймовірностей перевищення у багаторічному розрізі (P %) випуск прогнозу здійснюється для будь-якої річки території (для центру тяжіння водозбору) шляхом інтерполяції між ізолініями прогнозних величин.

Крім того, карти прогнозних величин середньодекадних витрат води та їх ймовірностей перевищення у багаторічному розрізі дають змогу здійснити моніторинг майбутньої водності річок у найближчу декаду, навіть при досягненні значень витрат води близьких до найменших витрат води за багорічний період чи, навіть, екологічних витрат води, які все частіше спостерігаються в річказ в умовах змін клімату.

Згідно Положення про порядок оцінки та інформування про маловоддя (гідрологічну посуху) на водних об’єктах суші України (2020 р.) [84] екологічна витрата води є критичним показником для функціонування екосистеми річки і критерієм оцінки настання маловоддя на річках (протягом одного місяця і більше).

В роботі співавторів даного проекту [85] здійснено визначення екологічних витрати води, які є сталим розрахованим показником для кожного гідрологічного поста на річках. При цьому авторами [85] для розрахунку екологічних витрат води річок Півдня України використана, наприклад, методика Українського ГМЦ [84]. Вона полягає у встановленні року, що відповідає середньої річної витраті води на рівні 95% забезпеченості, далі в межах цього року вибирається найменша середня

місячна витрата води у період літньо-осінньої межені (червень-листопад), а за екологічну витрату води приймається її значення 75% від найменшої середньої місячної витрати води для даного гідрологічного поста. Так, для деяких річок розглядуваної території величини екологічних витрат води наведені в табл. 4.37.

В роботі був виконаний прогноз середньодекадних витрат води по карто-схемах прогнозних величин середньодекадних модулів стоку та їх забезпеченостей Р% річок Півдня України. При цьому аналіз сучасного режиму меженного стоку річок території в умовах змін клімату показав, що, наприклад, 2020 рік був найтеплішим в Україні за весь період метеорологічних спостережень, а середня температура повітря перевищила норму на 2,2-3,5°С, а серпень видався теплим і посушливим (розд.2, п.2.8). У 2020 р. спостерігалася низька стала межень з витратами води річок близьких до багаторічних мінімальних значень і, навіть, екологічних витрат води, які є критичним показником для функціонування екосистеми річки.

Тому, апробація методу була виконана для 2020 р. (третьої декади серпня) при прогнозуванні середньодекадних витрат води по карто-схемах прогнозних величин середньодекадних модулів стоку та їх забезпеченостей Р% для будь-яких річок території, навіть за відсутності стокових спостережнь на них. Результати прогнозів середньодекадних витрат води та їх забезпеченостей для третьої декади серпня 2020 р. наведені у табл.4.37.

В порівнянні прогнозних середньодекадних витрат води річок з величиною їх екологічних витрат води (рис 4.88), здійснено прогностичний просторовий моніторинг майбутньої водності річок у найближчу декаду та оцінити ступінь маловоддя на річках Півдня України для третьої декади серпня 2020 р., навіть при досягненні значень витрат води близьких або нижчих за екологічні. Так, як можна бачити з табл. 4.37 та рис. 4.88, на річках Тилігул, Південний Буг – смт Олександрівка, Чорний Ташлик - с. Піщаний Брід, Мертвовід середньодекадні витрати води у третю декаду серпня 2020 р. прогнозувалися таким, що були нижчими або близькими до розрахункових екологічних витрат води річок.

Таблиця 4.37 – Схема випуску прогнозу середньодекадних витрат води по карто-схемах прогнозних величин середньодекадних модулів стоку та їх забезпеченостей в басейнах річок Півдня України (для третьої декади серпня 2020 р.)

Річка - пост	Площа водо-зборів, *F*, км^2	$\overline{q}`_{t+10}$, л/(с·км^2)	$\overline{Q}`_{t+10}$, м^3/с	$\overline{Q}_{t+10}$, м^3/с	Екологічна витрата води ($Qmin_{сер/міс}$ *0,75), м^3/с [85]	*P*%
Тилігул – с. Новоукраїнка	810	0,00	0,00	закр.	**0**	55
Тилігул – с. Березівка	3170	0,00	0,00	0,00	**0**	50
Кодима – с.Катеринка	2390	0,02	0,04	0,023	**0**	60
Чорний Ташлик – с. Піщаний Брід	1830	0,12	0,22	закр.	**0,24**	60
Чорний –Ташлик м. Тарасівка	2230	0,10	0,22	0,25	**0,075**	60
Південний Буг – смт Олександрівка	46200	0,2	9,24	10,1	**11,4**	75
Мертвовід –с.Крива Пустош	252	0,08	0,020	0,022	**0,023**	80
Гнилий Єланець – с.Женево-Криворіжжя	1190	0,05	0,060	закр.	**0**	75
Інгул – м. Кіровоград	840	0,20	0,17	0,36	**0,068**	65
Інгул – с. Седнівка	4770	0,20	0,95	1,04	**0,135**	60
Інгул – с.Новогорожене	6670	0,25	1,66	2,25	**0,786**	50
Громоклія – с.Михайлівка	1410	0,1	0,14	закр.	**0**	60
Орчик – с. Чернещина	1310	0,05	0,06	закр.	**0,009**	85
Самара – с.Кочережки	19800	0,03	0,60	0,61	**0,26**	90
Кінська - м. Пологи	353	0,20	0,072	0,082	**0,024**	80

Ймовірнісні ж характеристики меженного стоку Р% (табл. 4.37) дають змогу надавати оцінку можливого виникнення низького стоку у багаторічному періоді.

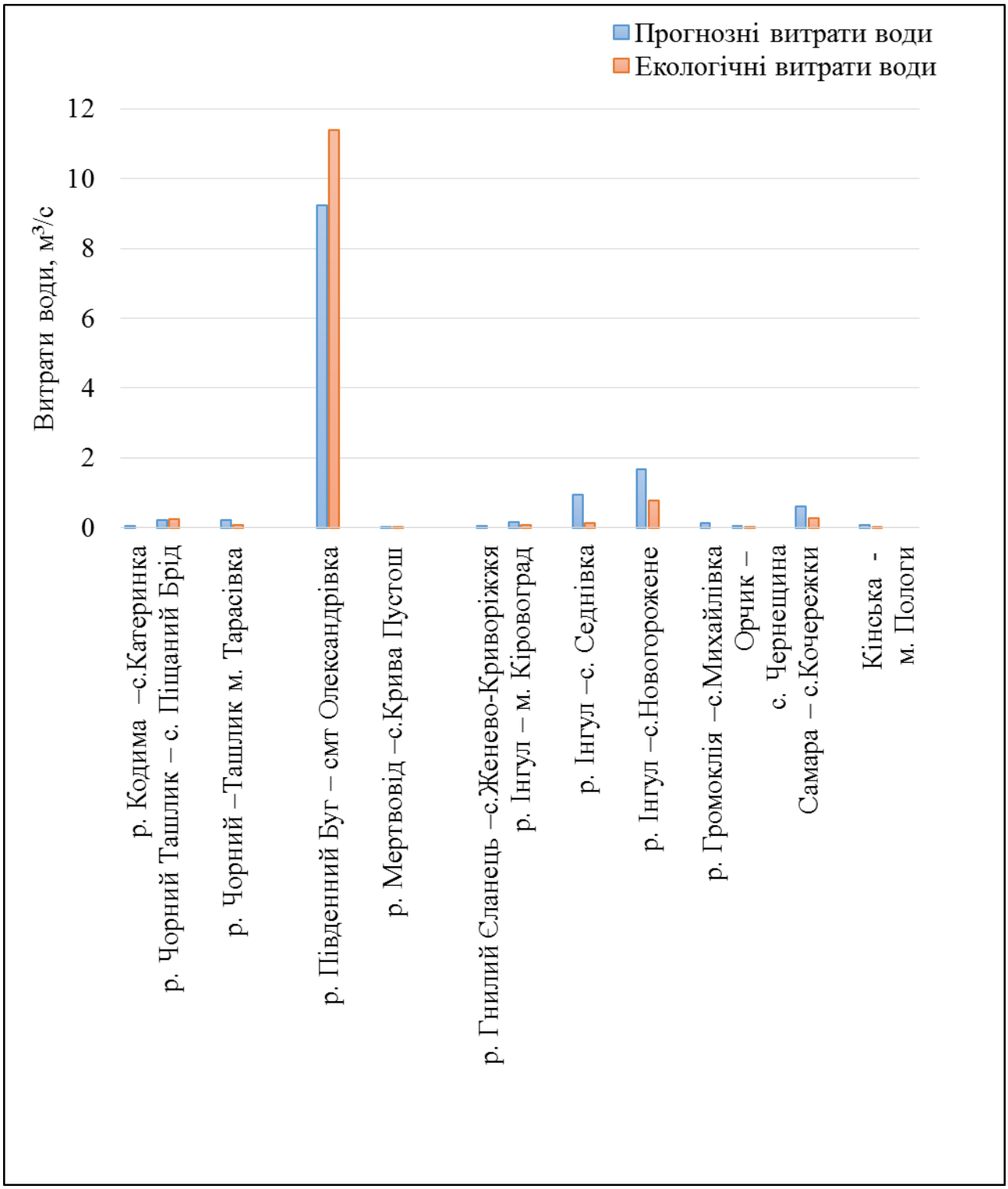


Рисунок 4.88 – Порівнянні прогнозних середньодекадних витрат води (3 декада серпня 2020 р.) річок з величиною екологічних витрат води річок Півдня України

ВИСНОВКИ

В результаті дослідження зроблено наступні висновки:

а) аналітичний огляд стану наукових досліджень за тематикою розрахунків та прогнозування екстремального стоку річок показав:

1) проведений критичний огляд моделей та методів, яки використовуються для визначення максимального стоку річок показав, що на практиці, у більшості країн світу басейни річок або не охоплені мережею гідрометричних спостережень, або охоплені не в належній мірі. У зв'язку з цим загострюється потреба в даних спостережень, а також методиках, які дають змогу розрахувати об’єм водних ресурсів при відсутності даних стаціонарних спостережень за стоком річок;

2) сучасні математичні моделі дають змогу з доволі високою точністю визначити стік на окремих вивчених водозборах, використовуючи велику кількість вихідної інформації. Для невивчених у гідрологічному відношенні річок такі моделі не застосовуються;

3) в нормативних документах передбачається різний методичний підхід при визначенні розрахункових характеристик паводків і водопіль. На відміну від них, операторна модель є універсальною з погляду її застосовності як для паводків, так і водопіль. Область її застосування – від окремих схилів до крупних розгалужених річкових систем; в рівній мірі формулу (1.70) можна застосувати як з використанням шарів стоку Y_m (паводки і повені), так і снігозапасів S_m (весняна повінь) і дощових опадів H_m (дощові паводки). Операторна також модель дає можливість вводити «кліматичні поправки» безпосередньо до максимальних снігозапасів і стокоформуючих опадів в період весняного водопілля та паводків, а також до коефіцієнтів стоку, й отже пропонується для реалізації на території Півдня України;

4) аналіз існуючих метеорологічних та гідрологічних індексів показав можливість використання індексів посух для гідрологічних розрахунків і прогнозів, перш за все меженного стоку, але потребують подальшого вивчення та аналізу взаємозв'язків між різноманітними індексами посух та станом водних ресурсів окремих території;

5) виконаний в роботі огляд існуючих прогностичних моделей характеристик стоку річок показав, що переважна їх більшість прив'язана до окремих гідрологічних створів річок, при оптимальному визначенні великої кількості модельних параметрів для кожного річкового басейну. Це зазвичай не дозволяє використовувати прогностичні моделі для річок, невивчених у гідрологічному відношенні. При цьому, переважна більшість науковців, у тому числі авторів зарубіжних математичних моделей, приділяють більшу увагу розробки моделей для короткострокових прогнозів гідрографу річкового стоку (завчасністю до 15 діб).

В меншій кількості існують моделі, які дозволяють розраховувати і прогнозувати об'єм весняного водопілля на річках, тобто випускати довгостроковий прогноз річкового стоку (завчасністю понад 15 діб). До таких моделей відноситься модель СЛОЙ-2 (автор М.М. Сусідко), в основу якої покладено водно-балансове рівняння та є можливість представлення лише прогнозних величин шарів стоку весняного водопілля у картографічному вигляді. Прогнозування в моделі максимальних витрат води весняного водопілля потребує наявності шарів стоку весняного водопілля, які не відомі на дату випуску прогнозу і підлягають їх завчасному прогнозуванню.

У методі територіальних довгострокових прогнозів гідрологічних характеристик весняного водопілля рівнинних річок України прогнозування ведеться при передчасному визначенні типу розвитку майбутніх весняних процесів за комплексом взаємодіючих факторів (при використанні методу дискримінантного аналізу), але чинники весняного стоку були прийняті автором методики без статистичного їх обґрунтування в вектор-предиктор і

дискримінантної функції. Перевагою методу територіальних довгострокових прогнозів характеристик максимального стоку весняного водопілля річок та строків його формування є картографічна форма представлення прогнозних величин, а саме, розподіл по території очікуваних шарів стоку та максимальних витрат води весняного водопілля (у вигляді модульних коефіцієнтів), дат початку та проходження максимальних витрат води, а також їх забезпеченостей у багаторічному періоді, що дозволяє оцінювати розміри весняних водопіль для територій не охоплених даними гідрологічних спостережень. Не досить обґрунтованим в моделі є можливість оцінки середньобагаторічних стокових величин у майбутньому періоді, коли вплив кліматичних змін стає більш відчутним;

6) в результаті аналітичного огляду сучасних математичних моделей прогнозування стоку, при визначенні значної кількості модельних параметрів, авторами для розробки регіональної методики довгострокових прогнозів характеристик весняного водопілля в басейнах річок Півдня України обґрунтовано вектор-предиктор дискримінантної функції, при визначенні чинників весняного водопілля річок та узагальненні їх середньобагаторічних величин;

7) аналіз науково-методичних підходів до територіального довгострокового прогнозування меженного стоку річок коли формування стоку відбувається за рахунок виснаження запасів води на басейні розроблені в меншій мірі, ніж, прогнози весняного стоку річок і потребують свого подальшого розвитку.

У зв’язку з неточністю визначення основних чинників для прогнозів меженного стоку в практиці гідрологічних прогнозів будуються емпіричні залежності меженного стоку від факторів, які його визначають. При цьому краща якість прогнозів отримується для річок з незначною долею дощового стоку і для великих річок лісостепової і степової географічних зон;

б) Аналіз фізико-географічних і статистичних характеристики умов формування екстремальних гідрологічних явищ на річках Півдня України дозволив:

1) На основі багаторічних емпіричних даних про атмосферні опади здійснити об’єктивну кластеризацію, яка дозволила отримати розбиття території України на регіони з різними характерними типами погоди при випадінні опадів у місяці зимового, весняного, літнього та осіннього сезонів. Побудовані карти-схеми результатів кластеризації місячної кількості опадів для вказаних сезонів. На Півдні України у місяці зимового, осіннього, весняного (березень, квітень), літнього (липень, серпень) сезонів визначено по 2, у травні – 1, у червні 3 кластери, кожний з яких є статистично обґрунтованим;

2) виконанати гідролого-генетичний аналіз часових рядів та просторово-часових тенденцій екстремального стоку річок півдня України, який показав:

- ряди спостережень максимальних витрат води весняного водопілля річок Півдня України можна віднести до квазіоднорідних та квазістаціонарних, що пояснюється наявністю у рядах лише фаз підвищення і зниження циклічних коливань, їхньою значною тривалістю, а також істотною мінливістю максимального стоку води. Просторово-часові коливання максимального стоку води весняного водопілля характеризуються синхронністю та синфазністю;

- ряди спостережень максимальних витрат води дощових паводків річок Півдня України є квазіоднорідними та квазістаціонарними, оскільки їх довготривалі циклічні коливання переважно мають лише фази підвищення і зниження. Довготривалі циклічні коливання максимальних витрат води дощових паводків є синхронними та синфазними;

- ряди спостережень мінімальних середніх 30-ти добових витрат води річок Півдня України можна віднести до квазіоднорідних та

квазістаціонарних, що пояснюється наявністю в рядах тільки фази підвищення і зниження циклічних коливань, їхньою значною тривалістю.Циклічні коливання мінімального стоку води за теплий і холодний періоди року є протифазними до циклічних коливань максимального стоку води весняного водопілля річок;

- за методом *Indicators of Hydrologic Alteration* виявлено, що довготривалі зміни високого стоку відрізняються в кожному із трьох його компонентів, хоча і мають загальні тенденції. Найбільш значимі зміни виявлено для великих повеней, тоді як для пульсацій високого стоку, навпаки, не було виявлено суттєвих змін. Загальні тенденції високого стоку показують, що з часом величини максимальних витрат води мають тенденцію до зменшення, а тривалість періодів з високим стоком зростає;

3) показати, що на території Півдня України щороку можна очікувати в тому чи іншому районі сильної зливи та зливового дощу з опадами до 100 мм і вище, від яких формуються паводки катастрофічного характеру;

4) виконати синоптичний аналіз умов формування НМЯ та СМЯ на території Півдня України у 2010-2019 рр., який показав, що 84 % значних опадів і 88 % сильних опадів спостерігається у теплий період. Найбільш небезпечним є червень-липень. Саме у цих місяцях спостерігається максимальна кількість випадків усіх небезпечних та стихійних опадів. При цьому, як правило, переважають зливи. Виключення – 2016 рік, коли максимум НМЯ та СМЯ II спостерігався в серпні-жовтні. Найменшу повторюваність мають тривалі опади;

5) виконати статистичний аналіз розрахункових характеристик часових рядів величини максимальних витрат води і шарів паводкового стоку, подовжених до 2015 року показав їх добру зіжніть з аналогічними характеристиками, визначеними до 2010 року – отже вони є стійкими у часі;

6) здійснити статистичний аналіз часових рядів максимальних витрат води і шарів стоку весняного водопілля, який показав, що коефіцієнти

варіації змінюються у широкому діапазоні, як і коефіцієнти асиметрії, тоді як середнє співвідношення C_s/C_v можна прийняти на рівні 2,5, як для витрат води, так і для шарів стоку весняного водопілля для річок Півдня України.

Середня багаторічна величина максимальна витрата води весняного водопілля змінюється у широкому діапазоні від 2,31 м^3/с (р. Кодима-с. Обжила) до 737 м^3/с (р. Південний Буг – смт Олександрівка).

В свою чергу середні багаторічні шари стоку весняного водопілля також змінюються по території у значному діапазоні від 5,3 мм (р.Ялпуг-зал.ст.Комрат) до 44 мм (р. Кальміус – смт Авдот'їне).

Узагальнення статистичних параметрів максимальних витрат води весняного водопілля та шарів стоку весняного водопілля виконано в межах суббасейнів на території Півдня України;

7) пранализувати формування стоку межені на річках Півдня України, яке відбувається під впливом низки кліматичних факторів, що обумовлюють перевищення випаровування за рік у сукупності з інфільтрацією в середньому за багаторічний період над кількістю атмосферних опадів.

Для аналізу мінімального стоку на річках Півдня України наявна гідрометеорологічна багаторічна інформація про мінімальні 30-добові витрати води у період відкритого русла та зимовий період зі стійким льодовим покривом.

Для статистичної обробки характеристик часових рядів мінімальних 30-добових витрат використані багаторічні дані по 27 гідрологічних постах за зимовий та літньо-осінній періоди на річках Півдня України. За розрахунковий взято період з початку спостережень по 2015 р. включно. Для визначення статистичних параметрів ($r(1)$, C_s, C_v, C_s/C_v) використано метод моментів та найбільшої правдоподібності.

З метою аналізу просторового розподілу статистичних параметрів мінімального стоку річок в періоди зимової та літньо-осінньої межені виконане їх осереднення в межах суббасейнів (річок Причорномор’я,

Південний Буг, басейн Дніпра та річок Приазов'я) на досліджуваній території та представлено в графічному вигляді;

8) показати, що по території Півдня країни в розглянутий період кількість бездощових періодів коливалася від 1 до 10 за сезон. Слід звернути увагу на те, що в окремі роки на окремих станціях не виявлені бездощові періоди.. Максимальні значення сумарної кількості днів у бездощових періодах досягали 161 день в 2018 р. в Роздільній (Одеська обл.), 155 днів в Новій Каховці (2011 р.), по 154 дні в Чорноморську та Генічеську у 2012 році, по 153 дні в Одесі, Чорноморську та Бехтерах (2019 р.), 150 днів в Білгород-Дністровському (1992 р.) Найбільша середня кількість бездощових періодів спостерігалася в Сербці (Одеська обл.) – 5,5, при найбільший середній та максимальній сумарній тривалості – 100,0 та 138 дні відповідно. Одержані результати підтверджують дослідження, які виявили, в цілому, несприятливий вплив кліматичних змін у характері режиму опадів на Півдні Україні у четверту кліматичну епоху;

9) здійснити дослідження сучасних кліматичних змін та їх впливу на формування весняного водопілля у межах басейнів річок Півдня України яке показало, що зниження весняного стоку річок в останні десятиліття викликане змінами клімату у зв'язку з підвищенням температури повітря холодного періоду, відсутністю стійкого снігового покриву та суттєвим зменшенням глибин промерзання ґрунтів зимою (в період з 1989 р.) та формуванні зимових відлиг; спостерігається тенденція до зміщення строків настання як максимальних снігозапасів, так і весняних водопіль до більш ранніх дат при більших втратах води на інфільтрацію в грунт.

Для розробки регіональної методики прогнозу середньодекадних витрат води меженного літньо-осіннього стоку визначені та узагальнені прогностичні предиктори межені на річках Півдня України; при цьому були прийняті дані про щоденні та середньодекадні витрати води за період червень – вересень з 1980 р. по 2015 р. для постів р. Південний Буг та річок Причорномор'я, Нижнього Дніпра. Сформована електронна бази вихідних

даних. У випадку дощових паводків на річковому басейні в період межені потрібно враховувати опади в період завчасності прогнозу;

10) виконати статистичний аналіз багаторічних рядів спостережень рівнів води на р. Дунай на ділянці м. Рені – м. Ізмаїл. Встановлено, що тренди середніх, максимальних і мінімальних рівнів води (за період 1921-2015 рр.) показують наявність слабко вираженого зростання рівнів води протягом тривалого часу, з більш вираженим трендом для максимальних рівнів води; їх внутрішньорічний хід показує загальну синхронність коливань.

Комплексний метод коротко- та довгострокового прогнозування характерних рівнів води нижньої течії Дунаю представлений аналітично-експертною системою «ІСТЕР», що впроваджена та застосовується в оперативній діяльності Дунайської гідрометеорологічної обсерваторії. У систему закладені прогностичні залежності, розроблені за тривалий період спостережень та за якими відбувається коротко- та довгострокове прогнозування рівнів води на усій судохідній частині р. Дунай. Результати перевірки залежностей для прогнозування з завчасністю одна доба рівнів води постів, розташованих у Кілійському рукаві Дунаю, за даними 01.01.2019 - 04.06.2021 рр. дали цілком задовільні результати. Таким чином, прогностичні залежності, зважаючи на сучасні кліматичні зміни, поки що не потребують уточнення;

в) в умовах відсутності та недостатності даних гідрологічних спостережень, а також з метою прогнозу стану водних ресурсів досліджуваної території у майбутньому використовуються математичні моделі розрахунків характеристик стоку на базі метеорологічних даних;

1) установлено, що недоліком сучасних розподілених та напіврозподілених моделей є вимога до значної щільності розподілу метеорологічних станцій по площі водозборів з метою їх надійного калібрування та валідації;

2) даними попередніх досліджень, які проводились в ОДЕКУ, починаючи з 80-х років минулого сторіччя, установлено що модель «клімат-стік» дозволяє надавати оцінки середніх багаторічних величин річного стоку, використовуючи на вході метеорологічні дані, із точністю 10% для зони недостатнього зволоження. Модель «клімат-стік» дозволяє надавати оцінки як природного, так і перетвореного водогосподарською діяльністю стоку;

3) за результатами розрахунків середнього багаторічного природного річного стоку в кліматичних умовах сценаріїв RCP4.5 та RCP8.5 (осереднена модель проекту EURO-CORDEX) для періоду 2021-2050рр. виявлено, що напіваридна зона із коефіцієнтом посушливості $0{,}2 \le \beta_X < 0{,}5$ розшириться до півночі. У сценарії RCP4.5 Приазов'я не захоплюється напіваридною зоною. Згідно із сценарієм RCP8.5 напіваридна зона розшириться до сходу, включаючи Приазов'я;

4) отримано, що наслідки глобального потепління у період 2021-2050 рр. не будуть суттєво впливати на розподіл ресурсів зволоження Півдня України. Середні багаторічні величини річних сум опадів будуть зменшуватися не більш ніж на 10 %. На сході країни буде спостерігатися зростання опадів (до 5% за сценарієм RCP4.5);

5) визначено, що максимально можливе випаровування, яке характеризує теплоенергетичні ресурси клімату, буде зростати за обома сценаріями від 12 % до 14 %, досягаючи на півдні 1100 мм (RCP4.5) та 1200 мм (RCP8.5);

6) установлено, що природні водні ресурси Півдня України періоду 2021-2050 рр. у кліматичних умовах сценарію RCP4.5 будуть зменьшуватися на 20-30 % у Приазов'ї та на 30-40 % на території північно-західного Причорномор'я;

7) отримано, що за сценарієм RCP8.5 природні водні ресурси Півдня України зменьшаться на 50-70% у межах північно-західного Причорномор'я та на 40-50 % у межах Приазов'я. Таким чином, зміни клімату на Півдні

України можуть поставити під загрозу можливість відновлення водних ресурсів та приведення їх до доброго екологічного стану у відповідності із вимогами Водної Рамкової Директиви.

г) Аналіз сучасної наукової літератури в галузі ймовірнісного моделювання екстремально високого та низького стоку річок та умов його формування показав, що для території Півдня України, яка характеризується практичною відсутністю систематичних гідрологічних спостережень на малих річках, а часто й на середніх, найбільш ефективним методом є розробка регіональних методик ймовірносно-прогностичного моделювання:

1) для нормування розрахункових характеристик максимального стоку весняних водопіль на річках Півдня України розроблена та практично реалізована регіональна методика. Всі складові пропонованої моделі обґрунтовані на сучасних вихідних даних з використанням чисельних методів, а також методів геопросторового узагальнення, зокрема:

- визначені всі складові схилового припливу підчас весняного водопілля: шари стоку, коефіцієнт часової нерівномірності припливу та його тривалість. Тривалість схилового припливу узагальнена по території у вигляді карти з використанням ГІС-технологій, що дозволяє визначати цю характеристику для невивчениху гідрологічному відношенні річок;
- обгрунтовані всі складові сумарного надходження води на водозбір в період весняного водопілля: максимальні снігозапаси, коефіцієнти стокоутворення та опади на початок весняного водопілля;
- за допомого трансформаційних функцій визначено ступень трансформації максимальних модулів схилового припливу русловою мережею та під впливом русло-заплавного регулювання;
- перевірні розрахунки показали задовільну збіжність розрахункових модулів стоку 1% ймовірності перевищення з вихідними даними, що дозволяє рекомендувати методику для практичного використання;

- з використання даних глобального кліматичного моделювання (осереднена модель проекту EURO-CORDEX) оцінено можливий вплив змін клімату на величину стоку весняного водопілля на період 2021-2050 рр. Так, за сценарієм RCP4.5 зменшення стоку весняного водопілля на річках Півдня України очікується на рівні від 60 % до 80 %. За сценарієм RCP8.5 картина дещо інша. Найбільше зменшення максимальних витрат очікується у верхній частині Південного Бугу та верхів'ях басейнів річок Приазов'я – до 80 %, на решті території до 2050 року прогнозується зменшення весняного водопілля на 65-70 %.

2) на сучасних вихідних даних оновлено регіональну методику визначення максимальних витрат води під час виникнення дощових паводків у теплий період року. Показано, що характеристики стоку дощових паводків рідкої ймовірності перевищення є стійкими у часі, зокрема, використання даних по максимальних добових опадах до 2021 року включно, підтвердило раніше обґрунтовану величину максимальних добових опадів 1%-ої ймовірності перевищення на рівні 100 мм. Перевірка регіональної методики на даних незалежної інформації, на прикладі зливового паводку на р.Когильник у 2013 р., показало, що більш надійною і перспективною, порівняно з чинним СНіП 2.01.14-83, при розрахунках характеристик максимального стоку є операторна структура. Вона є більш універсальною, бо не обмежена розмірами водозборів, а крім того враховує основні гідрометеорологічні чинники максимального стоку дощових паводків і весняних водопіль.

3) для визначення мінімальних 30-добових витрат води у період межені (літньо-осінньої та зимової) забезпеченістю 80 % на річках Півдня України, у відповідності з нормативним документом СНіП 2.01.14-83, використано ординати трьохпараметричного гамма розподілу Крицького-Мекеля та Пірсона III типу. Порівняльний аналіз отриманих значень показав, що вони практично співпадають в діапазоні забезпеченостей 75-90 %, але при ймовірності перевищення 97 %, яка є розрахунковою для

забезпечення водогосподарських потреб у зоні недостатньої водності, використання біноміальної кривої призводить до від'ємних значень мінімального стоку. Таким чином, для досліджуваної території можна рекомендувати лише теоретичний розподіл Крицького-Менкеля;

- для визначення мінімальних 30-добових витрат води у період межені (літньо-осінньої та зимової) забезпеченістю 80 % на невивчених у гідрологічному відношені річках Півдня України (з площею водозборів 2000 км^2 ≤ F≤ 50000 км^2) запропоновані карти, побудовані з використанням ГІС-технологій, що дає змогу суттєво підвищити точність.

- для визначення основних чинників формування мінімального стоку малих річок застосований факторний аналіз, який дозволив виділити ті з них які мають найбільший вплив. Це в основному морфометричні та гідрографічні характеристики річки та водозбору.

- на підставі результатів факторного аналізу та гідрогеологічного районування за допомогою множинної регресії отримані розрахункові рівняння для визначення мінімального стоку малих річок в межах виділених районів. Середня точність розрахунку становить для літньо-осінньої межені ± 16,1 %, для зимової межені ± 11,7 % та знаходиться на рівні точності визначення мінімальних модулів стоку 80 % забезпеченості на річках Півдня України.

4) виконано розробку, оцінку та реалізацію методики територіальних довго-строкових прогнозів екстремальних максимальних характеристик весняного водопілля (шарів стоку та максимальних витрат води) весняного водопілля на річках Півдня України при передчасному визначенні типу розвитку майбутніх весняних процесів за комплексом взаємодіючих факторів водопілля (загальних запасів води в сніговому покриві перед початком весни та рідких опадів періоду водопілля, глибин промерзання та вологості ґрунтів, температури повітря періоду сніготанення, виражених у безрозмірних величинах) при використанні дискримінантного аналізу, а далі

встановлення самих значень прогнозних характеристик (максимальних витрат води та шарів весняного стоку) по регіональних залежностях;

- оцінка методики прогнозу характеристик водопіль показала, що справджуваність перевірних прогнозів шарів стоку весняного водопілля на дату максимальних снігозапасів коливається в басейні Південного Бугу в межах 69-97 %, а критерій якості змінюється від 0,31 до 0,71; в басейнах річок Нижнього Подніпров'я Р%= 96-74 %, а = 0,37-0,70. Справджуваність перевірних прогнозів максимальних витрат води весняного водопілля на дату максимальних снігозапасів коливається в межах від 95 % до 70 %, а критерій якості змінюється від 0,34 до 0,68. Зроблено висновок, що запропонована методика територіальних довгострокових прогнозів максимальних витрат води та шарів стоку весняного водопілля на річках Півдня України може бути використана в оперативній роботі відповідних підрозділів для випуску щорічних прогнозів цих гідрологічних характеристик весняного стоку;

- обґрунтовано і розроблено методику територіальних довгострокових прогнозів шарів стоку та максимальних витрат води весняного водопілля на річках регіонів, що взагалі не охоплені даними гідрологічних вимірів на річках, тобто в межах північно-західної частини Причорноморської низовини;

- рекомендовано до базових параметрів територіальної методики довгострокових прогнозів характеристик стоку весняного водопілля в басейнах річок Півдня України (середньобагаторічних шарів стоку та максимальних витрат весняного водопілля) вводити регіональні коефіцієнти, що враховують, як сучасне зменшення середньобагаторічних величин шарів стоку і максимальних витрат води весняного водопілля рівнинних річок України, так і у майбутньому.

- обґрунтовано методичні рекомендації для визначення ймовірності або частоти повторюваності водності весняних водопіль у багаторічному розрізі за модульними коефіцієнтами шарів стоку або максимальних витрат

води водопілля та їх статистичними характеристиками при використанні трипараметричного гама-розподілу С.М. Крицького і М.Ф. Менкеля (при встановленому для даної території співвідношенні C_s/C_v =2.5);

- запропонована картографічна форма представлення прогнозних величин весняного водопілля та їх забезпеченостей у багаторічному періоді. Картосхеми очікуваних модульних коефіцієнтів шарів стоку та максимальних витрат води весняного водопілля та їх забезпеченості на річках Півдня України, що будуються на кожну дату випуску прогнозу, дають змогу оцінити розміри водності водопіль не тільки на окремих річках, а й на значних територіях, включаючи й річки, на яких не відбуваються стокові гідрологічні спостереження;

- розроблено методику прогнозування строків початку та проходження максимальних витрат води весняного водопілля при використанні синоптичного прогнозу температур повітря. При цьому коефіцієнти і па-раметри прогнозної схеми узагальнюються в залежності від географічної широти і розмірів водозборів, що дає можливість встановлення у оперативному прогнозуванні дат проходження водопіль на річках, не залежно від їх гідрологічної вивченості (включаючи річки північно-західного Причорномор'я);

- оцінка методики прогнозів дат початку та проходження максимальних рівнів чи витрат води весняного водопілля показала, що за показником якості методики прогнозу S та їх справджуваності P % результати наступні: для дат початку весняного водопілля S= 4-9 д, P=100-68 %; для дат максимальних витрат води – r = 0,88-0,45, S= 4-13 д, P = 85-53 %. Методика прогнозу передбачає й визначення частоти повторюваності дат строків проходження водопіль на річках, що встановлюються за кривими забезпеченостей цих дат;

- спрогнозовані дати початку весняних водопіль представляються у картографічному вигляді; для очікуваних дат проходження максимальних витрат води, у зв'язку з залежністю їх від розмірів водозборів,

запропонована регіональна схема визначення цих дат для будь-яких річок розглядуваної території. У вигляді картосхем надаються й ймовірнісні оцінки проходження водопіль у багаторічному періоді;

- запропонована регіональна методика довгострокових прогнозів характеристик весняного водопілля в басейні р. Південний Буг і річок північно-західного Причорномор'я реалізована авторами у вигляді створеного програмного прогностичного комплексу «Південний Буг» (з використанням графічної підсистеми Windows Forms на програмній платформі *.Net v3.5*), який дозволяє можливість автоматизації та прискорення процесу випуску прогнозу весняного водопілля, сучасного представлення прогностичної інформації у вигляді таблиць, діаграм, графіків, карто-схем при використанні ГІС-технологій.

На даний час ймовірно-прогностична методика територіального прогнозування екстремальних максимальних характеристик весняного водопілля річок Півдня України використовується в практичній діяльності в УкрГМЦ (для басейну Нижнього Дніпра) і ГМЦ ЧАМ (для басейну р. Південний Буг і річок північно-західного Причорномор'я, у вигляді програмного прогностичного комплексу «Південний Буг»), про що автори отримали відповідні Акти.

5) обґрунтовано і практично реалізовано ймовірнісно-прогностичний метод для прогнозування меженних витрат води (літнього, осіннього та зимового періодів) на основі побудови регіональних залежностей середньодекадних модулів стоку від попередніх витрат води для річок Півдня України (річок Південного Бугу, північно-західного Причорномор'я та Нижнього Дніпра) з урахуванням кліматичних закономірностей розподілу опадів територією та встановлення ймовірнісних характеристик меженних витрат води у багаторічному періоді;

- методика територіальних короткострокових прогнозів середньодекадних витрат води меженного літнього, осіннього та зимового стоку досліджуваних річок України оцінюється як

задовільна при забезпеченості допустимої похибки від 70 % до 97 %, при числі членів ряду понад 500 точок;

- запропонована методика територіальних прогнозів меженного літнього, осіннього та зимового стоку досліджуваних річок України дозволяє за встановленими регіональними залежностями та їх оцінки випускати прогнози середніх за декаду витрат води для будь-якої річки території, не залежно від наявності регулярних спостережень за стоком води. Точність прогнозів середньодекадних витрат води літнього та осіннього меженних періодів буде визначатися варіацією кількості опадів з врахуванням метеорологічного прогнозу опадів, а для зимового періоду – прогнозом температури повітря і можливим таненням снігу у періоди зимових відлиг;

- для визначення забезпеченості прогнозних величин середньодекадних витрат води літньої, осінньої та зимової межені встановлений емпіричний розподіл середньомісячних витрат води в сезони межені, що узагальнені в басейнах досліджуваних річок Півдня України;

- для оцінки розмірів очікуваної межені у кожному році прогнозні величини витрат води одержуються за картосхемами модулів меженного стоку, а також їх ймовірнісних величин. Використання таких карто-схем дозволяє здійснити просторовий моніторинг та оцінити ступінь маловоддя на річках в цілому всього досліджуваного регіону України, включаючи й ті річки, по яких спостереження за стоком відсутні, а їх ймовірнісні характеристики – надавати оцінку можливого виникнення низького стоку;

- апробація методу ймовірносно-прогностичного моделювання меженного стоку річок Півдня України на сучасних незалежних даних спостережень здійснена у вигляді прогнозування меженного стоку річок по карто-схемах прогнозних величин середньодекадних модулів стоку. Так, результати прогнозів по картах середньодекадних модулів

стоку та їх забезпеченостей в басейні р. Південний Буг в порівнянні прогнозних середньодекадних витрат води річок з величиною їх екологічних витрат води показали, що на річках Тилігул, Південний Буг – смт Олександрівка, Чорний Ташлик - с. Піщаний Брід, Мертвовід – с. Крива Пустош середньодекадні витрати води у третю декаду серпня 2020 р. прогнозувалися таким, що були нижчими або близькими до розрахункових екологічних, які є критичним показником для функціонування екосистеми річки.

Ймовірнісні ж характеристики меженного стоку Р% дають змогу надавати оцінку можливого виникнення низького стоку у багаторічному періоді.

На даний час ймовірно-прогностична методика територіального прогнозування меженних витрат річок Півдня України використовується в практичній діяльності в УкрГМЦ (для басейну Нижнього Дніпра) і ГМЦ ЧАМ (для басейну р. Південний Буг і річок північно-західного Причорномор'я), про що автори отримали відповідні Акти.

Таким чином, запропонований комплексний підхід дозволяє майбутнім користувачам, в залежності від потреб, визначати характеристик максимального і мінімального стоку річок, як у вигляді оперативних прогнозних величин на конкретну дату, так й у вигляді ймовірнісних величин заданої забезпеченості.

ПЕРЕЛІК ДЖЕРЕЛ ПОСИЛАННЯ

До розділу 1

1. Wallemacq P. Economic Losses, Poverty & Disasters: 1998-2017. *Centre for Research on the Epidemiology of Disasters, CRED*. October. 2018. 31 p. https://doi.org/10.13140/RG.2.2.35610.08643

2. CRED. Natural Disasters 2019. Brussels: CRED; 2020.This document is available at: https://emdat.be/sites/default/files/adsr_2019.pdf

3. Baldassarre G. D. Floods in a Changing Climate: Inundation Modelling. International Hydrology Series of Cambridge University Press. 2012. Vol. 1. P. 118-122. https://doi.org/10.1017/CBO9781139088411

4. Dottori F. et al. Increased human and economic losses from river flooding with anthropogenic warming. *J. Nat. Clim. Change*. 2018. 8(9). P. 781-786. http://dx.doi.org/10.1038/s41558-018-0257-z

5. Climate Change and Land: an IPCC Special Report on Climate Change, Desertification, Land Degradation, Sustainable Land Management, Food Security, and Greenhouse Gas Fluxes in Terrestrial Ecosystems / Edited by: P.R. Shukla, J. Skea, R. Slade et.al. IPCC, 2019. 36 p.

6. Estimating monetary damages from flooding in the United States under a changing climate / C. Wobus et al. *Martinich Journal of Flood Risk Management*. 2014. Vol. 7. P. 217-229.

7. Bouwer L.M. Have disaster losses increased due to anthropogenic climate change? *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 2011. Vol. 92. P. 39-46.

8. Coumou D., Rahmstorf S. A decade of weather extremes. *J. Nat. Clim. Change*. 2012. Vol. 2. P. 491-496.

9. Seddon A.W. and et al. Sensitivity of global terrestrial ecosystems to climate variability. *Nature*. 2016. Vol. 531. P. 229-232. https://doi.org/10.1038/nature16986.

10. Taylor C.M. and et al. Frequency of extreme Sahelian storms tripled since 1982 in satellite observations. *Nature*. 2017. Vol. 544. P. 475-478. https://doi.org/10.1038/nature22069

11. Blöschl G. et al. Changing climate shifts timing of European floods. *Science*. 2017. Vol. 357. P. 588-590 https://doi.org/10.1126/science.aan2506. 2017

12. Blöschl G. et al. Changing climate both increases and decreases European river floods. *Nature.* 2019. Vol. 573. P. 108-111. https://doi.org/10.1038/s41586-019-1495-6

13. Mallakpour, G. Villarini. The changing nature of flooding across the central United States. *J. Nat. Clim. Change.* 2015. Vol. 5. P. 250-254. https://doi.org/10.1038/nclimate2516

14. Neri A. et al. On the decadal predictability of the frequency of flood events across the US Midwest. *Int. J. Climatol.*, 2019. Vol. 39. P. 1796-1804. https://doi.org/10.1002/joc.5915

15. Slater L.J., Villarini G. Recent trends in US flood risk. *Geophys. Res. Lett.*, 2016. Vol. 43 (12). Pp. 12,428-12,436. https://doi.org/10.1002/2016GL071199

16. Agha Kouchak A. et al. Climate extremes and compound hazards in a warming world. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 2020. Vol. 48. P. 519-548. https://doi.org/10.1146/annurev-earth-071719-055228

17. NOAA National Centers for Environmental Information (NCEI) Billion-Dollar Weather and Climate Disasters: Table of Events URL: https://www.ncdc.noaa.gov/billions/events/US/2019 (Accessed: 20.06.2021)

18. Zscheischler J. and et al. A typology of compound weather and climate events. *Nature reviews earth & environment*. 2020. Vol. 1. P. 33-347. https://doi.org/10.1038/s43017-020-0060-z

19. Овчарук В.А., Шакірзанова Ж.Р., Гопцій М.В., Кічук Н.С., Кущенко Л.В. Екстремальновисокий та низький стік на річках Півдня України в сучасних кліматичних умовах. *Другий Всеукраїнський гідрометеорологічний з'їзд* : тези доповідей. Одеса: Одеський державний екологічний університет, 2021. С. 85-86.

20. Гопченко Е.Д., Овчарук В.А. Формирование максимального стока весеннего половодья в условиях юга Украины : монография. Одесса: ТЭС, 2002. 110 с.

21. Шакірзанова Ж.Р. Довгострокове прогнозування характеристик максимального стоку весняного водопілля рівнинних річок та естуаріїв території України : монографія. Одеса : ФОП Бондаренко М.О., 2015. 252 с.

22. Ovcharuk V.A., Hopchenko Ye.D. The modern method of maximum spring flood runoff characteristics valuation for the plain rivers of Ukraine. *Ukrainian Geographical Journal.* 2018. №2. P. 26-33. https://doi.org/10.15407/ugz2018.02.026

23. Овчарук В.А. Максимальний стік весняного водопілля рівнинних річок України : монографія. Одеса : Видавничий дім «Гельветика», 2020. 300 с.

24. Овчарук В.А., Іващенко С. В. Регіональна методика для визначення максимального стоку весняного водопілля річок суббасейну р.Десна в умовах змін клімату. *Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія.* 2020. №1. С. 15-25. http://nbuv.gov.ua/UJRN/glghge_2020_1_4

25. Extreme hydrological phenomena in the forest steppe and steppe zones of Ukraine under the climate change / Valeriya Ovcharuk et al. *Published by Copernicus Publications on behalf of the International Association of Hydrological Sciences*. 2020. Vol. 383. P. 229-235. https://doi.org/10.5194/piahs-383-229-2020

26. Ovcharuk, V. et al. Calculating the characteristics of flash flood on small rivers in the mountainous Crimea. *Geofizika*, 2020. Vol. 37(1). P. 27-43. https://doi.org/10.15233/gfz.2020.37.3

27. Migliorini M. et al. Data interoperability for disaster risk reduction in Europe. *Disaster Prevention and Management*. 2019. Vol. 28. No. 6. P. 804-816.https://doi.org/10.1108/DPM-09-2019-0291

28. Romanowicz, Renata Julita et al. “Climate Change Impact on Hydrological Extremes: Preliminary Results from the Polish-Norwegian Project.” *Acta Geophysica.* 2016. Vol. 64. P. 477-509.

29. Bisselink B. et al. Impact of a changing climate, land use, and water usage on water resources in the Danube river basin. *Publications Office of the European Union*, 2018. P. 3-70. https://doi.org/10.2760/89828

30. Kouidri Sofiane et al. Long-term seasonal characterization and evolution of extreme drought and flooding variability in northwest Algeria. *Meteorology, Hydrology and Water Management*. 2019. Vol. 7. Issue 2. P. 63-71. https://doi.org/10.26491/mhwm/106101

31. RIOCCADAPT Report. Floods and Droughts. In: Adaptation to Climate Change Risks in Ibero-American Countries / Edited by: Camilloni, I., V. Barros, S. Moreiras et al. Madrid, Spain. 2020. P. 371-396.

32. Akhter A. and Azam S. Flood-Drought Hazard Assessment for a Flat Clayey Deposit in the Canadian Prairies. *Journal of Environmental Informatics Letters*. 2019. Vol. 1(1). P. 8-19. https://doi.org/10.3808/jeil.201900002

33. Hydrological impacts of moderate and high-end climate change across European river basins / Lobanova A. et al. *Journal of Hydrology: Regional Studies*. 2018. Vol. 18. Pp. 15-30. https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2018.05.003

34. Писаренко Л.А., Краковська С.В. Основні напрямки сучасних досліджень взаємодії клімату і підстильної поверхні. *Український гідрометеорологічний журнал*. 2020. № 25. С. 38-52. https://doi.org/10.31481/uhmj.25.2020.04

35. Semenova I., Slizhe M. Synoptic Conditions of Droughtsand Dry Winds in the Black Sea Steppe Province Under Recent Decades. *Front. EarthSci*. 2020. Vol. 8. P. 69. https://doi.org/10.3389/feart.2020.00069

36. Гопченко Є.Д., Лобода Н.С., Овчарук В.А. Гідрологічні розрахунки: підручник для студентів ВНЗ. Одеса : ТЕС, 2014. 483 с.

37. Пособие по определению расчетных гидрологических характеристик / Ленинград : Гидрометеоиздат, 1984. 447 с.

38. Гопченко Е.Д., Овчарук В.А., Тодорова Е.И. Проблемы создания нормативных документов в области расчета характеристик максимального стока рек Украины и возможные пути их решения. *Географический вестник*. 2016. №1(36). С. 49-57.

39. Гопченко Е.Д., Романчук М.Е. Нормирование характеристик максимального стока весеннего половодья на реках Причерноморской низменности : монография. Киев : КНТ. 2005. 148 с.

40. СП 33-101-2003. Определение основных расчетных гидрологических характеристик. Москва : Госстрой России. 2003. 74 с.

41. Гопченко Є.Д., Кічук Н.С., Овчарук В.А. Максимальний стік дощових паводків на річках Півдня України : монографія. Одеса : ТЕС. 2016. 212 с.

42. Руководство по гидрологической практике. Сбор и обработка данных, анализ, прогнозирование и другие применения. Пятое изд. *Всем. Метеор. Орг.*, 1994. Изд. на русском языке, 1997. 843 с.

43. Руководство по гидрологической практике. Том II Управление водными ресурсами и практика применения гидрологических методов. Шестое издание, *ВМО*. 168. 2012. 324 с.

44. Hydrometeorology Reports U.S. Weather Bureau. *U.S. Department of Commerce*. 1976. № 55A, 56 and 57.

45. Kennedy M.R., Pearce H.J., Canterford R.P. et al The estimation of generalized probable maximum precipitation in Australia. *Workshopon spillway design flood.* Australian National Committee on Large Dams Bulletin, April. Issue 79. Canberra, Australia, 1988.

46. Kite G.W. Frequency and Risk Analysis in Hydrology : 4th ed. Littleton, Colorado : Water Resources Publications, 1988. 257 p.

47. World Meteorological Organization. Statistical Distributions for Flood Frequency Analysis (C.Cunnane). Operational Hydrology Report, 33, WMO. 1989. No. 718, Geneva.

48. Leese, M. N. Use of censored data in the estimation of Gumbel distribution parameters for annual maximum flood series. *Water Resources Research*. 1973. Vol. 9, No. 6. P. 1534–1542. https://doi.org/10.1029-/WR009i006p01534

49. Benson M.A. Evolution of methods for evaluating the occurrence of floods. US Geological Survey Water-Supply Paper 1580-A. Reston, Virginia. 30 p.

50. Benson M.A. Factors in fluencing the occurrence of floods in a humid region of diverseterrain. US Geological Survey Water–Supply. Paper 1580-B. Reston, Virginia. 1962. 62 p.

51. Benson M.A. Factors affecting the occurrence of floods in the south west. US Geological Survey Water-Supply Paper 1580-D. Reston, Virginia. 1964. 72 p.

52. Thomas D.M., Benson M.A. Generalization of stream flow characteristics from drainage-basincharacteristics. US Geological Survey Water-Supply Paper 1975.Reston, Virginia. 1970. 55 p.

53. Tasker G.D. Hydrologic regression with weighted leasts quares. *Water Resources Research*. 1980. Vol. 16. No. 6. P. 1107–1113. https://doi.org/10.1029/WR016i006p01107

54. Stedinger J.R., Tasker G.D. 1985: Regional hydrologic analysis – ordinary, weighted and generalized least squares compared. *Water Resources Research.* 1985. Vol. 21. No.9. P. 1421–1432. https://doi.org/10.1029/-WR021i009p01421

55. Вишневський П.Ф. Зливи і зливовий стік на Україні : монографія. Київ : Наукова думка, 1964. 291 с.

56. Ресурсы поверхностных вод СССР. Описание рек и озер и расчеты основных характеристик их режима. Т. 6. Украина и Молдавия. Вып.2. Среднее и нижнее Поднепровье / под ред. М.С. Каганера. Ленинград: Гидрометеоиздат, 1971. 656 с.

57. Ресурсы поверхностных вод СССР. Описание рек и озер и расчеты основных характеристик их режима. Т. 6. Украина и Молдавия. Вып.3. Бассейн Северского Донца и реки Приазовья / под ред. М.С.Каганера. Ленинград: Гидрометеоиздат, 1967.492 с.

58. Ресурсы поверхностных вод СССР. Описание рек и озер и расчеты основных характеристик их режима. Т. 6. Украина и Молдавия. Вып.1. Западная Украина и Молдавия / под ред. М.С.Каганера. Ленинград: Гидрометеоиздат, 1969. 884 с.

59. Соколовский Д.Л. Речной сток. Ленинград: Гидрометеоиздат. 1968. 539 с.

60. Singh V.P. Hydrologic Systems. Rainfall-Runoff Modeling. Vol. I, Englewood Cliffs, Prentice Hall. 1988. 480 p.

61. Bergstorm S. The HBV model – its structure and applications. SMHI Reports RH.1992. No. 4. Norrkping, Sweden. 35 p.

62. Bergstorm S. The HBV model. In Singh, V.P. (ed): Computer Models of Watershed Hydrology. *Water Resources Publications*. 1995. P.443-476.

63. Estimation of parameters in a distributed precipitation – runoff model for Norway / Beldring S. et al. *Hydrology and Earth System Sciences*. 2003. 7(3). P. 304-316. https://doi.org/10.5194/hess-7-304-2003

64. Climate, Lakes and Rivers, The National Atlas of Sweden, Almqvist and Wiksell International, Stockholm.SNA. 1995.

65. Hughes D.A., Metzler W. Assessment of three monthly rainfall-runoff models for estimating the water resource yield of semiarid catchments in Namibia. *Hydrololgoical Science Journal*. 1998. 43(2). P. 283-297. https://doi.org/10.1080/02626669809492122

66. Seibert J., Vis M. Teaching hydrological modeling with a user-friendly catchment-runoff-model software package. *Hydrology and Earth System Sciences.* 2012. 16(9). P. 3315-3325. https://doi.org/10.5194/hess-16-3315-2012

67. The Xinanjiang Model, Hydrological Forecasting - Prévisions hydrologi / Zhao R., Zhuang Y., Fang L. et al. *Proceedings Oxford Symposium*. IAHS-AISH Press: Wallingford, UK, 1980. No 129. P. 351–356. URL: http://hydrologie.org/redbooks/-a129/iahs_129_0351.pdf (Accessed: 18 September 2021).

68. Zhao R. Watershed Hydrological Model-Xinanjiang Model and Northern Shaanxi Model.*Water Resources and Electric Power Press*: Beijing, China, 1983.

69. Linearized calibration of vertically-mixed runoff model parameters / Bao W. et al. *J. Hydroelectr. Eng.* 2014. 33(4). P. 85–91.

70. Study on applicability of conceptual hydrological models for flood forecasting in Humid, Semi-Humid Semi-Arid and Arid Basins in China / G. Kan et al. *Water.* 2017. Vol. 9(10). P. 719. https://doi.org/10.3390/w9100719

71. Duan Q., Sorooshian S., Gupta V. Optimal use of the SCE-UA global optimization method for calibrating watershed models. *J. Hydrol*. 1994. Vol.158. P. 265-284. https://doi.org/10.1016/0022-1694(94)90057-4

72. Sajikumar N., Thandaveswara B. A nonlinear rainfall runoff model using an artifcial neural network. *Journal of Hydrology*. 1999. Vol. 216(1-2). P. 32-55.

73. Tokar A.S., MarkusM. Precipitation runoff modeling using artificial neural networks and conceptual models. *J. Hydro. Eng.* 2000. Vol. 5 (2). P. 156-161. https://doi.org/10.1061/(ASCE)1084-0699(2000)5:2(156)

74. Assessment of Climate Change Impacts on Water Resources in Three Representative Ukrainian Catchments Using Eco-Hydrological Modelling / Didovets I. et al. *Water*. 2017. Vol. 9(3). P. 204. https://doi.org/10.3390/w9030204

75. Гопченко Є.Д., Романчук М.Є., Головатюк Г.С. и др. Аналіз діючої в Україні нормативно-розрахункової бази в галузі максимального стоку дощових паводків. *Український гідрометеорологічний журнал,* 2009. № 5. С. 173-178.

76. Научно-методическое обоснование нормативной базы по расчетам характеристик максимального стока рек Украины / Гопченко Е.Д., Овчарук В.А., Романчук М.Е. и др. *Український гідрометеорологічний журнал.* 2011. №9. С. 118-125.

77. Гопченко Є.Д., Бояринцев Є.Л, Овчарук В.А. и др. Розробка науково-методичної бази для визначення зон затоплення від дощових паводків в басейні р.Дністер (на прикладі Жидачівського району Львівської області). *Український гідрометеорологічний журнал.* 2012. №10. С. 106-115.

78. Гопченко Є.Д., Овчарук В.А., Кічук Н.С. Особливості застосування редукційних формул максимального стоку річок. *Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія.* 2013. Т.1. С. 37-43.

79. Гопченко Є.Д., Овчарук В.А., Романчук М.Є. та ін. Оптимізація параметрів розрахункових формул максимального стоку, заснованих на геометричних моделях гідрографів дощових паводків і весняних водопіль та на методі руслових. *Вісник Одеського державного екологічного університету.* 2014. Вип. 18. С. 102-109.

80. Гопченко Є.Д., Овчарук В.А., Кічук Н.С. и др. Удосконалення нормативної бази для визначення розрахункових характеристик максимального стоку річок у межах Причорноморської низовини. *Український гідрометеорологічний журнал.* 2014. № 15. С.193-203.

81. Gopchenko E.D., Ovcharuk V.A., Romanchuk M.E. A method for calculating characteristics of maximal river runoff in the absence of observational data: Case study of Ukrainian rivers. *Water Resources*. 2015. 42(3). Pp. 285-291. https//doi.org/10.1134/S0097807815030057

82. Гопченко Є.Д., Бурлуцька, М.Е., Романчук, М. Є. и др. Сучасні методи дослідження максимального стоку весняних водопіль і дощових паводків річок Україню *Науковий вісник Херсонського державного університету. Серія Географічні науки*. 2019. Вип. 10. С. 114-118.

83. CPD.01.05-2012. Determinarea caracteristicilor hydrologice pentru Conditiile republicii Moldova. 178 p.

84. Гопченко Є.Д., Романчук М.Є. До побудування нормативної бази в галузі максимального стоку на річках України. *Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія.* 2001. Т.2. С. 219-226.

85. Гопченко Є.Д., Овчарук В.А., Шакірзанова Ж.Р. Розрахунки та довгострокові прогнози характеристик максимального стоку весняного водопілля в басейні р. Прип'ять: монографія. Одеса: Екологія, 2011. 336 с.

86. Гопченко Е.Д., Овчарук В.А. Практическая реализация операторной модели максимального стока на примере рек Предкарпатья. *Наукові праці Українського науково-дослідного гідрометеорологічного інституту.* 2007. Вип. 256. С. 197-206.

87. Овчарук В. А., Мартинюк М.О. Застосування операторної моделі для визначення максимальних модулів стоку весняних водопіль і дощових паводків річок басейну Вісли в межах України. *Людина та довкілля. Проблеми неоекології*. 2021. Вип.36. С.22-33. https://doi.org/10.26565/1992-4224-2021-36-02

88. Ladjel M., Goptshenko E., Ovcharuk V. Maximum runoff of the flood on wadis of northern part of Algeria. *Jornal of Fundamenta land Applied Sciences.* 2014, Vol. 6(1). P. 66-78. http://old.jfas.info/index.php/JFAS/-article/view/240

89. Коваленко В.В. Гидрологическое обеспечение надежности строительных проектов при изменении климата : уч.пос. Санкт-Петербург : РГГМУ. 2009. 100 с.

90. Гопченко Є.Д., Овчарук В.А., Семенова І.Г. Науково-методичні підходи до врахування глобальних змін клімату при розрахунках максимального стоку річок. *Вісник Одеського державного екологічного університету.* 2012. Вип. 14. С. 141–150.

91. Гопченко Є.Д., Овчарук В.А., Кічук Н.С. и др. Максимальний стік весняного водопілля і дощових паводків в басейні Куяльницького лиману в умовах глобальних змін кліматую. *Науково-виробничий журнал «Водне господарство України».* 2013. №2 (104). С.26-29.

92. Директива № 2007/60/ЕС Европейского Парламента и Совета ЕСоб оценке и управлении рисками, связанными с наводнениями (Директива по наводнениям) от 23 октября 2007 г. URL:https://zakon.rada.gov.ua/-laws/show/994_b29#Text (Дата звернення: 08.11.2021 р.).

93. Шакірзанова Ж.Р., Докус А.О., Тодорова О.І. та ін. Комплексний метод довгострокового прогнозування гідрологічних характеристик весняного водопілля річок. *Проблеми гідрології, гідрохімії, гідро екології.* 2019. С. 58-74.

94. Кочелаба Е.И., Окорский В.П., Соседко М.Н. Математическое моделирование процессов формирования половодного стока на территории Полесья с учетом оттепельных явлений. *Труды УкрНИГМИ.* 1990. Вып. 235. С. 3-18.

95. Соседко М.М., Будак І.В., Лук'янець О.І. Комплекс «Довготермінове прогнозування весняного стоку (призначення, структура та функції складових)». Рукопис УкрНДГМІ. Київ, 1997. 14 с.

96. Шакірзанова Ж.Р., Докус А.О. Довгострокове прогнозування характеристик весняного водопілля в басейні р. Південний Буг : монографія. Одеса : ФОП Бондаренко М.О. 2021. 244 с.

97. Жидиков А.П., Левин А.Г., Нечаева Н.С. и др. Модели формирования весеннего стока и проблемы их применения для прогноза гидрографа половодья / *Труды Гидрометцентра*. 1972. Вып. 81. С. 33-45.

98. Корень В.И. Математические модели в прогнозах речного стока. Ленинград : Гидрометеоиздат, 1991. 200 с.

99. Железняк И.А. Регулирование паводочного стока. Ленинград: Гидрометиздат, 1965. 326 с.

100. Бефани Н.Ф. Прогнозирование дождевых паводков на основе территориально общих зависимостей. Ленинград : Гидрометиздат, 1977. 162 с.

101. Sherman L.M. Streamflow from rainfall by the unitgraph method. *Eng. News Record*. 1932. Vol. 108. № 14.

102. Водоласков В.П. Реализация и особенности применения модели формирования талого и дождевого стока для водосборов лесостепной зоны Европейской территории СССР. *Труды УкрНИГМИ*. 1991. Вып. 240. С. 32-39.

103. Сусідко М.М. Математичне моделювання процесів формування стоку як основа прогностичних систем. *Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія*. Том 1. 2000. С. 32-40.

104. Український гідрометеорологічний центр Державної служби України з надзвичайних ситуацій (УкрГМЦ). URL: https://meteo.gov.ua (дата звернення 18.04.2021).

105. Бойко О.В., Железняк М.Й. Оцінка ефективності протипаводкових заходів на малих річкових водозборах Закарпаття на основі розрахунків розподіленої моделі «опади-стік». *Математичні машини і системи*. 2011. № 4. С. 149-160.

106. Бойко О.В. Технологія обробки просторових даних засобами ГІС для використання в розподілених гідрологічних моделях. *Математичні машини і системи*, 2012. № 1. С. 36-44.

107. Кучмент Л.С., Гельфан А.Н., Демидов В.Н. Расчет вероятностных характеристик максимального стока по метеорологическим данным с использованием динамико-стохастических моделей. *Метеорология и гидрология*. 2002.№ 5. С. 83-94.

108. Леонов Е.А. Космос и сверхдолгосрочный гидрологический прогноз : монография. Санкт-Петербург: Алетейя-Наука, 2010. 352 с.

109. Gorbachova L., Khrystiuk B., Prykhodkina V. Cyclicity and periodicity of water runoff of the Southern Buh River and the possibility of its forecasting by the α method. *Abstracts Book of the International Research-to-Practice Conference «Climate Services: Science and Education»*, 22-24 September. Odessa, Ukraine, 2021. С. 21-22.

110. Weng W.B. Basis of Prediction Theory. *Petroleum Industry Press*. 1984. 45 p.

111. Hongyan L., Yuxin W., Xiubin L. Mechanism and forecasting methods for severe droughts and floods in Songhua River basin in China. *Chinese Geographical Science.* 2011. Vol. 21 (5). P. 531-542. DOI: 10.1007/s11769-011-0492-y

112. Su Y.J., Hu H. Application of Commensurability in Earthquake Prediction. *International Journal of Geosciences*. 2015. Vol. 6. P. 619-624. https://doi.org/10.4236/ijg.2015.66049

113. Khrystiuk Borys, Gorbachova Liudmyla. Long-term forecasting of extraordinary spring floods by commensurability method on the Dnipro River near Kyiv city, Ukraine. *Environmental Research, Engineering and Management*. 2019. Vol. 75 (2). P. 74-81. https://doi.org/10.5755/j01.erem.-75.2.22683

114. Khrystiuk Borys, Gorbachova Liudmyla, Pekárová Pavla et al. Application of the commensurability method for long-term forecasting of the highest summer floods on the Danube River at Bratislava. *Meteorology Hydrology and Water Management*. Research and Operational Applications. 2020. Vol. 8(1). P. 70-76. https://doi.org/10.26491/mhwm/114482

115. Горбачова Л., Христюк Б. Прогнозування водності річки Стир на найближчі роки. *Вісник Харківського національного університету імені В.Н. Каразіна, серія «Геологія. Географія. Екологія»,* 2021. № 54. С. 155-163. https://doi.org/10.26565/2410-7360-2021-54-12

116. Кочелаба Є.І., Окорський В.П., Соседко М.Н. Оценка динамики промерзания и оттаивания почвы в Полесских районах по метеорологическим данным. *Труды УкрНИГМИ*, 1990. Вип. 235. С. 18-26.

117. Бойко В.М., Кульбіда М.І., Адаменко Т.І. Використання геоінформаційних технологій в оперативній гідрометеорології. *Гідрологія, гідрохімія, гідроекологія*. 2010. Вип. 18. С. 25-30.

118. Факторный, дискриминантный и кластерный анализ / пер. с англ. Дж.-О. Ким, Ч.У. Мьюллер, У.Р. Клекка и др. Финансы и статистика. 1989. 215 с.

119. Школьний Є.П., Лоєва І.Д., Гончарова Л.Д. Обробка та аналіз гідрометеорологічної інформації : підручник. Київ : Міносвіти України, 1999. 538 с.

120. Лобода Н.С. Методи статистичного аналізу у гідрологічних розрахунках і прогнозах : навчальний посібник. Одеса : Екологія. 2010. 184 с.

121. Shakirzanova Zh., Kazakova A., Volkov A. Territorial long-term forecasting of spring flood characteristics in the modern climatic condition utilizing geographical informational systems. *International Journal of Research In Earth & Environmental Sciences*. April 2017. Vol. 7. No. 1. P. 13-16. http://www.ijsk.org/ijrees.html.

122. Шакірзанова Ж.Р., Бойко В.М., Гопцій М.В. та ін.Метод прогностичної оцінки характеристик гідрологічного режиму річок басейну Дніпра у весняний період року. *Український гідрометеорологічний журнал*. Вип. № 22. 2018. С. 80-99.

123. Шакірзанова Ж.Р., Романова Є.О. Водний і сольовий режими озера Катлабух : монографія. Одеса: Одеський державний екологічний університет, 2021. 336 с. ISBN 978-966-186-167-0 http://eprints.library.odeku.edu.ua/id/-eprint/9594/

124. Докус А.О., Шакірзанова Ж.Р., Швець Н.М. Методика просторового прогнозування строків початку та проходження максимальних витрат води весняних водопіль. *Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія*, 2019. № 4(55). С. 8-22.

125. Шакірзанова Ж.Р. Прогнозування максимальних витрат води весняного водопілля в басейні Дніпра з використанням автоматизованих програмних комплексів. *Гідрологія, гідрохімія і гідроекологі,* 2011. Т.4 (25). С. 48-55.

126. Шакірзанова Ж.Р., Андреєвська Г.М., Бойко В.М. Довгострокове прогнозування максимальних витрат води весняних водопіль річок лівобережжя Дніпра (з використанням програмного комплексу). *Наукові праці Українського*

науково-дослідного гідрометеорологічного інституту. Вип. 263. Київ: «Фенікс», 2012. С. 89-95.

127. Загальна гідрологія : підручник / за ред. В.К. Хільчевського, О.Г. Ободовського. Київ : ІПЦ «Київ. ун-т». 2008. 399 с.

128. Горбачова Л.О. Гідрологія: навчальний посібник для вищих навчальних закладів. Київ : Видавництво НПУ імені М.П. Драгоманова, 2010. 125 с.

129. Ющенко Ю.С. Загальна гідрологія : підручник. Чернівці: Чернівецький нац.ун-т, 2017. 591 с.

130. Шакірзанова Ж.Р. Довгострокові гідрологічні прогнози: Конспект лекцій. Одеса: Вид-во ТЕС, 2010. 154 с.

131. Попов Е.Г. Гидрологические прогнозы. Ленинград: Гидрометеоиздат, 1958. 386 с.

132. Аполлов Б. А., Калинин Г.П., Комаров В.Д. Гидрологические прогнозы. Ленинград: ГИМИЗ, 1960.410 с.

133. Bodwell V. J. Regression analysis of non-linear catchment systems. *Water Resources Research*.1971. Vol. 7. P. 1118-1125.

134. Wright C. E.Monthly Catchment Regression Models: Thames Basin. *Central Water Planning Unit, Technical*. 1975. Note No. 8, Reading, U.K. P. 32.

135. Bureau de recherches géologiques et minières. *Situation hydrologique et previsionde basses eaux.* Juin 1978. Bulletin No. 5. Orléans, France.

136. International Association of Hydrological Sciences. *Proceedings of theInternational Symposium on Flash Floods – Measurements and Warning.* Paris, 9–12 September. 1974, Publication No. 112.

137. Христюк Б.Ф. Краткосрочное прогнозирование уровней воды в Килийском рукаве Дуная. *Energetika*. Т. 60. № 1. 2014. С. 69-75.

138. Operational Hydrology Report № 34. *World Meteorological Organization* : Hydrological Models for Water-Resources System Design and Operation. 1990. No. 740, Geneva.

139. Гопченко Є.Д, Шакірзанова Ж.Р., Овчарук В.А. Сучасні математичні моделі в гідрологічних розрахунках і прогнозах: конспект лекцій. Одеса : ОДЕКУ, 2015. 195 с.

140. Technical Report 39. Digital Simulation in Hydrology: Stanford Watershed Model IV / edited by Crawford N.H., Linsley R.K. Department of Civil Engineering, Stanford University, Stanford, CA, 1966.

141. Dawdy D.R. and O'Donnell T. Mathematical models of catchment behavior. *Proc. Amer. Soc. civ. Engrs. J. Hydr.*1965. Div. № 4. P. 123-137.

142. A progress report. A rainfall-run off simulation model for estimation of flood peaks for small drainage basins / edited by Dawdy D.R., Robert W.L., J.M. Bergmann. USGS Professional Paper. 1970. 28 p.

143. Nash J.E., and Sutcliffe J.V. River Flow Forecasting through Conceptual Models, Part I - A Discussion of Principles. *Journal of Hydrology.* 10(3). 1971. P. 282-290.

144. O'Connell P. E., Nash J. E. and Farrell J. P. River flow forecasting through conceptual models. Part II - The Brosna catchment at Ferbane. J. *Hydrology*. 1970. 10(4). P. 317-329.

145. Burnash R.J. C., Ferral R.L. and McGuire R.A. A Generalized Streamflow Simulation System: Conceptual Modelling for Digital Computers. National Weather Service and State of California Department of Water Resources, March. 1973.

146. Krysanova V., WechsungF. SWIM (Soil and Water Integrated Model) User Manual. Potsdam Institute for Climate Impact Research. Potsdam, 2000.

147. Krysanova V., Hattermann F., Wechsung F. Development of the ecohydrological model SWIM forregional impact studies and vulnerability assessment. *Hydrology. Process.* 2005. 19, P. 763-783.

148. Дідовець Ю.С., Павельчук Є.М., Сніжко С.І. Визначення калібраційного та валідаційного періодів для гідрологічної моделі SWIM (на прикладі р. Тетерів). *Фізична географія та геоморфологія.* 2014. Вип. 4(76). С. 58-67.

149. An introduction to the European Hydrological System-Systeme Hydrologique Europeen / Abbott M.B., Bathurst J.C., Cunge J.A. et al. "SHE". 1 History and philosophy

of a physically based distributed modelling system. *Journal of Hydrology*. 1986. No. 87. P. 45-59.

150. An Introduction to the European Hydrological System – Systeme Hydrologique Europeen / Abbott M.B., Bathurst J.C., Cunge J.A. et al. "SHE," 2: Structure of a Physically-Based, Distributed Modelling System. *Journal of Hydrology*. 1986. 87. P. 61-77.

151. Wigmosta M.S., Vail L., Lettenmaier D.P. A distributed hydrology-vegetation model for complex terrain. *Water Resources Research*. 1994. Vol. 30. P. 1665-1679.

152. User guide. A Modelling System for River and Channels / MIKE 11. Vol.2. DHI. 2012. 204 p.

153. Tank Model and its Application to Bird Creek, Wollombi Brook, Bikin River, Kitsu River, Sanaga River and Nam Mune / Sugawara M., Ozaki E., Watanabe I. et al. *Research Note of the National Research Center for Disaster Prevention, Science and Technology Agency*. 1974. № II. P. 1-64.

154. Niedzielski T., Mizinski B., Kryza M. et al. HydroProg: a system for hydrologic forecasting in real time based on the multimodelling approach. *Meteorology Hydrology and Water Management*. 2014. P. 65-73.

155. Lindström G. Development and test of the distributed HBV-96 hydrological model. *Journal of Hydrology.* December 1997. Vol. 201(1-4). P. 272-288. https://doi.org/10.1016/S0022-1694(97)00041-3.

156. Kriauciuniene J., Jakimavicius D., Sarauskiene D. et al. Estimation of uncertainty sources in the projections of Lithuanian river runoff. *Stoch Environ Res Risk Assess.* 2013. Vol. 27. P. 769–784. https://doi.org/10.1007/s00477-012-0608-7.

157. Smith P.J., Pappenberger F., Wetterhall F. et al. On the Operational Implementation of the European Flood Awareness System (EFAS). *Flood Forecasting: A Global Perspective.* 2016. P. 313-348.

158. Wetterhall F., Di Giuseppe F. The benefit of seamless forecasts for hydrological predictions over Europe. *Hydrology and Earth System Sciences*. 2018. Vol. 22 (6). P. 3409-3420.

159. Thielen J., Bartholmes J., Ramos M.-H. et al. The European Flood Alert System - Part 1: Concept and development. *Hydrology and Earth System Sciences*. 2009. Vol. 13. P. 125-140.

160. Ntelekos A.A., Georgakakos K.P. & Krajewski W.F. On the uncertaintiesof flash flood guidance: Toward probabilistic forecasting of flash floods. *Journal of Hydrometeorology*. 2006. Vol. 7(5). P. 896-915.

161. Дунай и его бассейн : гидрологическая монография. / под ред. Чепелкина Л.А. Ленинград: Гидрометеоиздат, 1989. Ч. 1. 398 с.

162. Iszkowski R. Die Wasserstands-Prognose. Zeitschrift des Oesterreichischen Ingenieur- und Architekten-Vereines. Wien. 1894. Nr. 7-8. 14 p.

163. Гидрология дельты Дуная : монография / под ред. В.Н. Михайлов. Москва : ГЕОС, 2004. 448 с.

164. Gerlinger K., Demuth N. The flood forecast model LARSIM application experience and evaluation of operational runoff forecasts in the Moselle basin. 2011. URL: http://www.watlab.be/en/events/files (Accessed: 29.03.2021).

165. Ludwig K.,BremickerM. The water balance model LARSIM – design, content and applications. Freiburger Schriften zur Hydrologie. 2006. Vol. 22. 130 p.

166. Wilke K., Rademacher S. Operationelle Wasserstands – und Durchflussvorhersagen im Rheingebiet. Operational forecast of water level and runoff in Rhine Catchment. *Österreichische Wasser- und Abfallwirtschaft*. 2002. Nr. 54. P. 9-10.

167. Reichel G. FluxDSS und FLORIS2000 – ein leistungsfähiges Paket zur Modellierung der Fließvorgänge in komplexen Systemen. *Österreichische Wasserwirtschaft*. 2001. Jahrgang 53. Heft 5-6.

168. Laurent S., Ehret U., Meyer I., Moritz K., Vogelbacher A. Dealing with uncertainty of hydrological forecast in the Bavarian Danube catchment. URL: http://ksh.fgg.uni-lj.si/bled2008 (Accessed: 29.03.2021).

169. Kobold M., Suselj K., Polajnar J. et al. Calibration techniques used for HBV hydrological model in Savinja catchment. *Conference abstracts XXIV-th of the Danubian*

countries on hydrological forecasting and hydrological bases of water management, 2-4 June / Edited by: In. Mitja Brilly and Mojca Sraj, Bled, Slovenia. 2008. P. 14.

170. Spatio-temporal modeling of the water balance of Austria / Edited by: Harald Kling. Viena: Institute of water management, hydrology and hydraulic engineering, 2006. 225 p.

171. Sugawara M. Tank model with snow component.*Research Notes of the National Research Center for Disaster Prevention*, 1984. N. 65. P. 1-293.

172. Ninov P., Ribarova I., Nikolaidis N. at al. Hydrological calibration scenarios of the HSPF model for the upper Iskar basin. *Conference abstracts XXIII of the Danubian countries on hydrological forecasting and hydrological bases of water management*: 28-31 August, Belgrade, Serbia / Edited by: Stevan Bruk & Tioslav Petkovic. 2006. P. 59.

173. Zsuffa I., Bakonyi P., Gauzer B. et al.Hydrological and hydraulic models developed for the Tisza basin / Edited by: István Zsuffa. Budapest. VITUKI. Annex 1. Of the final report, 2004. 72 p.

174. Jian L., Balint G., Gauzer B. Runoff Simulation of three Gorges Area in the Upper Yangtze River during 1998 Flood Season. *Acta meteorological sinica*. 2004. Vol. 19. P. 241-252.

175. Nagy Z., Dannisøe J. Application of MIKE models for hydromorphological assessment in Hungary. C*onference abstracts XXIII of the Danubian countries on hydrological forecasting and hydrological bases of water management*: 28-31 August, Belgrade, Serbia / Edited by: Stevan Bruk & Tioslav Petkovic. 2006. P. 56.

176. Corbus C., Serban P. The analysis of the hydrological forecasts using the DANUBIUS model. *Proceeding XVIII conference of the Danube countries on hydrological forecasting and hydrological bases of water management. Stage of water bodies and water quality*. Technische Universitat Graz. 1996. V. 19/1. P. B-113-119.

177. Corbus C., Ungureanu V. Operational procedure for the prediction of the daily discharges. *Proceeding XVII conference of the Danube countries on hydrological forecasting and hydrological bases of water management*: 5-9 September 1994, Budapest, Hungary / Edited by: M. Hegedus. 1994. P. 193-198.

178. Христюк Б.Ф. Прогнозування рівнів води в Кілійському рукаві в сучасних умовах водності Дунаю. *Другий Всеукраїнський гідрометеорологічний з'їзд* : тези доповідей. Одеса: Одеський державний екологічний університет, 2021. С. 105-106.

179. Рахманов В.В. Влияние лесов на формирование снежных запасов. *Метеорология и гидрология*. 1956. № 11. С. 21-28.

180. Салазанов В.В. Весенний сток рек бассейна Верхнего Днепра. Ленинград: Гидрометеоиздат, 1964. 141 с.

181. Пашова Л.Т. Расчет средних в бассейне снегозапасов с учетом снегонакопления в лесу. *Труды УкрНИГМИ.* 1965. Вып. 51. С. 53-58.

182. Крыжановская А.Б. О неравномерности снегозалегания и ее учете при определении снегозапасов. *Труды УкрНИГМИ.* 1965. Вып. 51. С. 47-52.

183. Грун П.В., Сироткин Ю.Д. Формирование снежного покрова в сосновых лесах разной густоты. *Сб. работ гидрометцентров Белорусского УГКС и Литовского УГКС.* 1985. Вып. 1. С. 50-56.

184. Гопченко Е.Д., Овчарук В.А., Траскова А.В. Влияние типов подстилающей поверхности на величину максимальных снегозапасов к началу весеннего половодья (на примере бассейна р. Днестр). *Актуальные вопросы аграрной науки*. Иркутск, 2014. Вып. 13. С. 30-37.

185. Гопченко Е.Д., Шакирзанова Ж.Р. Территориальное долгосрочное прогнозирование максимальных расходов воды весеннего половодья : учебное пособие. Киев: КНТ, 2005. 240 с.

186. Вершинина Л.К., Крестовский О.І., Калюжный И.Л. и др. Оценка потерь талых вод и прогнозы объема стока половодья. Ленинград: Гидрометеоиздат, 1985. 189 с.

187. Докус А.О., Шакірзанова Ж.Р. Методика довгострокового прогнозування екстремальниххарактеристик весняного водопілля на річках басейну Південного Бугу та річок Причорномор'я. *Другий Всеукраїнський гідрометеорологічний з'їзд*: тези доповідей. Одеса: Одеський державний екологічний університет, 7-9 жовтня 2021 року. С. 59-60.

188. Шакірзанова Ж.Р., Погорелова М.П., Мостій А.С. и др. Методика прогнозування сезонного меженного стоку річок Півдня України для забезпечення сталого водокористування. *Другий Всеукраїнський гідрометеорологічний з'їзд*: тези доповідей. Одеса : Одеський державний екологічний університет, 7-9 жовтня 2021 року. С.109-110.

189. Svoboda M.and Fuchs B.A.. Handbook of Drought Indicators and Indices. Integrated Drought Management Programme (IDMP), Integrated Drought Management Tools and Guidelines Series 2 / World Meteorological Organization (WMO) and Global Water Partnership (GWP). Geneva 2016. https://www.droughtmanagement.info/literature/GWP_Handbook_of_Drought_Indicators_and_Indices_2016.pdf

190. Zhang X.Q., Sun Y., Zheng D. et al. Regional response of temperature change in the arid regions of China to global warming. *Arid Zone Research.* 2010. Vol. 27 (4), P. 592–599.

191. Cheng M. Impact and Assessment of Drought Effects on Natural Ecosystem: A Case Study of Hei River Basin. *Nanjing University of Information Science and Technology*, Nanjing, China. 2012.

192. Controls of carbon flux in a semi-arid grassland ecosystem experiencing wetland loss: vegetation patterns and environmental variables / Fang Q., Wang G., Liu T. et al. *Agricultural and Forest Meteorology*. 2018. Vol. 259. P. 196–210.

193. Han D., Wang G., Xue B. et al. Evaluation of semiarid grassland degradation in North China from multiple perspectives. *Ecological Engineering.* 2018. Vol. 112. P. 41–50.

194. Special Report of Working Groups I and II of the IPCC. Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation / Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). Cambridge and New York, Cambridge University Press, 2012.

195. Nalbantis I., G. Tsakiris. Assessment of hydrological drought revisited. *Water Resources Management*, 2008. Vol. 23(5). P. 881–897.

196. Accurate computation of a streamflowdrought index / Vicente-Serrano S.M., López-Moreno J.I., Beguería S. et al. *Journal of Hydrologic Engineering*. 2012. Vol. 17(2). P. 318–332.

197. Bloomfield J.P., Marchant B.P. Analysis of groundwater drought building on the standardised precipitation index approach. *Hydrology and Earth System Sciences.* 2013. Vol. 17(12). P. 4769–4787.

198. Tabari H., Nikbakht J., Hosseinzadeh T.P. Hydrological drought assessment in Northwestern Iran based on streamflow drought index (SDI). *Water Resources Management*. 2013. Vol. 27 (1). P. 137–151.

199. Application of standardized runoff index on hydrological drought characteristics identification in Aksu River / Zhou H.H., Wang Y.Q., Fang G.H. et al. *Journal of Water Resources and Water Engineering*. 2019. Vol. 30 (2). P.6–11.

200. Shukla S., Wood A.W. Use of a standardized runoff index for characterizing hydrologic drought. *Geophysical Research Letters*. 2008. Vol. 35. L02405. P. 1-7.

201. McKee T.B., Doesken N.J., Kleist J. The relationship of drought frequency and duration to time scales preprints. *In 8th Conference on Applied Climatology.* 1993. P. 179-184.

202. Xiong L.H., Guo S.L. Trend test and change-point detection for the annual discharge series of the Yangtze River at the Yichang hydrological station. *Hydrological Sciences Journal.* 2004. Vol. 49 (1). P. 99–112.

203. Villarini G., Serinaldi F., Smith J.A. et al. On the stationarity of annual flood peaks in the continental United States during the 20th century. *Water Resources Research*. 2009. Vol. 45(8). W08417. P. 1-17.

204. Xueli Sun, Zhanling Li, Qingyun Tian. Assessment of hydrological drought based on nonstationary runoff data. *Hydrology Research*. 2020. Vol. 51 (5). Pp. 894–910. https://doi.org/10.2166/nh.2020.029

205. Vu T.M., Mishra A. K. Nonstationary frequency analysis of the recent extreme precipitation events in the United States. *Journal of Hydrology*. 2019. Vol. 575. P. 999-1010.

206. Russo S., Dosio A., Sterl A. et al. Projection of occurrence of extreme dry-wet years and seasons in Europe with stationary andnonstationary standardized precipitation indices. *Journal of Geophysical Research [Atmospheres].* 2013. Vol. 118. P. 7628-7639.

207. The impact of temperature and precipitation on the streamflow in the middle part of the Qilian Mountains, Northwestern China / Wang S.L., Liu X.D., Jin M. et al. *Journal of Arid Land Resources and Environment*. 2011. Vol. 25 (01). P. 162-165.

208. Aa Y., Wang G., Liu T. et al. Spatial variation of correlations between vertical soil water and evapotranspiration and their controlling factors in a semiarid region. *Journal of Hydrology.* 2019. Vol. 574. P.53–63.

209. Ding Y.J., Ye B.S., Liu S.Y. Effect of climatic factors onstreamflow in the alpine catchment of the qilian mountains. *Acta Geographica Sinica.* 1999. Vol. 54(05). P. 431-437.

210. Program to calculate standardized precipitation index. National Drought Mitigation Center (2014). URL: http://drought.unl.edu/ (Accessed: 5 December 2021).

211. Smakhtin V.U., Hughes D.A.Automated estimation and analyses ofmeteorological drought characteristics from monthly rainfall data. *Environ Model Softw.* 2007. Vol. 22. P.880–890.

212. Beguería S., Vicente-Serrano S.M. Calculation of the standardized precipitation-evapotranspiration index. URL: http://cran.r-project.org/web/packages/SPEI/SPEI.pdf (Accessed: 5 December 2021).

213. Methodology and software. Drought monitoring with the combined drought index / FAO-SWALIM. Nairobi, Kenya. 2011.

214. Tigkas D., Vangelis H., Tsakiris G. Drin C: a software for drought analysis based on drought indices. *Earth Sci Inform.* 2015. Vol. 8. P. 697–709. https://doi.org/10.1007/s12145-014-0178-y

215. Хохлов В.М. Просторово-часовий розподіл засух на території України в умовах зміни клімату. *Український гідрометеорологічний журнал.* 2011. № 8. С. 38–43.

215. Хохлов В.М., Єрмоленко Н.С. Просторово-часова мінливість посух в Східноєвропейському секторі в умовах глобальних змін клімату. *Український гідрометеорологічний журнал.* 2012. № 11. С. 128–134.

217. Семенова І.Г. Синоптичні та кліматичні умови формування посух в Україні : монографія. Харків : ФОП Панов А.М., 2017. 236 с.

218. Семенова, І. Г., Польовий, А. М. Прогностичний розподіл посух теплого сезону по території України в 2021-2050 рр. *Вісник Харківського національного університету імені В.Н. Каразіна.* Серія «Геологія. Географія. Екологія». 2020. 53. С. 169-179.

219. Tallaksen, L.M. & Van Lanen, Henny. Hydrological Drought: Processes and Estimation Methods for Streamflow and Groundwater. 2004. 579 p.

220. Лобода Н.С., Божок Ю.В. Шляхи визначення можливої гідрологічної посухи за метеорологічними даними в умовах змін клімату для річок північно-західного Причорномор'я. *Геополитика и экогеодинамика регионов.* 2014. Том 10. Вып. 1. С. 281–289.

221. Хохлов В.М., Єрмоленко Н.С. Про зв'язок середнього річного стоку р. Південний Буг з посухами в період 1951–2010 рр. *Вісник Одеського державного екологічного університету.* 2013. Вип.16. С. 51–59.

222. Semenova I.,Ovcharuk V., Shakhirzanova J. On use of drought indixes in modeling hydrological processes. *Conference Proceedings SGEM 2014. Geoconference on Water Resources: Hydrology and Water Resources*, 17-26 June. Albena. 2014. Vol. 1. P. 503–510. https://doi.org/10.5593/SGEM2014/B31/ S12.065.

223. Droughts and dynamics of synoptic processes in the south of the East European Plain at the beginning of the twenty-first century / Cherenkova E.A., Semenova I.G., Kononova N.K. et al. *Arid Ecosystems*. 2015. Vol. 5. Issue 2. P. 45-56.

224. онкошкура В.С., Овчарук В.А. Про можливості використання індекса посух SPEI при розрахунках мінімального стоку (на прикладі річок Закарпаття). *Матеріали IX наукової конференції молодих вчених ОДЕКУ*. Одеса, 2015. С. 75-76.

225. Ovcharuk V., Semenova I., Tonkoshkura V. Hydrological drought in Transcarpathia. 26th General Assembly of the IUGG, 22 June - 2 July, 2015, Prague, the Czech Republic.URL: http://www.iugg2015prague.com/ (дата звернення: 17.09.2016).

226. Овчарук В.А., Кущенко Л.В. Про можливість застосування індексів посух в гідрологічних розрахунках меженного стоку зони недостатньої водності України. *VII Всеукраїнська наукова конференція "Проблеми гідрології, гідрохімії, гідроекології"* : тези доповідей Київ : КНУ ім. Т.Шевченко, 13-14 листопада, 2018. С. 72-73.

227. Кущенко Л.В. Розрахунок метеорологічних та гідрологічних індексів посухи для території півдня України. *IX Міжнародна наукова конференція молодих вчених «Екологія, неоекологія, охорона навколишнього середовища та збалансоване природокористування» :* зб.мат. Харків : ХНУ ім. Каразіна, 25-26 листопада, 2021. *до друку*.

До розділу 2

1. Ресурсы поверхностных вод СССР. Т.6. Украина и Молдавия. Вып.1. Западная Украина и Молдавия / под ред. М.С. Каганера. Ленинград : Гидрометеоиздат, 1969. 884 с.

2. Ресурсы поверхностных вод СССР Т.6. Украина и Молдавия. Вып.2. Среднее и Нижнее Поднепровье / под ред. М.С.Каганера. Ленинград : Гидрометеоиздат, 1971. 656 с.

3. Ресурсы поверхностных вод СССР. Т.6. Украина и Молдавия. Вып.3. Бассейн Северского Донца и реки Приазовья / под ред. М.С.Каганера. Ленинград : Гидрометеоиздат, 1967. – 492 с.

4. Фізична географія Української РСР / за ред. А.М. Маринича. Київ : Вища школа, 1982. 208 с.

5. Атлас України : Кер. проекту Л.Г. Руденко, В.С. Чабанюк, А.І.Бочковська. *Інститут географії Національної академії наук України і Товариство з обмеженою відповідальністю «Інтелектуальні системи ГЕО», Інтелектуальні Системи ГЕО, 1999-2000.*

6. Гребінь В.В. Сучасний водний режим річок України (ландшафтно-гідрологічний аналіз) : монографія Київ : Ніка-Центр, 2010. 316 с.

7. Польовий А.М., Гуцал А.І., Дронова О.О. Грунтознавство : Підручник. МОН України, Одес. держ. еколог. ун-т. Одеса : Екологія, 2013. 668 с.

8. Панас Р. М. Ґрунтознавство. Львів, 2012. 264 с.

9. Кульбіда М.І. та ін. Клімат України: у минулому…і майбутньому? : монографія / за ред.: за ред. М.І.Кульбіди, М.Б.Барабаш. Київ : Сталь, 2009. 234 с.

10. Клімат України / за ред. В. М. Ліпінського, В. А. Дячука, В.М.Бабіченко. Київ : Вид-во Раєвського, 2003. 343 с.

11. Гончарова Л.Д., Врублевська О.О., Катеруша Г.П. Кліматологія : підручник. Одеса : Вид. ТЕС, 2013. 343 с.

12. Мартазинова М.Ф., Іванова О.К. Оценка изменения климатического режима в Украине к концу XX столетия. *Україна: географічні проблеми сталого розвитку* : зб. наук. пр. Київ : Українське географічне товариство, 2004. С.142-144.

13. Шикломанов И.А., Линз Г. Влияние изменений климата на гидрологию и водное хозяйство. *Метеорология и гидрология*, Москва : Гидрометеоиздат, 1991. №4. С. 51-64.

14. Aliev K., Vishnevskyi V. The modern tendencies of climate, water runoff and water use in Ukraine. *The second International Conference on Climate and water*. 1998. Vol. 3. P. 1556-1574.

15. Гопченко Е.Д., Лобода Н.С. Оценка возможных изменений водных ресурсов Украины в условиях глобального потепления. *Гидробиологический журнал*. Киев: Институт гидробиологии НАН Украины, 2000. Т.36. №3. С. 67-78.

16. Вишневський В.І. Зміни клімату і річкового стоку на території України і Білорусі. *Наук.праці УкрНДГМІ*, 2001. Вип.249. С.89-105.

17. Вишневський П.Ф. Зливи і зливовий стік на Україні : монографія. Київ : Наукова думка, 1964. 291 с.

18. Гопченко Є.Д. Овчарук В.А., Кічук Н.С. Зливові опади на території Півдня України. *Наук. праці УкрНДГМІ*, 2012. Вип. 262. С. 94-99.

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

20. Лобода Н.С., Гопченко Є.Д. Водні ресурси України у зв'язку з кліматичними умовами. *Україна: географічні проблеми сталого рюзвитку* : зб. наук. пр. Київ : Українське географічне товариство, 2004. С.144-146.

21. Вишневський В.І., Косовець О.О. Гідрологічні характеристики річок України. Київ : Ніка-Центр, 2003. 324 с.

22. Гопченко Є.Д. Овчарук В.А., Семенова І.Г., Кічук Н.С., Романчук М.Є. Максимальний стік весняного водопілля і дощових паводків в басейні Куяльницького лиману в умовах глобальних змін клімату. *Водне господарство України*. Київ, 2013. №2. С.26-29.

23. Кічук Н.С. Розрахунки максимальних витрат дощових паводків на території Причорномор'я. *Науковий вісник Чернівецького університету* : збірник наукових праць. Географія. Чернівці : Чернівецький нац. ун-т, 2014. Вип. 724-725. С.71-76

24. Гопченко Є.Д., Кічук Н.С., Овчарук В.А. Максимальний стік дощових паводків на річках Півдня України : монографія. Одеса : Екологія, 2016. 212 с.

25. Гопченко Є.Д., Кічук Н.С. Невеликі річки – великі проблеми. *Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія*, 2014. Т.3(34). С.16-24

26. Valeriya Ovcharuk, Eugene Gopchenko, Nataliya Kichuk, Zhannetta Shakirzanova, Liliia Kushchenko and Mariia Myroschnichenko. Extreme hydrological phenomena in the forest steppe and steppe zones of Ukraine under the climate change. *Published by Copernicus Publications on behalf of the International Association of Hydrological Sciences IAHS*, 2020. Vol. 383, P. 229–235, https://doi.org/10.5194/piahs-383-229-2020

27. Офіційний сайт Інформаційно-аналітичного агентства «АПК-Інформ» https://www.apk-inform.com/uk/meteocond/1503066 (дата звернення: 12.06.2021)

28. Гопченко Е.Д., Лобода Н.С. Водные ресурсы северо-западного Причерноморья (в естественных и нарушенных антропогенной деятельностью условиях): монография. Київ : КТН, 2005. 192 с.

29. Хільчевський В.К. Водні ресурси та якість річкових вод басейну Південного Бугу : монографія. Київ : Ніка-Центр, 2009. 184 с.

30. Чунарьов О.В. Формування витрат води р.Південний Буг. *Молоді науковці - географічній науці* : Зб.Тез Міжнар.конф. Київ : ВГЛ "Обрії", 2004. С. 92- 93.

31. Гопченко Е. Д., Овчарук В.А. Формирование максимального стока весеннего половодья в условиях юга Украины : монография. Одесса : ТЭС, 2002. 110 с.

32. Гопченко Е.Д., Кичук И.Д., Овчарук В.А., Кичук Н.С. Оценка риска подтопления территории при эксплуатации придунайских водохранилищ. *Современные проблемы водохранилищ и их водосборов* : Материалы международной научно-практической конференции. Пермь, 2011. С. 42-47.

33. Gopchenko E., Loboda N. Methodical approaches to estimate the Danube region's water resources. *Conferece abstracts of XX - th conference of the Danubian countries on hydrological forecasting and hydrological bases on water management - Bratislva (The Slovak Republic)*, 2000. P. 129.

34. Водний кодекс України. Кодекс України, Закон, Кодекс від 06.06.1995 № 213/95-ВР *Відомості Верховної Ради України (ВВР)*, 1995, № 24, Ст. 79 із змінами, внесеними згідно із Законами № 1641-VIII від 04.10.2016, № 1054-IX від 03.12.2020 https://zakon.rada.gov.ua/laws/show/213/95-%D0%B2%D1%80#Text (дата звернення: 17.04.2021)

35. Директива 2000/60/ЄС Європейського Парламенту і Ради «Про встановлення рамок діяльності Співтовариства в галузі водної політики» від 23 жовтня 2000 року https://zakon.rada.gov.ua/laws/show/994_962#Text (дата звернення: 18.04.2021)

36. Svitlana, S.I., Dmitriiev, S.S., Cherkashyna, N.I., Goncharova, L. D. Climate indicators of changes in hydrological characteristics (a case of the Psyol river basin). *Вісник Харківського національного університету імені ВН Каразіна, серія «Геологія. Географія. Екологія»*, 2020. Вип. 53. С. 155-168.

37. Розпорядження Кабінету Міністрів України № 932-р «Про схвалення Концепції реалізації державної політики у сфері зміни клімату на період до 2030 року» від 7 грудня 2016 р. *Кабінет Міністрів України*. URL: http://www.kmu.gov.ua/control/uk/cardnpd?docid=249573705 (дата звернення 14.11.2021).

38. Core Writing Team, R.K. Pachauri and L.A. Meyer (eds.) Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. *Intergovernmental Panel on Climate Change*. URL: https://www.ipcc.ch/site/assets/uploads/2018/05/SYR_AR5_FINAL_full_wcover.pdf (дата звернення 12.11.2021).

39. Врублевська О.О., Катеруша Г.П. Клімат України та прикладні аспекти його використання: навч. посіб. Одеса : ТЕС, 2012. 180 с.

40. Степаненко С.М., Польовий А.М. Оцінка впливу кліматичних змін на галузі економіки України: монографія. Одеса : Екологія. 2011. 694 с.

41. Степаненко С.М., Польовий А.М. Кліматичні зміни та їх вплив на сфери економіки України: монографія. Одеса : Одес. держ. екол. ун-т. 2015. 520 с.

42. Степаненко С.М., Польовий А.М. Кліматичні ризики функціонування галузей економіки України в умовах зміни клімату: монографія. Одеса : Одес. держ. екол. ун-т. 2018. 548 с.

43. Ліпінський В.М., Осадчий В.І., Бабіченко В.М. Стихійні метеорологічні явища на території України за останнє двадцятиріччя (1986-2005 рр.): монографія. Київ, 2006. 311 с.

44. Барабаш М.Б., Гребенюк Н.П., Татарчук О.Г. Особливості зміни ресурсів тепла та вологи в Україні при сучасному потеплінні клімату. *Наук. праці УкрНДГМІ.* 2007. Вип. 256. С. 174-186.

45. Барабаш М.Б., Татарчук О.Г. Практичний напрям досліджень зміни клімату в Україні. *Наук. праці Укр.НДГМІ.* 2009. Вип. 57. С. 28-36.

46. Бойченко С.Г., Волощук В.М., Дорошенко І.А. Глобальне потепління та його наслідки на території України. *Український географічний журнал.* 2000. № 2. С. 59-68.

47. Руденко В.П. Критичний екологічний стан компонентів природи в регіонах України. *Український географічний журнал.* 2010. № 2. С. 60-68.

48. Полонский А.Б. Роль океана в изменениях климата: монография. Київ : Наукова Думка, 2008. 184 с.

49. Polonsky A., Voskresenskaya E., Basharin D. Coupled octan-atmosphere system and its impacts on European climate. *Climate in Transition / Ed. L.C. Nkemdirim.* DC: Minuteman Press. Washington. 2003. P. 15-27.

50. Осадчий В.І., Бабіченко В.М. Температура повітря на території України в сучасних умовах клімату. *Український географічний журнал.* 2013. №4. С. 32-39.

51. Гончарова Л.Д., Кололапова Н.І., Лютенко П.С., Климюк В.І. Сучасна динаміка температурного режиму Східно-Європейського регіону в основні та перехідні сезони року. *І Всеукраїнський гідрометеорологічний з'їзд з Міжнародною участю*: матеріали з'їзду, 22-23 бер. 2017р. Одеса : ТЕС, 2017. С. 195-197.

52. Хохлов В.М., Єрмоленко Н.С. Майбутні зміни клімату та їх вплив на режим опадів та температури в Україні. *Український гідрометеорологічний журнал.* 2015. №. 16. С. 76-82.

53. Семенова І.Г. Метеорологічні та синоптичні умови посухи в Україні восени 2011 року. *Український гідрометеорологічний журнал.* 2012. №. 10. С. 58-64.

54. Нажмудінова О.М., Єрмоленко Н.С. Деякі аспекти формування інтенсивних посушливих явищ влітку 2010 р. над Східною Європою. *Український гідрометеорологічний журнал.* 2011. №. 9. С. 79-84.

55. Хохлов В.М., Боровська Г.О., Уманська О.В., Тенетко М.С. Зміна погодних умов на території України в умовах зміни клімату. *Український гідрометеорологічний журнал.* 2016. №. 17. С. 31-37.

56. Хохлов В.М., Бондаренко В.М., Латиш Л.Г. Просторовий розподіл аномалій опадів в Україні у 2011-2025 роках. *Український гідрометеорологічний журнал.* 2009. №. 5. С. 54-62.

57. Хохлов В.М. Просторово-часовий розподіл засух на території України в умовах зміни клімату. *Український гідрометеорологічний журнал.* 2011. №. 8. С. 38-43.

58. Врублевська О.О., Касаджик Т.Л. Річна амплітуда температури повітря як показник динаміки клімату України. *Вісник Одеського державного екологічного університету*. 2012. №.14. С. 86-92.

59. Косолапова Н.І., Івус Г.П., Гончарова Л.Д. Особливості режиму опадів у Північно-Західному Причорномор'ї на початку XXI століття. *III міжнародна конференція молодих вчених*: матеріали III міжнар. конф., 21-23 бер. 2018р. Одеса : ТЕС, 2018. С. 165-166.

60. Гончарова Л.Д. Воздушные течения тропосферы и стратосферы северного полушария: монография. Одесса : ТЭС, 2014. 298 с.

61. Кононова Н.К. Флуктуации циркуляции атмосферы северного полушария за 1899-2002 гг. Экстремальные периоды. *Всемирная конференция по изменению климата :* Материалы Всемирной конференции по изменению климата. Москва, 2002. С. 411.

62. Свердлик Т.А. Эволюция крупномасштабной атмосферной циркуляции воздуха Северного полушария во второй период современного глобального потепления климата. *Тр. УкрНИГМИ.* 1999. Вып. 247. С. 63-75.

63. Мартазинова В.Ф., Иванова Е.К., Чайка Д.Ю. Изменение атмосферной циркуляции в северном полушарии в течение периода глобального потепленння в XX веке. *Украинский географический журнал.* 2007. № 3. С. 10-20.

64. Мартазинова В.Ф. Чайка Д.Ю. Изменение поля давления января на протяжении XX ст. на территории Атлантико-Европейского сектора.

Метеорологія, кліматологія та гідрологія: Міжвід. наук. зб. України. Одеса. 2008. Вип. 50. С. 25-40.

65. Івус Г.П., Агайар Е.В., Гурська Л.М., Семергей-Чумаченко А.Б. Циркуляційні умови виникнення сильного та стихійного вітру над Південним заходом України. *Український гідрометеорологічний журнал.* 2016. №.17. С. 38-48.

66. Гончарова Л.Д., Решетченко С.І. Вплив Північної Атлантики на температуру повітря, опади, приземний тиск на Лівобережній Україні. *Український гідрометеорологічний журнал.* 2010. №. 7. С. 45-52.

67. Гончарова Л.Д., Решетченко С.І Особливості статистичної структури полів атмосферного тиску у другій половині XX століття на території лівобережної України. *Український гідрометеорологічний журнал.* 2010. №. 6. С. 54-61.

68. Гончарова Л.Д., Прокоф'єв О.М., Решетченко С.І., Черниченко А.В. Вплив атмосферних макропроцесів на просторовий розподіл опадів по території України у весняний сезон. *Український гідрометеорологічний журнал.* 2021. № 27. С. 5-15.

69. Прокоф'єв О.М., Гончарова Л.Д. Клімато-географічні особливості розподілу опадів на території України в осінній період. *Екологічні науки*. 2021. № 2 (35). С. 94-98.

70. Гончарова Л.Д., Косолапова Н.І. Вплив основних телеконекцій Північної півкулі на режим опадів по території України. *Вісник ОНУ. Сер: Географічні та геологічні науки.* 2017. Т. 22. Вип. 1 (30). С. 11-27.

71. Ivus G.P., Honcharova L.D., Kosolapova N.I., Zubkovych C.O. Modern seasonal features of the risk mode on the territory of Odessa region. *Scientific Journal (Science Review).* 2018. Vol. 1. Issue 3 (10). P. 27-33.

72. Светличный А.А., Ибрагимова М.С. К вопросу о современных изменениях климата Северо-Западного Причерноморья. *Вісник ОНУ. Сер.: Географічні та геологічні науки.* 2016. Т. 21. Вип. 1. С. 22-41.

73. Врублевська О.О., Катеруша Г.П., Миротворська Н.К. Кліматологічна обробка окремих метеорологічних величин: навч. посіб., Одеса: ТЕС, 2004. 150 с.

74. Швер Ц.А. Атмосферные осадки на территории СССР. Ленинград: Гидрометеоиздат, 1983. 485 с.

75. Івус Г.П., Гончарова Л.Д., Косолапова Н.І. Характер розподілення атмосферних опадів в Одеському регіоні на початку XXI століття. *І Всеукраїнський гідрометеорологічний з'їзд з Міжнародною участю*: матеріали з'їзду, 22-23 бер. 2017р. Одеса: ТЕС, 2017.С. 210-211.

76. Івус Г.П., Гончарова Л.Д., Косолапова Н.І. Просторово-часове розподілення атмосферних опадів в Одеському регіоні на початку XXI століття. *Український гідрометеорологічний журнал.* 2018. №22. С.16-27.

77. Кліматичні ресурси Одеської області для сталого розвитку: науково-практичний довідник / за ред. Ж.В. Волошиної. Одеса: Держ. гідрометслужба України, 2010. 180 с.

78. Гончарова Л.Д. Особливості зміни місячної кількості атмосферних опадів на території Одеської області протягом XX століття. *Український гідрометеорологічний журнал.* 2009. №5. С. 77-83.

79. Гончарова Л. Д. Режим зволоження території Одеського регіону протягом XX століття (осінній та весняний сезони). *Вестник Гидрометцентра Черного и Азовского морей*. Одесса. 2009. No 1 (9). С. 77-83.

80. Стандартні кліматичні норми (1961-1990 рр.). Київ, 2002. 446 с.

81. Гончарова Л. Д., Школьний Є. П. Методи обробки та аналізу гідрометеорологічної інформації (збірник задач і вправ): навчальний посібник. Одеса : Екологія, 2007. 464 с.

82. Гончарова Л.Д. Методи багатовимірного статистичного аналізу метеорологічних полів та атмосферних процесів : навчальний посібник. Одеса: ТЕС, 2016. 196 с.

83. Серга Э.Н. Универсальный адаптивный итерационный метод кластерного анализа. *Метеорологія, кліматологія та гідрологія: Міжвід. наук. зб. України.* Одеса. 2003. Вип. 47. С. 83-89.

84. H. Kutiel, Y. Benaroch North Sea-Caspian (NCP) – an upper level atmospheric teleconnection affecting the Eastern Mediterranean: Identification and definition. *Theor. Appl. Clamatol.* 2002. Vol. 71. P. 17-28.

85. Korres G., Pinardi N., Lascaratos A. The ocean response to low-frequency interannual atmospheric variability in the Mediterranean Sea. Part. I: Sensitivity experiments and energy analysis. *J. Clamate.* 2000. Vol. 13. P. 705-731.

86. Гончарова Л.Л Режим атмосферних опадів теплого періоду в Україні в умовах змін глобального клімату. *Екологічні проблеми навколишнього середовища та раціонального природокористування в контексті сталого розвитку*: матеріали II Міжнародної науково-практичної інтернет-конференції 26 черв. 2020 р. Полтава, С. 68-73.

87. Guide to Hydrological Practices. Volume II. Management of Water Resources and Application of Hydrological Practices. 6th edition. *WMO*. No. 168, 2009.

88. Горбачова Л.О. Місце та роль гідролого-генетичного аналізу серед сучасних методів дослідження водного стоку річок. *Наук. праці УкрНДГМІ*. 2016. Вип. 268. С. 73-81.

89. Chow V., Maidment D.R., Mays L.W. Applied hydrology. *McGraw-Hill International Editions*, 1988. 572 p.

90. Rippl W. The capacity of storage reservoirs for water supply. *Proceedings of the Institute of Civil Engineers*. 1883. Vol. 71. P. 270-278.

91. Klemeš V. One hundred years of applied storage reservoir theory. *Water Resources Management*. 1987. Vol. 1/3. P. 159-175.

92. Merriam C.F. A comprehensive study of the rainfall on the Susquehanna Valley. *Transactions American Geophysical Union*. 1937. Vol. 18/2. P. 471-476.

93. Kohler M.A. Double-mass analysis for testing the consistency of records for making adjustments. *Bulletin of the American Meteorological Society*. 1949. Vol. 30. P. 188-189.

94. Weiss L.L. & Wilson W.T. Evaluation of significance of slope changes in double mass curves. *Transactions American Geophysical Union*. 1953. Vol. 34. P. 893-896.

95. Searcy J.K. & Hardison C.H. Double-mass curves. Manual of Hydrology: Part 1. General Surface-Water Techniques. *Geological Survey Water-Supply Paper 1541*-B. Washington: United States Government Printing Office. 1960. P. 36.

96. Ehlert K.W. Homogeni tets kontroll av hydrologiska tidsserier. *Nordisk Hydrologisk Konferanse*, Sandefjord. 1972. P. 47-59.

97. Gorbachova L., Zabolotnia T., Khrystyuk B. Homogeneity and stationarity analysis of the snow-rain floods in the Danube basin within Ukraine. *Acta Hydrologica Slovaca*. 2018. Vol. 19. Issue 1. P. 35-41.

98. Горбачова Л.О. Методичні підходи щодо оцінки однорідності та стаціонарності гідрологічних рядів спостережень. Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. 2014. Т. 1 (32). С. 22-31.

99. Горбачова Л.О. Гідролого-генетичний аналіз просторово-часових закономірностей водного стоку річок України: методологія, тенденції, прогноз : дис... д-ра геогр. наук. : 01.17.06 / Київський національний університет Київ: 2017. 399 с.

100. Zabolotnia T., Gorbachova L., Khrystyuk B. Estimation of the long-term cyclical fluctuations of snow-rain floods in the Danube basin within Ukraine. *Meteorology Hydrology and Water Management. Research and Operational Applications*. 2019. Vol. 7 (2). P. 3-11. https://doi.org/10.26491/mhwm/99752

101. Андреянов В.Г. Циклические колебания годового стока и их учет при гидрологических расчетах. Труды ГГИ. Л. 1959. Вип. 68. С. 3-49.

102. International glossary of hydrology. 2nd edition. *WMO and UNESCO*, 1992. 413 p.

103. Овчарук В.А. Максимальний стік весняного водопілля рівнинних річок України : монографія. Одеса: Видавничий дім «Гельветика», 2020. 300с.

104. Linnerooth-Bayer J., Amendola A. Introduction to Special Issue on Flood Risks in Europe. *Risk Analysis*. 2003. Vol. 23(3). P. 537-543. https://doi.org/10.1111/1539-6924.00334

105. Blöschl G., Hall J., Parajka J. et al. Changing climate shifts timing of European floods. *Science.* 2017. Vol. 357(6351). P. 588-590. DOI:

10.1126/science.aan2506

106. Гопченко Є.Д., Овчарук В.А. Сучасна методика нормування характеристик максимального стоку весняного водопілля рівнинних річок України. *Український географічний журнал*. 2018. № 2. С. 26-33. https://doi.org/10.15407/ugz2018.02.026

107. Barroca B. Vulnerability, Urban Design and Resilience Management. In book: Natural Hazards - Risk Assessment and Vulnerability Reduction / Edited by José Simão Antunes Do Carmo, 2018. P. 3-16. http://dx.doi.org/10.5772/intechopen.78585

108. Tananaev N.I., Efremova V.A., Gavrilyeva T.N., Parfenova O.T. Assessment of the community vulnerability to extreme spring floods: the case of the Amga River, central Yakutia, Siberia. *Hydrology Research*. 2021. Vol. 52(1). P. 125-141. https://doi.org/10.2166/nh.2020.124

109. Webster P.J., Jian J. Environmental prediction, risk assessment and extreme events: adaptation strategies for the developing world. *Phil. Trans. Roy. Soc. A* (Math, Phys and Eng.). 2011. Vol. 369. P. 1-30. DOI:10.1098/rsta.2011.0160

110. Pham N.T.T., Nong D., Sathyan A.R., Garschagen M. Vulnerability assessment of households to flash floods and landslides in the poor upland regions of Vietnam. *Climate Risk Management*. 2020. Vol. 28. P. 1002152. https://doi.org/10.1016/j.crm.2020.100215

111. Kundzewicz Z.W., Lugeri N., Dankers R. et al. Assessing River flood risk and adaptation in Europe-review of projections for the future. *Mitigation and Adaptation Strategies for Global Change*. 2010. Vol. 15(7). P. 641-656. https://doi.*org*/10.1007/s11027-010-9213-6

112. Merz B., Aerts J., Arnbjerg-Nielsen K. et al. Floods and climate: Emerging perspectives for flood risk assessment and management. Nat. Hazards Earth Syst. Sci. Discuss. 2014. Vol. 2. P. 1559-1612. https://doi.org/10.5194/nhess-14-1921-2014

113. Turkington T., Breinl K., Ettema J. et al. A new flood type classification method for use in climate change impact studies. *Weather and Climate Extremes*. 2016. Vol. 14. P. 1-16. https://doi.org/10.1016/j.wace.2016.10.001

114. Knighton J., Steinschneider S., Todd Walter M. A Vulnerability Based,

Bottom up Assessment of Future Riverine Flood Risk Using a Modified Peaks Over Threshold Approach and a Physically Based Hydrologic Model. *Water Resources Research*. 2017. Vol. 53. P. 10,043-10,064. https://doi.org/10.1002/2017WR021036

115. Tabari H. Climate change impact on flood and extreme precipitation increases with water availability. *Nature. Sci. Rep.* 2020. Vol. 10(1). P. 13768. https://doi.org/10.1038/s41598-020-70816-2

116. Pekarova P., Gorbachova L., Bacová Mitkova V. et al. Statistical Analysis of Hydrological Regime of the Danube River at Ceatal Izmail Station. *IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science*, 2019. 221(012035). DOI:10.1088/1755-1315/221/1/012035

117. Richter B., Baumgartner J., Wigington R., Braun D. How Much Water Does a River Need? *Freshwater Biology*. 1997. Vol. 37(1). P. 231-249. https://doi.org/10.1046/j.1365-2427.1997.00153.x

118. Gao Y., Vogel R.M., Kroll C.N. et al. Development of Representative Indicators of Hydrologic Alteration. *Journal of Hydrology*. 2009. Vol. 374(1). P. 136-147. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.06.009

119. Yu C., Yin X., Yang Z., Dang Z. Assessment of the degree of hydrological indicators alteration under climate change. In Proceedings of the 2017 6th International *Conference on Energy and Environmental Protection* (ICEEP 2017). Advances in Engineering Research (AER). Atlantis Press, 2017. Vol. 143. P. 210-216.

120. The Nature Conservancy Indicators of Hydrologic Alteration. Version 7. *User's Manual*. 2009. 75 p. https://www.conservationgateway.org/Documents-/IHAV7.pdf (Accessed: 12 February 2021)

121. Шакірзанова Ж.Р. Довгострокове прогнозування характеристик максимального стоку весняного водопілля рівнинних річок та естуаріїв території України: монографія. Одеса: ФОП Бондаренко М.О., 2015. 252 с.

122. Liudmyla Gorbachova, Viktoria Prykhodkina, Borys Khrystiuk Spring flood frequency analysis in the Southern Buh River Basin, Ukraine. *Journal of Geology, Geography and Geoecology.* 2021. Vol. 30 (2). P. 250-260. https://doi.org/10.15421/11213501

123. Gorbachova L. The intra-annual streamflow distribution of Ukrainian rivers in different phases of long-term cyclical fluctuations. *Energetika.* T. 61. Nr. 2. 2015. P. 71-80. https://doi.org/10.6001/energetika.v61i2.3134

124. Горбачова Л.О. Просторово-часові тенденції мінімального стоку річок Півдня України. *Другий Всеукраїнський гідрометеорологічний з'їзду* : Тези доповідей, 7-9 жовтня 2021 р. Одеса: Одеський державний екологічний університет. 2021. С. 51-52.

125. Горбачова Л. О., Приходькіна В. С., Христюк Б. Ф., Заболотня Т. О., Розлач В. О. Статистичний аналіз максимального стоку води річки Південний Буг за методом «Indicators of Hydrologic Alteration». *Український гідрометеорологічний журнал*. 2021. № 27. С. 42-54. https://doi.org/10.31481/uhmj.27.2021.05

126. Бефани А.Н. Основы теории ливневого стока. *Труды ОГМИ*. 1958. Вып. XIV. 309 с.

127. Гопченко Е.Д., Редько Р.Р. Расчет максимальных расходов дождевых паводков рек Приазовья. *Труды УкрНИГМИ*. 1985. Вып.20. С.63-70.

128. Кічук Н.С. Розрахункові характеристики зливових опадів на території Півдня України. *Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія*. 2014. Т.3(34). С.16-24.

129. Гумоненко Л. В., Жук Н. Г,Савченко Л. І. та ін. Настанова з метеорологічного прогнозування. Київ, 2019. 35 с.

130. Balabukh V.O. et al. Extreme weather events in Ukraine: occurrence and changes. Extreme Weather / Edited by P. J. Sallis. London, UK: IntechOpen, 2018. P. 85-106.

131. Осадчий В.І., Бабіченко В.М. Динаміка стихійних метеорологічних явищ в Україні. *Український географічний журнал*. 2012. №4. С. 8-14.

132. Балабух В.О. Мінливість дуже сильних дощів і сильних злив в Україні. *Наук. праці УкрНДГМІ*. 2008. Вип. 257. С. 61-72

133. Мартазінова В.Ф., Щеглов А.А. Характер екстремальних опадів початку XXI століття на території України. *Український гідрометеорологічний журнал*. 2018. №22. С. 36-45

134. Заблоцька Т.М., Шпиг В.М. Трансформація баричного поля та хмарності у випадку тривалих і сильних опадів. *Наук. праці УкрНДГМІ*. 2014. Вип. 256. С. 12-19.

135. Паламарчук Л.В., Сокур К.С., Заболоцька Т.М. Динаміка інтенсивності опадів та мезоструктурні особливості їх полів у теплий період року на рівнинній частині території України. *Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія*. 2019. № 4 (55). С. 95- 111.

136. *Звіт про науково-дослідну роботу*: «Проведення просторового аналізу тенденцій зміни частоти та інтенсивності екстремальних гідрометеорологічних явищ на території України внаслідок зміни клімату». Київ, 2013. 126 с.

137. Рождественский А.В. Оценка точности кривых распределения гидрологических характеристик. Ленинград : Гидрометеоиздат, 1977. 260 с.

138. Рождественский А.В., Чеботарев А.И. Статистические методы в гидрологии. Ленинград : Гидрометеоиздат, 1974. 423 с.

139. Соколовский Д.Л. Речной сток. Ленинград : Гидрометеоиздат, 1968. 539 с.

140. Сикан А.В. Методы статистической обработки гидрометеорологической информации. Санкт-Петербург: ГГИ, 2007. 278 с.

141. Пособие по определению расчетных гидрологических характеристик. Ленинград : Гидрометеоиздат, 1984. 447 с.

142. Крицкий С.Н., Менкель М.Ф. Гидрологические основы управления речным стоком. Москва, 1981. 254 с.

143. Бефани А.Н., Бефани Н.Ф., Гопченко Е.Д. Основные принципы географического обобщения в гидрологии паводков. *Гидрология и климатология*. 1975. С.7-10.

144. Лобода Н.С., Гопченко Е.Д. Обоснование районирования статистических параметров стока, определяемых по наблюденным данным с малой степенью достоверности. *Гідрологія, гідрохімія и гідроекологія*. 2003. Т.5. С. 35-41.

145. Методические рекомендации по учету влияния хозяйственной деятельности на сток малых рек при гидрологических расчетах для

воднохозяйственного проектирования. Ленинград :Гидрометеоиздат, 1986. С.44-45.

146. Овчарук В.А, Кущенко Л.В., Прокоф'єв О.М., Гопцій М.В, Андреєвська Г.М. Мінімальний та екологічний стік річок в зоні недостатньої водності України. *Екологічні науки*. 2021. Вип. 2 (35). С. 30-36. DOI https://doi.org/10.32846/2306-9716/2021.eco.2-35.5

147. Кущенко Л.В. Нормування меженного стоку на річках Півдня України. *Другий Всеукраїнський гідрометеорологічний з'їзд* : тези доповідей. Одеса: Одеський державний екологічний університет, 7-9 жовтня 2021 р. С. 69-70.

148. Хільчевський В.К., Ромась І.М., Ромась М.І., Гребінь В.В., Шевчук І.О., Чунарьов О.В. Гідролого-гідрохімічна характеристика мінімального стоку річок басейну Дніпра. / за ред. В.К. Хільчевського. Київ: Ніка–Центр, 2007. 184 с.

149. Владимиров А.М. Минимальный сток рек СССР. Ленинград: : Гидрометеоиздат, 1970. 212 с.

150. Географические карты Украины. URL:http://geomap.land.kiev.ua/ (дата звернення: 20.11.2021).

151. Гопцій, М.В., Овчарук, В.А., Кущенко, Л.В., Прокоф'єв, О.М., Гоян, Ю.О. Мінімальний водний стік району басейну річок Приазов'я в періоди літньо-осінньої та зимової межені. *Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія.* 2021. Вип. 2 (60). С. 18-26. DOI: https://doi.org/10.17721/2306-5680.2021.2.2.

152. Центральна геофізична обсерваторія ім. Бориса Срезневського URL:http://cgo-sreznevskyi.kyiv.ua/index.php?fn=maps-ukraine&f=php&p=1 (дата звернення: 15.12.2021).

153. Бабіченко В.М., Кульбіда М.І., Ніколаєва Н.В., Рудішина С.Ф.. Національний атлас України. Київ: іл., карти, 2007. 435 с.

154. Ресурсы поверхностных вод СССР. Том 6. Украина и Молдавия. Выпуск 1. Западная Украина и Молдовия (без басейна р. Днестра) / под. ред. М.С. Каганера. Ленинград: Гидрометеоиздат, 1978. 490 с.

155. Стан підземних вод України, щорічник – Київ: Державна служба геології та надр України, *Державне науково-виробниче підприємство «Державний інформаційний геологічний фонд України»*, 2018. 34 іл. - 121 с.

156. Овчарук В.А., Кущенко Л.В. Фактори формування мінімального стоку річок в зоні недостатньої водності України. *Шевченківська весна – 2020: ГЕОГРАФІЯ* : Збірник наукових праць XVIII міжнародної наукової міждисциплінарної конференції студентів, аспірантів та молодих вчених. Київ : Видавництво «Фенікс», 2020. Випуск XVIII. С.42-44

157. Чіппінг Г.О., Лисенко К.А. Річний та мінімальний стік на території України. Київ : Академія Наук Української РСР, 1959. 146 с.

158. Овчарук В.А., Кущенко Л.В. Просторово-часовий аналіз меженного стоку річок зони недостатньої водності України. *Actual problems of natural sciences: modern scientific discussions*: Collective monograph. Riga, Latvia: "Baltija Publishing", 2020. P. 223-240 http://dx.doi.org/10.30525/978-9934-26-025-4-11

159. Польовий А.М. Сільськогосподарська метеорологія : підручник. Одеса: «ТЕС», 2012. 629 с.

160. Писаренко В.М., Писаренко П.В., Писаренко В.В., Горб О.О., Чайка Т.О. Посухи в контексті змін клімату України. *Вісник Полтавської державної аграрної академії*. 2019. Вип.1. С. 134-146. DOI 10.31210/visnyk2019.01.15.

161. Адаменко Т.І. Агрокліматичне зонування території України з врахуванням зміни клімату. Київ : ТОВ «РІА» БЛІЦ, 2014. 18 с.

162. Хлебникова Е.И., Павлова Т.В., Сперанская Н.А. Засухи. В кн. Методы оценки последствий изменения климата для физических и биологических систем. Москва : НИЦ "Планета", 2012. С. 126-164.

163. Семенова І.Г. Синоптичні та кліматичні умови формування посух в Україні : монографія. Харків: ФОП Панов А.М., 2017. 236 с.

164. Лобода Н.С., Божок Ю.В. Шляхи визначення можливої гідрологічної посухи за метеорологічними даними в умовах змін клімату для річок північно-західного Причорномор'я. *Геополітика та екогеодинаміка регіонів*. 2014. Т. 10. Вип. 1. С. 281-889.

165. Cammalleri C., Naumann G., Mentaschi L., Formetta G., Forzieri G., Gosling S., Bisselink B., De Roo A., Feyen L. Global warming and drought impacts in the EU. *Publications Office of the European Union*, Luxembourg, 2020. 26 с. doi:10.2760/597045.

166. Naumann G.,. Vargas W.M, Barbosa P., Blauhut V., Spinoni J., Vogt J.V. Dynamics of Socioeconomic Exposure, Vulnerability and Impacts of Recent Droughts in Argentina. *Geosciences*. 2019. Vol. 9(1), 39. doi:10.3390/geosciences9010039

167. Ben Edwards, Matthew Gray, Boyd Hunter. The social and economic impacts of drought. *Australian Journal of Social*. 2019. Vol. 54. Issue1. P. 22-31. https://doi.org/10.1002/ajs4.52

168. Chen, Y. Su, X. Fang Social impacts of extreme drought event in Guanzhong area, Shaanxi Province, during 1928–1931. *Climatic Change*. 2021. 164. 27. https://doi.org/10.1007/s10584-021-02978-5

169. Жигайло О.Л., Вольвач О.В., Толмачова А.В., Костюкєвич Т.К. Вплив змін клімату на урожайність соняшнику в Північному степу України: аналіз і прогноз. *Вісник ПДАА*. 2021. № 1. С. 180–186. doi:10.31210/visnyk2021.01.22

170. Польовий А.М., Вольвач О.В., Божко Л.Ю., Барсукова О.А. Агроекологічна оцінка впливу змін клімату на умови вирощування і продуктивність насаджень міскантусу в Північному Степу. *Екологічні науки*. 2021. № 7(34). С. 111-117. DOI https://doi.org/10.32846/2306-9716/2021.eco.7-34.19

171. Семенова І. Г., Польовий А. М. Прогностичний розподіл посух теплого сезону по території України в 2021-2050 рр. *Вісник Харківського національного університету імені В. Н. Каразіна. Серія «Геологія. Географія. Екологія»*. 2020. Вип. 53. С. 169-179.

172. Дмитренко В.П. Погода, клімат і урожай польових культур. Київ : Ніка-Центр, 2010. 618 с.

173. Карєвіна К., Костирко І., Олійник Р. Індексація метеорологічної посухи. *Вісник КНУ ім. Т. Шевченка. Серія Географія*. 2019. Вип. 2(75). С. 71-77.

174. Глобальне водне партнерство Центральної та Східної Європи. Керівництво для підготовки Планів управління посухами. Розробка і впровадження

в контексті Водної Рамкової Директиви ЄС. Глобальне водне партнерство Центральної та Східної Європи, 2015. 48 с. https://www.gwp.org/globalassets/global/gwp-cee_files/idmp-cee/idmp-guidelines-ukrainian-web.pdf

175. Руденко Л.Г., Чабанюк В.С., Бочковська А.І. Атлас України. Київ: Інститут географії Національної академії наук України і Товариство з обмеженою відповідальністю «Інтелектуальні системи ГЕО», 1999–2000. UPL: http:www.isgeo.kiev.ua

176. Агрокліматичний довідник по Херсонській області (1986-2005 рр.); за ред. С. І. Мельничук, Т.І. Адаменко. Одеса : Астропринт, 2011. 208 с.

177. Польовий А., Божко Л. Моделювання динаміки емісії парникових газів (CO_2, N_2O) із ґрунтів агроекосистем. *Вісник Харківського національного університету імені В. Н. Каразіна. Серія «Геологія. Географія. Екологія»*. 2021. Вип. 54. С. 329-344. https://doi.org/10.26565/2410-7360-2021-54-25

178. Польовий А.М. Прикладное моделирование и прогнозирование продуктивности посевов. Ленинград: Гидрометеоиздат, 1988. 319 с.

179. Мартазинова В.Ф. Иванова Е.К., Чайка Д.Ю. Изменения крупномасштабной атмосферной циркуляции воздуха на протяжении XX века и ее влияние на погодные условия и региональную циркуляцию воздуха в Украине. *Геофизический журнал*. 2006. Т. 28, № 1. С. 51-60.

180. Семенова І.Г. Регіональна циркуляція атмосфери та умови виникнення морських бризів на північному узбережжі Чорного моря. *Вісник ОДЕКУ*. 2011. Вип. 12. С. 113-119.

182. Семёнова И.Г. Оценка пространственно-временного распределения засух на Украине в вегетационный период. *Труды ГГО им. А.И.Воейкова*. 2014, Вып 571. С.134-146.

183. Семенова І.Г. Синоптичні та кліматичні умови формування посушливих явищ в Україні : дис... д-ра геогр. наук. : 05.16.08 / Одеський державний екологічний університет. Одеса: 2016. 399 с.

184. Кущенко Л.В. Визначення характеристик маловоддя на півдні України. V-ий Всеукраїнський пленер з питань природничих наук : матеріали, 1-2 липня 2021 р. Одеса : ОДЕКУ, 2021. С. 44-46

185. Гребінь В.В., Мокін В.Б., Стащук В.А., Хільчевський В.К., Яцюк М.В., Чунарьов О.В., Крижановський Є.М., Бабчук В.С., Ярошевич О.Є. Методики гідрографічного та водогосподарського районування території України відповідно до вимог Водної рамкової директиви Європейського Союзу. Київ : Інтерпрес ЛТД, 2013, 55 с.

186. Гопченко Є.Д., Шакірзанова Ж.Р. Метод просторового довгострокового прогнозування максимального стоку весняного водопілля та строків його проходження. *Метеорологія, кліматологія та гідрологія*. 2008. Вип. 50, ч. II. С. 158-168.

187. Шакірзанова Ж.Р., Докус А.О. Довгострокове прогнозування характеристик весняного водопілля в басейні р. Південний Буг : монографія. Одеса : ФОП Бондаренко М. О., 2021. 244 с.

188. Иберла К. Факторный анализ; пер. с англ. Москва : Статистика, 1980. 397 с.

189. Факторный, дискриминантный и кластерный анализ; пер. с англ. / Дж.-О. Ким, Ч.У. Мьюллер, У.Р. Клекка и др. Финансы и статистика, 1989. 215 с.

190. Школьний Є.П., Лоєва І.Д., Гончарова Л.Д. Обробка та аналіз гідрометеорологічної інформації : підручник. Київ : Міносвіти України, 1999. 538 с.

191. Лобода Н.С. Методи статистичного аналізу у гідрологічних розрахунках і прогнозах : навчальний посібник. Одеса: Екологія, 2010. 184 с.

192. Докус А. О., Шакірзанова Ж. Р. Районування басейну річки Південний Буг за умовами формування весняного водопілля річок. *Людина та довкілля. Проблеми неоекології*. Том 36. 2021. С. 8-21 https://doi.org/10.26565/1992-4224-2021-36-01

193. Гопченко Е.Д., Шакирзанова Ж.Р. Территориальное долгосрочное прогнозирование максимальных расходов воды весеннего половодья : учебное пособие. Киев: КНТ, 2005. 240 с.

194. Сербов Н.Г., Кирияк С.Г. Застосування методів багатовимірного статистичного аналізу до гідрологічного районування (на прикладі річок рівнинної території України). *Вісник Одеського державного екологічного університету*. 2010. № 9. С. 152-158.

195. Докус А.О., Шакірзанова Ж.Р. Методика довгострокового прогнозування екстремальних характеристик весняного водопілля на річках басейну Південного Бугу та річок Причорномор'я. *Другий Всеукраїнський гідрометеорологічний з'їзд*: тези доповідей. Одеса: Одеський державний екологічний університет, 7-9 жовтня 2021 року. С. 59-60.

196. Шакірзанова Ж.Р. Довгострокові гідрологічні прогнози : Конспект лекцій. Одеса: Вид-во ТЕС, 2010. 154 с.

197. Державний водний кадастр. Багаторічні дані про режим та ресурси поверхневих вод суші (за 2011-2015 рр. та весь період спостережень). Ч. 1. Річки. Вип. 1. Басейни Західного Бугу, Дунаю, Дністра, Південного Бугу : довідкове видання. Київ, 2017. 465 с.

198. Бойко В.М., Кульбіда М.І., Адаменко Т.І. Використання геоінформаційних технологій в оперативній гідрометеорології. *Гідрологія, гідрохімія, гідроекологія*. 2010. Вип.18. С.25-30.

199. Офіційний сайт Гідрометеорологічного центру Чорного та Азовського морів. URL: http://www.hmcbas.od.ua (дата звернення: 15.05.2022).

200. Шакірзанова Ж. Р., Погорелова М.П., Мостій А.С., Блага А.О., Стратійчук О.В. Методика прогнозування сезонного меженного стоку річок Півдня України для забезпечення сталого водокористування. *Другий Всеукраїнський гідрометеорологічний з'їзд*: тези доповідей. Одеса: Одеський державний екологічний університет, 7-9 жовтня 2021 року. С.109-110.

201. Державний водний кадастр. Багаторічні дані про режим та ресурси поверхневих вод суші (за 2011-2015 рр. та весь період спостережень). Частина 1. Річки. Випуск 1. Басейни Західного Бугу, Дунаю, Дністра, Південного Бугу. Довідкове видання. Київ, 2017. 465 с.

202. Шакірзанова Ж.Р., Романова Є.О. Водний і сольовий режими озера Катлабух : монографія. Одеса: Одеський державний екологічний університет, 2021. 336 с. ISBN 978-966-186-167-0 http://eprints.library.odeku.edu.ua/id/eprint/-9594/

203. Христюк Б. Краткосрочное прогнозирование уровней воды в Килийском рукаве Дуная. *Energetika*. Т. 60. Nr. 1. 2014. С. 69-75.

204. Христюк Б.Ф. Прогнозування середних, максимальних та мінімальних за декаду витрат води на Верхньому Дунаї. *Наук. праці УкрНДГМІ*. 2012. Вип. 262. С. 206-220.

205. Христюк Б.Ф. Методика прогнозування характерних декадних рівнів води судохідної частини Дунаю. *Наук. праці УкрНДГМІ*. 2013. Вип. 265. С. 15-22.

206. Khrystyuk B. The forecasting of the mean monthly water levels of the Danube River on the water gauge Reni. *Proceeding XXVI conference of the Danubian countries on hydrological forecasting and hydrological bases of water management*. Bridging the sciences – crossing borders: 22-24 September 2014, Deggendorf, Germany / In. Dorner W, Marquardt A., Schroder U. 2014. P. 153-160.

207. Христюк Б.Ф. Аналітично-експертна система прогнозування рівнів води судохідного Дунаю «Істер». *Наук. праці УкрНДГМІ*. 2013. Вип. 264. С. 72-81.

208. Лобода Н.С., Божок Ю.В. Оцінка змін водних ресурсів річки Дунай у XXI сторіччі за сценарієм A1B з використанням моделі “КЛІМАТ-СТІК”. *Український гідрометеорологічний журнал*. 2016. № 18. С.112-120.

209. Христюк Б.Ф. Прогнозування рівнів води в Кілійському рукаві в сучасних умовах водності Дунаю. *Тези доповідей другого Всеукраїнського гідрометеорологічного з’їзду*, 7-9 жовтня 2021 р. Одеса: Одеський державний екологічний університет. 2021. С. 105-106. https://doi.org/10.26491/mhwm/114482

До розділу 3

1. Водний кодекс України: офіц. текст. Київ: ВР, 1995. с.189. *Кодекс України; Закон, Кодекс* від 06.06.1995 № 213/95-ВР

2. Хільчевський В.К., Ободовський О.Г., Гребінь В.В. та ін. Загальна гідрологія : підручник. Київ : поліграфічний центр «Київський університет», 2008. 399с.

3. Чеботарев А.И. Гидрологический словарь. Ленинград: 1978. 308 с.

4. Lukianets O., Obodovskyi O.G., Grebin V.V., Pochaievets O., Korniienko V. Spatial regularities of change in average annual water flow of rivers of ukraine // *Український географічний журнал*. 2021. Т.1, №113. С. 6-14.

5. Maidment D. R. Handbook of hydrology. McGraw-HillInc. 1992. 1000 p.

6. Beven K. J. Rainfall-runoff modelling / the primer. K. J. Beven, John Wiley& Sons. 2011. 488 p.

7. Stepanenko, S. N. та Tuchkovenko, Y. S. та Khokhlov, V. N. The management story of Tyligulskyi Liman Lagoon. In: *Coastal lagoons in europe. Integrated Water resource strategies*/ Ed. by Ana I. Lillebø, Per Stålnacke and Geoffrey D. Gooch. IWAPublishing, UK, London, 2015. P. 87-97. ISBN 9781780406282

8. Krysanova V., Wechsung F., Soil and Water Integrated model. User Manual. 2000. 239 p.

9. Arnold J.G., Allen P.M., Bernhardt G.. A comprehensive surface-groundwater flow model. *Journal of Hydrology*. 1993. №142. P. 47-69.

10. Krysanova, V., Meiner, A., Roosaare, J., Vasilyev, A. Simulation modelling of the coastal waters pollution from agricultural watershed. *Ecological Modelling*. 1989. №49. P. 7-29.

11. Krysanova, V., Wechsung F. & Hattermann F. Development of the ecohydrological model SWIM for regional impact studies and vulnerability assessmen. *Hydrological Proceses*. 2005. №19. P. 763-783.

12. Krysanova, V., F. Hattermann, Sh. Huang, C. Hesse, T. Vetter, S. Liersch, H. Koch and Z. W. Kundzewicz. Modelling climate and land use change impacts with SWIM: lessons learnt from multiple applications. *Submitted to Hydrological Sciences Journal*. 2013.

13. Didovets I., Lobanova A., Bronstert A., Snizhko S, MauleC.F., Krusanova V. Aseesment of climate change impacts on water resources in three representative Ukranian catchments using eco-hydrological modeling. Water (Switserland). 2017. №9(3), 204.

14. Lobanova A., Lierch S., Nunes J.P., Didovets I., Stagl I., Huang S.,Koch H., Rivas Lopez M. del R., MauleC.F., Hattrmann F., Krusanova V. Hydrological impacts of moderate and hight-end climate change across Europian river basin. Journal of Hydrology: Regional Studies. 2018. Vol. 18. P.15-30.

15. Didovetc I, Krusanova V, Fred Fokko Fattermann, Maria del Rossio Rivas Lopez, Snizhk o S., Hannes Muller Schmied. Climate change impact on water availability of main water rivers basins in Ukraine. *Journal of Hydrology. Regional studies*. 2020 Vol. 32. Article100761.

16. Бойко О.В., Железняк М.Й. Оцінка ефективності протипаводкових заходів на малих річкових водозборах Закарпаття як основа розрахунків розподіленої моделі “опади –стік” *Математичні машини і системи*. 2011. №4.

17. Piani C., HaerterJ.O., Coppola E., 2010.Statistical bias correction for daily precipitation regional climate models over Europe. *Theoretical and Applied Climatology* Volume 99, Issue 1-2 2010, P187-192.

18. Удовенко О.И., Кивва С.Л., Бойко А.В., Ковалец И.В., Железняк М.И. Моделирование изменений климатических характеристик єкстремальных паводков в Украинских Карпатах. *Проблеми гідрології, гідрохімії, гідроекології* : зб. тез доп. міжнар. наук.-практ. конф. м. Дніпропетровськ : ТОВ «Акцент ПП», 2014 р. С. 275-278.

19. Roeckner E., Arpe K., Bengtsson L., Cristoph M., Claussen M., Dumenil L., Esch M., Schlese U., Schulzweida U. The atmospheric general circulation model ECHAM4: Model description and simulation of present-day climate *Max-Planck-Institute fur Meteorologie*. Report. 1996. No.218

20. Зміни поверхневого річкового стоку в Україні до 2050р. за проекцією регіональної кліматичної моделі РЕМО. Наукова електронна бібліотека періодичних видань НАН України URL.: http://dspage.nbuv.gov.ua/bitstream/handle/123456789/9 792608Krasovska.pdf?-sequence= (дата звернення: 08.10.2020).

21. Гребінь В.В., Мудра К.В. Використання регіональної моделі клімату (REMO) для оцінювання тенденцій коливань стоку води в басейні Дністра. *Вісник Київського національного університету імені Тараса Шевченка*. Київ: Географія. 2018. Т.1 (№70). С. 22-28.

22. Strategic Framework for Adaptation to Climate Change in the Dniester River Basin. ENVSEK UNEKE OCCE. 2015. 71 p.

23. Мудра К.В. Основні характеристики водного режиму річок басейну Дністра в умовах змін клімату: автореф. Дис. … к-та геогр: 11.00.07. Київ, 2019. 20 с.

24. Интегрированный анализ уязвимости бассейна Днестра. Финальный отчет по задаче 3 трансграничного проекта. Киев-Кишинев. 2013. 211 с.

25. Бойко А.В., Железняк М.И. Технология параллельной обработки пространственно-распределенной информации в модели стока речного водосбора. 2013. №91. С.97-111.

26. Овчарук В. А., Гопченко Є. Д. Сучасна методика нормування характеристик максимального стоку весняного водопілля рівнинних річок України. *Український географічний журнал*. 2018. № 2 (102). С. 26-33.

27. Gopchenko E.D., Loboda N.S. An evaluation of possible changes in water resources of Ukraine under global warming conditions. *Hydrobiological Journal.* 2001. 37(5). С. 105-117.

28. Сніжко С.І., Ободовський О.Г., Шевченко О.Г. та ін. Технологічна схема використання водно-балансової моделі Турка для регіональних симуляцій водного стоку на довгострокову перспективу. *Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія*. 2019. №3 (54). С. 80-81.

29. Мезенцев В. С., Карнацевич И. В. Увлажненность Западно-Сибирской равнины. Ленинград : Гидрометеоиздат, 1969. 75 с.

30. Turc L. Le bilan d'eau des sols. Relation entre la précipitation, l'évaporation et l'écoulement. *Annales Agronomiques*. 1954. 5. Pp. 491-569.

31. Kaczmarek Z. Water balance model for climate impact analysis. Acta Geophisica Polonica. 1993. P. 423-437.

32. Сніжко С.І., Ободовський О.Г., Шевченко О.Г., Дідовець Ю.С., Куприков І.В. Технологічна схема використання водно-балансової моделі Турка для регіональних симуляцій водного стоку на довгострокову перспективу. *Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія.* Київ, 2019. №3 (54). 80с.

33. Сніжко С. Купріков І., Шевченко О. Оценка изменения водного стока рек Украины на основе водно-балансовых моделей. *Фізична географія та геоморфологія*. 2012. Вип.2 (№66). С. 157-161.

34. Сніжко С., Яцюк М., Купріков І., Шевченко О., Струтинська В. Зміна клімату і ресурси місцевого стоку в Україні у XXI столітті. *Україна:географія цілей та можливостей :* зб. наук.праць. Ніжин:ФОП "Лисенко М.М.", 2012. Т.1. С.77-80.

35. Bloshl, G., Hall, J., Viglione, A. et al., 2019. Changing climate both increases and decreases Europian river floods. *Nature* Vol. 573, P. 108-111.

36. Didovets, L., Krysanova, V., Fred Fokko Hattermann, Maria del Rocio Rivas Lopez, Snizhko, S., Hannes Muller Schmied, 2020. Climate change impact on water availability of main water rivers basins in Ukraine. *Journal of Hydrology. Regional studies,* 32 100761. doi:10.1016/*j*.ejrh.2020.100761.

37. Гопченко Е.Д., Лобода Н.С. Водные ресурсы северо-западного Причерноморья (в естественных и нарушенных хозяйственной деятельностью условиях) : монографія. Київ : КНТ. 2005. 188 с.

38. CPD.01.05-2012 : Определение гидрологических характеристик для условий Республики Молдова. *Агентство строительства и развития Республики Молдова*. Кишинев, Молдова, 2012. 180 с.

39. Мезенцев, В. С. Гидролого-климатические основы проектирования гидромелиораций : учеб. пособие. Ом. с.-х. ин-т. Омск : б.и. 1993. 128 с.

40. Гопченко Є.Д., Лобода Н.С. Оцінювання природних водних ресурсів України за методом водно-теплового балансу. *Наук. Праці УкрНДГМІ*. 2001. Вип. 249. С.106-120.

41. Лобода Н.С. Расчеты и обобщения характеристик годового стока рек Украины в условиях антропогенного влияния: монография. Одесса: Экология, 2005. 208 с.

42. Гребінь В.В. Сучасний водний режим річок України (ландшафтно-гідрологічний аналіз) : нав. посіб. Київ: Ніка-Центр, 2010. 316 с.

43. Лобода Н.С. Влияние изменений климата на водные ресурсы Украины (моделирование и прогнозы по данным климатических сценариев). В кн. *Глобальные и региональные изменения климата* : под ред. Шестопалова В.М., Логинова В.Ф.,Осадчего В.И. и др.) Київ : Ніка-Центр, 2011. С. 340-352.

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

45. Родда Дж.К. Грани гидрологии : монография. Ленинград : Гидрометеоиздат, 1987. Т.2. 534 с.

46. Лобода Н.С. Моделювання впливу змін клімату на характеристики стоку річок України (розділ 8) : Колективна монографія: *Кліматичні зміни та їх вплив на сфери економіки України* : за ред. С.М. Степаненка, А.М. Польового. Одеса : “ТЕС”, 2015. С. 451-482.

47. Giorgy F., Jones C., Ghassem R. Adressing climate information needs at the regional level: the CORDEX framework. *WMO Bulletin*. 2009. 58 (3). P. 175-183.

48. Evans J.P. CORDEX An international climate downscaling initiative. *19th International Congress on Modelling and Simulation.* Australia, 2011. P. 2705-2711.

49. Valeriy Khokhlov**,** Yurii Tuchkovenko**,** Larisa Nedostrelova. Using CORDEX data to estimate future hydro-ecological conditions in North-Western Black Sea coast.

International Conference on Regional Climate : Abstract Book (Beijing, China, 14-18 October 2019). Beijing, China, 2019. C1-P-16.

50. Лобода, Н. С., Козлов, М. О. Оцінка водних ресурсів річок України за середніми статистичними моделями траєкторій змін клімату RCP4.5 та RCP8.5 у період 2021-2050 роки. *Український гідрометеорологічний журнал*, 2020. №25. С. 93-104. ISSN 2311-0902, 2616-7271.

51. Nataliia S. Loboda, Yurii S. Tuchkovenko, Mykhailo O. Kozlov, Iryna V. Katynska. Assessment of River Water Inflow into the Sasyk Estuary-Reservoir According to RCP4.5 and RCP8.5 Climate Change Scenarios for 2021-2050. *Journal of Geology, Geography and Geoecology*, 2021. Vol. 30 (2). P. 315–325. https://doi.org/10.15421/112128

До розділу 4

1. Ovcharuk V.A., Hopchenko Ye.D. The modern method of maximum spring flood runoff characteristics valuation for the plain rivers of Ukraine. *Ukrainian Geographical Journal.* 2018. №2. p.26-33. https://doi.org/10.15407/ugz2018.02.026

2. Овчарук В.А. Максимальний стік весняного водопілля рівнинних річок України : монографія. Одеса : Видавничий дім «Гельветика», 2020. 300 с.

3. Гопченко Є.Д., Овчарук В.А., Шакірзанова Ж.Р., Гопцій М.В., Траскова А.В., Швец Н.М., Сербова З.Ф., Тодорова О.І. Моделювання екстремально високих паводків на прикладі гірських регіонів України. *Вісник Київського національного університету ім. Т.Шевченко*. *Геологія*. 2018. Вип. 3(82). С 6-15.

4. Гопченко Є.Д., Овчарук В.А., Романчук М.Є., Траскова А.В. Науково-методична база для визначення тривалості схилового припливу під час дощових паводків і весняних водопіль. *Український гідрометеорологічний журнал*. 2014. № 14. С. 205-212.

5. В.А. Овчарук, Є.Д. Гопченко. Сучасна методика нормування характеристик максимального стоку весняного водопілля рівнинних річок України. *Український географічний журнал*. 2018. №2(102). С. 26-33.

6. Гопченко Е.Д., Романчук М.Е. Нормирование характеристик максимального стока весеннего половодья на реках Причерноморской низменности : монография. Київ : КНТ, 2005. 148 с.

7. Гопченко Є.Д., Погорелова М.П. Нормування розрахункових характеристик весняного водопілля в басейні річки Прип'ять на базі моделі об'ємного типу : монографія / Одеськ. держ. екол-ний ун-т. Одеса : ТЕС, 2018. 136 с.

8. Екстремальні гідрологічні явища: паводки і посухи на території гірських регіонів України : монографія / за ред. Є.Д. Гопченка ; Одеськ. держ. екол-ний ун-т. Одеса : ТЕС, 2018. 324 с.

9. Гопченко Є.Д., Овчарук В.А., Кічук Н.С. Проблеми визначення розрахункової тривалості припливу води зі схилів до руслової мережі. *Наукові праці УкрНДГМІ*. 2012. Вип. 263. С. 182-189.

10. Овчарук В.А., Іващенко С.В. Методика розрахунку максимального стоку весняного водопілля в басейні річки Десна в умовах змін клімату. *Сучасна гідрометеорологія: Актуальні проблеми та шляхи їх вирішення* : тези доповідей III Міжнародної наукової конференції молодих вчених, 21-23 березня 2018 р., м. Одеса, Україна. Одеса: ОДЕКУ, 2018. С. 97-98.

11. Гопченко Є.Д., Овчарук В.А., Гопцій М.В., Тодорова О.І. Статистичні параметри часових рядів максимального стоку весняного водопілля в басейні Дніпра в умовах мінливості клімату. *Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія*. 2018. №4(51).С. 47-55.

12. Пособие по определению расчетных гидрологических характеристик / под ред. Т.С. Шмидта ; Гос. гидрол. ин-т. Ленинград : Гидрометеоиздат, 1984. 448 с.

13. Гопченко Є.Д., Овчарук В.А., Шакірзанова Ж.Р. Розрахунки та довгострокові прогнози характеристик максимального стоку весняного водопілля в басейні р. Прип'ять : монографія. Одеса : Екологія, 2011. 336 с

14. Овчарук В.А., Гопченко Є.Д., Траскова А.В. Нормування характеристик максимального стоку весняного водопілля в басейні річки Дністер : монографія / Одеськ. держ. екол-ний ун-т. Харків : ФОП Панов А.М., 2017. 252 с.

15. Овчарук В., Шакірзанова Ж., Кічук Н., Гопцій М. Інноваційний комплексний метод ймовірносно-прогностичного моделювання характеристик весняного водопілля та оцінки екологічних ризиків урболандшафів басейну Дніпра в умовах мінливості клімату. Зелено-блакитна інфраструктура в містах пострадянського простору: вивчення спадщини та підключення до досвіду країн V4 : колективна монографія / За ред. Н. В. Максименко, А. Д. Шкаруба. Харків : ХНУ імені В. Н. Каразіна, 2022. 400 с. (С.380-399). ISBN 978-966-285-780-1

16. Ovcharuk V., Gopchenko E. Regional model of forming catastrophic spring runoff in condition climate change on the plain rivers Black sea basin in Ukrain. International Baltic Earth Secretariat Publication; MedCORDEX-Baltic Earth – COST Workshop “Regional Climate System Modelling for the European Sea Regions” Universitat de les lIIes Baleares, Palma de Mallorca, Spain, 14-16 March 2018.

17. Гопченко Е.Д., Джабур Кхалдун, Романчук М.Е. О роли руслового добегания в трансформации максимальных расходов воды паводков и половодий изохрон. Метеорологія, кліматология та гідрологія. 2000. Вып. 41. С. 29-37.

18. Кочерин Д.И. Вопросы инженерной гидрологии : монография. Москва : Энергоиздат, 1932. 208с.

19. Valeriya Ovcharuk, Maryna Goptsiy. Study of trends in the time series of maximum water discharges in the Tisza basin rivers within Ukraine// Acta Hydrologica Slovaca, Vol. 23, No. 1, 2022, p. 32 - 41, doi: 10.31577/ahs-2022-0023.01.0004

20. Nataliia S. Loboda, Yurii S. Tuchkovenko, Mykhailo O. Kozlov, Iryna V. Katynska. Assessment of River Water Inflow into the Sasyk Estuary-Reservoir According to RCP4.5 and RCP8.5 Climate Change Scenarios for 2021-2050. Journal of Geology, Geography and Geoecology. 2021. Vol. 30 (2). 315–325. https://doi.org/10.15421/112128

21. Лобода, Н. С., Козлов, М. О. Оцінка водних ресурсів річок України за середніми статистичними моделями траєкторій змін клімату RCP4.5 та RCP8.5 у

період 2021-2050 роки. *Український гідрометеорологічний журнал*, 2020. №25. С. 93-104. ISSN 2311-0902, 2616-7271.

22. Гопченко Є.Д., Кічук Н.С., Овчарук В.А. Максимальний стік дощових паводків на річках Півдня України: Монографія/ за ред. Є.Д.Гопченко. Одеса: ТЕС, 2016. 212 с.

23. Valeriya Ovcharuk, Galina Borovskaya, Natalia Kichuk Analysis of the impact of weather conditions in 2010-2019 on the formation of flash floods in the north-western Black Sea region. *Book of abstracts 6th PannEx Workshop* Climate Services for a Sustainable Agriculture Cluj-Napoca, 20-21 June, 2022, p.11-12 https://pannex.org/6th-pannex-meeting/

24. Гопченко Є.Д. Овчарук В.А, Кічук Н.С. Зливові опади на території Півдня України. *Наук. праці УкрНДГМІ*. 2012. Вип. 262. С. 94 – 99

25. Гопченко Є.Д. Овчарук В.А., Кічук Н.С. Особливості застосування редукційної формули максимального стоку річок. *Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія*. 2013. Т.1(28). С. 37-43

26. Гопченко Е.Д., Гнездилов Ю.А. Графоаналитический метод определения параметров гидрографов склонового стока (по материалам полевого обследования ГВВ. *Труды УкрНИГМИ*. 1974. Вып.127. С.54-61

27. Гопченко Е.Д. Обоснование параметров редукционной формулы для расчета максимального стока рек. *Водные ресурсы*. 1976. № 4. С. 34 -40

28. Гопченко Е. Д. О редукционных формулах максимального стока. *Труды УкрНИГМИ.* 1980. Вып. 175. С.85-93

29. Гопченко Е.Д. Анализ структуры объемных формул. *Метеорология, климатология и гидрология.* 1976. Вып. 12 С. 84-90

30. Швебс Г.І., Єгошин М.І. Каталог річок та водойм України: навч.-довід посіб. Одеса: Астропринт, 2003. 389 с.

31. Гопченко Е.Д. Романчук М.Е Нормирование характеристик максимального стока весеннего половодья на реках Причерноморской низменности. КНТ Київ. 2005. 148 с.

32. Андреевская Г.М., Гопченко Е.Д., Овчарук В.А. О форме графиков притока воды со склонов в русловую сеть. *Метеорология, климатология и гидрология*. 1996. Вып.33. С. 106-110.

33. Гопченко Є.Д. Овчарук В.А., Кічук Н.С. Розрахункові характеристики дощових паводків на території півдня України. *Вісник Одеського державного екологічного університету*. 2011. Вип.11. С.161-171

34. Материалы наблюдений Велико-Анадольской воднобалансовой станции/ под ред. Р.В. Луговой. Киев: Вып.19. 1977. 117с.

35. Вишневський П.Ф. Зливи і зливовий стік на Україні. Київ: Наукова думка, 1964. 230 с.

36. Гопченко Е.Д., Сенченкова Т.А. Обоснование методики расчета максимальных расходов дождевых паводков на реках юга Украины *Труды УкрНИГМИ*. Вып.183. 1980. С.34-44

37. Гопченко Е.Д. Редько Р.Р. Расчет максимальных расходов дождевых паводков рек Приазовья.*Труды УкрНИГМИ*. 1985. С.63-70

38. Гопченко Е.Д., Светличная И.А. О расчете потерь на спаде склонового стока в условиях лесостепной и степной зон юга Украины и Молдавии *Труды УкрНИГМИ*. Вып.220. 1987. С.16-22.

39. Гопченко Є.Д., Романчук М.Є. Про розрахунок максимального стоку з невеликих водозборів. *Метеорология, климатология и гидрология*. 1995. Вып.30. С. 29-36.

40. Гопченко Є.Д., Овчарук В.А., Семенова І.Г. Науково-методичні підходи до врахування глобальних змін клімату при розрахунках максимального стоку річок. *Вісник державного екологічного університету*. Одеса Екологія, 2012. Вип.14. С. 141-150.

41. Валерия Valeriya Ovcharuk, Eugene Gopchenko, Nataliya Kichuk, Zhannetta Shakirzanova, Liliia Kushchenko and Mariia Myroschnichenko. Extreme hydrological phenomena in the forest steppe and steppe zones of Ukraine under the climate change / Published by Copernicus Publications on behalf of the International Association of

Hydrological Sciences. IAHS, 383, 229–235, 2020 https://doi.org/10.5194/piahs-383-229-2020

42. Овчарук В.А., Гопченко Є.Д., Кічук Н.С. *Катастрофічні зливові паводки на річках Причорномор'я наприкінці XX – початку XXI сторіччя* //Матеріали Всеукраїнської науково-практичної конференції «Річки та лимани Причорномор'я на початку XXI сторіччя» м. Одеса17 - 18 жовт. 2019р. Одеса, ТЕС, 2019. С. 118 – 120.

43. Valeriya Ovcharuk, Eugeny Gopchenko, Maryna Goptsiy, Nataliya Kichuk. Model of formation maximal runoff on the small river in the Ukrainian part of Danube basin // Book of abstracts XXVIII conference of the Danubian countries on hydrological forecasting and hydrological bases of water management. Kyiv, Ukraine, November 6-8, 2019. P.34.

44. Гопченко Є.Д., Кічук Н.С. Невеликі річки – великі проблеми. *Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія*. 2014. Т.3(34). С. 16-24.

45. Чеботарев А.И. Гидрологический словарь Л.: Гидрометеоиздат. 1978. 307 с.

46. Бефани А.Н., Бефани Н.Ф., Гопченко Е.Д. Региональные модели формирования паводочного стока на территории СРСР Обнинск: 1981. 60 с.

47. Гопченко Е.Д., Казанкова Т.А., Романчук М.Е. О русло-пойменном регулировании максимального стока. *Метеорология, климатология и гидрология.* 1997. Вып.34. С.221-231

48. Valeriya Ovcharuk, Eugene Gopchenko. Chapter 18 - Engineer substantiation of estimated characteristics of maximum rivers runoff during floods under climate change, Editor(s): Sughosh Madhav, Shyam Kanhaiya, Arun Srivastav, Virendra Singh, Pardeep Singh, Ecological Significance of River Ecosystems, Elsevier, 2022, Pages 351-382, ISBN 9780323850452, https://doi.org/10.1016/B978-0-323-85045-2.00018-2.

49. Гопченко Є.Д., Романчук М.Є., Романчук О.К. Науково-методична база та розрахункові характеристики максимального стоку в басейні Тузловських лиманів. *Причорноморський екологічний бюлетень, №2(24)* 2007. С. 56-62.

50. Гопченко Е.Д. Некоторые проблемы вопроса расчета максимального паводочного стока .Доклады АН СССР. 1988. Т.302. № 4. С. 955- 957.

51. Liliia Kushchenko, Valeriya Ovcharuk. Environmental runoff as indicators of social resilience of South of Ukraine to global climate change. INTENSE Open Science Conference: Abstract Book. Online/Tartu, Estonia, 5-7 October 2021. P. 16-17. http://intense.network/wp-content/uploads/2021/10/conference_abstracts-1.pdf

52. Goptsiy Maryna, Kushchenko Liliia. Ecological aspects of the formation of blue infrastructure in the city of Yaremche (Carpathian National Natural Park) [Екологічні аспекти формування блакитної інфраструктури м. Яремче (Карпатський національний природний парк)]. Зелено-блакитна інфраструктура в містах пострадянського простору: вивчення спадщини та підключення до досвіду країн V4 : колективна монографія / За ред. Н. В. Максименко, А. Д. Шкаруба. Харків : ХНУ імені В. Н. Каразіна, 2022. 400 с. (С.230-244). ISBN 978-966-285-780-1

53. Кущенко Л. В., Боровська Г. О., Овчарук В. А. Бездощові періоди в сучасних кліматичних умовах як фактор меженного стоку на річках Півдня України // Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія, 2022. № 1(63). С. 60-70. DOI: https://doi.org/10.17721/2306-5680.2022.1.6

54. Кущенко Л.В. Визначення характеристик маловоддя на Півдні України. Матеріали V-го Всеукраїнського пленеру з питань природничих наук, 1-2 липня 2021 р. Одеса: ОДЕКУ, 2021. С. 44-46

55. Кущенко Л.В. Нормування меженного стоку на річках Півдня України. *Тези доповідей II Всеукр. гідрометеорологічного з'їзду*, 7-9 жовтня. Одеса, 2021. С. 69-70.

56. Гопченко Є.Д., Гушля О.В. Гідрологія суші з основами водних меліорацій: навч. пос. Київ: ІСДО, 1994. 296 с.

57. Владимиров А.М. Минимальный сток рек СССР. Ленинград: Гидрометеорологическое издательство, 1970. 212 с.

58. Шакірзанова Ж.Р. Довгострокове прогнозування характеристик максимального стоку весняного водопілля рівнинних річок та естуаріїв території України : монографія. Одеса: ФОП Бондаренко М.О., 2015. 252 с.

59. Шакірзанова Ж.Р., Докус А.О. Довгострокове прогнозування характеристик весняного водопілля в басейні р. Південний Буг: монографія / Одеса: ФОП Бондаренко М. О., 2021. 244 с. ISBN 978-617-8005-42-9. http://eprints.library.odeku.edu.ua/id/eprint/9674/

60. Zhannetta Shakirzanova, Anhelina Dokus, Territorial long-term forecasting of hydrological characteristics of spring floods of lowland rivers. Editor(s): Sughosh Madhav, Shyam Kanhaiya, Arun Srivastav, Virendra Singh, Pardeep Singh, Ecological Significance of River Ecosystems, Elsevier, 2022, Chapter 17. Pages 325-350. ISBN 9780323850452 https://doi.org/10.1016/B978-0-323-85045-2.00020-0

61. Лобода Н.С. Методи статистичного аналізу у гідрологічних розрахунках і прогнозах : навчальний посібник. Одеса: Екологія, 2010. 184 с.

62. Гончарова Л.Д., Прокоф'єв О.М., Решетченко С.І., Черниченко А.В. Вплив атмосферних макропроцесів на просторовий розподіл опадів по території України у весняний сезон. *Український гідрометеорологічний журнал.* 2021. № 27. С. 5-15.

63. Докус А. О., Шакірзанова Ж. Р. Районування басейну річки Південний Буг за умовами формування весняного водопілля річок. *Людина та довкілля. Проблеми неоекології.* 2021. Вип. 36. С.8-21. https://doi.org/10.26565/1992-4224-2021-36-01

64. Докус А.О., Шакірзанова Ж.Р. Методика довгострокового прогнозування екстремальних характеристик весняного водопілля на річках басейну Південного Бугу та річок Причорномор'я. *Другий Всеукраїнський гідрометеорологічний з'їзд*: тези доповідей. Одеса: Одеський державний екологічний університет, 7-9 жовтня 2021 року. С. 59-60.

65. Шакірзанова Ж.Р. Довгострокові гідрологічні прогнози: Конспект лекцій. Одеса: Вид-во ТЕС, 2010. 154 с.

66. Гопченко Е.Д., Овчарук В.А. Формирование максимального стока весеннего половодья в условиях юга Украины. ТЭС, Одесса, 2002, 110 с.

67. Настанова з оперативної гідрології. Прогнози режиму вод суші. Гідрологічне забезпечення і обслуговування. Керівний документ. Київ: Український гідрометеорологічний центр, 2012. 120 с.

68. Оцінювання якості методики та точності (справджуваності) прогнозів режиму поверхневих вод суші / Керівний документ. Київ: Український гідрометеорологічний центр, 2015. 70 с.

69. Руководство по гидрологической практике. Сбор и обработка данных, анализ, прогнозирование и другие применения. ВМО - №168. Пятое изд., Всем. Метеор. Орг., 1994 / Изд. на русском языке, 1994. 843 с.

70. Shatokhin V.S., Dokus A.A., Shuptar N.I. Development of the software complex for the ensemble forecasting of the spring river flood in the basin of the Yuzhny Bug river. Матеріали III Міжнародної науково-практичної конференції молодих вчених «Теоретичні та прикладні аспекти застосування інформаційних технологій в галузі природничих наук». Одеса: ОДЕКУ, ТЕС, 2018. С. 53-57

71. Загальна гідрологія : підручник / за ред. В.К. Хільчевського, О.Г. Ободовського. Київ: ІПЦ «Київ. ун-т», 2008. 399 с.

72. Горбачова Л.О. Гідрологія: навчальний посібник для вищих навчальних закладів. Київ: Видавництво НПУ імені М.П. Драгоманова, 2010. 125 с.

73. Ющенко Ю.С. Загальна гідрологія : підручник. Чернівці: Чернівецький нац.ун-т, 2017. 591 с.

74. Шакірзанова Ж.Р., Бурлуцька М.Е. Гідрологічні розрахунки і прогнози: Конспект лекцій. Одеса: Вид. ТЕС, 2017. 156 с.

75. Попов Е.Г. Гидрологические прогнозы. Ленинград: Гидрометеоиздат, 1958. 386 с.

76. Прокоф’єв О.М., Гончарова Л.Д. Клімато-географічні особливості розподілу опадів на території України в осінній період. *Екологічні науки*. 2021. № 2 (35). С. 94-98.

77. Державний водний кадастр. Багаторічні дані про режим та ресурси поверхневих вод суші (за 2011-2015 рр. та весь період спостережень). Ч. 1.

Річки. Вип. 1. Басейни Західного Бугу, Дунаю, Дністра, Південного Бугу: довідкове видання. Київ, 2017. 465 с.

78. Державний водний кадастр. Багаторічні дані про режим та ресурси поверхневих вод суші (за 2011-2015 рр. та весь період спостережень). Ч. 1. Річки. Вип. 2. Басейн Дніпра: довідкове видання. Київ, 2017. 450 с.

79. Бойко В.М., Кульбіда М.І., Адаменко Т.І. Використання геоінформаційних технологій в оперативній гідрометеорології. *Гідрологія, гідрохімія, гідроекологія*. 2010. Вип.18. С.25-30.

80. Шакірзанова Ж.Р., Овчарук В.А., Докус А.О., Кущенко Л.В., Тимко О.С. Ймовірнісно-прогностичний метод для визначення меженних витрат води річок Південного Бугу, Причорномор'я та Нижнього Дніпра. Вісник Харківського національного університету імені В.Н. Каразіна, серія «Геологія. Географія. Екологія». Вип.57. 2022. С. – *до друку*.

81. Шакірзанова Ж. Р., Погорелова М.П., Мостій А.С., Блага А.О., Стратійчук О.В. Методика прогнозування сезонного меженного стоку річок Півдня України для забезпечення сталого водокористування. *Другий Всеукраїнський гідрометеорологічний з'їзд*: тези доповідей. Одеса: Одеський держав-ний екологічний університет, 7-9 жовтня 2021 року. С.109-110.

82. Тимко О.С., Блага А.О. Територіальна методика прогнозування меженного стоку річок Південного Бугу, Причорномор'я та Нижнього Дніпра. *Матеріали VI-го Всеукраїнського пленеру з питань природничих наук. 25-26 червня*. Одеса. 2022. С. 81-84.

83. Тимко О.С. Методика визначення ймовірнісних характеристик при прогнозуванні меженних витрат води річок півдня України. *Матеріали* XXI *наукової конференції молодих вчених Одеського державного екологічного університету* 23-31 травня, ОДЕКУ, Одеса. 2022. С.93-94.

84. Положення про порядок оцінки та інформування про маловоддя (гідрологічну посуху) на водних об'єктах суші України. Київ: Український гідрометеорологічний центр, 2020. 13 с.

85. Овчарук В.А, Кущенко Л.В., Прокоф'єв О.М., Гопцій М.В, Андреєвська Г.М. Мінімальний та екологічний стік річок в зоні недостатньої водності України. Екологічні науки. 2021. Вип. 2 (35). С. 30-36. DOI https://doi.org/10.32846/2306-9716/2021.eco.2-35.5

ДОДАТОК А

Гідрометеорологічна мережа та періоди спостереження часових рядів екстремального стоку на річках Півдня України

Таблиця А.1 – Періоди спостереження по існуючих часових рядах спостереження під час весняного водопілля, дощові паводки та в періоди межені на річках Півдня України

Річка - пост	Площа водозбору, км²	Стік весняного водопілля	Стік дощових паводків		Мінімальний стік	
			теплий період	холодний період	зі стійким льодоставом	з нестійким льодоставом
Самара-с.Коханівка	1430	1958-2015	1957-79, 1981-2000	1958–2015	1957–2015	-
Самара-с.Кочережки	19800	1938,1952,1954-59, 1961,1962,1965-2015	-	1939, 1953–2015	1938–1941, 1952–2015	-
Бик-с.Самарське (Іванівка)	1130	1955-74	-	-	-	-
Велика Тернівка-с.Богданівка	924	1937-41, 1957-62, 1964-2015	1937–1941, 1956–2015	1938, 1939, 1941, 1956–2015	1937–1940, 1956–2015	-
Вовча-х.Артемівський	120	1962-88	1961-88	-	-	-
Вовча-смт Покровське	7150	1968-85	1968-79,1981-84	-	-	-
Вовча-смт Васильківка	11600	1930-41, 1945-2015		1953–2015	-	-
Мокрі Яли-х. Грушівський	2660	1936-41, 1952-55, 1957-62, 1965-2015	1936–1941, 1952–2015	1936–1941, 1953–1955, 1957–2015	1936–1941, 1952–2015	-
Солона-с.Новопавлівка	680	1957, 1959, 1961-2015	-	1957–2015	1956–2015	-
Гайчур-с.Андріївка	2100	1936-41, 1950-52, 1954-2015	1936–1941, 1950–2015	1937–1941, 1951, 1952, 1955–2015	1936–1941, 1950–2015	-
Мала Терса-с.Троїцьке	750	1958-2015	1957–1977, 1979–1996, 1998–2015	-	1957–2015	-
Середня Терса-ж.Роздолля	269	1946-64, 1966-74	-	-	-	-

Продовження таблиці А.1

Річка - пост	Площа водозбору, км²	Стік весняного водопілля	Стік дощових паводків		Мінімальний стік	
			теплий період	холодний період	зі стійким льодоставом	з нестійким льодоставом
Кільчень-с.Олександрівка Перша	376	1958-2015	1957–2015	1958–2015	1957–2015	-
Мокра Сура-смт Кринички	389	1951, 1952, 1955, 1957-2015	-	-	1955–2015	-
Кінська-м.Пологи	353	1953, 1955-2015	1952–2015	1953–2015	1952–2015	-
Базавлук-с.Катерино-Наталівка	1050	1951-56,1958-86	-	-	-	-
Інгулець-с.Олександро-Степанівка	1400	1931,1932,1934-41, 1945-2010	-	-	-	-
Інгулець-с.Іскрівка	4410	1958-2010	-	-	-	-
Інгулець-м.Кривий Ріг	8600	1936-2010	-	-	-	-
Інгулець-с.Могилівка	9280	1926, 1928-44, 1946-88	-	-	-	-
Кагул - с.Гаваноси	186	1952-1968	1952-68	-	-	-
б.Гаваноси - с.Гаваноси	28,2	1958-1966	1958-66	-	-	-
Ялпуг-зал.ст.Комрат	241	1962, 1963, 1965, 1966, 1969-86	1962-80	-	-	-
Муса-зал.ст.Комрат	83,5	1962, 1963, 1965-77	1962-76	-	-	-
б.Тараклія-смт Тараклія	103	1960-86	1960-80	-	-	-
Сарата - с. Сарата	1110	-	1945-49	-	-	-
Когильник-м.Котовськ	179	1959-86	1961-80	-	-	-
Великий Куяльник – с.Северинівка	1840	1986–1993, 2001–2003, 2005, 2006, 2010-2015	-	-	-	1987–2015
Тилігул-с.Новоукраїнка	810	1955-88	1955-87	-	1955-1980	-

Продовження таблиці А.1

Річка - пост	Площа водозбору, км²	Стік весняного водопілля	Стік дощових паводків		Мінімальний стік	
			теплий період	холодний період	зі стійким льодоставом	з нестійким льодоставом
Тилігул-с.Березівка	3170	1953-71,1973, 1978-2015	1953-75	-	1953-1980	1953–2015
Південний Буг- с.Чернява	36,5	-	-	-	1939-1941, 1945-1963	-
Південний Буг-с.Пирогівці	827	1964-2015	1964–2015	-	-	1964–2015
Південний Буг-с.Лелітка	4000	1926-43,1945,1946, 1964-2015	1926–1946, 1964–2015	-	1926–1946, 1964–2015	-
Південний Буг-с.Сабарів	9010	1930-85	1929-1980	-	-	-
Південний Буг – с. Селище	9100	-	2002-2015	-	2002–2015	-
Південний Буг-с.Тростянчик	17400	1930-41, 1946-2015	-	-	-	1930-1941, 1946-1980
Південний Буг-с.Хощеватое	20700	-	-	-	1923-1939	-
Південний Буг-с.Підгір'я	24600	1926-43, 1958-2015	-	-	-	-
Південний Буг-смт Олександрівка	46200	1914-2015	-	-	-	-
Бужок-смт Меджибож	698	1952-1988	1952-87	-	1952-1963, 1965-1980	-
Іква-смт Стара Синява	439	1946-2015	1945–2015	-	1946–2015	-
Згар-смт Літин	692	1931-2015	1931–1942, 1944–2015	-	1931–2015	-
Рів-с.Демидівка	1130	1916-18, 1922-41, 1945-2015	1916–18, 1922–41, 1944–2015	-	1916–1918, 1922–1941, 1944–2015	-
Соб-с.Зозів	92,5	1945-2015	1945–2015	-	-	1946–2015
Савранка-с.Осички	1740	1936-41, 1945-2000	1936–40, 1945–2015	-	1936–1941, 1953–2015	-
Синиця-с. Любашівка	86,0	-	-	-	-	1931-1940, 1954-1966

Продовження таблиці А.1

Річка - пост	Площа водозбору, км²	Стік весняного водопілля	Стік дощових паводків		Мінімальний стік	
			теплий період	холодний період	зі стійким льодоставом	з нестійким льодоставом
Синиця-с.Кам'яний Брід	753	1931-41,1943, 1945-74	1931-74	-	-	-
Кодима-с.Обжила	145	1946-1988	1946-88	-	1946-1980	-
Кодима-с.Катеринка	2390	1931-41, 1945-2015	1931–40, 1944–2015	-	1931–1941, 1944–2015	-
Синюха-с.Синюхин Брід	16700	1925-31,1933-2015	-	-	1925–2015	-
Горний Тікич-с. Тальне	3400	-	-	-	1915-18, 1926, 1927, 1930-1941, 1943-1947	-
Маньківка - с.Кинашевка	76,7	-	-	-	1946-1955	-
Гнилий Тікич-смт Лисянка	1450	1945-2015	1945-2015	-	-	1945–2015
Велика Вись-с.Ямпіль	2820	1926-41,1943, 1945-2015	1926-40, 1943-2015	-	1926–2015	-
Циганка - с.Краснопілля	248	-	1946-75	-	-	1946-1975
Ятрань-с.Покотилове	2140	1955-2015	1955–2015	-	1962–2015	-
Чорний Ташлик-с.Піщаний Брід	1830	1965-88	1964-88	-	1964-1980	-
Чорний Ташлик-с.Тарасівка	2230	1933-43, 1945-2015	1932–1940, 1942–2015	-	1933–1943, 1945–2015	-
Мертвовід-с.Крива Пустош	252	1949-2015	1948-2000	-	1948-1977	1978–2015
Чичиклія-с.Василівка	436	1951-58,1961-88	1951-58,1961-85,1987	-	-	1951-1958, 1962-1980

Продовження таблиці А.1

Річка - пост	Площа водозбору, км²	Стік весняного водопілля	Стік дощових паводків		Мінімальний стік	
			теплий період	холодний період	зі стійким льодоставом	з нестійким льодоставом
Гнилий Єланець- с.Женево-Криворіжжя	1190	1936-41,1945-71, 1973, 1980-82, 1985-88	1936-80	-	1936-1941, 1944-1980	-
Інгул-м.Кіровоград	840	1945-2015	1944–2015	-	1945-1980	1945–2015
Інгул - с.Інгуло-Кам'янка	3080	-	1931-41, 1943-64	-	1931-1941, 1943-1961	-
Інгул-с.Седнівка	4770	1954-2015	1954–2015	-	1954–1960, 1963–2015	-
Інгул-с.Новогорожене	6670	1931-41, 1945-2015	1931–1941, 1943–2015	-	1931–1941, 1943–2015	-
Громоклія-с.Михайлівка	1410	1946-1988	1946-88	-	1957-1960, 1965-1980	-
Малий Утлюк - с. Золота Долина	144	-	-	-	-	1953-1965, 1967-1696
Молочна - с.Токмак	760	1950-2015	1950–2015	1950–2015	1950-1980	1981–2015
Молочна - с.Терпіння	2780	1957-2004	1957-1980	1957-1980	1957-1980	-
Корсак - с.Аннівка	194	1954-72			1954-72	-
Лозуватка - с.Новоолексіївка	331	1953-2015	1953–2015	1953–2015	1953–2015	-
Обитічна - с. Шевченко	390	1954-88	1953-1980	1954-1980	1954-1980	-
Обитічна - м. Приморськ	1300	1938-40, 1950-2015	1938-1940, 1950-2015	1938–1940, 1950–2015	1938–1940, 1950–2015	-
Кільтиччя - с.Новотроїцьке	398	1949-51, 1953-88	1949-1951, 1953-1980	1949-1951, 1953-1980	1949-1951, 1953-1980	-
Берда - с.Білоцерківка	398	-	-	-	1948-1962	-
Берда - с.Захарівка	718	1963-2015	1962–2015	1963–2015	1963–2015	-

Продовження таблиці А.1

Річка - пост	Площа водозбору, км²	Стік весняного водопілля	Стік дощових паводків		Мінімальний стік	
			теплий період	холодний період	зі стійким льодоставом	з нестійким льодоставом
Берда – с.Осипенко	1620	1916-18, 1926-30, 1933-40, 1950-72, 1974-2015	1915–1918, 1926–1930, 1933–1940, 1950–2015	1916–1918, 1926–1930, 1933–1940, 1950–2015	1915–1918, 1926–1930, 1933–1940, 1950–2015	-
Кальміус – смт Авдот'їне	263	1949-88, 1991-94, 1996-99, 2001-2015	1949-62	-	-	1949-1956
Кальміус - смт Горбачово-Михайлівка	960	-	-	-	1957-1962	-
Кальміус - с. Вознесенка	1250	-	-	-	1953-1957	-
Кальміус - с. Роздольне	1690	1956-88, 1991-94, 1996-99, 2001-2015	1956-62	-		-
Кальміус - смт Приморське (Сартана)	3700	1928-41, 1950-88, 1991-94, 1996-99, 2001-2015	1928-64	-	1928-1941, 1950-1969	-
Мокра Волноваха - с.Миколаївка	194	1946-49, 1954-88, 1991-94, 1996-99, 2001-2015	-	-	1946–1949, 1954–2015	-
Дубовка-с.Старогнатівка	39	1962-88	-	-	-	-
Кальчик - с.Кременівка	469	1958-2015	1958–2015	1958–2015	1958–2015	-
Кальчик - м.Маріуполь	1250	1946-88, 1991-94, 1996-99, 2001-2015	1947-70	-		-
б.Полкова - с. Кременівка	63,0	1958-71, 1973-75	1960-75	-	1958-1975	-
Малий Кальчик - с.Кременівка	270	1946,1948, 1950-52, 1958-2015	1957–2015	1958–2015	-	-
Калець-х.Перемога	164	1960-75	1960-1975	-	1960-1975	-
Грузький Єланчик-с.Гусельщикове	1190	1956-88	1958-66	-	-	1965-1980

Кінець таблиці А.1

Річка - пост	Площа водозбору, км²	Стік весняного водопілля	Стік дощових паводків		Мінімальний стік	
			теплий період	холодний період	зі стійким льодоставом	з нестійким льодоставом
Мокрий Єланчик-с.Єфремівка	611	1950-65, 1967-69	-	-	-	-
Міус - с.Стрюкове	142	1960-2014	1960–2014	1960–2014	-	1960–2014
Міус - с.Дмитрівка	2090	1957-2014	1956–2014	1957–2014	-	-
Міус-с.Куйбишево	2450	1958-87	-	-	-	-
Міус-р.с.Матвєєв Курґан	5780	1929, 1931, 1932, 1934, 1947-50, 1952-1956, 1960-87	-	-	-	-
Кріпенька - х.Чугуно-Крепинка	224	1963-88	1963-80	1963-1980	1963-1980	-
Нагольна - с.Дякове	780	1983-2014	1983–2014	1983–2014	1982–2014	-
Кринка - с.Новоселівка	582	1929-31, 1940, 1949-2014	1929–1931, 1949–2014	1930, 1940, 1949–2014	-	-
Кринка - с.Благодатне	1690	1937-40, 1946-48, 1954-88, 1991-94, 1996-99, 2001-2014	-	-	-	-
Вільхова - смт Олексієво-Орловка	272	1947,1951-2014	1947, 1951–2014	1947, 1951–2014	1946, 1947, 1951–2014	-
Вільховка - х. Ковальов	63,6	-	-	-	1958, 1959, 1961-1965	-

Таблиця А.2 - Список метеорологічних станцій і постів на території Півдня України

Номер станції (поста)	Станція (пост)	Період спостере-жень	Число років, *n*	Широта станції	
				φ^o, п.ш.	φ в частках^o
1	Сербка	1959-65, 1973-2020	55	47º01'	47,02
2	Роздільна	1936-41 1945-2020	82	46º51'	46,85
3	Одеса, обсерваторія	1894-1940, 1944-2020	123	46º28'	46,47
4	Іллічівськ	1964-88 1994-2020	57	46º31'	46,52
5	Білгород-Дністровський	1979-2020	42	46º19'	46,32
6	Сарата	1959-2020	62	46º01'	46,02
7	Затишшя	1959-2020	62	47º20'	47,33
8	Вилкове	1979-2020	42	45º24'	45,04
9	Ізмаїл	1946-2020	75	45º22'	45,37
10	Болград	1945-2020	76	45º41'	45,68
11	Любашівка	1950-2020	70	47º34'	47,57
12	Осички	1946-2009	64	47º12'	47,20
13	Тилігуло-Березанка	1944-2009	67	46º50'	46,83
14	Очаків	1959-2021	63	46º37'	46,62
15	Нова Одеса	1929-32, 1934-35, 1955-2009	34	47º17'	47,28
16	Новогорожене	1954-2009	56	47º47'	47,78
17	Крива Пустош	1949-2009	61	47º92'	48,53
18	Олександрівка	1930,1935-37, 1939, 1946-2009	69	47º41'	47,68
19	Прибужани	1954-2009	55	47º32'	47,53
20	Катеринка	1955-2009	56	47º55'	47,92
21	Підгірне	1955-2009	55	47º07'	47,12
22	Долинська	1915-1917 1925-1940 1946-2021	100	48º06'	48,10
23	Бобринець	1888-1900 1937-1940 1945-2021	83	48º03'	48,10

Продовження таблиці А.2

Номер станції (поста)	Станція (пост)	Період спостере-жень	Число років, n	Широта станції	
				φ^o, п.ш.	φ в частках^o
24	Знамянка	1892-1914 1028-1940 1945-2021	112	48º22'	48,37
25	Помічна	1925-1940 1943-2020	93	48º23'	48,38
26	Н.-Миргород	1886-1902 1923-1940 1944-2020	120	48º46'	48,77
27	Гайворон	1926-1940 1944-2020	91	48º20'	48,33
28	Кіровоград	1879-1940 1943-2020	140	48º30'	48,50
29	Покотилове	1947-2009	63	48º28'	48,47
30	Седнівка	1954-2009	56	47º58'	47,97
31	Вінниця	1898-1905 1908-1914 1923-1932 1942-2020	106	49º14'	49,23
32	Демидів	1929-1933 1954-2009	60	50º43'	50,72
33	Хмельник	1938-1940 1946-2020	79	49º33'	49,55
34	Літин	1936-1940 1947-2009	67	49º18'	49,30
35	Гайсин	1936-1940 1943-1991 1993-2020	82	48º48'	48,80
36	Липовець	1950-1988 1998-2009	54	49º12'	49,20
37	Жмеринка	1893-1904 1925-2020	94	49º02'	49,03
38	Зозів	1947-2009	63	49º19'	49,32
39	Тростянчик	1954-2009	55	48º31'	48,52
40	Волочиськ	1886-1909 1922-1935 1954-2009	92	49º32'	49,53

Кінець таблиці А.2

Номер станції (поста)	Станція (пост)	Період спостере-жень	Число років, *n*	Широта станції	
				φ^o, п.ш.	φ в частках^o
41	Хмельницький	1936-1940 1945-2021	82	49º25'	49,42
42	Меджибіж	1929 1932-35 1955-1988	34	49º26'	49,43
43	Стара Синява	1906-1908 1955-2009	55	49º35'	49,58
44	Велика Олександрівка	1955-2021	67	47º19'	47,32
45	Нижні Сірогози	1936-41 1944-2021	84	46º51'	46,86
46	Нова Каховка	1956-2020	63	46º62'	46,70
47	Херсон (агрометсанція)	1931-1941, 1944-2021	89	46º38'	46,63
48	Асканія - Нова	1910-16, 1935-2021	87	46º27'	46,50
49	Бехтери	1959-2021	63	46º15'	46,25
50	Генічеськ	1884-1907, 1911-1919, 1923-40 1944-2021	126	46º10'	46.17
51	Кирилівка	1936-2021, 1944-91, 1993-94	86	47º20'	47,33
52	Мелітополь	1936-40, 1945-2021	82	46º50'	46,83
53	Бердянськ	1979-2021	43	46º76'	47,27
54	Ботієве	1960-2021	62	46º41'	46,68
55	Кривий Ріг	1051-1952 1960-2021	64	47º54'	47,90
56	Нікополь	1036-41 1945-2021	83	47º35'	47,58
57	Маріуполь	1926-41, 1947-91, 1993-94	77	47º06'	47,10

ДОДАТОК Б

Аналіз бездощових періодів та огляд синоптичних умов виникнення сильних і надзвичайних опадів на Півдні Україні з 2010 р. по 2020 р.

Таблиця Б.1 - Аналіз бездощових періодів в Україні у квітні-жовтні 1991-2019 рр. Повторюваність та сумарна тривалість бездощових періодів по станціях Півдня України

Роки	Одеса		Сербка		Б.-Дністровський		Болград		Вілкове	
	Кількість періодів	Сумарна кількість днів	Кількість періодів	Сумарна кількість днів	Кількість періодів	Сумарна кількість днів	Кількість періодів	Сумарна кількість днів	Кількість періодів	Сумарна кількість днів
1991	4	58	6	90	5	71	5	71	5	83
1992	7	109	6	**138**	4	54	5	79	5	82
1993	4	78	5	103	4	80	**6**	90	6	115
1994	6	102	**7**	126	6	110	5	94	5	110
1995	6	120	6	108	5	112	4	64	4	108
1996	7	119	**7**	112	5	90	**6**	108	5	108
1997	4	68	4	72	2	**39**	3	54	3	**59**
1998	8	112	**7**	105	5	69	**6**	82	4	79
1999	7	116	6	102	5	98	3	52	3	89
2000	5	108	5	118	5	97	5	96	6	**146**
2001	3	98	4	88	4	99	4	83	5	119
2002	5	98	4	88	4	93	3	49	4	87
2003	5	125	6	102	4	97	5	104	5	96
2004	3	**39**	3	**39**	4	74	4	76	6	99
2005	3	102	**7**	126	4	91	3	72	3	69
2006	4	60	6	96	2	47	4	79	7	116
2007	5	101	5	75	5	100	4	111	4	118
2008	7	98	4	64	6	108	**6**	95	6	105
2009	7	115	**7**	126	**8**	139	4	89	8	124
2010	5	90	4	72	5	87	3	44	5	124
2011	6	102	6	108	6	128	5	108	6	120
2012	**8**	150	5	125	5	145	**6**	**119**	**8**	144
2013	3	67	4	88	4	104	5	80	5	86
2014	7	138	7	112	5	144	4	82	3	60
2015	4	111	5	120	5	131	5	99	5	112
2016	4	78	**7**	98	2	92	3	58	3	81
2017	5	88	4	80	5	80	5	95	6	108
2018	5	146	6	120	6	**150**	5	117	6	135
2019	6	**153**	6	90	5	107	5	89	4	128
Середнє	**5,3**	**101,7**	**5,5**	**100**	**4,7**	**97,8**	**4,5**	**84,1**	**5,0**	**104,0**
Мін.	**3**	**39**	**3**	**39**	**2**	**39**	**3**	**44**	**3**	**59**
Макс.	**8**	**153**	**7**	**138**	**8**	**150**	**6**	**119**	**8**	**146**

Продовження таблиці Б.1

Роки	Затишшя		Любашівка		Сарата		Роздільна		Ізмаїл	
	Кількість періодів	Сумарна кількість днів	Кількість періодів	Сумарна кількість днів	Кількість періодів	Сумарна кількість днів	Кількість періодів	Сумарна кількість днів	Кількість періодів	Сумарна кількість днів
1991	3	**35**	4	52	5	80	6	77	4	54
1992	4	62	4	66	5	110	6	85	4	57
1993	3	88	4	77	5	108	3	82	4	69
1994	5	100	6	**109**	4	79	6	120	5	108
1995	4	73	6	98	5	101	6	107	5	96
1996	5	74	6	84	5	92	6	112	4	111
1997	3	36	2	**24**	1	**27**	4	60	3	**46**
1998	3	49	4	61	**8**	104	4	**54**	4	94
1999	5	85	5	79	4	97	4	99	3	55
2000	5	89	3	71	6	113	3	75	6	105
2001	4	76	4	84	3	78	3	75	5	86
2002	3	53	5	66	4	78	4	79	4	48
2003	5	84	6	90	4	69	6	96	4	74
2004	3	43	3	41	3	42	5	72	7	100
2005	3	78	4	86	4	92	2	76	4	84
2006	4	47	4	55	5	105	6	84	5	73
2007	**7**	109	5	105	6	132	3	67	6	128
2008	6	86	5	61	4	80	5	65	**8**	111
2009	4	60	5	82	7	106	6	83	**8**	108
2010	5	75	5	77	4	77	4	81	4	92
2011	5	90	6	95	6	122	4	67	7	**148**
2012	5	83	5	98	7	**140**	5	94	5	117
2013	4	98	4	80	3	64	5	83	6	87
2014	6	95	4	83	7	112	**7**	131	3	52
2015	6	91	**8**	96	7	114	**7**	117	5	90
2016	3	64	4	72	2	49	5	87	5	88
2017	5	74	5	78	4	70	5	87	5	111
2018	**7**	**129**	4	104	4	91	**7**	**161**	5	118
2019	5	78	6	91	4	90	6	104	3	58
Середнє	**4,5**	**76,0**	**4,7**	**78,1**	**4,7**	**90,4**	**4,9**	**89,0**	**4,9**	**88,6**
Мін.	**3**	**35**	**2**	**24**	**1**	**27**	**2**	**54**	**3**	**46**
Макс.	**7**	**129**	**8**	**109**	**8**	**140**	**7**	**161**	**8**	**148**

Продовження таблиці Б.1

Роки	Чорноморськ		Вінниця		Гайсин		Жмеринка		Хмельник	
	Кількість періодів	Сумарна кількість днів	Кількість періодів	Сумарна кількість днів	Кількість періодів	Сумарна кількість днів	Кількість періодів	Сумарна кількість днів	Кількість періодів	Сумарна кількість днів
1991	-	-	3	32	2	**22**	1	**11**	1	11
1992	-	-	3	48	2	28	3	35	4	57
1993	-	-	4	57	3	58	5	70	3	61
1994	5	107	**5**	77	**5**	**108**	5	**102**	5	86
1995	6	121	**5**	71	3	44	5	84	4	55
1996	5	88	1	13	3	61	2	28	3	35
1997	2	**54**	2	42	4	48	1	25	2	26
1998	8	114	2	23	3	40	1	11	2	22
1999	5	92	3	45	**5**	76	5	86	5	57
2000	6	120	3	71	4	78	3	59	3	64
2001	3	103	3	49	3	66	**6**	79	2	32
2002	6	133	2	36	3	53	4	55	2	25
2003	4	119	4	61	4	70	3	50	2	42
2004	5	68	1	**10**	3	37	4	47	2	3
2005	5	138	2	62	4	80	3	54	3	57
2006	5	115	2	44	3	56	2	37	2	37
2007	5	110	2	31	2	34	2	25	3	40
2008	6	112	2	27	4	54	3	36	1	12
2009	6	118	2	67	2	37	3	71	3	62
2010	5	101	4	69	4	63	5	73	4	66
2011	7	144	2	39	4	70	4	75	5	75
2012	**9**	**154**	2	28	5	81	4	49	**0**	**0**
2013	3	75	3	52	4	66	5	78	5	67
2014	7	140	4	**78**	5	88	**6**	**100**	5	87
2015	4	130	4	65	4	82	4	83	**6**	**112**
2016	6	116	1	27	3	39	3	52	1	39
2017	6	93	2	23	5	79	3	39	2	25
2018	5	129	4	69	**5**	103	4	61	4	73
2019	7	**153**	2	65	3	58	5	78	5	99
Середнє	**5,4**	**113,3**	**2,7**	**47,6**	**3,6**	**61,3**	**3,6**	**57,0**	**3,1**	**49,2**
Мін.	**2**	**54**	**1**	**10**	**2**	**22**	**1**	**11**	**0**	**0**
Макс.	**9**	**154**	**5**	**78**	**5**	**108**	**6**	**102**	**6**	**112**

Продовження таблиці Б.1

Роки	Вознесенськ		Первомайськ		Миколаїв		Очаків		Хмельницький	
	Кількість періодів	Сумарна кількість днів	Кількість періодів	Сумарна кількість днів	Кількість періодів	Сумарна кількість днів	Кількість періодів	Сумарна кількість днів	Кількість періодів	Сумарна кількість днів
1991	4	52	2	31	**8**	104	6	80	1	16
1992	**5**	105	4	51	6	112	4	64	**0**	**0**
1993	**5**	86	2	44	5	83	4	89	1	25
1994	**5**	108	**6**	**123**	5	102	**7**	124	**6**	**104**
1995	**5**	88	**6**	97	5	83	5	84	3	42
1996	3	46	3	37	5	126	5	91	3	42
1997	3	53	2	40	3	52	2	31	2	23
1998	**5**	70	3	47	5	73	4	58	1	10
1999	3	42	1	**14**	6	100	5	90	3	38
2000	4	82	4	98	5	120	6	88	3	63
2001	4	73	3	69	4	96	4	74	2	38
2002	4	74	3	47	4	91	4	90	3	49
2003	**5**	81	4	68	5	108	6	95	2	31
2004	2	**33**	1	**13**	3	**38**	0	0	1	10
2005	4	65	4	73	5	88	**7**	137	3	50
2006	4	70	1	16	6	97	6	86	3	45
2007	**5**	89	**6**	103	5	83	6	120	0	0
2008	4	67	2	24	7	107	6	96	1	12
2009	4	77	3	67	6	104	5	80	2	47
2010	4	48	2	37	5	92	4	88	**0**	**0**
2011	4	77	5	83	7	120	6	97	4	64
2012	4	77	1	18	7	109	**7**	135	3	32
2013	4	91	5	85	5	122	3	87	2	28
2014	3	70	4	89	6	111	**7**	118	3	56
2015	3	102	3	67	4	109	3	118	3	55
2016	4	69	4	83	**8**	109	6	115	1	30
2017	3	44	4	68	5	101	**7**	120	1	12
2018	4	**119**	4	98	4	120	6	**142**	2	41
2019	2	75	2	37	6	**129**	6	130	1	22
Середнє	**3,9**	**73,6**	**3,2**	**59,6**	**5,3**	**99,6**	**5,1**	**94,0**	**2,1**	**34,3**
Мін.	**2**	**33**	**1**	**13**	**3**	**38**	**0**	**0**	**0**	**0**
Макс.	**5**	**119**	**6**	**123**	**8**	**129**	**7**	**142**	**6**	**104**

Продовження таблиці Б.1

Роки	Гайворон		Знам'янка		Кропивницький		Помічна		Новомиргород	
	Кількість періодів	Сумарна кількість днів	Кількість періодів	Сумарна кількість днів	Кількість періодів	Сумарна кількість днів	Кількість періодів	Сумарна кількість днів	Кількість періодів	Сумарна кількість днів
1991	2	38	3	42	5	78	5	64	3	43
1992	3	42	2	**34**	5	94	3	63	3	**39**
1993	1	23	4	61	4	67	5	89	3	68
1994	2	52	4	98	6	**123**	6	109	4	90
1995	2	41	6	94	5	73	6	90	4	90
1996	2	33	4	62	4	58	5	66	4	64
1997	2	31	3	48	2	35	3	55	3	51
1998	4	50	6	84	5	68	6	104	4	64
1999	1	**12**	5	76	5	75	5	71	6	90
2000	4	76	3	73	4	71	4	103	3	67
2001	3	52	3	61	4	78	3	61	5	83
2002	3	45	3	47	3	44	4	60	5	69
2003	3	51	5	87	4	71	5	85	4	72
2004	3	38	4	60	5	64	4	53	6	75
2005	4	75	6	97	5	104	6	97	3	72
2006	4	65	5	71	4	60	4	55	5	74
2007	3	51	4	63	4	60	**7**	**115**	2	43
2008	4	48	6	80	2	**28**	4	56	4	61
2009	3	49	3	73	4	91	5	86	4	80
2010	5	62	6	83	4	72	5	60	5	66
2011	5	85	6	86	**8**	120	6	105	6	96
2012	5	70	4	47	2	34	5	80	3	45
2013	4	82	6	88	5	88	2	**39**	6	77
2014	**6**	103	**7**	99	6	98	6	104	5	88
2015	**6**	107	6	101	7	105	6	109	**7**	93
2016	5	89	4	66	3	61	4	104	3	66
2017	3	51	5	73	4	57	**7**	100	**7**	93
2018	**6**	110	5	94	5	106	5	103	6	**112**
2019	4	74	**7**	**115**	7	107	5	70	6	97
Середнє	**3,5**	**58,8**	**4,7**	**74,6**	**4,5**	**75,5**	**4,9**	**81,2**	**4,4**	**73,4**
Мін.	**1**	**12**	**2**	**34**	**2**	**28**	**2**	**39**	**2**	**39**
Макс.	**6**	**110**	**7**	**115**	**8**	**123**	**7**	**115**	**7**	**112**

Продовження таблиці Б.1

Роки	Кривий Ріг		Нікополь		Мариуполь		Аскания Нова		Генічеськ	
	Кількість періодів	Сумарна кількість днів	Кількість періодів	Сумарна кількість днів	Кількість періодів	Сумарна кількість днів	Кількість періодів	Сумарна кількість днів	Кількість періодів	Сумарна кількість днів
1991	5	75	4	67	6	105	6	105	5	101
1992	2	47	**6**	117	2	62	6	94	1	**41**
1993	4	105	5	105	4	45	8	128	7	97
1994	4	81	4	105	4	98	6	131	6	111
1995	5	89	5	79	4	94	5	77	3	75
1996	5	63	3	67	3	57	4	84	4	73
1997	2	**33**	3	52	4	63	2	**46**	3	48
1998	5	62	5	83	4	66	6	111	8	141
1999	6	87	4	65	5	91	4	96	5	113
2000	5	100	**6**	102	3	54	5	133	6	126
2001	4	80	5	75	4	84	3	57	3	81
2002	4	67	4	86	3	90	5	92	4	116
2003	5	100	5	98	4	95	3	119	4	127
2004	4	49	4	**50**	3	**38**	6	84	5	85
2005	**8**	**124**	5	95	4	78	7	118	6	105
2006	3	41	**6**	103	2	60	5	115	5	96
2007	5	72	**6**	109	4	58	7	124	6	118
2008	4	54	5	73	5	91	**8**	114	7	124
2009	3	99	**6**	107	7	99	5	92	10	139
2010	4	71	4	95	4	101	4	97	5	91
2011	7	101	**6**	**121**	6	108	7	**138**	6	134
2012	5	73	5	95	**8**	121	6	**137**	5	**154**
2013	6	103	5	88	4	99	5	82	5	112
2014	5	92	4	84	4	64	5	124	7	141
2015	5	105	5	101	5	107	5	109	4	114
2016	4	69	4	104	4	66	6	113	6	123
2017	5	101	5	93	4	113	4	77	6	121
2018	4	95	4	100	5	**128**	5	**137**	6	129
2019	4	75	**6**	88	6	81	7	124	**10**	143
Середнє	**4,6**	**79,8**	**4,8**	**89,9**	**4,3**	**83,3**	**5,3**	**105,4**	**5,4**	**109,6**
Мін.	**2**	**33**	**3**	**50**	**2**	**38**	**2**	**46**	**1**	**41**
Макс.	**8**	**124**	**6**	**121**	**8**	**128**	**8**	**138**	**10**	**154**

Продовження таблиці Б.1

Роки	Бехтери		Велика Олександрівка		Нижні Сірогози		Нова Каховка		Херсон	
	Кількість періодів	Сумарна кількість днів	Кількість періодів	Сумарна кількість днів	Кількість періодів	Сумарна кількість днів	Кількість періодів	Сумарна кількість днів	Кількість періодів	Сумарна кількість днів
1991	4	119	6	83	5	77	4	82	5	72
1992	4	102	6	109	3	92	5	111	3	75
1993	4	96	4	72	7	**124**	6	103	5	86
1994	6	128	5	96	5	113	5	121	4	111
1995	6	106	6	97	4	67	6	108	6	98
1996	4	108	3	54	3	67	5	100	5	113
1997	3	49	3	**50**	5	86	2	**46**	2	43
1998	6	74	8	123	6	113	**9**	123	5	109
1999	2	56	7	115	4	66	3	71	3	59
2000	5	97	5	114	5	110	4	81	4	87
2001	3	77	3	60	5	84	3	50	3	60
2002	4	62	4	73	4	55	3	68	4	84
2003	5	108	5	106	5	109	6	118	4	125
2004	4	**44**	4	62	4	51	5	72	3	37
2005	5	118	4	65	4	86	6	90	7	126
2006	5	122	6	90	4	85	7	96	6	106
2007	4	97	6	115	5	81	5	93	6	100
2008	7	117	5	85	1	**40**	4	80	5	102
2009	5	88	3	88	5	95	5	101	6	114
2010	4	92	5	89	5	95	4	84	5	70
2011	6	96	**9**	123	6	116	8	**155**	6	**133**
2012	6	119	6	90	5	89	7	123	6	113
2013	3	76	8	**136**	3	78	7	123	4	114
2014	6	131	4	81	5	93	7	129	**9**	116
2015	7	122	5	95	3	103	4	110	5	108
2016	7	121	5	77	**8**	104	8	107	6	98
2017	4	72	7	106	4	64	7	89	5	108
2018	6	124	4	107	5	113	5	120	4	119
2019	**8**	**153**	5	67	4	74	6	107	5	84
Середнє	**4,9**	**99,1**	**5,2**	**90,6**	**4,6**	**87,2**	**5,4**	**98,7**	**4,9**	**95,5**
Мін.	**2**	**44**	**3**	**50**	**1**	**40**	**2**	**46**	**2**	**37**
Макс.	**8**	**153**	**9**	**136**	**8**	**124**	**9**	**155**	**9**	**133**

Кінець таблиці Б.1

Роки	Бердянськ		Ботієве		Кирилівка		Мелітополь	
	Кількість періодів	Сумарна кількість днів	Кількість періодів	Сумарна кількість днів	Кількість періодів	Сумарна кількість днів	Кількість періодів	Сумарна кількість днів
1991	3	75	5	91	4	75	4	75
1992	4	81	6	91	1	**18**	6	89
1993	6	87	5	91	3	44	5	66
1994	5	103	8	117	4	106	5	118
1995	5	96	4	118	5	104	5	117
1996	4	97	3	75	2	74	2	73
1997	4	59	3	**54**	3	58	3	**47**
1998	4	126	7	118	6	78	6	96
1999	5	111	6	87	5	82	4	62
2000	6	99	5	91	6	103	7	113
2001	5	100	4	85	5	95	3	59
2002	4	89	5	114	5	73	4	75
2003	4	137	5	114	4	96	4	123
2004	3	**38**	6	77	3	35	4	49
2005	6	107	4	121	6	86	4	83
2006	4	87	2	58	3	77	4	58
2007	5	99	6	144	4	72	7	108
2008	5	108	7	116	5	72	7	**128**
2009	6	92	**9**	**145**	**7**	111	7	113
2010	4	106	4	109	6	113	4	82
2011	6	133	6	122	6	111	6	101
2012	5	117	6	127	6	117	6	120
2013	5	92	6	105	4	55	4	81
2014	5	98	5	99	5	80	5	96
2015	**7**	**161**	4	104	6	134	2	112
2016	**7**	116	8	125	6	83	6	122
2017	6	98	7	102	**7**	99	6	84
2018	5	112	5	109	5	**134**	4	112
2019	**7**	102	5	108	6	95	**8**	124
Середнє	**5**	**100,9**	**5,4**	**104,0**	**4,8**	**85,5**	**4,9**	**92,6**
Мін.	**3**	**38**	**2**	**54**	**1**	**18**	**2**	**47**
Макс.	**7**	**161**	**9**	**145**	**7**	**134**	**8**	**128**

Додаток Б.2 – Річні огляди погоди

2.1 Огляд погоди за 2010 рік

У *квітні* середня місячна температура була в південній частині, Кіровоградській, Дніпропетровській областях близькою до норми.

Протягом місяця відбувалося чергування антициклонів та їх гребенів з атмосферними фронтами, що переміщувалися з південного заходу, заходу й північного заходу. 20-22 квітня з Балканського півострова на північний схід України вийшов циклон, місцями в Одеський області шли дощі (Одесса – 28 мм, Іллічівськ - 29 мм, Сербка – 21 мм).

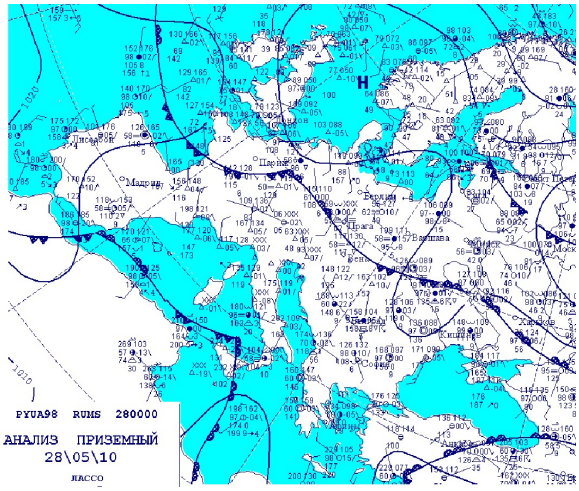
Травень видався теплим і вологим.

16-23 травня погоду ускладнював циклон, що перемістився з Балкан і впродовж 20-23 травня заповнився над Україною. Проходили грозові дощі (Знам'янка – 24 мм, Сербка - 45 мм).

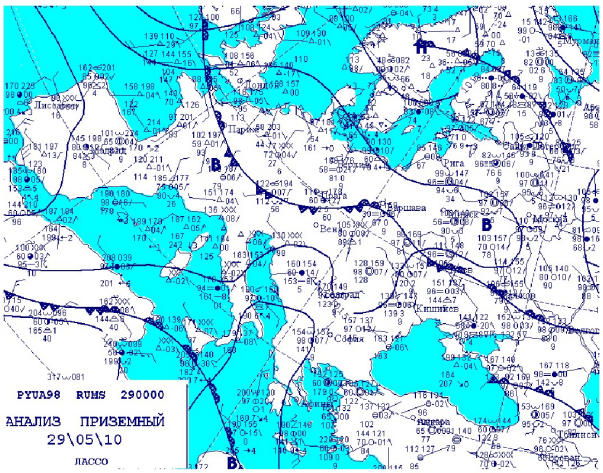
28-31 травня активний атмосферний фронт із заходу зумовлював грозові дощі, місцями, крім північного сходу, сильні дощі та зливи, вдень 27 травня у Роздільній (Одеська область) пройшов дуже сильний дощ – 28 мм за 6 год), 28 травня сильні дощі спостерігалися в Жмеринці (Вінницька обл.) – 47 мм, 29 травня в Іллічівську (Одеська обл.) – 48 мм (рис. Б.2.1).

Червень видався жарким, в Херсонській, місцями Полтавській, Запорізькій області випало 1-1,9 норми, в Хмельницькій, Вінницькій, Миколаївській, Одеській та Херсонській областях місцями 2-2,9 норми.

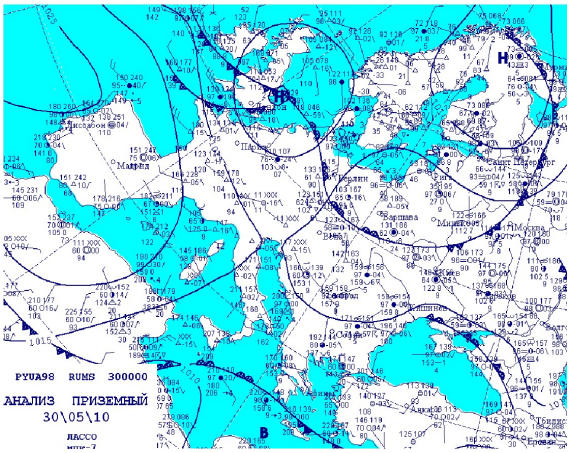
Нестійку погоду в основному визначали атмосферні фронти та циклонічна циркуляція повітряних мас. На початку місяця погодні умови зумовлював циклон над заходом країни. В Україні, крім крайнього сходу та південного сходу, пройшли короткочасні дощі з грозами, місцями сильні дощі. 2-3 червня в Миколаївській області подекуди дуже сильні дощі (Миколаїв – 51 мм, Баштанка 43 мм).



28.05.2010



29.05.2010



30.05.2010

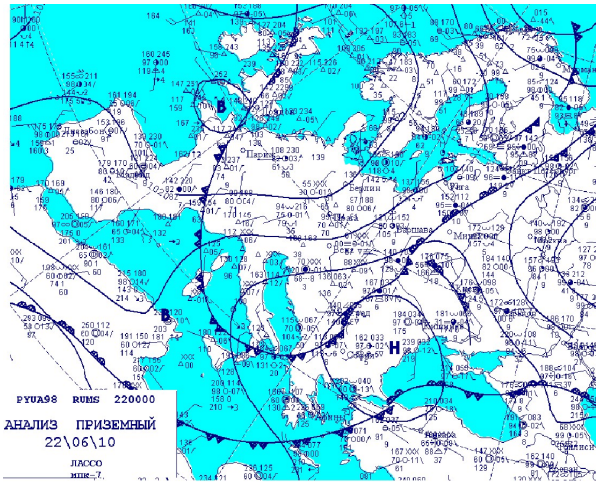
Рисунок Б.2.1 − Приземні карти погоди 28-30.05.2010 рік

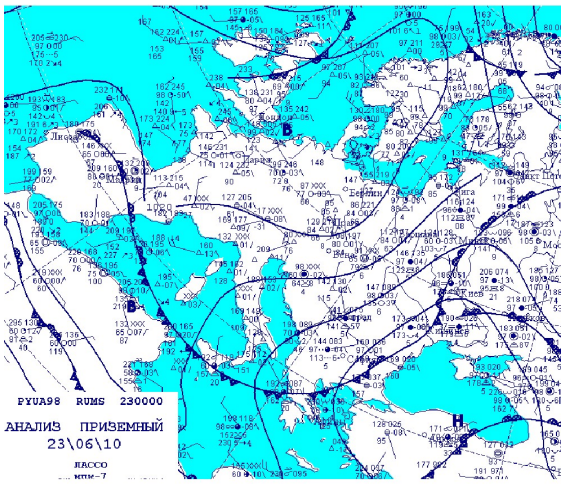
В другій половині місяця переважала циклонічна циркуляція повітряних мас; нестійка погода з грозовими дощами, місцями сильними зливами охопила більшість областей країни;

21-23 та 25-29 червня стаціонування циклонічностей над Чорним морем періодично зумовлювало місцями дуже сильні дощі (рис. Б.2.2).

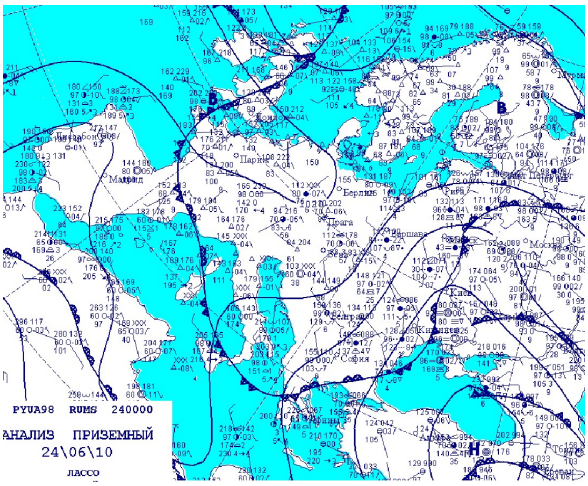
23 червня: Гайворон – 44 мм; 24 червня в кінці дня в Миколаїві випало 66 мм, 25 червня в Первомайську – 53 мм за 2 голини; 28.06.2010 р.: Баштанка – 43 мм, Вознесенськ -29 мм; 29.06.2010 р.: Вінниця - 38 мм, Хмельник – 29 мм.

а) *б)*





в) *г)*



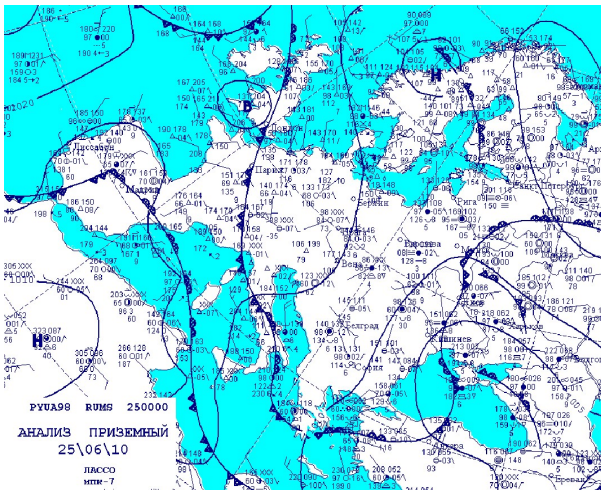


Рисунок Б.2.2 - Карта приземного аналізу за 00(03) год 22 червня (*а*), 23 червня (*б*), 24 червня (*в*), 25 червня (*г*)

Стихійні гідрометеорологічні явища були зумовлені улоговиною південного висотного циклону, який утворився в 00(03) год 21 червня над Середземним морем поблизу Рима внаслідок надходження північними потоками холодного повітря. Циклон прослідковувався до висоти 9 км, на АТ 500 геопотенціал в центрі становив 554 дам. Циклон, поступово заповнюючись, спочатку повільно переміщувався у східному напрямку через Дунайську низовину на Чорне море, де з 24 червня залишався малорухомим.

На АТ 500 над Північною Атлантикою та північними регіонами Європи розташовувалася циклонічна депресія з декількома самостійними центрами. Вздовж південної периферії цієї циклонічності з заходу на схід переміщувалися улоговини. На Іспанію, Францію і Німеччину поширювалися гребені Азорського антициклону. Над Середньою та Нижньою Волгою розташовувався малорухомий антициклон (максимальне значення геопотенціалу в центрі 583 дам), який сприяв стаціонуванню циклону над Чорним морем.

22 червня центр циклону розташовувався над Дунайською низовиною (геопотенціал в центрі 559 дам) і до 23 червня він перемістився на південний захід Чорного моря. В цей час над територією Польщі відбувався антициклогенез між західним та східним гребенями. 24 червня висотний циклон перемістився на Чорне море. До 12(15) год 25 червня над крайнім заходом України, Чехією та Румунією утворився самостійний циклонічний центр з мінімальним тиском 564 дам.

Висотному циклону біля поверхні землі відповідав приземний циклон, їх центри 21-22 червня були суміщені, 23-27 червня приземний центр поступово перемістився на північну периферію малорухомого висотного циклону. Приземний циклон переміщувався з Дунайської низовини через захід Чорного моря, Крим, північ Румунії, заповнюючись (мінімальний тиск в його центрі поступово зростав від 1000,6 гПа до 1010 гПа). З приземним циклоном був пов’язаний полярний фронт, який 22 червня о 12(15) год був орієнтований майже меридіонально вздовж 23-го меридіану (рис. Б.2.3). В зоні полярного фронту прослідковувалося декілька хвильових утворень. Найактивніша хвиля утворилася 22 червня на півночі Румунії, яка й зумовила перший період випадіння дуже сильних дощів. До 00 (03) год 25 червня фронт повільно переміщувався у східному напрямку, потім він почав рухатися у зворотному напрямку (на захід) і до 27 червня повернувся на початкове положення.

За даними ШСЗ «METEOSAT- 8» впродовж всього періоду в полі хмарності були класично виражені висотний циклон, фронтальні розділи та хвильові утворення (рис. Б.2.4). Найактивніші масиви купчастої та купчасто-дощової

хмарності в зоні фронтального розділу спостерігалися в періоди випадіння дуже сильних дощів.

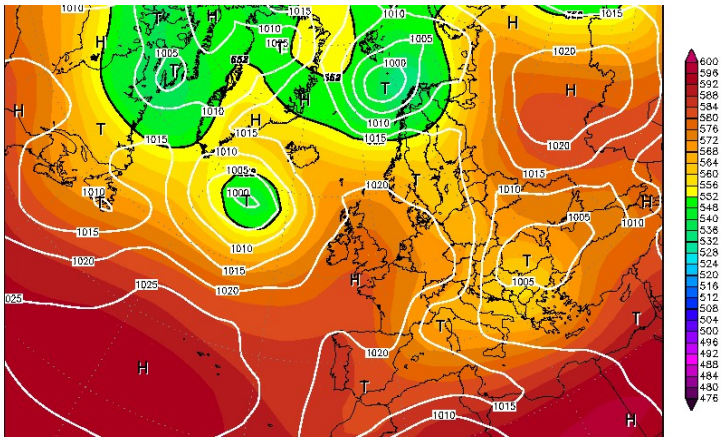


Рисунок Б.2.3 – Карта приземна та АТ-500 за 00 (03) год 22 червня

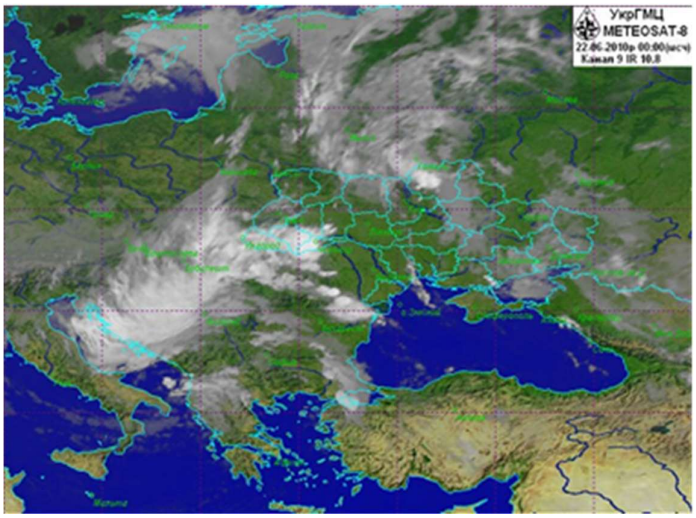


Рисунок Б.2.4 - Комбіноване RGB зображення ШСЗ Meteosat-8 за 00 (03) год 22 червня

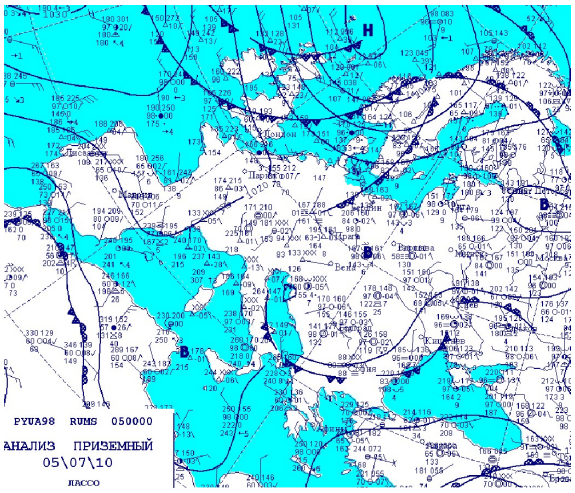
Липень видався спекотним і складним за погодними умовами.

Опади розподілилися дуже нерівномірно. В більшості районів Херсонської, Дніпропетровської, Кіровоградської, степовій частині їх випало 1,3-2,6 норми, на Херсонщині подекуди 3-3,6 норми.

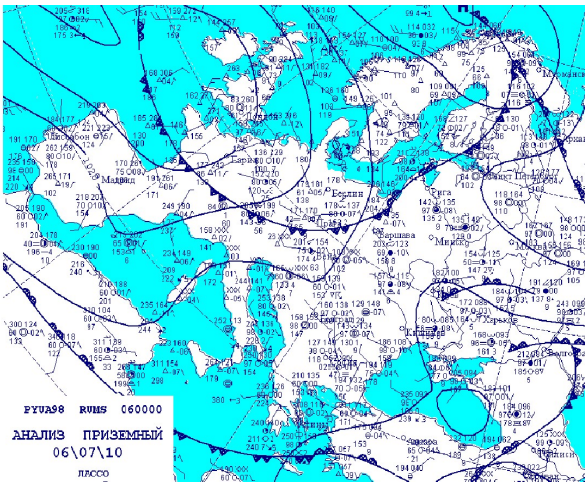
1-14 липня переважало поле низького тиску, яке формували спочатку висотні улоговини, потім – циклон з Чорного моря. Спостерігалася нестійка погода з дощами різної інтенсивності.

За даними метеостанцій дощі розподілилися таким чином: на станції Долинська (Кіровоградська область) за вісім годи випало 122 мм дощу, Білгород-Дністровську 78 мм за п’ять годин. Сильні дощі спостерігалися і в Знам’янці – 51 мм (за 10 годин), Баштанці – 54 мм за дев’ять годин, Бехрерах – 55 мм за дев’ять годин.

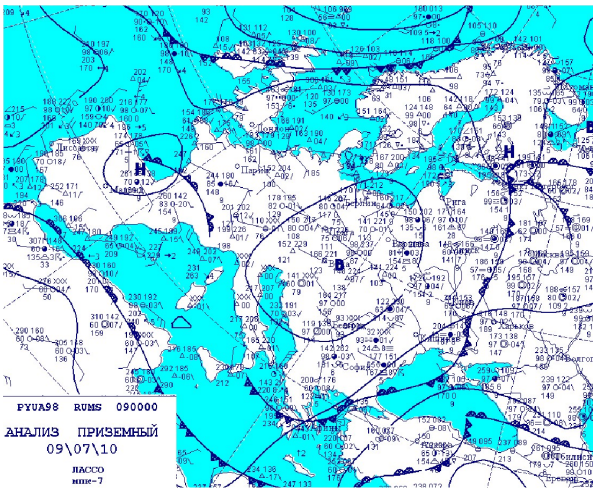
6 липня акваторія Азово-Чорноморського басейну перебувала під впливом близькосхідної депресії з мінімальним тиском 996 гПа (рис. Б.2.5). В денні години загострювались фронти, які пролягали в полі депресії. На акваторії морів спостерігалась активна грозова діяльність, яка супроводжувалась дуже сильними дощами. В порту Білгород-Дністровський в період від 11 год 15 хв до 16 год 40 хв спостерігався дуже сильний дощ, кількість опадів 78 мм за 5 год 25 хв.



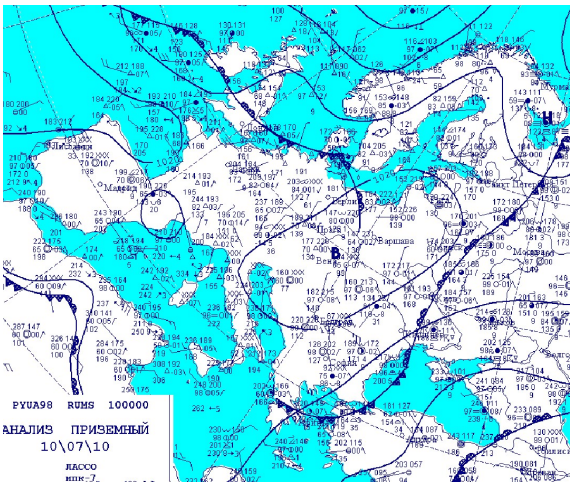
5.07.2010



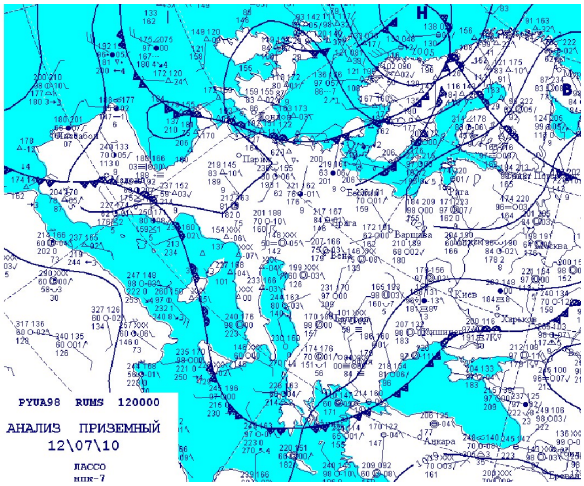
6.07.2010



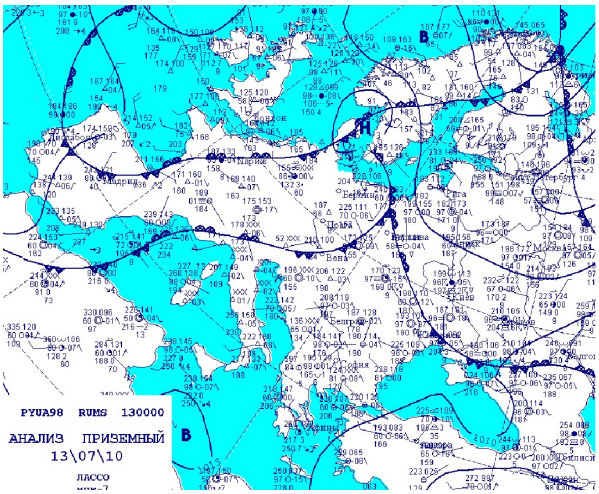
09.07.2010



10.07.2010



12.07.2010



13.07.2010

Рисунок Б.2.5 – Карти приземного аналізу з 06 по 13 липня 2010 року

14 липня акваторія Чорного та Азовського морів перебувала під впливом близькосхідної депресії з мінімальним тиском 995 гПа, на Азово-Чорноморський басейн змістився арктичний фронт з північного заходу. Розташування фронтів в зоні депресії супроводжувалось грозовою діяльністю зі зливовими дощами. В порту Південний в період від 10 год 00 хв до 11 год 00 хв випало 34,9 мм опадів за 1 год.

У другій декаді липня у південно-західних областях, внаслідок надмірних дощів, часто у вигляді сильних злив, спостерігалося перезволоження ґрунту, яке

спричинило полягання посівів, сприяло розвитку грибкових хвороб і шкідників та погіршенню якості зерна.

Серпень виявився найспекотнішим за весь період метеорологічних спостережень.

Майже вся територія України опинилася в посушливій зоні.

Вересень був вологим, в окремих районах центральних, східних областей - надмірно вологим та помірно-теплим, на сході, південному сході і в Криму ще спекотним.

Опадів випало в основному понад норму: 1,1 - 2,5.

Протягом місяця відбувалося чергування улоговин з атмосферними фронтами (з півдня та північного заходу) і виступів високого тиску (з півночі та заходу); на початку та в кінці місяця погоду визначали циклони, що переміщувалися через територію України з заходу і південного заходу в північно-східному напрямку. 30 вересня (рис. Б.2.6), внаслідок виходу південного циклону, у південно-східній половині країни пройшли дощі, подекуди з грозами, в Запорізькій та Херсонській областях місцями тривалі дощі.

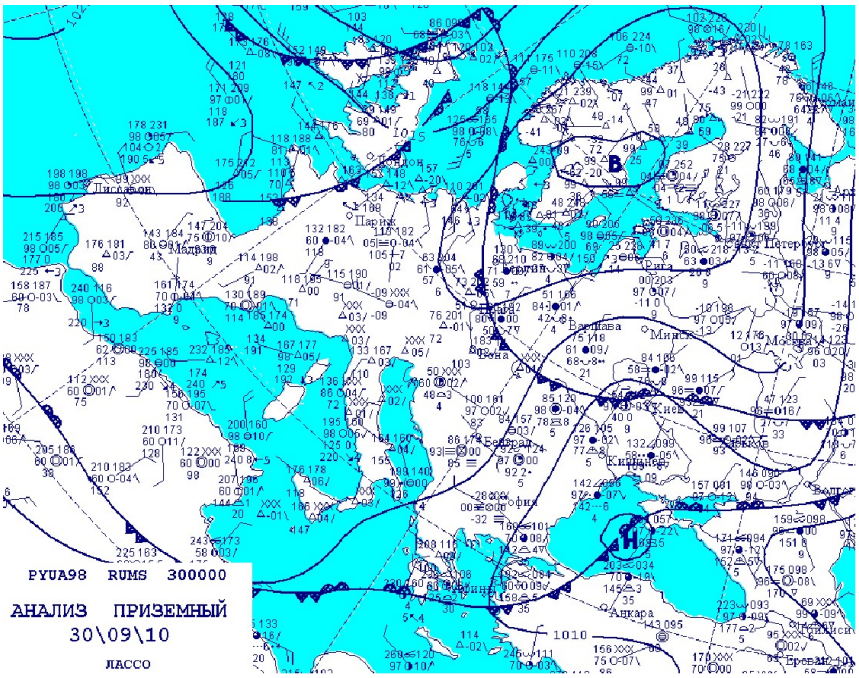


Рисунок Б.2.6 - Карта приземного аналізу за 06(09) год 30 вересня

30 вересня вночі та в першій половині дня в Криму і Херсонській області, вранці та вдень у Запорізькій області спостерігалися дуже сильні дощі. За даними метеостанцій кількість опадів становила: М Нова Каховка (Херсонської) 50 мм/12 год, Запоріжжя (відділ гідрології Запорізького ЦГМ) та М Ботієве (Запорізької) 51 мм/12 год і 50 мм/10 год відповідно.

Стихійні явища зумовив південний циклон, який біля земної поверхні виник вночі 30 вересня на півночі Туреччини з мінімальним тиском 1003,4 гПа в улоговині основного циклону з центром над північною територією Європейської Росії. Протягом доби, поглиблюючись, циклон переміщувався через Чорне море на Крим і далі на північний схід України зі швидкістю 40-50 км/год. Максимального розвитку він досяг у другій половині дня, перебуваючи над Азовським морем і Донбасом, мінімальний тиск в центрі становив 993 гПа.

Синоптична ситуація була така (рис. Б.2.7-Б.2.8). На картах баричної топографії в 00(03) год на АТ 500 та АТ 700 вісь улоговини проходила від циклону з центром над північними районами Європейської території Росії через Білорусь, північний захід України на північ Італії, над Скандинавією спостерігався ізольований антициклон. О 12(15) год на висотах відбулася ізоляція циклону, який прослідковувався до висоти 9 км; його центр з висотою був зміщений у північно-західному напрямку (вертикальна вісь стала нахиленою в бік холоду) і розташовувався на АТ 850 над південним сходом України, на АТ 500 - над Житомирщиною, на АТ 300 - над Волинню. На карті АТ 850 градієнти складали 8-10°/500 км, на карті ВТ 500/1000 24 дам /1000 км. Циклон існував майже добу, утворився на полярному фронті, переміщувався з найбільшою швидкістю 50 км/год, мінімальний тиск в центрі становив 994 гПа, найнижче значення геопотенціалу спостерігалося вдень 30 вересня: на АТ 850 - 137 дам, на АТ 500 - 553 дам. За даними ШСЗ «METEOSAT-8» впродовж останньої доби вересня прослідковувалася активізація циклонічної циркуляції в масиві купчасто-дощової хмарності над Чорним морем та південним регіоном України, яка відповідала висотному циклону.

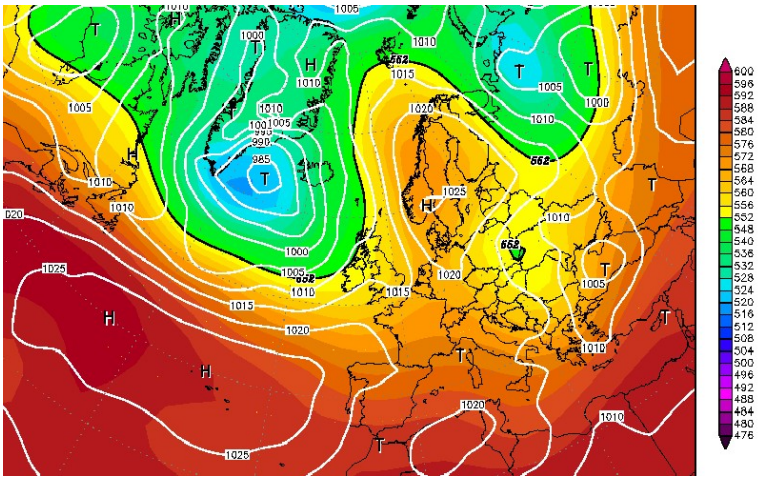


Рисунок Б.2.7 – Карта приземна та АТ-500 за 00 (03) год 30 вересня 2010 року

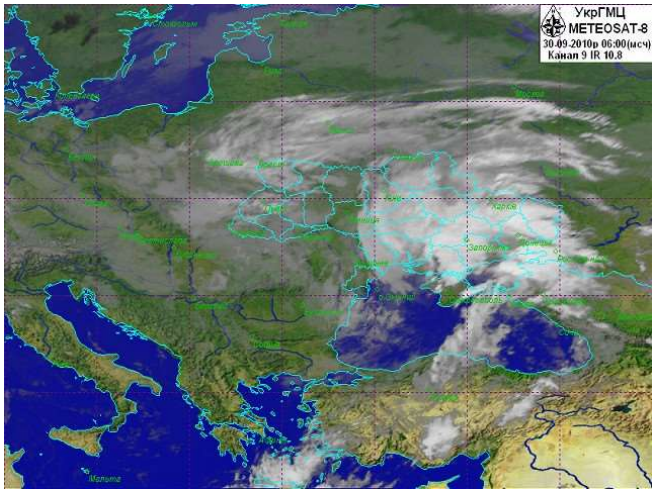


Рисунок Б.2.8 - Комбіноване RGB зображення ШСЗ Meteosat-8 за 06 (09) год 30 вересня 2010 року

2.2 Огляд погоди за 2011 рік

За даними ЦГО ім. Бориса Срезневського у *квітні* 2011 року_середня місячна температура була у західних та більшості північних областей на 1-2° вищою за норму.

Опадів випало у південній та східній частині в основному близько до норми.

На початку місяця погоду визначала взаємодія гребеня зі сходу та улоговини над Чорним морем, що зумовило 3 квітня сильний вітер: на Херсонщині місцями 25 - 26 м/с, в Одесі - 33 м/с.

7-16 квітня циклони з північного заходу спричиняли складні погодні умови: похолодало пройшли дощі,

У *травні* середня місячна температура видалася у західній та південній частині близькою до норми, на решті території - на 1-2° вищою за норму.

Опади розподілилися вкрай нерівномірно: випало менше за норму, місцями близько до норми, на півдні та сході країни до 2 норм.

Погоду першої та другої декад визначала циклонічна циркуляція повітряних мас, третьої - гребені азорського антициклону.

3-8 травня несприятливі погодні умови зумовлював південний циклон, який перемістився із заходу Чорного моря на межиріччя Волги та Дону. Пройшли дощі з грозами.

1-4 і 21-31 травня на більшій частині території країни спостерігалася надзвичайна пожежна небезпека.

У *червні* середня місячна температура перевищила норму на 1-3°. Опадів випало 1-2 норми, у Черкаській, Кіровоградській, Одеській (2 червня у Болграді 32 мм за 30 хв) областях до 3 норм, на Херсонщині місцями менше за норму.

У першій декаді баричні гребені з півночі та північного заходу визначали спекотну і суху погоду. 11-25 червня атмосферні фронти із заходу та північного заходу зумовлювали нестійку погоду: короткочасні грозові дощі, місцями сильні, в окремих районах Запорізької, Кіровоградської (Знам’янка 37 мм за 1 годину), Вінницької, областей дуже сильні дощі та зливи. У Хмільнику (Вінницька область) за 6 годин випало 54 мм,

26-30 червня погодні умови ускладнював активний циклон, що утворився над півднем країни і стаціонував, поступово заповнюючись, до кінця місяця. Пройшли дощі, місцями сильні та дуже сильні: 27 червня в Новомиргороді (Кіровоградська область) випало 54 мм за 5 годин.

У *липні* середня місячна температура перевищила норму на 1-4°.

Опади розподілилися дуже нерівномірно: у центральних, областях близько до норми; у південній частині та Донецькій області менше за норму (в окремих районах Херсонської, Запорізької області опадів практично не було).

Погоду липня в основному визначала циклонічна циркуляція повітряних мас, лише в середині місяця - гребені азорського походження. Найбільше ускладнювалися погодні умови у перший тиждень місяця: проходили дощі з грозами, місцями, крім півдня, сильні та дуже сильні дощі і зливи.

У *серпні* середня місячна температура була близькою до норми.

На більшій частині території місяць видався посушливим: опадів випало менше за норму, в окремих районах Миколаївської, Херсонської області дощів не було взагалі. В окремих пунктах центральних та Одеської областей 1-1,5 норми.

Погоду серпня визначало чергування областей підвищеного тиску та улоговин, в середині місяця - малорухомий атмосферний фронт (рис. Б.2.9). Більш нестійкою була погода у першій половині місяця: 1-5, 8-9 та 13-16 серпня в Україні, пройшли дощі з грозами - від невеликих до сильних (Новомиргород Кіровоградської області 56 мм за 3 години).

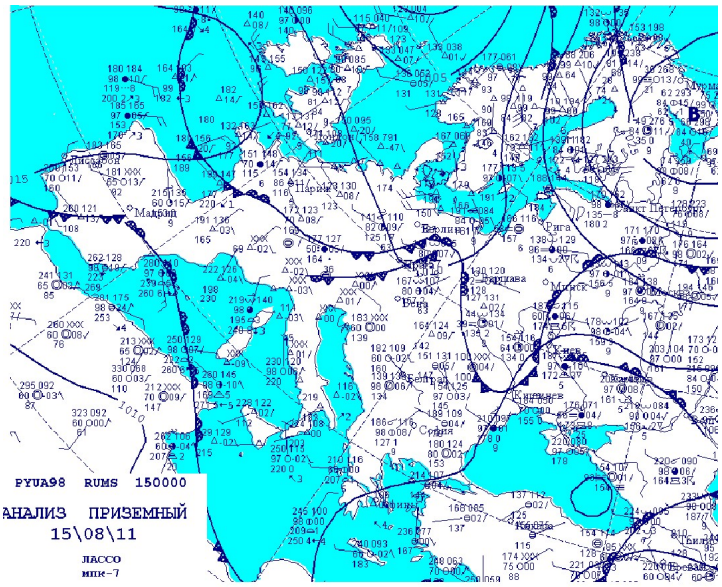


Рисунок Б.2.9 – Карта приземного аналізу за 15 серпня 2011 року

Осінь була сухою.

Вересень, завдяки переважаючому впливу баричних гребенів із заходу та північного заходу, видався теплим і сухим (опадів випало менше за норму, лише у Приазов'ї подекуди близько до норми).

Найвологіший період місяця видався 6-9 вересня, коли погоду зумовлювали атмосферні фронти з заходу і північного заходу: проходили невеликі та помірні грозові дощі.

У *жовтні* середня місячна температура була близькою до норми.

Опади розподілилися нерівномірно: в Вінницькій, Одеській, Запорізькій, випало 1,5-3 норми, на півдні Запорізької області подекуди 3,3-4,5 норми.

В період з 7 по 19 жовтня південні циклони, які переміщувалися із заходу Чорного моря на північний схід та схід країни, спричинювали помірні та сильні дощі з грозами, В решту часу погоду визначали баричні гребені із заходу та північного заходу, що чергувалися з малоактивними атмосферними фронтами.

2.3 Огляд погоди за 2012 рік

За даними ЦГО ім. Бориса Срезневського 2012 рік був теплішим за норму на 1,2-2°. Опадів випало 1-1,5 норми, на півдні Одещини та півночі Київщини до 1,7 норми.

У *квітні* середня місячна температура була на 2-5° вищою за норму. Опадів випало у Вінницькій області 1-2 місячні норми; на решті території в основному 28-79 % (в Херсоні 18 %) від місячної норми.

Впродовж місяця переважав південно-західний та південний перенос повітряних мас.

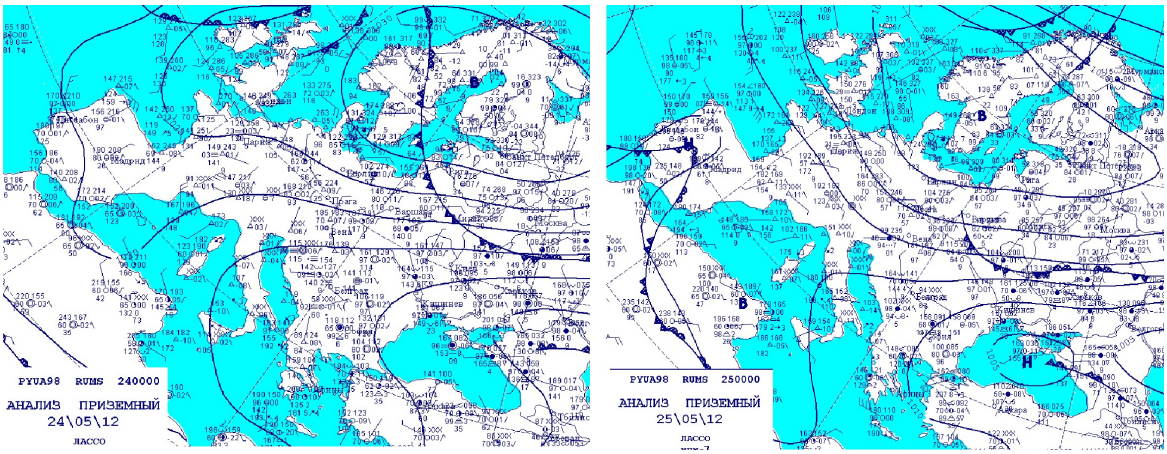
У *травні* середня місячна температура була вищою за норму на 2-5°.

Опадів випало в основному 35-75% від норми, на півдні, крім Миколаївщини 1-2 норми, в Бехтерах (Херсонської) 4,4 норми.

1-12 травня широтний перенос повітряних мас визначав дуже теплу і суху погоду. У другій половині місяця нестійку погоду визначали улоговини з півдня, наприкінці місяця - з півночі.

Сильні зливи пройшли 19 травня в м.Рені (Одеська обл.) – 72 мм за 1 год.

24-25 травня (рис. Б.2.10): дуже сильний дощ спостерігався в порту Одеса – 58 мм за 6 годин, в Нижніх Сірогозах (Херсонська обл.) – 107 мм за 12 год, Бехтерах (Херсонська обл.) – 88 мм за 6 год, Новій Каховці (Херсонська обл.) – 91 мм за 12 год.



24.05.2012 25.05.2012

Рисунок Б.2.10 – Карта приземного аналізу за 24-25 травня 2012 року

У *червні* середня місячна температура виявилася вищою за норму на 1-3°.

Опадів випало у південних областях переважно 21-79% (на Кіровоградщині та півдні країни місцями 6-19%).

Погоду першого тижня місяця зумовлював циклон з південного заходу: пройшли грозові дощі, 6 червня в Усть-Дунайську (Одеської) - сильні зливи – 88 мм за одну годину 15 хв. У другій половині місяця переважав широтний перенос повітряних мас.

У *липні* середня місячна температура виявилася вищою за норму на 3-5°.

Опадів випало в основному 35-75% від норми.

Впродовж місяця переважали баричні гребені азорського походження з заходу й південного заходу, що формували суху жарку і суху погоду.

Серпень видався теплим і надміру вологим. Середня місячна температура була вищою за норму на 1-3°. Опадів випало 1-2,5 місячної норми.

Переважав циклонічний характер циркуляції, що зумовлював суттєві коливання температури та режиму опадів. 1-7 серпня у субтропічному повітрі, що поширилося з південного заходу 27-29 серпня в Одеській, Запорізькій областях проходили тривалі та дуже сильні дощі та зливи.

27-29 серпня складні погодні умови у південній та східній частинах України (Одеська, Запорізька, Донецька і Луганська області) зумовили атмосферні фронти та активний циклон, який утворився вночі 28 серпня над Кримом і, поступово поглиблюючись, переміщувався на східні області.

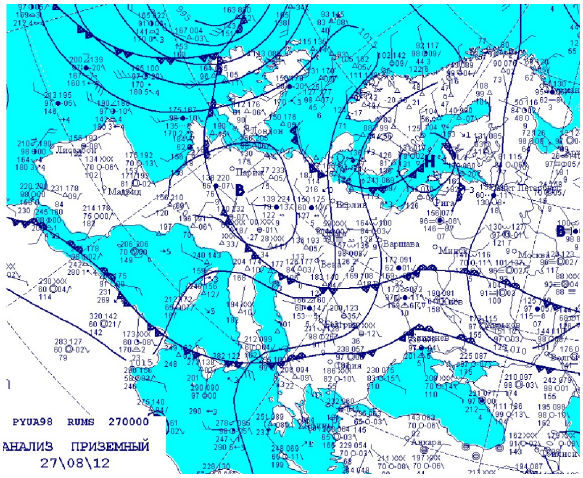
Спостерігалися такі СГЯ: сильні зливи, дуже сильні дощі та тривалі дощі (Одеська область - 69-88 мм за 2-8 год), Запорізька (32 мм за 1 год, 39-69 мм за 1,2-12 год, 104-158 мм за 3 доби.

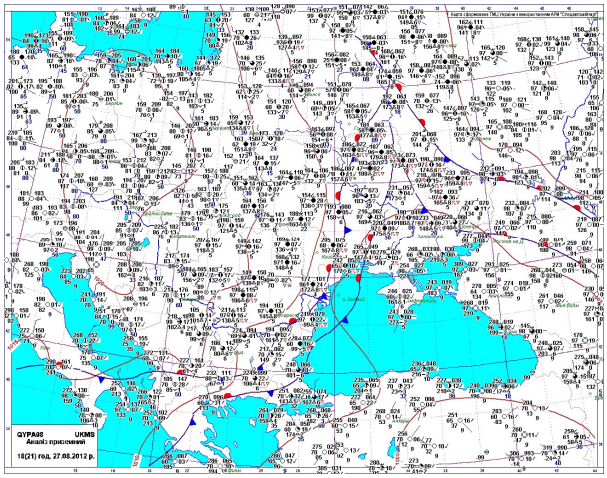
Синоптична ситуація розвивалась таким чином (рис. Б.2.11).

Біля поверхні Землі над територією Чехії розташовувався антициклон (тиск в центрі 1022,0 гПа). Україна знаходилась в улоговині, яка відповідала висотним баричним утворенням. На території України пролягали дві системи фронтів, які дуже близько знаходились один від одного. 27 серпня о 18(21) год на фронтах спостерігалось активне хвилеутворення та відбулось загострення однієї з хвиль над Одеською областю, що й призвело до стихійних явищ. 28 серпня о 03(06) год поблизу Криму утворився циклон (тиск в центрі 999 гПа), який поступово поглиблювався і переміщувався на Запорізьку, Донецьку та Харківську області. 29 серпня циклон з активними атмосферними фронтами з Криму поступово перемістився на північний схід країни, спричиняючи складні погодні умови, а 30 серпня вийшов за межі України.

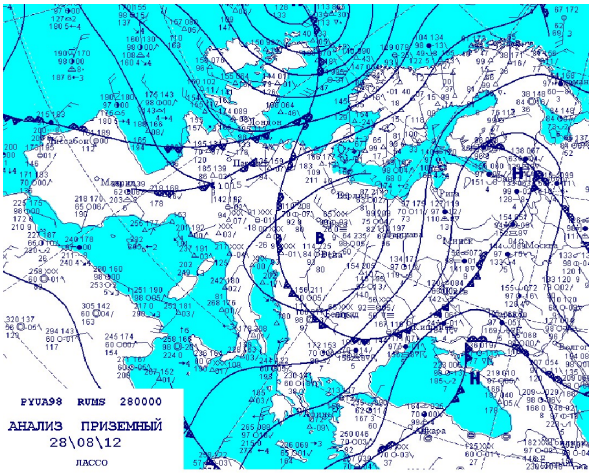
У *вересні* середня місячна температура була вищою за норму на 1-3°. На більшій частині території опадів випало недостатньо: 22-79% від місячної норми, в більшості районів Херсонської, місцями Одеській, Запорізькій та Вінницькій

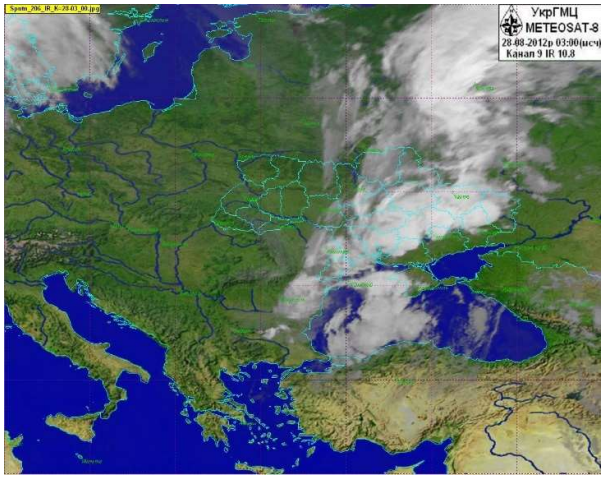
областях 2-21% від норми, на метеостанціях Бехтери та Хорли (Херсонської). Лише у Кіровоградській, місцями у західних, Дніпропетровській, Запорізькій на півночі Одещини та північному заході Миколаївщини випало 80-123% від норми,





27.08.2012 18(21)





28.08.2012 03:00 МСЧ

Рисунок Б.2.11 – Карти приземного аналізу за 27-28 серпня 2012 року

Переважав широтний перенос повітряних мас, лише у другій та п’ятій п’ятиденках погоду зумовлювали атмосферні фронти та баричні улоговини з північного заходу.

У *жовтні* середня місячна температура перевищила норму на 1-3°. Опадів випало в Одеській, Миколаївській, Полтавській, Дніпропетровській,

Кіровоградській областях місцями 3-5 норм. Переважав західний та південно-західний перенос повітряних мас. 8-13 та 30-31 жовтня відбувалися вторгнення арктичного повітря з північного заходу.

2.4 Огляд погоди за 2014 рік

За даними ЦГО ім. Бориса Срезневського 2014 рік був теплішим за норму на 1,1-2,8°, лише червень та осінні місяці були близькими до норми.

Опадів випало в основному близько до норми, у Дніпропетровську 1,3 норми, на півдні Одещини до 1,6 норми. Вологими (1,5-4 норми) були травень, а також квітень та червень в більшості областей, крім північних та західних, в решті місяців опадів випало недостатньо (переважно 10-70 % від норми).

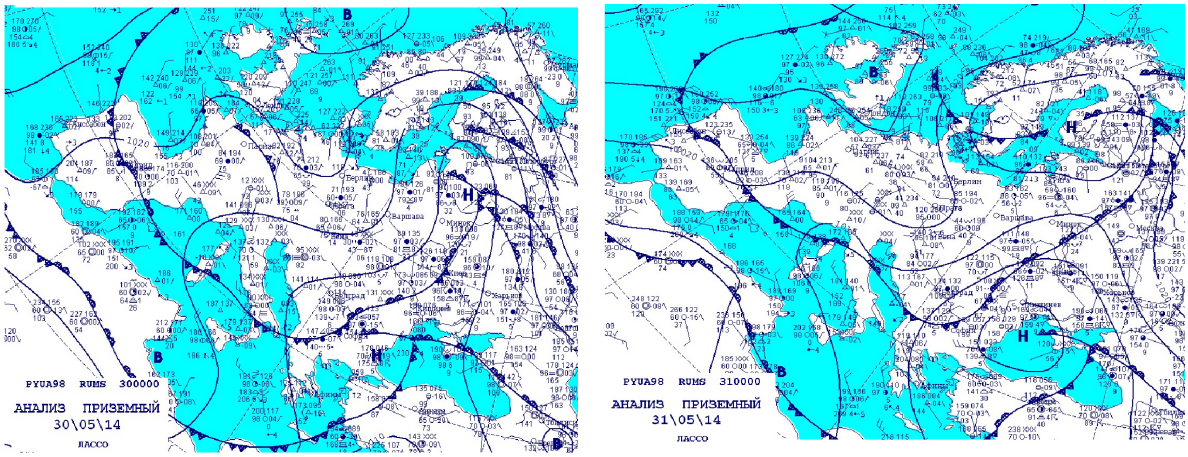
У *квітні* опадів випало у більшості районів південних областей 19-79% від місячної норми. У першій декаді погоду визначали атмосферні фронти з північного заходу, що чергувалися з баричними гребенями. Впродовж 10-22 квітня погоду ускладнювали улоговини високих циклонів над Балканами: проходили невеликі та помірні дощі

Травень видався вологим і теплим. Опадів випало в основному 1,3-2,7 норми, у Вінницькій, Одеській області місцями 3-3,5 норми, у північних та західних районах Херсонщини переважно норма, в південних та центральних районах Херсонщини 33-78% від норми, в окремих пунктах Вінницької, Одеської області цей травень виявився найвологішим за весь період метеорологічних спостережень.

30 травня: Вілкове (Одеська область) – 67 мм за 12 год; 31 травня Усть-Дунайськ (Одеська область) – 52 мм за 6 год; Вілкове (Одеська область) – 100 мм за 34 год, Усть-Дунайськ (Одеська область) – 108 мм за 34 год.

Переважала циклонічна циркуляція повітряних мас. 4-5 травня через територію України на Верхню Волгу переміщувався циклон з Балкан, 15-20 травня найскладніші погодні умови спричинив циклон, що рухався з Балкан у

північно-західному напрямі, 28-31 травня ще один циклон вийшов з Болгарії на захід Чорного моря (рис. Б.2.12). В Одеській області місцями спостерігалися дуже сильні дощі та сильні зливи (в гирлі Дунаю і тривалий дощ).



30.05.2014 31.05.2014

Рисунок Б.2.12 – Карти приземного аналізу за 30-31 травня 2014 року

У *червні* середня місячна температура відповідала нормі. У Вінницькій та більшості районів Одеської області опадів випало 20-79 % від місячної норми, на решті території в основному випало 1-4 норми.

У першій декаді жарку нестійку погоду зумовлювала улоговина високого циклону над Туреччиною. У другій декаді атмосферні фронти з північного заходу, що чергувалися з баричними гребенями зумовлювали грозові дощі, локально сильні дощі, зниження температури до норми. Найбільш несприятливі погодні умови складалися у третій декаді, коли через територію України переміщувалися циклони з півдня та південного заходу: проходили грозові дощі, місцями сильні.

У *липні* середня місячна температура була на 1-3° вищою за норму. Опади розподілилися нерівномірно. В Вінницькій, Одеській областях їх випала норма, місцями 1,3-2,3 норми, в Дніпропетровській, Запорізькій, Херсонській області місцями 1-25% від норми.

Погода була нестійкою внаслідок чергування баричних улоговин і гребенів, лише 26-31 липня під впливом антициклону, що переміщувався з території Латвії на Середню Волгу, в Україні було переважно без опадів.

У *серпні* середня місячна температура була вищою за норму на 1-3º. Опадів випало в Дніпропетровській, Херсонській областях 1-2,5 місячної норми, на решті південних областей локально 9-19% від норми.

Суха спекотна погода утримувалася лише на початку місяця. Надалі до кінця серпня переважала нестійка погода, яку зумовлювали теплі сектори і атмосферні фронти із заходу та північного заходу, а впродовж 24-28 серпня циклон з Румунії: проходили дощі з грозами, окремі сильні дощі та зливи, місцями випадав град.

У *вересні* середня місячна температура була близькою до норми. На більшій частині території країни опадів в основному випало 9-79% від норми, місцями норма.

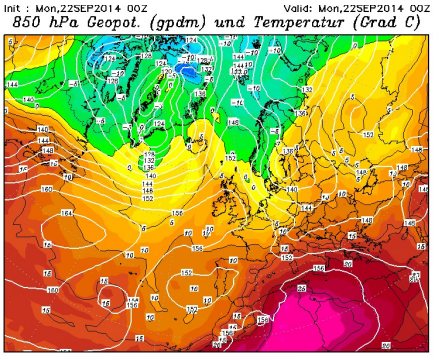
Переважав антициклональний характер погоди. Лише 20-25 вересня**,** внаслідок переміщення південного циклону із заходу Чорного моря через Крим та Приазов'я, відбулося суттєве ускладнення погодних умов: проходили помірні та сильні дощі з грозами.

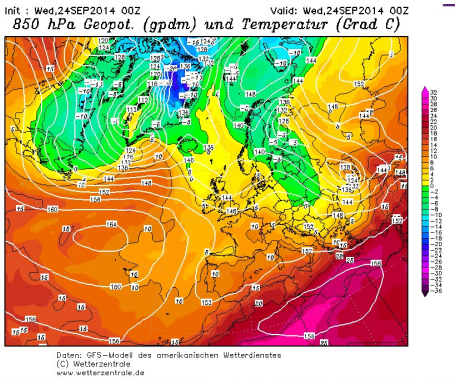
22-24 вересня у Херсонській, Запорізькій, Дніпропетровській, в Одеській, Миколаївській областях пройшли дуже сильні дощі (кількість опадів становила 30-95 мм за 3-12 годин – Очаків, Нижні Сірогози, Стрілкове), сильні зливи (30-32 мм за 50 хвилин - 1 годину- Одеса, Роздільна, порт Южний) і тривалі дощі (108-177 мм за 13-32 години- Бехтери, порт Южний, Вилкове, Усть-Дунайськ).

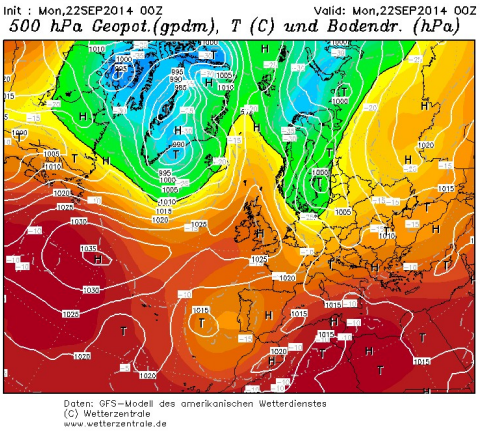
СГЯ зумовив активний циклон, який утворився на хвилі холодного полярного фронту над Егейським морем та заходом Чорного моря.

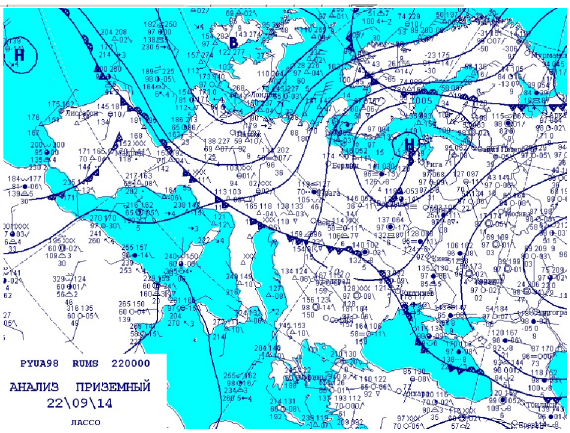
Синоптичні процеси розвивалися таким чином (рис. Б.2.13).

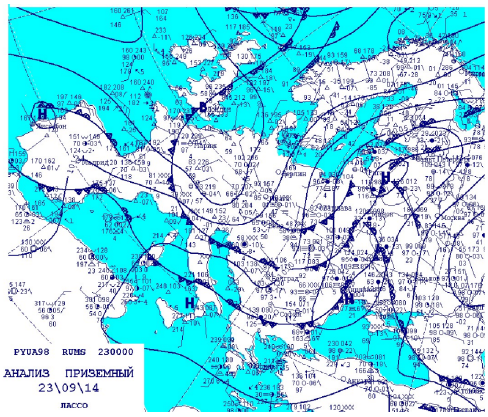
В приземному полі на 00(03) год 23 вересня над Балтикою знаходився циклон з центром поблизу Риги **(**986 гПа), його улоговина проходила через Білорусь, Україну і далі на Балкани та Італію. З цим циклоном були пов'язані дві системи атмосферних фронтів – полярний і арктичний.

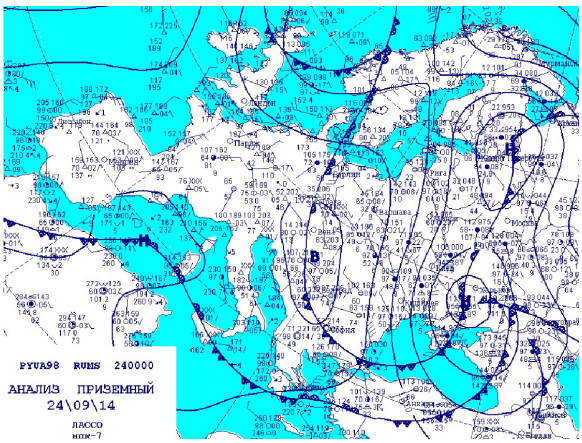












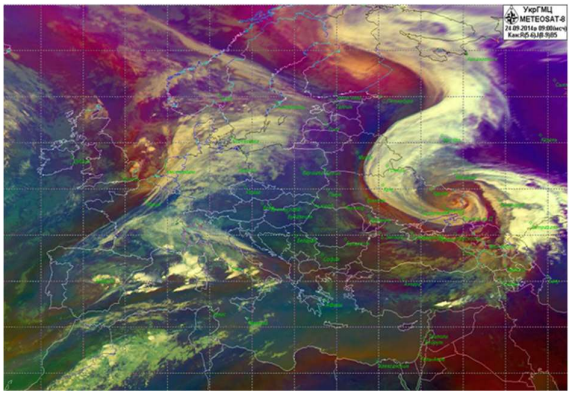


Рисунок Б.2.13 – Карти синоптичної ситуації за 22-24.09.2014 року

Полярний фронт оклюзії проходив через схід Білорусі (точка оклюзії над Чернігівською областю), далі холодний фронт з хвилями пролягав на Одесу, Софію, Рим. Саме на хвилі, що знаходилася над Балканами, впродовж 23 вересня утворився циклон. Перша замкнена ізобара 1000 гПа з'явилася о 09(12) год над півднем Румунії. О 15(18) год центр циклону знаходився над заходом Криму (в центрі – 996 гПа). Далі, поглиблюючись, він повільно рухався у північно-східному напрямку через Запорізьку, Донецьку і Луганську області.

Мінімальне значення тиску в центрі циклону відмічалося за 03(06) год 24 вересня над Донеччиною (975 гПа). Повільне переміщення циклону було зумовлене тим, що він дуже швидко (через 6-9 годин) став високим баричним утворенням і простежувався до висоти 5 км.

У *жовтні* середня місячна температура була в основному близькою до норми.

Опадів випало в основному 10-70% від норми, в Одеській, Миколаївській, Херсонській області 1,2-2,3 норми, на Вінниччині норма.

В перші два тижні суху погоду визначали баричні гребені: 1-9 жовтня - північних антициклонів, 10-14 жовтня – з південного заходу. 15-22 жовтня над Україною чергувалися баричні гребені й улоговини з заходу й північного заходу.

23-27 жовтня спостерігалися складні погодні умови: взаємодія улоговини з південного заходу й північного антициклону.

28-31 жовтня під впливом баричних гребенів, орієнтованих зі сходу, істотних опадів не було.

2.5 Огляд погоди за 2015 рік

За даними ЦГО ім. Бориса Срезневського 2015 рік був теплішим за норму на 1,6-3,3°. Цей рік видався найтеплішим і одним із найпосушливіших за весь період спостережень.

У *квітні* середня місячна температура виявилася близькою до норми. Опади розподілилися по території нерівномірно. Їх випало у південних, східних та Дніпропетровській областях 1-3 норми.

У першій декаді погоду ускладнювали циклони. 3-5 квітня циклон, який перемістився із заходу через територію України на центральні райони ЄТ Росії, спричинив дощі з мокрим снігом.

У другій декаді погоду зумовлювали атмосферні фронти із заходу та північного заходу, які чергувалися з баричними гребенями.

19-23 квітня погоду формувала глибока висотна улоговина, в якій за холодними фронтами з північного заходу та півночі відбувалося вторгнення арктичного повітря. Проходили дощі (на заході та півдні країни з грозами), у Миколаївській, Запорізькій області з мокрим снігом.

У *травні* середня місячна температура в основному відповідала нормі.

На більшій частині території країни опадів випало 1-2,5 місячної норми, в Одеській, більшості районів Вінницької, Запорізької, Миколаївської, областей, на заході Кіровоградської області випало 21-74%, в Роздільній (Одеської) 17% від місячної норми опадів.

На початку місяця погоду зумовлювали атмосферні фронти з північного заходу, за якими поширювалося арктичне повітря, Надалі нестійку теплу погоду зумовлювали атмосферні фронти та теплі сектори із заходу: проходили дощі з грозами, 7-9 травня у західних і Вінницькій областях.

В останній п’ятиденці травня погоду ускладнювали циклони, що переміщувалися: з Нижньодунайської низовини на північний схід України (26-28 травня) та з Азовського моря через Лівобережжя в район Ладозького озера (29-30 травня). Проходили дощі з грозами, 28-30 травня у більшості південних і східних областей місцями сильні та дуже сильні дощі (рис. Б.2.14).

У *червні* середня місячна температура була на 1-3° вищою за норму. У західних, Вінницькій, більшості районів Одеської областей опадів випало в основному 21-79 %, місцями 4-20 % від норми.

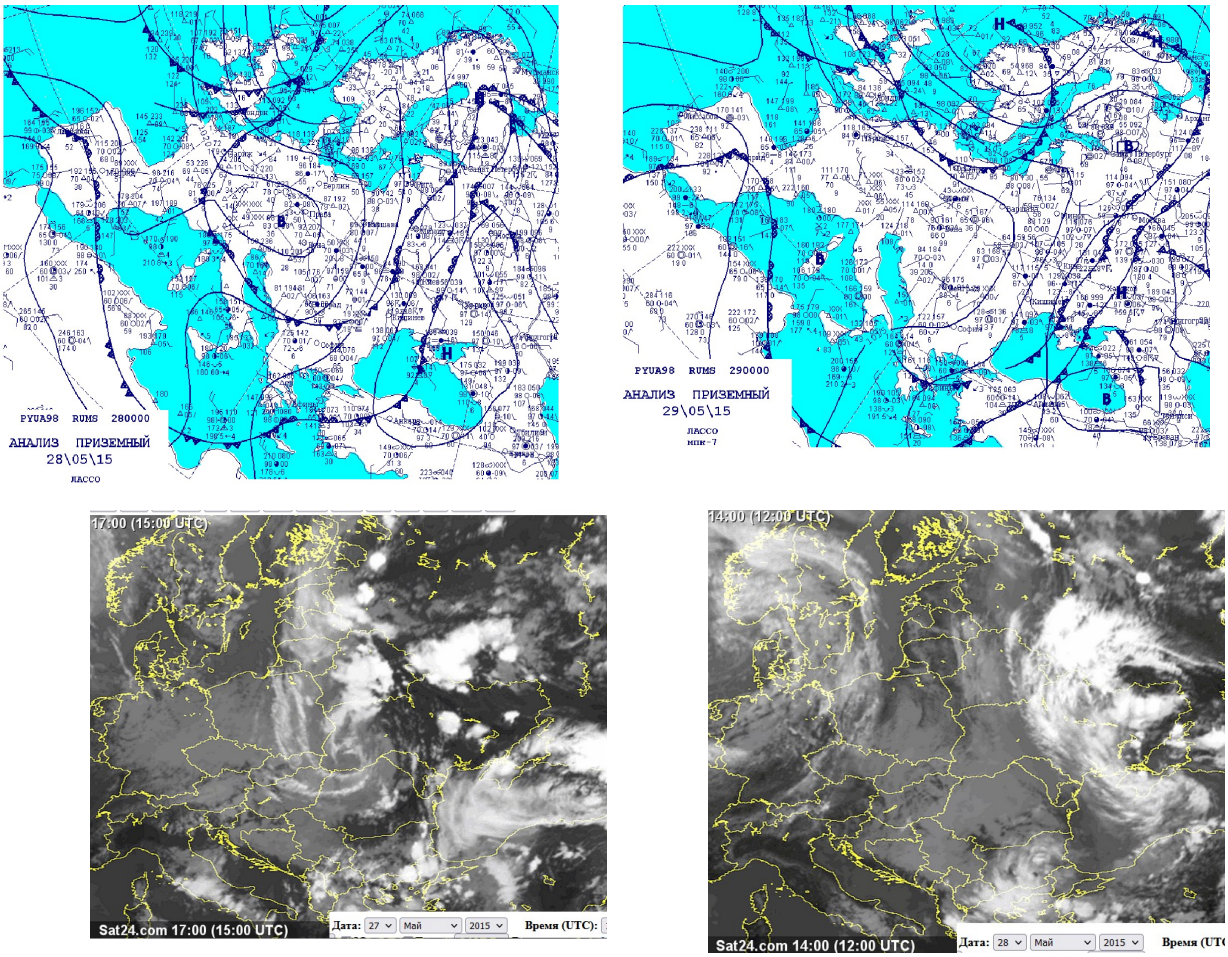


Рисунок Б.2.14 – Карти приземного аналізу за 28-29.05.2015 рік

У першій і другій декадах місяця переважав широтний перенос повітряних мас. Атмосферні фронти зумовлювали дощі з грозами у Вінницькій області місцями сильні дощі. 21-24 червня малорухомі атмосферні фронти, розташовані з південного заходу на північний схід, зумовлювали нестійку погоду по всій території країни. 25-30 червня погоду ускладнював циклон з південного сходу, що повільно переміщувався з Чорноморського узбережжя Кавказу через східні області в район Самари: в Україні, крім Житомирської, Вінницької, Хмельницької, Рівненської і Волинської областей, проходили грозові дощі, місцями сильні дощі та зливи, 25-27 червня в Запорізькій, Кіровоградській, і Херсонській областях локально дуже сильні та тривалі дощі (рис. Б.2.15).

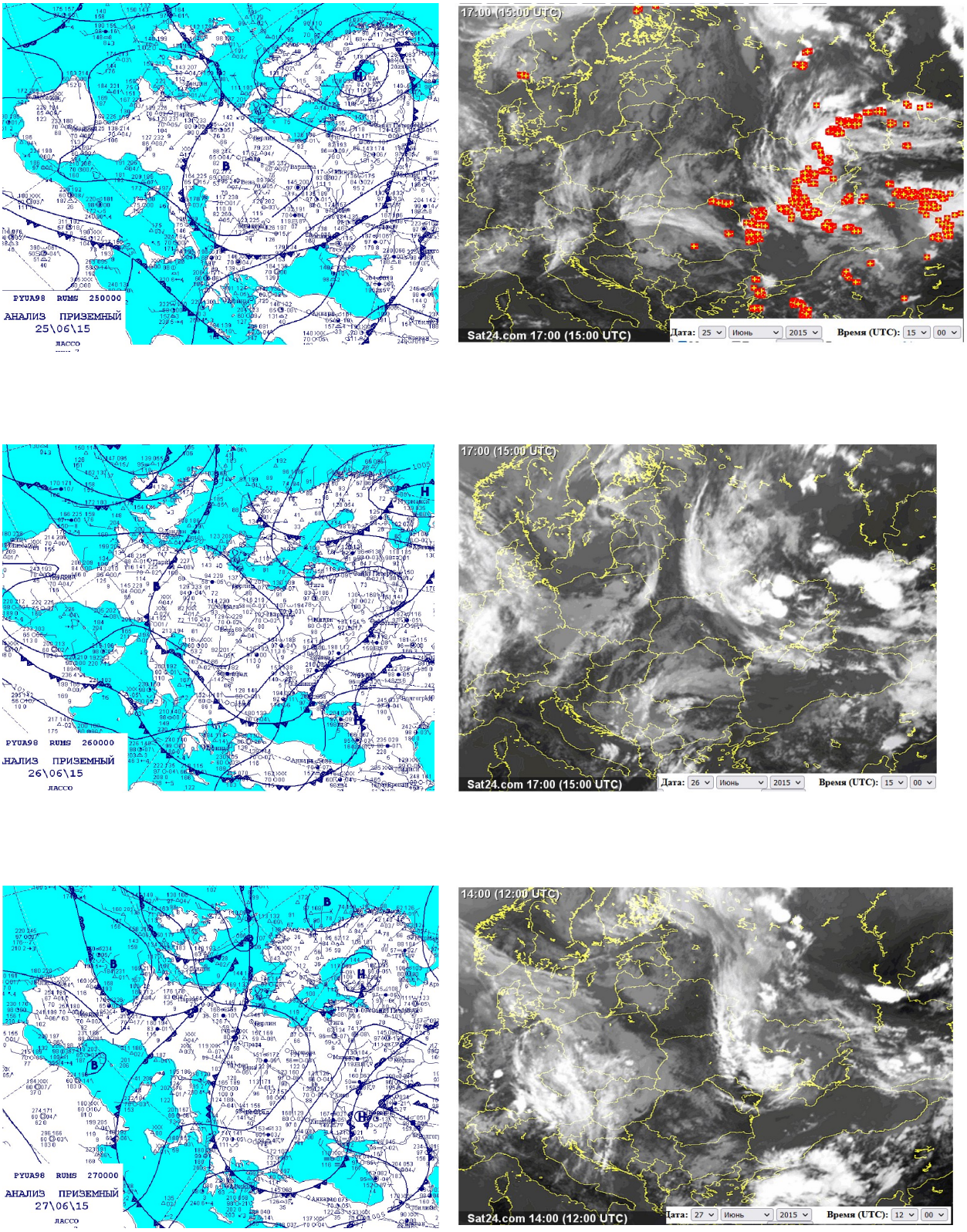


Рисунок Б.2.15 – Карти приземного аналізу за 25-27.06.2015 року

Липень відзначався коливанням температури з переважанням спеки і нерівномірним розподілом опадів при загальному їх дефіциті. Опадів випало в основному 30-70% від норми, місцями в Вінницькій, Запорізькій області 13-28% від норми, лише в Херсонській, місцями Одеській, Миколаївській, Кіровоградській 1-2,7 норми.

1-5 липня погоду визначала тилова частина висотної улоговини, в якій з півночі Лівобережжя України на Чорне море переміщувався циклон. На більшій частині території пройшли дощі з грозами. 9-21 липня над Україною чергувалися атмосферні фронти й баричні гребені з північного заходу та заходу: на більшій частині території проходили дощі з грозами, локально сильні, 9 липня у Гайвороні (Кіровоградської) дуже сильний дощ.

Серпень виявився аномально теплим та посушливим. Майже вся територія України опинилася в посушливій зоні, де випало в основному 0,4-28 % від місячної норми опадів, у Нижніх Сірогозах (Херсонської) випало 4,2 місячні норми опадів – 155 мм за 11 год. Ці опади були обумовлені орографічною оклюзією орієнтованою з Центрального Кавказу на Північно-Західне Причорномор’я, яка розташовувалась в малоградієнтному полі підвищеного тиску (рис. Б.2.16).

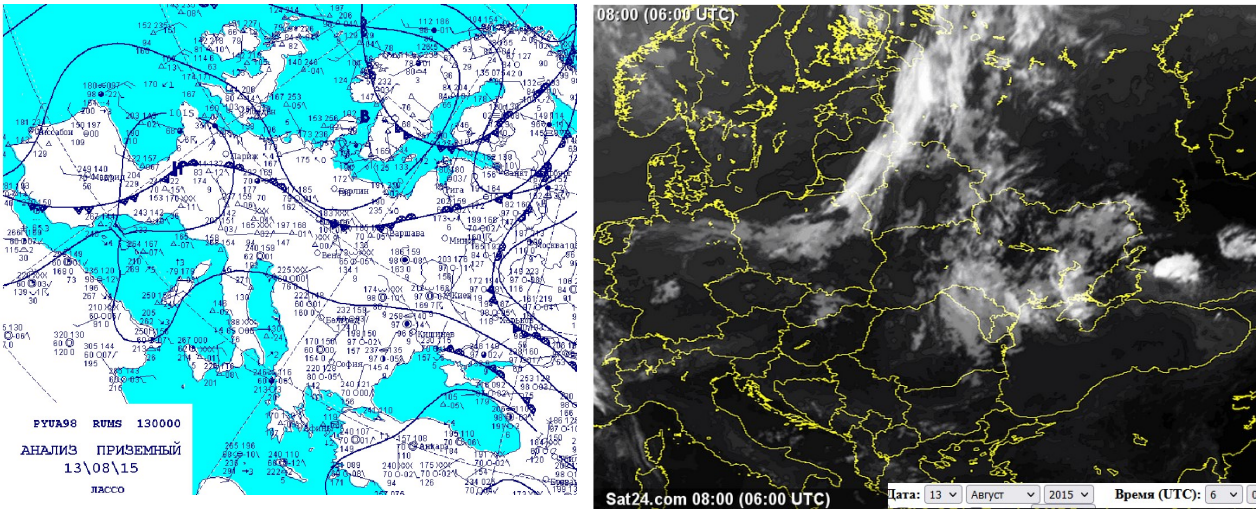


Рисунок Б.2.16 – Карти приземного аналізу за 13.08.2015 року

Впродовж місяця переважав антициклональний характер погоди.

Вересень видався одним з найтепліших за ввесь період спостережень. Середня місячна температура була на 2-5º вищою за норму. Опадів випало у більшості районів Вінницької області 1-1,5, на решті території - 20-79 % від норми, місцями норма, у більшості районів південних, Дніпропетровської та Полтавської областей 1-19 % від норми; у Дніпропетровську та Кирилівці (Запорізької) цей вересень видався найпосушливішим за весь період спостережень.

1-15 вересня широтний перенос повітряних мас, а 16-26 вересня атмосферні фронти та теплі сектори з півдня і південного-заходу визначали жарку нестійку погоду: в Україні, крім більшості районів південних областей, проходили дощі, в основному невеликі.

Жовтень. Опадів випало в Вінницькій, Одеській областях 1-1,5, на півдні Одещини 2,2-4,2 (у Вилковому 6,5 (163 мм)) місячних норм, на решті території країни в основному 20-79 % від норми, в Дніпропетровській, Полтавській, місцями в Харківській та Кіровоградській областях 1-19 % від норми. У Світловодську та Долинській (Кіровоградської) цей жовтень видався найпосушливішим, а у Вилковому (Одеської) - найвологішим за весь період спостережень.

1-6 жовтня зональний перенос повітряних мас зумовлював дуже теплу погоду. 7 жовтня в тилу циклону в районі Самари відбулося ультраполярне вторгнення арктичного повітря, що охопило всю територію України і спричинило різке (на 10-12º) зниження температури. 11-15 жовтня на початку періоду і в південних областях атмосферні фронти з південного заходу зумовлювали дощі, 10-13 жовтня на півдні Одещини тривалі дощі, 16-24 жовтня погоду визначав меридіональний перенос повітря з південного заходу, в останній п’ятиденці – з північного заходу.

2.6 Огляд погоди за 2016 рік

За даними ЦГО ім. Бориса Срезневського 2016 рік був теплішим за норму на 1,1-2,5° і одним з найтепліших за весь період спостережень.

Опадів випало близько норми, у центральних, східних, південних, Сумській та Львівській областях місцями 1,4-1,7 річних норм, в окремих районах Вінницької та Тернопільської областей 0,7 від норми. Більшість місяців були вологими, травень на Лівобережжі, жовтень в Україні – надміру вологими (до 5-7 місячних норм), лише у липні-вересні та грудні на значній частині території країни опадів випадало недостатньо (0,1-0,7 від місячної норми). У серпні-вересні у більшості областей відмічалися тривалі періоди надзвичайної пожежної небезпеки.

У першій і другій декадах *квітня* аномально теплу погоду визначав західний і південно-західний перенос повітряних мас. Часом проходили невеликі та помірні дощі, місцями з грозами, у південних областях в першій декаді переважала погода без опадів.

У *травні* середня місячна температура була близькою до норми. Опадів випало 1-2,5 норми, у Херсонській області місцями 2,7-3,8.

1-3 та 22-23 травня гребені антициклону з північного заходу і заходу визначали теплу суху погоду.

В решту часу переважала циклонічна циркуляція повітряних мас. 4-13 травня над територією України відбувався процес циклогенезу між високим циклоном над Чорним морем та висотними улоговинами з північного сходу (4-7 травня) та із заходу (8-13 травня). 24-31 травня погоду ускладнювала серія південних циклонів, що переміщувалися з Балкан на захід Чорного моря та з Азовського моря на центральні області України, де заповнювалися.

Літо було жарким та загалом посушливим.

У *червні* середня місячна температура була на 1-3° вищою за норму. Опадів у південних областях локально випало 1-1,5 норми.

У першій декаді переважав перенос повітряних мас з північного заходу та півночі. 1-4 червня у західних та південних областях, 5-10 червня в Україні проходили грозові дощі, місцями сильні, 1 червня у Вознесенську (Миколаївської) - дуже сильні дощі (відповідно 92 мм і 57 мм за 4 години).

У *липні* опадів випало недостатньо 21-60%, в центральних та південних областях місцями 1-19% від норми.

У *серпні* опади розподілилися дуже нерівномірно: у більшості областей дощів випало недостатньо - 21-79%, у Запорізькій та Одеській областях випало в основному 1-2,5 місячної норми.

7-10 серпня погоду зумовлював атмосферний фронт із заходу, який активізувався над південними і центральними областями: 7 серпня в Україні, 7 серпня в Одесі дуже сильний дощ (55 мм за 2 години) і сильна злива (35 мм за 1 годину) супроводжувалися шквалами 26-29 м/с.

7 серпня за даними сектора спостережень ГМЦ ЧАМ у м.Одеса локально спостерігалися такі стихійні явища: в період з 12 год 48 хв до 15 год 10 хв пройшов дуже сильний дощ (кількість опадів 55,4 мм за 02 год 22 хв), в період з 13 год 20 хв до 14 год 20 хв відмічалася сильна злива (кількість опадів 35,4 мм за 01 год). Також спостерігалися шквали: максимальна швидкість вітру 29 м/с тривалістю 33 хв (з 13 год 57 хв до 14 год 30 хв); Одеса АМСЦ - 27 м/с тривалістю 05 хв (з 14 год 10 хв до 14 год 15 хв); Одеса порт - 26 м/с тривалістю 34 хв (з 14 год 06 хв до 14 год 40 хв).

Стихійні явища завдали значних збитків: у м. Одеса були повалені дерева та зламано багато гілок дерев, короткочасно відключалися від електропостачання деякі житлові будинки, порушувався рух міського транспорту, через засміченість зливової каналізації було затоплено курорт Аркадія, проїжджу частину Французького бульвару та Пересипу; у селищі Затока була зруйнована сцена, де проводився фестиваль, і від удару блискавки смертельно травмований чоловік.

Синоптичні процеси 7 серпня розвивалися так (рис. Б.2.17).

Погоду більшої території країни, в тому числі і Одещини, визначала барична сідловина, Правобережжя України - гребінь антициклону з заходу, по

периферії якого проходив холодний атмосферний фронт. Тиск біля поверхні землі становив 1012,5 - 1015,0 гПа і впродовж дня істотно не змінювався (за 12 (15) год відмічалося його слабке падіння 0,7 гПа/3 год, а за 15 (18) год - ріст 0,6-1,7гПа/3 год). Внаслідок утворення хвиль в зоні холодного фронту, швидкість його переміщення у східному напрямку значно уповільнилася. На 00(03) год він був орієнтований з Мінська на Бєлград і Рим; на 03(06) год фронт змістився у східному напрямку, на території України він проходив через Вінницю, далі на захід від Кишинева на Румунію; о 12(15) год він пролягав зі сходу Київської області на північ Одеської, Молдову, Угорщину і південь Італії (в цей час контраст температури біля поверхні землі у фронтальній зоні становив 4-6°/100 км).

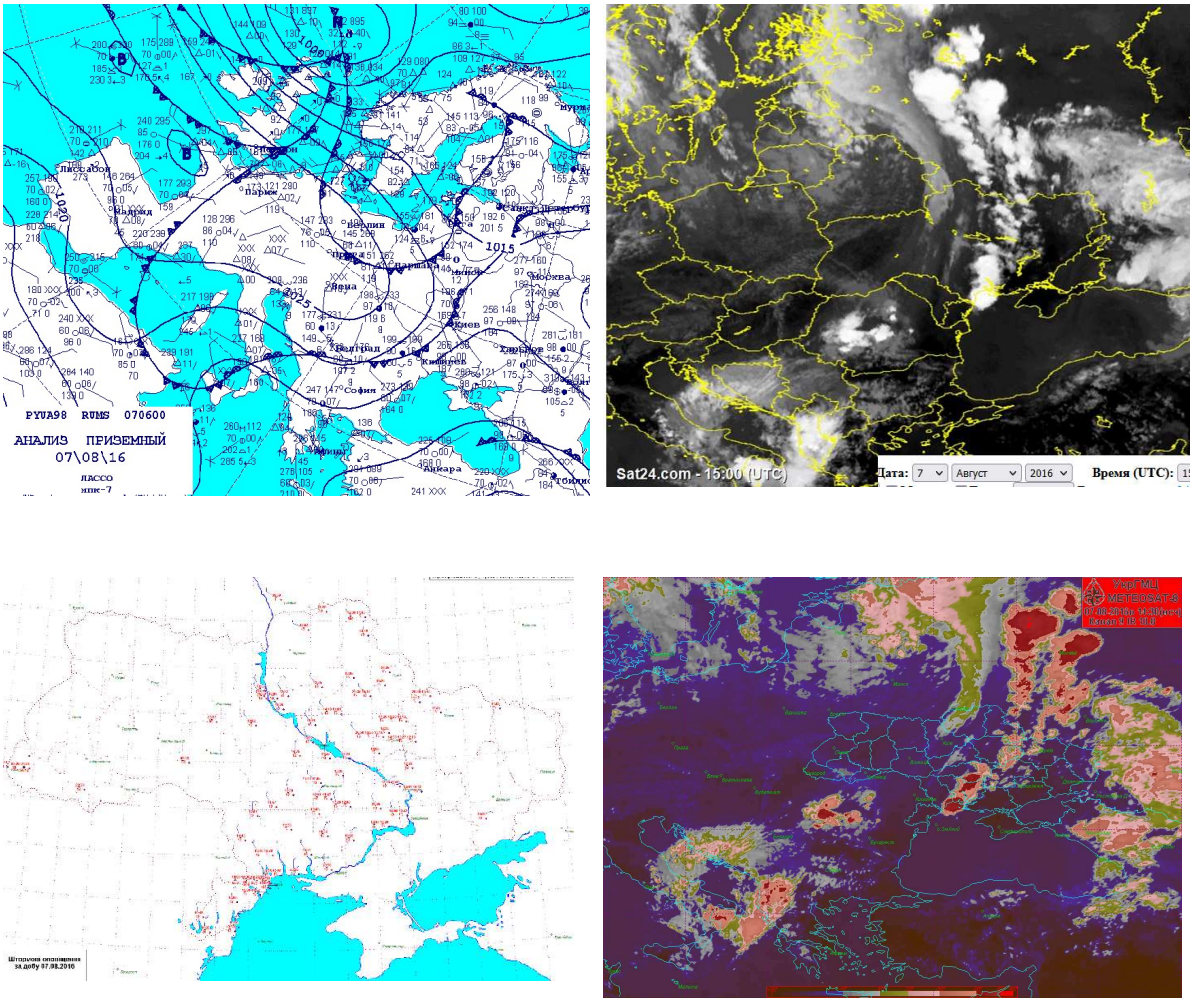


Рисунок Б.2.17 – Карти синоптичної ситуації 07.08.2016 року

На захід від Одеси знаходилась холодна ділянка цього фронту. Саме вона й зумовила стихійні явища в м. Одеса. А сам фронт, розмиваючись, перемістився через Одесу тільки в кінці доби 7 серпня.

У приземному полі 7 серпня в 00(03) год на північ від Британських островів знаходився циклон (1001 гПа), улоговина якого простягалася на Великобританію. З ним були пов'язані дві системи атмосферних фронтів - полярний і арктичний. Полярний фронт пролягав через Лондон, протоку Ла-Манш, Корсику, Румунію, захід України, Бєларусь, Санкт-Петербург і далі на південь на район Самари, потім у східному напрямку на Західний Сибір.

Максимальна температура повітря в Одесі становила близько 37º, за холодним фронтом 23-24º. Такі значні контрасти температури та наявність розділу суша-море сприяли швидкому розвитку потужної купчасто-дощової хмарності в прибережній зоні, що і призвело до виникнення СГЯ в м. Одеса. Цим можна пояснити відсутність СГЯ на решті території Одеської області, віддаленої від моря. Вдень 7 серпня на території Одеської області, крім Одеси, дощ відмітили тільки метеостанції, розташовані на узбережжі: порт Южний - 0,0 мм, Чорноморськ - 4 мм і Білгород-Дністровський - 0,7 мм.

За даним ШСЗ METEO SAT-8 за 7 серпня (особливо в режимі мультиплікації супутникових знімків) чітко прослідковується розвиток хмарності в другій половині дня і розмивання ділянки фронту, яка перемістилася через м. Одеса вже в кінці доби 7 серпня.

7 серпня в м. Одеса на 12 (15) год температура повітря біля поверхні землі становила 34,5°, на 15 (18) год – 19,2°, на 18 (21) год – 26,5°. Таке різке зниження температури від 15 до 18 години було зумовлене переміщенням холодного повітря зливовим дощем з верхніх шарів атмосфери в нижні.

У третій декаді серпня нестійку жарку погоду визначали теплі сектори та атмосферні фронти із заходу і північного заходу, які локально зумовили у Кіровоградській області дуже сильний дощ (33-61 мм за 2-9 годин).

Вересень на значній території країни виявився посушливим: в окремих районах Кіровоградської області дощів не було, в Гайвороні (Кіровоградської),

цей вересень видався найсухішим за весь період спостережень; у Миколаївській області 50-79% від місячної норми. Лише в Одеській, Херсонській і Запорізькій областях випало в основному 1-2, в Одесі - 3,2, у Білгороді-Дністровському (Одеської) 4,5 норми.

У третій декаді вересня погоду зумовлювали циклони з півдня та сходу. Проходили у південних областях сильні грозові дощі, на Одещині - дуже сильні та тривалі дощі (58-115 мм за 6-12 годин і 113-140 мм за 22-26 годин відповідно).

В період з 02 год 40 хв 19 вересня до 15 год 58 хв 20 вересня в портах північно-західного підрайону Чорного моря спостерігався дуже сильний і тривалий дощ, кількість опадів склала 66-140 мм. Тривалість явища 37 год 18 хв. По портах опади розподілилися таким чином: Южний і Чорноморськ - по 66 мм/12 год, Усть-Дунайськ - 70 мм/6 год і 137 мм/25 год 30 хв, Білгород-Дністровський - 115 мм/12 год і 140 мм/24 год 26 хв.

19-20 вересня несприятливі погодні умови на Азово-Чорноморському басейні зумовив південний циклон над північно-західним підрайоном Чорного моря з мінімальним тиском 1000 гПа, який зміщувався на північний схід через Кримський півострів.

Синоптична ситуація була наступною.

19 вересня в 00 (03) год біля земної поверхні північна частина Західної Європи знаходилась під впливом гребеня азорського антициклону із центром над Балтикою (1022 гПа). Гребінь поширювався у південно-східному напрямку через Білорусь на схід України. В той же час улоговина південного циклону з центрами над Адріатикою (1009 гПа) та Балканами (1008 гПа) пролягала на Чорне море. В передній частині циклону на Чорне море відбувалась адвекція теплого вологого середземноморського повітря. Через акваторію Чорного моря проходила ділянка полярного холодного фронту з хвилями, який повільно зміщувався в східному напрямку. Арктичний холодний фронт наближався із західних районів України до узбережжя Чорного моря. Фронти знаходились в безпосередній близькості, утворюючи практично одну широку фронтальну зону над Чорним морем. На хвилі полярного фронту в районі острова Зміїний 20 вересня виник приземний

циклон з тиском 1000 гПа, який переміщувався на північний схід на район Кримського півострова. Наявність активного південного циклону в північно-західному підрайоні Чорного моря призвела до випадіння дуже сильного і тривалого дощу в портах Чорного моря.

В *жовтні* опадів випало 1-4 місячні норми, в Одеській, Миколаївській, Кіровоградській областях місцями 4,5-5,6 місячних норм, в Одесі - 6,9, в Болграді (Одеської) - 7,4 норми. В окремих районах Миколаївської, Одеської і Херсонської областей випала найбільша місячна кількість опадів за весь період спостережень.

1-3 жовтня жарку погоду визначав теплий сектор із заходу.

8-14 жовтня південні циклони спричинили холодну дощову погоду, дуже сильні дощі пройшли 8 жовтня в Кіровоградській і Херсонській областях (51-66 мм за 10-12 годин), 11-13 жовтня в Миколаївській області (30-69 мм за 12 годин);

11-13 жовтня в Одеській області дуже сильні грозові дощі (50-78 мм за 9-12 годин) та тривалі дощі (103-107 мм за 20-24 години) супроводжувалися вітром 25-31 м/с, внаслідок чого було завдано значних збитків.

11 жовтня ввечері, впродовж 12 жовтня, вночі та вранці 13 жовтня дуже сильні дощі пройшли в Хмельницькій і Миколаївській областях (кількість опадів 30-69 мм за 12 годин), 11-13 жовтня в Одеській області дуже сильні грозові дощі (кількість опадів 50-78 мм за 9-12 годин) та тривалі дощі (кількість опадів 103-107 мм за 20-24 години) супроводжувалися поривами вітру 25-31 м/с.

В період з 06 год 00 хв 12 жовтня до 02 год 10 хв 13 жовтня в портах північно-західного підрайону Чорного моря спостерігався дуже сильний і тривалий дощ, кількість опадів склала 51-103 мм. Тривалість явища 20 год 10 хв. По портах опади розподілилися таким чином: Білгород-Дністровський - 51 мм/12 год, Одеса -59 мм/12 год і 103 мм/20 год, Южний - 58 мм/12 год, Очаків - 69 мм/12 год.

12-13 жовтня несприятливі погодні умови на Азово-Чорноморському басейні зумовлювала улоговина південного циклону (1008 гПа), який виник на хвилі полярного фронту на півдні Італії і зміщувався в подальшому на Балкани та Чорне море. Розташування цієї улоговини та гребеня антициклону з центром над

Прибалтикою (1035 гПа) спричинило значні баричні градієнти над південною частиною України, що зумовило посилення переважно східного вітру до стихійних значень в портах Чорного і Азовського морів.

Синоптичні процеси розвивалися таким чином (рис. Б.2.18).

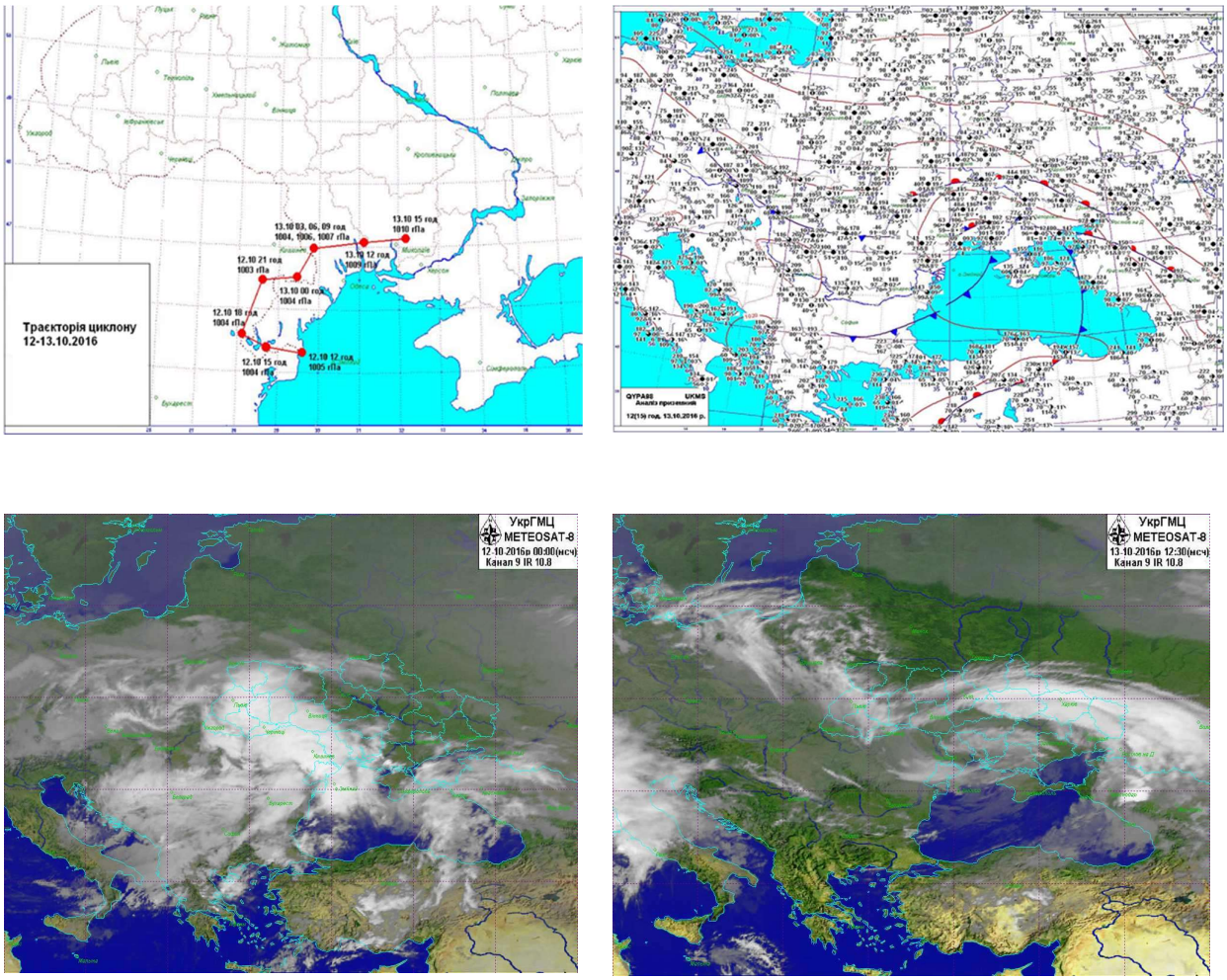


Рисунок Б.2.18 – Карти синоптичної ситуаціії 12-13.10.2016 року

12-13 жовтня основними компонентами баричного поля, що визначали погоду в Україні, були малорухомий високий антициклон з центром над Скандинавією і південний циклон, який переміщувався на Одещину. Територія України перебувала під впливом протилежних за своїми властивостями баричних утворень, що спричинило значне ускладнення погодних умов.

Високий циклон прослідковувався до висоти 100 гПа. Біля поверхні землі над Адріатичним морем знаходився циклон, окреслений однією ізобарою (тиск в центрі 1005 гПа), який через три години заповнився на місці.

Другий високий циклон з квазівертикальною віссю знаходився над Атлантикою поблизу Португалії, третій - на висотах в районі Новосибірська, біля поверхні землі - поблизу Красноярська.

Над Скандинавією розташовувався центр обширного високого антициклону з тиском біля поверхні землі 1039 гПа. Антициклон охоплював Норвезьке та Північне моря, Великобританію, більшу частину Європейської Росії, Туреччини і Лівобережжя України.

В приземному шарі Україна була під впливом теплих фронтів: арктичний простягався від центру циклону через Бєлград-Чернівці-північ Одещини, полярний - через Софію-гирло Дунаю-Крим.

Територія, де випадали дуже сильні та тривалі дощі, довго перебувала під впливом теплих атмосферних фронтів у передній частині насиченого вологою циклону, що повільно переміщувався з Балканського півострова на Одеську область, часом і стаціонував. Додатковим фактором для формування стихійних дощів у прибережних районах Одещини стало їх розташування на узбережжі ще теплого в цей період року Чорного моря з великим вологозапасом у повітрі, а також контраст температури в приземному шарі між суходолом і узбережжям.

2.7 Огляд погоди за 2017 рік

За даними ЦГО ім. Бориса Срезневського 2017 рік був теплішим за норму на 1,2-2,4°. Опадів випало близько норми.

У *квітні* перша і остання п’ятиденки місяця відзначилися дуже теплою погодою, яку зумовлював перенос повітряних мас з південного заходу.

6-16 квітня відбувалося чергування атмосферних фронтів із заходу та північного заходу з баричними гребенями: в окремі дні проходили невеликі та помірні дощі, місцями, крім сходу і південного сходу, сильні дощі,.

17-21 квітня погоду південно-східної половини країни ускладнювали два південні циклони, що переміщувалися з півдня Чорного моря через Крим, Приазов'я (17-19 квітня) та із заходу Чорного моря через південні та Дніпропетровську області (20-21 квітня) на схід України: проходили дощі з мокрим снігом, місцями відмічалися сильні опади, спостерігалося налипання мокрого снігу (19 квітня вночі у Нижніх Сірогозах (Херсонської) - сильне його налипання діаметром 40 мм), 20-21 квітня в Одесі, Болграді та Роздільній (Одеської) - дуже сильний сніг (21-34 мм/12 год). Погоду решти території України визначала східна частина високого антициклону з центром над Великою Британією, сформована в арктичному повітрі. Вторгнення цього дуже холодного повітря спричинило різке зниження температури у північно-західній половині.

22-25 квітня атмосферні фронти з північного заходу зумовлювали невеликі дощі (переважно вдень), в Карпатах випадав мокрий сніг;

У *травні* середня місячна температура видалася близькою до норми.

На більшій частині території України травень виявився посушливим – випало в основному 20-78 % (на півдні Запорізької області локально 16 %) від норми, лише у західних областях (крім Хмельницької) та більшості районів Одеської області випала місячна норма опадів.

Перший тиждень травня відзначився дуже теплою та сухою погодою, яку визначав теплий сектор з південного заходу.

8-11 травня погоду зумовлював циклон, що переміщувався із заходу Білорусі на район Самари. 10 травня у південно-східній половині проходили невеликі та помірні дощі з грозами, в Вінницькій області місцями сильні дощі.

12-16 травня циклон над Чорним морем зумовлював грозові дощі, в Карпатському регіоні, Одеській і Миколаївській областях - місцями сильні.

17-31 травня погоду визначали атмосферні фронти із заходу та північного заходу, що чергувалися з баричними гребенями.

Літо видалося теплим і, крім Закарпаття та Одещини, посушливим.

У *червні* середня місячна температура була на 1-3° вищою за норму. На більшій частині території України опадів випало недостатньо - близько половини місячної норми.

На початку місяця за холодним фронтом з північного заходу поширилося арктичне повітря, внаслідок чого температура, крім півдня Одещини, знизилася: вночі до 1-9° тепла, на півдні Херсонської та Одеської областей проходили локально сильні дощі, на решті території.

5-7 червня погоду зумовлював атмосферний фронт із заходу, 8-10 червня - циклон, який утворився на його хвилі над Черкаською областю. Проходили невеликі дощі з грозами, місцями, крім більшості південних і центральних областей, сильні дощі.

11-22 червня погоду визначали атмосферні фронти з північного заходу і заходу, що чергувалися з баричними гребенями (рис. Б.2.19). В окремі дні проходили невеликі дощі, місцями помірні та сильні (17 червня в Любашівці (Одеської) дуже сильний дощ (81 мм/11 год), відмічалися грози.

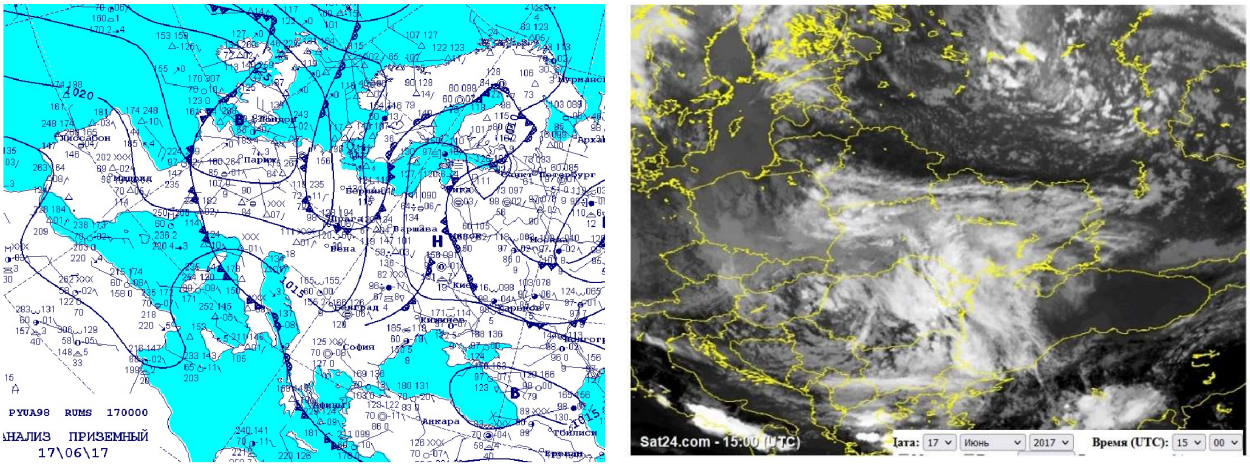


Рисунок Б.2.19 – Карти синоптичної ситуації 17.06.2017 року

23-24 червня циклон, який перемістився з півночі Польщі через територію України на район Самари, 25-30 червня атмосферні фронти та теплі сектори із заходу зумовлювали незначні дощі, місцями грози

У *липні* середня місячна температура була близькою до норми. Опади розподілилися нерівномірно: у більшості районів південних, Кіровоградської Дніпропетровської, областей випало 1-2 норми, на решті території - в основному 22-79% від місячної норми.

Погоду першої половини місяця зумовлювали атмосферні фронти із заходу та північного заходу, що чергувалися з баричними гребенями. Проходили невеликі та помірні, локально сильні дощі з грозами, 12 липня вдень у Звенигородці (Черкаської) дуже сильний дощ (62 мм/4 год). Утримувалася жарка, на початку місяця, крім заходу, спекотна погода.

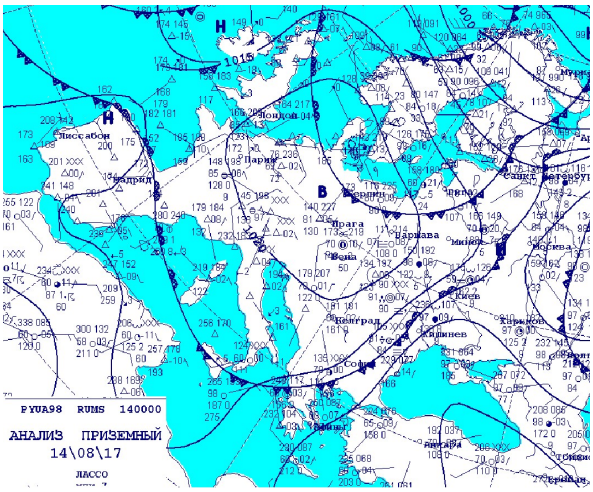
16-23 та 31 липня жарку без опадів погоду визначали гребені азорського антициклону.

24-27 липня погоду зумовлював активний холодний фронт із заходу, 28 липня на його хвилі (над західними районами Дніпропетровської області) утворився циклон, який впливав на погоду і до кінця місяця. Впродовж всього цього періоду по всій території України проходили дощі з грозами, місцями сильні.

Серпень виявився найтеплішим місяцем літа та в більшості областей посушливим. На більшій частині території України опадів випало недостатньо: 21-79 %, у східних, центральних і південних областях місцями 1-20 % від місячної норми, у Маріуполі (Донецької) та Генічеську (Херсонської) опадів не було; лише в окремих районах південних, північних, західних і Вінницької областей випала норма, в Ботієвому (Запорізької) та Очакові (Миколаївської) – 2-2,5 норми опадів.

1-5 серпня спекотну і суху погоду визначав гребінь азорського антициклону. 6-9 серпня атмосферний фронт із заходу зумовлював на більшій частині території країни нестійку жарку погоду: проходили грозові дощі, 10-20 серпня висотний гребінь над Східною Європою (9-14 серпня) (рис. Б.2.20) та високий антициклон над Європейською територією Росії (15-20 серпня) визначали тривалий період спекотної погоди: в Україну з південного заходу та сходу поширювалося субтропічне повітря. Опадів не було, лише в середині періоду проходили окремі грозові дощі, 14 серпня в Очакові (Миколаївської)

пройшов дуже сильний дощ (кількість опадів 59 мм/4 год), 15 серпня в Ботієвому (Запорізької) - дуже сильні дощі (37-75 мм/4-8 год).



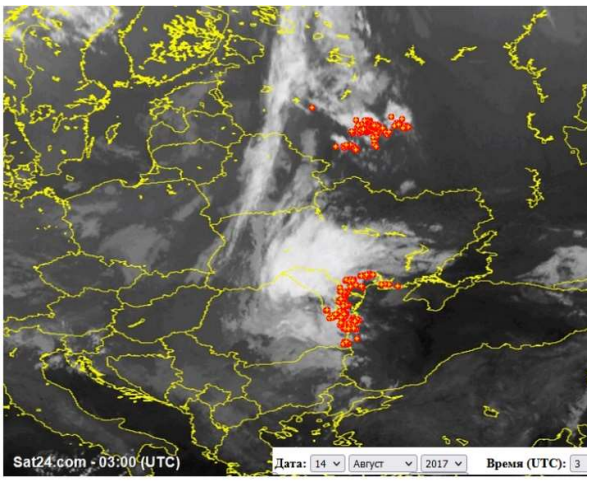


Рисунок Б.2.20 – Карти синоптичної ситуації 14.08.2017 року

У третій декаді характер погоди змінився: 21-22 серпня погоду зумовлював холодний фронт із заходу, на хвилі якого над Азовським морем утворився циклон, який впродовж 23-24 серпня переміщувався через Лівобережжя України до Санкт-Петербурга (рис. Б.2.21). 25-28 серпня теплий сектор та атмосферні фронти із заходу зумовлювали в Україні, крім більшості районів південних областей, невеликі та помірні дощі з грозами

Осінь загалом була теплою і вологою.

У *вересні* середня місячна температура видалася на 1-4° вищою за норму. Опадів випало у західних, Вінницькій, більшості районів Дніпропетровської областей 1-2 норми, подекуди до 3 норм; На решті території країни опади розподілилися нерівномірно: в основному 21-79%, у південних і Донецькій областях місцями 1-17% місячної норми.

У перший тиждень місяця циклони з південного сходу (1-2 вересня) та південного заходу (3-7 вересня) зумовлювали дощі з грозами, локально, крім півдня.

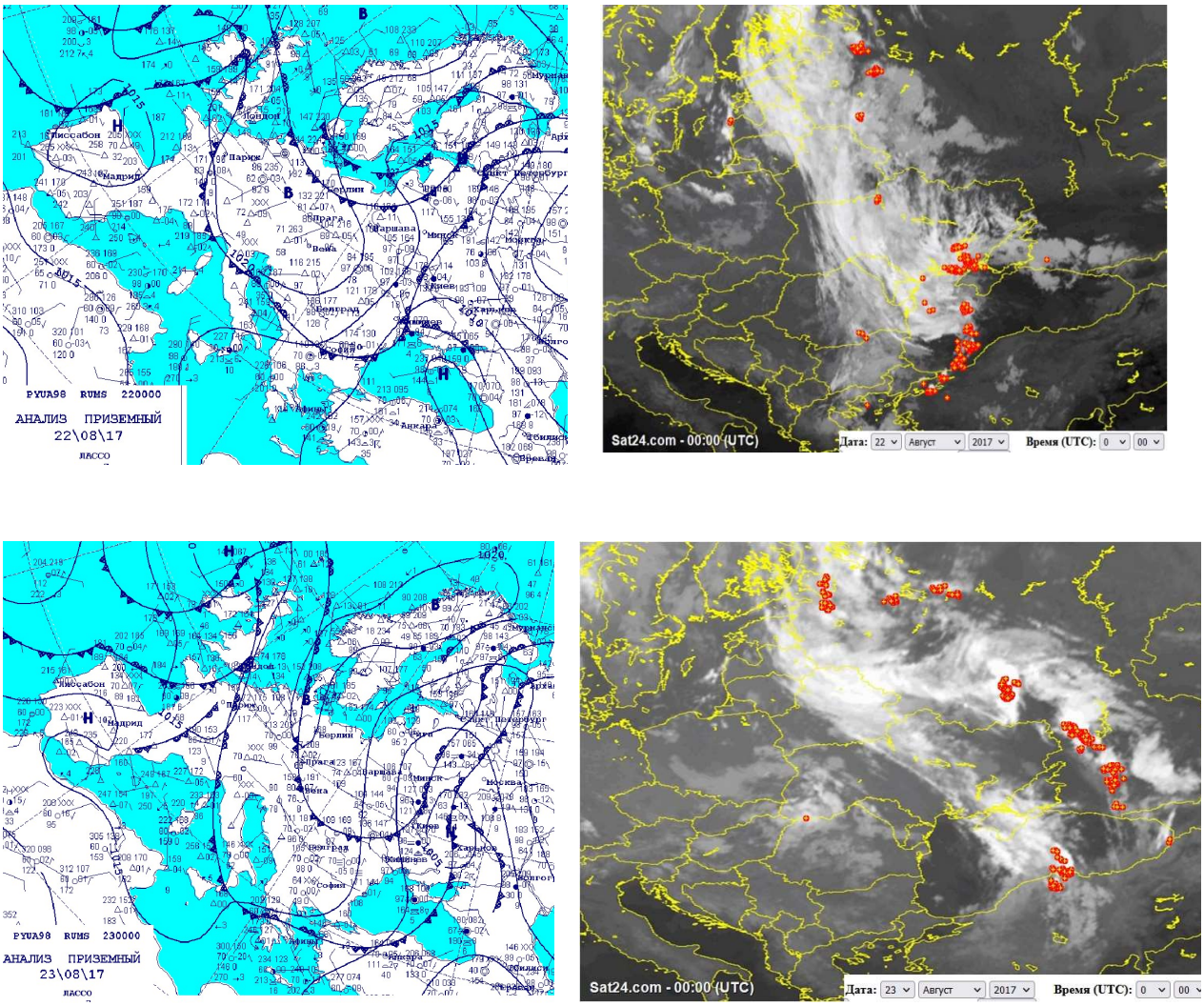


Рисунок Б.2.21 – Карти синоптичної ситуації за 22-23.08.2017 року

8-19 вересня теплі сектори та атмосферні фронти із заходу визначали жарку і на більшій частині території країни суху погоду, лише в окремі дні у Вінницькій області місцями проходили дощі з грозами, локально сильні дощі.

20-24 вересня погоду ускладнював високий циклон, що утворився на півночі Адріатичного моря, перемістився через Балкани на територію України, де і заповнився. У теплому секторі поширювалося субтропічне повітря, в той же час в тилу циклону вторгалося арктичне повітря, внаслідок чого значно активізувалися атмосферні фронти і зумовили у західних, північних та Вінницькій

областях, 22-24 вересня в Одеській області локально дуже сильні дощі (30-59 мм/2-12 год.

25-30 вересня суху холодну погоду визначала південна частина високого антициклону з центром над Фінською затокою. Зі сходу і північного сходу поширювалося арктичне повітря.

У *жовтні* середня місячна температура була близькою до норми. Місяць видався надміру вологим: опадів випало 1-2 місячні норми, лише в Херсонській і Миколаївській областях місцями 43-74% від місячної норми.

1-3 жовтня холодну без опадів погоду визначав гребінь з північного сходу.

4-15 жовтня у широтному переносі відбувалося чергування атмосферних фронтів і баричних гребенів, яке 8-9 жовтня порушував південний циклон. В Україні проходили невеликі та помірні дощі. 8-9 жовтня в Одеській, Миколаївській, Кіровоградській областях місцями сильні дощі;

16-20 жовтня у гребені азорського антициклону опадів не було.

У третій декаді переважав меридіональний перенос повітряних мас з північного сходу і північного заходу. 21-25 жовтня за холодним фронтом з північного сходу поширилося арктичне повітря. 21-22 жовтня проходили невеликі, у південних областях помірні дощі. В решту часу в Україні істотних опадів не було. 26-31 жовтня погоду формували атмосферні фронти та теплі сектори циклонів, що переміщувалися із Ризької затоки на північний схід України (26-28 жовтня) та з Калінінградської області через Білорусь на центральні райони Європейської території Росії (29-31 жовтня).

Таблиця Б.3 - Показники бездощових періодів по метеорологічним станціям Півдня України за 1991-2019 рр.

Тривалість бездощових періодів (кількість днів)	Кіровоградська область							Вінницька область			
	Долинська	Бобринець	Знам'янка	Помічна	Гайворон	Новомиргород	Кропивницький	Вінниця	Гайсин	Хмельник	Жмеринка
Середня	22	19	16	17	15	17	17	18	17	17	15
Максимальна	54 24.07 - 15.09. 1992	45 09.07 - 22.08 2012	40 22.09- 31.10. 2000	48 17.08- 03.10. 2016	40 25.08- 3.10. 2016	48 17.08- 3.10. 2016	45 27.07 - 11.10. 2005	47 27.08- 11.10. 2005	35 27.09 - 31.10. 2000	41 16.08 - 25.09. 2019	37 19.08 - 24.09. 2009
Середня кількість бездощових періодів	3,6	2,1	4,7	4,9	3,4	4,4	4,5	2,7	3,5	3,0	3,6
Повторюваність по градаціям, % 10-20 днів	67	59	86	80	82	79	77	78	75	79	78
21-30 днів	24	28	12	17	14	18	18	13	22	17	20
31-40 днів	6	12	3	3	4	2	5	7	4	4	3
41-50 днів	2	2		2		2	1	2		2	
51-60 днів	1										
≥ 61 дня											

Продовження таблиці Б.3

Тривалість бездощових періодів (кількість днів)	Одеська область										
	Одеса, обсерваторія	Чорноморськ	Білгород-Дністровський	Сарата	Сербка	Затишшя	Любашівка	Роздільна	Вилкове	Ізмаїл, обсерваторія	Болград
Середня	20	22	22	20	18	17	17	19	22	18	19
Максимальна	69 09.04 - 16.06. 2003	69 16.07 - 23.09. 2015	68 11.07 - 17.09. 2016	48 10.08- 26.09. 2019	66 17.07 - 20.09. 2012	50 07.07- 25.08. 2013	51 22.08 - 11.10. 2005	56 21.08 - 15.10. 2005	53 03.05 - 22.06. 2007	62 15.06- 15.08. 1996	38 16.08 - 21.09. 2017
Середня кількість бездощових періодів	5,3	5,4	4,7	4,7	5,5	4,5	4,6	4,9	5,0	4,9	4,6
Повторюваність по градаціям, % 10-20 днів	67	60	62	63	74	78	78	72	57	77	70
21-30 днів	27	29	24	28	20	16	18	28	30	11	22
31-40 днів	3	7	7	5	4	4	4	9	7	9	8
41-50 днів	1	1	5	4	1	2		1	4	1	
51-60 днів	1	1	2				1	1	1	1	
≥ 61 дня	1	1	1		1					1	

Продовження таблиці Б.3

Тривалість бездощових періодів (кількість днів)	Херсонська область							Запорізька область			
	Велика Олександрівка	Херсон	Нижні Сірогози	Нова Каховка	Асканія Нова	Бехтери	Генічеськ	Кирилівка	Мелітополь	Бердянськ	Ботієве
Середня	18	20	20	19	20	21	22	19	19	20	20
Максимальна	44 07.09 - 20.10. 2015	51 25.06 - 14.08. 1994	67 15.08 - 20.10. 2015	74 23.07- 10.10. 2015	65 13.04 - 16.06. 2003	66 24.06- 27.08. 1991	68 10.04 - 16.06. 2003	65 18.08 - 21.10. 2015	96 17.07 - 20.10. 2015	71 14.07- 22.09. 1998	78 27.07 - 10.10. 2005
Середня кількість бездощових періодів	5,2	4,9	4,6	5,4	5,3	4,9	5,4	4,6	5,0	5,0	5,4
Повторюваність по градаціям, % 10-20 днів	73	67	73	63	67	64	69	73	75	63	69
21-30 днів	22	24	15	26	21	23	15	19	17	25	22
31-40 днів	7	6	9	9	10	9	9	5	7	7	6
41-50 днів	1	4	3	2	3	4	4	2	1	4	4
51-60 днів		1	1	1	1	1	4	2	2	1	1
≥ 61 дня			1	1	1	1	1	1	1	1	1

Кінець таблиці Б.3

Тривалість бездощових періодів (кількість днів)	Дніпропетровська область		Миколаївська область				Хмельницький, АМСЦ	Маріуполь, Порт
	Кривий Ріг, АМСЦ	Нікополь	Вознесенськ	Миколаїв	Очаків	Первомайськ		
Середня	18	19	19	19	18	18	17	20
Максимальна	54 02.08 - 24.09. 2009	56 29.08 - 23.10. 1994	80 02.08- 19.10. 2015	66 02.08- 06.10. 2015	88 05.07- 10.10. 2015	36 29.08- 03.10. 1994	35 22.09- 26.10. 2000	51 11.04 - 31.05. 2002
Середня кількість бездощових періодів, доба	4,6	4,8	3,9	5,4	5,2	3,3	2,1	4,3
Повторюваність по градаціям, % 10-20 днів	75	69	72	68	73	72	79	63
21-30 днів	19	23	18	23	22	22	20	25
31-40 днів	4	5	9	8	5	8	1	8
41-50 днів	1	3	1	1	2			4
51-60 днів	1	1	1	1	1			1
≥ 61 дня			1	1	1			

Таблиця Б.4 – Тривалості бездощових періодів на станціях Півдня України

Станція	Бездощовий період		Опади		
	Період	Тривалість (доба)	Дата	Кількість, мм	
Одеська область					
Болград	25.05-04.06.1992	11	05.06.1992	62	Σ 88
			06.06.1992	16	
	24.07-02.08.1999	10	03.08.1999	34	
	29.06-06.08.2007	39	07.08.2007	29	Σ 65
			08.08.2007	36	
	21.08-12.09.2008	23	13.09.2008	39	
	03.09-08.10.2011	37	09.10.2011	25	
	15.10-29.10.2012	15	30.10.2012	42	
	01.09-18.09.2016	18	19.09.2016	27	Σ 68
			20.09.2016	41	
	21.09-07.10.2016	17	08.10.2016	102	
	29.07-13.08.2017	16	14.08.2017	25	
	16.08-21.09.2017	38	22.09.2017	54	
	23.09-06.10.2017	14	07.10.2017	29,6	Σ 88,8
			08.10.2017	59,2	
	09.08-04.09.2018	17	05.09.2018	23	
Білгород-Дністровський	25.05-13.06.1996	20	14.06.1996	40	
	27.06-18.07.2002	21	19.07.2002	24	
	15.06-25.06.2004	41	26.06.2004	34	
	26.06-05.07.2010	10	06.07.2010	78	
	23.05-10.06.2011	19	11.06.2011	37	
	20.07-27.08.2012	41	28.08.2012	71	
	16.10-29.10.2012	14	30.10.2012	25	
	27.06-17.07.2014	21	18.07.2014	59	
	29.07-04.09.2018	38	05.09.2018	54	
	24.07-03.08.2019	11	04.08.2019	125	
Вилкове	20.08-12.09.2008	24	13.09.2008	56	
	14.08-27.08.2012	14	28.08.2012	36	
	16.05-29.05.2014	14	30.05.2014	66	Σ 100
			31.05.2014	33	
	04.08-18.09.2016	46	19.09.2016	46,7	Σ 72,1
			20.09.2016	25,4	
	07.06-26.06.2018	20	27.06.2018	42,5	
	01.08-04.09.2018	35	05.09.2018	40	Σ 54
			06.09.2018	14	
Затишшя	08.04-27.04.2002	20	28.04.2002	86,7	
	08.08-22.08.2004	15	23.08.2004	51,2	
Ізмаїл	Відсутні випадки				
Любашівка	19.07-21.08.2001	34	22.08.2001	34	
	30.09-08.10.2011	10	09.10.2011	41	
	01.08-14.08.2015	14	15.08.2015	36	
	20.07-02.08.2016	14	03.08.2016	30	

Продовження таблиці Б.4

Станція	Бездощовий період		Опади		
	Період	Тривалість (доба)	Дата	Кількість, мм	
Одеса	05.07-25.07.1998	13	26.07.1998	6	Σ 72
			27.07.1998	66	
	26.08-12.09.2008	18	13.09.2008	20	
	22.07-28.08.2010	38	29.08.2010	34	
	23.04-23.05.2012	31	24.05.2012	57,5	
	27.06-16.07.2014	20	17.07.2014	21	
	25.08-21.09.2014	28	22.09.2014	18	Σ 52
			23.09.2014	34	
	01.09-19.09.2016	19	20.09.2016	**112**	
	30.07-13.08.2017	15	14.07.2017	30	
Роздільна	13.07-26.07-2001	14	07.07.2001	43	
Сарата	17.07-26.08.2012	41	27.08.2012	88,4	
	20.06-02.07.2019	13	03.07.2019	70	
Сербка	07.08-26.08.1995	20	27.08.1995	60	
	16.06-26.06.1996	11	27.06.1996	**148**	
	04.06-28.06.1998	25	29.06.1998	30	
	08.07-23.07.2005	14	24.07.2005	26	
	18.06.-28.06.2016	11	29.06.2016	37	
	01.09-19.09.2016	19	20.09.2016	37	
	23.08-21.09.2017	30	22.09.2017	17	76
			23.09.2017	59	
Чорноморськ	27.06-21.07.2002	25	22.07.2002	39	
Миколаївська область					
Миколаїв	01.10-22.10.2001	22	23.10.2001	27	
	09.04-21.05.2003	43	22.05.2003	30	Σ 44
			23.05.2003	14	
	01.06-11.06.2016	11	12.06.2016	34	
	01.09-19.09.2016	19	20.09.2016	30	
	21.09-04.10.2016	14	05.10.2016	29	
Очаків	12.08-26.08.1991	15	27.08.1991	6	Σ 31
			28.08.1991	25	
	11.09-29.09.1995	19	30.09.1995	38	
	03.07-16.07.1999	14	17.07.1999	23	
	08.09-24.09.2001	17	25.09.2001	46	
	14.07-22.08.2010	46	29.08.2010	38	
	16.04-06.06.2013	49	07.06.2013	49	
	26.08-22.09.2014	28	23.09.2014	96	
	29.08-19.09.2016	22	20.09.2016	48	
	30.07-13.08.2017	15	14.08.2017	77	
Кіровоградська область					
Долинська	14.07-28.07.1993	12	29.07.1993	28	
	05.06-16.06.2003	12	17.06.2003	20	
	01.07-13.07.2006	13	14.07.2006	20	
Бобринець	06.07-22.07.1991	17	23.07.1991	33	

Продовження таблиці Б.4

Станція	Бездощовий період		Опади		
	Період	Тривалість (доба)	Дата	Кількість, мм	
Гайворон	20.06-09.09.1994	20	10.07.1994	37	
	01.08-12.08.2002	12	13.08.2002	21	Σ 37
			14.08.2002	16	
	01.04-15.04.2005	15	16.04.2005	36	
	04.06-13.06.2010	10	14.06.2010	25	Σ 65
			14.06.2010	40	
	26.05-08.06.2011	14	09.06. 2011	30	
	22.04-06.05.2012	15	07.06.2012	20	
	04.08-25.08.2013	22	26.08.2013	29	
	28.08-21.09.2014	24	22.09.2014	10	Σ 45
			23.09.2014	35	
	26.09-07.10.2017	12	08.10.2017	21	Σ 37
			09.10.2017	16	
	15.05-02.06.2018	19	03.06.2018	23	
Знам’янка	06.07-22.07.1991	17	23.07.1991	37	
	25.04-19.05.1997	25	20.05.1998	21	
	28.06-17.07.1999	20	18.07.1999	32	
	03.10-22.10.2001	20	23.10.2001	29	
	03.06-16.06.2003	14	17.06.2003	27	
	09.07-21.07.2005	13	22.07.2005	61,5	
	10.05-30.05.2007	21	31.05.2007	36	
	10.09-19.09.2010	10	20.09.2010	29	Σ 37,5
			21.09.2010	18,5	
	27.09-07.10.2012	11	08.10.2012	29	
	02.08-14.08.2015	13	15.08.2015	33	
	16.08-05.09.2015	21	06.-9.2015	24	
	15.07-27.07.2017	13	28.07.2017	45	
Кропивницький	03.06-19.06.1991	17	20.06.1991	31	
	13.08-22.08.2004	10	23.04.2004	33	
	01.09-04.10.2016	34	05.10.2016	38	Σ 112
			06.10.2016	1	
			07.10.2016	7	
			08.10.2016	51	
			09.10.2016	16	
Помічна	04.07-15.07.1996	12	16.07.1996	39	
	01.07-17.07.2002	17	18.07.2002	26	
	28.06-11.07.2004	14	12.07.2004	23	
Новомиргород	21.06-08.07.1994	18	09.07.1994	23	
	02.09-19.09.2010	18	20.09.2010	28	
	04.08-14.08.2011	11	15.08.2011	55	
	24.07.-12.08.2012	20	13.08.2012	33	
Вінницька область					
Вінниця	08.06-25.06.2014	18	26.06.2014	24	
	26.05-13.06.2018	19	14.06.2018	32	
Гайсин	16.04-13.05.2013	28	14.05.2013	36,5	
	02.08-05.09.2015	35	06.08.2015	40	
	29.07-16.08.2018	19	17.08.2018	21	

Продовження таблиці Б.4

Станція	Бездощовий період		Опади		
	Період	Тривалість (доба)	Дата	Кількість, мм	
Жмеринка	13.06-23.06.1991	11	24.06.1991	37	
	11.08-23.08.2014	13	24.08.2014	25	
Хмельник	20.07-12.08.1992	24	13.07.1992	29	
	28.09-19.10.2015	22	20.10.2015	18	∑ 43,5
			21.10.2015	25,5	
Херсонська область					
Асканія Нова	04.06-21.06.1991	18	22.06.1991	56	
	25.06-19.07.1994	25	20.07.1994	24/,5	
	30.08-01.10.1994	33	02.10.1994	21,5	
	12.09-21.09.1995	10	22.09.1995	31,5	
	23.04-26.05.1997	34	27.05.1997	29	
	25.09-10.10.2004	16	01.06.2004	23	
	20.07.21.08.2006	33	22.08.2006	27	
	13.08-11.09.2008	30	12.09.2008	59	
	10.09-29.09.2010	20	30.09.2010	38	
	06.07-15.08.2011	40	16.08.2011	20	
	13.07-11.08.2012	30	12.08.2012	4,5	∑ 45,9
			13.08.2012	32,1	
			14.08.2012	9,3	
	29.08-22.09.2014	25	23.09.2014	23	∑ 46,5
			24.09.2014	23,5	
	16.05-27.05.2015	12	28.05.2015	38	
	16.06-27.06.2016	12	28.06.2016	4	∑ 46,5
			29.06.2016	42,5	
	01.08-21.08.2017	21	22.08.2016	25	
	07.09-28.09.2019	21	29.09.2019	25	
Бехтери	03.05-03.06.2007	31	04.06.2007	22	
	01.08-02.09.2009	32	03.09.2009	61,2	
	26.08-21.09.2014	27	22.09.2014	26	∑ 119
			23.09.2014	93	
	12.07-03.08.2019	23	04.08.2019	69	
Велика Олександрівка	10.04-12.05.2003	33	13.05.2003	26	
	08.07-10.07.2005	10	18.07.2005	31	
	27.06-16.07.2014	20	17.07.2014	30	
	01.09-19.09.2016	19	20.09.2016	51	
Генічеськ	30.05-22.06.1999	24	23.06.1999	29	
	10.09-29.09.2010	20	30.09.2010	45	
	23.04-23.05.2012	31	24.05.2012	38	
Нова Каховка	15.04-05.05.2004	21	06.05.2004	21	
	02.09-01.09.2009	31	02.09.2009	42	
	04.06-19.06.2012	16	20.06.2012	37	
	29.08-22.09.2014	25	23.09.2014	24,6	∑ 50,7
			24.09.2014	26,1	
	29.09-17.10.2014	23	18.10.2014	32,7	
	30.05-10.06.2015	12	11.06.2015	41	
	16.06-28.06.2016	13	29.06.2016	36	

Кінець таблиці Б.4

Станція	Бездощовий період		Опади		
	Період	Тривалість (доба)	Дата	Кількість, мм	
Нова Каховка	22.05-03.06.2018	13	04.06.2018	30,4	
	24.06-05.07.2019	12	06.07.2019	6	∑ 81,3
			07.07.2019	1	
			08.07.2019	74,3	
	17.07-03.08.2019	18	04.08.2019	50,3	
Херсон	24.04-17.05.1998	24	18.05.1998	100	
	10.04-29.09.2003	42	22.05.2003	46,5	
	10.09-29.09.2010	20	30.09.2010	46	
Запорізька область					
Бердянськ	19.07-28.07.2006	41	29.08.2006	39	
	18.08-07.09.2011	21	08.09.2011	22	∑ 44
			09.09.2011	22	
	01.09-21.09.2012	21	22.09.2012	21	
	18.07-06.08.2013	20	07.08.2013	27	
	16.07-27.07.2015	12	28.07.2015	29,4	
	17.05-09.06.2017	22	10.06.2017	41,6	
Ботієве	03.06-12.06.1991	10	13.06.1991	37	
	10.09-29.09.2010	20	30.09.2010	50,6	
	01.08-14.08.2017	14	15.08.2017	60	
Кирилівка	17.06-06.08.1996	51	07.08.1996	33	
	24.04-16.05.2012	23	17.05.2012	23	
	17.07-27.07.2015	11	28.07.2015	40	
	29.07-16.08.2015	19	17.08.2015	38	
	01.09-20.09.2016	20	21.09.2016	35	
Мелітополь	16.06-06.08.1996	52	07.08.1996	26	
	08.04-26.04.2008	19	27.04.2008	24	
	07.08-11.09.2008	36	12.09.2008	49	
	12.09-22.09.2014	11	23.09.2014	6	∑ 93
			24.09.2014	87	
	02.07-30.07.2016	29	31.07.2016	28	
	20.08-19.09.2016	31	20.09.2016	53	
	01.08-14.08.2017	14	15.08.2017	39	
	09.09-22.09.2017	17	23.09.2017	35	
Нижні Сірогози	13.07-29.07.1991	17	30.07.1991	27	∑ 51
			31.07.1991	24	
	10.07-09.08.1993	31	10.08.1993	35	
	20.07-21.08.2006	33	22.08.2006	29	
	01.05-01.06.2007	32	02.06.2007	32	
	17.07-13.08.2015	2	14.08.2015	151,6	
Дніпропетровська область					
Нікополь	10.09-29.09.2010	20	30.09.2010	37	
	01.08-12.08.2012	12	13.08.2012	97	
Хмельницький	01.08-11.08.2002	11	12.08.2002	26	
	17.08-26.08.2012	10	27.08.2012	26	
Маріуполь	12.09-21.09.1995	10	22.09.1995	8	Σ 107
			23.09.1995	99	
	02.06-23.06.2017	22	24.06.2017	44	

ДОДАТОК В

Статистичні характеристики часових рядів спостереження дощових паводків на річках Півдня України

Таблиця В.1 - Статистичні параметри часових рядів максимальних витрат води дощових паводків річок Півдня України

№ за/п	Річка-пост	F, км^2	n, років	$\overline{Q}_m$, м^3/с	Метод моментів			Метод найбільшої правдоподібності		
					C_v	C_s	$r(1)$	C_v	C_s	C_s/C_v
1	Кагул-с.Гаваноси	186	17	30,2	2,50	3,60	-0,13	2,98	8,95	3,00
2	б.Гаваноси - с.Гаваноси	28,2	8	15,1	2,47	2,81	-0,33	3,55	9,83	2,80
3	Ялпуг - з.ст.Комрат	241	16	8,39	0,58	0,01	0,19	0,59	0,16	0,30
4	Муса - з.ст.Комрат	83,5	14	12,2	1,36	2,95	0,01	1,50	7,10	4,70
5	б.Тараклія – смт Тараклія	103	20	5,10	0,78	1,76	0,08	0,80	2,64	3,30
6	Когильник – смт Котовське	179	20	6,13	0,68	2,11	-0,24	0,71	3,46	4,90
7	Сарата - с.Сарата	1110	5	9,88	1,05	1,03	0,29	1,34	2,38	1,80
8	Тилігул-с.Новоукраїнка	810	32	6,20	1,78	4,45	-0,01	2,22	9,08	4,10
9	Тилігул- м. Березівка	3170	23	4,45	1,34	2,23	0,07	1,43	4,32	3,00
10	Південний Буг-с.Лелітка	4000	73	35,4	0,80	3,22	0,02	0,83	4,25	5,10
11	Південний Буг-с.Сабарів	9010	57	75,3	0,79	2,08	0,17	0,80	2,54	3,20
12	Бужок-смт Меджибож	698	36	10,1	0,58	2,24	-0,03	0,61	3,10	5,10
13	Іква-смт Стара Синява	439	70	7,06	0,93	3,59	0,21	0,99	4,98	5,00
14	Згар-смт Літин	692	84	7,44	1,01	4,95	-0,02	1,07	7,39	6,90

Продовження таблиці В.1

№ за/п	Річка-пост	F, км^2	n, років	$\overline{Q}_m$, м^3/с	Метод моментів			Метод найбільшої правдоподібності		
					C_v	C_s	$r(1)$	C_v	C_s	C_s/C_v
15	Рів-с.Демидівка	1130	94	17,7	0,87	1,84	0,26	0,88	2,09	2,40
16	Соб-с.Зозів	92,5	71	1,02	1,57	5,72	-0,002	1,82	9,63	5,30
17	Савранка-с.Осички	1740	75	5,78	0,70	2,92	-0,03	0,71	3,72	5,20
18	Синиця-с.Кам’яний Брід	753	44	6,80	0,72	1,55	-0,02	0,73	1,84	2,50
19	Кодима-с.Обжила	145	43	0,71	0,77	1,74	0,03	0,77	2,14	2,80
20	Кодима-с.Катеринка	2390	82	3,36	0,81	1,70	0,14	0,81	1,88	2,30
21	Гнилий Тікич-смт Лисянка	1450	65	7,70	1,43	3,67	0,13	1,55	5,22	3,40
22	Велика Вись-с.Ямпіль	2820	82	6,37	1,01	3,26	0,16	1,04	4,22	4,10
23	Ятрань-с.Покотилове	2140	61	10,5	0,85	2,67	0,16	0,88	3,46	3,90
24	Циганка-с.Краснопілля	248	30	4,26	1,43	3,65	-0,09	1,71	6,82	4,00
25	Чорний Ташлик-с.Піщаний Брід	1830	25	22,3	3,66	4,95	-0,02	4,46	12,3	2,80
26	Чорний Ташлик-с.Тарасівка	2230	83	17,8	2,56	6,89	0,05	2,99	12,0	4,00
27	Мертвовід- с. Крива Пустош	252	62	4,80	2,20	3,32	0,03	2,32	4,62	2,00
28	Чичиклія-с.Василівка	436	33	2,24	1,66	4,09	-0,12	1,76	7,82	4,40
29	Гнилий Єланець-с.Женево-Криворіжжя	1190	39	7,34	1,44	2,06	0,28	1,50	2,71	1,80
30	Інгул-м.Кіровоград	840	72	8,70	1,59	4,80	0,24	1,74	7,45	4,30
31	Інгул-с.Інгуло-Кам’янка	3080	33	32,6	1,02	2,40	-0,17	1,05	3,52	3,40
32	Інгул-с.Седнівка	4770	62	28,2	1,10	2,30	0,31	1,24	2,91	2,60
33	Інгул-с.Новогорожене	6670	83	20,8	0,90	1,73	0,24	0,91	1,93	2,10

Продовження таблиці В.1

№ за/п	Річка-пост	F, км^2	n, років	$\overline{Q}_m$, м^3/с	Метод моментів			Метод найбільшої правдоподібності		
					C_v	C_s	$r(1)$	C_v	C_s	C_s/C_v
34	Громоклія-с.Михайлівка	1410	42	4,82	1,65	4,90	0,14	1,94	10,5	4,80
35	Базавлук-с.Катерино-Наталівка	1050	36	5,05	2,32	3,64	-0,11	2,53	6,31	2,50
36	Інгулець-с.Олександро-Степанівка	1400	33	9,20	1,47	2,76	-0,05	1,54	4,3	2,80
37	Інгулець-м.Кривий Ріг	8600	31	24,5	1,10	2,99	0,29	1,33	5,11	3,80
38	Інгулець-с.Могилівка	9280	40	20,5	1,11	3,65	0,37	1,28	6,23	4,90
39	Молочна-м.Токмак	760	65	3,34	1,16	2,79	0,60	1,20	3,77	3,10
40	Молочна-с.Терпіння	2780	44	4,21	0,90	2,44	0,08	1,05	3,51	3,30
41	Лозуватка-с.Новоолексіївка	331	61	7,23	1,34	1,82	-0,03	1,38	2,13	1,50
42	Обитічна-с.Шевченко	390	25	9,63	1,22	1,75	0,31	1,28	2,44	1,90
43	Обитічна-м.Приморськ	1300	66	8,24	1,75	4,77	-0,02	1,96	7,55	3,90
44	Кільтиччя-с.Новотроїцьке	398	29	7,65	1,22	2,06	0,52	1,32	3,15	2,40
45	Берда-с.Захарівка	718	54	7,77	1,13	1,93	0,22	1,15	2,33	2,00
46	Берда-с.Осипенко	1620	80	12,4	1,52	4,02	0,11	1,63	5,64	3,40
47	Кальміус-м.Донецьк (смт Авдотьїне)	263	13	23,3	1,22	3,22	0,00	1,64	8,64	5,30
48	Кальміус-с.Раздольне	1690	6	35,0	0,61	0,41	0,66	0,77	0,84	1,10
49	Кальміус-смт Сартана (смт Приморське)	3700	28	41,8	1,34	4,13	-0,14	1,58	8,58	5,40
50	Кальчик-с.Кременівка	469	56	9,14	1,82	3,63	-0,08	1,90	5,37	2,80
51	Кальчик-м.Маріуполь	1250	23	14,9	2,34	4,41	-0,03	2,65	10,6	4,00

Кінець таблиці В.1

№ за/п	Річка-пост	F, км^2	n, років	$\overline{Q}_m$, м^3/с	Метод моментів			Метод найбільшої правдоподібності		
					C_v	C_s	$r(1)$	C_v	C_s	C_s/C_v
52	балка Полкова-с.Кременівка	63	16	3,97	1,57	2,64	0,78	1,86	6,05	3,20
53	Малий Кальчик-с.Кременівка	270	58	13,1	2,29	3,75	-0,01	2,42	5,56	2,30
54	Калець-х.Перемога	164	16	3,16	0,66	0,6	-0,09	0,67	0,71	1,10
55	Глузський Єланчик-с.Гусельщикове	1190	7	1,34	1,42	1,58	-0,08	1,72	3,58	2,10

Таблиця В.2 - Максимальні витрати води дощових паводків річок Півдня України різної забезпеченості (P=1 %, 3 %, 5 %, 10 %) при C_s=3 C_v (трипараметричний гама-розподіл)

№ за/п	Річка- пост	$\overline{Q}_m$, м^3/с (2015)	C_v (2015)	Витрати води, м^3/с			
				$Q_{1\%}$	$Q_{3\%}$	$Q_{5\%}$	$Q_{10\%}$
1	Кагул-с.Гаваноси	30,2	2,98	288	172	129	79,2
2	б.Гаваноси - с.Гаваноси	15,1	3,55	144	85,9	64,2	39,5
3	Ялпуг - з.ст.Комрат	8,39	0,59	25,4	20,2	17,8	14,7
4	Муса - з.ст.Комрат	12,2	1,50	87,9	57,0	44,7	30,1
5	б.Тараклія – смт Тараклія	5,1	0,80	20,2	15,0	12,9	10,0
6	Когильник – смт Котовськ	6,13	0,71	21,7	16,6	14,5	11,5
7	Сарата - с.Сарата	9,88	1,34	63,8	42,5	33,9	23,5
8	Тилігул-с.Новоукраїнка	6,2	2,22	59,1	35,4	26,4	16,3
9	Тилігул- м.Березівка	4,45	1,43	30,6	20,1	15,8	10,9
10	Південний Буг-с.Лелітка	35,4	0,83	145	107	91	70,7
11	Південний Буг-с.Сабарів	75,3	0,80	298	222	190	148
12	Бужок-смт Меджибож	10,1	0,61	31,4	24,8	21,8	18,0
13	Іква-смт Стара Синява	7.06	0,99	34	24,3	20,2	15,1
14	Згар-смт Літин	7,44	1,07	38,6	27,2	22,2	16,4
15	Рів-с.Демидівка	17.7	0,88	76,5	55,9	47,1	36,1
16	Соб-с.Зозів	1,02	1,82	8,9	5,46	4,14	2,63
17	Савранка-с.Осички	5,78	0,71	20,5	15,7	13,6	10,9
18	Синиця-с.Кам’яний Брід	6,80	0,73	24,7	18,8	16,3	12,9
19	Кодима-с.Обжила	0,71	0,77	2,72	2,04	1,76	1,38
20	Кодима-с.Катеринка	3,36	0,81	13,5	10,0	8,53	6,65
21	Гнилий Тікич-смт Лисянка	7,70	1,55	100	67,7	54,5	38,6
22	Велика Вись-с.Ямпіль	6,37	1,04	32,2	22,7	18,7	14,0
23	Ятрань-с.Покотилове	10,5	0,88	45,4	33,2	27,9	21,4

Продовження таблиці В.2

№ за/п	Річка- пост	$\overline{Q}_m$, м^3/с (2015)	C_V (2015)	Витрати води, м^3/с			
				$Q_{1\%}$	$Q_{3\%}$	$Q_{5\%}$	$Q_{10\%}$
24	Циганка-с.Краснопілля	4,26	1,70	34,7	21,7	16,7	10,8
25	Чорний Ташлик-с.Піщаний Брід	22,3	4,46	34,4/	23,9/	19,5/	14,1/
26	Чорний Ташлик-с.Тарасівка	17,8	2,99	170	102	75,8	46,6
27	Мертвовід- с. Крива Пустош	4,8	2,32	45,7	27,0	20,4	12,6
28	Чичиклія-с.Василівка	2,24	1,76	18,9	11,7	9,00	5,70
29	Гнилий Єланець-с.Женево-Криворіжжя	7,34	1,50	52,9	34,3	26,9	18,1
30	Інгул-м.Кіровоград	8,7	1,74	71,2	45,1	34,5	22,3
31	Інгул-с.Інгуло-Кам’янка	32,6	1,05	166	117	96,5	71,4
32	Інгул-с.Седнівка	28,2	1,24	169	115	92,5	65,4
33	Інгул-с.Новогорожене	20,8	0,91	92,6	67,4	56,6	43,1
34	Громоклія-с.Михайлівка	4,82	1,94	44,9	26,9	20,2	12,6
35	Базавлук-с.Катерино-Наталівка	5,05	2,53	48,1	28,8	21,5	13,2
36	Інгулець-с.Олександро-Степанівка	9,20	1,54	68,1	43,8	34,2	22,9
37	Інгулець-м.Кривий Ріг	24,5	1,33	157	105	83,8	58,3
38	Інгулець-с.Могилівка	20,5	1,28	127	85,3	68,5	49,4
39	Молочна-м.Токмак	3,34	1,2	19,3	13,3	10,8	7,68
40	Молочна-с.Терпіння	4,21	1,01	20,9	15,2	12,3	9,14
41	Лозуватка-с.Новоолексіївка	7,23	1,38	48,0	31,7	24,9	17,3
42	Обитічна-с.Шевченко	9,63	1,28	59,4	40,1	32,2	22,6
43	Обитічна-м.Приморськ	8,24	1,96	77,0	47,9	34,8	21,5
44	Кільтиччя-с.Новотроїцьке	7,65	1,32	48,6	32,4	26,1	18,1
45	Берда-с.Захарівка	7,77	1,15	43,2	30,0	24,4	17,6
46	Берда-с.Осипенко	12,4	1,63	97,0	61,4	47,6	31,2
47	Кальміус-м.Донецьк (смт Авдотьїне)	23,3	1,64	183	116	89,7	58,9
48	Кальміус-с.Роздольне	35,0	0,77	133	100	86,3	67,8

Кінець таблиці В.2

№ за/п	Річка- пост	$\overline{Q}_m$, м^3/с (2015)	C_v (2015)	Витрати води, м^3/с			
				$Q_{1\%}$	$Q_{3\%}$	$Q_{5\%}$	$Q_{10\%}$
49	Кальміус-смт Сартана (смт Приморське)	41,8	1,58	317	203	157	104
50	Кальчик-с.Кременівка	9,14	1,9	82,9	50,4	37,9	23,8
51	Кальчик-м.Маріуполь	14,9	2,65	142	84,8	63,4	39,0
52	балка Полкова-с.Кременівка	3,97	1,86	35,2	21,5	16,3	10,3
53	Малий Кальчик-с.Кременівка	13,1	2,42	125	74,7	55,8	34,3
54	Калець-х.Перемога	316	0,67	10,6	8,24	7,20	5,81
55	Глузський Єланчик-с.Гусельщикове	1,34	1,72	11,0	6,88	5,27	3,43

Таблиця В.3 - Максимальні витрати води дощових паводків річок Півдня України

№ за/п	Річка- пост	Багаторічні характеристики максимальних витрат води дощових паводків					
		за даними статистичної обробки (станом на 2015 рік)			за даними РПВ (станом на 1969 рік)		
		$\overline{Q}_m$, м^3/с	C_v	$Q_{1\%}$, м^3/с	$\overline{Q}_m$, м^3/с	C_v	$Q_{1\%}$, м^3/с
1	Тилігул-с.Новоукраїнка	6,2	2,22	59,1	8,73	1,88	170
2	Тилігул- м.Березівка	4,45	1,43	30,6	6,40	2,42	140
3	Південний Буг-с.Лелітка	35,4	0,83	145	34,3	1,08	213
4	Південний Буг-с.Сабарів	75,3	0,80	298	60,3	1,02	439
5	Бужок-смт Меджибож	10,1	0,61	31,4	9,00	1,33	78,0
6	Іква-смт Стара Синява	7.06	0,99	34,0	7,60	1,28	80,0
7	Згар-смт Літин	7,44	1,07	38,6	5,70	1,48	105
8	Рів-с.Демидівка	17.7	0,88	76,5	19,1	1,03	102
9	Соб-с.Зозів	1,02	1,82	8,9	1,94	1,79	56,0
10	Савранка-с.Осички	5,78	0,71	20,5	5,50	1,77	(90,0)
11	Синиця-с.Кам’яний Брід	6,80	0,73	24,7	7,30	1,23	90,0
12	Гнилий Тікич-смт Лисянка	7,70	1,55	100	19,9	1,20	160
13	Велика Вись-с.Ямпіль	6,37	1,04	32,2	8,30	1,50	90,0
14	Ятрань-с.Покотилове	10,5	0,88	45,4	17,6	0,99	106
15	Циганка-с.Краснопілля	4,26	1,70	34,7	4,90	1,62	90,0
16	Чорний Ташлик-с.Тарасівка	17,8	2,99	170	20,7	1,38	200
17	Мертвовід- с. Крива Пустош	4,80	2,32	45,7	7,80	1,88	200
18	Гнилий Єланець-с.Женево-Криворіжжя	7,34	1,50	52,9	9,98	1,51	125
19	Інгул-м.Кіровоград	8,7	1,74	71,2	14,8	1,51	190
20	Інгул-с.Інгуло-Кам’янка	32,6	1,05	166	32,7	1,13	250
21	Інгул-с.Седнівка	28,2	1,24	168,6	59,6	1,00	260
22	Інгул-с.Новогорожене	20,8	0,91	92,6	28,1	1,09	151
23	Базавлук-с.Катерино-Наталівка	5,05	2,53	48,1	5,00	-	148

Кінець таблиці В.3

№ за/п	Річка- пост	Багаторічні характеристики максимальних витрат води дощових паводків					
		за даними статистичної обробки (станом на 2015 рік)			за даними РПВ (станом на 1969 рік)		
		$\overline{Q}_m$, м^3/с	C_v	$Q_{1\%}$, м^3/с	$\overline{Q}_m$, м^3/с	C_v	$Q_{1\%}$, м^3/с
24	Інгулець-с.Олександро-Степанівка	9,20	1,54	68,1	9,20	1,75	136
25	Інгулець-м.Кривий Ріг	24,5	1,33	157	24,5	1,34	222
26	Інгулець-с.Могилівка	20,5	1,28	127	20,5	1,31	241
27	Кильтиччя-с.Новотроїцьке	7,65	1,32	48,6	15,1	1,55	250
28	Берда-с.Осипенко	12,4	1,63	97,0	31,6	1,27	272
29	Кальміус-м.Донецьк (смт Авдотьїне)	23,3	1,64	183	22,3	1,00	200
30	Кальміус-смт Сартана (смт Приморське)	41,8	1,58	317	41,6	1,02	266

Таблиця В.4 - Статистичні параметри часових рядів максимальних шарів стоку дощових паводків на річках Півдня України

№ за/п	Річка-пост	F, км^2	n, років	$\bar{Y}_m$, мм	Метод моментів			Метод найбільшої правдоподібності		
					C_v	C_s	$r(1)$	C_v	C_s	C_s / C_v
1	Кагул-с.Гаваноси	186	17	4,5	2,82	3,95	-0,09	3,46	10,5	3,00
2	б.Гаваноси - с.Гаваноси	28,2	8	1,5	1,80	2,08	-0,10	2,26	5,39	2,40
3	Ялпуг - з.ст.Комрат	241	16	2,5	0,74	1,74	-0,06	0,77	2,82	3,70
4	Муса - з.ст.Комрат	83,5	14	4,1	1,36	3,15	0,12	1,50	7,96	5,30
5	б.Тараклія – смт Тараклія	103	20	2,3	0,98	1,31	-0,15	1,01	1,75	1,70
6	Когильник – смт Котовське	179	20	4,6	0,84	1,18	0,27	0,89	1,61	1,80
7	Сарата - с.Сарата	1110	5	1,7	1,28	1,43	0,09	1,59	3,64	2,30
8	Тилігул-с.Новоукраїнка	810	32	2,0	1,13	2,08	-0,02	1,17	2,91	2,50
9	Тилігул- м. Березівка	3170	23	0,5	1,88	2,89	0,42	2,18	4,07	1,90
10	Південний Буг-с.Лелітка	4000	73	6,1	1,05	2,75	0,098	1,09	3,46	3,20
11	Південний Буг-с.Сабарів	9010	57	6,1	1,08	1,77	0,09	1,10	2,07	1,90
12	Бужок-смт Меджибож	698	36	11	0,71	0,85	-0,14	0,72	0,93	1,30
13	Іква-смт Стара Синява	439	70	7,7	0,86	2,35	0,23	0,88	2,86	3,30
14	Згар-смт Літин	692	84	6,3	0,96	1,14	0,26	0,97	1,22	1,3
15	Рів-с.Демидівка	1130	94	5,0	1,10	2,38	0,16	1,12	2,78	2,50
16	Соб-с.Зозів	92,5	71	4,1	0,72	0,49	0,16	0,72	0,51	0,70
17	Савранка-с.Осички	1740	75	2,5	1,10	1,96	0,11	1,12	2,26	2,00
18	Синиця-с.Кам’яний Брід	753	44	1,7	0,85	0,85	0,04	0,86	0,92	1,10
19	Кодима-с.Обжила	145	43	1,8	1,14	1,25	0,01	1,16	1,42	1,20
20	Кодима-с.Катеринка	2390	81	1,1	1,23	1,50	0,04	1,25	1,63	1,30

Продовження таблиці В.4

№ за/п	Річка-пост	F, км^2	n, років	$\bar{Y}_m$, мм	Метод моментів			Метод найбільшої правдоподібності		
					C_v	C_s	$r(1)$	C_v	C_s	C_s / C_v
21	Гнилий Тікич-смт Лисянка	1450	65	1,8	0,94	1,38	0,16	0,97	1,85	1,90
22	Велика Вись-с.Ямпіль	2820	53	0,9	1,35	3,41	0,15	1,45	5,00	3,40
23	Ятрань-с.Покотилове	2140	61	2,3	0,76	0,96	0,39	0,78	1,04	1,40
24	Циганка-с.Краснопілля	248	30	2,0	1,19	3,07	-0,08	1,34	5,23	3,90
25	Чорний Ташлик-с.Піщаний Брід	1830	25	1,8	2,00	4,14	-0,07	2,21	9,33	4,20
26	Чорний Ташлик-с.Тарасівка	2230	83	2,1	1,15	4,13	0,05	1,24	5,77	4,70
27	Мертвовід-с. Крива Пустош	252	53	2,4	1,90	4,94	-0,12	2,76	8,89	3,20
28	Чичиклія-с.Василівка	436	33	1,1	1,51	3,13	0,20	1,66	5,60	3,40
29	Гнилий Єланець-с.Женево-Криворіжжя	1190	39	1,0	1,57	2,43	0,19	1,72	3,77	2,20
30	Інгул-м.Кіровоград	840	72	1,9	0,95	1,69	0,30	0,97	1,95	2,00
31	Інгул-с.Інгуло-Кам’янка	3080	33	1,5	0,86	1,62	0,16	0,88	2,05	2,30
32	Інгул-с.Седнівка	4770	62	1,7	0,76	1,85	-0,14	0,76	2,17	2,80
33	Інгул-с.Новогорожене	6670	82	1,5	1,14	2,55	0,15	1,16	3,09	2,70
34	Громоклія-с.Михайлівка	1410	42	0,6	1,08	1,43	0,44	1,11	1,77	1,60
35	Базавлук-с.Катерино-Наталівка	1050	36	1,2	2,92	5,77	-0,08	3,27	13,1	4,00
36	Інгулець-с.Олександро-Степанівка	1400	33	1,2	1,91	2,62	0,22	2,05	3,99	2,00

Кінець таблиці В.4

№ за/п	Річка-пост	F, км^2	n, років	$\bar{Y}_m$, мм	Метод моментів			Метод найбільшої правдоподібності		
					C_v	C_s	$r(1)$	C_v	C_s	C_s/C_v
37	Інгулець-м.Кривий Ріг	8600	31	0,8	1,77	3,70	0,13	1,89	6,87	3,60
38	Інгулець-с.Михайлівка	8600	40	0,9	1,38	3,57	0,08	1,56	5,88	3,80
39	Молочна-м.Токмак	9280	65	1,5	0,99	1,40	0,31	1,00	1,59	1,60
40	Молочна-с.Терпіння	760	43	0,8	1,89	4,98	0,09	2,29	9,47	4,10
41	Лозуватка-с.Новоолексіївка	331	61	2,3	0,96	1,67	-0,07	0,97	1,92	2,00
42	Обитічна-с.Шевченко	390	25	2,0	0,62	0,95	0,003	0,63	1,11	1,80
43	Обитічна-м.Приморськ	1300	66	2,1	0,81	1,04	0,04	0,82	1,10	1,30
44	Кильтиччя-с.Новотроїцьке	398	29	2,9	0,58	0,78	-0,13	0,58	0,86	1,50
45	Берда-с.Захарівка	718	54	2,8	0,76	0,71	0,03	0,77	0,74	1,00
46	Берда-с.Осіпенко	1620	80	1,9	0,96	1,48	0,04	0,97	1,62	1,70
47	Кальміус-м.Донецьк	263	14	4,9	0,99	1,90	-0,01	1,05	3,43	3,30
48	Кальміус-с.Раздольне	1690	6	2,9	0,59	0,69	-0,71	0,74	1,47	2,00
49	Кальміус-смт Сартана (смт Приморське)	3700	28	2,4	1,26	4,42	-0,15	1,47	9,61	6,50
50	Кальчик-с.Кремнівка	469	56	2,5	0,95	2,45	-0,02	0,99	3,14	3,20
51	Кальчик-м.Маріуполь	1250	23	1,7	1,40	2,32	-0,12	1,49	3,79	2,50
52	балка Полкова-с.Кременівка	63,0	16	3,2	1,68	3,18	-0,17	1,89	7,47	4,00
53	Малий Кальчик-с.Кременівка	270	58	4,9	1,99	5,32	-0,06	2,32	9,28	4,00
54	Калець-х.Перемога	164	16	1,8	0,54	0,07	-0,39	0,56	0,19	0,30
55	Глузський Єланчик-с.Гусельщикове	1190	7	0,4	1,48	1,52	-0,09	1,81	3,36	1,90

Додаток В.5 - Максимальні шари стоку дощових паводків річок Півдня України різної забезпеченості (Р=1 %, 3 %, 5 %, 10 %) при $C_s = 2,5\ C_v$

№ за/п	Річка- пост	$\overline{Y}_m$, мм	C_v	Шари стоку, мм			
				$Y_{1\%}$	$Y_{3\%}$	$Y_{5\%}$	$Y_{10\%}$
1	Кагул-с.Гаваноси	4,5	3,46	44	27	20	12
2	б.Гаваноси - с.Гаваноси	1,5	2,26	15	10	7,7	4,3
3	Ялпуг - з.ст.Комрат	2,5	0,77	9,5	7,3	6, 9	5,0
4	Муса - з.ст.Комрат	4,1	1,50	30	20	16	11
5	б.Тараклія – смт Тараклія	2,3	1,01	11	8,3	6,9	5,2
6	Когильник – смт Котовське	4,6	0,89	20	15	13	9,7
7	Сарата - с.Сарата	1,7	1,59	13	8,5	6,7	4,5
8	Тилігул-с.Новоукраінка	2,0	1,17	11	8,0	6,6	4,8
9	Тилігул- м. Березівка	0,6	2,18	5,3	3,3	2,5	1,5
10	Південний Буг-с.Лелітка	6,1	1,09	32	23	19	14
11	Південний Буг-с.Сабарів	6,1	1,10	32	23	19	14
12	Бужок-смт Меджибож	11	0,72	39	30	26	21
13	Іква-смт Стара Синява	7,7	0,88	32	24	21	16
14	Згар-смт Літин	6,3	0,97	29	22	18	14
15	Рів-с.Демидівка	5,0	1,12	27	19	16	12
16	Соб-с.Зозів	4,1	0,72	14	11	9,8	8,0
17	Савранка-с.Осички	2,5	1,12	14	9,7	8,0	5,9
18	Синиця-с.Кам’яний Брід	1,7	0,86	7,2	5,4	4,6	3,6
19	Кодима-с.Обжила	1,8	1,16	9,8	7,0	5,7	4,2
20	Кодима-с.Катеринка	1,1	1,25	6,6	4,6	3,7	2,7
21	Гнилий Тікич-смт.Лисянка	1,8	0,97	8,3	6,1	5,2	3,9
22	Велика Вись-с.Ямпіль	1,0	1,45	6,6	4,5	3,5	2,4
23	Ятрань-с.Покотилове	2,3	0,78	8,7	6,7	5,8	4,6

Продовження таблиці В.5

№ за/п	Річка- пост	$\overline{Y}_m$, мм	C_v	Шари стоку, мм			
				$Y_{1\%}$	$Y_{3\%}$	$Y_{5\%}$	$Y_{10\%}$
24	Циганка-с.Краснопілля	2,6	1,34	17,0	11,0	9,20	6,70
25	Чорний Ташлик-с.Піщаний Брід	1,8	2,21	18,0	11,0	8,3	5,1
26	Чорний Ташлик-с.Тарасівка	2,1	1,24	12,5	8,7	7,1	5,1
27	Мертвовід- с. Крива Пустош	2,5	2,76	24,0	15,0	11,0	6,8
28	Чичиклія-с.Василівка	1,1	1,66	8,5	5,5	4,3	2,8
29	Гнилий Єланець-с.Женево-Криворіжжя	1,0	1,72	8,5	5,5	4,3	2,8
30	Інгул-м.Кіровоград	1,9	0,97	8,8	6,5	5,5	4,2
31	Інгул-с.Інгуло-Кам’янка	1,5	0,88	6,3	4,7	4,2	3,1
32	Інгул-с.Седнівка	1,7	0,76	6,3	4,8	4,2	3,4
33	Інгул-с.Новогорожене	1,5	1,16	8,3	5,9	4,9	4,2
34	Громоклія-с.Михайлівка	0,6	1,11	3,3	2,4	2,0	1,5
35	Базавлук-с.Катерино-Наталівка	1,2	3,27	12	7,1	5,3	3,3
36	Інгулець-с.Олександро-Степанівка	1,2	2,05	12	7,5	5,6	3,5
37	Інгулець-м.Кривий Ріг	0,8	1,89	7,1	4,4	3,4	2,1
38	Інгулець- с.Могилівка	0,9	1,56	6,5	4,3	3,4	2,3
39	Молочна-м.Токмак	1,5	1,0	7,2	5,3	4,4	3,3
40	Молочна-с.Терпіння	0,8	2,29	8,1	5,0	3,8	2,3
41	Лозуватка-с.Новоолексіївка	2,3	0,97	11	7,9	6,6	5,0
42	Обитічна-с.Шевченко	2,0	0,63	6,3	5,6	4,4	3,6
43	Обитічна-м.Приморськ	2,1	0,82	8,3	6,3	5,4	4,3
44	Кильтиччя-с.Новотроїцьке	2,9	0,58	8,5	6,9	6,1	5,1

Кінець таблиці В.5

№ за/п	Річка- пост	$\overline{Y}_m$, мм	C_v	Шари стоку, мм			
				$Y_{1\%}$	$Y_{3\%}$	$Y_{5\%}$	$Y_{10\%}$
45	Берда-с.Захарівка	2,8	0,77	10,5	8,1	7,0	5,5
46	Берда-с.Осипенко	1,9	0,97	8,8	6,5	5,5	4,2
47	Кальміус-м.Донецьк (смт Авдотьїне)	4,9	1,05	25,0	18,0	15,0	11,0
48	Кальміус-с.Роздольне	2,9	0,74	10,0	8,0	7,0	5,6
49	Кальміус-смт Сартана (Приморське)	2,4	1,47	17,0	11,0	8,9	6,1
50	Кальчик-с.Кременівка	2,5	0,99	12	8,7	7,3	5,5
51	Кальчик-м.Маріуполь	1,7	1,49	12,3	8,2	6,5	4,4
52	балка Полкова-с.Кременівка	3,2	1,89	30,0	19,0	14,0	8,9
53	Малий Кальчик-с.Кременівка	4,9	2,32	47.7	29.4	22,0	13,7
54	Калець-х.Перемога	1,8	0,56	3,90	4,10	3,60	3,00
55	Глузський Єланчик-с.Гусельщикове	0,4	1,81	3,6	2,3	1,8	1,1

Таблиця В.6 - Максимальні шари стоку дощових паводків річок Півдня України

№ за/п	Річка- пост	Розрахункові характеристики шарів стоку дощових паводків					
		за даними статистичної обробки (станом на 2015 рік)			за даними РПВ (станом на 1969 рік)		
		$\overline{Y}_m$, мм	C_v	$Y_{1\%}$, мм	$\overline{Y}_m$, мм	C_v	$Y_{1\%}$, мм
1	Тилігул-с.Новоукраїнка	2,0	1,17	11	2,1	-	(36)*
2	Тилігул-смт Березівка	0,6	2,18	5,3	0,9	1,40	12
3	Південний Буг-с.Лелітка	6,1	1,09	32	4,5	1,00	25
4	Південний Буг-с.Сабарів	6,1	1,10	32	4,7	1,44	(23)*
5	Згар-смт Літин	6,3	0,97	29	3,1	-	44
6	Рів-с.Демидівка	5,0	1,12	27	2,5	1,25	28
7	Соб-с.Зозів	4,1	0,72	14	3,8	-	40
8	Савранка-с.Осички	2,5	1,12	14	1,1	1,40	18
9	Синиця-с.Кам'яний Брід	1,7	0,86	7,2	1,4	1,10	17
10	Гнилий Тікич-смт Лисянка	1,8	0,97	8,3	1,8	1,19	20
11	Велика Вись-с.Ямпіль	1,0	1,45	6,6	0,7	1,40	11
12	Циганка-с.Краснопілля	2,6	1,34	17	2,8	1,48	34
13	Чорний Ташлик-с.Тарасівка	2,1	1,24	12,5	1,3	1,20	12
14	Мертвовід-с. Крива Пустош	2,5	2,76	24	3,2	1,74	40
15	Гнилий Єланець-с.Женево-Криворіжжя	1,0	1,72	8,5	1,3	1,60	18
16	Інгул-м.Кіровоград	1,9	0,97	8,8	1,9	1,30	22
17	Інгул-с.Інгуло-Кам'янка	1,5	0,88	6,3	1,4	1,10	12
18	Інгул-с.Седнівка	1,7	0,76	6,3	1,3	1,00	12
19	Інгул-с.Новогорожене	1,5	1,16	8,3	1,6	1,20	8,5
20	Базавлук-с.Катерино-Наталівка	1,2	3,27	12	0,5	-	31

Примітка
* - наближені дані

Кінець таблиці В.6

№ за/п	Річка- пост	Розрахункові характеристики шарів стоку дощових паводків					
		за даними статистичної обробки (станом на 2015 рік)			за даними РПВ (станом на 1969 рік)		
		$\overline{Y}_m$, мм	C_v	$Y_{1\%}$, мм	$\overline{Y}_m$, мм	C_v	$Y_{1\%}$, мм
21	Інгулець-с.Олександро-Степанівка	1,2	2,05	12	1,2	2,20	21
22	Інгулець-м.Кривий Ріг	0,8	1,89	7,1	0,8	1,60	(7,5)*
23	Інгулець-с.Михайлівка	0,9	1,56	6,4	0,8	1,42	(7,0)*
24	Кальміус-м.Донецьк (смт Авдотьїне)	5,0	1,05	25	4,9	1,02	43
25	Кальміус-смт Сартана (смт Приморське)	2,4	1,47	17,0	2,3	1,07	15

Примітка
* - наближені дані

Таблиця В.7 - Визначення коефіцієнтів часової нерівномірності руслового стоку для річок Півдня України (2015)

№ за/п	Річка- пост	F, км^2	$\lg(F+1)$	$\overline{\overline{Q}}_m$, м^3/с	$\overline{Y}_m$, мм	T_n, год.	$\frac{(m+1)}{m}$
3	Ялпуг - з.ст.Комрат	241	2,38	8,39	2,7	7	7,80
6	Когильник-смт Котовське	179	2,26	6,63	4,9	8	5,22
7	Сарата - с.Сарата	1110	3,05	9,88	1,7	10	4,5
8	Тилігул-с.Новоукраінка	810	2,91	6,73	2,1	12	4,1
9	Тилігул-смт Березівка	3170	3,50	4,45	0,5	12	2,8
10	Південний Буг-с.Лелітка	4000	3,60	35,4	6,1	12	1,504
11	Південний Буг-с.Сабарів	9010	3,95	75,3	5,7	12	1,52
12	Бужок-смт Меджибож	698	2,84	10,1	12	17	1,77
13	Іква-смт Стара Синява	439	2,64	7,06	7,7	11	1,985
14	Згар-смт Літин	692	2,84	7,44	6,3	13	1,917
15	Рів-с.Демидівка	1130	3,05	17,7	5,1	8	2,123
16	Соб-с.Зозів	92,5	1,97	1,02	4,1	11	2,556
17	Савранка-с.Осички	1740	3,24	5,78	2,5	14	1,607
18	Синиця-с.Кам’яний Брід	753	2,88	6,91	1,6	7	3,47
19	Кодима-с.Обжила	145	2,16	0,88	2,6	10	2,02
20	Кодима-с.Катеринка	2390	3,38	3,36	1,7	18	1,28
21	Гнилий Тікич-смт Лисянка	1450	3,16	16,4	1,9	8	4,11
22	Велика Вись-с.Ямпіль	2820	3,45	8,22	1,2	11	2,31
23	Ятрань-с.Покотилове	2140	3,33	10,5	2,3	11	2,03
24	Циганка-с.Краснопілля	248	2,40	4,72	2,3	9	6,43
25	Чорний Ташлик-с.Піщаний Брід	1830	3,26	23,2	1,9	10	5,76
26	Чорний Ташлик-с.Тарасівка	2230	3,35	17,8	2,1	12	3,94
27	Мертвовід- с. Крива Пустош	252	2,40	5,31	3,4	9	4,82
28	Чичиклія-с.Василівка	436	2,64	3,24	1,8	9	3,21
29	Гнилий Єланець-с.Женево-Криворіжжя	1190	3,08	9,5	1,3	11	5,84
30	Інгул-м.Кіровоград	840	2,92	8,70	1,9	7	3,30
31	Інгул-с.Інгуло-Кам’янка	3080	3,49	32,6	1,4	11	7,00

Кінець таблиці В.7

№ з/п	Річка- пост	F, км^2	$\lg(F+1)$	$\overline{\overline{Q}}_m$, м^3/с	$\overline{Y}_m$, мм	T_n, год.	$\frac{(m+1)}{m}$
32	Інгул-с.Седнівка	4770	3,68	28,2	1,7	11	3,30
33	Інгул-с.Новогорожене	6670	3,82	20,8	1,5	11	1,98
34	Громоклія-с.Михайлівка	1410	3,15	5,29	0,8	8	3,24
35	Базавлук-с.Катерино-Наталівка	1050	3,02	7,33	1,3	10	3,42
36	Інгулець-с.Олександро-Степанівка	1400	3,15	9,2	1,2	10	4,87
37	Інгулець-м.Кривий Ріг	8600	3,93	24,5	0,8	13	4,08
38	Інгулець- с.Могилівка	9280	3,97	20,5	0,9	13	2,84
39	Молочна-м.Токмак	760	2,88	3,34	1,5	9	2,28
40	Молочна-с.Терпіння	2780	3,44	4,33	1,3	11	1,17
41	Лозуватка-с.Новоолексіївка	331	2,52	7,23	2,3	7	5,74
42	Обитічна-с.Шевченко	390	2,59	7,71	2,1	8	6,51
43	Обитічна-м.Приморськ	1300	3,11	8,24	2,1	10	2,61
44	Кильтиччя-с.Новотроїцьке	398	2,60	6,49	2,4	10	5,87
45	Берда-с.Захарівка	718	2,86	7,77	2,8	9	3,00
46	Берда-с.Осипенко	1620	3,21	12,4	1,9	10	3,48
48	Кальміус-с.Роздольне	1690	3,23	35	2,9	11	6,51
49	Кальміус-смт Сартана (смт Приморське)	3700	3,57	41,8	2,4	12	4,79
51	Кальчик-м.Маріуполь	1250	3,10	14,9	1,7	10	6,13
54	Калець-х.Перемога	164	2,22	3,16	1,8	8	7,04
55	Глузький Єланчик-с.Гусельщикове	1190	3,08	1,34	0,4	10	2,45

Таблиця В.8 - Визначення величин забезпеченості максимальних добових опадів на території Півдня України

№ за/п	Станція (пост)	n, років	H_m, мм	$H_{m\downarrow}$, мм	$P_{p(x)}$	$P(x)$, %
1	Сербка	62	148,4	170	0,02	0,02
2	Роздільна	85	100	164	0,03	0,05
3	Одеса, обсерваторія	134	106	151	0,05	0,07
4	Иллічівськ	57	76,4	148	0,07	0,10
5	Білгород-Дністровський	42	124	148	0,08	0,12
6	Сарата	62	118,8	145	0,10	0,15
7	Затишшя	62	86,7	142	0,12	0,17
8	Вилкове	42	70,5	139	0,14	0,20
9	Ізмаїл	75	98	136	0,15	0,22
10	Болград	76	102	131	0,17	0,25
11	Любашівка	70	131	127	0,19	0,28
12	Осички	64	85	124	0,20	0,31
13	Тилігуло-Березанка	67	145	124	0,22	0,34
14	Очаків	63	96	122	0,24	0,37
15	Нова Одеса	34	80	122	0,25	0,40
16	Н.Горожене	56	84	119	0,27	0,43
17	Крива Пустош	61	98	116	0,29	0,46
18	Олександрівка	69	110	115	0,31	0,49
19	Прибужани	55	97	112	0,32	0,53
20	Катеринка	56	91	110	0,34	0,56
21	Підгірне	55	93	110	0,36	0,59
22	Долинська	100	122	109	0,37	0,63
23	Бобринець	83	91	106	0,39	0,67
24	Знаменка	112	136	106	0,41	0,71
25	Помічна	93	110	106	0,42	0,74
26	Н.-Миргород	120	91	102	0,44	0,78
27	Гайворон	91	164	102	0,46	0,83
28	Кіровоград	140	122	102	0,47	0,87
29	Покотилове	63	94	101	0,49	0,91
30	Седнівка	56	82	100	0,51	0,96
31	Вінниця	106	112	100	0,53	1,00
32	Демидів	60	92	98	0,54	1,05
33	Хмельник	79	92	98	0,56	1,10
34	Літин	67	116	97	0,58	1,16
35	Гайсин	82	109	97	0,59	1,21
36	Липовець	54	142	96	0,61	1,27
37	Жмеринка	94	148	94	0,63	1,33

Кінець таблиці В.8

№ за/п	Станція (пост)	n, років	H_m, мм	$H_{m\downarrow}$, мм	$P_{p(x)}$	$P(x)$, %
38	Зозів	63	102	94	0,64	1,39
39	Тростянчик	56	82	93	0,66	1,46
40	Волочиськ	92	139	92	0,68	1,52
41	Хмельницький	82	106	92	0,69	1,60
42	Меджибіж	34	90	91	0,71	1,67
43	Стара Синява	55	77	91	0,73	1,75
44	Велика Олександрівка	67	101	91	0,75	1,84
45	Нижні Сірогози	84	151	91	0,76	1,93
46	Нова Каховка	63	91	90	0,78	2,03
47	Херсон (агрометсанція)	89	102	86,7	0,80	2,13
48	Асканія - Нова	87	124	85	0,81	2,25
49	Бехтери	63	94	84	0,83	2,38
50	Генічеськ	126	115	82	0,85	2,52
51	Кирилівка	86	170	82	0,86	2,67
52	Мелітополь	82	92	80	0,88	2,85
53	Бердянськ	43	127	77	0,90	3,05
54	Ботієве	62	100	76,4	0,92	3,29
55	Кривий Ріг	64	70	72	0,93	3,58
56	Нікополь	83	97	70,5	0,95	3,96
57	Маріуполь	77	106	70	0,97	4,48

Таблиця В.9 - Розрахункові максимальні модулі стоку дощових паводків $q_{1\%}$ для річок Півдня України ($n_1 = 0{,}73$)

№ за/п	Річка-пост	F, км^2	$q_{1\%}$, м^3/(с·км^2)	$q'_{1\%}$, м^3/(с·км^2)	$q'_{1\%}\downarrow$, м^3/(с·км^2)	$P_{p(x)}$	$P(x)$, %	$q_{1\%}$, м^3/(с·км^2)
1	Кагул-с.Гаваноси	186	1,55	70,5	70,5	0,02	0,05	0,31
2	Гаваноси-с.Гаваноси	28,2	5,11	60,0	60,0	0,04	0,10	1,19
3	Ялпуг - з.ст.Комрат	241	0,11	5,79	40,8	0,05	0,15	0,25
4	Муса - з.ст.Комрат	83,5	1,05	26,8	35,2	0,07	0,20	0,55
5	б.Тараклія –смт Тараклія	103	0,20	5,82	34,5	0,09	0,25	0,47
6	Когильник –смт Котовське	179	0,12	5,37	26,8	0,11	0,30	0,32
7	Сарата - с.Сарата	1110	0,06	9,61	25,7	0,12	0,35	0,08
8	Тилігул-с.Новоукраїнка	810	0,07	9,70	23,6	0,14	0,41	0,11
9	Тилігул-м. Березівка	3170	0,01	3,47	20,7	0,16	0,46	0,04
10	Південний Буг-с.Лелітка	4000	0,04	17,3	19,3	0,18	0,52	0,03
11	Південний Буг-с.Сабарів	9010	0,03	25,7	18,1	0,19	0,57	0,02
12	Бужок- смт Меджибож	698	0,05	5,47	17,9	0,21	0,63	0,12
13	Іква-смт Стара Синява	439	0,08	7,23	17,4	0,23	0,69	0,16
14	Згар-смт Літин	692	0,06	7,40	17,3	0,25	0,75	0,12
15	Рів-с.Демидівка	1130	0,07	12,1	14,3	0,26	0,82	0,08
16	Соб-с.Зозів	92,5	0,10	2,79	14,0	0,28	0,88	0,51
17	Савранка-с.Осички	1740	0,01	2,99	14,0	0,30	0,95	0,06
18	Синиця-с.Кам’яний Брід	753	0,03	4,13	13,6	0,32	1,01	0,11
19	Кодима-с.Обжила	145	0,02	0,71	13,4	0,33	1,08	0,37

Продовження таблиці В.9

№ за/п	Річка-пост	F, км^2	$q_{1\%}$, м^3/(с·км^2)	$q'_{1\%}$, м^3/(с·км^2)	$q'_{1\%\downarrow}$, м^3/(с·км^2)	$P_{p_{(x)}}$	$P(x)$, %	$q_{1\%}$, м^3/(с·км^2)
20	Кодима-с.Катеринка	2390	0,01	1,78	12,6	0,35	1,15	0,05
21	Гнилий Тікич-смт Лисянка	1450	0,07	14,0	12,1	0,39	1,30	0,07
22	Велика Вись-с.Ямпіль	2820	0,01	4,48	11,9	0,40	1,38	0,04
23	Ятрань-с.Покотилове	2140	0,02	6,43	11,6	0,42	1,46	0,05
24	Циганка-с.Краснопілля	248	0,14	7,85	10,8	0,44	1,54	0,25
25	Чорний Ташлик-с.Піщаний Брід	1830	0,02	4,53	10,5	0,46	1,62	0,06
26	Чорний Ташлик-с.Тарасівка	2230	0,08	23,6	9,70	0,47	1,71	0,05
27	Мертвовід- с. Крива Пустош	252	0,18	10,5	9,64	0,49	1,80	0,25
28	Чичиклія-с.Василівка	436	0,02	1,79	9,61	0,51	1,89	0,17
29	Гнилий Єланець-с.Женево-	1190	0,05	8,09	9,11	0,53	1,99	0,08
30	Інгул-м.Кіровоград	840	0,10	13,4	9,00	0,54	2,09	0,10
31	Інгул-с.Інгуло-Кам’янка	3080	0,05	19,3	8,09	0,56	2,19	0,04
32	Інгул-с.Седнівка	4770	0,04	17,4	7,85	0,58	2,30	0,03
33	Інгул-с.Новогорожене	6670	0,01	9,11	7,40	0,60	2,41	0,02
34	Громоклія-с.Михайлівка	1410	0,04	7,01	7,36	0,61	2,52	0,07
35	Базавлук-с.Катерино-Наталівка	1050	0,05	7,36	7,23	0,63	2,65	0,09
36	Інгулець-с.Олександро-Степанівка	1400	0,05	9,64	7,09	0,65	2,77	0,07
37	Інгулець-м.Кривий Ріг	8600	0,02	13,6	7,01	0,67	2,91	0,02
38	Інгулець- с.Могилівка	9280	0,01	10,8	6,43	0,68	3,05	0,02
39	Молочна-м.Токмак	760	0,03	3,52	5,82	0,70	3,20	0,11

Кінець таблиці В.9

№ за/п	Річка-пост	F, км^2	$q_{1\%}$, м^3/(с·км^2)	$q'_{1\%}$, м^3/(с·км^2)	$q'_{1\%}\downarrow$, м^3/(с·км^2)	$P_{p_{(x)}}$	$P(x)$, %	$q_{1\%}$, м^3/(с·км^2)
40	Молочна-с.Терпіння	2780	0,01	2,40	5,79	0,72	3,35	0,04
41	Лозуватка-с.Новоолексіївка	331	0,13	9,00	5,47	0,74	3,52	0,20
42	Обитічна-с.Шевченко	390	0,15	11,9	5,37	0,75	3,70	0,18
43	Обитічна-м.Приморськ	1300	0,07	12,6	4,53	0,77	3,89	0,07
44	Кильтиччя-с.Новотроїцьке	398	0,18	14,0	4,48	0,79	4,10	0,18
45	Берда-с.Захарівка	718	0,06	7,09	4,13	0,81	4,32	0,12
46	Берда-с.Осипенко	1620	0,06	14,3	3,52	0,83	4,57	0,06
47	Кальміус-м.Донецьк (смт Авдотьїне)	263	0,70	40,8	3,47	0,84	4,84	0,24
48	Кальміус-с.Раздольне	1690	0,08	17,9	2,99	0,86	5,14	0,06
49	Кальміус-смт Сартана (смт Приморське)	3700	0,09	34,5	2,79	0,88	5,48	0,03
50	Кальчик-с.Кремнівка	469	0,20	18,1	2,69	0,90	5,87	0,16
51	Кальчик-м.Маріупіль	1250	0,11	20,7	2,40	0,91	6,33	0,08
52	б. Полкова-с.Кременівка	63,0	0,56	11,6	1,79	0,93	6,89	0,67
53	Малий Кальчик-с.Кременівка	270	0,59	35,2	1,78	0,95	7,60	0,23
54	Калець-х.Перемога	164	0,06	2,69	1,63	0,97	8,60	0,34
55	Глузський Єланчик-с.Гусельщикове	1190	0,01	1,63	0,71	0,98	10,3	0,08

Таблиця В.10 - Розрахункові максимальні модулі стоку дощових паводків для річок Півдня України (n_1 = 0,68)

№ з/п	Річка-пост	F, км^2	Q_m, м^3/с	q_m, м^3/(с·км^2)	q'_m, м^3/(с·км^2)	$q'_{m\downarrow}$, м^3/(с·км^2)	$P_{p(x)}$	$P(x)$, %
1	Кагул-с.Гаваноси	186	310	1,67	58,4	58,4	0,02	0,05
2	б.Гаваноси - с.Гаваноси	28,2	107	3,79	37,6	37,6	0,04	0,10
3	Ялпуг - з.ст.Комрат	241	16,4	0,07	2,84	37,3	0,05	0,15
4	Муса - з.ст.Комрат	83,5	65,8	0,79	16,1	32,6	0,07	0,20
5	б.Тараклія – смт Тараклія	103	17,8	0,17	4,07	31,1	0,09	0,25
6	Когильник – смт Котовське	179	19,7	0,11	3,76	23,1	0,11	0,30
7	Сарата – с.Сарата	1110	26,1	0,02	2,77	21,9	0,12	0,35
8	Тилігул-с.Новоукраїнка	810	61,6	0,08	7,23	19,4	0,14	0,41
9	Тилігул-м.Березівка	3170	24,3	0,01	1,84	17,4	0,16	0,46
10	Південний Буг-с.Лелітка	4000	190	0,05	13,4	16,1	0,18	0,52
11	Південний Буг-с.Сабарів	9010	289	0,03	15,7	15,7	0,19	0,57
12	Бужок-смт Меджибож	698	34,8	0,05	4,29	13,4	0,21	0,63
13	Іква-смт Стара Синява	439	43,9	0,10	6,27	12,5	0,23	0,69
14	Згар-смт Літин	692	62,3	0,09	7,69	12,1	0,25	0,75
15	Рів-с.Демидівка	1130	78,8	0,07	8,31	11,6	0,26	0,82
16	Соб-с.Зозів	92,5	12,4	0,13	2,93	9,25	0,28	0,88
17	Савранка-с.Осички	1740	25,1	0,01	2,31	9,10	0,30	0,95
18	Синиця-с.Кам’яний Брід	753	21,6	0,03	2,60	8,80	0,32	1,01
19	Кодима-с.Обжила	145	2,67	0,02	0,55	8,31	0,33	1,08
20	Кодима-с.Катеринка	2390	14,1	0,01	1,17	7,71	0,35	1,15

Продовження таблиці В.10

№ з/п	Річка-пост	F, км^2	Q_m, м^3/с	q_m, м^3/(с·км^2)	q'_m, м^3/(с·км^2)	$q'_{m\downarrow}$, м^3/(с·км^2)	$P_{p(x)}$	$P(x)$, %
21	Гнилий Тікич-смт.Лисянка	1450	63,9	0,04	6,22	7,69	0,39	1,30
22	Велика Вись-с.Ямпіль	2820	41,6	0,02	3,27	7,23	0,40	1,38
23	Ятрань-с.Покотилове	2140	49,0	0,02	4,21	7,20	0,42	1,46
24	Циганка-с.Краснопілля	248	30,4	0,12	5,22	6,44	0,44	1,54
25	Чорний Ташлик-с.Піщаний Брід	1830	413	0,23	37,3	6,41	0,46	1,62
26	Чорный Ташлик-с.Тарасівка	2230	384	0,17	32,6	6,27	0,47	1,71
27	Мертвовід-с. Крива Пустош	252	51,5	0,20	8,80	6,22	0,49	1,80
28	Чичиклія-с.Василівка	436	20,7	0,05	2,96	6,09	0,51	1,89
29	Гнилий Єланець-с.Женево-Криворіжжя	1190	45,4	0,04	4,71	6,02	0,53	1,99
30	Інгул-м.Кіровоград	840	99,6	0,12	11,6	6,01	0,54	2,09
31	Інгул-с.Інгуло-Кам’янка	3080	163	0,05	12,5	5,94	0,56	2,19
32	Інгул-с.Седнівка	4770	139	0,03	9,25	5,85	0,58	2,30
33	Інгул-с.Новогорожене	6670	88,7	0,01	5,30	5,3	0,60	2,41
34	Громоклія-с.Михайлівка	1410	50,6	0,04	4,97	5,22	0,61	2,52
35	Базавлук-с.Катерино-Наталівка	1050	55,6	0,05	6,01	4,97	0,63	2,65
36	Інгулець-с.Олександро-Степанівка	1400	65,1	0,05	6,41	4,71	0,65	2,77
37	Інгулець-м.Кривий Ріг	8600	140	0,02	7,71	4,29	0,67	2,91

Кінець таблиці В.10

№ з/п	Річка-пост	F, км^2	Q_m, м^3/с	q_m, м^3/(с·км^2)	q'_m, м^3/(с·км^2)	$q'_{m\downarrow}$, м^3/(с·км^2)	$P_{p(x)}$	$P(x)$, %
38	Інгулець-с.Могилівка	9280	134	0,01	7,20	4,21	0,68	3,05
39	Молочна-м.Токмак	760	21,0	0,03	2,52	4,07	0,70	3,20
40	Молочна-с.Терпіння	2780	20,9	0,01	1,65	3,76	0,72	3,35
41	Лозуватка-с.Новоолексіївка	331	37,4	0,11	5,85	3,58	0,74	3,52
42	Обитічна-с.Шевченко	390	41,0	0,11	6,09	3,27	0,75	3,70
43	Обитічна-м.Приморськ	1300	90,2	0,07	9,10	2,96	0,77	3,89
44	Кильтиччя-с.Новотроїцьке	398	40,8	0,10	6,02	2,93	0,79	4,10
45	Берда-с.Захарівка	718	39,9	0,05	3,58	2,84	0,81	4,32
46	Берда-с.Осипенко	1620	129	0,08	12,1	2,77	0,83	4,57
47	р.Кальміус-м.Донецьк (смт Авдотьїне)	263	115	0,44	19,4	2,60	0,84	4,84
48	Кальміус-с.Раздольне	1690	64,0	0,04	5,94	2,52	0,86	5,14
49	Кальміус-смт Сартана	3700	304	0,08	21,9	2,31	0,88	5,48
50	Кальчик-с.Кремнівка	469	222	0,47	31,1	1,84	0,90	5,87
51	Кальчик-м.Маріупіль	1250	170	0,14	17,4	1,65	0,91	6,33
52	б. Полкова-с.Кременівка	63.0	24,0	0,38	6,44	1,37	0,93	6,89
53	Малий Кальчик-с.Кременівка	270	138	0,51	23,06	1,17	0,95	7,60
54	Калець-х.Перемога	164	6,97	0,04	1,37	0,55	0,97	8,60
55	Глузський Єланчик-с.Гусельщикове	1190	5,10	0,01	0,53	0,53	0,98	10,3

Таблиця В.11 - Перевірні розрахунки максимального стоку дощових паводків в басейнах річок Півдня України

№ за рис.4.19	Річка-пост	F, км^2	$q_{1\%факт}$, м^3/(с·км^2)	$q'_{1\%}$, м^3/(с·км^2)	$\psi\left(t_p/T_0\right)$	$\varepsilon_{F\,p}$	$q_{1\%розр}$, м^3/(с·км^2)	$\lvert\Delta\rvert$, %
3	Ялпуг - з.ст.Комрат	241	0,286	15,7	0,11	0,11	0,181	36,5
4	Муса - з.ст.Комрат	83,5	0,616	15,7	0,22	0,17	0,587	4,72
5	б.Тараклія – смт Тараклія	103	0,529	15,7	0,17	0,16	0,439	17,0
6	Когильник –смт Котовське	179	0,354	15,7	0,14	0,13	0,288	18,7
7	Сарата - с.Сарата	1110	0,094	15,7	0,04	0,09	0,062	34,2
8	Тилігул-с.Новоукраїнка	810	0,118	15,7	0,07	0,10	0,100	15,3
9	Тилігул-м. Березівка	3170	0,044	15,7	0,03	0,08	0,038	11,9
10	Південний Буг-с.Лелітка	4000	0,064	27,4	0,02	0,10	0,064	3,05
11	Південний Буг-с.Сабарів	9010	0,036	27,4	0,02	0,08	0,038	6,70
12	Бужок- смт Меджибож	698	0,230	27,4	0,04	0,17	0,198	13,6
13	Іква-смт Стара Синява	439	0,322	27,4	0,07	0,19	0,347	7,75
14	Згар-смт Літин	692	0,231	27,4	0,06	0,17	0,254	9,85
15	Рів-с.Демидівка	1130	0,162	27,4	0,04	0,15	0,148	8,31
16	Соб-с.Зозів	92,5	0,572	15,7	0,27	0,17	0,708	23,8
17	Савранка-с.Осички	1740	0,068	15,7	0,05	0,08	0,060	11,5
18	Синиця-с.Кам’яний Брід	753	0,125	15,7	0,07	0,10	0,098	20,9
19	Кодима-с.Обжила	145	0,413	15,7	0,17	0,15	0,394	4,48
20	Кодима-с.Катеринка	2390	0,054	15,7	0,03	0,09	0,037	30,2
21	Гнилий Тікич-смт Лисянка	1450	0,077	15,7	0,04	0,09	0,060	22,4
22	Велика Вись-с.Ямпіль	2820	0,048	15,7	0,02	0,08	0,026	44,3
23	Ятрань-с.Покотилове	2140	0,058	15,7	0,05	0,08	0,064	9,32
24	Циганка-с.Краснопілля	248	0,280	15,7	0,26	0,11	0,447	59,6

Продовження таблиці В.11

№ за рис.4.19	Річка-пост	F, км^2	$q_{1\%факт}$, м^3/(с·км^2)	$q'_{1\%}$, м^3/(с·км^2)	$\psi\left(t_p/T_0\right)$	$\varepsilon_{F\,p}$	$q_{1\%розр}$, м^3/(с·км^2)	$\lvert\Delta\rvert$, %
25	Чорний Ташлик-с.Піщаний Брід	1830	0,065	15,7	0,06	0,09	0,082	26,4
26	Чорний Ташлик-с.Тарасівка	2230	0,056	15,7	0,04	0,08	0,044	21,7
27	Мертвовід- с. Крива Пустош	252	0,276	15,7	0,16	0,12	0,300	8,67
28	Чичиклія-с.Василівка	436	0,186	15,7	0,07	0,10	0,109	41,5
29	Гнилий Єланець-с.Женево-Криворіжжя	1190	0,089	15,7	0,05	0,09	0,072	19,5
30	Інгул-м.Кіровоград	840	0,115	15,7	0,10	0,09	0,142	23,3
32	Інгул-с.Седнівка	4770	0,032	15,7	0,03	0,08	0,034	3,52
33	Інгул-с.Новогорожене	6670	0,025	15,7	0,02	0,08	0,023	10,6
34	Громоклія-с.Михайлівка	1410	0,079	15,7	0,05	0,09	0,067	15,4
35	Базавлук-с.Катерино-Наталівка	1050	0,098	15,7	0,05	0,10	0,079	19,5
36	Інгулець-с.Олександро-Степанівка	1400	0,079	15,7	0,04	0,09	0,063	20,1
37	Інгулець-м.Кривий Ріг	8600	0,021	15,7	0,02	0,08	0,025	16,8
38	Інгулець- с.Могилівка	9280	0,020	15,7	0,02	0,08	0,020	1,19
39	Молочна-м.Токмак	760	0,124	15,7	0,06	0,10	0,095	23,4
40	Молочна-с.Терпіння	2780	0,048	15,7	0,03	0,08	0,040	17,7
41	Лозуватка-с.Новоолексіївка	331	0,227	15,7	0,12	0,11	0,204	10,0
42	Обитічна-с.Шевченко	390	0,201	15,7	0,14	0,12	0,260	29,3
43	Обитічна-м.Приморськ	1300	0,084	15,7	0,06	0,09	0,082	2,52
44	Кильтиччя-с.Новотроїцьке	398	0,198	15,7	0,17	0,11	0,287	44,7
45	Берда-с.Захарівка	718	0,129	15,7	0,09	0,09	0,124	3,84
46	Берда-с.Осіпенко	1620	0,071	15,7	0,05	0,09	0,062	13,6
47	Кальміус- м. Донецьк (смт Авдотьїне)	263	0,268	15,7	0,17	0,12	0,313	16,9

Кінець додатку В.11

№ за рис.4.19	Річка-пост	F, км^2	$q_{1\%факт}$, м^3/(с·км^2)	$q'_{1\%}$, м^3/(с·км^2)	$\psi\left(t_p/T_0\right)$	$\varepsilon_{F\,p}$	$q_{1\%розр}$, м^3/(с·км^2)	$\lvert\Delta\rvert$, %
48	Кальміус-с.Раздольне	1690	0,069	15,7	0,04	0,08	0,053	23,1
49	Кальміус-смт.Сартана (смт Приморське)	3700	0,039	15,7	0,02	0,08	0,030	23,4
50	Кальчик-с.Кремнівка	469	0,176	15,7	0,11	0,10	0,165	6,14
51	Кальчик-м.Маріуполь	1250	0,086	15,7	0,06	0,09	0,084	2,79
52	б. Полкова-с.Кременівка	63.0	0,754	15,7	0,28	0,20	0,878	16,4
53	Малий Кальчик-с.Кременівка	270	0,263	15,7	0,13	0,12	0,252	4,33
54	Калець-х.Перемога	164	0,378	15,7	0,25	0,14	0,560	48,2
55	Глузський Єланчик-с.Гусельщикове	1190	0,089	15,7	0,04	0,09	0,061	31,5
Середнє $\lvert\Delta\rvert$=±18,5%								

Таблиця В.12 – Гідрографічні характеристики річок Півдня України

№ за/п	Річка – пост	F,км^2	L, км	I, ‰	φ^{0}п.ш	H,м	fл,%	fб,%	fоз,%	fр,%
1	Кагул-с.Гаваноси	186	-	-	45º45′	-	-	-	-	-
2	б.Гаваноси - с.Гаваноси	28,2	-	-	45º75′	-	-	-	-	-
3	Ялпуг - з.ст.Комрат	241	43	3,2	46º18′	150	6	0	<1	55
4	Муса - з.ст.Комрат	83,5	19	5,0	46º18′	140	8	0	<1	55
5	б.Тараклія – смт Тараклія	103	27	6,1	45º54′	140	5	0	<1	50
6	Когильник – смт Котовське	179	35	5,1	47º75′	260	1	0	<1	70
7	Сарата - с.Сарата	1110	87	0,8	46º02′	100	1	0	<1	70
8	Тилігул-с.Новоукраїнка	810	64	1,4	47º39′	170	<1	0	<1	65
9	Тилігул-смт Березівка	3170	151	0,8	47º12′	120	<1	<1	<1	-
10	Південний Буг-с.Лелітка	4000	152	0,3	49º33′	320	8	5	<1	-
11	Південний Буг-с.Сабарів	9010	235	0,3	49º11′	310	11	6	<1	-
12	Бужок-смт Меджибож	698	72	0,6	49º27′	320	1	7	<1	70
13	Іква-смт Стара Синява	439	45	0,7	49º34′	310	5	4	1	70
14	Згар-смт Літин	692	59	0,7	49º20′	320	13	11	3	65
15	Рів-с.Демидівка	1130	97	0,7	49º06′	310	12	4	1	65
16	Соб-с.Зозів	92.5	13	2,9	49º17′	290	3	0	2	75
17	Савранка-с.Осички	1740	96	1,1	48º08′	200	15	2	<1	65
18	Синиця-с.Кам’яний Брід	753	71	1,9	48º15′	190	8	<1	<1	70
19	Кодима-с.Обжила	145	26	4,0	47º59′	230	19	2	<1	70
20	Кодима-с.Катеринка	2390	151	0,6	47º55′	170	11	<1	<1	75
21	Гнилий Тікич-смт Лисянка	1450	85	0,7	49º15′	210	5	<1	<1	70
22	Велика Вись-с.Ямпіль	2820	156	0,3	48º46′	180	3	1	<1	70
23	Ятрань-с.Покотилове	2140	99	1,3	48º29′	200	7	<1		75
24	Циганка-с.Краснопілля	248	18	4,4	48º27′	180	12	1	<1	75

Продовження таблиці В.12

№ за/п	Річка – пост	F,км^2	L, км	I, ‰	φ^{0}п.ш	H,м	fл,%	fб,%	fоз,%	fр,%
25	Чорний Ташлик-с.Піщаний Брід	1830	-	-	45º45′	-	-	-	-	-
26	Чорний Ташлик-с.Тарасівка	2230	-	-	45º75′	-	-	-	-	-
27	Мертвовід- с. Крива Пустош	252	43	3,2	46º18′	150	6	0	<1	55
28	Чичиклія-с.Василівка	436	19	5,0	46º18′	140	8	0	<1	55
29	Гнилий Єланець-с.Женево-Криворіжжя	1190	27	6,1	45º54′	140	5	0	<1	50
30	Інгул-м.Кіровоград	840	35	5,1	47º75′	260	1	0	<1	70
31	Інгул-с.Інгуло-Кам’янка	3080	87	0,8	46º02′	100	1	0	<1	70
32	Інгул-с.Седнівка	4770	64	1,4	47º39′	170	<1	0	<1	65
33	Інгул-с.Новогорожене	6670	151	0,8	47º12′	120	<1	<1	<1	-
34	Громоклія-с.Михайлівка	1410	152	0,3	49º33′	320	8	5	<1	-
35	Базавлук-с.Катерино-Наталівка	1050	235	0,3	49º11′	310	11	6	<1	-
36	Інгулець-с.Олександро-Степанівка	1400	72	0,6	49º27′	320	1	7	<1	70
37	Інгулець-м.Кривий Ріг	8600	45	0,7	49º34′	310	5	4	1	70
38	Інгулець- с.Могилівка	9280	59	0,7	49º20′	320	13	11	3	65
39	Молочна-м.Токмак	760	97	0,7	49º06′	310	12	4	1	65
40	Молочна-с.Терпіння	2780	13	2,9	49º17′	290	3	0	2	75
41	Лозуватка-с.Новоолексіївка	331	96	1,1	48º08′	200	15	2	<1	65
42	Обитічна-с.Шевченко	390	71	1,9	48º15′	190	8	<1	<1	70
43	Обитічна-м.Приморськ	1300	26	4,0	47º59′	230	19	2	<1	70
44	Кильтиччя-с.Новотроїцьке	398	151	0,6	47º55′	170	11	<1	<1	75
45	Берда-с.Захарівка	718	85	0,7	49º15′	210	5	<1	<1	70
46	Берда-с.Осипенко	1620	156	0,3	48º46′	180	3	1	<1	70
47	Кальміус-смт.Авдотьїне	263	99	1,3	48º29′	200	7	<1		75
48	Кальміус-с.Роздольне	1690	18	4,4	48º27′	180	12	1	<1	75

Кінець таблиці В.12

№	Річка – пост	F,км^2	L, км	I, ‰	φ^{0}п.ш	H,м	fл,%	fб,%	fоз,%	fр,%
49	Кальміус-смт.Приморське	3700	192	0,7	47º33′	150	1	0	<1	70
50	Кальчик-с.Кременівка	469	46	2,8	47º11′	170	<1	<1	<1	75
51	Кальчик-м.Маріуполь	1250	82	1,6	47º33′	140	1	<1	<1	70
52	балка Полкова-с.Кременівка	63	17	9,5	47º33′	150	0	0	<1	75
53	Малий Кальчик-с.Кременівка	270	37	4,1	47º33′	160	<1	0	<1	75
54	Калець-х.Перемога	164	18	5,1	14º28′	130	<1	0	<1	85
55	Глузський Єланчик-с.Гусельщикове	1190	89	0,8	47º16′	100	1	0	<1	70

ДОДАТОК Г

Результати статистичної обробки часових рядів спостереження максимального стоку весняного водопілля на річках Півдня України

Таблиця Г.1 - Статистичні параметри часових рядів максимальних витрат води весняного водопілля на річках Півдня України

Річка - пост	Площа водозбору, км²	n, років	$Q_{ср}$, м³/с	Метод моментів				Метод найбіл. правдоподіб.		
				C_v	C_s	r(1)	C_s/C_v	C_v	C_s	C_s/C_v
Самара-с.Коханівка	1430	53	22,2	3,13	6,98	0,13	2,2	3,44	14,73	4,3
Самара-с.Кочережки	19800	56	126	1,18	2,98	-0,06	2,5	1,25	4,09	3,3
Бик-с.Самарське (Іванівка)	1130	20	30,6	2,14	3,85	0,12	1,8	2,44	9,13	3,7
Велика Тернівка-с.Богданівка	924	63	22,9	1,85	3,06	0,34	1,7	1,94	4,21	2,2
Вовча-х.Артемівський	120	27	11,8	1,82	2,74	0,02	1,5	1,98	4,59	2,3
Вовча-смт Покровське	7150	18	61,0	1,22	1,40	0,05	1,1	1,30	1,97	1,5
Вовча-смт Васильківка	11600	83	167	1,89	4,37	0,18	2,3	1,95	6,24	3,2
Мокрі Яли-х. Грушівський	2660	62	29,4	2,30	3,33	0,21	1,5	2,45	4,75	1,9
Солона-с.Новопавлівка	680	52	15,4	1,54	2,50	0,34	1,6	1,60	3,37	2,1
Гайчур-с.Андріївка	2100	71	31,9	2,61	4,93	0,17	1,9	2,78	7,75	2,8
Мала Терса-с.Троїцьке	750	58	10,4	1,94	3,98	0,47	2,0	2,05	6,20	3,0
Середня Терса-ж.Роздолля	269	28	19,2	1,30	1,58	-0,03	1,2	1,37	2,06	1,5
Кільчень-с.Олександрівка Перша	376	53	8,04	1,29	2,91	0,19	2,3	1,33	4,11	3,1
Мокра Сура-смт Кринички	389	52	12,4	1,62	2,31	0,17	1,4	1,68	2,96	1,8
Кінська-м.Пологи	353	55	5,45	1,68	3,07	0,38	1,8	1,76	4,38	2,5
Базавлук-с.Катерино-Наталівка	1050	35	25,2	1,31	2,06	0,05	1,6	1,36	2,79	2,0

Продовження таблиці Г.1

Річка - пост	Площа водозбору, км²	n, років	$Q_{ср}$, м³/с	Метод моментів				Метод найбіл. правдоподіб.		
				C_v	C_s	r(1)	C_s/C_v	C_v	C_s	C_s/C_v
Інгулець-с.Олександро-Степанівка	1400	72	60,7	1,15	1,97	0,35	1,7	1,18	2,34	2,0
Інгулець-с.Іскрівка	4410	50	137	1,08	1,52	0,44	1,4	1,11	1,81	1,6
Інгулець-м.Кривий Ріг	8600	73	135	1,38	2,24	0,29	1,6	1,41	2,67	1,9
Інгулець-с.Могилівка	9280	61	184	1,08	1,30	0,26	1,2	1,11	1,47	1,3
Ялпуг-зал.ст.Комрат	241	21	3,66	1,63	2,97	0,03	1,8	1,78	5,82	3,3
Муса-зал.ст.Комрат	83,5	15	3,03	1,07	1,79	0,27	1,7	1,17	3,20	2,7
б.Тараклія-смт Тараклія	103	26	3,63	2,10	2,67	-0,10	1,3	2,32	4,49	1,9
Когильник-м.Котовськ	179	28	4,71	0,71	0,65	0,12	0,9	0,72	0,71	1,0
Тилігул-с.Новоукраїнка	810	33	9,84	1,21	2,27	-0,06	1,9	1,26	3,24	2,6
Тилігул-с.Березівка	3170	52	13,7	1,46	2,04	0,03	1,4	1,51	2,52	1,7
Південний Буг-с.Пирогівці	827	47	16,9	0,88	3,01	0,30	3,4	0,96	4,46	4,7
Південний Буг-с.Лелітка	4000	67	113	1,20	3,28	0,10	2,7	1,26	4,44	3,5
Південний Буг-с.Сабарів	9010	56	293	0,98	2,42	-0,01	2,5	1,00	3,09	3,1
Південний Буг-с.Тростянчик	17400	76	394	0,95	1,85	0,21	2,0	0,96	2,15	2,2
Південний Буг-с.Підгір'я	24600	76	403	1,07	2,55	0,23	2,4	1,08	3,12	2,9
Південний Буг-смт Олександрівка	46200	102	737	1,15	2,9	0,14	2,5	1,19	3,49	2,9
Бужок-смт Меджибож	698	37	22,6	1,00	2,35	-0,03	2,4	1,02	3,30	3,2
Іква-смт Стара Синява	439	63	16,5	1,05	2,32	0,10	2,2	1,07	2,86	2,7
Згар-смт Літин	692	78	24,2	1,02	1,92	0,07	1,9	1,03	2,19	2,1
Рів-с.Демидівка	1130	87	44,5	0,86	1,74	0,24	2,0	0,87	1,97	2,3
Соб-с.Зозів	92,5	62	6,27	1,38	3,54	0,23	2,6	1,56	5,16	3,3
Савранка-с.Осички	1740	76	21,1	1,60	4,85	0,19	3,0	1,74	7,4	4,3
Синиця-с.Кам'яний Брід	753	42	27,0	1,02	1,99	0,12	1,9	1,04	2,55	2,4
Кодима-с.Обжила	145	43	2,31	1,26	2,49	-0,02	2,0	1,29	3,43	2,7

Продовження таблиці Г.1

Річка - пост	Площа водозбору, км²	n, років	$Q_{ср}$, м³/с	Метод моментів				Метод найбіл. правдоподіб.		
				C_v	C_s	r(1)	C_s/C_v	C_v	C_s	C_s/C_v
Кодима-с.Катеринка	2390	81	31,2	2,29	4,95	0,25	2,2	2,4	7,49	3,1
Синюха-с.Синюхин Брід	16700	88	355	1,27	2,13	0,19	1,7	1,3	2,44	1,9
Гнилий Тікич-смт Лисянка	1450	66	50,8	1,34	3,04	0,01	2,3	1,37	4,04	2,9
Велика Вись-с.Ямпіль	2820	82	67,8	1,57	3,02	0,31	1,9	1,62	3,91	2,4
Ятрань-с.Покотилове	2140	56	63,0	1,63	2,55	-0,03	1,6	1,69	3,32	2,0
Чорний Ташлик-с.Піщаний Брід	1830	24	54,7	1,96	3,46	0,01	1,8	2,16	6,96	3,2
Чорний Ташлик-с.Тарасівка	2230	81	92,4	1,40	2,04	0,34	1,5	1,44	2,39	1,7
Мертвовід-с.Крива Пустош	252	59	11,9	1,62	2,22	0,13	1,4	1,67	2,75	1,6
Чичиклія-с.Василівка	436	36	10,1	1,14	1,64	0,30	1,4	1,19	2,13	1,8
Гнилий Єланець- с.Женево-Криворіжжя	1190	41	60,3	1,50	2,08	0,06	1,4	1,56	2,71	1,7
Інгул-м.Кіровоград	840	65	35,4	1,41	1,89	0,31	1,3	1,46	2,27	1,6
Інгул-с.Седнівка	4770	62	105	1,52	2,35	0,22	1,5	1,57	2,92	1,9
Інгул-с.Новогорожене	6670	82	160	1,32	1,66	0,37	1,3	1,35	1,88	1,4
Громоклія-с.Михайлівка	1410	43	23,6	1,14	1,43	0,11	1,5	1,17	1,67	1,4
Молочна - с.Токмак	760	49	13,8	1,93	3,02	0,33	1,6	2,03	4,31	2,1
Молочна - с.Терпіння	2780	46	22,6	2,27	4,49	0,1	2,0	2,43	7,86	3,2
Корсак - с.Аннівка	194	19	6,41	1,75	2,68	0,37	1,5	1,98	5,39	2,7
Лозуватка - с.Новоолексіївка	331	53	9,01	1,57	2,12	0,22	1,3	1,63	2,63	1,6
Обитічна - с. Шевченко	390	35	12,1	1,65	3,16	0,01	1,9	1,75	5,14	2,9
Обитічна - м. Приморськ	1300	66	28,5	2,32	4,10	0,11	1,8	2,44	6,08	2,5
Кільтиччя - с.Новотроїцьке	398	40	9,34	3,01	6,06	0,13	2,0	3,36	13,42	4,0
Берда - с.Захарівка	718	50	22,1	1,89	3,62	0,15	1,9	1,98	5,54	2,8
Берда – с.Осипенко	1620	75	34,1	1,54	2,13	-0,04	1,4	1,58	2,5	1,6

Кінець таблиці Г.1

Річка - пост	Площа водозбору, км²	n, років	$Q_{ср}$, м³/с	Метод моментів				Метод найбіл. правдоподіб.		
				C_v	C_s	r(1)	C_s/C_v	C_v	C_s	C_s/C_v
Кальміус – смт Авдот'їне	263	22	13,5	0,62	1,10	-0,15	1,8	0,63	1,36	2,2
Кальміус - с. Роздольне	1690	15	46,3	1,08	1,86	-0,01	1,7	1,15	3,22	2,8
Кальміус - смт Приморське (Сартана)	3700	35	108	0,88	1,37	0,08	1,6	0,90	1,64	1,8
Мокра Волноваха - с.Миколаївка	194	21	11,6	1,73	3,94	0,06	2,3	1,90	9,27	4,9
Дубовка-с.Старогнатівка	39	24	9,33	1,44	1,89	0,18	1,3	1,53	2,77	1,8
Кальчик - с.Кременівка	469	50	15,4	1,91	3,51	0,01	1,8	2,01	5,31	2,6
Кальчик - м.Маріуполь	1250	25	34,3	1,50	1,90	0,03	1,3	1,60	2,75	1,7
б.Полкова - с. Кременівка	63,0	17	3,28	1,45	2,03	-0,10	1,4	1,58	3,49	2,2
Малий Кальчик - с.Кременівка	270	56	8,54	1,43	2,09	0,26	1,5	1,49	2,63	1,8
Калець-х.Перемога	164	16	7,24	1,79	3,02	-0,06	1,7	2,03	6,88	3,4
Грузький Єланчик-с.Гусельщикове	1190	19	14,5	2,47	4,02	-0,04	1,6	2,90	10,13	3,5
Мокрий Єланчик-с.Єфремівка	611	19	10,8	1,43	1,93	-0,14	1,4	1,54	3,09	2,0
Міус - с.Дмитрівка	2090	52	77,1	0,81	0,67	0,16	0,8	0,81	0,70	0,9
Міус-с.Куйбишево	2450	23	69,7	0,66	0,81	-0,06	1,2	0,67	0,94	1,4
Міус-р.с.Матвєєв Курґан	5780	34	121	0,68	0,82	0,31	1,2	0,70	0,94	1,3
Кріпенька - х.Чугуно-Крепинка	224	26	13,8	0,86	1,85	-0,09	2,1	0,88	2,61	3,0
Нагольна - с.Дякове	780	26	21,5	0,98	2,23	0,01	2,3	1,01	3,42	3,4
Кринка - с.Новоселівка	582	65	21,1	1,08	2,42	-0,13	2,2	1,10	3,00	2,7
Кринка - с.Благодатне	1690	25	63,8	0,93	1,33	0,40	1,4	0,98	1,77	1,8
Вільхова - смт Олексієво-Орловка	272	60	15,0	1,26	3,06	0,29	2,4	1,30	4,26	3,3

Таблиця Г.2 - Статистичні параметри часових рядів шарів стоку весняного водопілля на річках України

Річка - пост	Площа водозбору, км²	n, років	$Y_{ср}$, мм	Метод моментів				Метод найбіл. правдоподіб.		
				C_v	C_s	r(1)	C_s/C_v	C_v	C_s	C_s/C_v
Самара-с.Коханівка	1430	53	14	1,15	2,89	0,24	2,5	1,29	4,08	3,2
Самара-с.Кочережки	19800	56	13	0,88	1,51	0,18	1,7	0,90	1,77	2,0
Бик-с.Самарське (Іванівка)	1130	20	16	1,30	3,13	0,21	2,4	1,41	6,73	4,8
Велика Тернівка-с.Богданівка	924	58	19	1,09	3,49	0,23	3,2	1,20	5,15	4,3
Вовча-х.Артемівський	120	27	43	1,48	2,33	-0,10	1,6	1,58	3,61	2,3
Вовча-смт Покровське	7150	18	9,5	0,99	1,28	-0,06	1,3	1,03	1,75	1,7
Вовча-смт Васильківка	11600	78	15	1,07	2,10	0,25	2,0	1,09	2,49	2,3
Мокрі Яли-х. Грушівський	2660	62	6,5	1,70	4,20	0,17	2,5	1,78	6,55	3,7
Солона-с.Новопавлівка	680	52	20	0,88	2,48	0,32	2,8	0,94	3,34	3,5
Гайчур-с.Андріївка	2100	66	11	1,36	2,71	0,11	2,0	1,39	3,47	2,5
Мала Терса-с.Троїцьке	750	53	14	1,09	1,54	0,19	1,4	1,12	1,82	1,6
Середня Терса-ж.Роздолля	269	28	18	1,07	1,33	-0,02	1,2	1,11	1,65	1,5
Кільчень-с.Олександрівка Перша	376	53	18	0,80	2,04	0,12	2,6	0,82	2,51	3,1
Мокра Сура-смт Кринички	389	49	11	1,15	2,11	0,07	1,8	1,18	2,66	2,3
Кінська-м.Пологи	353	51	13	0,76	2,21	0,35	2,9	0,80	2,88	3,6
Базавлук-с.Катерино-Наталівка	1050	35	11	1,10	1,59	-0,13	1,5	1,13	1,99	1,8
Інгулець-с.Олександро-Степанівка	1400	53	33	0,85	0,87	0,32	1,0	0,87	0,96	1,1
Інгулець-с.Іскрівка	4410	31	18	1,07	1,53	0,05	1,4	1,10	1,93	1,8
Інгулець-м.Кривий Ріг	8600	54	19	1,16	1,45	0,24	1,2	1,20	1,69	1,4
Інгулець-с.Могилівка	9280	61	20	1,05	1,31	0,21	1,3	1,07	1,48	1,4
Ялпуг-зал.ст.Комрат	241	21	5,3	1,27	2,48	-0,07	1,9	1,35	4,35	3,2
Муса-зал.ст.Комрат	83,5	15	12	1,31	1,66	-0,16	1,3	1,43	2,71	1,9
б.Тараклія-смт Тараклія	103	26	11	1,55	2,04	0,15	1,3	1,66	3,01	1,8
Когильник-м.Котовськ	179	28	14	0,62	0,61	0,01	1,0	0,63	0,67	1,1

Продовження таблиці Г.2

Річка - пост	Площа водозбору, км²	n, років	$Y_{ср}$, мм	Метод моментів				Метод найбіл. правдоподіб.		
				C_v	C_s	r(1)	C_s/C_v	C_v	C_s	C_s/C_v
Тилігул-с.Новоукраїнка	810	33	11	0,94	2,24	0,05	2,4	0,96	3,19	3,3
Тилігул-с.Березівка	3170	48	6,1	1,37	2,78	-0,01	2,0	1,42	3,87	2,7
Південний Буг-с.Пирогівці	827	47	33	0,54	0,87	0,16	1,6	0,55	0,97	1,8
Південний Буг-с.Лелітка	4000	67	39	0,75	1,52	0,33	2,0	0,76	1,73	2,3
Південний Буг-с.Сабарів	9010	56	43	0,60	0,69	0,26	1,2	0,61	0,75	1,2
Південний Буг-с.Тростянчик	17400	76	31	0,71	1,44	0,38	2,0	0,72	1,61	2,2
Південний Буг-с.Підгір'я	24600	71	28	0,67	1,33	0,37	2,0	0,68	1,48	2,2
Південний Буг-смт Олександрівка	46200	97	27	0,66	1,18	0,21	1,8	0,66	1,26	1,9
Бужок-смт Меджибож	698	37	30	0,75	1,32	0,22	1,8	0,77	1,62	2,1
Іква-смт Стара Синява	439	63	37	0,80	1,51	0,22	1,9	0,82	1,73	2,1
Згар-смт Літин	692	78	38	0,65	0,92	0,24	1,4	0,66	0,98	1,5
Рів-с.Демидівка	1130	87	34	0,73	1,22	0,16	1,7	0,74	1,32	1,8
Соб-с.Зозів	92,5	62	34	0,73	1,00	0,42	1,4	0,74	1,12	1,5
Савранка-с.Осички	1740	72	17	0,88	2,09	0,37	2,4	0,90	2,52	2,8
Синиця-с.Кам'яний Брід	753	42	29	0,81	1,31	0,23	1,6	0,82	1,56	1,9
Кодима-с.Обжила	145	43	12	0,79	2,90	-0,04	3,7	0,85	4,24	5,0
Кодима-с.Катеринка	2390	76	14	1,22	3,96	0,23	3,2	1,32	5,69	4,3
Синюха-с.Синюхин Брід	16700	83	25	0,84	1,35	0,15	1,6	0,84	1,44	1,7
Гнилий Тікич-смт Лисянка	1450	66	22	0,97	2,25	0,11	2,3	0,99	2,73	2,8
Велика Вись-с.Ямпіль	2820	82	21	0,91	1,85	0,10	2,0	0,91	2,08	2,3
Ятрань-с.Покотилове	2140	56	20	1,05	2,27	-0,07	2,2	1,06	2,85	2,7
Чорний Ташлик-с.Піщаний Брід	1830	24	14	1,20	2,00	0,12	1,7	1,26	3,01	2,4
Мертвовід-с.Крива Пустош	252	59	20	0,98	1,85	-0,05	1,9	1,00	2,17	2,2
Чичиклія-с.Василівка	436	36	13	1,18	2,13	0,45	1,8	1,26	3,11	2,5

Продовження таблиці Г.2

Річка - пост	Площа водозбору, км²	n, років	$Y_{ср}$, мм	Метод моментів				Метод найбіл. правдоподіб.		
				C_v	C_s	r(1)	C_s/C_v	C_v	C_s	C_s/C_v
Гнилий Єланець- с.Женево-Криворіжжя	1190	40	20	1,12	1,45	0,06	1,3	1,15	1,72	1,5
Інгул-м.Кіровоград	840	61	20	1,20	2,55	0,15	2,1	1,22	3,25	2,7
Інгул-с.Седнівка	4770	57	17	0,99	1,61	0,02	1,6	1,00	1,85	1,8
Інгул-с.Новогорожене	6670	77	21	1,07	1,56	0,23	1,5	1,09	1,77	1,6
Громоклія-с.Михайлівка	1410	43	11	1,11	2,38	0,11	2,1	1,14	3,22	2,8
Молочна - с.Токмак	760	49	10	1,07	2,95	0,21	2,8	1,20	4,29	3,6
Молочна - с.Терпіння	2780	46	7,3	1,24	2,52	0,19	2,0	1,29	3,51	2,7
Корсак - с.Аннівка	194	18	14	1,13	2,27	0,16	2,0	1,23	4,26	3,5
Лозуватка - с.Новоолексіївка	331	50	11	1,22	3,35	0,27	2,8	1,39	5,08	3,7
Обитічна - с. Шевченко	390	35	16	1,03	3,33	0,10	3,2	1,11	5,56	5,0
Обитічна - м. Приморськ	1300	63	13	1,35	2,83	0,07	2,1	1,39	3,71	2,7
Кільтиччя - с.Новотроїцьке	398	38	12	1,32	4,54	0,29	3,5	1,61	8,87	5,5
Берда - с.Захарівка	718	46	17	0,92	2,22	0,28	2,4	0,95	2,97	3,1
Берда – с.Осипенко	1620	70	14	1,19	2,34	-0,01	2,0	1,21	2,85	2,4
Кальміус – смт Авдот'їне	263	20	44	0,66	1,06	0,58	1,6	0,71	1,51	2,1
Кальміус - с. Роздольне	1690	15	29	0,55	1,01	0,19	1,8	0,57	1,42	2,5
Кальміус - смт Приморське	3700	35	23	0,76	1,34	0,03	1,8	0,77	1,60	2,1
Мокра Волноваха - с.Миколаївка	194	20	27	0,81	2,04	0,05	2,5	0,88	3,31	3,8
Дубовка-с.Старогнатівка	39	24	33	0,96	0,96	0,07	1,0	1,00	1,13	1,1
Кальчик - с.Кременівка	469	50	17	0,97	2,62	0,05	2,7	1,01	3,53	3,5
Кальчик - м.Маріуполь	1250	22	17	1,47	2,41	-0,15	1,6	1,58	4,08	2,6
б.Полкова - с. Кременівка	63,0	16	19	1,16	2,12	0,04	1,8	1,24	3,85	3,1
Малий Кальчик - с.Кременівка	270	56	19	0,97	1,76	0,16	1,8	0,99	2,07	2,1

Кінець таблиці Г.2

Річка - пост	Площа водозбору, км²	n, років	$Y_{ср}$, мм	Метод моментів				Метод найбіл. правдоподіб.		
				C_v	C_s	r(1)	C_s/C_v	C_v	C_s	C_s/C_v
Калець-х.Перемога	164	16	18	1,05	2,26	0,06	2,1	1,12	4,25	3,8
Грузький Єланчик-с.Гусельщикове	1190	18	10	1,76	3,33	-0,05	1,9	1,97	7,57	3,9
Мокрий Єланчик-с.Єфремівка	611	14	16	1,04	1,80	-0,05	1,7	1,10	3,14	2,8
Міус - с.Стрюкове	142	51	34	0,70	0,91	0,14	1,3	0,70	0,97	1,4
Міус - с.Дмитрівка	2090	52	29	0,69	0,59	0,10	0,9	0,69	0,61	0,9
Міус-с.Куйбишево	2450	23	30	0,66	0,63	0,04	1,0	0,67	0,71	1,1
Міус-р.с.Матвєєв Курґан	5780	32	27	0,75	1,02	0,21	1,4	0,77	1,21	1,6
Кріпенька - х.Чугуно-Крепинка	224	26	38	0,73	1,07	0,16	1,5	0,74	1,27	1,7
Нагольна - с.Дякове	780	26	24	0,72	0,89	-0,04	1,2	0,74	1,02	1,4
Кринка - с.Новоселівка	582	64	33	0,70	1,89	-0,14	2,7	0,70	2,20	3,1
Кринка - с.Благодатне	1690	25	31	0,88	1,49	0,08	1,7	0,91	1,97	2,2
Вільхова - смт Олексієво-Орловка	272	60	37	0,83	2,04	0,15	2,5	0,84	2,45	2,9

Таблиця Г.3 - Розрахунок максимальних витрат води та шарів стоку весняного водопілля на річках Півдня України

Річка - пост	F, км²	Витрати води					Шари стоку				
		$Q_{ср}$, м³/с	C_s/C_v	C_v	$k_{1\%}$	$Q_{1\%}$	$Y_{ср}$, мм	C_s/C_v	C_v	$k_{1\%}$	$Y_{1\%}$
Самара-с.Коханівка	1430	22,2	2,5	3,44	12,9	286	14	2,5	1,29	6,17	85
Самара-с.Кочережки	19800	126	2,5	1,25	5,98	753	13	2,5	0,90	4,32	56
Бик-с.Самарське (Іванівка)	1130	30,6	2,5	2,44	12,50	382	16	2,5	1,41	6,76	110
Велика Тернівка-с.Богданівка	924	24,8	2,5	1,85	8,97	222	19	2,5	1,20	5,73	110
Вовча-х.Артемівський	120	11,8	2,5	1,98	9,64	114	43	2,5	1,58	7,60	329
Вовча-смт Покровське	7150	61,0	2,5	1,30	6,22	380	9,5	2,5	1,03	4,92	47
Вовча-смт Васильківка	11600	177	2,5	1,90	9,22	1635	15	2,5	1,09	5,21	78
Мокрі Яли-х. Грушівський	2660	29,4	2,5	2,45	12,50	367	6,5	2,5	1,78	8,61	56
Солона-с.Новопавлівка	680	15,4	2,5	1,60	7,70	119	20	2,5	0,94	4,50	88
Гайчур-с.Андріївка	2100	34,1	2,5	2,70	12,9	440	11	2,5	1,39	6,66	76
Мала Терса-с.Троїцьке	750	11,2	2,5	2,01	10,10	113	14	2,5	1,12	5,35	73
Середня Терса-ж.Роздолля	269	15,2	2,5	1,37	6,56	99,7	18	2,5	1,11	5,31	97
Кільчень-с.Олександрівка Перша	376	8,04	2,5	1,33	6,37	51,2	18	2,5	0,82	3,96	71
Мокра Сура-смт Кринички	389	12,8	2,5	1,65	7,95	102	11	2,5	1,18	5,64	63
Кінська-м.Пологи	353	5,83	2,5	1,69	8,15	47,5	13	2,5	0,80	3,87	50
Базавлук-с.Катерино-Наталівка	1050	25,2	2,5	1,36	6,51	164	11	2,5	1,13	5,40	59
Інгулець-с.Олександро-Степанівка	1400	70,7	2,5	1,11	5,31	375	33	2,5	0,87	4,02	132
Інгулець-с.Іскрівка	4410	180	2,5	0,98	4,69	846	18	2,5	1,10	5,26	95
Інгулець-м.Кривий Ріг	8600	163	2,5	1,33	6,37	1036	19	2,5	1,20	5,73	111
Інгулець-с.Могилівка	9280	184	2,5	1,11	5,31	974	20	2,5	1,07	5,12	101
Ялпуг-зал.ст.Комрат	241	3,66	2,5	1,78	8,61	31,5	5,3	2,5	1,35	6,47	35
Муса-зал.ст.Комрат	83,5	3,03	2,5	1,17	5,59	17,0	12	2,5	1,43	6,86	85
б.Тараклія-смт Тараклія	103	3,63	2,5	2,32	11,90	43,2	11	2,5	1,66	8,00	92

Продовження таблиці Г.3

Річка - пост	F, км²	Витрати води					Шари стоку				
		$Q_{ср}$, м³/с	C_s/C_v	C_v	$k_{1\%}$	$Q_{1\%}$	$Y_{ср}$, мм	C_s/C_v	C_v	$k_{1\%}$	$Y_{1\%}$
Когильник-м.Котовськ	179	4,71	2,5	0,72	3,51	16,5	14	2,5	0,63	3,13	42
Тилігул-с.Новоукраїнка	810	9,84	2,5	1,26	6,02	59,2	11	2,5	0,96	4,60	49
Тилігул-с.Березівка	3170	14,7	2,5	1,44	6,91	101	6,1	2,5	1,42	6,81	42
Південний Буг-с.Пирогівці	827	16,9	2,5	0,96	4,60	77,7	33	2,5	0,55	2,70	90
Південний Буг-с.Лелітка	4000	113	2,5	1,26	6,02	682	39	2,5	0,76	3,54	139
Південний Буг-с.Сабарів	9010	293	2,5	1,00	4,78	1402	43	2,5	0,61	2,93	127
Південний Буг-с.Тростянчик	17400	394	2,5	0,96	4,60	1813	31	2,5	0,72	3,37	106
Південний Буг-с.Підгір'я	24600	424	2,5	1,05	5,02	2130	28	2,5	0,68	3,21	88
Південний Буг-смт Олександрівка	46200	767	2,5	1,15	5,50	4220	27	2,5	0,66	3,13	85
Бужок-смт Меджибож	698	22,6	2,5	1,02	5,35	121	30	2,5	0,77	3,58	109
Іква-смт Стара Синява	439	16,5	2,5	1,07	5,12	84,6	37	2,5	0,82	3,80	142
Згар-смт Літин	692	24,2	2,5	1,03	4,92	119	38	2,5	0,66	3,13	120
Рів-с.Демидівка	1130	44,5	2,5	0,87	4,19	186	34	2,5	0,74	3,46	117
Соб-с.Зозів	92,5	6,27	2,5	1,56	7,50	47,0	34	2,5	0,74	3,46	116
Савранка-с.Осички	1740	22,0	2,5	1,77	8,56	189	17	2,5	0,90	4,15	72
Синиця-с.Кам'яний Брід	753	27,0	2,5	1,04	4,97	134	29	2,5	0,82	3,80	110
Кодима-с.Обжила	145	2,31	2,5	1,29	6,17	14,2	12	2,5	0,85	3,93	48
Кодима-с.Катеринка	2390	33,0	2,5	2,35	12,00	396	14	2,5	1,32	6,13	83
Синюха-с.Синюхин Брід	16700	374	2,5	1,26	6,02	2250	25	2,5	0,84	3,89	99
Гнилий Тікич-смт Лисянка	1450	50,8	2,5	1,37	6,56	333	22	2,5	0,99	4,56	99
Велика Вись-с.Ямпіль	2820	67,8	2,5	1,62	7,80	529	21	2,5	0,91	4,20	88
Ятрань-с.Покотилове	2140	63,0	2,5	1,69	8,15	513	20	2,5	1,06	4,87	98
Чорний Ташлик-с.Піщаний Брід	1830	54,7	2,5	2,16	11,00	602	14	2,5	1,26	6,02	82

Продовження таблиці Г.3

Річка - пост	F, км²	Витрати води					Шари стоку				
		$Q_{ср}$, м³/с	C_s/C_v	C_v	$k_{1\%}$	$Q_{1\%}$	$Y_{ср}$, мм	C_s/C_v	C_v	$k_{1\%}$	$Y_{1\%}$
Чорний Ташлик-с.Тарасівка	2230	98,0	2,5	1,38	6,61	648	25	2,5	1,03	4,92	122
Мертвовід-с.Крива Пустош	252	11,9	2,5	1,67	8,05	95,4	20	2,5	1,00	4,78	94
Чичиклія-с.Василівка	436	10,1	2,5	1,19	5,68	57,4	13	2,5	1,26	6,02	79
Гнилий Єланець- с.Женево-Криворіжжя	1190	60,3	2,5	1,56	7,50	452	20	2,5	1,15	5,50	108
Інгул-м.Кіровоград	840	37,4	2,5	1,41	6,76	253	20	2,5	1,22	5,83	115
Інгул-с.Седнівка	4770	113	2,5	1,51	7,25	820	17	2,5	1,00	4,78	83
Інгул-с.Новогорожене	6670	170	2,5	1,29	6,17	1049	21	2,5	1,09	5,21	109
Громоклія-с.Михайлівка	1410	23,6	2,5	1,17	5,59	132	11	2,5	1,14	5,45	59
Молочна - с.Токмак	760	11,2	2,5	1,94	9,43	106	10	2,5	1,20	5,73	55
Молочна - с.Терпіння	2780	22,6	2,5	2,42	12,40	281	7,3	2,5	1,29	6,17	45
Обитічна - с. Шевченко	390	12,1	2,5	1,75	8,46	103	16	2,5	1,11	5,31	84
Обитічна - м. Приморськ	1300	29,8	2,5	2,39	12,20	364	13	2,5	1,39	6,66	86
Кільтиччя - с.Новотроїцьке	398	9,52	2,5	3,34	12,9	123	12	2,5	1,61	7,75	90
Берда - с.Захарівка	718	23,9	2,5	1,90	9,22	220	17	2,5	0,95	4,55	78
Берда – с.Осипенко	1620	35,9	2,5	1,52	7,30	262	14	2,5	1,21	5,78	84
Кальміус – смт Авдот'їне	263	13,5	2,5	0,63	3,13	42,2	44	2,5	0,71	3,47	152
Кальміус - с. Роздольне	1690	46,3	2,5	1,15	5,50	255	29	2,5	0,57	2,88	82
Кальміус - смт Приморське (Сартана)	3700	108	2,5	0,90	4,32	466	23	2,5	0,77	3,74	86
Мокра Волноваха - с.Миколаївка	194	11,6	2,5	1,90	9,22	107	27	2,5	0,88	4,23	113
Дубовка-с.Старогнатівка	39	9,33	2,5	1,53	7,35	68,6	33	2,5	1,00	4,78	158
Кальчик - с.Кременівка	469	15,4	2,5	2,01	10,10	156	17	2,5	1,01	4,83	80
Кальчик - м.Маріуполь	1250	34,3	2,5	1,60	7,70	264	17	2,5	1,58	7,60	128

Кінець таблиці Г.3

Річка - пост	F, км²	Витрати води					Шари стоку				
		$Q_{ср}$, м³/с	C_s/C_v	C_v	$k_{1\%}$	$Q_{1\%}$	$Y_{ср}$, мм	C_s/C_v	C_v	$k_{1\%}$	$Y_{1\%}$
б.Полкова - с. Кременівка	63,0	3,28	2,5	1,58	7,60	24,9	19	2,5	1,24	5,93	112
Малий Кальчик - с.Кременівка	270	8,54	2,5	1,49	7,15	61,1	19	2,5	0,99	4,73	89
Калець-х.Перемога	164	7,24	2,5	2,03	10,3	74,5	18	2,5	1,12	5,35	97
Грузький Єланчик-с.Гусельщикове	1190	14,5	2,5	2,90	10,3	149	10	2,5	1,97	9,58	96
Мокрий Єланчик-с.Єфремівка	611	10,8	2,5	1,54	7,40	80,1	16	2,5	1,10	5,26	82
Міус - с.Стрюкове	142	11,6	2,5	1,00	4,78	55,7	34	2,5	0,70	3,42	115
Міус - с.Дмитрівка	2090	77,1	2,5	0,81	3,92	302	29	2,5	0,69	3,38	98
Міус-с.Куйбишево	2450	69,7	2,5	0,67	3,29	229	30	2,5	0,67	3,29	98
Міус-р.с.Матвєєв Курґан	5780	121	2,5	0,70	3,42	413	27	2,5	0,77	3,74	100
Кріпенька - х.Чугуно-Крепинка	224	13,8	2,5	0,88	4,23	58,2	38	2,5	0,74	3,60	138
Нагольна - с.Дякове	780	21,5	2,5	1,01	4,83	104	24	2,5	0,74	3,60	87
Кринка - с.Новоселівка	582	21,1	2,5	1,10	5,26	111	33	2,5	0,70	3,42	113
Кринка - с.Благодатне	1690	63,8	2,5	0,98	4,69	299	31	2,5	0,91	4,37	136
Вільхова - смт Олексієво-Орловка	272	15,0	2,5	1,30	6,22	93,5	37	2,5	0,84	4,05	150

Таблиця Г.4 - Визначення коефіцієнтів нерівномірності річок Півдня України, використовуючи багаторічні дані

Річка - пост	F, км²	n, років	$\overline{Q}_m$, м³/с	q_m, м³/(с·км²)	$\overline{Y}_m$, мм	$\overline{T}_n$, діб	$\frac{(m+1)}{m}$
Самара-с.Коханівка	1430	53	22,2	0,016	14	50	4,86
Самара-с.Кочережки	19800	56	126	0,006	13	67	2,85
Бик-с.Самарське (Іванівка)	1130	20	30,6	0,027	16	55	7,90
Велика Тернівка-с.Богданівка	924	63	22,9	0,025	19	50	5,59
Вовча-х.Артемівський	120	27	11,8	0,098	43	41	8,04
Вовча-смт Покровське	7150	18	61,0	0,009	9,5	53	4,12
Вовча-смт Васильківка	11600	83	167	0,014	15	56	4,67
Мокрі Яли-х. Грушівський	2660	62	29,4	0,011	6,5	46	6,78
Солона-с.Новопавлівка	680	52	15,4	0,023	20	45	4,51
Гайчур-с.Андріївка	2100	71	31,9	0,015	11	51	5,83
Мала Терса-с.Троїцьке	750	58	10,4	0,014	14	47	4,10
Середня Терса-ж.Роздолля	269	28	19,2	0,071	18	44	10,5
Кільчень-с.Олександрівка Перша	376	53	8,04	0,021	18	43	4,41
Мокра Сура-смт Кринички	389	52	12,4	0,032	11	38	9,31
Кінська-м.Пологи	353	55	5,45	0,015	13	45	4,65
Базавлук-с.Катерино-Наталівка	1050	35	25,2	0,024	11	43	8,13
Інгулець-с.Олександро-Степанівка	1400	72	60,7	0,043	33	46	5,25
Інгулець-с.Іскрівка	4410	50	137	0,031	18	43	6,39
Інгулець-м.Кривий Ріг	8600	73	135	0,016	19	49	3,41
Інгулець-с.Могилівка	9280	61	184	0,020	20	49	4,23
Ялпуг-зал.ст.Комрат	241	21	3,66	0,015	5,3	24	5,91
Муса-зал.ст.Комрат	83,5	15	3,03	0,036	12	25	6,30
б.Тараклія-смт Тараклія	103	26	3,63	0,035	11	26	6,90
Когильник-м.Котовськ	179	28	4,71	0,026	14	28	4,71
Великий Куяльник – с. Северинівка	1840	16	3,19	0,002	6,7	40	0,89
Тилігул-с.Новоукраїнка	810	33	9,84	0,012	11	42	4,12

Продовження таблиці Г.4

Річка - пост	F, км²	n, років	$\overline{Q}_m$, м³/с	q_m, м³/(с·км²)	$\overline{Y}_m$, мм	$\overline{T}_n$, діб	$\frac{(m+1)}{m}$
Тилігул-с.Березівка	3170	52	13,7	0,004	6,1	44	2,68
Південний Буг-с.Пирогівці	827	47	16,9	0,020	33	40	2,12
Південний Буг-с.Лелітка	4000	67	113	0,028	39	50	3,12
Південний Буг-с.Сабарів	9010	56	293	0,033	43	61	3,94
Південний Буг – с. Селище	9100	14	93	0,010	26	50	1,69
Південний Буг-с.Тростянчик	17400	76	394	0,023	31	58	3,61
Південний Буг-с.Підгір'я	24600	76	403	0,016	28	59	3,03
Південний Буг-смт Олександрівка	46200	102	737	0,016	27	68	3,44
Бужок-смт Меджибож	698	37	22,6	0,032	30	42	3,87
Іква-смт Стара Синява	439	63	16,5	0,038	37	43	3,74
Згар-смт Літин	692	78	24,2	0,035	38	50	3,94
Рів-с.Демидівка	1130	87	44,5	0,039	34	47	4,71
Соб-с.Зозів	92,5	62	6,27	0,068	34	43	7,50
Савранка-с.Осички	1740	76	21,1	0,012	17	51	3,07
Синиця-с.Кам'яний Брід	753	42	27,0	0,036	29	57	6,11
Кодима-с.Обжила	145	43	2,31	0,016	12	48	5,38
Кодима-с.Катеринка	2390	81	31,2	0,013	14	56	4,65
Синюха-с.Синюхин Брід	16700	88	355	0,021	25	60	4,34
Гнилий Тікич-смт Лисянка	1450	66	50,8	0,035	22	49	6,83
Велика Вись-с.Ямпіль	2820	82	67,8	0,024	21	54	5,37
Ятрань-с.Покотилове	2140	56	63,0	0,029	20	50	6,29
Чорний Ташлик-с.Піщаний Брід	1830	24	54,7	0,030	14	38	7,25
Чорний Ташлик-с.Тарасівка	2230	81	92,4	0,041	25	50	7,22
Мертвовід-с.Крива Пустош	252	59	11,9	0,047	20	45	9,27
Чичиклія-с.Василівка	436	36	10,1	0,023	13	39	5,93
Гнилий Єланець-с.Женево-Криворіжжя	1190	41	60,3	0,051	20	47	10,1

Продовження таблиці Г.4

Річка - пост	F, км²	n, років	$\overline{Q}_m$, м³/с	q_m, м³/(с·км²)	$\overline{Y}_m$, мм	$\overline{T}_n$, діб	$\frac{(m+1)}{m}$
Інгул-м.Кіровоград	840	65	35,4	0,042	20	40	7,36
Інгул-с.Седнівка	4770	62	105	0,022	17	47	5,16
Інгул-с.Новогорожене	6670	82	160	0,024	21	51	5,09
Громоклія-с.Михайлівка	1410	43	23,6	0,017	11	53	7,06
Молочна - с.Токмак	760	49	13,8	0,018	10	37	6,02
Молочна - с.Терпіння	2780	46	22,6	0,008	7,3	41	3,95
Корсак - с.Аннівка	194	19	6,41	0,033	14	34	6,69
Лозуватка - с.Новоолексіївка	331	53	9,01	0,027	11	32	6,84
Обитічна - с. Шевченко	390	35	12,1	0,031	16	37	6,31
Обитічна - м. Приморськ	1300	66	28,5	0,022	13	38	5,61
Кільтиччя - с.Новотроїцьке	398	40	9,34	0,023	12	37	6,48
Берда - с.Захарівка	718	50	22,1	0,031	17	36	5,61
Берда – с.Осипенко	1620	75	34,1	0,021	14	37	4,65
Кальміус – смт Авдот'їне	263	22	13,5	0,051	44	28	2,82
Кальміус - с. Роздольне	1690	15	46,3	0,027	29	29	2,40
Кальміус – смт Приморське	3700	35	108	0,029	23	35	3,82
Мокра Волноваха - с.Миколаївка	194	21	11,6	0,060	27	32	6,16
Дубовка-с.Старогнатівка	39	24	9,33	0,239	33	19	11,85
Кальчик - с.Кременівка	469	50	15,4	0,033	17	35	5,99
Кальчик - м.Маріуполь	1250	25	34,3	0,027	17	34	4,79
б.Полкова - с. Кременівка	63,0	17	3,28	0,052	19	31	7,41
Малий Кальчик - с.Кременівка	270	56	8,54	0,032	19	32	4,64
Калець-х.Перемога	164	16	7,24	0,044	18	40	8,43
Грузький Єланчик-с.Гусельщикове	1190	19	14,5	0,012	10	31	3,27
Мокрий Єланчик-с.Єфремівка	611	19	10,8	0,018	16	39	3,84
Міус - с.Стрюкове	142	51	11,6	0,082	34	34	7,18

Кінець таблиці Г.4

Річка - пост	F, км²	n, років	$\overline{Q}_m$, м³/с	q_m, м³/(с·км²)	$\overline{Y}_m$, мм	$\overline{T}_n$, діб	$\frac{(m+1)}{m}$
Міус - с.Дмитрівка	2090	52	77,1	0,037	29	39	4,27
Міус-с.Куйбишево	2450	23	69,7	0,028	30	41	3,37
Міус-р.с.Матвєєв Курґан	5780	34	121	0,021	27	43	2,91
Кріпенька - х.Чугуно-Крепинка	224	26	13,8	0,061	38	35	4,85
Нагольна - с.Дякове	780	26	21,5	0,028	24	36	3,53
Кринка - с.Новоселівка	582	65	21,1	0,036	33	34	3,22
Кринка - с.Благодатне	1690	25	63,8	0,038	31	32	3,34
Вільхова – смт Олексієво-Орловка	272	60	15,0	0,055	37	34	4,38

Таблиця Г.6 - Розрахунок сумарного надходження води на водозбори в період весняного водопілля та коефіцієнтів стоку на річках Півдня України

№ за/п	Річка - пост	lg(F+1)	довгота	широта	$f_л$, %	$(S_m)_{зв}$, мм	$(C_v)_{карт}$	$(\varphi\text{-}48)$	K_T	T_n, діб	ΣX, мм	$(S_m)_{зв}+\Sigma X$, мм	$K_{1\%}$	$[(S_m)_{зв}+\Sigma X]\cdot K_{1\%}$, мм	$Y_{1\%}$, мм	η	K_η	η_0
3	Ялпуг-зал.ст.Комрат	2,38	28,5	46,5	-	23	0,82	-1,5	0,99	35	35	58	3,8	219	35	0,16	0,71	0,23
4	Муса-зал.ст.Комрат	1,93	28,5	46,2	-	21	0,82	-1,8	0,97	30	29	49	3,8	188	85	0,45	0,77	0,59
5	б.Тараклія-смт Тараклія	2,02	28,5	46	-	19	0,83	-2	0,96	31	30	49	3,84	186	92	0,49	0,75	0,65
6	Когильник-м.Котовськ	2,26	29,5	46,25	-	21	0,82	-1,8	0,97	34	33	54	3,8	204	42	0,21	0,73	0,28
9	Тилігул-с.Новоукраїнка	2,91	29,87	47,76	1	33	0,79	-0,2	1,05	41	43	76	3,67	279	49	0,18	0,65	0,27
10	Тилігул-с.Березівка	3,50	30,24	47,53	1	31	0,80	-0,5	1,04	47	49	80	3,71	297	42	0,14	0,57	0,25
12	Південний Буг-с.Пирогівці	2,92	26,85	49,49	8	47	0,76	1,49	1,13	41	46	93	3,54	331	90	0,27	0,64	0,42
13	Південний Буг-с.Лелітка	3,60	27,19	49,44	8	47	0,76	1,44	1,13	48	55	101	3,54	358	139	0,39	0,56	0,69
15	Південний Буг – с. Селище	3,96	27,73	49,48	-	47	0,76	1,48	1,13	52	59	106	3,54	374	127	0,34	0,52	0,66
16	Південний Буг-с.Тростянчик	4,24	28,16	49,14	11	44	0,77	1,14	1,12	55	61	105	3,58	376	106	0,28	0,48	0,58
18	Південний Буг-с.Підгір'я	4,39	28,57	48,9	14	42	0,77	0,9	1,11	56	62	104	3,58	373	88	0,24	0,46	0,51
19	Південний Буг-смт Олександрівка	4,66	29,24	48,72	9	41	0,78	0,72	1,10	59	64	105	3,63	382	85	0,22	0,43	0,52

Продовження таблиці Г.6

№ за/п	Річка - пост	lg(F+1)	довгота	широта	$f_л$, %	$(S_m)_{зв}$, мм	$(C_v)_{карт}$	$(\varphi$-48)	K_T	T_n, діб	ΣX, мм	$(S_m)_{зв}+\Sigma X$, мм	$K_{1\%}$	$[(S_m)_{зв}+\Sigma X]\cdot K_{1\%}$, мм	$Y_{1\%}$, мм	η	K_η	η_0
20	Бужок-смт Меджибож	2,84	26,99	49,54	1	47	0,76	1,54	1,14	40	46	93	3,54	329	109	0,33	0,65	0,51
21	Іква-смт Стара Синява	2,64	27,41	49,6	5	48	0,76	1,6	1,14	38	43	91	3,54	323	142	0,44	0,68	0,65
22	Згар-смт Літин	2,84	27,9	49,28	13	45	0,77	1,28	1,12	40	45	90	3,58	324	120	0,37	0,65	0,57
23	Рів-с.Демидівка	3,05	27,74	49,12	12	44	0,77	1,12	1,12	42	47	91	3,58	327	117	0,36	0,63	0,57
24	Соб-с.Зозів	1,97	29,02	49,33	3	46	0,77	1,33	1,13	30	34	80	3,58	286	116	0,41	0,76	0,54
25	Савранка-с.Осички	3,24	29,49	48,18	15	36	0,79	0,18	1,07	44	47	84	3,67	308	72	0,23	0,61	0,39
27	Синиця-с.Кам'яний Брід	2,88	30,16	48,49	8	39	0,78	0,49	1,09	40	44	83	3,63	301	110	0,36	0,65	0,56
28	Кодима-с.Обжила	2,16	29,25	48,04	19	35	0,79	0,04	1,06	33	35	70	3,67	257	48	0,19	0,74	0,26
29	Кодима-с.Катеринка	3,38	29,95	47,96	11	35	0,79	-0	1,06	46	49	83	3,67	305	83	0,27	0,59	0,46
30	Синюха-с.Синюхин Брід	4,22	30,8	48,82	5	42	0,78	0,82	1,10	54	60	102	3,63	369	99	0,27	0,49	0,55
33	Гнилий Тікич-смт Лисянка	3,16	30,43	49,34	5	46	0,77	1,34	1,13	44	49	95	3,58	340	99	0,29	0,61	0,47
34	Велика Вись-с.Ямпіль	3,45	31,48	48,74	3	41	0,78	0,74	1,10	47	51	92	3,63	334	88	0,26	0,58	0,45
35	Ятрань-с.Покотилове	3,33	30,37	48,63	7	40	0,78	0,63	1,09	45	50	90	3,63	325	98	0,30	0,59	0,51
37	Чорний Ташлик-с.Піщаний Брід	3,26	31,59	48,32	2	38	0,78	0,32	1,08	45	48	86	3,63	311	82	0,26	0,60	0,44

Продовження таблиці Г.6

№ за/п	Річка - пост	lg(F+1)	довгота	широта	$f_л$, %	$(S_m)_{зв}$, мм	$(C_v)_{карт}$	$(\varphi\text{-}48)$	K_T	$T_п$, діб	ΣX, мм	$(S_m)_{зв}+\Sigma X$, мм	$K_{1\%}$	$[(S_m)_{зв}+\Sigma X]\cdot K_{1\%}$, мм	$Y_{1\%}$, мм	η	K_η	η_0
38	Чорний Ташлик-с.Тарасівка	3,35	31,46	48,32	2	38	0,78	0,32	1,08	46	49	87	3,63	314	122	0,39	0,59	0,66
39	Мертвовід-с.Крива Пустош	2,40	31,84	48,01	2	35	0,79	0,01	1,06	35	37	73	3,67	266	94	0,35	0,71	0,50
40	Чичиклія-с.Василівка	2,64	30,39	47,72	1	33	0,80	-0,3	1,05	38	40	72	3,71	269	79	0,30	0,68	0,44
41	Гнилий Єланець-с.Женево-Криворіжжя	3,08	31,76	47,7	1	33	0,80	-0,3	1,05	43	45	77	3,71	286	108	0,38	0,63	0,61
42	Інгул-м.Кіровоград	2,92	32,15	48,65	2	40	0,78	0,65	1,09	41	45	85	3,63	309	115	0,37	0,64	0,58
44	Інгул-с.Седнівка	3,68	32,33	48,37	2	38	0,78	0,37	1,08	49	53	91	3,63	330	83	0,25	0,55	0,46
45	Інгул-с.Новогорожене	3,82	32,33	48,16	1	36	0,79	0,16	1,07	50	54	90	3,67	331	109	0,33	0,53	0,61
46	Громоклія-с.Михайлівка	3,15	32,1	47,72	2	33	0,80	-0,3	1,05	43	45	78	3,71	290	59	0,20	0,62	0,33
51	Оріль-с.Чорноглазівка	3,20	35,76	48,98	1	43	0,77	0,98	1,11	44	49	92	3,58	328	163	0,50	0,61	0,81
52	Оріль-смт Царичанка	3,96	35,36	49,28	1	45	0,77	1,28	1,12	52	58	104	3,58	371	90	0,24	0,52	0,47
53	Берестова-м.Красноград	3,02	35,82	49,48	4	47	0,76	1,48	1,13	42	48	95	3,54	335	112	0,33	0,63	0,53
54	Орчик-с.Чернещина	3,12	35,4	49,54	2	47	0,76	1,54	1,14	43	49	96	3,54	341	98	0,29	0,62	0,46
56	Самара-с.Кочережки	4,30	36,63	48,12	3	36	0,79	0,12	1,07	55	59	95	3,67	348	56	0,16	0,48	0,34

Продовження таблиці Г.6

№ за/п	Річка - пост	lg(F+1)	довгота	широта	$f_л$, %	$(S_m)_{зв}$, мм	$(C_v)_{карт}$	$(\varphi\text{-}48)$	K_T	$T_п$, діб	ΣX, мм	$(S_m)_{зв}+\Sigma X$, мм	$K_{1\%}$	$[(S_m)_{зв}+\Sigma X]\cdot K_{1\%}$, мм	$Y_{1\%}$, мм	η	K_η	η_0
57	Бик-с.Самарське	3,05	36,87	48,38	1	38	0,78	0,38	1,08	42	46	84	3,63	304	110	0,36	0,63	0,58
58	Велика Тернівка-с.Богданівка	2,97	36,35	48,67	1	40	0,78	0,67	1,09	41	45	86	3,63	311	110	0,35	0,64	0,55
59	Вовча-х.Артемівський	2,08	37,48	48,24	-	37	0,79	0,24	1,07	32	34	71	3,67	260	329	0,27	0,75	0,36
60	Вовча-смт Покровське	3,85	37,02	47,82	6	34	0,79	-0,2	1,05	51	53	87	3,67	319	47	0,15	0,53	0,28
61	Вовча-смт Васильківка	4,06	36,63	47,8	3	33	0,79	-0,2	1,05	53	56	89	3,67	326	78	0,24	0,50	0,47
62	Мокрі Яли-х. Грушівський	3,43	37,07	47,7	2	33	0,80	-0,3	1,05	46	48	81	3,71	301	56	0,19	0,58	0,32
63	Солона-с.Новопавлівка	2,83	37,11	48,19	3	37	0,79	0,19	1,07	40	43	79	3,67	291	88	0,30	0,65	0,46
65	Мала Терса-с.Троїцьке	2,88	36,49	47,61	3	32	0,80	-0,4	1,04	40	42	74	3,71	275	73	0,27	0,65	0,41
66	Середня Терса-ж.Роздолля	2,43	35,68	48,17	2	36	0,79	0,17	1,07	36	38	74	3,67	273	97	0,36	0,70	0,50
67	Кільчень-с.Олександрівка Перша	2,58	35,17	48,89	1	42	0,77	0,89	1,11	37	41	83	3,58	298	71	0,24	0,69	0,35
68	Мокра Сура-смт Кринички	2,59	34,36	48,42	3	38	0,78	0,42	1,08	37	40	79	3,63	286	63	0,22	0,68	0,32

Продовження таблиці Г.6

№ за/п	Річка - пост	lg(F+1)	довгота	широта	$f_л$, %	$(S_m)_{зв}$, мм	$(C_v)_{карт}$	$(\varphi\text{-}48)$	K_T	$T_п$, діб	ΣX, мм	$(S_m)_{зв}+\Sigma X$, мм	$K_{1\%}$	$[(S_m)_{зв}+\Sigma X]\cdot K_{1\%}$, мм	$Y_{1\%}$, мм	η	K_η	η_0
69	Кінська-м.Пологи	2,55	36,43	47,38	1	30	0,80	-0,6	1,03	37	38	68	3,71	252	50	0,20	0,69	0,29
70	Базавлук-с.Катерино-Наталівка	3,02	34,18	48,23	2	37	0,79	0,23	1,07	42	45	82	3,67	301	59	0,20	0,63	0,31
71	Інгулець-с.Олександро-Степанівка	3,15	32,75	48,76	13	41	0,78	0,76	1,10	43	48	89	3,63	322	132	0,41	0,62	0,66
72	Інгулець-с.Іскрівка	3,64	32,95	48,55	7	39	0,78	0,55	1,09	49	53	92	3,63	335	95	0,28	0,56	0,51
73	Інгулець-м.Кривий Ріг	3,93	33,25	48,4	5	38	0,78	0,4	1,08	52	56	94	3,63	341	111	0,33	0,52	0,63
74	Інгулець-с.Могилівка	3,97	33,25	48,27	5	37	0,79	0,27	1,07	52	56	93	3,67	341	101	0,30	0,52	0,58
76	Молочна - с.Токмак	2,88	36,08	47,23	1	29	0,80	-0,8	1,02	41	41	70	3,71	261	55	0,21	0,65	0,33
77	Молочна - с.Терпіння	3,44	35,9	47,19	2	28	0,80	-0,8	1,02	47	47	76	3,71	282	45	0,16	0,58	0,27
78	Корсак - с.Аннівка	2,29	36,08	46,92	1	26	0,81	-1,1	1,01	34	34	61	3,75	227	85	0,38	0,72	0,52
79	Лозуватка - с.Новоолексіївка	2,52	36,3	46,92	1	26	0,81	-1,1	1,01	37	37	63	3,75	237	73	0,31	0,69	0,45
80	Обитічна - с. Шевченко	2,59	36,43	47,08	1	28	0,81	-0,9	1,02	37	38	66	3,75	246	84	0,34	0,68	0,50
81	Обитічна - м. Приморськ	3,11	36,54	46,98	1	27	0,81	-1	1,01	43	43	70	3,75	264	86	0,32	0,62	0,52

Продовження таблиці Г.6

№ за/п	Річка - пост	lg(F+1)	довгота	широта	$f_л$, %	$(S_m)_{зв}$, мм	$(C_v)_{карт}$	$(\varphi\text{-}48)$	K_T	T_n, діб	ΣX, мм	$(S_m)_{зв}+\Sigma X$, мм	$K_{1\%}$	$[(S_m)_{зв}+\Sigma X]\cdot K_{1\%}$, мм	$Y_{1\%}$, мм	η	K_η	η_0
82	Кільтиччя - с.Новотроїцьке	2,60	36,65	47,09	-	28	0,81	-0,9	1,02	37	38	66	3,75	247	90	0,36	0,68	0,53
83	Берда - с.Білоцерківка	2,60	36,74	47,25	-	29	0,80	-0,8	1,02	37	38	67	3,71	250	78	0,31	0,68	0,46
84	Берда - с.Захарівка	2,86	36,86	47,15	2	28	0,81	-0,9	1,02	40	41	69	3,75	260	84	0,30	0,65	0,46
85	Берда – с.Осипенко	3,21	37,79	48,01	2	35	0,79	0,01	1,06	44	47	82	3,67	300	152	0,28	0,61	0,46
89	Кальміус-с.Роздольне	3,23	38	47,86	2	34	0,79	-0,1	1,05	44	47	81	3,67	295	82	0,28	0,61	0,46
90	Кальміус – смт Приморське	3,57	37,9	47,65	1	32	0,80	-0,4	1,04	48	50	82	3,71	304	86	0,28	0,57	0,50
91	Мокра Волноваха - с.Миколаївка	2,29	37,6	47,59	1	32	0,80	-0,4	1,04	34	35	67	3,71	249	113	0,46	0,72	0,63
93	Кальчик - с.Кременівка	2,67	37,3	47,43	1	30	0,80	-0,6	1,03	38	40	70	3,71	259	80	0,31	0,67	0,46
94	Кальчик - м.Маріуполь	3,10	37,39	47,34	1	30	0,80	-0,7	1,03	43	44	74	3,71	274	128	0,47	0,62	0,75
95	б.Полкова - с. Кременівка	1,81	37,49	47,41	0	30	0,80	-0,6	1,03	28	29	59	3,71	221	112	0,51	0,78	0,65
96	Малий Кальчик - с.Кременівка	2,43	37,59	47,45	1	31	0,80	-0,5	1,03	36	37	67	3,71	250	89	0,36	0,70	0,51
98	Грузький Єланчик-с.Гусельщикове	3,08	38,16	47,42	-	30	0,80	-0,6	1,03	43	44	74	3,71	276	96	0,35	0,63	0,56
100	Міус - с.Стрюкове	2,16	38,61	48,22	8	37	0,79	0,22	1,07	32	35	72	3,67	262	115	0,44	0,74	0,59

Кінець таблиці Г.6

№ за/п	Річка - пост	lg(F+1)	довгота	широта	$f_л$, %	$(S_m)_{зв}$, мм	$(C_v)_{карт}$	$(\varphi\text{-}48)$	K_T	T_n, діб	ΣX, мм	$(S_m)_{зв}+\Sigma X$, мм	$K_{1\%}$	$[(S_m)_{зв}+\Sigma X]\cdot K_{1\%}$, мм	$Y_{1\%}$, мм	η	K_η	η_0
101	Міус - с.Дмитрівка	3,32	39,06	48,09	5	36	0,79	0,09	1,07	45	48	84	3,67	308	98	0,32	0,60	0,54
104	Кріпенька - х.Чугуно-Крепинка	2,35	39,03	48,11	15	36	0,79	0,11	1,07	35	37	73	3,67	267	138	0,51	0,71	0,72
106	Кринка - с.Новоселівка	2,77	38,26	48,25	7	37	0,79	0,25	1,07	39	42	79	3,67	291	113	0,39	0,66	0,59
107	Кринка - с.Благодатне	3,23	38,29	48,07	4	36	0,79	0,07	1,06	44	47	83	3,67	303	136	0,45	0,61	0,74
109	Вільхова – смт Олексієво-Орловка	2,44	38,48	48,12	2	36	0,79	0,12	1,07	36	38	74	3,67	271	150	0,55	0,70	0,79

Таблиця Г.7 – Розрахунок максимального модулю весняного водопілля на річках Півдня України. Перевірні розрахунки

№ за/п	Річка - пост	lg(F+1)	(φ-48)°	$(S_{mзв}+\sum X)*K_{1\%}$	η	$(T_0)_{карт}$	q'_m	t_p	$\psi(t_p/T_0)$	$(\varepsilon_F*)p$	q_m	$\lvert\Delta q\rvert$
3	Ялпуг-зал.ст.Комрат	2,38	-1,50	219	0,14	129	0,80	11,42	0,294	0,52	0,12	6,2
4	Муса-зал.ст.Комрат	1,93	-1,80	188	0,40	331	0,78	5,05	0,397	0,59	0,18	9,4
5	б.Тараклія-смт Тараклія	2,02	-2,00	186	0,44	132	2,10	6,53	0,330	0,57	0,40	5,7
6	Когильник-м.Котовськ	2,26	-1,75	204	0,18	310	0,41	8,31	0,366	0,54	0,08	10,4
9	Тилігул-с.Новоукраїнка	2,91	-0,24	279	0,15	270	0,53	18,85	0,309	0,45	0,07	4,9
10	Тилігул-с.Березівка	3,50	-0,47	297	0,11	250	0,46	44,18	0,249	0,38	0,04	44,2
12	Південний Буг-с.Пирогівці	2,92	1,49	331	0,23	461	0,55	29,51	0,314	0,45	0,08	17,3
13	Південний Буг-с.Лелітка	3,60	1,44	358	0,31	222	1,72	59,51	0,220	0,37	0,14	18,0
15	Південний Буг – с.Селище	3,96	1,48	374	0,27	123	2,75	82,11	0,154	0,33	0,14	57,0
16	Південний Буг-с.Тростянчик	4,24	1,14	376	0,22	109	2,53	138,94	0,103	0,31	0,08	22,6
18	Південний Буг-с.Підгір'я	4,39	0,90	373	0,18	84	2,77	162,06	0,074	0,30	0,06	29,9
19	Південний Буг-смт Олександрівка	4,66	0,72	382	0,17	80	2,67	170,37	0,068	0,27	0,05	45,3
20	Бужок-смт Меджибож	2,84	1,54	329	0,28	257	1,22	28,63	0,279	0,45	0,15	10,9
21	Іква-смт Стара Синява	2,64	1,60	323	0,38	415	1,00	18,15	0,338	0,48	0,16	16,2
22	Згар-смт Літин	2,84	1,28	324	0,31	333	1,03	22,33	0,312	0,46	0,15	14,9
23	Рів-с.Демидівка	3,05	1,12	327	0,30	303	1,10	34,27	0,278	0,43	0,13	20,1

Продовження таблиці Г.7

№ за/п	Річка - пост	lg(F+1)	(φ-48)°	$(S_{mзв}+\sum X)*K_{1\%}$	η	$(T_0)_{карт}$	q'_m	t_p	$\psi(t_p/T_0)$	$(\varepsilon_F*)p$	q_m	$\lvert\Delta q\rvert$
24	Соб-с.Зозів	1,97	1,33	286	0,37	150	2,37	4,08	0,365	0,58	0,50	1,3
25	Савранка-с.Осички	3,24	0,18	308	0,19	238	0,83	27,5	0,277	0,41	0,09	13,1
27	Синиця-с.Кам'яний Брід	2,88	0,49	301	0,30	300	1,04	19,1	0,315	0,45	0,15	17,6
28	Кодима-с.Обжила	2,16	0,04	257	0,17	338	0,43	6,89	0,382	0,55	0,09	7,8
29	Кодима-с.Катеринка	3,38	-0,04	305	0,22	114	2,01	50,54	0,184	0,39	0,14	12,5
30	Синюха-с.Синюхин Брід	4,22	0,82	369	0,21	123	2,13	68,84	0,167	0,31	0,11	18,2
33	Гнилий Тікич-смт Лисянка	3,16	1,34	340	0,24	129	2,16	29	0,232	0,42	0,21	9,1
34	Велика Вись-с.Ямпіль	3,45	0,74	334	0,21	96	2,50	64,13	0,154	0,38	0,15	21,4
35	Ятрань-с.Покотилове	3,33	0,63	325	0,25	121	2,25	26,08	0,235	0,40	0,21	12,3
37	Чорний Ташлик-с.Піщаний Брід	3,26	0,32	311	0,21	83	2,72	21,14	0,224	0,41	0,25	25,0
38	Чорний Ташлик-с.Тарасівка	3,35	0,32	314	0,32	111	3,08	37,81	0,203	0,40	0,25	14,8
39	Мертвовід-с.Крива Пустош	2,40	0,01	266	0,31	130	2,11	7,36	0,322	0,51	0,35	7,6
40	Чичиклія-с.Василівка	2,64	-0,28	269	0,26	320	0,73	17,89	0,323	0,48	0,11	13,5
41	Гнилий Єланець-с.Женево-Криворіжжя	3,08	-0,30	286	0,32	93	3,30	25,37	0,219	0,43	0,31	18,8
42	Інгул-м.Кіровоград	2,92	0,65	309	0,31	153	2,13	12,44	0,300	0,44	0,28	5,5
44	Інгул-с.Седнівка	3,68	0,37	330	0,20	105	2,13	51,76	0,176	0,36	0,14	21,1
45	Інгул-с.Новогорожене	3,82	0,16	331	0,26	113	2,61	78,22	0,151	0,35	0,14	13,4
46	Громоклія-с.Михайлівка	3,15	-0,28	290	0,17	249	0,66	27,52	0,280	0,42	0,08	17,8

Продовження таблиці Г.7

№ за/п	Річка - пост	lg(F+1)	(φ-48)°	$(S_{mзв}+\sum X)*K_{1\%}$	η	$(T_0)_{карт}$	q'_m	t_p	$\psi(t_p/T_0)$	$(\varepsilon_F*)p$	q_m	$\lvert\Delta q\rvert$
51	Оріль-с.Чорноглазівка	3,20	0,98	328	0,41	343	1,35	31,16	0,293	0,41	0,16	14,7
52	Оріль-смт Царичанка	3,96	1,28	371	0,19	119	2,00	124,05	0,119	0,33	0,08	12,0
53	Берестова-м.Красноград	3,02	1,48	335	0,28	245	1,28	20,94	0,296	0,43	0,16	13,3
54	Орчик-с.Чернещина	3,12	1,54	341	0,24	237	1,18	33,57	0,264	0,42	0,13	12,5
56	Самара-с.Кочережки	4,30	0,12	348	0,12	316	0,46	85,5	0,220	0,30	0,03	19,2
57	Бик-с.Самарське	3,05	0,38	304	0,30	96	3,24	36,75	0,195	0,43	0,27	19,9
58	Велика Тернівка-с.Богданівка	2,97	0,67	311	0,29	147	2,11	27,55	0,245	0,44	0,23	5,5
59	Вовча-х.Артемівський	2,08	0,24	260	0,24	250	0,85	4,1	0,394	0,56	0,19	41,6
60	Вовча-смт Покровське	3,85	-0,18	319	0,12	222	0,58	70,24	0,208	0,34	0,04	21,7
61	Вовча-смт Васильківка	4,06	-0,20	326	0,19	83	2,51	90,05	0,115	0,32	0,09	33,3
62	Мокрі Яли-х. Грушівський	3,43	-0,30	301	0,16	99	1,59	42,35	0,187	0,39	0,12	16,5
63	Солона-с.Новопавлівка	2,83	0,19	291	0,25	230	1,09	19,31	0,298	0,46	0,15	15,0
65	Мала Терса-с.Троїцьке	2,88	-0,39	275	0,23	214	1,00	21,05	0,287	0,45	0,13	14,7
66	Середня Терса-ж.Роздолля	2,43	0,17	273	0,31	126	2,31	11,49	0,292	0,51	0,34	7,2
67	Кільчень-с.Олександрівка Перша	2,58	0,89	298	0,21	241	0,87	20,52	0,297	0,49	0,13	7,3
68	Мокра Сура-смт Кринички	2,59	0,42	286	0,19	116	1,59	10,21	0,294	0,49	0,23	13,0
69	Кінська-м.Пологи	2,55	-0,62	252	0,17	215	0,69	9,53	0,337	0,49	0,11	15,3

Продовження таблиці Г.7

№ за/п	Річка - пост	lg(F+1)	(φ-48)°	$(S_{mзв}+\sum X)*K_{1\%}$	η	$(T_0)_{карт}$	q'_m	t_p	$\psi(t_p/T_0)$	$(\varepsilon_F*)p$	q_m	$\lvert\Delta q\rvert$
70	Базавлук-с.Катерино-Наталівка	3,02	0,23	301	0,17	125	1,37	22,75	0,247	0,43	0,15	6,3
71	Інгулець-с.Олександро-Степанівка	3,15	0,76	322	0,34	144	2,58	31,24	0,235	0,42	0,25	5,3
72	Інгулець-с.Іскрівка	3,64	0,55	335	0,23	107	2,39	52,53	0,176	0,36	0,15	19,7
73	Інгулець-м.Кривий Ріг	3,93	0,40	341	0,26	217	1,39	66,56	0,211	0,34	0,10	18,3
74	Інгулець-с.Могилівка	3,97	0,27	341	0,24	200	1,37	82,91	0,189	0,33	0,09	18,1
76	Молочна - с.Токмак	2,88	-0,77	261	0,18	143	1,10	19,88	0,265	0,45	0,13	5,9
77	Молочна - с.Терпіння	3,44	-0,81	282	0,13	110	1,13	42,71	0,194	0,39	0,08	16,3
78	Корсак - с.Аннівка	2,29	-1,08	227	0,33	150	1,71	5,92	0,344	0,53	0,31	1,9
79	Лозуватка - с.Новоолексіївка	2,52	-1,08	237	0,27	154	1,40	10,2	0,312	0,50	0,22	0,1
80	Обитічна - с. Шевченко	2,59	-0,92	246	0,29	155	1,57	8,69	0,323	0,49	0,25	6,1
81	Обитічна - м. Приморськ	3,11	-1,02	264	0,27	104	2,29	22,36	0,235	0,42	0,23	18,5
82	Кільтиччя - с.Новотроїцьке	2,60	-0,91	247	0,31	72	3,61	64,96	0,300	0,49	0,34	47,8
83	Берда - с.Білоцерківка	2,60	-0,75	250	0,27	100	2,26	7,05	0,308	0,49	0,34	47,5
84	Берда - с.Захарівка	2,86	-0,85	260	0,25	103	2,17	14,23	0,265	0,45	0,26	14,9
85	Берда – с.Осипенко	3,21	0,01	300	0,23	155	1,52	28,33	0,247	0,41	0,15	4,8
89	Кальміус - с. Роздольне	3,23	-0,14	295	0,23	201	1,16	31	0,258	0,41	0,12	19,0
90	Кальміус – смт Приморське	3,57	-0,35	304	0,23	137	1,71	57,45	0,188	0,37	0,12	4,9
91	Мокра Волноваха - с.Миколаївка	2,29	-0,41	249	0,40	128	2,67	3,76	0,361	0,53	0,51	7,2

Кінець таблиці Г.7

№ за/п	Річка - пост	lg(F+1)	(φ-48)°	$(S_{mзв}+\sum X)*K_{1\%}$	η	$(T_0)_{карт}$	q'_m	t_p	$\psi(t_p/T_0)$	$(\varepsilon_F*)p$	q_m	$\lvert\Delta q\rvert$
93	Кальчик - с.Кременівка	2,67	-0,57	259	0,27	108	2,16	11,63	0,282	0,48	0,29	12,7
94	Кальчик - м.Маріуполь	3,10	-0,66	274	0,39	245	1,48	21,74	0,294	0,42	0,19	12,4
95	б.Полкова - с. Кременівка	1,81	-0,59	221	0,46	221	1,56	3,8	0,391	0,61	0,37	6,6
96	Малий Кальчик - с.Кременівка	2,43	-0,55	250	0,31	227	1,17	8,91	0,344	0,51	0,21	9,3
98	Грузький Єланчик- с.Гусельщикове	3,08	-0,58	276	0,29	90	3,04	29,87	0,205	0,43	0,27	32,9
100	Міус - с.Стрюкове	2,16	0,22	262	0,39	215	1,61	3,69	0,391	0,55	0,35	11,6
101	Міус - с.Дмитрівка	3,32	0,09	308	0,26	303	0,91	19,99	0,313	0,40	0,11	21,9
104	Кріпенька - х.Чугуно-Крепинка	2,35	0,11	267	0,45	339	1,19	9,15	0,366	0,52	0,23	12,4
106	Кринка - с.Новоселівка	2,77	0,25	291	0,33	324	1,01	11,78	0,348	0,46	0,16	14,2
107	Кринка - с.Благодатне	3,23	0,07	303	0,37	254	1,51	39,41	0,258	0,41	0,16	10,3
109	Вільхова – смт Олексієво-Орловка	2,44	0,12	271	0,48	304	1,45	5,17	0,392	0,51	0,29	15,9

±16,1 %

ДОДАТОК Д

Статистичні параметри часових рядів спостережень мінімального стоку на річках Півдня України

Таблиця Д.1 - Статистичні характеристики часових рядів 30-добових мінімальних витрат води за літньо-осінній період зі стійким льодоставом на річках Півдня України

№ за/п	Річка-пост	*F*, км^2	*n*, років	$Q_{сер}$, м^3/с	r(1)	Метод моментів			Метод найбільшої правдоподібності		
						C_v	C_s	C_v/ C_s	C_v	C_s	C_v/ C_s
1	Чага-с.Мирнопілля	1150	8	0,04	0,64	1,12	0,51	0,5	1,44	0,90	0,6
2	Тилігул-с.Новоукраїнка	810	33	0,1	0,73	1,11	1,12	1	1,19	1,41	1,2
3	Тилігул-с.Березівка	3170	48	0,0	-	-	-	-	-	-	-
4	Кодима-с.Обжила	145	43	0,04	0,62	0,72	0,36	0,5	0,74	0,42	0,6
5	Кодима-с.Катеринка	2390	82	0,3	0,35	1,43	1,76	1,2	1,47	2,01	1,4
6	Чорний Ташлик-с.Піщаний Брід	1830	24	0,8	0,36	0,57	0,33	0,6	0,59	0,40	0,7
7	Чорний Ташлик-с.Тарасівка	2230	81	0,7	0,64	0,75	0,98	1,3	0,77	1,06	1,4
8	Південний Буг-смт Олександрівка	46200	101	32,3	0,46	0,49	0,97	2	0,50	1,04	2,1
9	Мертвовід-с.Крива Пустош	252	30	0,0	0,69	1,03	0,83	0,8	1,11	1,03	0,9
10	Гнилий Єланець- с.Женево-Криворіжжя	1190	49	0,0	0,07	3,86	5,53	1,4	4,37	10,6	2,4
11	Інгул-м.Кіровоград	840	36	0,2	0,53	0,73	1,58	2,2	0,76	2,12	2,8
12	Інгул-с.Седнівка	4770	60	2,1	0,54	0,50	0,69	1,4	0,51	0,75	1,5
13	Інгул-с.Новогорожене	6670	83	1,9	0,72	0,79	1,24	1,6	0,80	1,37	1,7
14	Громоклія-с.Михайлівка	1410	28	0,0	0,19	1,49	1,41	0,9	1,58	1,77	1,1
15	Базавлук-с.Катерино-Наталівка	1050	35	0,0	0,52	1,27	1,60	1,3	1,36	2,16	1,6

Кінець таблиці Д.1

№ за/п	Річка-пост	*F*, км^2	*n*, років	$Q_{сер}$, м^3/с	r(1)	Метод моментів			Метод найбільшої правдоподібності		
						C_v	C_s	C_v/ C_s	C_v	C_s	C_v/ C_s
16	Кальміус - смт Приморське (Сартана)	3700	33	2,5	0,71	0,99	1,39	1,4	1,05	1,84	1,8
17	б,Полкова – с.Кременівка	63	17	0,1	0,33	0,32	0,41	1,3	0,33	0,52	1,6
18	Кальчик - с,Кременівка	469	58	0,4	0,31	0,60	2,13	3,6	0,63	2,67	4,3
19	Калець-х.Перемога	164	16	0,1	0,47	0,64	1,39	2,2	0,70	2,33	3,3
20	Берда - с.Захарівка	718	53	0,4	0,38	0,91	1,79	2	0,93	2,19	2,4
21	Берда -с.Осипенко	1620	83	0,7	0,63	0,73	2,45	3,4	0,76	3,03	4,0
22	Кільтиччя - с.Новотроїцьке	398	38	0,2	0,64	0,52	0,57	1,1	0,54	0,66	1,2
23	Обитічна - с. Шевченко	390	34	0,2	0,46	0,81	0,95	1,2	0,85	1,16	1,4
24	Обитічна - м.Приморськ	1300	67	0,3	0,50	0,84	1,06	1,3	0,87	1,18	1,4
25	Лозуватка - с.Новоолексіївка	331	62	0,1	0,46	0,52	0,29	0,6	0,53	0,33	0,6
26	Молочна - с.Токмак	760	31	0,3	0,61	0,55	0,64	1,2	0,57	0,76	1,3
27	Молочна - с.Терпіння	2780	48	0,2	0,21	1,24	2,26	1,8	1,28	3,02	2,4

Таблиця Д.2 - Статистичні характеристики часових рядів 30-добових мінімальних витрат води за зимовий період зі стійким льодоставом в зоні недостатньої водності

№ за/п	Річка-пост	*F*, км^2	*n*, років	$Q_{сер}$, м^3/с	r(1)	Метод моментів			Метод найбільшої правдоподібності		
						C_v	C_s	C_v/ C_s	C_v	C_s	C_v/ C_s
1	Чага-с.Мирнопілля	1150	7	0,1	-0,27	0,68	-0,63	-0,9	0,72	0,66	0,9
2	Тилігул-с.Новоукраїнка	810	33	0,3	0,24	0,93	1,86	2	0,97	2,57	2,7
3	Тилігул-с.Березівка	3170	47	0,2	-0,06	3,39	3,92	1,2	3,78	6,35	1,7
4	Кодима-с.Обжила	145	38	0,1	0,29	0,64	1,97	3,1	0,67	2,66	4
5	Кодима-с.Катеринка	2390	81	0,9	0,47	0,94	1,48	1,6	0,96	1,67	1,7
6	Чорний Ташлик-с.Піщаний Брід	1830	24	1,0	0,55	0,50	1,07	2,2	0,52	1,45	2,8
7	Чорний Ташлик-с.Тарасівка	2230	79	1,4	0,64	0,64	0,61	0,9	0,65	0,65	1
8	Південний Буг-смт Олександрівка	46200	100	53,1	0,39	0,50	1,11	2,2	0,50	1,18	2,4
9	Мертвовід-с.Крива Пустош	252	27	0,1	0,15	0,77	1,71	2,2	0,79	2,32	2,9
10	Гнилий Єланець- с.Женево-Криворіжжя	1190	48	0,0	0,00	2,77	4,04	1,5	3,01	6,60	2,2
11	Інгул-м.Кіровоград	840	32	0,4	0,17	0,88	2,11	2,4	0,90	2,96	3,3
12	Інгул-с.Седнівка	4770	59	4,2	0,50	0,53	0,70	1,3	0,54	0,77	1,4
13	Інгул-с.Новогорожене	6670	81	2,9	0,58	0,80	1,39	1,7	0,81	1,56	1,9
14	Громоклія-с.Михайлівка	1410	28	0,4	0,09	1,87	3,60	1,9	2,02	6,91	3,4
15	Базавлук-с.Катерино-Наталівка	1050	35	0,2	0,13	1,15	2,10	1,8	1,19	2,87	2,4
16	Кальміус - смт Приморське (Сартана)	3700	32	4,6	0,83	0,85	1,06	1,3	0,89	1,34	1,5
17	б,Полкова – с.Кременівка	63	18	0,1	0,02	0,47	1,15	2,5	0,47	1,51	3,2

Кінець таблиці Д.2

№ за/п	Річка-пост	*F*, км^2	*n*, років	$Q_{сер}$, м^3/с	r(1)	Метод моментів			Метод найбільшої правдоподібності		
						C_v	C_s	C_v/ C_s	C_v	C_s	C_v/ C_s
18	Кальчик – с.Кременівка	469	58	0,7	0,26	0,42	1,42	3,4	0,43	1,63	3,8
19	Калець-х.Перемога	164	15	0,2	0,21	0,47	0,68	1,4	0,48	0,83	1,7
20	Берда - с.Захарівка	718	53	0,9	0,33	0,64	1,41	2,2	0,65	1,64	2,5
21	Берда -с.Осипенко	1620	79	1,3	0,30	0,85	2,08	2,5	0,86	2,46	2,9
22	Кільтиччя - с.Новотроїцьке	398	39	0,4	0,36	0,53	0,80	1,5	0,54	0,90	1,7
23	Обитічна - с.Шевченко	390	35	0,5	0,44	0,63	0,82	1,3	0,65	0,98	1,5
24	Обитічна - м.Приморськ	1300	69	0,9	0,37	0,76	1,12	1,5	0,77	1,22	1,6
25	Лозуватка - с.Новоолексіївка	331	62	0,3	0,20	0,77	3,16	4,1	0,80	4,32	5,4
26	Молочна - с.Токмак	760	31	0,7	0,30	0,70	1,16	1,7	0,71	1,43	2
27	Молочна - с.Терпіння	2780	48	1,0	0,08	1,02	2,99	2,9	1,07	4,28	4

Таблиця Д.3 – Визначення мінімальних витрат води різної забезпеченості (Р=75%, 80%, 90% та 97%) за зимовий період

№ за/п	Річка - пост	F, км^2	$\overline{Q}_{30}$, м^3/с	ординати кривих трипараметричного гама-розподілу Крицького-Менкеля				ординати розподілу Пірсона III типу (біноміальна крива розподілу)			
				$Q_{75\%}$	$Q_{80\%}$	$Q_{90\%}$	$Q_{97\%}$	$Q_{75\%}$	$Q_{80\%}$	$Q_{90\%}$	$Q_{97\%}$
1	Тилігул – с. Новоукраїнка	810	0,30	0,10	0,09	0,05	0,02	0,11	0,10	0,08	0,08
2	Тилігул – с. Березівка	3170	0,15	0,01	0,00	0,00	0,00	-0,04	-0,04	-0,04	-0,04
3	Кодима – с. Обжила	145	0,09	0,05	0,04	0,03	0,02	0,05	0,05	0,05	0,05
4	Кодима – с. Катеринка	2390	0,90	0,32	0,27	0,16	0,07	0,27	0,20	0,06	-0,05
5	Чорний Ташлик – с. Піщаний Брід	1830	1,04	0,65	0,59	0,46	0,32	0,64	0,59	0,49	0,40
6	Чорний Ташлик – с. Тарасівка	2230	1,42	0,77	0,68	0,49	0,31	0,75	0,63	0,32	-0,05
7	Південний Буг – смт Олександрівка	46200	53,1	34,00	31,1	24,4	17,3	33,51	30,84	24,52	17,92
8	Мертвовід – с. Крива Пустош	252	0,14	0,06	0,05	0,04	0,02	0,06	0,06	0,05	0,04
9	Гнилий Єланець – с. Женево-Криворіжжя	1190	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
10	Інгул – м. Кіровоград	840	0,38	0,15	0,12	0,07	0,04	0,17	0,16	0,15	0,15
11	Інгул – с. Седнівка	4770	4,17	2,54	2,31	1,78	1,22	2,54	2,25	1,55	0,75
12	Інгул – с. Новогорожене	6670	2,90	1,25	1,08	0,70	0,37	1,18	0,99	0,57	0,22
13	Громоклія – с. Михайлівка	1410	0,40	0,02	0,01	0,00	0,00	0,13	0,13	0,13	0,13
14	Базавлук – с. Катерино-Наталівка	1050	0,21	0,05	0,04	0,02	0,01	0,05	0,04	0,04	0,04
15	Кальміус - смт Приморське (Сартана)	3700	4,58	1,79	1,51	0,93	0,45	1,58	1,18	0,25	-0,65
16	б. Полкова – с. Кременівка	63	0,12	0,08	0,08	0,06	0,04	0,08	0,08	0,06	0,05
17	Кальчик – с. Кременівка	469	0,74	0,51	0,47	0,38	0,29	0,51	0,48	0,43	0,38

Кінець таблиці Д.3

№ з/п	Річка - пост	F, км^2	$\overline{Q}_{30}$, м^3/с	ординати кривих трипараметричного гама-розподілу Крицького-Менкеля				ординати розподілу Пірсона III типу (біноміальна крива розподілу)			
				$Q_{75\%}$	$Q_{80\%}$	$Q_{90\%}$	$Q_{97\%}$	$Q_{75\%}$	$Q_{80\%}$	$Q_{90\%}$	$Q_{97\%}$
18	Калець – х. Перемога	164	0,19	0,12	0,11	0,09	0,07	0,12	0,11	0,08	0,05
19	Берда – с. Захарівка	718	0,94	0,51	0,45	0,33	0,20	0,50	0,45	0,34	0,25
20	Берда – с. Осипенко	1620	1,30	0,53	0,45	0,28	0,14	0,56	0,51	0,44	0,41
21	Кільтиччя – с. Новотроїцьке	398	0,43	0,26	0,24	0,18	0,13	0,26	0,23	0,16	0,09
22	Обитічна – с. Шевченко	390	0,52	0,28	0,25	0,18	0,11	0,27	0,23	0,14	0,04
23	Обитічна – м. Приморськ	1300	0,94	0,43	0,37	0,25	0,14	0,40	0,33	0,16	-0,02
24	Лозуватка – с. Новоолексіївка	331	0,27	0,12	0,10	0,07	0,04	0,17	0,17	0,17	0,17
25	Молочна – с. Токмак	760	0,68	0,34	0,30	0,21	0,12	0,33	0,28	0,18	0,08
26	Молочна – с. Терпіння	2780	1,04	0,31	0,25	0,13	0,05	0,52	0,52	0,52	0,52

Таблиця Д.4 – Визначення мінімальних витрат води різної забезпеченості (Р=75%, 80%, 90% та 97%) за літньо-осінній період

№ за/п	Річка - пост	F, км^2	$\overline{Q}_{30}$, м^3/с	ординати кривих трипараметричного гама-розподілу Крицького-Менкеля				ординати розподілу Пірсона III типу (біноміальна крива розподілу)			
				$Q_{75\%}$	$Q_{80\%}$	$Q_{90\%}$	$Q_{97\%}$	$Q_{75\%}$	$Q_{80\%}$	$Q_{90\%}$	$Q_{97\%}$
1	Тилігул – с. Новоукраїнка	810	0,10	0,02	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	-0,02	-0,04
2	Тилігул – с. Березівка	3170	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
3	Кодима – с. Обжила	145	0,04	0,02	0,01	0,01	0,00	0,02	0,01	0,00	-0,01
4	Кодима – с. Катеринка	2390	0,30	0,03	0,02	0,00	0,00	-0,01	-0,04	-0,10	-0,13
5	Чорний Ташлик – с. Піщаний Брід	1830	0,76	0,43	0,39	0,28	0,16	0,44	0,38	0,21	0,00
6	Чорний Ташлик – с. Тарасівка	2230	0,73	0,32	0,27	0,17	0,08	0,32	0,25	0,10	-0,06
7	Південний Буг – смт Олександрівка	46200	32,33	20,5	18,6	14,1	9,3	20,6	18,4	14,2	9,6
8	Мертвовід – с. Крива Пустош	252	0,03	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	-0,01	-0,02
9	Гнилий Єланець – с. Женево-Криворіжжя	1190	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
10	Інгул – м. Кіровоград	840	0,17	0,07	0,06	0,04	0,02	0,08	0,07	0,06	0,05
11	Інгул – с. Седнівка	4770	2,10	1,31	1,19	0,90	0,59	1,33	1,19	0,86	0,49
12	Інгул – с. Новогорожене	6670	1,92	0,80	0,68	0,40	0,17	0,80	0,64	0,32	0,03
13	Громоклія – с. Михайлівка	1410	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	-0,01	-0,01	-0,02
14	Базавлук – с. Катерино-Наталівка	1050	0,04	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	-0,01	-0,01

Кінець таблиці Д.4

№ за/п	Річка - пост	F, км^2	$\overline{Q}_{30}$, м^3/с	ординати кривих трипараметричного гама-розподілу Крицького-Менкеля				ординати розподілу Пірсона III типу (біноміальна крива розподілу)			
				$Q_{75\%}$	$Q_{80\%}$	$Q_{90\%}$	$Q_{97\%}$	$Q_{75\%}$	$Q_{80\%}$	$Q_{90\%}$	$Q_{97\%}$
15	Кальміус - смт Приморське (Сартана)	3700	2,5	0,68	0,51	0,23	0,06	0,62	0,42	0,04	-0,29
16	б. Полкова – с. Кременівка	63	0,1	0,06	0,05	0,04	0,04	0,06	0,05	0,04	0,03
17	Кальчик – с. Кременівка	469	0,4	0,21	0,18	0,13	0,07	0,23	0,22	0,21	0,21
18	Калець – х. Перемога	164	0,1	0,04	0,04	0,02	0,01	0,05	0,04	0,04	0,03
19	Берда – с. Захарівка	718	0,4	0,12	0,10	0,05	0,02	0,13	0,11	0,08	0,06
20	Берда – с. Осипенко	1620	0,7	0,30	0,26	0,16	0,07	0,36	0,35	0,34	0,33
21	Кільтиччя – с. Новотроїцьке	398	0,2	0,15	0,13	0,10	0,06	0,15	0,13	0,09	0,04
22	Обитічна – с. Шевченко	390	0,2	0,07	0,06	0,03	0,01	0,07	0,05	0,01	-0,02
23	Обитічна – м. Приморськ	1300	0,3	0,12	0,09	0,05	0,02	0,11	0,09	0,02	-0,05
24	Лозуватка – с. Новоолексіївка	331	0,1	0,07	0,06	0,04	0,03	0,07	0,06	0,04	0,01
25	Молочна – с. Токмак	760	0,3	0,18	0,17	0,12	0,07	0,19	0,17	0,11	0,04
26	Молочна – с. Терпіння	2780	0,2	0,04	0,03	0,01	0,00	0,05	0,04	0,04	0,04