

Є. Д. ГОПЧЕНКО
Н. С. КІЧУК
В. А. ОВЧАРУК

МАКСИМАЛЬНИЙ СТІК ДОЩОВИХ ПАВОДКІВ НА РІЧКАХ ПІВДНЯ УКРАЇНИ

Монографія



Одеса
ТЕС
2016

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Є. Д. ГОПЧЕНКО, Н. С. КІЧУК, В. А. ОВЧАРУК

**МАКСИМАЛЬНИЙ СТІК ДОЩОВИХ ПАВОДКІВ
НА РІЧКАХ ПІВДНЯ УКРАЇНИ**

Монографія

Рекомендовано до друку рішенням вченої ради Одеського державного
екологічного університету Міністерства освіти і науки України
(протокол №9 від 29.10.2015)

Одеса
ТЕС
2016

ББК 26.22
Г66
УДК 556.166

Друкується за рішенням Вченої Ради Одеського державного екологічного університету (протокол № 9 від 29.10.2015)

Рецензенти:

*Доктор географічних наук, професор Світличний О.О.,
кандидат географічних наук, доцент Андреевська Г.М.*

Г66 Гопченко Євген Дмитрович
Максимальний стік дощових паводків на річках Півдня України:
Монографія / Є.Д. Гопченко, Н.С. Кічук, В.А. Овчарук.; Одеський державний екологічний університет, - Одеса, ТЕС, 2016. – 212 с.

Монографія присвячена нормуванню розрахункових характеристик максимального стоку дощових паводків на території Півдня України. Базовим параметром запропонованої і реалізованої моделі «схиловий приплив – русловий стік» є максимальний модуль схилового стоку, який у свою чергу залежить від величини добових опадів, коефіцієнтів стоку, часової нерівномірності і тривалості припливу води зі схилів до руслової мережі. Трансформація паводків, яка відбувається у русловій мережі, враховується коефіцієнтами, що залежать від тривалості руслового добігання і ефектів руслозаплавного регулювання. Методика доведена до рівня практичних рекомендацій і може безпосередньо використовуватись при вирішенні проблем, пов'язаних з проектуванням і експлуатацією водогосподарських об'єктів у регіоні.

Монография посвящена нормированию расчётных характеристик максимального стока дождевых паводков на территории Юга Украины. Базовым параметром предложенной и реализованной модели «склоновый приток – русловой сток» является максимальный модуль склонового стока, который в свою очередь зависит от величины суточных осадков, коэффициентов стока, временной неравномерности и продолжительности притока воды со склонов в русловую сеть. Трансформация паводков, происходящая в русловой сети, учитывается коэффициентами, которые зависят от продолжительности руслового добега и эффектов русло-пойменного регулирования. Методика доведена до уровня практических рекомендаций и может непосредственно использоваться при решении проблем, связанных с проектированием и эксплуатацией водохозяйственных объектов в регионе.

The monograph is devoted to the standardization of calculated maximal runoff characteristics of rain floods in the South of Ukraine. The basic parameters of the model "slope influx - the channel runoff", that proposed and realized, is the maximum module of slope influx, which in turn depends on the amount of daily precipitation, runoff coefficient, temporary irregularity and duration of the inflow of water from the slopes in channel network. Transformation of floods occurring in the channel network is taken into account factors that are dependent on the length of the channel lag and the effects of channel-floodplain regulation of. The technique brought to the level of practical recommendation, and may be used directly in the solution of problems related to the design and operation of water facilities in the region.

ISBN 978-617-7337-23-1

© Одеський державний
екологічний університет, 2016

ВСТУП

Характерними особливостями гідрологічного режиму річок Півдня України є дощові паводки. Їх формування пов'язано з випадінням опадів зливового характеру, які охоплюють порівняно невеликі за площею території та є дуже нерівномірними як у часі, так і у просторі. На розглядуваній території щороку можливі в тому чи іншому районі сильні зливи та зливові дощі з опадами до 100 мм і вище, від яких формуються паводки катастрофічного характеру.

Широке водогосподарське будівництво, зокрема виконання великого обсягу меліоративних робіт у зоні недостатнього зволоження, потребує надійних та обґрунтованих розрахунків дощового стоку.

Незважаючи на те, що спостереженням за максимальними зливовими витратами на річках України приділяється багато уваги, вони все ще недостатні, а розрахунок максимального дощового стоку донині є не повністю вирішеною проблемою. Це зумовлено складністю процесу формування максимального дощового стоку, який залежить від великої кількості змінних у часі і просторі чинників. Недостатньо охоплені спостереженнями невеликі та тимчасові водотоки. На складність процесу формування дощового стоку впливає також і діяльність людини – меліорація земель та інші види їх сільськогосподарського використання.

Розробка нормативних документів для забезпечення розрахунку характеристик дощових паводків і весняних водопіль річок України є одним із державних пріоритетів. У післявоєнні роки були запроваджені такі державні стандарти як СН 435-72, а потім СНіП 2.01.14-83. Упродовж періоду їх використання виявились недоліки як у теоретичному, так і в методичному відношеннях, а тому проблему розрахунку характеристик максимального стоку річок слід віднести до одного із нагальних завдань.

Монографія присвячена саме вирішенню цієї актуальної проблеми (в частині визначення розрахункових характеристик дощових паводків на території Півдня України).

Для дослідження максимального стоку дощових паводків (шарів стоку та максимальних витрат води) використані матеріали багаторічних гідрометерологічних спостережень на річках Півдня України (басейни Південного Бугу, межиріччя Дунай-Дністер, Причорноморської низовини і прилеглих до них територій).

Вибір об'єктів і тривалість розрахункового періоду зумовлені наявністю багаторічних сумісних рядів спостережень за стоком води і гідрометерологічними чинниками дощових паводків.

Запропонована методика для розрахунку характеристик максимального стоку дощових паводків річок на території Півдня України

доведена до рівня практичного використання. Її точність відповідає точності вихідної інформації щодо максимальному стоку дощових паводків річок, тобто середня квадратична похибка не перевищує 20 %.

РОЗДІЛ 1

КОРОТКА ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА ПРИРОДНИХ УМОВ ФОРМУВАННЯ ДОЩОВИХ ПАВОДКІВ НА РІЧКАХ ПІВДЕННОЇ ЧАСТИНИ УКРАЇНИ

1.1 Географічне положення і рельєф

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 [82-84].

Найстарішими утвореннями, що впливають на формування рельєфу, є породи докембрійського віку. До складу докембрійських порід Українського кристалічного щита входять різноманітні метаморфічні та вулканогенні утворення – гнейси, піщаники, кварцити, сланці, граніти тощо, які мають значний опір до процесів денудації, і тому їх виходи на дні та на схилах річкових долин супроводжуються наявністю порогів, урвистих схилів.

Палеогенові відклади наявні в долині Південного Бугу (від Вознесенська до гирла Гнилого Тікича) та в долині Інгульця (неподалік с.Широке).

Неогенові відклади поширені в південно-західній частині Українського кристалічного щита та в Причорноморській западині.

У східній частині описуваної території в основі четвертинних відкладів залягає товща червоно-бурих глин, яка в межах Українського кристалічного щита та Причорноморської западини підстилає лесові відклади й відсутня в річкових долинах.

Відповідно до ландшафтно-гідрологічного районування (рис.1.1), виконаного в Київському національному університеті імені Тараса Шевченка В.В.Гребенем 2010 року [55], 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).

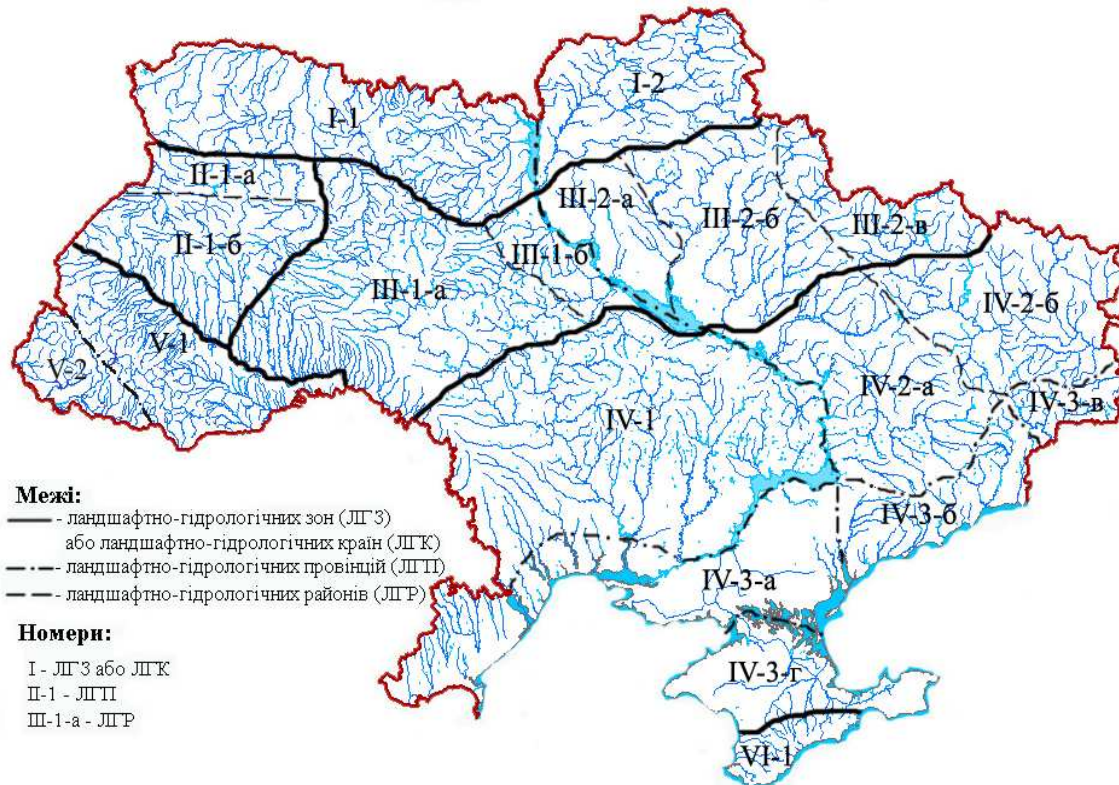


Рис. 1.1 - Схема ландшафтно-гідрологічного районування України [55].

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 ($0,43-0,48 \text{ км/км}^2$), невеликі уклони річок ($0,5-2,0 \text{ м/км}$), незначна залісеність водозборів, що в основному не перевищує 15 % від площ басейнів, і невелика заболоченість території – до 10 % (за винятком р. Згар – смт Літин) [82-84].

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 [82-84].

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 слабо розвинена, а долини річок врізані на глибину лише 10 - 15 м. При плоских вододілах схили берегів перерізані яружно-балковою мережею [82-84].

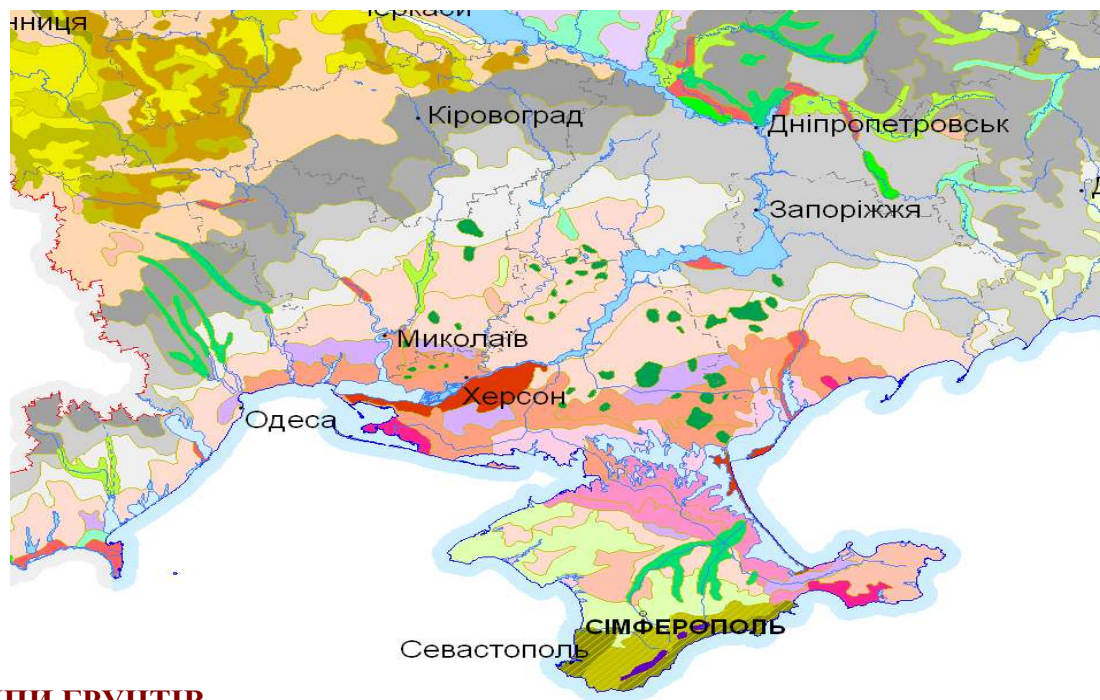
1.2 Ґрунти і рослинність

Переважними ґрунтами в досліджуваній зоні є чорноземи. Утворились вони під покривом трав'янистої рослинності. Ґрунтоутворювальними породами для них є леси або лесоподібні суглинки важкосуглинкового гранулометричного складу. Карбонатність ґрунтоутворювальних порід за умов непромивного водного режиму зумовлює високу насиченість чорноземів кальцієм, а також нейтральну або слабкокислу реакцію ґрунтового розчину.

Неоднорідність зонально-кліматичних, а також провінційних і місцевих топографічних умов чорноземної зони зумовили підвидові та видові відмінності чорноземних ґрунтів. У межах описуваної території виділяються такі головні їх підтипи: чорноземи звичайні та чорноземи південні, чорноземи опідзолені (рис.1.2) [1].

У басейні Південного Бугу значне поширення мають піщані й супіщані алювіальні відклади. Заплавний алювій майже повсюдно засолений водорозчинними солями, переважно сульфатами; у північних і центральних районах засоленість слабка і зустрічається спорадично. Середньогумусові чорноземи малопотужні, повсюдно є малогумусовими. Чорноземи звичайні характеризуються такими показниками розмірів гумусового профілю: чорноземи звичайні – 75-85 см і чорноземи звичайні малогумусові – 65-75 см.

У долинах Південного Бугу, Інгулу та Інгульця, а також їхніх приток, крім лесових, значний розвиток мають більш молоді тераси. Перша надзаплавна тераса складена стародавньоалювіальними пісками і супісками. На пісках сформувалися дернові піщані ґрунти, а на супісках – супіщані чорноземи, які є характерними для степової зони. Розміри гумусового профілю у чорноземів звичайних становлять близько 80 см, у чорноземів звичайних малогумусових – 65-75 см.



ТИПИ ҐРУНТІВ

ОПІДЗОЛЕНІ ҐРУНТИ (НЕЗМИТІ ТА ЗМИТІ) ПЕРЕВАЖНО НА ЛЕСОВИХ ПОРОДАХ

7  Чорноземи опідзолені

ЧОРНОЗЕМИ ТИПОВІ (НЕЗМИТІ ТА ЗМИТІ) НА ЛЕСОВИХ ПОРОДАХ

10  Чорноземи типові малогумусні та слабогумусовані

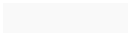
11  Чорноземи типові середньогумусні

ЧОРНОЗЕМИ ЗВИЧАЙНІ (НЕЗМИТІ ТА ЗМИТІ) НА ЛЕСОВИХ ПОРОДАХ

12  Чорноземи звичайні глибокі мало- й середньогумусні

13  Чорноземи звичайні середньогумусні

14  Чорноземи звичайні малогумусні

15  Чорноземи звичайні неглибокі малогумусні


ЧОРНОЗЕМИ ПІВДЕННІ (НЕЗМИТІ ТА ЗМИТІ) НА ЛЕСОВИХ ПОРОДАХ


16  Чорноземи південні малогумусні та слабогумусовані

ЧОРНОЗЕМИ НА ВАЖКИХ ГЛИНАХ

17  Чорноземи переважно солонцюваті на важких глинах

ЧОРНОЗЕМИ ТА ДЕРНОВІ ҐРУНТИ ЩЕБЕНЮВАТІ НА ЕЛЮВІЇ ЩІЛЬНИХ ПОРІД

18  Чорноземи і дернові щебенюваті ґрунти на елювії щільних безкарбонатних порід (пісковиків і сланців)

19  Чорноземи і дернові карбонатні ґрунти на елювії карбонатних порід (мергелів, крейди, вапняків)

ЧОРНОЗЕМИ ЗАЛИШКОВО-СОЛОНЦЮВАТІ НА ЛЕСОВИХ ПОРОДАХ

20  Чорноземи типові залишково-солонцюваті

21  Чорноземи південні залишково-солонцюваті

КАШТАНОВІ ҐРУНТИ НА ЛЕСОВИХ ПОРОДАХ

26  Темно-каштанові солонцюваті ґрунти


27  Каштанові солонцюваті ґрунти в комплексі з солонцями

Рис. 1.2 - Карта-схема ґрунтів в межах Півдня України [1].

Чорноземи звичайні тягнуться на південь і представлені чорноземами звичайними середньо- і малогумусними та чорноземами звичайними малопотужними малогумусними. Чорноземи звичайні характеризуються потужністю гумусованого профілю близько 80 см, доброю структурною, особливо в підорному шарі, пухкістю складання, відсутністю ущільнень у перехідному горизонті, а через це й високою водопроникністю (понад 1 мм/с).

У смузі переходу Придніпровської височини в Причорноморську низовину чорноземи звичайні переходять у чорноземи звичайні малогумусні

Потужність їх становить 65-75 см, вміст гумусу – 4-4,5 %. Для них характерні коротший і чіткіший перехід у ґрунтову породу, ніж у чорноземів звичайних, нижча структурованість, а через це й водопроникність.

Південь степової зони (Одеська, Миколаївська, Херсонська і Запорізька області) здебільшого вкривають південні чорноземи, а також каштанові ґрунти. За механічним складом вони суглинні. Основною ґрунтоутворюючою породою тут є лес. Ця порода відзначається слабкою стійкістю до розмиву, наслідком чого є значне надходження наносів у річки.

Південні чорноземи займають північну частину Причорноморської низовини. Вони простягаються суцільною смугою від Нижньодунайської дельтової рівнини до західних відрогів Приазовської височини. Відмінною рисою південних чорноземів є менша глибина гумусового горизонту, в середньому близько 60 см.

Утворилися вони в умовах сухішого клімату, ніж звичайні чорноземи, і містять менше гумусу (2,0- 3,0 %).

Каштанові ґрунти поширені вздовж узбережжя Чорного та Азовського морів. Характеризуються коротшим профілем (до 40 см) з більш вираженою солонцюватістю, гумусу містять 1,5-2 %.

Одним із основних чинників, від яких залежить гідрологічний режим території, поряд із кліматичними, ґрунтово-геологічними та геоморфологічними, є рослинний покрив. Рослинність кількісно і якісно перерозподіляє опади, які надходять на землю, і змінює гідрологічний режим території. Вона переводить поверхневий стік у ґрунтовий, затримує частину опадів на своїй поверхні, витрачає вологу на транспірацію тощо.

Ліси, луки, степи і болота, а також посіви різноманітних культур мають різний вплив на хід гідрологічних процесів. Особливо тісний взаємозв'язок існує між залісеністю території й водністю річок. Зумовлюючи зменшення поверхневого стоку та посилюючи надходження води в ґрунт і ґрунтові горизонти, уповільнюючи танення снігу, ліси сприяють зниженню повеней і підвищенню водності річок у меженні періоди. Лісові масиви на рівнинах зменшують вітер, сприяють вологонакопиченню в ґрунті і перешкоджають ерозії.

На правобережній частині степової зони Півдня України луки збереглися в заплавах Південного Бугу, Інгулу та Інгульця. Представлені вони класами формацій засолених, остепнених, справжніх і болотистих лук. Засолені луки є найбільш поширеними. Справжні луки складають близько 60% від усіх лугових масивів.

Найбільш поширеними серед них є формації типчака лугового, китника лугового і тонконога лугового. Болотисті луки займають близько 30% від усіх лугових масивів. Вони більш характерні для заплав верхніх течій річок.

Характерними представниками болотистих лук є стрійносочники, водоманічники, канаркові трави і звичайні бекманічники, що мають густий і високий травостій. Засолені луки зустрічаються по всьому перерізу заплав у комплексі зі справжніми й болотистими луками.

На крайньому півдні Причорноморської низовини простягається смуга типових типчаково-ковилових і типчаково-полинових степів. Тут панує полин австрійський, молочай Сегюєра, ромашник, деревій, жовтець, цикорій, дельфініум, люцерна жовта, астрагали, буркун. Подекуди зустрічаються кущі шипшини, дерези й бобчука.

1.3 Карст

Типові карстові ландшафти поширені на описуваній території дуже рідко і, перш за все, через відносно малі розміри площ виходів вапняків карбону й неогену, кам'яної солі – порід, що добре карстуються, та розчленованість рельєфу. Однак локальний розвиток поверхневого та глибинного карсту наявний і впливає на формування підземних вод [82,83].

Широкий розвиток глинисто-мергелистих товщ меотісу та понту на захід від Інгулу в басейні р. Південний Буг забезпечує відсутність значних втрат стоку в карбонатні породи.

Однак, як тільки малопотужні шари вапняків, місцями розвинені серед некарстующих відкладів, відкриваються ерозійною чи гідрографічною мережею, в них через первинну шпаруватість і кавернозність вибірково формуються системи кавернозних зон і невеликих порожнин, які повторюють напрямки нашарування та вертикальних тектонічних тріщин.

Аналогічна велика ділянка, складена понтійськими ракушняковими вапняками, знаходиться в межах низовин Хаджибейського та Куяльницького лиманів у районі міста Одеса. Кавернозні зони у вапняках супроводжуються тут системою горизонтальних порожнин, які відкриті кар'єрами, як на території міста на правому схилі Карантинного лиману, так і на правому березі Хаджибейського та Куяльницького лиманів, у районах Слобід-

ки, Нерубайського та Ільїнки. Довжина порожнин за розкопками сягає 200 м, висота – 1,5 - 2,7 м [82].

1.4 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 [57,58,65,96,98].

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.

Для зимового сезону характерні похмура погода, тумани і відлиги, за яких добова температура підвищується до 5 °С і вище.

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).

Весна починається з переходу температури повітря через 0 °С і руйнування стійкого снігового покриву. За даними Гідрометцентру України [58,59], 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 до 2010 рр. 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.

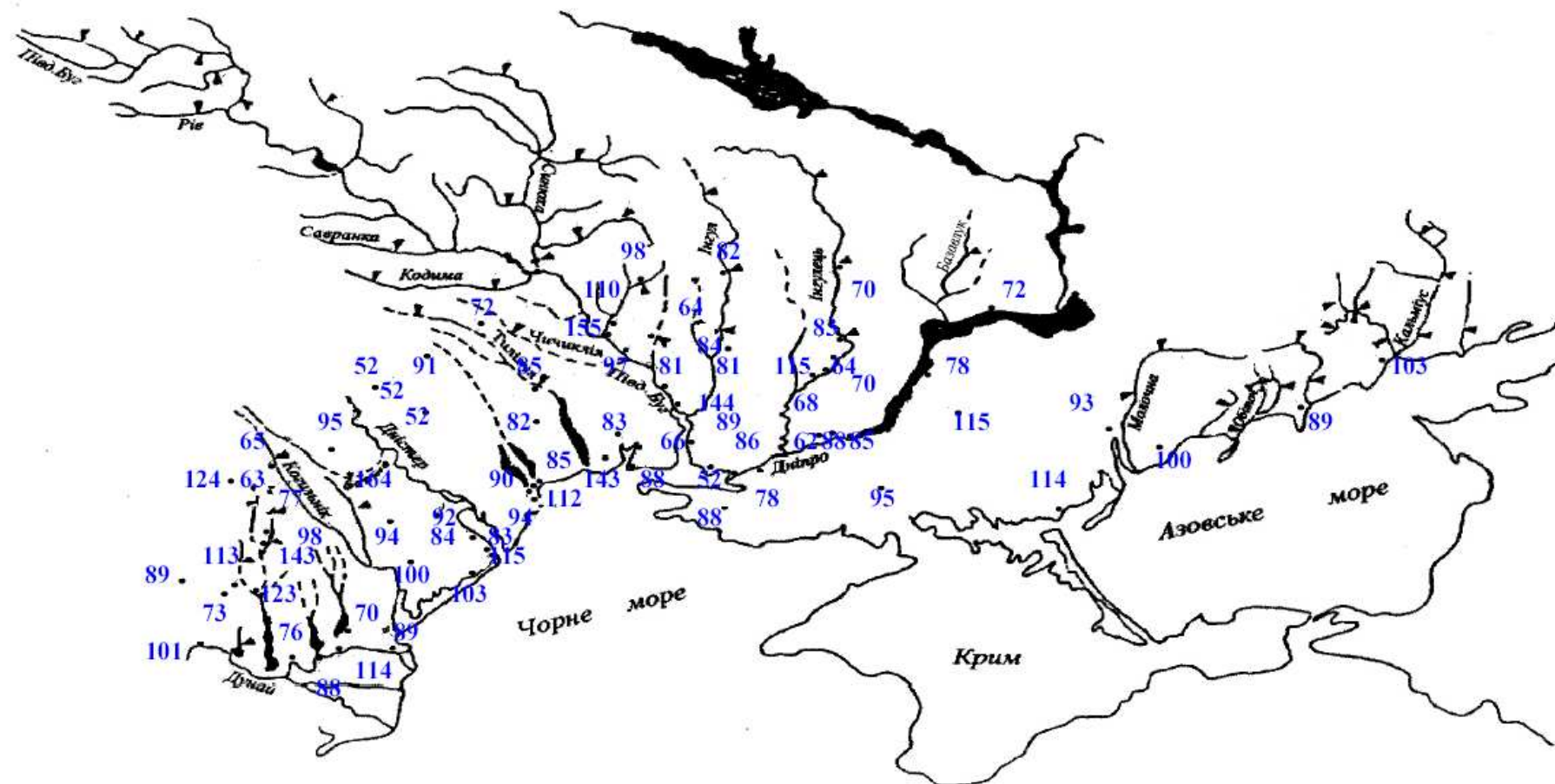
Початок осені пов'язаний з переходом температури повітря через 10°С. Триває осінь 2-3 місяці. У другій половині осіннього періоду можливе потепління. Для пізньої осені характерна волога, похмура погода. Протягом другої половини листопада осінь змінюється періодом передзим'я з нестійкою погодою, частими 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.

Перехід температури повітря через 0°С восени на території відбувається у другій-третьій декадах грудня, причому як і навесні, в останні роки відзначається поступове зміщення дат переходу через 0°С до більш ранніх строків.

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 до 441 мм. Атмосферні опади розрізняються значною мінливістю за роками. В посушливі роки річні суми коливаються від 174 мм (м.Херсон, 1921) до 273 мм (м.Запоріжжя, 1951). Максимальна кількість опадів за рік може досягати 783 мм (м.Ізмаїл, 1966). 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.

Формування визначних паводків дощового походження пов'язано з опадами зливого характеру, але, як відомо, зливи охоплюють порівняно невеликі за площею території.

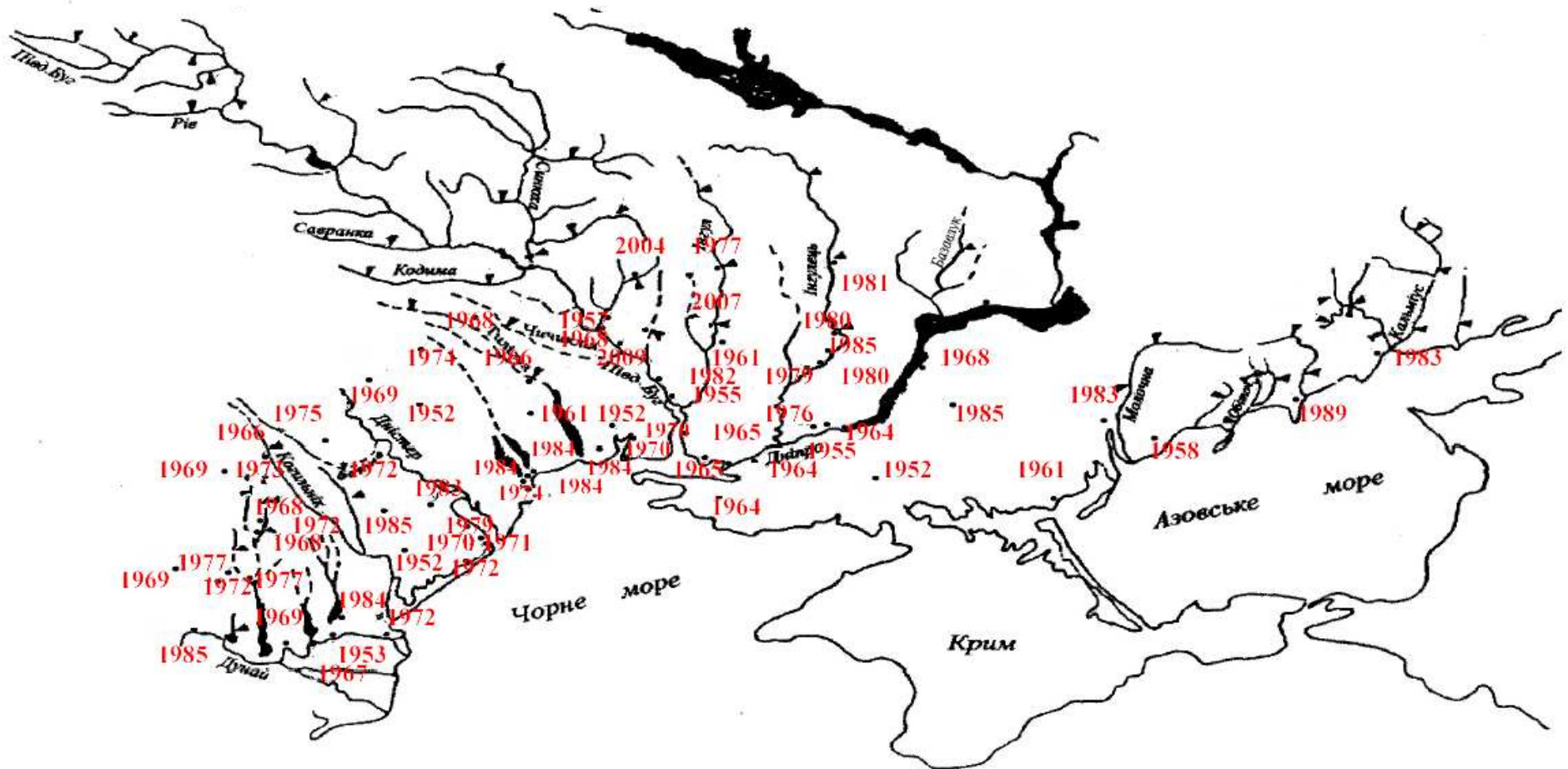
У нормативних документах формування зливових паводків пов'язують з добовими значеннями опадів. На рис.1.3 наводяться максимальні їх величини H_m в межах рівнинної території Півдня України. Як видно [48], значення H_m коливаються в досить широких межах – від 52 мм (Коротне) до 164 мм (Каушани). Але, як показує аналіз, спостережені максимуми відносяться до різних років, про що свідчить рис.1.4.



Умовні позначки:

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

Рис.1.3 - 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.

Рис. 1.4 - Розподіл територією Півдня України років, у які спостерігалися максимальні добові суми опадів.

Узагальнені відомості про частоту випадіння максимальних добових опадів за різними величинами наводяться в табл.1.1.

За даними цієї таблиці побудована діаграма (рис.1.5), з якої видно, що найчастіше добові максимуми спостерігалися в межах 80 – 100 мм (56,7 %).

Нерівномірно розподілені добові максимуми і в часі, про що свідчить табл.1.2 (в узагальненому вигляді на діаграмі (рис.1.6). Найчастіше добові максимуми спостерігалися на часовому інтервалі 1961 – 1990 рр. (84,4 %).

Таблиця 1.1 - 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

Таблиця 1.2 - 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

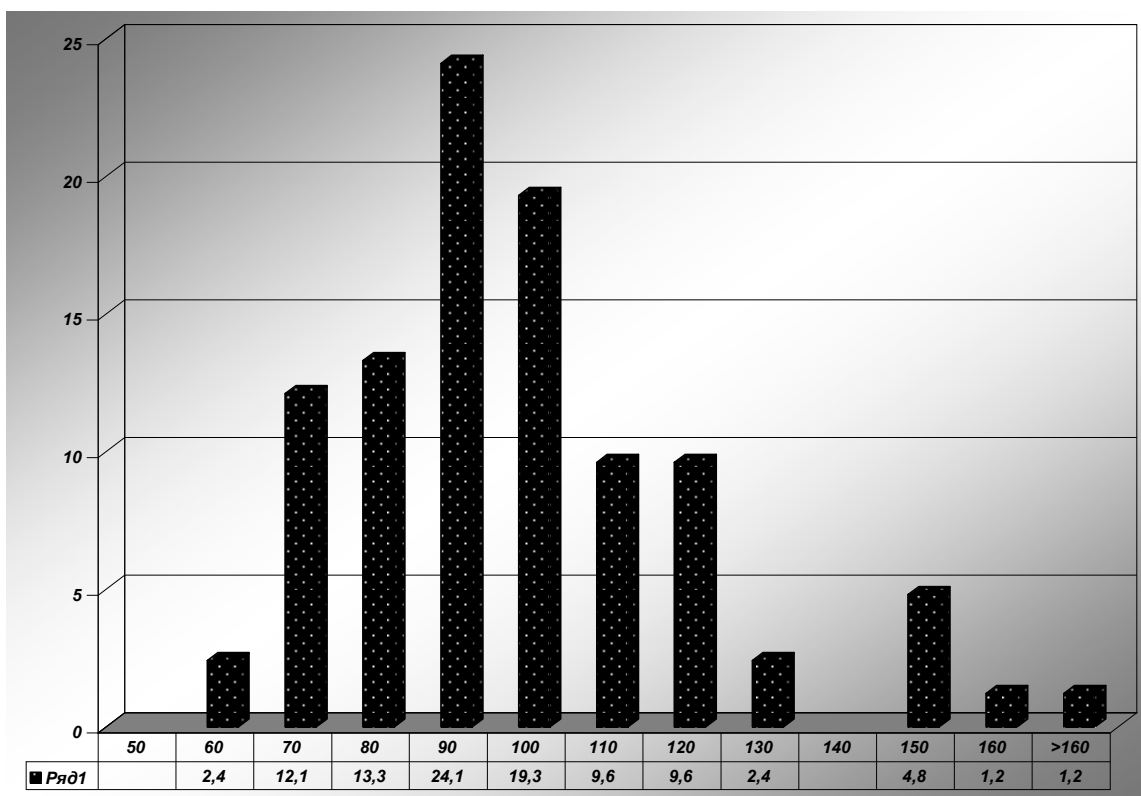


Рис.1.5 - Розподіл максимальних добових опадів теплого періоду на Півдні України: вісь абсцис – шар опадів, мм; вісь ординат – відсоток від загальної кількості.

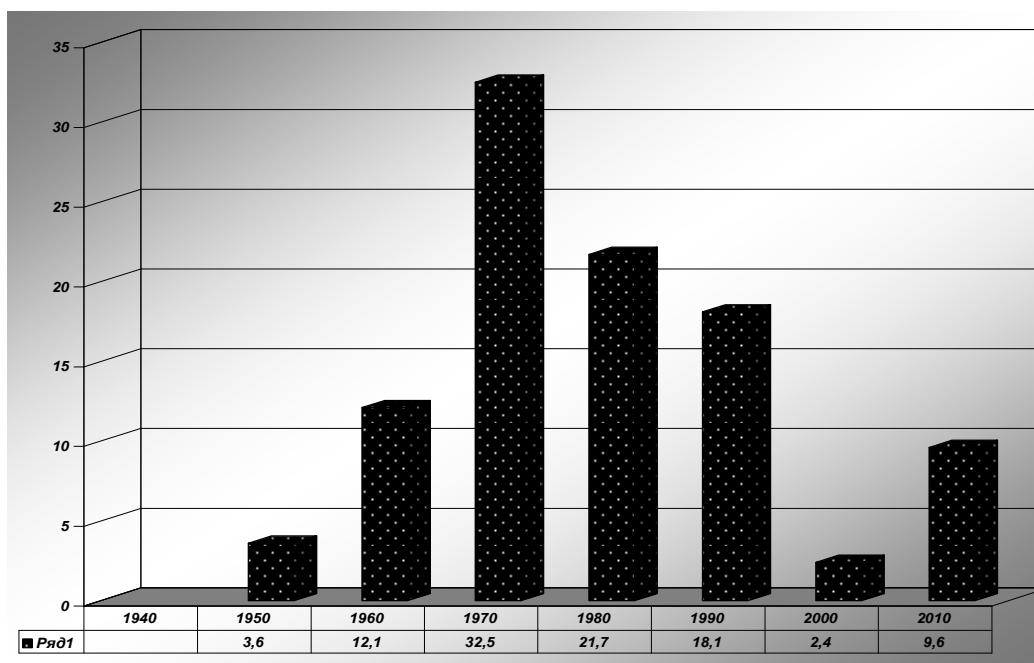


Рис. 1.6 - Розподіл максимальних добових опадів теплого періоду на Півдні України по роках спостереження: вісь абсцис – роки; вісь ординат – відсоток від загальної кількості.

В останні двадцять років визначні добові опади мали місце тільки в 12 % від загальної їх кількості.

Атмосферні процеси теплового 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 [82-84].

В кінці XX і на початку XXI століття в помірних широтах Європи відзначено зростання меридіональної і послаблення зональної циркуляції [99,102].

На території України 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 [18, 36, 58, 96, 98, 104].

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 %.

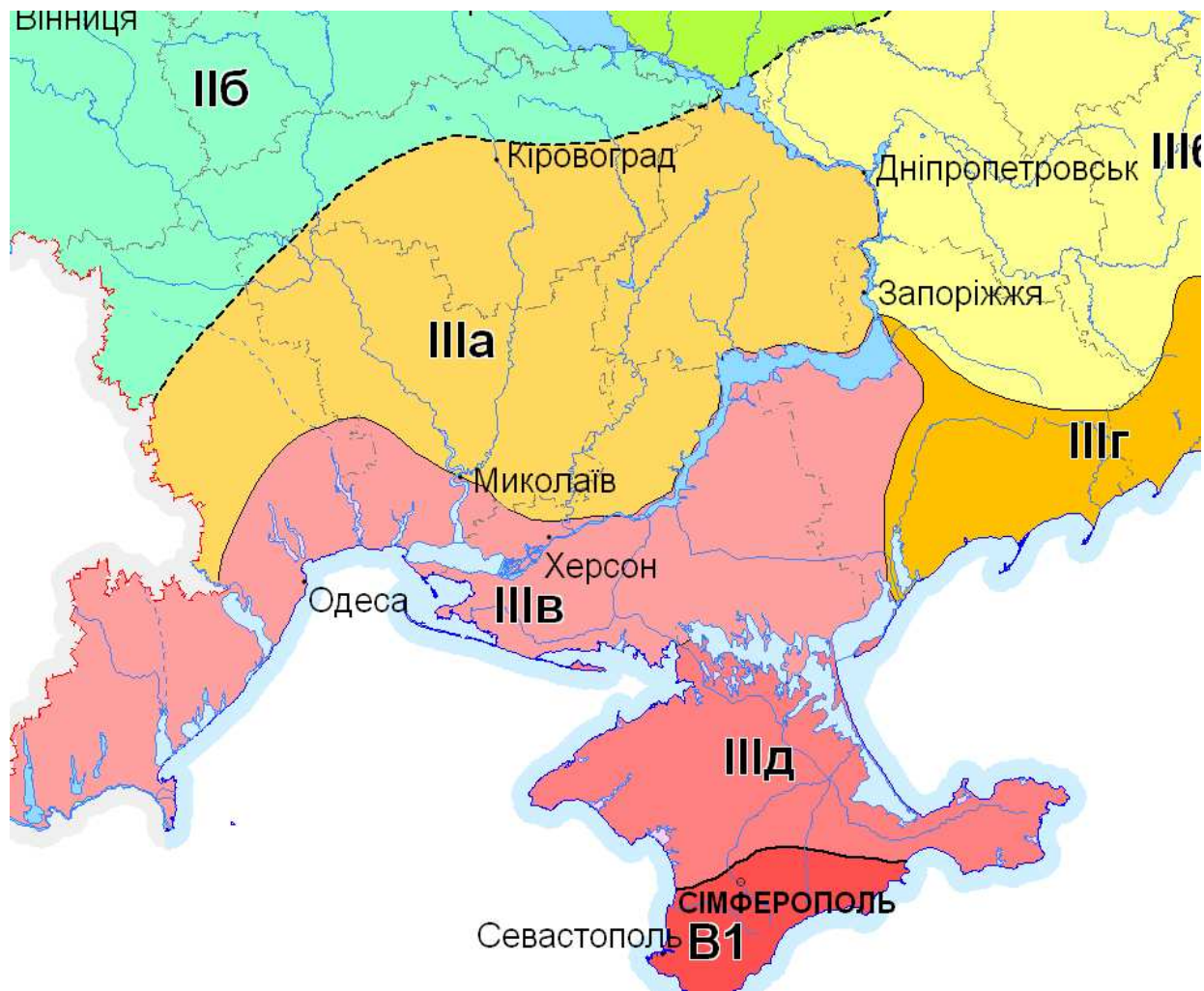
В посушливі роки мінімальні середньомісячні значення відносної вологості можуть становити 49-56 % .

1.5 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.1.7). Формування дощового стоку відбувається досить складно в результаті взаємодії мінливих за часом і за територією метеорологічних факторів, які 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.



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

Рис. 1.7 - Карта-схема гідрологічного районування Півдня України [1].

Найбільш несприятливі умови формування дощового стоку в південній придунайській і приморській частинах території пов'язані із загальною посушливістю району, великими втратами стоку за рахунок поглинання його висушеними ґрунтами.

Спостереження за опадами продовжуються довше, ніж за стоком. Перші спостереження за дощовими опадами починаються з 1886 року та тривають дотепер. Масові спостереження за стоком на річках в основному з малими площами водозборів, де частіше за все формуються дощові паводки, розпочаті протягом 1925-1930 рр.

За умовами живлення, відповідно до орографічних і кліматичних особливостей, виділяють дві основні групи річок [82-84]: річки височин із високою весняною повинню та серією літніх дощових паводків і 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, розташовані в лісостеповій зоні, характеризуються вираженим весняним водопіллям і низькою меженню, яка різною мірою порушується літніми та зимовими паводками внаслідок дощів улітку і танення снігу [19,92,94].

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 втратами води, часто нижчими за зимові паводки у січні-лютому (рис.1.8).

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 повинню і літньо-осінньою меженню, порушуваною дощовими паводками і відлигами. У весняний період формується 50-60 % річного стоку, і водопілля починається 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 [39].

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



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
	найбільші зафіксовані можливі підйоми рівнів води порівняно з меженими позначками при паводках
3	найбільші зафіксовані можливі підйоми рівнів води порівняно з меженими позначками при водопіллі
2	

АМПЛІТУДА ПІДЙОМУ РІВНЯ ВОДИ ПРОТЯГОМ РОКУ (М)

	середня
	максимальна

Рис. 1.8 - Максимальний стік річок Півдня України [1].

Річки зони, крім поверхневого живлення, мають і ґрунтове, яке в загальному стоці річок складає 5-8 %. Частка весняного стоку в середньому становить 40-60 % від річного [82].

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 [82-84].

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 % [19, 97].

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 [58, 59, 65], 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 півдобу 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 % [36, 64].

Дощові опади за теплий період року становлять близько 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 [45].

Озер на досліджуваній території мало. Зосереджені вони 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 [82, 100].

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 [84].

У низовині Дунаю, Дністра, Інгулу розташовані заплави, що належать до долинного типу боліт. Утворення їх пов'язане з періодичним затопленням весняними водами [82].

1.6 Визначні дощові паводки

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 [17, 39, 59]. 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 і рідше – до 1000-1200 км² [17, 39].

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 зливної діяльності. Особливо виділяється Приазовська височина. Тут майже щороку спостерігається одноразове короткочасне випадіння великої кількості зливових опадів (100 мм та більше), що формують злизові паводки на річках і тимчасових водотоках.

На території, що розглядається, найбільш визначні злизові дощі зареєстровані в липні 1931р. 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 в Приазов'ї), в липні 1956 р. (у Херсонській області), в серпні 1958 р. (в Одеській області та Молдові), у вересні 2013 р. в Одеській області.

На Донбасі 12-13.07.1931 р. (переважно в басейні річки Міус) пройшли сильні злизові 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.

У серпні 1947 року на правобережжі України (у середній і нижній частинах басейну р. Південний Буг) протягом останньої декади серпня була нестійка циклонічна 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 ніж 1/3 від річної суми опадів у цьому районі [17, 83].

На фоні майже щоденних опадів із відносно невеликим шаром 29.08.47 р. 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. 1.9).

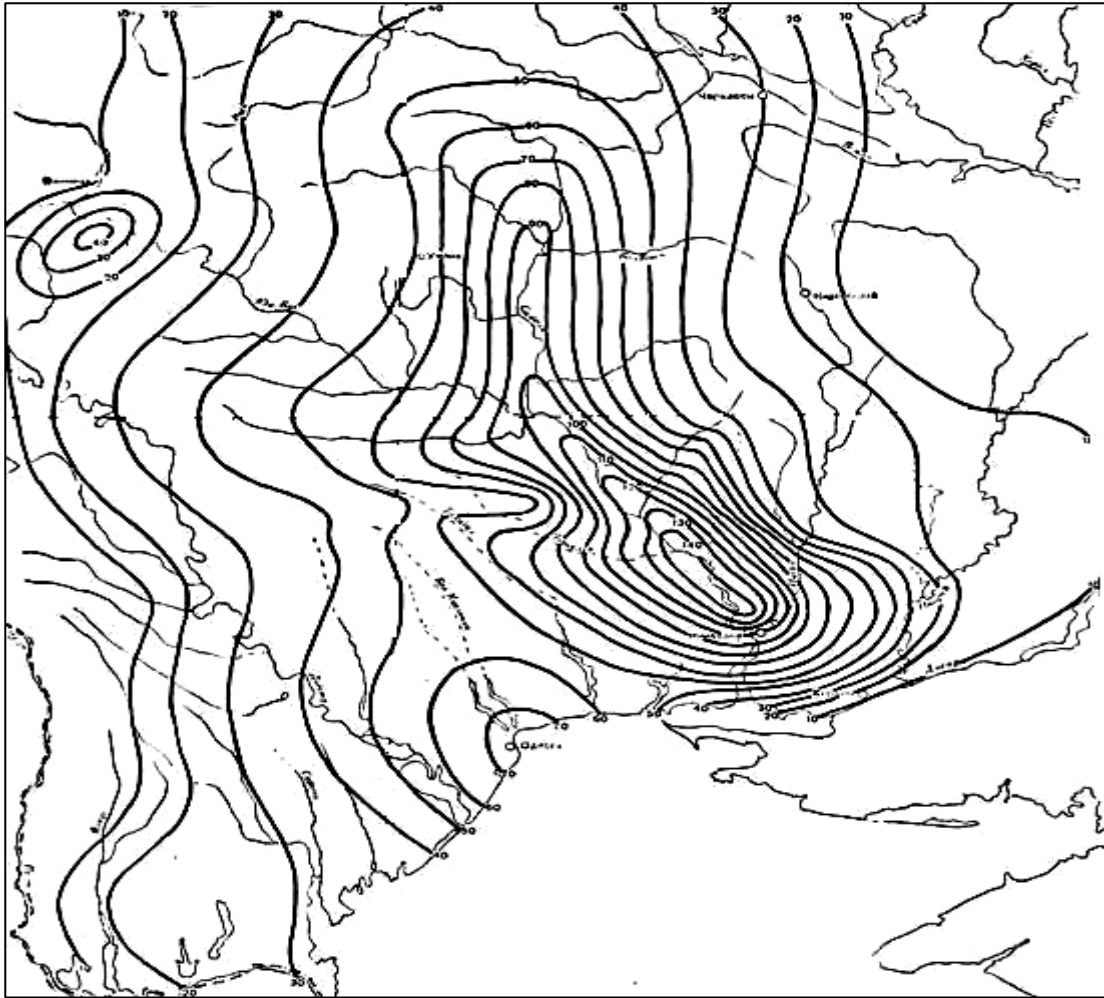


Рис. 1.9 - Ізогієти зливого дощу 29.08.1947 р.
у басейні р. Південний Буг [83].

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 29.08.47 р. зросив велику територію від Києва до Одеси. Площа зрошення опадами величиною 70 мм і більше склала близько 25 000 км².

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 17 год 10 хв (за місцевим часом) на метеостанції поблизу обсерваторії було зареєстровано початок катастрофічного зливого дощу. Перші 20 хвилин дощ ішов з середньою інтенсивністю близько 0,42 мм/хв, а потім різко підсилювався 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 км², склала близько 40 м³/с. Ця злива завдала місту великих матеріальних збитків. На маленькій сухій балці Ялтинка з площею водозбору 1,2 км², що розташована на схід від 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 [17].

Центр зливи знаходився над містом (рис.1.10). Площа зрошення зливою невелика і для шару опадів 50 мм і більше становила близько 1200 км².

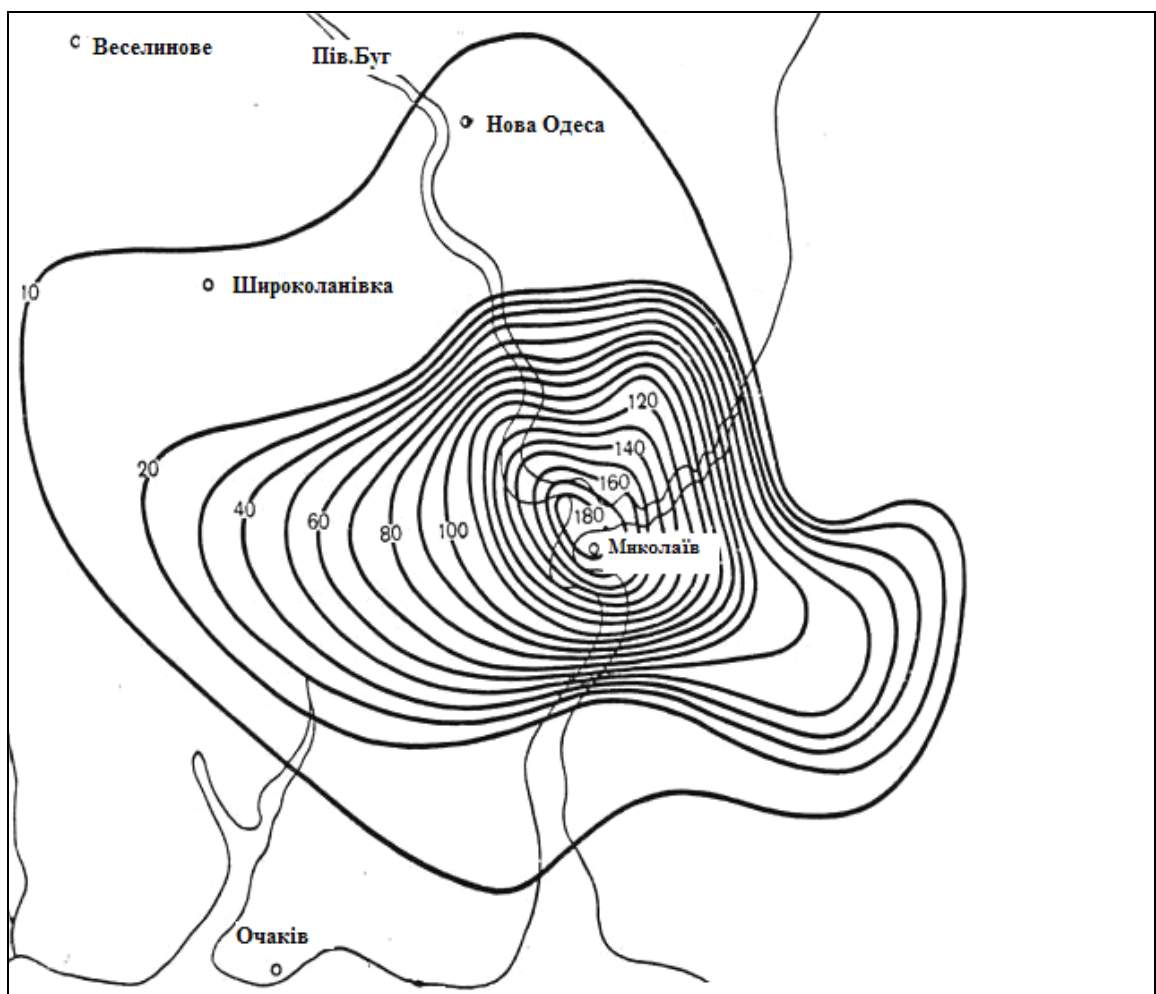


Рис. 1.10 - Ізогієти зливи 30.06.1955 р. в м. Миколаїв [82].

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.

Найбільша тривалість зливової частини дощу (130 хв) зареєстрована самописцями під час Миколаївської зливи (30.06. 1955р.)

За даними Гідрометцентру Чорного та Азовського морів, починаючи з 11 вересня 2013 року, погодні умови Одеської області були зумовлені улоговиною Малоазійської депресії, в зоні якої розтвшувався холодний атмосферний фронт. Найбільш інтенсивні опади спостерігалися на вершині хвилі цього фронту, розвивалася конвективна хмарність, були зафіксовані грози зі шквалами (12 вересня в Ізмаїлі та Болграді – 12 м/с, а 13 вересня в Ізмаїлі – 22 м/с). Оскільки холодний фронт залишався малорухомих, це призвело до тривалих та сильних, місцями дуже сильних, опадів зливового характеру. В період з 12 по 15 вересня випала така кількість опадів:

12 вересня: МС Сарата – 35,0 мм, МС 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: МС Сарата – 25,0 мм, МС Болград – 33,0 мм, АМП Тарутине – 60,0 мм, АМП Татарбунари – 23,2 мм; 14 та 15 вересня: МС Сарата – 9,0 мм і 3,0 мм; МС 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 Арцизькому 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 спостерігалось затоплення міста (на 40-50 см) біля с. Ново – Олексіївка Татарбунарського району [54].

На території, що описується, 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.

З метою дослідження процесу формування дощових паводків були розглянуті матеріали спостережень Велико-Анадольської воднобалансової станції [66].

Велико-Анадольська воднобалансова станція розташована в степовій частині Донецького басейну і Приазовської височини (на вододілі між басейнами Азовського моря й р. Дніпро). До басейну Азовського моря належать яри Сухий й Дубовий, р. Дубівка, а до басейну р. Дніпро – балки Пасічна і Кашлагачик.

Метеорологічний майданчик знаходиться на території воднобалансової станції, розташованої на північно-західній окраїні селища Ольгинка Волноваського району Донецької області.

Рельєф місцевості дрібногорбистий, перетнутий ярами й балками. Абсолютні відмітки території станції коливаються у межах 45-268 м над рівнем моря, ґрунти переважно звичайні чорноземи.

Загальна площа Велико-Анадольської воднобалансової станції разом зі зливомірним кущем становить 4500 км². Більша частина території використовується для вирощування сільськогосподарських культур. На вододільних ділянках і балках ростуть окремі лісові масиви, найбільші з них – це Велико-Анадольський ліс площею близько 3000 га та лісосмугова ділянка Маріупольської агролісомеліоративної дослідної станції площею 500 га, що знаходяться в центральній частині території зливомірного куща.

Гідрографічна мережа представлена річками: Кальчик, Кальміус і їх притоками.

Організація Велико-Анадольського зливомірного куща, а пізніше й стокової станції була зумовлена необхідністю вивчення опадів і стоку в районі найбільш розвиненої зливної діяльності (нижня частина відрогів Донецького кряжа).

Метеорологічні спостереження розпочаті із січня 1952 року. Цього ж року були збудовані тимчасові дерев'яні водозливи на двох ярах (Сухому і Дубовому) і розпочаті спостереження над стоком, а 1955 року збудовані залізобетонні водозливи й установлені самописці рівня «Валдай». Спостереження за стоком розпочаті з 01.01.1956 р.

Здійснювалися спостереження на тимчасово діючих водотоках – ярах Сухий, Дубовий, Пасічний, Кашлагачик і р. Дубівка. Основні відомості про водозбори наведені в табл. 1.3 та 1.4.

1957 року до складу зливомірного куща входило 107 опадомірів і 34 самописці. Самописці дощу перебувають в однакових умовах із опадомірами, вони розташовані на відстані приблизно 4 метри від них.

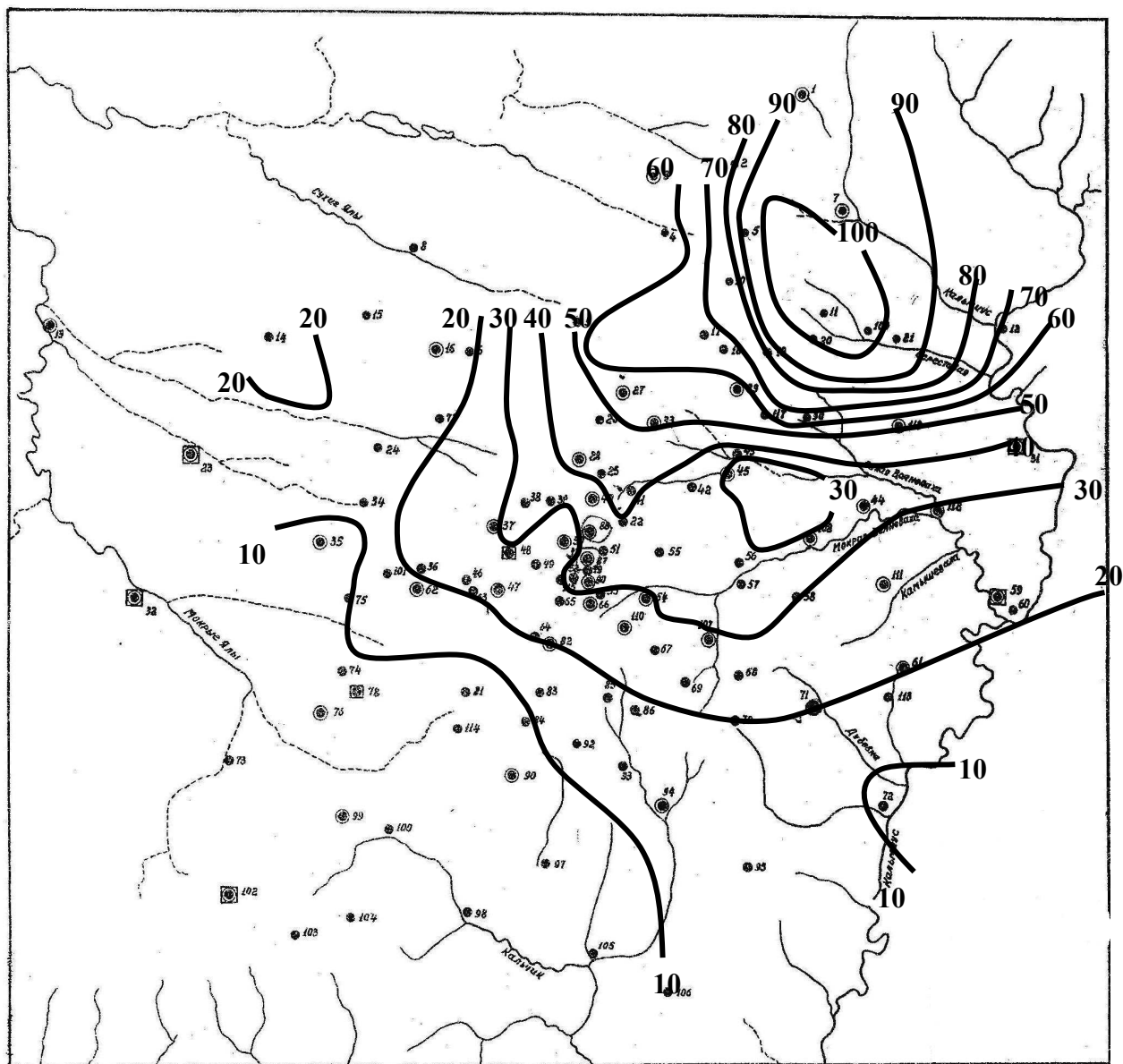
26.06.1956 року на території Велико-Анадольського зливомірного куща пройшла визначна злива, під час якої в окремих пунктах зареєстрована така кількість опадів: Рутченкове – 104 мм, Андріївка – 102 мм, Мандрикіне – 101 мм, Авдотієне – 100 мм. Від зливи на водотоках водозбору р. Кальміус сформувалися високі паводки (рис.1.11).

Таблиця 1.3 - Основні відомості про водозбори Велико-Анадольської ВБС

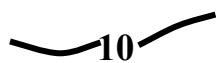
Номер поста	Найменування водотоку	Площа водозбору, км ²	Довжина тальвегу, км	Середня ширина водозбору, км	Середній уклон, ‰		Місяць і рік початку спостережень
					тальвегу	водозбору	
1	яр Сухий	0,63	0,8	0,57	22	23	лютий 1956
2	яр Дубовий	0,99	1,2	0,66	25	24	лютий 1956
3	яр Пасічний	2,19	2,4	0,76	17	14	грудень 1958
4	яр Кашлагачик	3,01	3,0	0,91	9	16	грудень 1958
5	р. Дубівка	39,0	7,0	5,50	14	17	листопад 1961

Таблиця 1.4 - Характеристика сільськогосподарського використання водозборів улоговин та річок на Велико-Анадольській ВБС

[illegible]



Умовні позначки:



кількість опадів, мм ; ● - опадоміри;

⊙ - самописи та опадоміри



- пости, які були перенесені та закриті до кінця 1957р.

Рис.1.11 - Ізогієти зливи 26.06.1956 р. на території Велико-Анадольської воднобалансової станції.

Карта ізогієт зливи, що пройшла 26.06.1956 р. на території Велико-Анадольського зливомірного куща, побудована за даними добових величин опадів по 107 пунктах. На карті видно, що центр дощу розташований в районі витоку річок Кальчик і Березівка з найбільшою сумою опадів 104 мм в пункті Рутченкове. Кількість опадів від центра зливи поступово і майже рівномірно зменшувалася. Всього зливою була зрошена територія приблизно 4500 км².

Нижче наведені характеристики інтенсивності та тривалості зливи, що відбулася 10-13.07 1977 року в басейнах яру Сухого та р.Дубовки. Гідрограф стоку від зливого дощу, що відбувся на р. Дубовка (з площею водозбору 39 км^2), показано на рис. 1.12. Дощ розпочався о 12 годині 10.07 та закінчився о 17 годині 13.07. Зареєстрована найбільша інтенсивність дощу становила $2,26 \text{ мм/хв}$, 11.07. з тривалістю - 25 хвилин. Найбільша сума опадів в центрі зливи становила $58,3 \text{ мм}$.

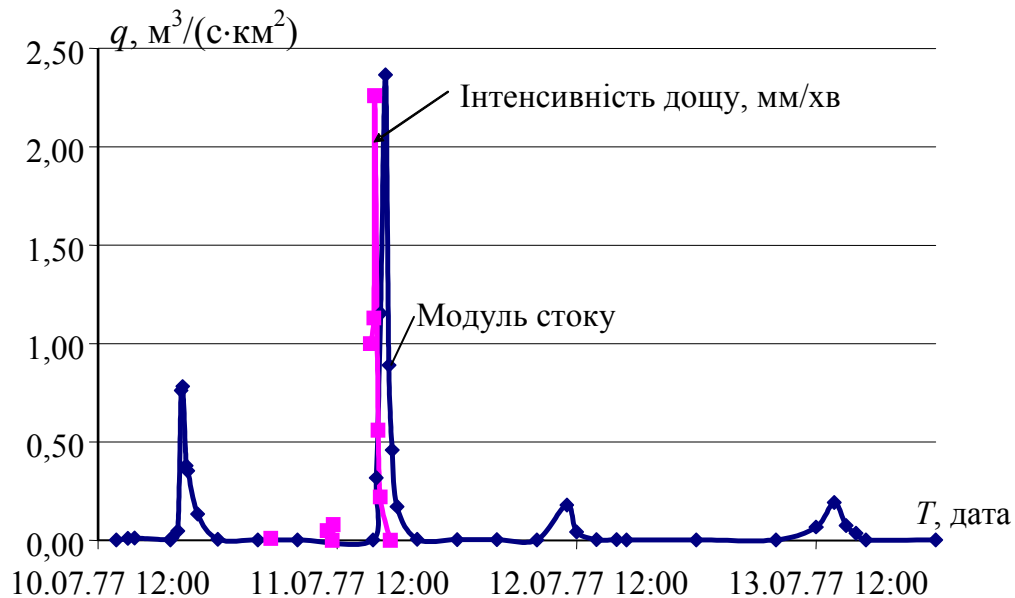


Рис. 1.12 - Гідрограф стоку в басейні р.Дубовка 10-13.07.1977 р.

Зливовий дощ облогового характеру в басейні яру Сухого з площею водозбору $0,63 \text{ км}^2$ розпочався 10.07 о 12 год. 00 хв (рис.1.13).

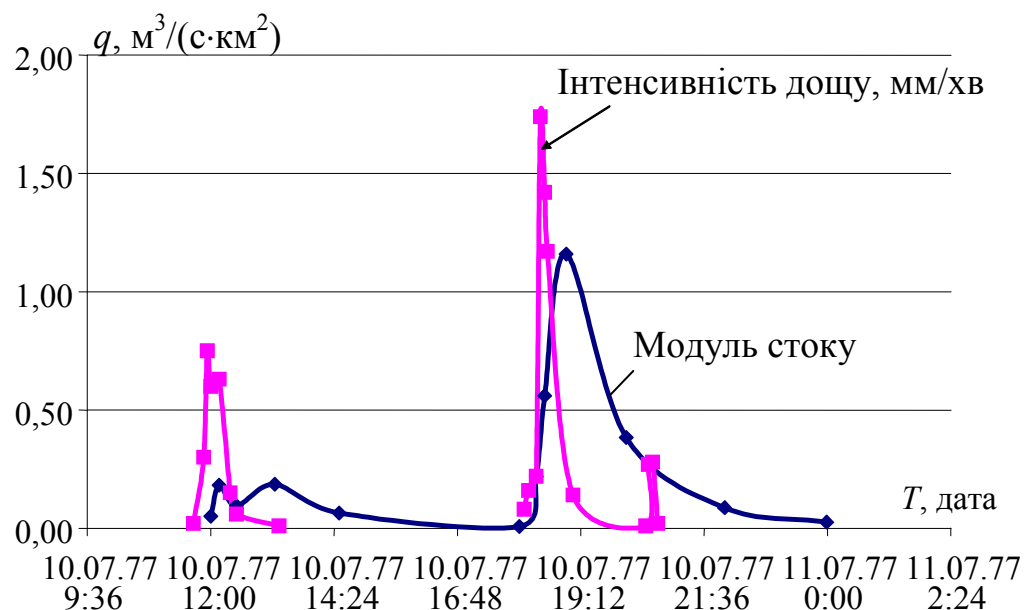


Рис. 1.13 - Гідрограф стоку в басейні яру Сухого 10-11.07.1977 р.

РОЗДІЛ 2

ОГЛЯД СУЧАСНОГО СТАНУ В ГАЛУЗІ РОЗРАХУНКУ ХАРАКТЕРИСТИК МАКСИМАЛЬНОГО ПАВОДКОВОГО СТОКУ РІЧОК УКРАЇНИ

2.1 Формули, що спираються на геометричну схематизацію схилового та руслового гідрографів стоку

Розрахункові формули максимального стоку дощових паводків досить численні, а історія їх розвитку сягає ще другої половини XIX ст., тобто початку будівництва залізниць в Росії.

За характером і змістом ці формули Д. Л. Соколовський [90] пропонує поділити на чотири групи:

1) формули, засновані на розрахунку максимальної інтенсивності дощу за час добігання, які враховують лише одну фазу паводка, а саме, фазу максимуму;

2) формули редуційного типу (емпіричні й напівемпіричні), що враховують у явній формі редуцію максимальних модулів стоку залежно від площі водозбору або часу добігання;

3) формули й методи розрахунків, засновані на гідромеханічних теоріях поверхневого стікання;

4) об'ємні формули, що пов'язують максимальну витрату води з об'ємом, формою і тривалістю паводків.

З іншого боку, Є.Д. Гопченко [32,37,38] пропонує умовно відносити ці формули лише до двох груп. До першої належать ті з них, які побудовані на основі схематизації схилового й руслового гідрографів стоку (або тільки руслового). Другу групу складають методи, що спираються на спрощену гідромеханічну теорію формування максимального стоку. І ті, й інші підходи однаковою мірою можуть застосовуватись як для дощових паводків, так і для весняного водопілля.

Нижче розглядаються розрахункові формули максимальних витрат води дощових паводків як дореволюційного періоду (1917 р.), так і (більш докладно) сучасні.

У [37,38] показано, що з геометричної схематизації гідрографів схилового й руслового стоку можна вивести загальний структурний вираз вигляду

$$q_m = k_0 \cdot Y_m \cdot k_m \cdot k_n, \quad (2.1)$$

де k_0 – коефіцієнт схилової трансформації паводків і водопіль, що дорівнює

$$k_0 = \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0}, \quad (2.2)$$

Y_m – загальний шар припливу води зі схилів у руслову мережу;

t_p – тривалість руслового добігання;

$\frac{n+1}{n}$ – коефіцієнт часової нерівномірності схилового припливу;

k_m – редуційний коефіцієнт, зумовлений трансформацією форми гідрографів

$$k_m = \frac{\frac{m+1}{m}}{\frac{n+1}{n}}; \quad (2.3)$$

T_0 – тривалість схилового припливу;

k_n – коефіцієнт русло-заплавного регулювання;

$$k_n = \frac{T_0}{T_n}; \quad (2.4)$$

T_n – тривалість паводків (водопіль);

$\frac{m+1}{m}$ – коефіцієнт часової нерівномірності руслового стоку.

За можливості осереднення по території тривалості припливу T_0 структура (2.1) спрощується до рівня:

$$q_m = \frac{k_0 Y_m}{(F+1)^{n_1}}. \quad (2.5)$$

Вираз (2.5) покладено в основу СН 435-72 [67], а потім і СНіП 2.01.14-83 [79] для нормування характеристик максимального стоку весняного водопілля.

Якщо по території можна осереднити ще й шар стоку Y_m , то (2.5) набуде вигляду

$$q_m = \frac{q'_m}{(F+1)^{n_2}}. \quad (2.6)$$

А.А. Соколов і К.П. Воскресенський [20], досліджуючи редукцію максимального стоку талих вод на малих водозборах, виявили її вповільнення порівняно із середніми й великими водозборами. Для усунення нелінійності залежностей $\lg \frac{q_m}{Y_m} = f[\lg(F + 1)]$ в області малих площ ними рекомендовано в знаменник (2.5) ввести доданок c до площі F . Тоді

$$q_m = \frac{k_0 Y_m}{(F + c)^{n_1}}. \quad (2.7)$$

Такий прийом є недостатньо обґрунтованим, тому що при цьому наявна невідповідність структури (2.7) верхньому граничному значенню максимального модуля $q_m = q'_m$. Дійсно, за одномодальної форми паводка або водопілля згідно із [38]

$$k_0 Y_m = q'_m. \quad (2.8)$$

Підставляючи (2.8) в (2.7), запишемо вираз для безрозмірного комплексу q_m / q'_m

$$q_m / q'_m = 1 / (F + c)^{n_1}. \quad (2.9)$$

З (2.9) видно, що при $F \rightarrow 0$ відношення $q_m / q'_m = 1 / c^{n_1}$, тоді як верхнім граничним значенням для q_m / q'_m є одиниця. Більше підходить для врахування зменшення редукції в області невеликих водозборів методичний підхід, запропонований Є.Д. Гопченком [37,38]. Його сутність полягає в диференціації степеневих показників при F :

а) в області малих площ водозборів ($F < F_0$), де відбувається вповільнення редукції максимального модуля

$$q_m = \frac{k_0 Y_m}{(F + 1)^{n_1}}; \quad (2.10)$$

б) при площах водозборів $F \geq F_0$

$$q_m = \frac{k_0 Y_m}{(F / F_0)^{n_2}} (F_0 + 1)^{-n_1}. \quad (2.11)$$

Розглядаючи структуру редукційних формул, слід зауважити, що в них часто належним чином не враховувались місцеві фактори (заболоченість, залісеність, закарстованість, озерність), які можуть істотно впливати на ті чи інші параметри максимального стоку [52].

Деякими авторами розроблялися пропозиції з метою врахування цих впливів. Найчастіше за все вони полягали у внесенні відповідних поправок у кінцевий результат. Наприклад, у нормативному документі СНіП 2.01.14-83 [79] фактори схилової зарегульованості максимального стоку враховуються коефіцієнтами δ_1 і δ_2 , причому

$$\delta_1 = \frac{a_1}{(f_{\text{л}} + 1)^{n'}} \quad (2.12)$$

і

$$\delta_2 = 1 - \beta_1(0.1f_{\text{б}} + 1) \quad (2.13)$$

та руслової зарегульованості

$$\delta = \frac{1}{1 + c' f'_{\text{оз}}}, \quad (2.14)$$

де a_1 – параметр, що враховує розташування лісу на водозборі;

β_1 – коефіцієнт, що залежить від типу боліт і переважного механічного складу ґрунтів;

c' – параметр, величина якого залежить від середнього шару водопілля;

$f'_{\text{оз}}$ – середня зважена по водозбору озерність.

З рівняння (2.1) можна вивести й іншу структуру розрахункової формули. Зокрема, з урахуванням (2.2), (2.3) та (2.4)

$$q_m = \frac{m+1}{m} \cdot \frac{Y_m}{T_n}. \quad (2.15)$$

У гідрологічній літературі [24, 90] більш відомий інший варіант формули (2.15), віднесеної до об'ємних, а саме,

$$q_m = k_{\phi} \cdot \frac{Y_m}{T_n}, \quad (2.16)$$

де k_{ϕ} – коефіцієнт нерівномірності руслового стоку. Якщо порівняти (2.15) та (2.16), то очевидно

$$k_{\phi} = \frac{m+1}{m} . \quad (2.17)$$

Для території України ще у 1938 році А.В. Огієвський [77] застосував структуру (2.16) для нормування характеристик максимального стоку весняного водопілля, взявши $k_{\phi}=2$, а $T_n = T_0 + t_p$.

Недоліки формули А.В. Огієвського полягають у такому:

1. Форма одномодалних руслових гідрографів відрізняється від лінійних трикутників, тобто $k_{\phi} > 2$.

2. Не відповідає дійсності й прийняття $T_n = T_0 + t_p$, тому що в цьому випадку не враховується вплив русло-заплавного регулювання на трансформацію гідрографів.

Подальшого розвитку схема А.В. Огієвського набула в роботах В.І.Мокляка [70-73]. Для річок України він запропонував формулу максимальних витрат від талих вод об'ємного типу, яка має вигляд

$$Q_m = \frac{k_{\phi} W}{T_n} = \frac{0,0116 k_{\phi} Y_m F}{m_c t_c + t_p + t_n}, \quad (2.18)$$

де Q_m – максимальна витрата води 3%-ї забезпеченості,

k_{ϕ} – коефіцієнт форми гідрографа;

W – сумарний об'єм стоку;

T_n – тривалість водопілля;

Y_m – шар стоку за водопілля;

t_c – тривалість водовіддачі

$$t_c = c Y_m, \quad (2.19)$$

t_p – тривалість руслового добігання;

t_n – тривалість переміщення фронту водовіддачі у межах басейнів;

$m_c \geq 1,0$ – коефіцієнт впливу залісеності і заболоченості на збільшення тривалості водопілля

$$m_c = 1 + \lambda_l f_l + f_{\bar{o}}. \quad (2.20)$$

Одним із перших В.І. Мокляк встановив залежність k_{ϕ} від площ водозборів, зокрема,

а) якщо $(t_p + t_{cx}) < 1$ доби, то

$$k_{\phi} = \frac{2,8}{\sqrt{t_p + t_{cx}}}; \quad (2.21)$$

б) в діапазоні 1 доба $< (t_p + t_{cx}) < 11$ діб,

$$k_{\phi} = 2,8, \quad (2.22)$$

де t_{cx} – тривалість схилового добігання.

Користуючись (2.21), можна знайти верхнє граничне значення для k_{ϕ} при $t_p = 0$. Так, при $t_{cx} = 1$ год коефіцієнт форми весняного водопілля на рівнинній території України становитиме 13,7; при $t_{cx} = 2$ год – 9,7; при $t_{cx} = 3$ год – 7,9.

Очевидно, що В.І. Мокляк головну увагу приділив слабким сторонам базової структури А.В. Огієвського. До них можна віднести неправомірність схематизації гідрографа водопілля по лінійному трикутнику, а також прийняття тривалості водопілля за сумою $(t_p + t_c)$, тобто без урахування ефектів русло-заплавного регулювання.

Формула А.В.Огієвського-В.І.Мокляка рекомендується для практичного використання й зараз, нарівні з методикою СНіП 2.01.14-83.

Розглянемо формулу Д.Л. Соколовського [90], яка мала більше поширення.

Вона заснована на таких положеннях:

1. Формула максимального стоку не розрахована на надзвичайну точність і врахування всіх факторів стоку, а базується лише на основних факторах, які можуть визначатись за натурними даними спостережень.

2. Формула враховує розрахункову забезпеченість максимумів залежно від забезпеченості опадів і попереднього зволоження території.

3. Формула враховує не тільки фазу максимуму, а й усі інші фази паводка (його об'єм, форму й тривалість), що дає можливість проектувати весь гідрограф.

4. Форма паводка береться криволінійною (у вигляді двох збіжних у вершині парабол). На основі цього гідрографи паводків описуються таким чином:

- для кривої підйому:

$$Q_t = Q_m \left(\frac{t}{t_n} \right)^{m'} ; \quad (2.23)$$

- для кривої спаду:

$$Q_t = Q_m \left(\frac{t_{cn} - t}{t_{cn}} \right)^{n'} , \quad (2.24)$$

де Q_t – витрати води через t одиниць часу від початку підйому й через t одиниць від максимуму – на спаді;

t_n – тривалість підйому;

t_{cn} – тривалість спаду;

m' і n' – показники степеня кривих підйому й спаду.

Площа лівої частини гідрографа дорівнює

$$W_1 = \int_0^{t_n} Q_t dt = Q_m \int_0^{t_n} \left(\frac{t}{t_n} \right)^{m'} dt = Q_m \frac{t_n}{m' + 1} . \quad (2.25)$$

Площа правої частини гідрографа дорівнює

$$W_2 = \int_{t_{cn}}^0 Q_t dt = Q_m \int_{t_{cn}}^0 \left(\frac{t_{cn} - t}{t_{cn}} \right)^{n'} dt = Q_m \frac{t_{cn}}{n' + 1} . \quad (2.26)$$

Уся площа гідрографа дорівнює

$$W = W_1 + W_2 = Q_m \left(\frac{t_n}{m' + 1} + \frac{t_{cn}}{n' + 1} \right) . \quad (2.27)$$

Вважаючи, що тривалість спаду $t_{cn} = \gamma t_n$ (де γ — коефіцієнт, більший за одиницю), одержимо

$$W = Q_m t_n \left(\frac{1}{m' + 1} + \frac{\gamma}{n' + 1} \right) \quad (2.28)$$

або

$$Q_m = \frac{W}{t_n} \left[\frac{(m' + 1)(n' + 1)}{(n' + 1) + \gamma(m' + 1)} \right] . \quad (2.29)$$

Позначаючи вираз у квадратних дужках через f , тобто

$$\frac{(m' + 1)(n' + 1)}{(n' + 1) + \gamma(m' + 1)} = f, \quad (2.30)$$

можна записати

$$Q_m = \frac{W}{t_n} f. \quad (2.31)$$

З урахуванням усієї тривалості паводка $T_n = t_n + t_{cn} = t_n(1 + \gamma)$ формула (2.31) набуває вигляду

$$Q_m = \frac{W}{T_n} f(1 + \gamma). \quad (2.32)$$

Оскільки W/T_n є середня витрата паводка $Q_{сер}$, то

$$\frac{Q_m}{Q_{сер}} = f(1 + \gamma) = k_\phi. \quad (2.33)$$

За лінійної трикутної форми паводка показники степеня кривих підйому й спаду m' і n' дорівнюють одиниці, а значення f з (2.30) дорівнює $\frac{2}{1 + \gamma}$ й k_ϕ з (2.33) дорівнює

$$k_\phi = 2,0. \quad (2.34)$$

За умови використання не шарів стоку, а, наприклад, дощових опадів, рівняння (2.31) і (2.32) набудуть вигляду [24, 27, 35, 90]

$$Q_m = \frac{H_m \alpha}{T_n} f(1 + \gamma) \quad (2.35)$$

або

$$Q_m = \frac{H_m \alpha}{t_n} f, \quad (2.36)$$

де H_m – паводкоформуванняльні опади;

α – коефіцієнт паводкового стоку.

З урахуванням ґрунтової складової стоку й початкового шару опадів,

що йде на первинне зволоження ґрунту H_0 , формула (2.36) запишеться так [31, 88, 90]:

$$Q_m = \frac{(H_m - H_0)\alpha F \delta}{t_n} f + Q_{zp}, \quad (2.37)$$

де δ – узагальнений коефіцієнт для врахуванням акумулювального впливу озер, боліт і лісів, а також руслового регулювання;

Q_{zp} – витрата ґрунтового живлення, що передуює паводку.

Розрахунковий шар опадів H_m може визначатись за формулою [90]. Зокрема,

$$H_m = S(60T)^{1-n_1}. \quad (2.38)$$

Розрахункова тривалість опадів T визначається за формулою

$$T = \mu t_p, \quad (2.39)$$

де t_p – час добігання піка паводка;

μ – коефіцієнт уповільнення.

Тривалість підйому паводка t_n Д.Л. Соколовський [90] рекомендує визначати за співвідношенням

$$t_n = t_p + t_{n\partial} = t_{зм} + t_{n\partial}, \quad (2.40)$$

де $t_{n\partial}$ – тривалість підйому дощу, за винятком початкової частини, що витрачається на поверхневе змочування й заповнення мікрорельєфу;

t_p – тривалість добігання піка паводка, що дорівнює часу зміщення піків дощу по відношенню до піків паводків $t_{зм}$. У свою чергу,

$$t_n = t_{зм} = \frac{L}{V_n}, \quad (2.41)$$

де V_n – середня (за час підйому) швидкість добігання піка паводка,

L – довжина річки.

Тривалість підйому паводка можна записати у вигляді

$$t_n = k_n t_p = k_n t_{зм}, \quad (2.42)$$

де k_n змінюється від одиниці для коротких злив з малими значеннями $t_{n,\partial}$ порівняно з t_p до 1,3-1,6 – для тривалих зливових дощів.

Витрата ґрунтового живлення Q_{zp} , $\text{м}^3/\text{с}$ приблизно дорівнює

$$Q_{zp} = \frac{M_0 F}{10^3}, \quad (2.43)$$

де M_0 – норма річного стоку в $\text{л}/(\text{с км}^2)$;

F – площа водозбору, в км^2 .

Для тимчасових водотоків Q_{zp} приймається таким, що дорівнює нулю.

Свого часу формула (2.37) досить широко застосовувалась під час розробки регіональних розрахункових схем максимального стоку дощових паводків на території СРСР.

Головним недоліком її є недостатня повнота й точність таблиці сумарного коефіцієнта стоку α , а також складність визначення початку паводків.

2.2 Формули, засновані на генетичних теоріях формування стоку

У загальній постановці модель формування паводкового стоку була запропонована М.А. Великановим [16]. В основу її покладена теорія стаціонарних ізохрон схилового добігання. Інтегральне рівняння, яке описує часовий хід стоку, мало вигляд

$$Q_t = \int_0^{\tau} (h - p) \frac{\partial \omega}{\partial \tau} d\tau, \quad (2.44)$$

де ω – площа між суміжними ізохронами добігання;

h – інтенсивність опадів;

τ – тривалість схилового добігання;

p – інтенсивність вбирання води в ґрунт.

Реалізувати запропоновану теоретичну схему виявилось досить складно і, головним чином, через нестационарність схилового стоку, зумовлену значною змінністю шорсткості поверхні схилів за довжиною й у часі. Тому «генетична» формула М.А. Великанова більш широкого розвитку набула у застосуванні її до руслового стоку.

Щодо схилового стоку, то більш корисною виявилась балансова мо-

дель поверхневого стоку А.М. Бефані [10]:

- для фази стокоутворення

$$c(n+1)y^n \frac{\partial y}{\partial x} + \frac{\partial y}{\partial t} = h_t, \quad (2.45)$$

де c – коефіцієнт, зумовлений шорсткістю схилів;

y – глибина рівномірно розподіленого по схилу шару стоку;

h_t – інтенсивність стокоутворення;

- для фази спаду стоку (після закінчення стокоутворення)

$$c(n+1)y^n \frac{\partial y}{\partial x} + \frac{\partial y}{\partial t} = -k_t, \quad (2.46)$$

k_t – інтенсивність вбирання води в ґрунт після закінчення дощу.

Дещо пізніше була обґрунтована А.М. Бефані [13] модель «контактного» (підповерхневого) стоку. Вона має вигляд:

- для фази стокоутворення

$$V_k \delta_\partial \frac{\partial y}{\partial x} + \delta \frac{\partial y}{\partial t} = (h_t)_k, \quad (2.47)$$

де V_k – швидкість контактного стікання;

δ_∂ – дренажна пористість;

δ – загальна пористість ґрунту;

$(h_t)_k$ – стокоутворення на водоутримувачі ґрунту;

- для фази спаду

$$V_k \delta_\partial \frac{\partial y}{\partial x} + \delta \frac{\partial y}{\partial t} = -k_0, \quad (2.48)$$

k_0 – фільтрація води після закінчення дощу через водоутримувач.

Для руслового стоку А.М. Бефані [10], виходячи з теорії руслових ізохрон, запропонував рівняння вигляду

$$V_\partial \frac{\partial \omega}{\partial x} + \frac{\partial \omega}{\partial t} = \alpha Q_t' B_t, \quad (2.49)$$

де ω – сумарна площа живого перерізу всіх руслових потоків, узята в

момент t у створі ізохрони, віддаленої на відстань x від витoku;

Q'_t – бічний приплив на одиницю довжини будь-якого русла;

B_t – ширина водозборів за ізохронами руслового добігання;

α – коефіцієнт густоти гідрографічної мережі.

Інтегрування (2.49) за початкових ($t=0$; $\omega=0$) і граничних ($x=0$; $\omega=0$) умов дало змогу одержати рівняння:

- при $t_p < T_0$

$$\omega_m = \alpha \int_{t_{kp}-t_p}^{t_{kp}} Q'_t B_t dt \quad ; \quad (2.50)$$

- при $t_p \geq T_0$

$$\omega_m = \alpha \int_0^{T_0} Q'_t B_t dt, \quad (2.51)$$

де ω_m – максимальна площа перерізу русел;

t_{kp} – момент настання максимальної площі поперечного перерізу, яка формує Q_m ;

t_p – тривалість руслового добігання;

T_0 – тривалість припливу води зі схилів до руслової мережі.

Стосовно максимального модуля стоку q_m рівняння (2.50) і (2.51) мають такий вигляд:

- при $t_p < T_0$

$$q_m = \frac{Y_{tp}}{t_p} k_1 \quad ; \quad (2.52)$$

- при $t_p \geq T_0$

$$q_m = \frac{Y_m}{t_p} k_2, \quad (2.53)$$

де Y_{tp} – шар стоку, який формує максимальну витрату води при $t_p < T_0$;

Y_m – шар стоку за паводок чи водопілля;

k_1 – перший гідрографічний коефіцієнт

$$k_1 = \left(\int_{t_{kp}-t_p}^{t_{kp}} Q'_t B_t dt \right) / \left(B_{сер} \int_{t_{kp}-t_p}^{t_{kp}} Q'_t dt \right); \quad (2.54)$$

k_2 – другий гідрографічний коефіцієнт

$$k_2 = \left(\int_0^{T_0} Q'_t B_t dt \right) / \left(B_{сер} \int_0^{T_0} Q'_t dt \right); \quad (2.55)$$

$B_{сер}$ – середня ширина водозборів за ізохронами руслового добігання. В узагальненому вигляді

$$q_m = \frac{Y_m}{t_p} \varphi k_2, \quad (2.56)$$

де $\varphi = \frac{Y_{tp}}{Y_m}$ – коефіцієнт «діючого» шару стоку;

k_2 – гідрографічний коефіцієнт, який при $t_p < T_0$ набуває значення k_1 , а при $t_p \geq T_0$ – k_2 .

Структура (2.56) поширена як для паводків, так і для водопіль.

З метою вдосконалення структури розрахункової формули А.М. Бєфані [13] було дещо модифіковано вихідне рівняння (2.49) – шляхом введення до нього параметрів русло-заплавного регулювання, тоді

$$V_{\partial} \frac{\partial \omega}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial t} (\omega + \omega_3 + \omega_a) = \alpha Q'_t B_t, \quad (2.57)$$

де ω – площа поперечного перерізу основного русла;

ω_3 – площа поперечного перерізу заплави;

ω_a – площа поперечного перерізу в алювії.

Після інтегрування (2.57) і відповідних перетворень розрахункова формула набула вигляду

$$q_m = \frac{Y_m}{t_p} \varphi k_2 \varepsilon_F, \quad (2.58)$$

де ε_F – коефіцієнт русло-заплавного регулювання.

Очевидним недоліком структури (2.58) слід вважати невизначеність

результатів за умови, коли $t_p \rightarrow 0$, оскільки в цьому випадку $\left(\frac{\varphi}{t_p}\right) = 0/0$.

Щоб позбутися названої невизначеності, Є.Д. Гопченко [37,38] здійснив редакційне перетворення (2.58) до вигляду

$$q_m = q'_m \psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right) \varepsilon_F, \quad (2.59)$$

де q'_m – максимальний модуль схилового припливу

$$q'_m = \frac{n+1}{n} \cdot \frac{Y_m}{T_0}, \quad (2.60)$$

$\frac{n+1}{n}$ – коефіцієнт часової нерівномірності схилового припливу,

$\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right)$ – коефіцієнт трансформації максимального модуля стоку

під впливом руслового добігання;

б) при $t_p < T_0$

$$\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right) = 1 - \frac{m_1 + 1}{(n+1)(m_1 + n + 1)} \left(\frac{t_p}{T_0}\right)^n; \quad (2.61)$$

в) при $t_p \geq T_0$

$$\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right) = \frac{n}{n+1} \frac{T_0}{t_p} \left[\frac{m_1 + 1}{m_1} - \frac{n+1}{m_1(m_1 + n + 1)} \left(\frac{T_0}{t_p}\right)^{m_1} \right], \quad (2.62)$$

де n – степеневий показник у рівнянні редукційних гідрографів схилового припливу Q'_t ,

m_1 – степеневий показник у рівнянні кривих ізохрон.

Незважаючи на ці вдосконалення структури (2.58), теоретичній моделі А.М. Бефані (2.57) притаманні ще деякі недоліки, а саме:

1. Припущення, що коефіцієнт густоти гідрографічної мережі α можна вважати постійним, незалежно від площ водозборів, не відповідає дійсності.

2. Прийняття лінійних зв'язків між ω , з одного боку, а ω_a і ω_3 , з іншого, в усьому діапазоні наповнення русел водою і по довжині річок є досить схематичним варіантом.

Враховуючи те, що усунути повною мірою недоліки структури (2.58) не вдається, Є.Д. Гопченко [34, 37, 38] на базі теорії розгорнутих руслових ізохрон запропонував інший шлях вирішення проблеми. Вихідні рівняння мають вигляд:

а) при $t_p < T_0$

$$Q_m = V_\partial \int_0^{t_p} q'_t B_t \varepsilon_t dt; \quad (2.63)$$

б) при $t_p \geq T_0$

$$Q_m = V_\partial \int_0^{T_0} q'_t B_t \varepsilon_t dt, \quad (2.64)$$

де Q_m – максимальна витрата води;

q'_t – ординати редукційного гідрографа схилового припливу;

$$q'_t = q'_m \left[1 - \left(\frac{t}{T_0} \right)^n \right]; \quad (2.65)$$

q'_m – максимальний модуль схилового припливу;

B_t – редукційний графік ізохрон руслового добігання

$$B_t = B_m \left[1 - \left(\frac{t}{t_p} \right)^{m_1} \right], \quad (2.66)$$

B_m – максимальна ширина водозборів по ізохронах руслового добігання;

ε_t – функція русло-заплавного регулювання.

У процесі інтегрування рівнянь (2.63) і (2.64) спочатку були визначені

$$(Q_m)_{np} = \bar{\varepsilon}_{tp} V_\partial \int_0^{t_p} q'_t B_t dt \quad \text{і} \quad (Q_m)_{np} = \bar{\varepsilon}_{T_0} V_\partial \int_0^{T_0} q'_t B_t dt. \quad (2.67)$$

Для переходу до Q_m використані відповідні перехідні коефіцієнти:

$$k_{\varepsilon} = \frac{Q_m}{(Q_m)_{np}} . \quad (2.68)$$

З їх урахуванням:

а) при $t_p < T_0$

$$Q_m = V_{\partial} \varepsilon_F \int_0^{t_p} q'_t B_t dt ; \quad (2.69)$$

б) при $t_p \geq T_0$

$$Q_m = V_{\partial} \varepsilon_F \int_0^{T_0} q'_t B_t dt . \quad (2.70)$$

Після інтегрування (2.69) і (2.70) по t_p і T_0 , з урахуванням (2.65) і (2.66), одержані рівняння:

б) при $t_p < T_0$

$$Q_m = V_{\partial} \varepsilon_F q'_m \left[1 - \frac{m_1 + 1}{(n + 1)(m_1 + n + 1)} \left(\frac{t_p}{T_0} \right)^n \right] ; \quad (2.71)$$

в) при $t_p \geq T_0$

$$Q_m = V_{\partial} \varepsilon_F q'_m \frac{n}{n + 1} \frac{T_0}{t_p} \left[\frac{m_1 + 1}{m_1} - \frac{n + 1}{m_1(m_1 + n + 1)} \left(\frac{T_0}{t_p} \right)^{m_1} \right] . \quad (2.72)$$

У загальному вигляді

$$q_m = q'_m \psi \left(\frac{t_p}{T_0} \right) \varepsilon_F , \quad (2.73)$$

де q'_m – максимальний модуль схилового припливу, який описується рівнянням (2.60);

ε_F – коефіцієнт русло-заплавного зарегулювання;

$\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right)$ – коефіцієнт розпластування максимальних модулів стоку

під впливом руслового добігання:

- при $\frac{t_p}{T_0} = 0$

$$\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right) = 1,0; \quad (2.74)$$

- при $t_p < T_0$

$$\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right) = 1 - \frac{m_1 + 1}{(n + 1)(m_1 + n + 1)} \left(\frac{t_p}{T_0}\right)^n; \quad (2.75)$$

- при $t_p \geq T_0$

$$\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right) = \frac{n}{n + 1} \frac{T_0}{t_p} \left[\frac{m_1 + 1}{m_1} - \frac{n + 1}{m_1(m_1 + n + 1)} \left(\frac{T_0}{t_p}\right)^{m_1} \right]; \quad (2.76)$$

- при $t_p \gg T_0$

$$\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right) = 0. \quad (2.77)$$

Виведена Є.Д. Гопченком [37, 38] формула (2.73) її автором віднесена до структур так званого операторного типу «схиловий приплив – русловий стік».

У запропонованій монографії для нормування характеристик максимального стоку дощових паводків на території Півдня України структура (2.73) взята за базову.

Вище розглядались найбільш відомі формули, які мали те чи інше поширення в нашій країні. Умовно вони зайве віднесені до методів, заснованих на геометричних схематизаціях гідрографів стоку або на теоріях руслових ізохрон.

Але необхідно розглянути ще одну групу формул, до якої можна віднести структури граничної інтенсивності. На наш погляд, вони лише умовно можуть бути віднесені до моделі руслових ізохрон, оскільки більш правильним було б їх віднести до суто емпіричних побудов.

Їх загальний вигляд такий [44, 80, 90]:

$$Q_m = k_p(\bar{\alpha}_\tau - i)\varphi_1 \quad (2.78)$$

або

$$Q_m = k_p \bar{\alpha}_\tau \eta \varphi_1, \quad (2.79)$$

де $\bar{\alpha}_\tau$ – максимальна інтенсивність дощу за розрахункову тривалість τ ;

i – інтенсивність інфільтрації;

φ_1 – коефіцієнт неодноразовості або повноти стоку,

η – коефіцієнт стоку.

Основоположником цієї групи формул є М.Є. Долгов [90], який відносив їх і фазу повного стоку до випадку «ідеального» стоку, що відбувається за постійної інтенсивності дощу й постійної інтенсивності інфільтрації.

У сучасній редакції формула граничної інтенсивності має вигляд [44, 79]

$$q_p = 16.67 \bar{\alpha}_{\tau,p} \eta r = 16.67 \bar{\psi}(\tau) H_{\partial,p} \eta r, \quad (2.80)$$

де $\bar{\alpha}_{\tau,p}$ – розрахункова інтенсивність опадів, забезпеченістю $P\%$;

$\bar{\psi}(\tau)$ – ордината редукційних кривих опадів у часі τ ;

$H_{\partial,p}$ – розрахунковий добовий шар опадів забезпеченістю $P\%$;

η – збірний коефіцієнт стоку, який фактично дорівнює добутку трьох коефіцієнтів

$$\eta = \eta_\tau \varphi_1 \varphi_2, \quad (2.81)$$

η_τ – коефіцієнт стоку від найбільшого шару опадів за розрахунковий час добігання τ [79]

$$\tau = 1,2 t_p^{1,1} + t_{cx}; \quad (2.82)$$

$\varphi_1 < 1,0$ – коефіцієнт, що враховує нерівномірність випадання опадів на площі басейну;

$\varphi_2 < 1,0$ – коефіцієнт, що враховує регульовальний вплив басейну (схилів і руслової мережі);

r – коефіцієнт, що враховує вплив водойм проточного типу;

t_{cx} – тривалість схилового добігання.

Виконані в [37, 38, 43, 44] дослідження структури формул граничної інтенсивності свідчать, що такий параметр як $\bar{\psi}(\tau)$ не відповідає його дій-

сній природі. Щоб переконатись у цьому, перепишемо формулу (2.80) таким чином (при $P=1\%$ і $\tau=1,0$)

$$q_m = \bar{\psi}(\tau) Y_m, \quad (2.83)$$

де Y_m – шар стоку

$$Y_m = H_m \eta. \quad (2.84)$$

З іншого боку, для невеликих водозборів (коли $k_z=1,0$), за А.М. Бєфані [11]

$$q_m = \frac{Y_m}{t_p} \varphi. \quad (2.85)$$

Якщо тепер (2.83) і (2.85) зрівняти, то

$$\bar{\psi}(\tau) = \frac{\varphi}{t_p}. \quad (2.86)$$

Відомо [11,12], що при $t_p < T_0$

$$\varphi = \frac{n+1}{n} \frac{t_p}{T_0} \left[1 - \frac{1}{n+1} \left(\frac{t_p}{T_0} \right)^n \right], \quad (2.87)$$

а при $t_p \geq T_0$

$$\varphi = 1,0. \quad (2.88)$$

Тоді з урахуванням (2.87) і (2.88):

- при $t_p < T_0$

$$\bar{\psi}(\tau) = \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} \left[1 - \frac{1}{n+1} \left(\frac{t_p}{T_0} \right)^n \right]; \quad (2.89)$$

- при $t_p \geq T_0$

$$\bar{\psi}(\tau) = \frac{1}{t_p}. \quad (2.90)$$

Розглядаючи праві частини (2.89) і (2.90), можна дійти висновку, що

вони ніяк не стосуються редукційних кривих дощових опадів $\overline{\psi}(\tau)$.

Не відповідає природі формування паводків і прийняття τ за (2.82), оскільки теоретично басейнова тривалість добігання τ_{δ} дорівнює

$$\tau = \tau_{\delta} = t_p + t_{cx}. \quad (2.91)$$

2.3 Нормативні документи для розрахунку максимального стоку дощових паводків на території України

Нормативні рекомендації є узагальненням багаторічного досвіду в галузі теорії і практики гідрологічних розрахунків, накопичених науково-дослідними та проектними установами. В них викладені методи і практичні прийоми, якими слід керуватися під час будівничого проектування за наявності матеріалів спостережень, при недостатній тривалості часових рядів, а також за їх відсутності в пунктах проектування.

У процесі підготовки «Указаний по определению расчетных гидрологических характеристик» (СН 435-72) використані розробки Г.А.Алексеева, 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.т.н. 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 редакційних варіантах надаються рекомендації щодо розрахунку величин річкового стоку, його внутрішньорічного розподілу, максимальних витрат води й об'ємів стоку весняного водопілля і дощових паводків, гідрографів стоку, мінімальних витрат води та найвищих рівнів води річок і озер. Нижче ми зосередимо увагу на методичних питаннях, пов'язаних із розрахунками максимального стоку дощових паводків річок.

Перш за все, залежно від наявності гідрометричної інформації про режим річок, розглядаються такі розрахункові схеми:

- а) за наявності даних спостережень безпосередньо на цих річках;
- б) за недостатньої кількості гідрометричних спостережень шляхом приведення даних до багаторічного періоду за допомогою річок-аналогів з більш тривалими рядами спостережень;
- в) 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 оці-

нку точності необхідно здійснювати на незалежному матеріалі гідрометричних спостережень.

Залежно від величини площ водозборів для розрахунку максимальних витрат води дощових паводків і СН 435-72, і СНіП 2.01.14-83 рекомендують різні структури. Так, при $F > 200 \text{ км}^2$ необхідно користуватися формулою редуційного типу [79]

$$Q_p = q_p F = \frac{q_{200}}{(F/200)^{n_1}} \lambda_p \delta_1 \delta_2 \delta_3, \quad (2.92)$$

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, яка дорівнює 200 км^2 ;

λ_p – 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 зменшення 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 виконуються за формулою

$$Q_p = (q_{pa} \delta_2 \delta_3 / \delta_{2a} \delta_{3a}) (F_a / F)^{n_3}, \quad (2.93)$$

де δ_2, δ_3 і δ_{2a}, δ_{3a} – коефіцієнти для досліджуваної річки й річки-аналога, відповідно. Сфера застосування формули (2.92) обмежена умовою:

$$k_\phi \leq 1,5 k_{\phi,a}. \quad (2.94)$$

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

$$k_\phi = L / F^{0,56}, \quad (2.95)$$

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

Максимальні миттєві витрати води річок від дощових паводків $Q_{P\%}$ (м³/с) для водозборів із площами, меншими ніж 200 км², слід визначати за формулою

$$Q_{P\%} = A_{1\%} \eta H_{1\%} \delta \lambda_{P\%} F, \quad (2.96)$$

де $A_{1\%} = 16,67 \bar{\psi}(\tau)$ – максимальний модуль стоку щорічної ймовірності перевищення $P=1\%$, виражений у частках добутку $\eta H_{1\%}$ при $\delta=1$; визначається за таблицею [79] 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, які мають найбільшу тривалість спостережень, або за картою;

η – збірний коефіцієнт стоку, що визначається за формулою

$$\eta = \frac{C_2 \eta_0}{(F+1)^{n_3}} \left(\frac{I_{\phi}}{50} \right)^{n_2}; \quad (2.97)$$

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

η_0 – збірний коефіцієнт стоку для водозборів із площею $F=10$ км²;

I_{ϕ} – середній ухил водозборів, що дорівнює 50% ;

n_2 і n_3 – степеневі показники.

Гідроморфометрична характеристика русла досліджуваної річки Φ визначається за формулою

$$\Phi = 1000 L / \left[m_p I_p^m F^{1/4} (\eta H_{1\%})^{1/4} \right], \quad (2.98)$$

де m_p – гідравлічний параметр русла, що визначається за таблицею [79];

m – степеневий показник, що визначається за таблицею [79];

I_p – середньозважений ухил русла річки, ‰;

L – довжина річки, км;

F – площа водозбору, км².

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

$$\eta = \frac{q_{1\%}}{16,67\bar{\psi}(\tau_{\delta})\delta H_{1\%}} \left(\frac{I_{\delta}}{I_{\delta.,a.}} \right)^{n_2} \left(\frac{F_a + 1}{F + 1} \right)^{n_3}, \quad (2.99)$$

де $q_{1\%}$ – модуль максимальної миттєвої витрати води річки-аналога щорічної ймовірності перевищення $P=1\%$, м³/(с·км²);

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

$I_{\delta}, I_{\delta.,a.}$ – відповідно для досліджуваної річки й річки-аналога середній ухил водозбору, ‰;

n_2 – визначається за таблицею;

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

τ_{δ} – тривалість басейнового добігання (хв), що визначається за формулою:

$$\tau_{\delta} = 1,2t_p^{1,1} + t_{cx}, \quad (2.100)$$

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

$$t_p = \frac{1000L}{\left[m_p I_p^m F^{1/4} q_{1\%}^{1/4} \right]}, \quad (2.101)$$

t_{cx} – тривалість схилового добігання (хв).

Збірний коефіцієнт стоку η для рівнинних річок за відсутності річок-аналогів визначається за формулою (2.97).

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

Для середнього ухилу водозбору I_{δ} , більшого за 150 ‰, збірний коефіцієнт стоку η визначається за формулою, як при $I_{\delta} = 150\%$, і вважається постійним незалежно від значення I_{δ} .

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 [42]. 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.

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

Ще одною обставиною, яка стимулює розвиток досліджень у галузі максимального 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 [78]. 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 нами були виконані відповідні порівняння. Список пунктів спостережень за гідрологічним режимом річок наводиться у додатку А. Усього їх налічується 55, у тому числі з площами водозборів $F < 200 \text{ км}^2$ – 9, а з $F > 200 \text{ км}^2$ – 46.

Оскільки в СНіП 2.01.14-83 передбачаються різні за розрахунками структури при визначенні максимальних витрат води дощових паводків, то саме за цими категоріями водозбірних площ і виконувались обчислення Q_m ймовірністю перевищення $P = 1 \%$.

При $F > 200 \text{ км}^2$ вихідна формула матиме вигляд

$$q_{1\%} = q_{200} \left(\frac{200}{F} \right)^{n_1} \delta_1 \delta_2 \delta_3, \quad (2.102)$$

де $q_{1\%}$ – максимальний модуль паводкового стоку забезпеченістю $P = 1 \%$;

q_{200} – приведений до умовної площі $F = 200 \text{ км}^2$ модуль максимального стоку, представлений у нормативному документі картою ізоліній (змінюються вони від 0,2 до $1,0 \text{ м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$);

n_1 – степеневий показник, районований і в межах розглядуваної території, коливається від 0,5 до 0,8;

δ_1 – коефіцієнт для врахування впливу проточних водойм на трансформацію паводків;

δ_2 – коефіцієнт, що враховує зниження максимальних витрат води на заболочених водозборах;

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

Перевірні розрахунки здійснені за матеріалами статистичного аналізу вихідних рядів максимального стоку паводків станом на 2010 рік з використанням трипараметричного гама-розподілу.

У своїй більшості $Q_{1\%}$ (СНіП 2.01.14-83) суттєво перевищують $Q_{1\%}$ (2010), про що свідчить рис.2.1.

Коефіцієнт перевищення $Q_{1\%}(\text{СНіП 2.01.14-83})/Q_{1\%}(2010)$ становить у середньому 3,34, а по р. Калець - с. Перемога він сягає 18,1. На наш погляд, такі розбіжності пов'язані з вихідними даними, які покладені в основу СНіП 2.01.14-83.

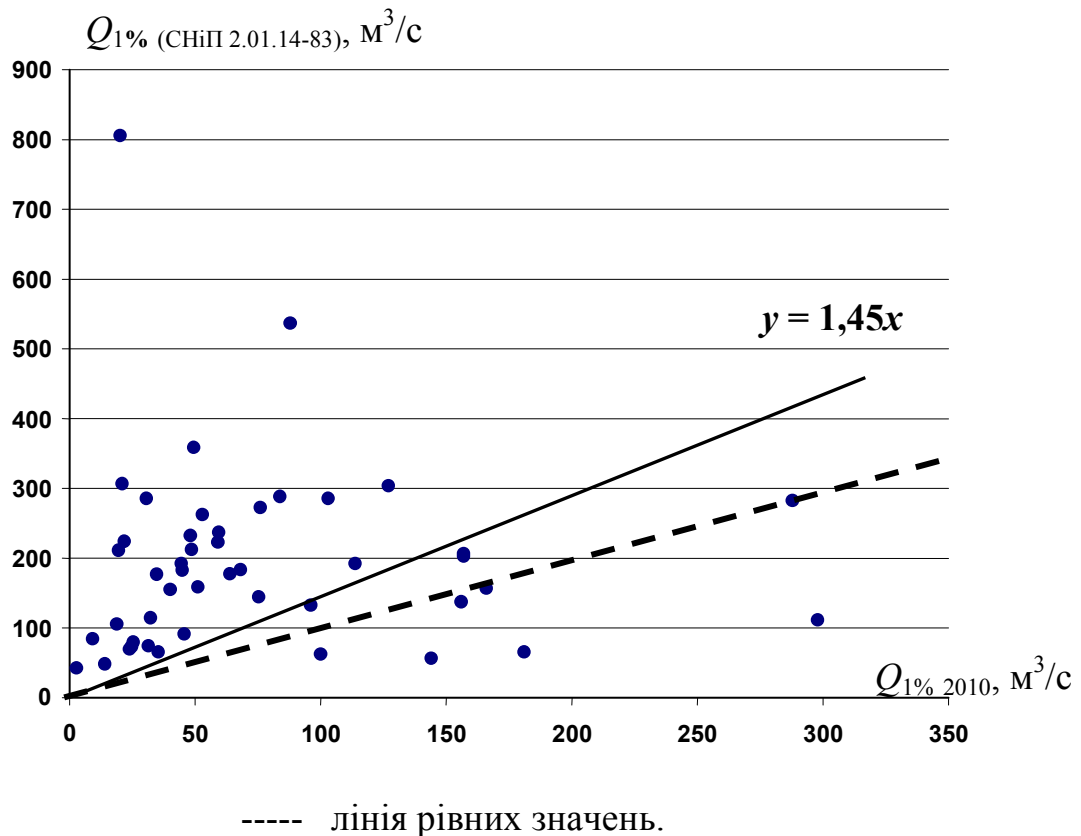


Рис. 2.1 - Порівняння максимальних витрат води 1%-ї забезпеченості, розрахованих за трипараметричним гама-розподілом (вісь абсцис) та за формулою СНіП 2.01.14-83 (вісь ординат).

Аналіз матеріалів РПВ [82-84] свідчить про те, що розрахункові витрати води по максимальному стоку паводків $Q_{1\%}$ не відповідають ні біноміальному розподілу Пірсона III, ні трипараметричному гама-розподілу, ні графо-аналітичному методу Г.О. Алексєєва. Швидше за все, вони визначені «інтуїтивно», шляхом екстраполяції емпіричних кривих забезпеченості $Q_m = f(P, \%)$.

При площах водозборів $F < 200 \text{ км}^2$ нормативним документом рекомендується формула граничної інтенсивності (для $P = 1\%$)

$$Q_{P\%} = A_{1\%} \eta H_{1\%} \delta \lambda_{P\%} F, \quad (2.103)$$

де $A_{1\%}$ – максимальний модуль стоку, виражений у частках добутку $\eta H_{1\%}$ при $\delta = 1, 0$; визначається за таблицею залежно від геоморфологічної характеристики русла Φ , тривалості схилового добігання t_{cx} і відповідного району;

$H_{1\%}$ – максимальний добовий шар опадів забезпеченістю $P = 1\%$; представлений картою ізоліній;

δ – коефіцієнт впливу на трансформацію паводків водойм проточно-го типу;

η – коефіцієнт стоку, що визначається за формулою

$$\eta = \frac{C_2 \eta_0}{(F + 1)^{n_3}} \left(\frac{I_{\phi}}{50} \right)^{n_2}; \quad (2.104)$$

C_2 – емпіричний коефіцієнт, який для території України дорівнює 1,3;

η_0 – збірний коефіцієнт стоку, приведений до площі $F = 10 \text{ км}^2$;

I_{ϕ} – середній ухил водозборів, ‰;

n_2 і n_3 – степеневі показники.

Оскільки $A_{1\%} = f(\Phi, t_{cx})$, то попередньо необхідно визначати для кожного водозбору гідроморфологічний параметр

$$\Phi = 1000 L \left[m_p I_p^m F^{1/4} (\eta H_{1\%})^{1/4} \right], \quad (2.105)$$

де L – гідрографічна довжина річки, км;

m_p – гідравлічний параметр русла, що береться з таблиці і для досліджуваного району становить 10;

m – показник степеня, який можна взяти таким, що дорівнює 1,0;

I_p – середньозважений уклон русла річки,‰ ;

F – площа водозбору, км².

Тривалість схилового добігання для лісостепової зони дорівнює 60 хв., а для степової – 30 хв.

Під час розрахунків коефіцієнтів стоку за формулою (2.104) степеневий показник $n_3 = 0,11$, а n_2 в умовах лісостепової зони – 0,85, а в степовій зоні – 0,90. Збірний коефіцієнт стоку η_0 для водозборів лісостепової зони становить 0,22, для степової – 0,10.

Як і в попередньому випадку, тобто під час розрахунку $Q_{1\%}$ за нормативним документом СНіП 2.01.14-83 і при площах $F < 200$ км², наявні дуже великі розбіжності у величинах. Так, по р. Кодима – с. Обжила коефіцієнт перевищення $Q_{1\%}$ (СНіП 2.01.14-83)/ $Q_{1\%}$ (2010) сягає 25,07, тоді як по балці Полковій – с. Кременівка цей коефіцієнт становить усього 0,13.

Перевірні розрахунки, таким чином, є підставою для якомога швидшого 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.

2.4 Регіональні методики в галузі розрахунку максимального стоку дощових паводків

Широко розповсюджена в Україні формула, запропонована П.Ф.Вишневським [17]. Виводиться вона зі схеми руслових ізохрон:

$$Q_t = h_1 f_{t_p} + h_2 f_{t_p-1} + \dots + h_{t_p-1} f_2 + h_{t_p} f_1, \quad (2.106)$$

де Q_t – витрати води;

h_1, h_2, \dots, h_m – інтенсивність стокоутворення;

f_1, f_2, \dots, f_m – міжізохронні площі.

Взявши розрахунковий інтервал таким, що дорівнює 10 хв, автор 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 (2.106) можна звести до простого рівняння

$$q_m = h_m \varphi_1, \quad (2.107)$$

де φ_1 – редуційний коефіцієнт

$$\varphi_1 = \frac{h_1}{h_m} \frac{f_{t_p}}{F} + \frac{h_2}{h_m} \frac{f_{t_p-1}}{F} + \dots + \frac{h_{t_p-1}}{h_m} \frac{f_2}{F} + \frac{h_{t_p}}{h_m} \frac{f_1}{F}. \quad (2.108)$$

У розрахунковому варіанті φ_1 для річок розглядуваної території дорівнює [83, 84]:

а) при $t_p / T_0 < 1,0$

$$\varphi_1 = \frac{1,44}{1 + 2,35 \frac{t_p}{T_0}}; \quad (2.109)$$

б) при $t_p / T_0 \geq 1,0$

$$\varphi_1 = \frac{1,35}{1 + 2,14 \frac{t_p}{T_0}}. \quad (2.110)$$

Оскільки базова модель не повністю враховує всі ефекти трансформації, П.Ф. Вишневський [17] в (2.107) вводить декілька редуційних коефіцієнтів, після чого вона набуває вигляду

$$q_m = 1,67 h_m \varphi_1 n' r r_1 k', \quad (2.111)$$

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

$$n' = \frac{t_p + T_0}{t_p + m_c T_0}; \quad (2.112)$$

r – коефіцієнт зарегульованості максимального стоку озерами й водосховищами;

r_1 – коефіцієнт зарегульованості максимального стоку широкими заплавами:

$$r_1 = \frac{0,86}{\gamma^{0,2}}, \quad (2.113)$$

γ – відносна площа заплав (в частках від F);
 k' – ураховує нерівномірність і неповноту охоплення басейну зли-
 вою:

$$k' = \frac{4.8}{F^{0.28}} . \quad (2.114)$$

Для річок із площами водозборів до 550 км² $k_1=1,0$; для всіх річок досліджуваного району із площами водозборів більшими ніж 550 км² у процесі розрахунків витрат води дощових паводків необхідно вводити коефіцієнт η , що обчислюється за формулою (2.113).

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

$$t_p = 24 \frac{L}{v} , \quad (2.115)$$

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

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

$$v = 13 Q_m^{1/3} I^{1/4} , \quad (2.116)$$

I – середньозважений уклон водотоку, в ‰ ;

Q_m – максимальна витрата води, в м³/с.

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

$$m_c = 1 + \alpha \frac{f_l}{F} + \frac{f_b}{F} , \quad (2.117)$$

де f_l – площа водозбору, зайнята лісами;

f_b – площа водозбору, зайнята болотами;

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

Коефіцієнт r , що враховує регулювальний вплив ставків і водосховищ, обчислюється за наближеною формулою того ж типу, що й відома формула Д.І. Кочерина [60],

$$r = 1 - \frac{10\Omega H_c}{FY_m}, \quad (2.118)$$

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 зливого стоку на площі водозбору, мм.

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

$$r = 1 - \frac{V_1 f_1 + V_2 f_2 + \dots + V_m f_m}{W_1 f_1 + W_2 f_2 + \dots + W_m f_m} \left[1 - \left(1 - \frac{F_c}{F} \right)^n \right], \quad (2.119)$$

де V_1, V_2, \dots, V_m – регулювальні об'єми окремих ставків або водосховищ;

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

W_1, W_2, \dots, W_m – об'єми стоку;

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

F – площа всього водозбору до розрахункового створу;

n – показник степеня (для зливових паводків береться 0,50).

Якщо на водозборі наявне тільки одне водоймище, то розрахункова формула (2.119) набуває такого вигляду:

$$r = 1 - \frac{V_1}{W_2} \left[1 - \left(1 - \frac{f_1}{F} \right)^n \right]. \quad (2.120)$$

2.5 Методи розрахунку максимального стоку дощових паводків, що використовуються за рубежом

За рубежом проблема формування і розрахунку максимального стоку вирішується на основі методів гідрологічної аналогії, аналізу найвищих максимумів тощо. В принципі рекомендацій, що суттєво різняться від тих, які використовуються у нас, майже немає. В США – це формули Джервіка і Майерса [103], в Італії – У. Раффа [81], причому остання має багато спільного з методиками СН 435-72 і СНіП 2.01.14-83, бо

$$q_m = q_{100} \left(\frac{100}{F} \right)^{2/3}, \quad (2.121)$$

де q_{100} – максимальний модуль, приведений до площі $F=100 \text{ км}^2$;
 F – площа водозборів.

Наближеними до наших нормативних рекомендацій є і так звані формули повторюваності, наприклад:

а) Фуллера [106]

$$q_m = \bar{q} (1 + C \lg T_p), \quad (2.122)$$

де \bar{q} – середнє з річних максимумів;

C – коефіцієнт, який для східних провінцій дорівнює 0,8 (за Фуллером), для річок Нової Англії (за Лейном) – 0,69, а для малих річок південної Каліфорнії – 4,5;

б) Хортон Р.Е., 1926

$$q_m = q'_m \left(1 - e^{-k T_p^n} \right), \quad (2.123)$$

де q'_m – максимально можливий модуль стоку при тривалості T_p .

В Італії і Центральній Африці [81] поширена формула об'ємного типу:

$$q_m = 0,28 \frac{H_\tau \eta}{\mu t_p} f \quad (2.124)$$

або

$$q_m = 0,28 k_\phi \frac{Y_m}{T_n} + q_\delta. \quad (2.125)$$

Ці структури повною мірою відповідають формулам Д.Л.Соколовського (2.36) і (2.37).

Але найбільш визнаними є формули граничної інтенсивності вигляду [91, 102]

$$q_m = \eta \bar{\alpha}_\tau. \quad (2.126)$$

У США на основі раціонального методу запроектована більшість місських зливових стоків, що пояснюється його простотою. Типові значення η для злив повторюваністю один раз у 5 і 10 років представлені детальною таблицею залежно від характеру рельєфу [106].

Тривалість концентрації опадів τ визначається за тривалістю добігання до розрахункового створу від найбільш віддаленої точки на водозборі. За міських умов τ складається з тривалості припливу води зі схилів і періоду добігання зливовою каналізацією. Тривалість схилового добігання призначається в інтервалі від 5 до 30 хв. І все ж більшість проектувальників тривалість концентрації τ розраховують за допомогою емпіричної формули:

а) у США [10]

$$\tau = C_L \left(\frac{L \cdot \bar{L}}{\sqrt{I_p}} \right)^n, \quad (2.127)$$

де L – довжина від витoku до розрахункового тракту;

\bar{L} – відстань від розрахункового створу до проекції геометричного центра водозбору на головному руслі;

I_p – уклон річки;

C_L і n – параметри, які для річок південної Каліфорнії, дорівнюють 0,8 і 0,39, відповідно;

б) в Італії [81]

$$\tau = \frac{4\sqrt{F + 1,5L}}{0,8 \cdot \sqrt{H_{сер}}}, \quad (2.128)$$

де $H_{сер}$ – середня висота водозбору;

в) у Канаді [106]

$$\tau = 0,19 \left(\frac{L_6}{\sqrt{I_6}} \right)^{0,75} \cdot S_t^{1/3}, \quad (2.129)$$

де L_6 – довжина водозбору;

I_6 – середній ухил водозбору;

S_t – коефіцієнт акумуляції

$$S_t = 1 + 20f'_3, \quad (2.130)$$

f'_3 – відносна площа (в частках від одиниці) боліт, озер, ставків у верхніх 2/3 території водозборів.

Коефіцієнт стоку η за Бернардом [103]:

$$\eta = \eta_m \left(\frac{T_p}{100} \right)^x, \quad (2.131)$$

де η_m і x (для $\tau \approx 1440$ хв) картовані, причому в межах східних провінцій США вони змінюються від 0,50 до 1,0.

У Швеції [91] розробляються формули для розрахунку багаторічних норм максимального стоку вигляду

$$\bar{q}_m = \bar{q}(a - vF - cf_{03}), \quad (2.132)$$

де \bar{q}_m – середнє багаторічне значення максимального модуля ;

\bar{q} – норма річного стоку.

Для переходу до миттєвих значень q_m на малих річках \bar{q}_m збільшується до двох разів. Для середніх і великих за площами водозборів для гідрологічно однорідних територій використовуються емпіричні залежності максимальних модулів від площі водозборів (у логарифмічних координатах), на яких наведені верхні обвідні лінії. Рівняння таких кривих мають вигляд $q_m = f(f)$.

Зафіксовані спроби використання побудови розрахункових емпіричних формул між модулями і шарами стоку. Ефективність такого методу перевірена Сінгкхел [107] за даними 134 водозборів у США, Австралії, Греції й Італії з площами водозборів від 0,014 до 23000 км². Базове рівняння має вигляд

$$\lg q_m = v + a \lg Y_m. \quad (2.133)$$

За Роджером (1980), з лівої і правої частини віднімається $2 \lg Y_m$. Тоді:

$$\lg q_m - 2 \lg Y_m = v + a \lg Y_m - 2 \lg Y_m. \quad (2.134)$$

Потенціюючи (2.130), маємо

$$\lg \frac{q_m}{Y_m^2} = v - m_p \lg Y_m, \quad (2.135)$$

де $m_p = 2 - a$.

Залежність v від площі водозборів описується рівнянням

$$\lg \epsilon = \epsilon_0 - n_1 \lg(F + 1), \quad (2.136)$$

тобто

$$\epsilon = \frac{\epsilon_0}{(F + 1)^{n_1}}. \quad (2.137)$$

Якщо (2.137) підставити у (2.135), то

$$q_m = \frac{\epsilon_0 Y_m^{2-m}}{(F + 1)^{n_1}}. \quad (2.138)$$

При $m=1$, що відповідає більшості паводків і водопіль на території України,

$$q_m = \frac{\epsilon Y_m}{(F + 1)^{n_1}}. \quad (2.139)$$

Ця структура повністю збігається з відомою формулою редукційного типу (2.5).

Таким чином, немає достатніх підстав вважати, що між максимальними модулями і шарами стоку паводків (водопіль) існує залежність нелінійного типу.

2.6 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, нами пропонується для подальшого використання найбільш досконала, на наш погляд, структура [38, 101, 105]

$$q_m = q'_m \psi \left(\frac{t_p}{T_0} \right) \epsilon_F, \quad (2.140)$$

де q_m – розрахунковий модуль стоку;

q'_m – максимальний модуль схилового припливу

$$q'_m = \frac{n+1}{n} \frac{Y_m}{T_0}; \quad (2.141)$$

$\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right)$ – трансформаційна функція розпластування паводкових хвиль під впливом тривалості руслового добігання, яка визначається за рівняннями (2.74) – (2.77), залежно від співвідношень між t_p і T_0 .

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 теплового періоду. Тоді (2.141) можна представити таким чином:

$$q'_m = \frac{n+1}{n} \frac{H_m \eta_0}{T_0}, \quad (2.142)$$

де H_m – максимальна кількість опадів за дощ;
 η_0 – коефіцієнт схилового стокоутворення

$$\eta_0 = \frac{Y_m}{H_m}; \quad (2.143)$$

Y_m – шар стоку

$$Y_m = S_m - R_\tau, \quad (2.144)$$

S_m – шар схилового стокоутворення за дощ;
 R_τ – втрати схилового стокоутворення у фазі спаду, тобто після закінчення дощу;
 H_m – шар дощових опадів.

Формула (2.140) використовується нами для нормування розрахункових характеристик максимального стоку дощових паводків у басейнах річок Півдня України, незалежно від величин площ водозборів.

РОЗДІЛ 3

СТАТИСТИЧНА ОБРОБКА ЧАСОВИХ РЯДІВ МАКСИМАЛЬНИХ ВИТРАТ ВОДИ, ШАРІВ СТОКУ І МАКСИМАЛЬНИХ ДОБОВИХ ОПАДІВ

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 [85,86,90] 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 внутрішньорядних зв'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.

3.1 Оцінка однорідності і стаціонарності гідрометеорологічної інформації з максимального стоку паводків річок Півдня України

Оцінка однорідності гідрологічних характеристик передбачає використання як гідролого-генетичних, так і статистичних методів аналізу гідрометеорологічної інформації [85].

У своїй роботі О.В. Рождественський [85] наводить деякі приклади можливих причин неоднорідності вихідної інформації зі стоку, зокрема:

1. Вплив чинників підстильної поверхні на водозборах річок (безстічні мікро- і макропониження місцевості).

2. Регулювання річкового стоку й інша господарська діяльність (гідротехнічні споруди, сільськогосподарські заходи, агролісомеліорація, зрошування, перекидання стоку тощо). Особливо слід відзначити досить складний вплив на річковий стік вирубування лісів. Тимчасові ставки і невеликі водосховища, які у багатоводні роки руйнуються, іноді суттєво впливають, створюючи неоднорідність даних спостережень за максимальним стоком. На сучасному етапі також необхідно аналізувати можливий вплив на стік річок глобальних і регіональних змін клімату, які можуть порушити стаціонарність гідрометеорологічних процесів.

Для кількісної оцінки статистичної однорідності застосовуються різного роду критерії. Найбільш відомі з них - це стандартні критерії, рекомендовані у нормативному документі СНіП 2.01.14-83 [79]. Зокрема, критерій Стьюдента (однорідності середніх значень), який в основному використовується для порівняно коротких рядів спостережень, критерій Фішера, який використовується для перевірки гіпотез однорідності дисперсій, а також, так звані, непараметричні критерії, що дозволяють здійснювати перевірку вибірок у тих випадках, коли дані вимірювань попарно взаємопов'язані [86].

У сучасних нормативних документах, наприклад, СП 33-101-2003 [77] та методичних рекомендаціях щодо оцінки однорідності [69], рекомендується також застосовувати критерії Смирнова-Грабса і Діксона для екстремальних значень, що різко відхиляються в емпіричних розподілах [69].

Особливість цих критеріїв полягає в тому, що вони розроблені для умов нормального розподілу генеральних сукупностей та відсутності автокореляції. У той же час емпіричні розподіли, наприклад, характеристики дощового стоку мають велику асиметрію і, у деяких випадках, у часових рядах може бути наявною ще й статистично значуща автокореляція між суміжними членами вибірки. Для врахування таких особливостей гідрологічної інформації науковцями ДГІ [69] були виконані роботи з розширення таблиць статистичних критеріїв, що найчастіше часто застосовуються у гідрології (критерії Діксона, Смирнова-Граббса, Стьюдента, Фішера).

Отже для оцінки однорідності гідрологічної інформації статистику критерію Смирнова-Грабса для максимальних членів ранжованих послідовностей Y_n пропонується розраховувати за формулою

$$G_n = (Y_n - Y_{сер}) / \sigma, \quad (3.1)$$

а для мінімальних Y_I

$$G_I = (Y_{сер} - Y_I) / \sigma, \quad (3.2)$$

де $Y_{сер}$, σ – середнє значення і середнє квадратичне відхилення аналізованої вибірки.

Статистики критерію Діксона на базі емпіричних даних розраховуються в свою чергу за такими формулами:

а) для максимального члена ранжованої у зростаючому порядку вибірки (Y_n):

$$D1_n = (Y_n - Y_{n-1}) / (Y_n - Y_1), \quad (3.3)$$

$$D2_n = (Y_n - Y_{n-1}) / (Y_n - Y_2), \quad (3.4)$$

$$D3_n = (Y_n - Y_{n-2}) / (Y_n - Y_2), \quad (3.5)$$

$$D4_n = (Y_n - Y_{n-1}) / (Y_n - Y_3), \quad (3.6)$$

$$D5_n = (Y_n - Y_{n-2}) / (Y_n - Y_1); \quad (3.7)$$

б) для мінімального члена ранжованої у зростаючому порядку вибірки (Y_I):

$$D1_1 = (Y_1 - Y_2) / (Y_1 - Y_n), \quad (3.8)$$

$$D2_1 = (Y_1 - Y_2) / (Y_1 - Y_{n-1}), \quad (3.9)$$

$$D3_1 = (Y_1 - Y_3) / (Y_1 - Y_{n-1}), \quad (3.10)$$

$$D4_1 = (Y_1 - Y_3) / (Y_1 - Y_{n-2}), \quad (3.11)$$

$$D5_1 = (Y_1 - Y_3) / (Y_1 - Y_n), \quad (3.12)$$

де $Y_1 < Y_2 < \dots < Y_n$, і n – обсяг вибірок.

3.1.1 Аналіз однорідності рядів дощових паводків у басейнах річок Півдня України

Для оцінки однорідності рядів максимального стоку дощових паводків на досліджуваній території використовувалися дані постів із періодами спостережень більшими за 20 років. Перевірка здійснювалась на рівнях значущості $P=5\%$ і 1% . Результати наведені в додатках Б.1 і Б.2

За критерієм Фішера, який оцінює однорідність дисперсій, при $P=5\%$ виявилися неоднорідними 30 рядів витрат води дощових паводків річок Півдня України (додаток Б.1), а при $P=1\%$ – 26, тобто більше половини вихідної інформації.

За критерієм Стюдента при $P=5\%$ виявлена неоднорідність в 14 випадках, а при $P=1\%$ – у 7.

Максимальний стік водопіль і паводків характеризується не тільки витратами води, а також і шарами стоку. Результати аналізу наведені в до-

датку Б.2. З нього видно, що за критерієм Стюдента при $P=5\%$ неоднорідними виявилися ряди на 7 постах (15,6 %), а при $P=1\%$ – 4 (8,9 %), у той час як за критерієм Фішера – 26 (52,8 %) і 18 рядів (40 %), відповідно.

При встановленій неоднорідності виникає необхідність проаналізувати хронологічний хід стоку в цих рядах з метою виявлення характеру можливих трендів, тобто тенденцій, спрямованих у бік збільшення або зменшення стоку. З цією метою були побудовані хронологічні графіки максимальних витрат води і шарів стоку дощових паводків, приклади яких наводяться на рис. 3.1-3.5. Аналізуючи отержані результати, можна зазначити, що на досліджуваних річках спостерігається дуже різноманітна картина. За характером трендів виділено три групи річок:

- До першої віднесені рр. Інгул, Соб, Ятрань, В.Вись, де спостерігається від'ємний тренд за витратами води та додатний – за шарами стоку (рис.3.1 - 3.2).

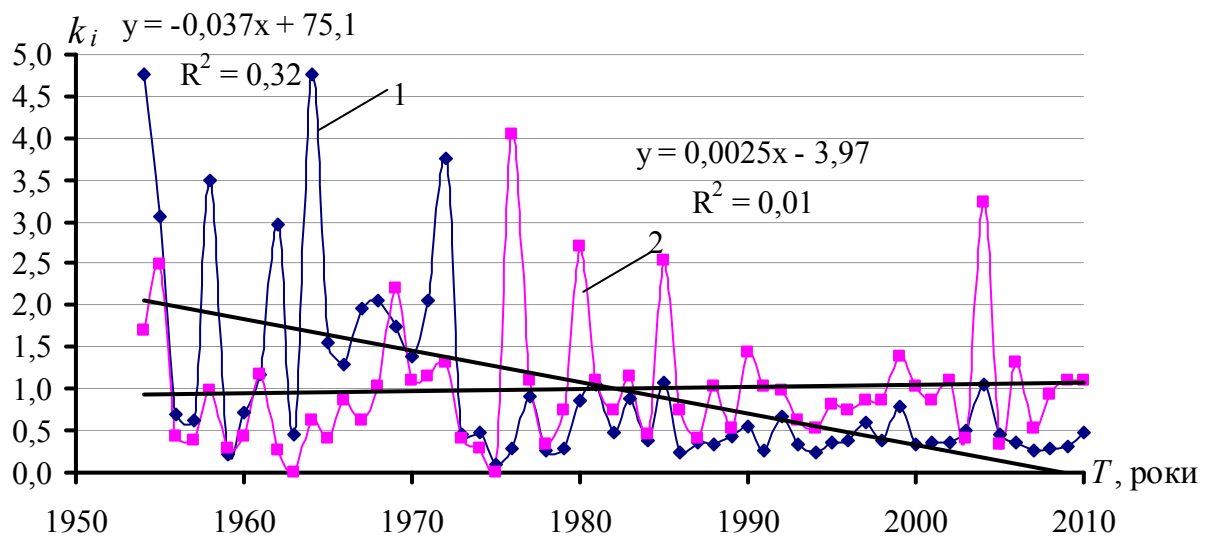


Рис. 3.1 - Хронологічний хід максимальних модульних коефіцієнтів витрат води (1) та шарів стоку (2) дощових паводків (р. Інгул – с. Седнівка).

- До другої групи віднесені річки Савранка та Рів, які мають додатний тренд за шарами стоку, а за витратами води – тренд відсутній (рис.3.3).
- У третій групі річок (рр. Чорний Ташлик, Чичиклія, Кодима) тренди практично відсутні, але річки мають одну або дві точки, які різко відхиляються як за витратами води, так і за шарами стоку (рис.3.4 – 3.5).

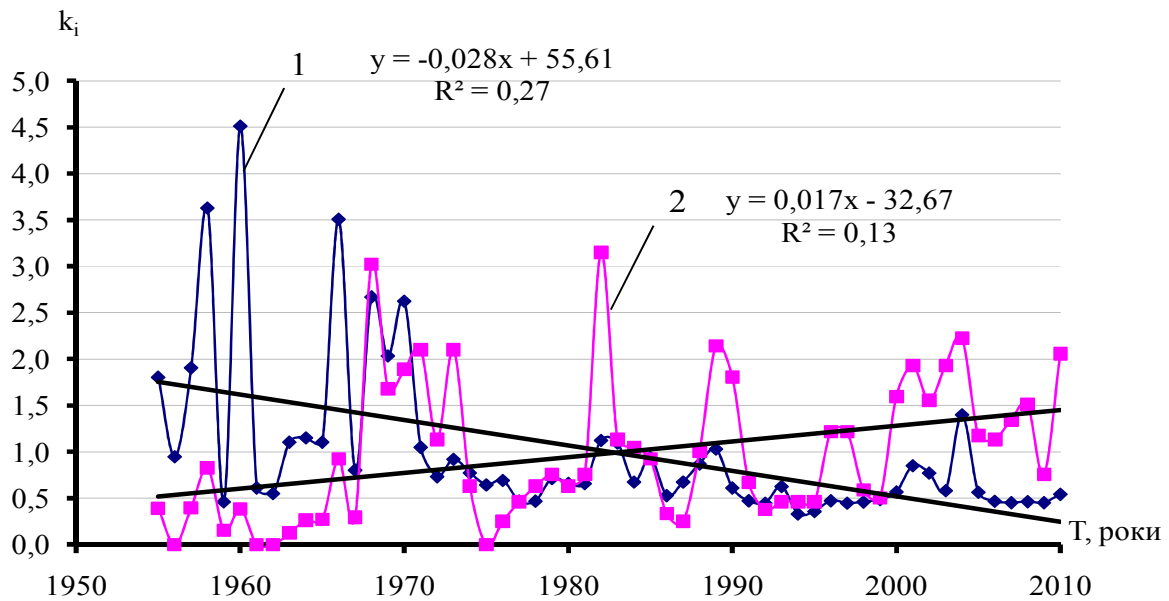


Рис. 3.2 - Хронологічний хід максимальних модульних коефіцієнтів витрат води (1) та шарів стоку (2) дощових паводків (р. Ятрань – с. Покотилове).

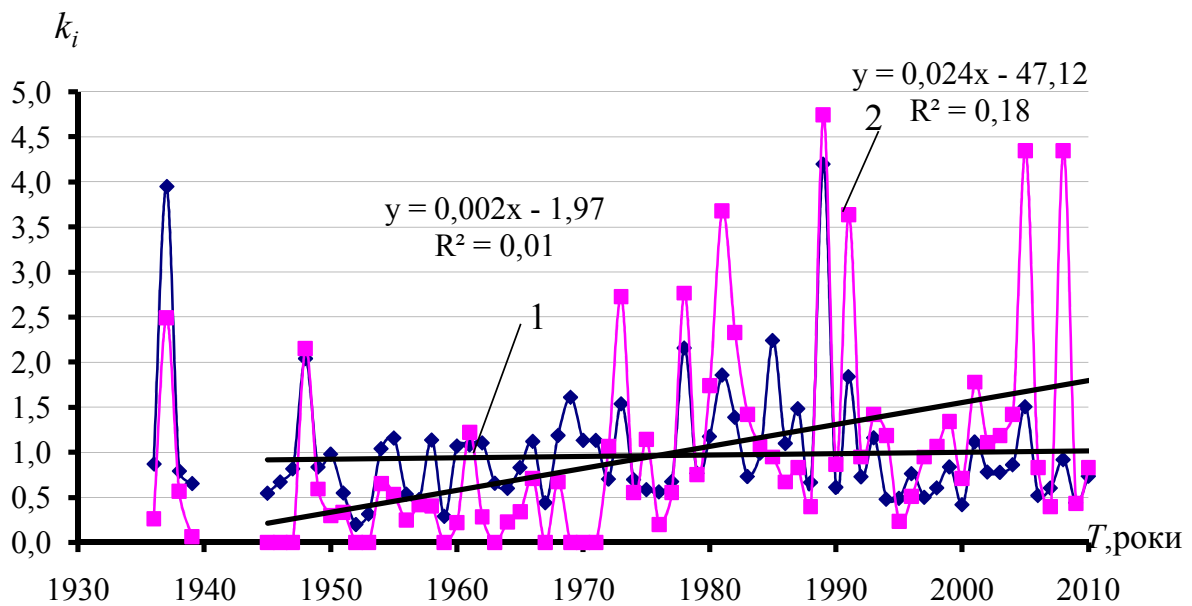


Рис. 3.3 - Хронологічний хід максимальних модульних коефіцієнтів витрат води (1) та шарів стоку (2) дощових паводків (р. Савранка – с. Осички).

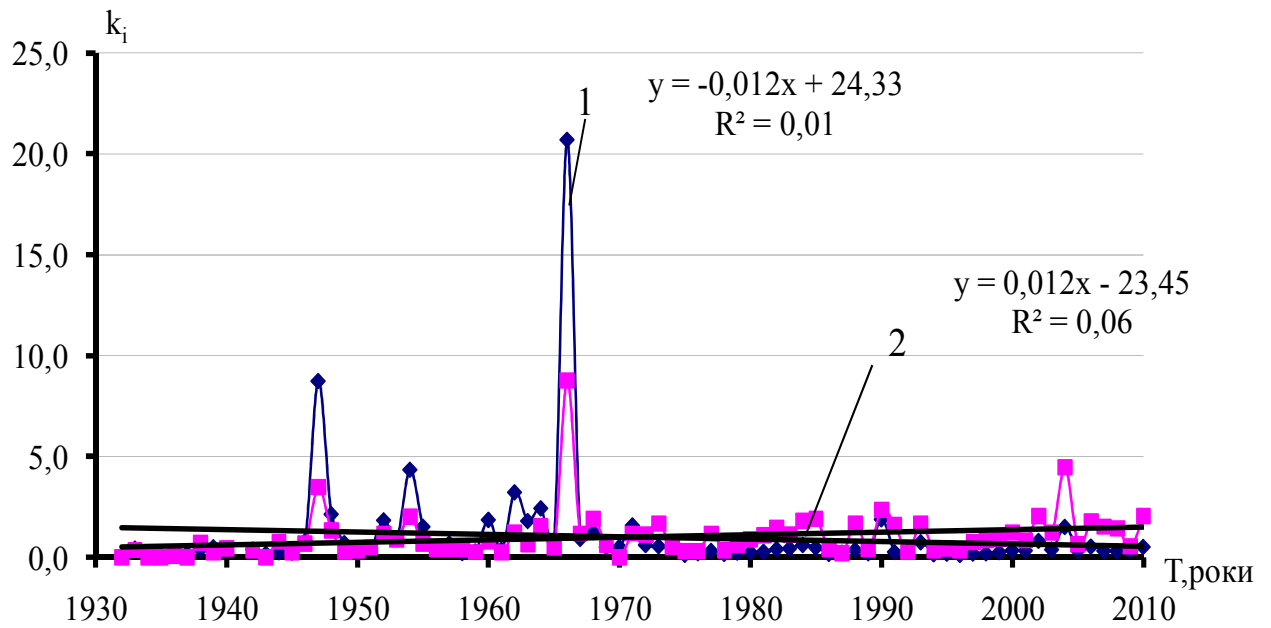


Рис.3.4 - Хронологічний хід максимальних модульних коефіцієнтів витрат води (1) та шарів стоку (2) дощових паводків (р. Чорний Ташлик – с.Тарасівка).

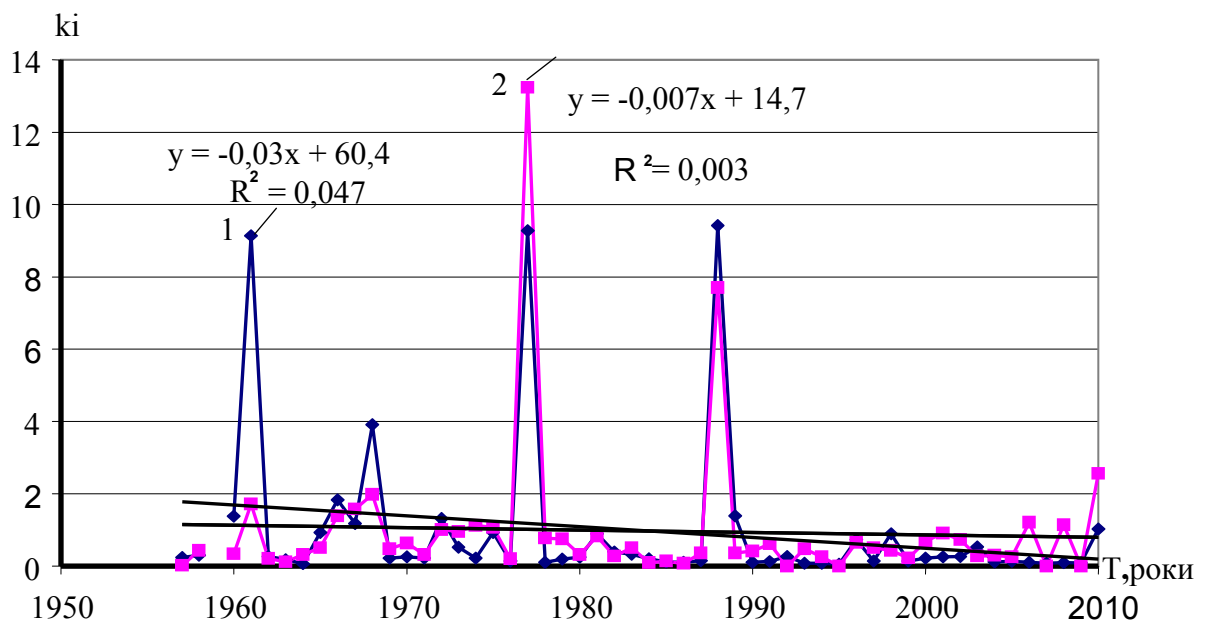


Рис. 3.5 - Хронологічний хід максимальних модульних коефіцієнтів витрат води (1) та шарів стоку (2) дощових паводків (р. Малий Кальчик – с. Кременівка).

Для постів, що належать до третьої групи (р. Чорний Ташлик – с.Піщаний Брід, р. Чорний Ташлик – с. Тарасівка, р. Кальміус – с.Приморське), була виконана перевірка на однорідність за критеріями Діксона та Смирнова-Грбса, які застосовуються для екстремальних значень, що різко відхиляються в емпіричному розподілі. За результатами перевірки за цими критеріями ряди виявилися теж неоднорідними.

Для всіх постів, де встановлена наявність трендів, для перевірки значущості коефіцієнтів кореляції були виконані відповідні розрахунки.

Наочне просторове уявлення про характер напрямів тенденцій у часових рядах максимальних витрат води можна одержати з рис. 3.6. На ньому позначені червоним кольором додатні тренди, а синім – від’ємні. В цілому по Півдню України відсутня якась глобальна просторова закономірність. Майже аналогічна ситуація і з часовими рядами шарів стоку дощових паводків.

Таким чином, просторова закономірність у процесах формування дощових паводків відсутня, тим більше, що в останні десятиріччя на водозборах річок не відбувалось суттєвих перетворень (зокрема, регулювання стоку). Це ж саме стосується й часової однорідності рядів шарів дощового стоку.

Вищенаведений аналіз дає змогу дійти висновку, що в процесі статистичної обробки даних про максимальні витрати води і шари стоку дощових паводків можна використовувати всі вихідні матеріали спостережень, включно із 2010 роком. Але цей висновок є дещо суб’єктивним. Кількісним показником для прийняття рішення стосовно необхідності врахування у розрахунках неоднорідності стокових характеристик можна вважати розбіжності у середніх величинах порівняно з точністю вихідної інформації. З цією метою рекомендується для кожної порівнюваної вибірки визначити середні квадратичні похибки $\sigma_{\bar{Q}}$

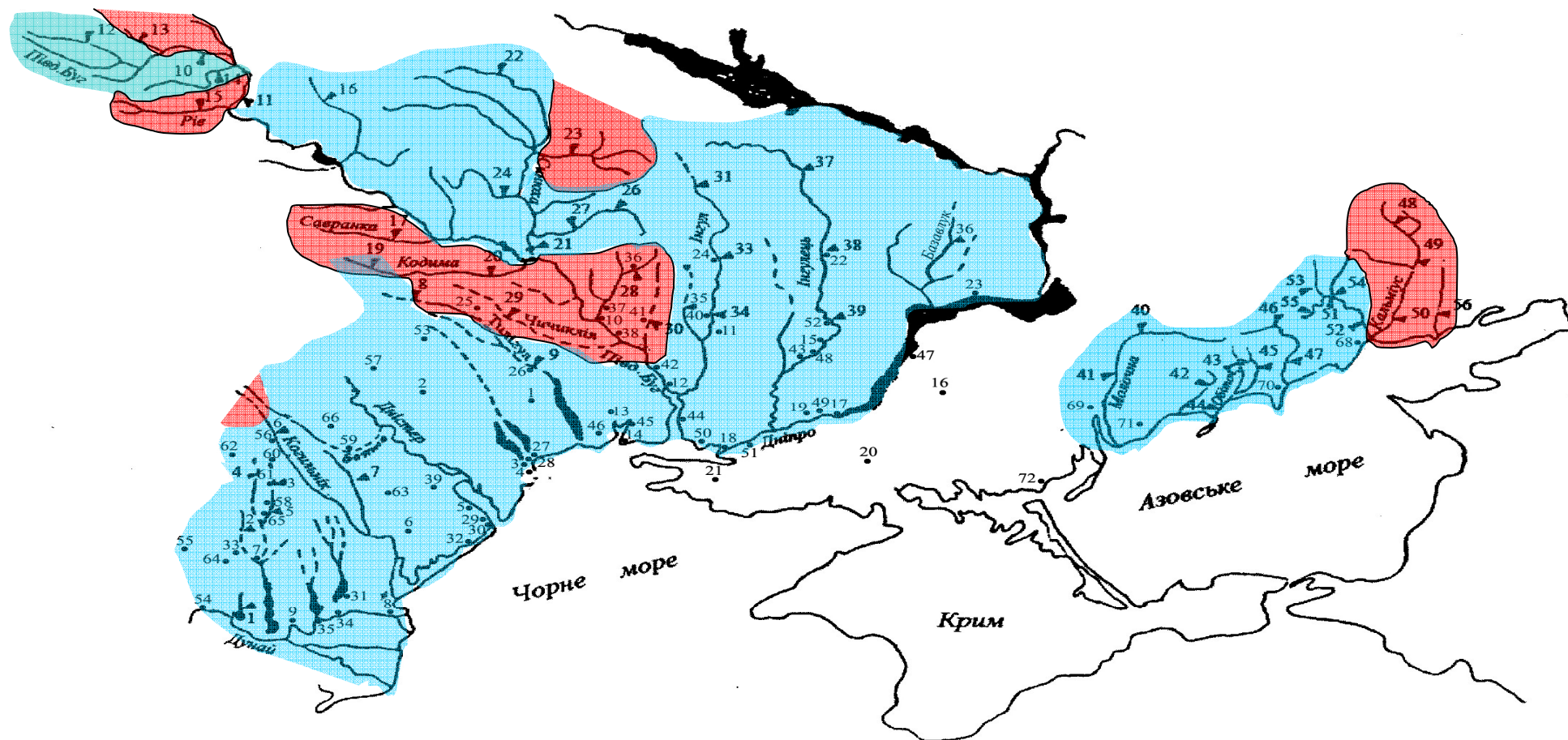
$$\sigma_{\bar{Q}} = \frac{100C_v}{\sqrt{n}}, \quad (3.13)$$

де C_v – коефіцієнт варіації кожної з вибірок тривалістю $n = N/2$;

N – тривалість вихідних рядів.

Надалі здійснюється осереднення похибок для кожного вихідного ряду

$$(\sigma_{\bar{Q}})_{сер} = \frac{[(\sigma_{\bar{Q}})_1 + (\sigma_{\bar{Q}})_2]}{2}. \quad (3.14)$$



область додатних трендів;
 - область від'ємних трендів;
 - відсутні матеріали спостережень.

Рис. 3.6 - Оцінка значущості трендів часових рядів максимальних витрат води в басейнах річок Півдня України.

Після цього виконується порівняння $(\sigma_{\bar{Q}})_{сер}$ з різницею \bar{Q}_1 і \bar{Q}_2 , де \bar{Q}_1 - середнє значення для першої половини ряду, а \bar{Q}_2 - для другої. Якщо $|\bar{Q}_1 - \bar{Q}_2| \leq (\sigma_{\bar{Q}})_{сер}$, то часовий ряд не можна впевнено вважати неоднорідними.

Результати додаткової перевірки часових рядів максимальних витрат води та шарів стоку на однорідність середніх величин за наведеною методикою представлені в додатках Б.3 і Б.4. Зокрема, за максимальними витратами води дощових паводків до неоднорідних відносяться лише три водозбори (Південний Буг-с.Сабарів. Інгул-с.Інгуло-Кам'янка та Інгул-с.Седнівка).

Перевірка часових рядів шарів стоку показала, що всі вони відносяться до однорідних.

3.1.2 Аналіз однорідності часових рядів добових максимумів опадів у басейнах річок Півдня України

Однорідність добових максимумів дощових опадів H_m виконувалась за тією ж схемою, що й раніше стосовно максимальних витрат води і шарів стоку паводків. Хронологічний графік часової зміни H_m можна простежити на прикладі даних по метеостанції м. Миколаїв (рис. 3.7).

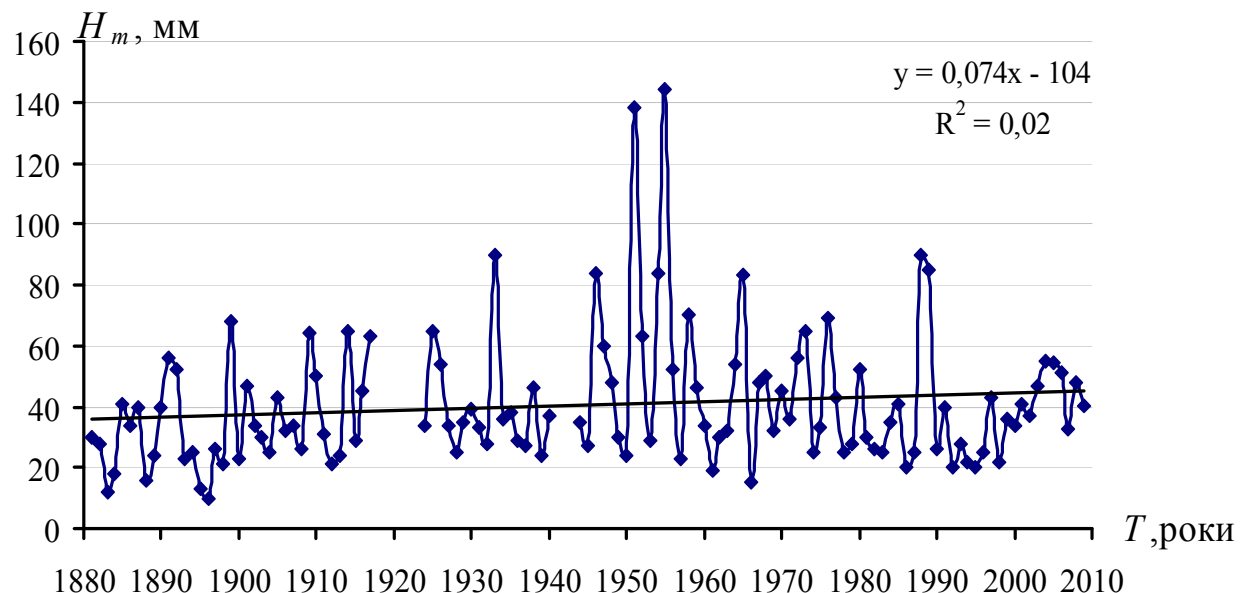


Рис.3.7 - Хронологічний хід максимальних добових опадів у теплий період року (метеостанція м. Миколаїв).

За критерієм Стюдента як при $P=5\%$, так і при $P=1\%$ однорідними виявилися всі досліджувані часові ряди добових максимумів опадів, у той час як за критерієм Фішера при $P=5\%$ неоднорідними є 3 ряди, але при $P=1\%$ вони виявилися теж однорідними.

Для всіх постів, де була встановлена наявність трендів, для перевірки значущості коефіцієнтів кореляції були виконані відповідні розрахунки, які показали, що коефіцієнти кореляції лінійних трендів на річках Півдня України виявилися незначущими.

3.2 Статистична обробка часових рядів максимальних витрат води річок Півдня України

Відповідно до рекомендацій СНіП 2.01.14-83 [79], 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, найбільшої правдоподібності та графоаналітичним, які досить ретельно описані у [79, 86, 89].

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.1).

Результати статистичної обробки максимальних витрат води наведені в додатку В.1 Як видно з нього, значення коефіцієнтів варіації, розраховані за методом моментів, коливаються від 0,58 (р. Ялпуг – з.ст. Комрат) 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). З метою порівняння цих величин побудовано відповідний графік (рис.3.8).

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 [79] 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 .

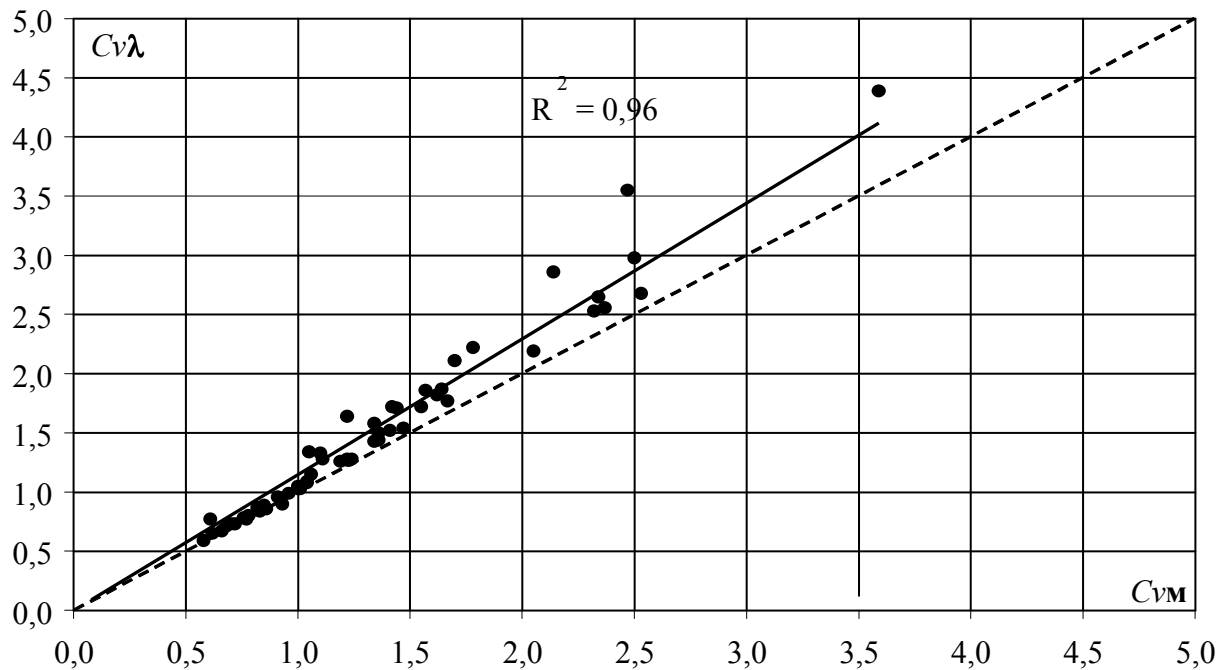


Рис. 3.8 - Порівняння коефіцієнтів варіації максимальних витрат води дощових паводків, розрахованих за методами моментів (вісь абсцис) і найбільшої правдоподібності (вісь ординат).

Значення коефіцієнтів асиметрії максимальних витрат води C_s змінюються від 0,16 (р. Ялпуг – з.ст. Комрат) до 11,25 (р. Чорний Ташлик – с.Тарасівка) 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 біноміальної кривої розподілу й трипараметричного гама-розподілу визначені витрати води забезпеченістю $P=1.0, 3.0, 5.0, 10.0\%$.

Для порівняння статистичних характеристик дощових паводків були виконані розрахунки витрат води 1 %-ї забезпеченості з використанням трипараметричного гама-розподілу (додаток В.2) і біноміальної кривої розподілу Пірсона III (додаток В.3).

Як видно з рис.3.9, величини максимальних витрат води 1 %-ї забезпеченості, розраховані за трипараметричним гама-розподілом і біноміальним розподілом Пірсона III, практично не різняться між собою. Це дозволяє при розрахунках однаковою мірою опиратися на характеристики максимальних витрат, розрахованих як на основі трипараметричної кривої розподілу, так і біноміальної кривої Пірсона III.

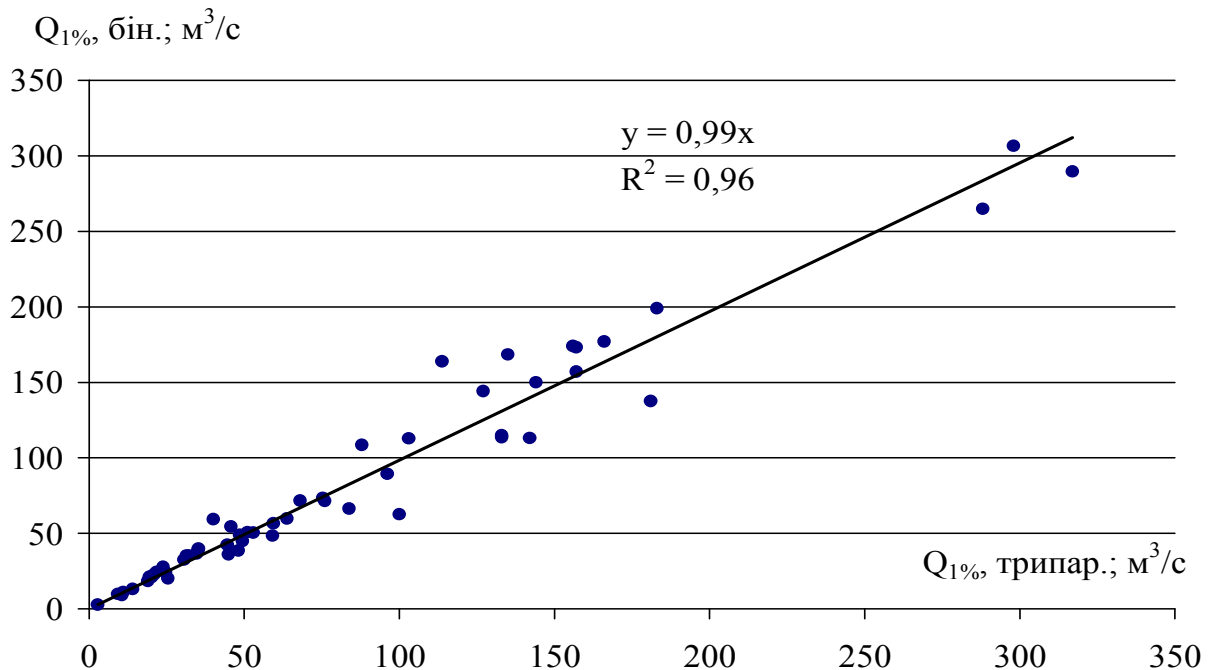


Рис. 3.9 - Порівняння максимальних витрат води 1%-ої забезпеченості, розрахованих за трипараметричним гама-розподілом (вісь абсцис) та біноміальним розподілом Пірсона III (вісь ординат).

Для багаторічних характеристик дощових паводків, одержаних нами і опублікованих в «Ресурсах поверхностных вод СССР. Т.6. Украина и Молдавия. Вып.1» (по 30 рядах тривалістю до 1969 року), можна зазначити, що величини максимальних витрат води дощових паводків 1%-ймовірності перевищення, наведені в Ресурсах поверхневих вод, значно вищі (на 43 %), ніж ті, що визначені при статистичній обробці даних по рядах стоку до 2010 р. (рис.3.10). 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.

З метою аналізу наведених у РПВ результатів була також проведена статистична обробка характеристик максимального стоку паводків теплового періоду за графоаналітичним методом. Порівняння витрат води $Q_{1\%}$, розрахованих за результатами статистичної обробки (станом на 2010 р.) із наведеними у довіднику РПВ (до 1969 р.) ілюструється рис. 3.11. Як видно, він мало чим відрізняється від рис. 3.10. Тим самим слід піддати сумніву ті результати статистичної обробки часових рядів дощових паводків, які наведені в РПВ (з використанням часових стокових рядів тривалістю до 1969 року). На практиці зазвичай не обмежуються розрахунком максимальних витрат води тільки 1%-ї ймовірності перевищення. Для

переходу до інших забезпеченостей рекомендується використовувати перехідні коефіцієнти λ_p , визначені із залежності $Q_p = f(Q_{1\%})$ (табл.3.1).

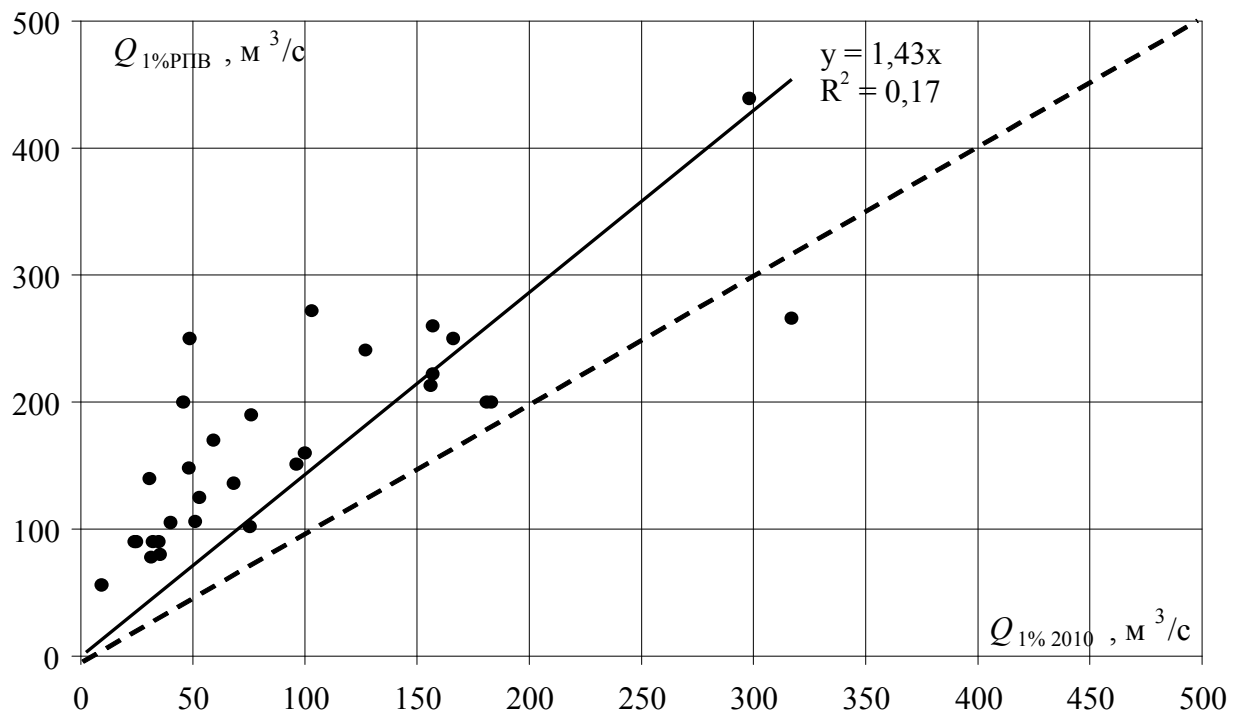


Рис. 3.10 - Порівняння максимальних витрат води 1%-ї забезпеченості, розрахованих за результатами статистичної обробки методом найбільшої правдоподібності, станом на 2010 р. (вісь абсцис), із наведеними у довіднику РПВ, до 1969 р. (вісь ординат).

Таблиця 3.1 - Перехідні коефіцієнти від максимальних витрат води дощових паводків опорної ($P=1\%$) забезпеченості до інших забезпеченостей ($P^0\%$)

$P^0\%$	1,0	3,0	5,0	10
λ_p	1,0	0,65	0,52	0,36

Досліджувану територію, згідно зі СНіП 2.01.14-83 [79], необхідно розглядати для трьох районів. Порівнюючи коефіцієнти λ_p , одержані за сучасними даними та наведені у СНіПі для 3-х районів, можна зрозуміти, що вони близькі до середнього арифметичного значення λ_p для цих

районів. Отже, ці величини є стійкими в часі та можуть використовуватись у подальших розрахунках.

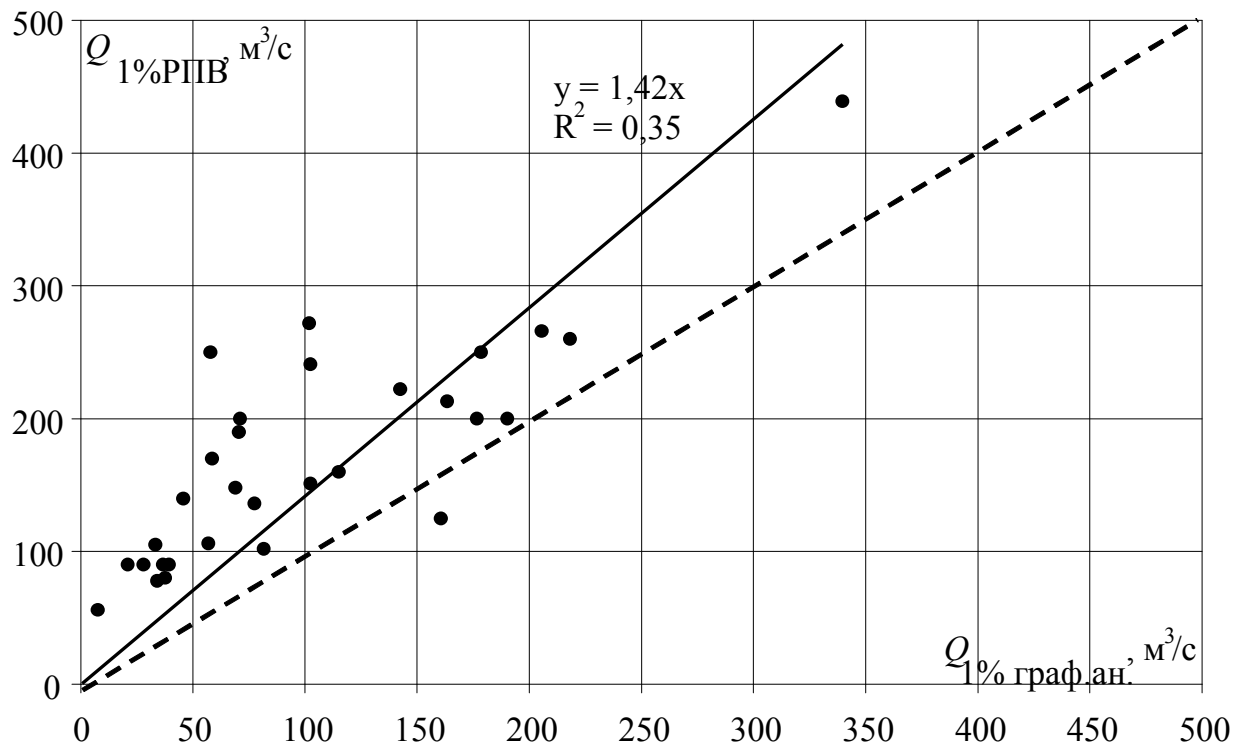


Рис. 3.11 - Порівняння максимальних витрат води дощових паводків 1%-ї забезпеченості, розрахованих за результатами статистичної обробки графоаналітичним методом, станом на 2010 р.(вісь абсцис), із наведеними у довіднику РПВ, станом на 1969 р. (вісь ординат).

3.3 Статистична обробка часових рядів максимальних шарів стоку дощових паводків річок Півдня України

Статистична обробка часових рядів шарів весняного стоку виконана тими ж методами, що раніше використовувалися під час розгляду максимальних витрат води, тобто методами моментів і найбільшої правдоподібності. 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, $F = 1190 \text{ км}^2$, $n = 7$ років) до 11 мм (р. Бужок – смт. Меджибож, $F = 698 \text{ км}^2$, $n = 35$ років).

Коефіцієнти варіації шарів стоку дощових паводків досліджуваних річок у методі найбільшої правдоподібності коливаються в межах від 0,56 (р.Калець – с. Перемога, $F=164 \text{ км}^2$, $n=16$ років) до 3,46 (р. Кагул – с.Гаваноси, $F=186 \text{ км}^2$, $n=17$ 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, $F=164 \text{ км}^2$, $n=16$ років) до 13,10 (р.Базавлук – с. Катерино-Наталівка, $F=1050 \text{ км}^2$, $n=36$ 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 різної ймовірності 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 та 48 мм відповідно), мінімальні значення величини $Y_{1\%}$ характерні для річок Громокля та Глузський Єланчик (3,3 та 3,6 мм відповідно).

Якщо порівняти величини шарів стоку дощових паводків 1%-ої ймовірності перевищення, наведені у РПВ, з одержаними при статистичній обробці (рис.3.12), то очевидно, що результати майже такі ж самі, як і у випадку з максимальними витратами води (див. рис. 3.11).

3.4 Статистична обробка часових рядів максимальних добових опадів

В роботі використані дані спостережень 72 метеорологічних станцій, найбільша кількість яких (55,6 %) має ряди спостережень у діапазоні 31-40 років (додаток В.6).

Статистичні параметри – середнє значення рядів \bar{H}_m , коефіцієнти варіації C_v й асиметрії C_s , а також коефіцієнти автокореляції $r(1)$ розраховувались за допомогою методів моментів і найбільшої правдоподібності.

Результати статистичної обробки часових рядів максимальних добових опадів наведені в додатку В.7.

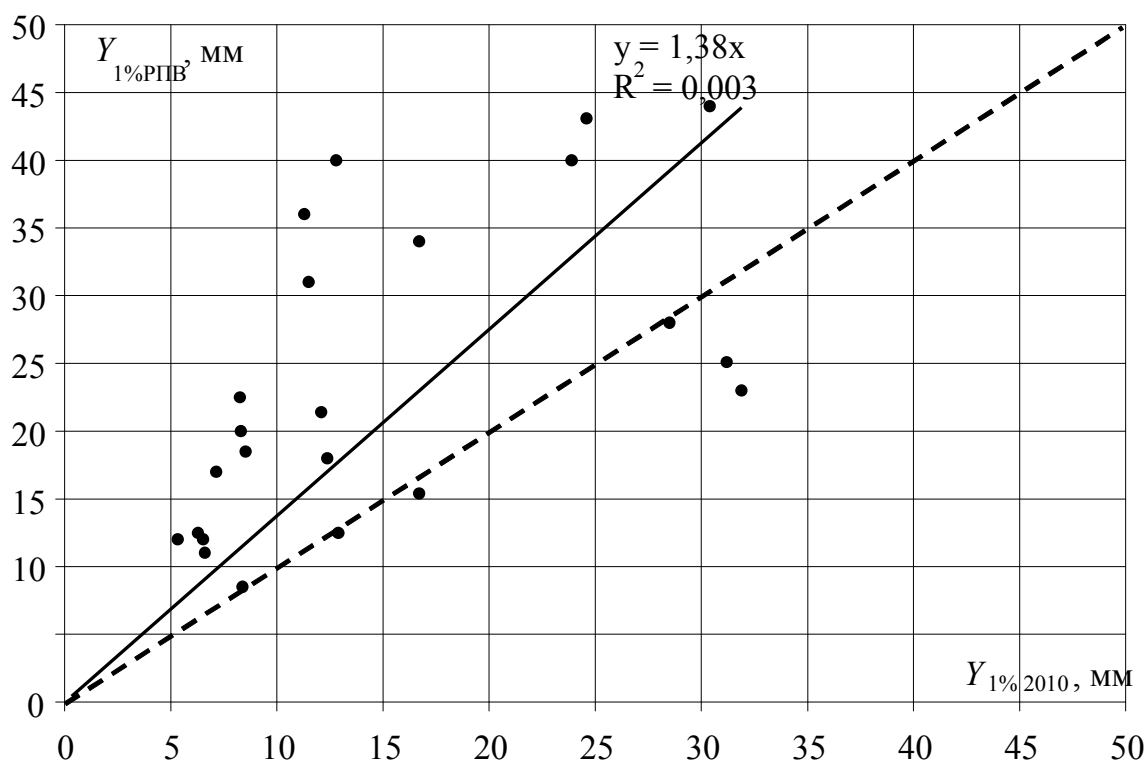


Рис. 3.12 - Порівняння шарів стоку дощових паводків 1%-ї забезпеченості, розрахованих за результатами статистичної обробки за методом найбільшої правдоподібності, станом на 2010 р. (вісь абсцис), із наведеними у довіднику РПВ, станом на 1969 р. (вісь ординат).

Найбільші значення $\overline{H_m}$ наявні по метеостанції Лебедівка (48,8 мм), а мінімальні – по метеостанціях Станіслав, Попелак (31 мм). Значення коефіцієнтів варіації $(C_v)_H$ варіюють у діапазоні від 0,29 (ст. Коротне, Чадир-Лунга) до 0,61-0,76 (Генічеськ, Каушани), а коефіцієнтів асиметрії $(C_v)_H$ – від 0,31 (ст. Велика Олександрівка) до 8,3 (ст. Коблеве), співвідношення $(C_s / C_v)_H$ в середньому дорівнює 4,0.

З урахуванням співвідношення $C_s / C_v = 4,0$, використовуючи ординати трипараметричного гама-розподілу, визначені максимальні добові опади різної ймовірності перевищення, які наведені в додатку В.8.

Найбільші добові опади 1%-ї ймовірності перевищення відзначені по метеостанціях Лебедівка та Тараклія (134 та 133 мм, відповідно), а найменші – по метеостанціях Коротне, Калінінське (62 та 64 мм відповідно). Якщо порівнювати ці значення з картою розподілу $H_{1\%}$, наведеною в СНіП 2.01.14-83, слід зазначити що, як і у випадку з максимальними витратами води та шарами стоку дощових паводків, наявне завищення розрахункових значень – на карті вони коливаються в межах 120-160 мм.

3.5 Уточнення величин добових опадів і розрахункових характеристик дощових паводків (максимальних витрат води і шарів стоку)

3.5.1 Аналіз просторової однорідності полів добових максимальних опадів і шарів стоку дощових паводків

Спостереження по кожному окремому об'єкту, що охоплюють лише 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 [61], 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 метеорологічних факторів стоку по басейнах навіть у гідрологічно однорідних районах. Ця причина породжує складову територіальної мінливості гідрологічних характеристик, яка вважається випадковою. Друга причина – відмінності в ландшафті й кліматі спільно досліджуваних об'єктів [12,61,63,67]. 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 $\sigma_{вин}^2$ та географічної $\sigma_{геогр}^2$ складових

$$\sigma_n^2 = \sigma_{вин}^2 + \sigma_{геогр}^2. \quad (3.15)$$

Повна дисперсія σ_n^2 певної статистичної характеристики оцінюється за формулою

$$\sigma_n^2 = \frac{\sum_{i=1}^k (A_i - A_{сер})^2}{k - 1}, \quad (3.16)$$

де i – індекс об'єкта;

k – кількість об'єктів, що розглядаються сумісно;

A_i – оцінка досліджуваного параметра по i -му об'єкту;

$A_{сер}$ – середнє з оцінок параметрів за всіма об'єктами

$$A_{сер} = \frac{\sum_{i=1}^k A_i}{k}. \quad (3.17)$$

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 $\sigma_{вин}^2$ параметра A розраховується як осереднена по k об'єктах дисперсія параметра

$$\sigma_{вин}^2 = \frac{\sum_{i=1}^k \sigma_{A_i}^2}{k}, \quad (3.18)$$

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 $\sigma_{вин}^2$.

$$\sigma_{геогр}^2 = \sigma_n^2 - \sigma_{вин}^2 \quad (3.19)$$

Порівнюючи ряди, можна об'єднати їх в одну сукупність, якщо

$$\sigma_{вин}^2 > \sigma_{геогр}^2. \quad (3.20)$$

Установлені середні районні значення добових опадів \bar{H}_m , коефіцієнти варіації C_v й співвідношення C_s/C_v наводяться в табл. 3.2.

Як видно з табл. 3.2, для добових максимумів опадів у всіх випадках географічна складова дисперсії має менші значення, ніж випадкова.

Отже, всі дані за цими величинами можна об'єднати в один район. З урахуванням районування розрахункове значення $\bar{H}_{1\%} = 92$ мм, що близьке до величини, визначеної за результатами стандартної статистичної обробки ($\bar{H}_{1\%} = 96$ мм).

Таблиця 3.2 - Значення випадкової й географічної складових дисперсії добових опадів на території Півдня України

Характеристики	Кількість постів	Дисперсія			Середнє районне значення
		σ_n^2	$\sigma_{вин}^2$	$\sigma_{геогр}^2$	
\bar{H}_m , мм	72	19,74	10,77	8,97	39.7
C_v	72	0,008	0,008	-0,001	0,42
$C_s/C_v=3,0$					

Стосовно шарів стоку \bar{Y}_m ситуація дещо інша. Як видно з табл. 3.3, в один район поєднуються дані за 44 водозборами з 55 (із середнім значенням $\bar{Y}_m = 1,7$ мм), а 11 пунктів належать до іншого району (із середнім значенням $\bar{Y}_m = 5,3$ мм).

Таблиця 3.3 - Значення випадкової й географічної складових дисперсії шарів стоку дощових паводків на території Півдня України

Характеристики	Кількість постів	Дисперсія			Середнє районне значення, \bar{Y}_m , мм
		σ_n^2	$\sigma_{вин}^2$	$\sigma_{геогр}^2$	
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–сміт Тараклія) і два – у Приазов'ї (р.Малий Кальчик – с. Кременівка, р.Кальміус – м.Донецьк (сміт Авдотьїне).

Згідно із [61], якщо не виявлені об'єктивні причини такого розподілу, їх можна також віднести до визначеного району. Результати районування досліджуваної території за шарами паводкового стоку представлені картосхемою (рис.3.13).

Проведений аналіз однорідності полів добових максимумів опадів у теплу пору року і шарів паводкового стоку приводить до важливих висновків:

1. За характером розподілу добових максимумів дощових опадів за всіма статистичними параметрами: середнім (\bar{H}_m), коефіцієнтами варіації (C_v) та співвідношенням (C_s/C_v) досліджувана територія є статистично однорідною. З цього випливає важливе положення щодо науково-методичних підходів до просторового узагальнення \bar{H}_m . Вони підлягають у межах досліджуваної території об'єднанню в одну статистичну вибірку і, таким чином, не можуть відображатися ізолініями, як це прийнято у чинному в Україні СНіП 2.01.14-83.

2. Використання сумісного аналізу до такої розрахункової характеристики як шар паводкового стоку, порівняно з добовими опадами, є дещо формальним, бо відомо, що шари стоку деякою мірою залежать від площ водозборів. У нашому розпорядженні по Півдню України, зокрема, відсутні гідрологічні спостереження за стоком річок у діапазонах водозбірних площ $F < 30 \text{ км}^2$. Що ж до наявних матеріалів, то вони охоплюють в основному середні водозбори. За їх статистичними характеристиками вдалося виділити два райони. Один із них належить до лісостепової, а інший – переважно до степової зони.

Виходячи з цих обставин, нами в подальшому здійснювалось уточнення розрахункових добових максимумів опадів і шарів паводкового стоку.

3.5.2 Уточнення розрахункових характеристик добових опадів і дощових паводків за методами повторюваності екстремумів

Як уже зазначалося, величини максимальних витрат і шарів стоку різної забезпеченості, визначені в результаті стандартної статистичної обробки, не завжди є досить надійними. Особливістю дощових паводків на території, яка розглядається, є те, що вони формуються найчастіше на невеликих водозборах, які одночасно зрошуються зливовими опадами. Тривалість спостережень на таких водозборах, як і в цілому по території, не досить велика (в середньому 30-40 років), а коефіцієнти варіації максимальних дощових витрат води досягають великих значень (більше за 1,0).

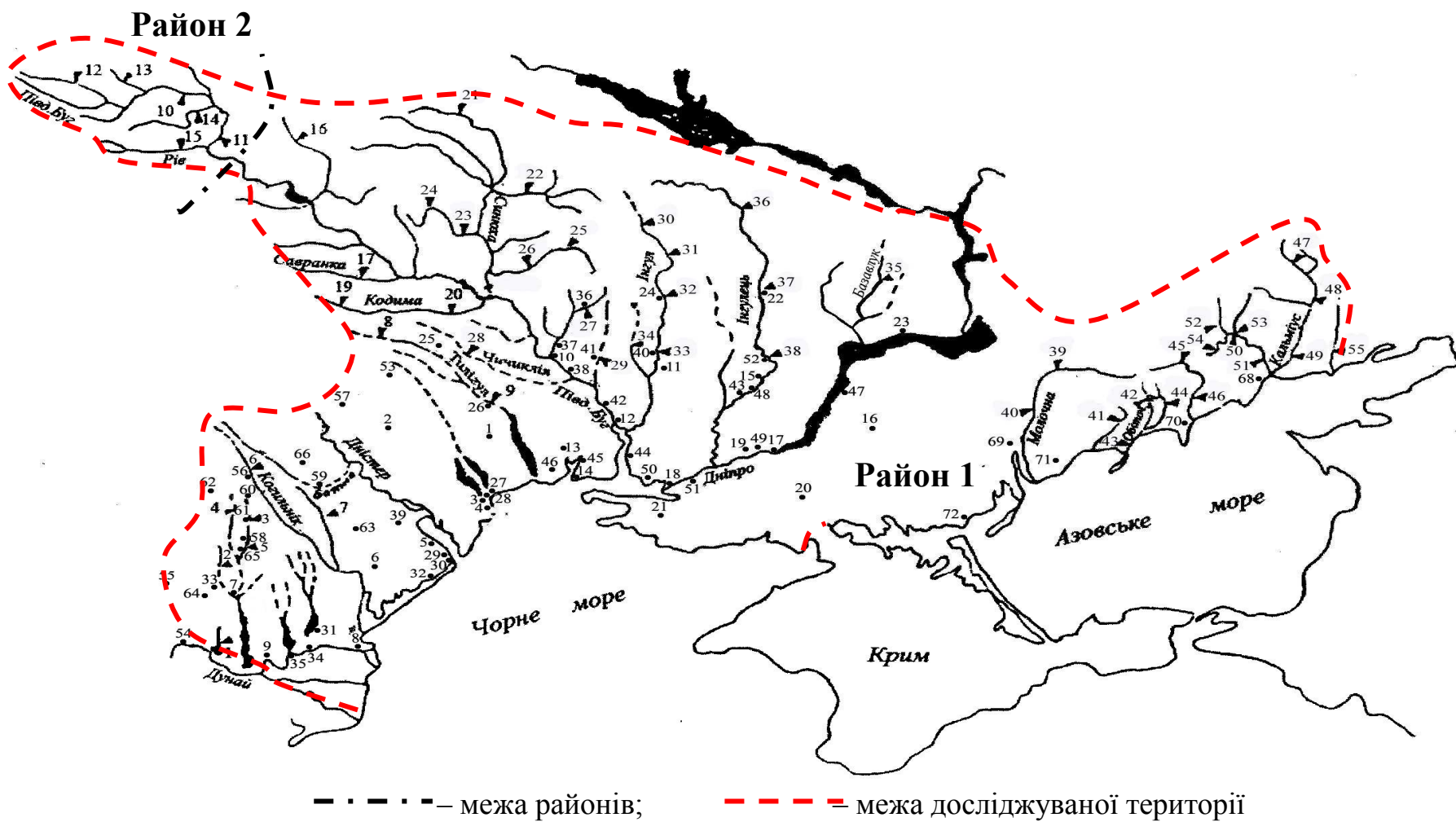


Рис.3.13 - Картосхема районування території Півдня України за максимальними шарами паводкового стоку.

Отже, поєднання цих чинників може призвести до того, що стандартні теоретичні криві розподілу будуть недостатньо узгоджуватися з емпіричним розподілом, особливо в області малих забезпеченостей.

Для перевірки відповідності узагальнених кривих стоку емпіричному матеріалу часто використовується критерій Колмогорова [56].

Але критерій Колмогорова характеризує, по суті, відповідність кривих у середній частині, тобто в зоні доволі великих значень ймовірності $P(x)$, а криві, що розглядаються (трипараметричного гама-розподілу та Пірсона III типу), майже збігаються в середній частині. Стосовно абсолютних значень $P(\lambda)$ неможливо встановити, наскільки повинна бути малою ймовірність $P(\lambda)$ для того, щоб визнати невідповідність прийнятих кривих емпіричному матеріалу [56].

Більші можливості надає застосування *методу статистичних випробувань* – дослідження повторюваності екстремумів, що призводить до побудови кривої забезпеченості забезпеченостей максимальних (мінімальних) членів рядів [56]. Теоретичний розподіл забезпеченостей крайніх членів вибірки $P_{p(x)}$ можна записати таким чином:

а) для максимальних членів

$$P_{p(x)} = [1 - P(x)]^n; \quad (3.21)$$

б) для мінімальних членів

$$P_{p(x)} = 1 - P(x)^n, \quad (3.22)$$

де $P(x)$ – забезпеченість у часових рядах;

n – обсяг вибірок, із яких вибираються екстремуми.

З іншого боку,

$$P_{p(x)} = \frac{m}{N + 1}, \quad (3.23)$$

m – порядковий номер спадного ряду;

N – кількість об'єктів.

На практиці зручніше будувати криві забезпеченості, розташовуючи їх у ряд зростання. Для цього випадку формули (3.21) і (3.22) можна записати у вигляді [56]:

$$P(x) = 1 - [1 - P_{p(x)}]^{1/n}, \quad (3.24)$$

$$P(x) = 1 - P_{p(x)}^{1/n}. \quad (3.25)$$

Як показали розрахунки, часові ряди спостережених максимальних витрат води, шарів стоку та добових опадів, на основі яких були визначені величини C_v і C_s , для більшості створів характеризуються, насамперед, великою мінливістю й мають значну додатну асиметрію. При цьому для деяких річок окремі найбільші дощові витрати води й шари стоку паводків, зареєстровані за період спостережень, різко відрізняються за своїми величинами. Тому для уточнення одержаних статистичних характеристик стоку дощових паводків і добових опадів було застосовано метод повторюваності екстремумів або забезпеченості забезпеченостей.

З рядів вихідних даних по кожному посту тривалістю n_i були визначені максимальні за період спостережень добові опади. Далі для значень H_m , розташованих у спадному порядку, за формулами (3.24) і (3.23) були розраховані забезпеченості максимальних членів вибірок і побудована відповідна крива забезпеченості, яка наводиться нижче (рис. 3.14), а на її основі визначено $H_{1\%} = 96$ мм.

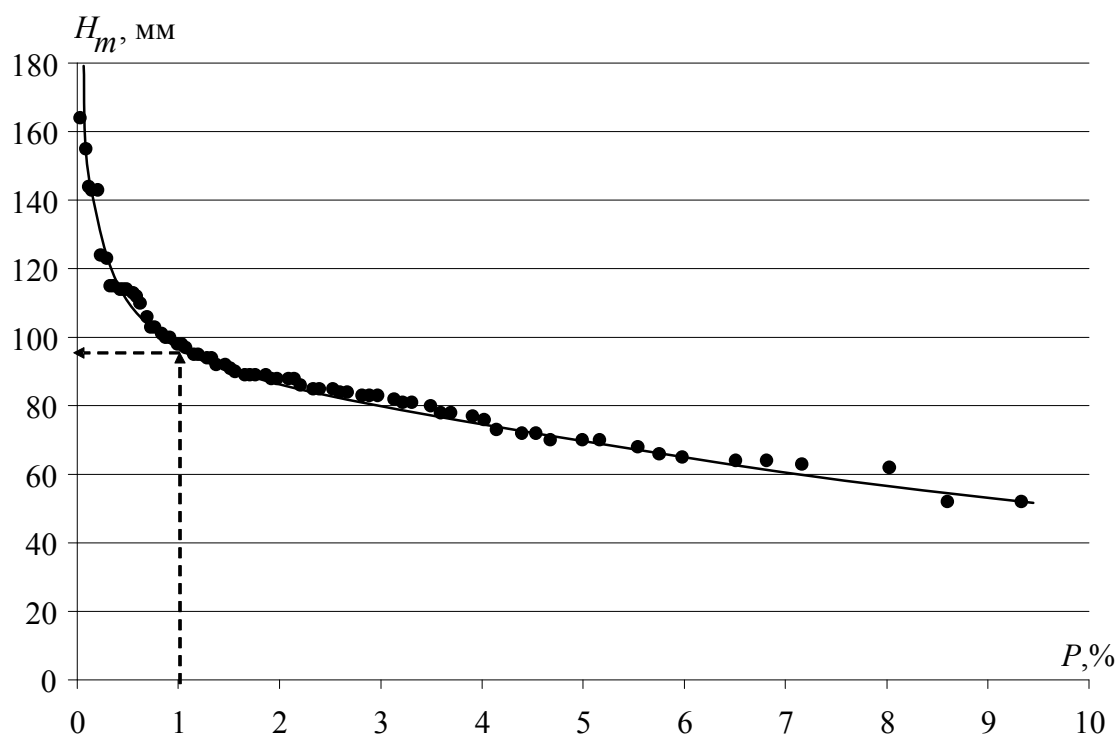


Рис. 3.14 - Крива забезпеченості просторового розподілу максимальних добових опадів на території Півдня України.

Можливий ще один варіант для уточнення розрахункових шарів максимальних добових опадів. За рекомендацією [56], просторовому узагальненню можуть підлягати не лише екстремуми часових рядів, а й їх квантильні значення. З цією метою можна здійснити просторове узагальнення $H_{1\%}$, яке попередньо було встановлено за індивідуальними часовими рядами. Відповідна крива забезпеченості забезпеченостей наводиться на рис.3.15.

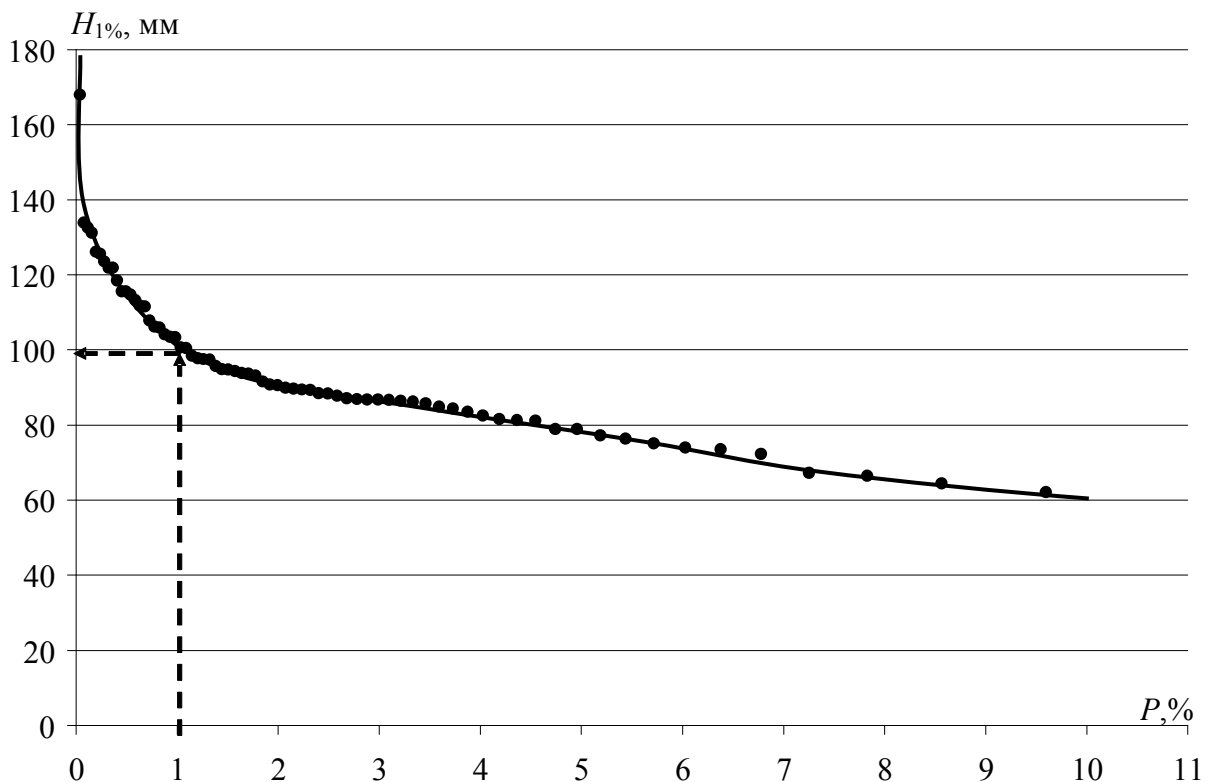


Рис.3.15 - Крива забезпеченості просторового розподілу 1%-х квантилів максимальних добових опадів на території Півдня України.

За допомогою кривої, наведеної на рис.3.15, встановлено остаточне розрахункове значення $H_{1\%}$ для досліджуваної території, яке дорівнює 100 мм [48].

Дещо по іншому здійснювалось уточнення розрахункових шарів паводкового стоку $Y_{1\%}$. Спочатку по районах були побудовані залежності $Y_{1\%}$ від площ річкових водозборів F (рис. 3.16).

Вони, не зважаючи на нестачу даних по невеликих річках, все ж дозволяють одержати відповідні регіональні залежності:

- для першого району:

$$Y_{1\%} = 40e^{-0,47 \lg(F+1)}, \quad (3.26)$$

- для другого району:

$$Y_{1\%} = 70e^{-0,24 \lg(F+1)}. \quad (3.27)$$

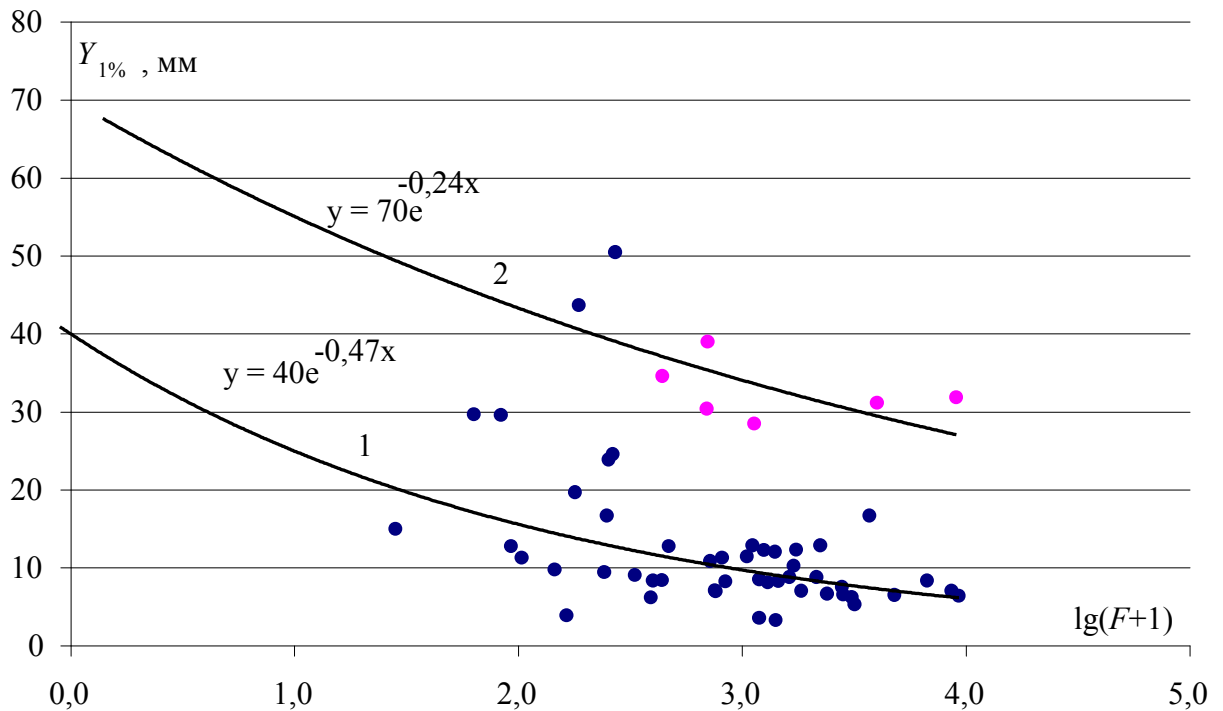


Рис.3.16 - Залежність шарів паводкового стоку від площі річкових водозборів, мм (біля кривих - номери районів).

Беручи до уваги деяку умовність екстраполяції залежностей $Y_{1\%} = Y_{1\%} = f[\lg(F+1)]$ в область $F < 30 \text{ км}^2$, можна вважати, що верхні граничні значення не суперечать даним інших дослідників. Зокрема, за А.М. Бефані [9,10,14], у першому районі шар стокоутворення $S_{1\%}$ (еквівалент $Y_{1\%}$ при $F=0$) знаходиться у межах 30-50 мм, а в другому – 50-60 мм. Для балки Молочна ($F=0,36 \text{ км}^2$) там же наводиться $S_{1\%}=79 \text{ мм}$, для нагірної каналі біля с.Пологи – Волноваха ($F=0,39 \text{ км}^2$) – $S_{1\%}=58 \text{ мм}$, для р. Громоклія – с.Женево ($F=484 \text{ км}^2$) – $S_{1\%}=45 \text{ мм}$.

На основі рівнянь (3.26) і (3.27) розраховувались значення $Y_{1\%}$ для усіх водозборів.

Ретельного розрахунку й уточнення потребують також максимальні модулі стоку опорної забезпеченості $q_{1\%}$. З метою уточнення величин

$q_{1\%}$ спочатку по кожному посту були визначені максимальні за період спостережень значення витрат води Q_m і модулів стоку q_m . Після цього здійснено узагальнення q_m у вигляді їх залежності від площ водозборів (рис. 3.17).

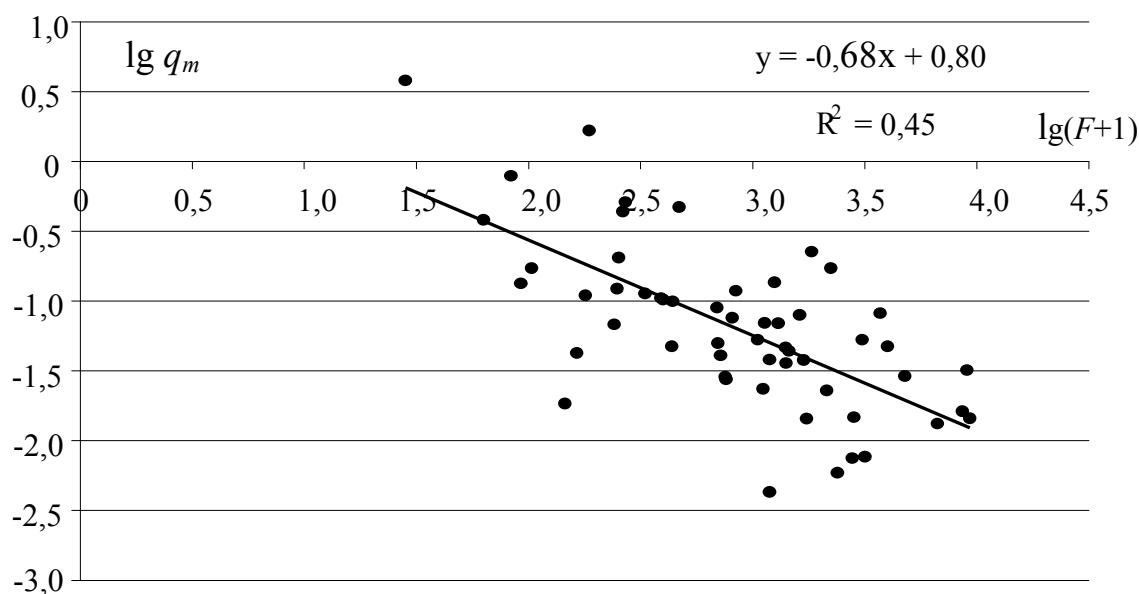


Рис.3.17 - Залежність максимальних модулів стоку паводків від площ водозборів річок Півдня України.

З урахуванням одержаної редуційної залежності формулу для розрахунку максимальних модулів стоку можна записати у вигляді:

$$q_m = \frac{q'_m}{(F + 1)^{n_1}}, \quad (3.28)$$

де q'_m – максимальний модуль схилового припливу за період спостережень;

F – площа водозборів;

n_1 – показник степеня редуції q_m за площею.

Далі, для значень $q'_m = q_m(F + 1)^{0,68}$, розташованих в спадному порядку, за формулою (3.24) розрахована забезпеченість максимальних членів вибірки і побудована крива забезпеченості (рис. 3.18). За цією кривою забезпеченості $q'_{1\%} = 10 \text{ м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$.

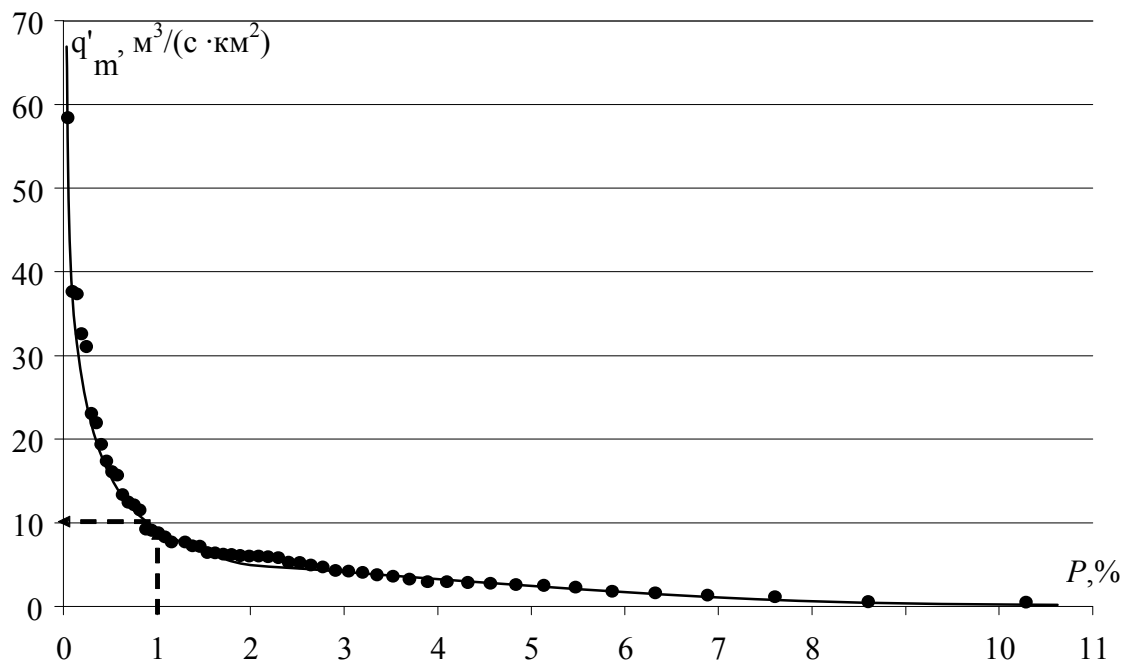


Рис. 3.18 - Крива забезпеченості просторового розподілу максимальних модулів схилового припливу на території Півдня України.

Як і у випадку з добовими максимумами опадів і шарів паводкового стоку, на основі кривої трипараметричного гама-розподілу були визначені $q_{1\%}$ по кожному пункту, які в подальшому узагальнені у вигляді залежності від площ річкових водозборів (рис. 3.19). Описується вона рівнянням

$$q_{1\%} = \frac{q'_{1\%}}{(F + 1)^{0,73}}. \quad (3.29)$$

З урахуванням цієї редуційної залежності, для кожного водозбору визначені значення $q'_{1\%}$ узагальнені по території за допомогою методу забезпеченості забезпеченостей (додаток В.9). Відповідна крива забезпеченості $q'_{1\%} = f(P)$ наведена на рис. 3.20.

За її допомогою розрахункові значення для всієї території Півдня України $q'_{1\%} = 14 \text{ м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$. За формулою вигляду (3.29), з урахуванням $q'_{1\%} = 14 \text{ м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$ та $n_1 = 0,73$ уточнені розрахункові значення $q_{1\%}$ наведені в додатку В.9.

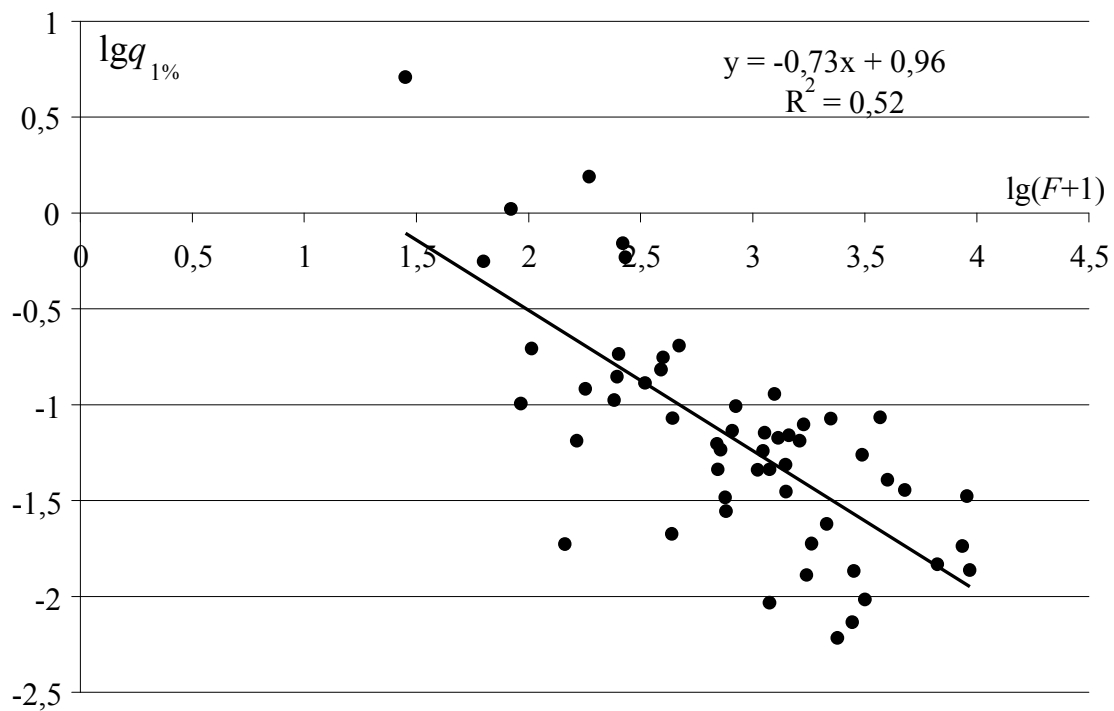


Рис.3.19 - Залежність максимальних модулів стоку паводків 1%-ї забезпеченості від площ водозборів річок Півдня України.

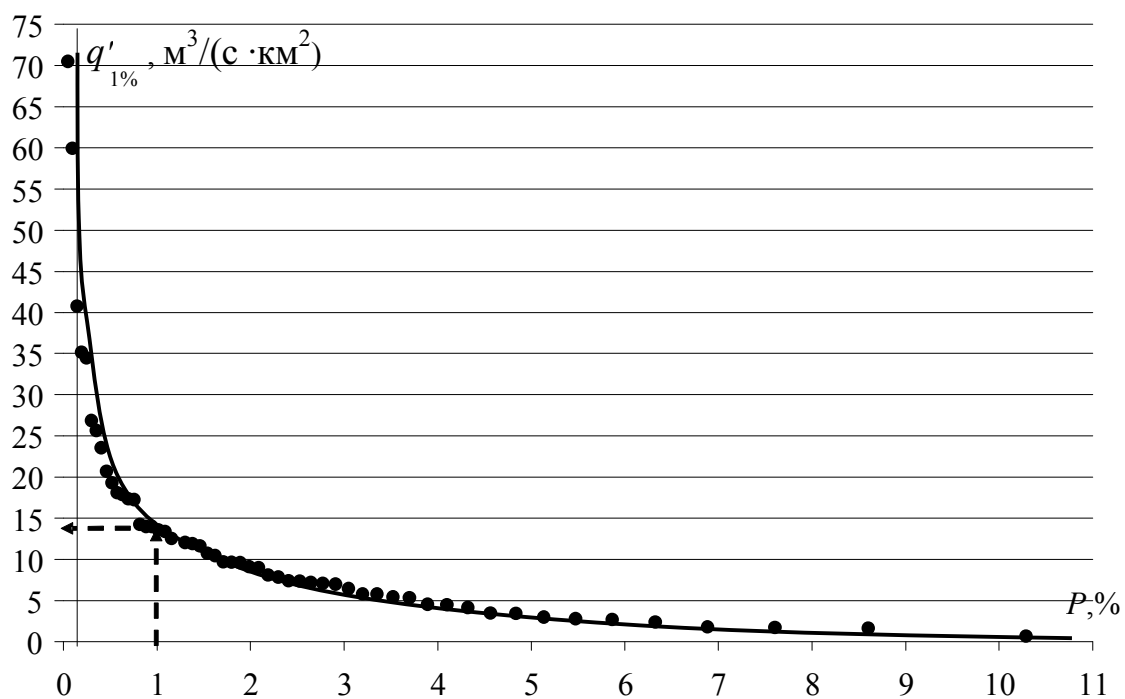


Рис. 3.20 - Крива забезпеченості просторового розподілу 1%-х квантилів максимальних модулів схилового припливу для території Півдня України.

Раніше зазначалось, що невеликі водозбори ($F < 30 \text{ км}^2$) майже не висвітлені матеріалами спостережень за гідрологічним режимом річок досліджуваної території. Проте, є можливість запропонувати методику, за допомогою якої можна ліквідувати цей недолік. Дійсно, відповідно до (2.142)

$$q'_{1\%} = 0,28 \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} H_{1\%} \eta_0. \quad (3.30)$$

Як відомо

$$\eta_0 = \frac{(Y_m)_{F=0}}{H_m}, \quad (3.31)$$

де Y_m – шар стокоутворення після закінчення спаду схилового стікання;

H_m – шар дощових опадів.

За своєю структурою η_0 , зазвичай, є точковою характеристикою у рівнянні (3.31). Тому шар паводкового стоку Y_m , який відповідає періоду формування схилового стоку, також можна віднести до умовної площі водозбору $F = 0$. На залежностях (3.26) і (3.27) при $F = 0$ шар стоку $Y_{1\%}$ при $F = 0$ у першому районі дорівнює 40 мм, а у другому – 70 мм. Якщо взяти до уваги, що розрахунковий шар добових опадів $H_{1\%}$ дорівнює 100 мм, то η_0 у першому районі буде становити 0,40, а у другому – 0,70.

Таким чином, з врахуванням $\frac{n+1}{n} = 3,5$, $T_0 = 2,5$ год за (3.30) визначені такі розрахункові значення $q'_{1\%}$: для першого району $q'_{1\%} = 15,7 \text{ м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$, для другого – $q'_{1\%} = 27,4 \text{ м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$. Регіональні рівняння для уточнення розрахункових модулів стоку $q_{1\%}$ при визначених величинах $q'_{1\%}$ мають такий вигляд:

- для першого району

$$q_{1\%} = \frac{15,7}{(F+1)^{0,73}}, \quad (3.32)$$

- для другого району

$$q_{1\%} = \frac{27,4}{(F+1)^{0,73}}. \quad (3.33)$$

Розрахункові максимальні модулі паводкового стоку забезпеченістю $P=1\%$ уточнювалися при цих значеннях $q_1\%$ та наявності редуційних залежностей: у першому районі за формулою (3.32), у другому - (3.33).

Визначені за (3.32) і (3.33) максимальні модулі паводків $q_1\%$ наведені в табл. 3.4. Змінюються уточнені величини $q_1\%$ від 1,34 (б.Гаваноси - с.Гаваноси) до 0,02 (Інгулець - с.Могилівка, м.Кривий Ріг). Саме вони використані для нормування розрахункових характеристик максимального стоку дощових паводків на території Півдня України.

Таблиця 3.4 - Розрахункові максимальні модулі стоку дощових паводків річок Півдня України

Номер поста	Річка-пост	F , км ²	Район	$q_1\%$, м ³ /(с·км ²)
1	Кагул-с.Гаваноси	186	1	0,34
2	б.Гаваноси - с.Гаваноси	28,2	1	1,34
3	Ялпуг - ст.Комрат	241	1	0,29
4	Муса - ст.Комрат	83,5	1	0,62
5	б.Тараклія – смт. Тараклія	103	1	0,53
6	Когильник – смт. Котовське	179	1	0,35
7	Сарата - с.Сарата	1110	1	0,09
8	Тилігул-с.Ново-Українка	810	1	0,12
9	Тилігул- м.Березівка	3170	1	0,04
10	Південний Буг-с.Лелітка	4000	2	0,06
11	Південний Буг-с.Сабарів	9010	2	0,04
12	Бужок-сmt Меджибож	698	2	0,23
13	Іква-сmt Стара Синява	439	2	0,32
14	Згар-сmt Літин	692	2	0,23
15	Рів-с.Демидівка	1130	2	0,16
16	Соб-с.Зозів	92,5	1	0,57
17	Савранка-с.Осички	1740	1	0,07
18	Синиця-с.Кам'яний Брід	753	1	0,12
19	Кодима-с.Обжила	145	1	0,41
20	Кодима-с.Катеринка	2390	1	0,05
21	Гнилий Тікич-сmt Лисянка	1450	1	0,08
22	Велика Вись-с.Ямпіль	2820	1	0,05
23	Ятрань-с.Покотилове	2140	1	0,06
24	Циганка-с.Краснопілля	248	1	0,28
25	Чорний Ташлик-с.Піщаний Брід	1830	1	0,07
26	Чорний Ташлик-с.Тарасівка	2230	1	0,06

Продовження табл.3.4

Номер поста	Річка-пост	F , км ²	Район	$q_{1\%}$, м ³ /(с·км ²)
27	Мертвовід- с. Крива Пустош	252	1	0,28
28	Чичиклія-с.Василівка	436	1	0,19
29	Гнилий Єланець-с.Женево-Криворіжжя	1190	1	0,09
30	Інгул-м.Кіровоград	840	1	0,12
31	Інгул-с.Інгуло-Кам'янка	3080	1	0,04
32	Інгул-с.Седнівка	4770	1	0,03
33	Інгул-с.Новогорожене	6670	1	0,03
34	Громоклія-с.Михайлівка	1410	1	0,08
35	Базавлук-с.Катерино-Наталівка	1050	1	0,10
36	Інгулець-с.Олександро-Степанівка	1400	1	0,08
37	Інгулець-м.Кривий Ріг	8600	1	0,02
38	Інгулець-с.Могилівка	9280	1	0,02
39	Молочна-м.Токмак	760	1	0,12
40	Молочна-с.Терпіння	2780	1	0,05
41	Лозуватка-с.Новоолексіївка	331	1	0,23
42	Обитічна-с.Шевченко	390	1	0,20
43	Обитічна-м.Приморськ	1300	1	0,08
44	Кильтиччя-с.Новотроїцьке	398	1	0,20
45	Берда-с.Захарівка	718	1	0,13
46	Берда-с.Осипенко	1620	1	0,07
47	Кальміус-м.Донецьк (сmt Авдотїне)	263	1	0,27
48	Кальміус-с.Раздольне	1690	1	0,07
49	Кальміус-сmt Сартана (сmt Приморське)	3700	1	0,04
50	Кальчик-с.Кременівка	469	1	0,18
51	Кальчик-м.Маріуполь	1250	1	0,09
52	б. Полкова-с.Кременівка	63,0	1	0,75
53	Малий Кальчик-с.Кременівка	270	1	0,26
54	Калець-х.Перемога	164	1	0,38
55	Глузський Єланчик-с.Гусельщикове	1190	1	0,09

РОЗДІЛ 4

ОБҐРУНТУВАННЯ Й РЕАЛІЗАЦІЯ МЕТОДИЧНОЇ БАЗИ ДЛЯ НОРМУВАННЯ РОЗРАХУНКОВИХ ХАРАКТЕРИСТИК ДОЩОВИХ ПАВОДКІВ НА ТЕРИТОРІЇ ПІВДНЯ УКРАЇНИ

4.1 Вихідні матеріали

Для аналізу характеристик стоку дощових паводків розглядається територія всього Півдня України. Крім басейну р. Південний Буг і межиріччя Південний Буг–Дністер, залучені дані по р.Інгулець, річках Причорноморської низовини та прилеглих територій.

За вихідні взяті матеріали режимних видань за багаторічний період спостережень за гідрологічними характеристиками паводків *«Ресурсы поверхностных вод СССР. Т.6. Украина и Молдавия»* (вып.1-3), *«Основные гидрологические характеристики»*, *«Багаторічні дані про режим та ресурси поверхневих вод суші»*, Ч.1. Річки, вип. 1, *«Щорічні дані про режим та ресурси поверхневих вод суші»*, Ч.1. Річки і канали, Т. II, вип. 1 (Державний водний кадастр, Центральна геофізична обсерваторія) станом на 2010 рік. Були також залучені багаторічні метеорологічні дані про максимальні добові опади теплого періоду на досліджуваній території, запозичені з державних довідкових видань, а також із оперативних архівів Українського науково-дослідного гідрометеорологічного інституту.

Переважну частину досліджуваної території займає Причорноморська низовина і тільки на південному сході протікають річки Приазовської височини. Переважна рівнинність території зумовлює спокійний характер течії з невеликими уклонами, русла річок звивисті, мало розгалужені. Уклони на середніх річках – 0,3-1,5 ‰, малі річки та річки Приазовської височини мають уклони значно вищі (від 0,8 до 9,5 ‰). Основні гідрографічні характеристики річок Півдня України наведені в додатку Д.1.

Для вказаних водозборів річок вихідними матеріалами за стоком дощових паводків були взяті багаторічні дані 55 гідрологічних постів, із тривалими спостереженнями. По території пости розміщені досить рівномірно (рис.4.1), а відомості про них наведені у додатку А.

Початок гідрологічних спостережень на цій території припадає на 1915-1931рр. На окремих басейнах річок виміри витрат води розпочаті у 1915, 1916, 1926 роках, але масові роботи з вивчення стоку річок розпочалися протягом 1945-1955 рр.

4.1.1 Гідрометеорологічна вивченість досліджуваної території

Діапазон водозбірних площ охоплює басейни за площами від 28.2 км² (б. Гаваноси – с.Гаваноси) до 9280 км² (р.Інгулець – с.Могилівка)
Всі річки належать до малих і середніх (табл.4.1).

Таблиця 4.1 - Розподіл водозборів за тривалістю спостережень і величиною їх площ

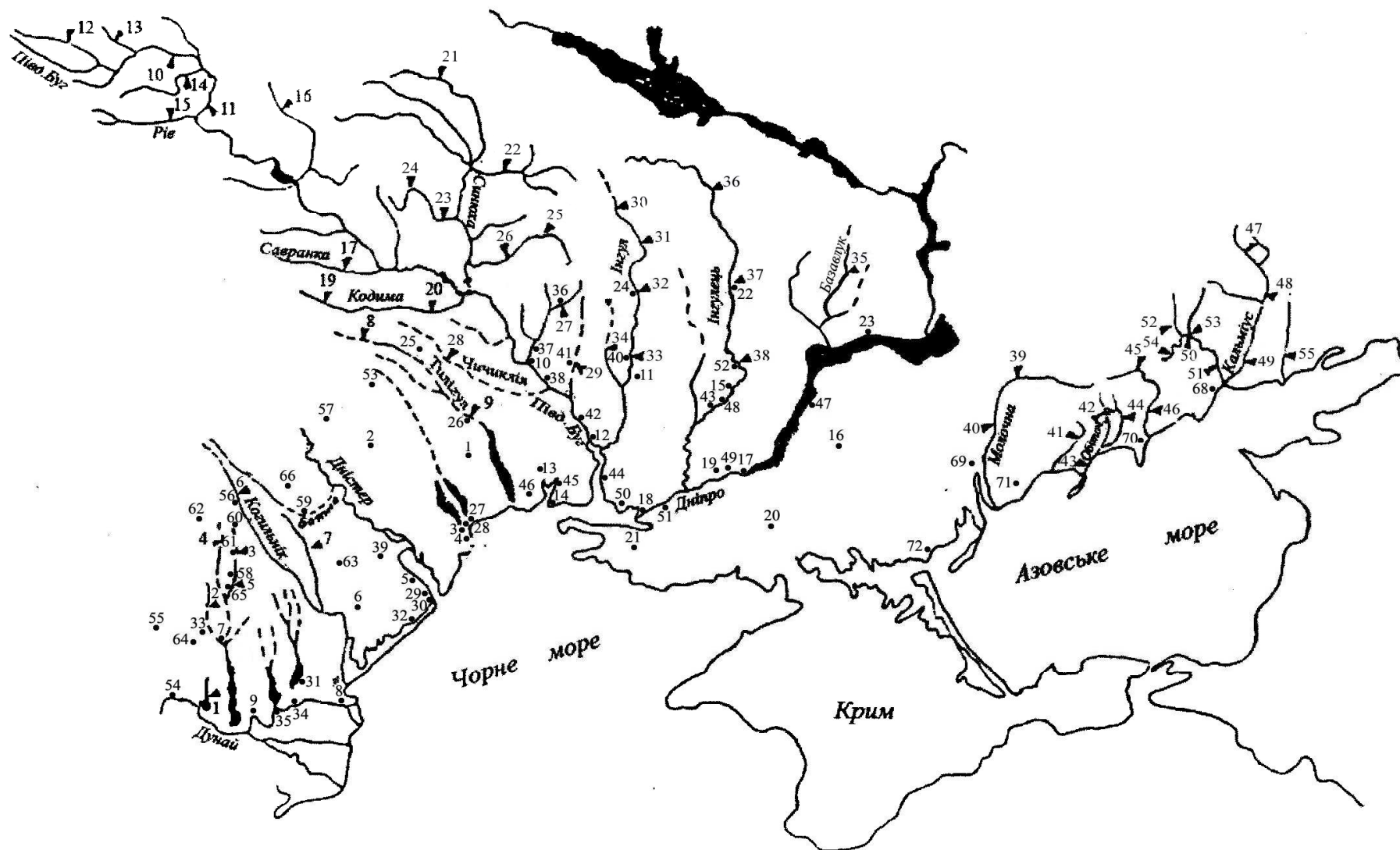
Площа водозбору, км ²	Кількість гідрологічних постів із періодом спостережень, роки							
	≤ 10	11 - 20	21 - 30	31 - 40	41 - 50	≥ 50	Всього	
≤ 100	1	2	-	-	-	1	4	7,3
101 – 1000	-	6	4	3	6	4	23	41,8
1001 – 5000	3	-	5	6	-	10	24	43,6
5001 – 10000	-	-	-	2	-	2	4	7,3
Всього	4	8	9	11	6	17	55	100
%	7,3	14,5	16,4	20,0	10,9	30,9	100	

Як видно з табл. 4.1, недостатньо вивченими є водозбори з площами до 100 км² та в діапазоні від 5001 до 10000 км² – їх частка становить лише 7,3 %. Найбільша кількість гідрологічних постів (43,6 % від загальної їх кількості) мають величини площ водозборів у діапазоні від 101 до 1000 км², а для 41,8 % – розміри водозборів коливаються в межах від 1001 до 5000 км².

Одним із основних показників гідрологічної вивченості території є тривалість стокових спостережень на річках. Станом на 2010 р., на досліджуваній території 17 постів (30,9 % від загальної кількості) мають ряди спостережень більші за 50 років. Ряди довжиною 21-30 років є на 9 постах (16,4 %), менші за 20 років – на 8 постах, а менші за 10 років – лише на 4 постах. В основному (51,8 % водопостів) часові гідрологічні ряди достатньо тривалі і становлять 25-50 років (див. табл. 4.1).

Метеорологічні станції, на яких ведуться спостереження за метеорологічними величинами, розміщені по території нерівномірно (рис.4.1). Найменша кількість їх розташована у межах Приазовської височини та в середній частині р. Південний Буг. В табл. 4.2 наводяться дані про періоди спостережень за опадами на території Півдня України.

Як видно з табл. 4.2, кількість років спостережень ≤ 10 та 11-20 невелика – їх частка становить лише 1,4 % та 5,6 % відповідно. Найбільша кількість метеорологічних станцій (43,1% від загальної їх кількості) мають ряди спостережень у діапазоні від 31 до 40 років.



▼ – гідрологічний пост; • – метеорологічна станція

Рис. 4.1 - Гідрометеорологічна мережа спостережень в басейнах південної частини України.

Таблиця 4.2 - Розподіл метеорологічних станцій і постів за тривалістю спостережень

Кількість метеорологічних станцій з періодом спостережень, роки							
≤ 10	11 - 20	21 - 30	31 - 40	41 - 50	≥ 50	Всього	%
1	4	16	31	6	14	72	100
1,4 %	5,6 %	22,2 %	43,1 %	8,3 %	19,4 %	100 %	

4.1.2 Точність вихідної інформації за розрахунковими характеристиками дощових паводків на території Півдня України

Для об'єктивної оцінки точності обчислення максимальних витрат води різної ймовірності перевищення необхідно визначити їхню середню квадратичну похибку [68,78, 87].

Середню квадратичну похибку квантилів 1%-ї ймовірності перевищення можна обчислити за допомогою кривої Пірсона III типу, виходячи із двох перших вибірових статистичних моментів і заданого співвідношення між коефіцієнтами варіації й асиметрії, наприклад, за методикою Г.А. Алексєєва [6,7]

$$\sigma_{x_p}^2 = (1 + C_v \Phi_P)^2 \cdot \sigma_{\bar{x}}^2 + \left(\Phi_P + \lambda C_v \frac{\partial \Phi_P}{\partial C_s} \right)^2 (\bar{x}_\sigma C_v)^2, \quad (4.1)$$

де n – кількість років спостережень;

$\frac{\partial \Phi_P}{\partial C_s}$ – похідна, яка приблизно може розраховуватись за формулою

$$\frac{\Delta \Phi_P}{\Delta C_s} = \frac{\Phi(P, C_s + \Delta C_s) - \Phi(P, C_s)}{\Delta C_s}; \quad (4.2)$$

де C_v – коефіцієнт варіації;

C_s – коефіцієнт асиметрії;

Φ_P – нормовані ординати біноміальної кривої розподілу забезпеченістю $P\%$.

За допомогою сусідніх значень $\Phi(P, C_s)$ і $\Phi(P, C_s + \Delta C_s)$ та таблиці нормованих квантилів кривої Пірсона III типу для гама-розподілу при ви-

користанні методу моментів середню квадратичну похибку квантилів σ_{Q_P} визначають за формулою

$$\sigma_{Q_P} = \frac{\sigma}{\sqrt{n}} \sqrt{k_P^2 + \frac{1+3C_v}{2} \left(\frac{dk_P}{dC_v} \right)^2}, \quad (4.3)$$

де σ – середньоквадратичне відхилення;

k_P – модульний коефіцієнт забезпеченістю P %;

n – тривалість спостережень.

У випадку використання методу найбільшої правдоподібності [61]:

$$\sigma_{Q_P} = \frac{\sigma}{\sqrt{n}} \sqrt{k_P^2 + \frac{3}{2C_v + 3C_v^2} \left(\frac{dk_P}{dC_v} \right)^2}. \quad (4.4)$$

С.М. Крицький і М.Ф. Менкель [61] розробили номограми для визначення відносної стандартної похибки квантилів трипараметричного га-

ма-розподілу $E_\sigma = \frac{\sigma_{Q_P} \sqrt{n}}{Q_P}$ із закріпленими відношеннями $C_s = 2C_v; 3C_v; 4C_v$. Таким чином, визначивши величину E_σ за номограмою, відносну середню квадратичну похибку квантилів Q_P можна визначити за формулою

$$\sigma_{Q_P} = \frac{E_\sigma}{\sqrt{n}} 100. \quad (4.5)$$

Для річок Півдня України точність вихідної інформації оцінювалася за формулою (4.5). У середньому похибка вихідної інформації становить 24,1 %.

4.2 Обґрунтування параметрів розрахункової формули максимального стоку дощових паводків на території Півдня України

Базова формула для нормування характеристик максимального стоку дощових паводків має такий вигляд [35, 37, 38, 49]

$$q_P = q'_{1\%} \psi(t_P/T_0) \varepsilon_F \lambda_P r, \quad (4.6)$$

де q_p – максимальний модуль забезпеченістю $P\%$;

$q'_{1\%}$ – максимальний модуль схилового припливу забезпеченістю $P=1\%$ [53]

$$q'_{1\%} = 0,28 \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} H_{1\%} \eta_0; \quad (4.7)$$

$\frac{n+1}{n}$ – коефіцієнт часової нерівномірності схилового припливу;

T_0 – тривалість схилового припливу;

$H_{1\%}$ – добовий максимум дощових опадів забезпеченістю $P=1\%$;

η_0 – коефіцієнт стокоутворення;

$\psi(t_P / T_0)$ – коефіцієнт трансформації паводків під впливом руслового добігання:

- при $t_p < T_0$

$$\psi(t_P / T_0) = 1 - \frac{m_1 + 1}{(m_1 + n + 1)(n + 1)} \left(\frac{t_P}{T_0} \right)^n; \quad (4.8)$$

б) при $t_p \geq T_0$

$$\psi(t_P / T_0) = \frac{n}{n + 1} \frac{T_0}{t_p} \left[\frac{m_1 + 1}{m_1} - \frac{n + 1}{m_1(m_1 + n + 1)} \left(\frac{T_0}{t_p} \right)^{m_1} \right], \quad (4.9)$$

де t_p – тривалість руслового добігання;

m_1 – показник степеня в рівнянні руслових ізохрон;

ε_F – коефіцієнт русло-заплавного зарегулювання паводків;

λ_p – коефіцієнт забезпеченості;

r – коефіцієнт зарегулювання паводків водоймами проточного типу.

4.2.1 Визначення тривалості руслового добігання паводкових хвиль

Тривалість руслового добігання – це час добігання хвилі паводка по довжині головного водотоку, тобто

$$t_P = \frac{L}{V_\partial}, \quad (4.10)$$

де L – гідрографічна довжина водотоку, км;
 V_∂ – швидкість руслового добігання, км/год.

Швидкість добігання води - це швидкість переміщення вниз за течією хвиль паводків, осередненою за часом і в просторі. Ця характеристика в явному або в неявному вигляді використовується майже у всіх методах розрахунків і прогнозів паводкового стоку, будучи найважливішим фактором руслової трансформації гідрографів [40,62,75,80].

Враховуючи складну будову річкової мережі, а також характер при точності, вирішити проблему несталого руху річкових потоків за допомогою теоретичних рівнянь неможливо, за винятком лише деяких окремих випадків.

В основу побудови розрахункових формул покладене спрощене рівняння Шезі [10, 62, 75, 90]

$$V_\partial = \frac{I}{n_P} I^x h^z, \quad (4.11)$$

де V_∂ – швидкість течії;
 I – уклон річки;
 h – середня глибина потоку;
 n_P – коефіцієнт шорсткості.

У гідрологічних розрахунках важко застосовувати формулу, що враховує глибину потоку, тому що вона надзвичайно змінюється по довжині річок при переході від плес до перекатів. Зручніше виразити швидкість залежно від витрат води Q , що є також характеристикою наповнення русел. Враховуючи, що $Q = Vw$, багато авторів пропонують використовувати формулу (4.11) у перетвореному вигляді [10, 38, 40, 75]

$$V_\partial = a Q^\alpha I^\beta, \quad (4.12)$$

де a – коефіцієнт, що враховує форму перерізу й шорсткість русла і називається швидкісним;

α і β – гідравлічні показники.

Різними авторами [2-4, 10, 75, 76] були визначені числові значення α і β , а також запропоновані залежності для визначення швидкісного коефіцієнта a . Так, А.М. Бефані [10], спираючись на параболічну схематизацію русел, одержав такі вирази для α і β :

$$\alpha = \frac{r}{r+1}; \quad (4.13)$$

$$\beta = \frac{1}{2(r+1)}, \quad (4.14)$$

де $r = r_0 \cdot z$, а z залежить від типу русла ($z=0.75$ – для природних русел – чистих і зарослих травною; 0.67 – для значно зарослих чагарником, водоростями; 1.0 – для сільових потоків).

Степеновий показник r_0 для лісостепової зони України коливається в межах від $0,47$ до $1,20$ при середньому значенні $r_0=0,66$; для степової зони – від $0,30$ до $0,87$, при середньому значенні $r_0=0,64$; для Полісся – від $0,30$ до $1,0$, при середньому значенні $r_0=0,72$; для річок Криму – від $0,52$ до $0,88$, при середньому значенні $r_0=0,67$; для Карпат – від $0,47$ до $1,20$, при середньому значенні $r_0=0,66$.

Степенові показники α і β однакові для всіх зон: $\alpha = 0,33$; $\beta = 0,33$ (при $z=0.75$ – природні русла, чисті й зарослі травною). Таким чином, формулу (4.12) можна записати у вигляді

$$V_{\partial} = aQ^{0,33}I^{0,33}. \quad (4.15)$$

Для обґрунтування швидкісного коефіцієнта a в роботах [37, 38] були проаналізовані дані по середніх швидкостях течії у всіх гідрометричних створах річок території, що розглядається. За багаторічними даними для кожного поста будувалися залежності $V_{сер} = f(Q)$, де $V_{сер}$ – середня виміряна швидкість течії в гідрометричному створі, на основі яких установлені критичні швидкості течії $V_{кр}$ і відповідні витрати виходу води на заплаву $Q_{кр}$.

Ураховуючи значення $Q_{кр}$ і $V_{кр}$, а також залежність між $Q_{кр}$ і F [37,38], можна, використовуючи формулу (4.15), визначити для кожного поста швидкісний коефіцієнт a .

У результаті формулу швидкості руслового добігання можна представити в розрахунковому варіанті

$$V_{\partial} = 1,19F^{0,14}I^{0,33}, \text{ км/год.} \quad (4.16)$$

Для розглянутої території за формулою (4.16) для всіх постів розраховані значення V_{∂} і час руслового добігання t_p .

Аналізуючи результати, можна зазначити, що максимальні значення часу руслового добігання t_p визначені для річок Південний Буг – с.Сабарів (82,1 год) та Інгулець – с. Могилівка (89,6 год), мінімальні величини t_p характерні для річок р. Соб – с. Зозів (4,08 год), балки Полкової – с. Кременівка (3,81 год).

4.2.2 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 припливу Q'_m до її середньої величини за період водопілля або паводка $\overline{Q'_m}$, тобто

$$\frac{n+1}{n} = \frac{Q'_m}{\overline{Q'_m}}, \quad (4.17)$$

де $n + 1/n$ – коефіцієнт часової нерівномірності схилового стоку, що безпосередньо впливає з рівняння редукційних гідрографів [22, 23, 25]

$$Q'_t = Q'_m \left[1 - (t/T_0)^n \right]. \quad (4.18)$$

Дійсно, якщо здійснити інтегрування (4.18) за тривалістю T_0 , то

$$W = \int_0^{T_0} Q'_t dt = Q'_m T_0 \frac{n}{n+1}, \quad (4.19)$$

звідки

$$\frac{n+1}{n} = \frac{Q'_m T_0}{W}. \quad (4.20)$$

Відношення W/T_0 є середньою витратою води за час T_0 , а (4.20) зводиться до (4.17). Показник степеня n у рівнянні кривої припливу, виходячи з (4.20), дорівнює

$$n = \frac{Y_m}{q'_m \cdot T_0 - Y_m}, \quad (4.21)$$

де Y_m – загальний шар припливу;

q'_m – максимальний модуль схилового припливу.

Через недостатню кількість водно-балансових станцій в організаційній структурі гідрометеорологічних спостережень, викладені методичні підходи при обґрунтуванні n у край обмежені. Ось чому заслуговує на увагу запропонований у роботах [21,24] метод визначення n через елементи руслових гідрографів, зокрема, через коефіцієнти часової нерівномірності руслового стоку $(m+1)/m$, що дорівнюють

$$\frac{m+1}{m} = \frac{Q_m}{\bar{Q}_{T_n}} = \frac{q_m T_n}{Y_m}, \quad (4.22)$$

де q_m – максимальний модуль руслового стоку;

T_n – тривалість руслового стоку;

\bar{Q}_{T_n} – середня за паводок витрата води.

Узагальнення $(m+1)/m$ за територією показує, що воно інтегрально може відображатись за допомогою площі водозбору F . У цілому ж $(q_m T_n)/Y_m$ характеризується поступовим зменшенням зі збільшенням розмірів водозбірних площ. Причому, верхнє граничне значення $(m+1)/m$ при $F=0$ – це шуканий параметр нерівномірності схилових гідрографів $(n+1)/n$ [8, 21].

Однак, існують деякі труднощі у визначенні параметра $(n+1)/n$. Вони пов'язані з недосконалістю способів розчленовування гідрографів, внаслідок чого тривалість паводків T_n може бути як завищеною, так і заниженою. Це відбивається на числових значеннях $(m+1)/m$ і тісноті регіональних залежностей $(m+1)/m = f(F)$.

Тому в ряді робіт рекомендується обчислювати $(m+1)/m$ через середні характеристики паводків і водопіль $\bar{Y}_m, \bar{T}_n, \bar{Q}_m$, тобто

$$\frac{m+1}{m} = \frac{\bar{T}_n \bar{Q}_m}{\bar{Y}_m F}. \quad (4.23)$$

Для території, що розглядається, коефіцієнт нерівномірності $\frac{n+1}{n}$ береться на рівні 3.5 [95].

З метою уточнення величини $\frac{n+1}{n}$ для річок розглядуваної території, були обчислені коефіцієнти часової нерівномірності руслового стоку

$\frac{m+1}{m}$. Змінюються вони у досить широкому діапазоні – від 7,8 (Ялпуг – ст. Комрат) до 1,52 (р. Південний Буг – с.Сабарів).

Узагальнення їх по території, як це рекомендується [38], виконано залежно від розмірів водозборів (рис. 4.2).

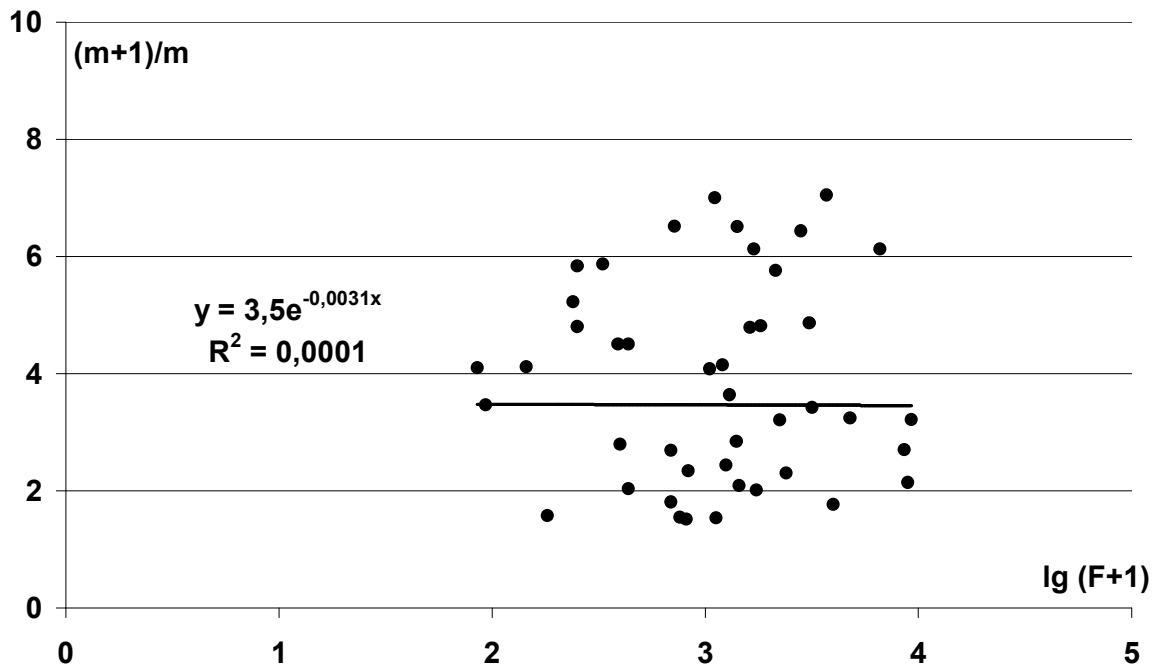


Рис.4.2 - Залежність коефіцієнтів часової нерівномірності руслового стоку від площі водозборів річок Півдня України.

З рис. 4.2 видно, що в середньому $\frac{m+1}{m}$ для $F > 100 \text{ км}^2$ знаходиться на рівні 3,5. Щодо малих водозборів ($F < 100 \text{ км}^2$), то по них необхідні дані відсутні. Виходячи з цих обставин, є підстави віднести одержані $\frac{m+1}{m}$ для $F > 100 \text{ км}^2$ і в область $F < 100 \text{ км}^2$, і тим самим підтвердити рекомендоване для розглядуваної території, що розглядається, значення $\frac{n+1}{n} = 3,50$, а $n=0,40$ [50].

4.2.3 Тривалість припливу води зі схилів до руслової мережі

Тривалість припливу води зі схилів у руслову мережу є однією з ос-

новних характеристик паводків і водопіль. У двооператорній схемі трансформації водоутворення в русловий гідрограф тривалість схилового припливу T_0 , за інших однакових умов, визначає, насамперед, ступінь зарегулювання стоку на схилах.

Відсутність систематичних спостережень за схиловим припливом на мережі гідрологічних станцій і постів значною мірою зумовила емпіричний шлях у дослідженні максимального стоку паводків і водопіль.

Тривалість припливу T_0 зазвичай визначається числовим методом [23]. На основі генетичної формули Є.Д. Гопченком [23] запропонований метод встановлення T_0 за матеріалами спостережень стаціонарної гідрологічної мережі. У результаті одержані рівняння вигляду:

а) при $t_p < T_0$

$$\frac{nq_m}{Y_m \varepsilon_F} T_0^{n+1} - (n+1)T_0^n + \frac{m_1+1}{n+m_1} t_p^n = 0, \quad (4.24)$$

б) при $t_p \geq T_0$

$$\frac{1}{m_1+1} T_0^{m_1} + \frac{m_1(n+m_1+1)}{(n+1)(m_1+1)} \left[\frac{q_m}{Y_m \varepsilon_F} t_p - \frac{n+m_1+1}{n+1} \right] t_p^{m_1} = 0, \quad (4.25)$$

де Y_m – максимальний шар стоку за паводок;

q_m – максимальний модуль руслового стоку.

Оскільки в (4.24) і (4.25), крім T_0 , невідомим, як мінімум, є ще й ε_F , то розв'язувати ці рівняння, які не утворюють системи, доводиться не з одним, а з двома невідомими. Для визначення T_0 використовується поетапний метод простої однокрокової інтеграції.

Алгоритм розв'язування будується таким чином, що на першому етапі наближення виконуються розрахунки значень T_0 при $\varepsilon_F = 1,0$. За визначеними значеннями T_0 будується залежність $T_0 = f[\lg(F+1)]$. Екстраполяція цієї залежності на вісь ординат дозволяє орієнтовно оцінити T_0 . Наступним етапом є побудова залежності $\varepsilon_F = f(F)$, яка дозволяє визначити відповідні значення ε_F для кожного поста перед другим етапом розрахунків T_0 .

Потім повторюється процедура знаходження шуканих значень T_0 на другому етапі наближення.

Під час використання описаної вище методики визначення T_0 стосовно дощових паводків у межах південної частини України існують деякі

обмеження. Вони стосуються фінальних співвідношень між t_p і T_0 . Ефективність методики знижується з переходом від рівняння (4.24) до (4.25) у процесі здійснення ітераційної процедури за програмою «Сагуар». Оскільки з літературних джерел [17, 38, 40] відомо, що навіть високі дощові паводки зливогого походження мають тривалість у межах 1-3 годин, то фактично по всіх об'єктах території, що розглядається, $t_p > T_0$. Але можливий інший варіант розв'язання задачі стосовно пошукових значень T_0 . Дійсно, його можна виокремити із тривалості паводків T_n , оскільки

$$T_n = T_0 + t_p + \Delta t. \quad (4.26)$$

З (4.26)

$$T_0 = T_n - t_p - \Delta t, \quad (4.27)$$

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 (4.27) неможливо. Між іншим, відомо, що при $F \rightarrow 0$, складові (4.27), тобто t_p і Δt будуть також наближатись до 0, а T_n збігатиметься з тривалістю схилового припливу. Тоді, виходячи з (4.27), можна побудувати досить простий алгоритм визначення T_0 :

- за найбільш високими паводками або за їх середніми багаторічними величинами формуються бази даних T_n (чи \bar{T}_n);

- за цими величинами будуються регіональні залежності $T_n = f(F)$ або $\bar{T}_n \approx f(F)$, де F – площа водозборів;

- при екстраполяції залежностей на вісь ординат, коли $t_p=0$ і $\Delta t=0$, а T_n (чи \bar{T}_n) таким чином буде дорівнювати T_0 (чи \bar{T}_0).

На наш погляд, більш стійкими слід вважати середні характеристики тривалості паводків \bar{T}_n . Змінюються вони від 17 год (р. Кодима – с. Катеринка) до 5 год (р. Кагул – с. Гаваноси, б. Гаваноси – с. Гаваноси, Муса – ст. Комрат). В логарифмічних координатах побудована залежність $\bar{T}_n = f(F)$, яка показана на рис. 4.3.

Висвітлена вона матеріалами спостережень при $F > 60 \text{ км}^2$. Щоб описати діапазон невеликих водозборів ($F < 60 \text{ км}^2$), були залучені дані Велико-Анадольської воднобалансової станції [66]. Одержане рівняння $\bar{T}_n = f(F)$ має вигляд

$$\bar{T}_n = \bar{T}_0 (F + 1)^{m_1} = 2,5(F + 1)^{0,20} . \quad (4.28)$$

Отже, враховуючи попередні дослідження для цього регіону [17, 26, 28, 29, 33, 74, 95] та наші напрацювання [52], величину тривалості припливу для дощових паводків на Півдні Україні рекомендується брати такою, що дорівнює 2,5 години.

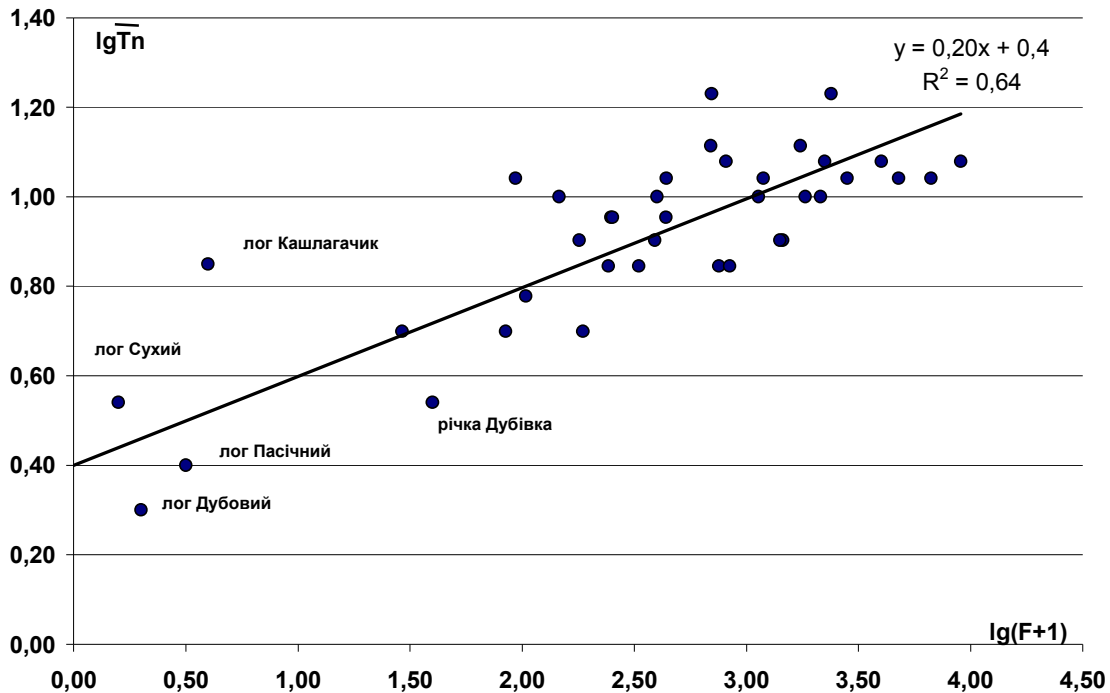


Рис.4.3 - Залежність між тривалостями паводків (год.) і площами водозборів (км²): підписи стосуються водозборів Велико-Анадольської ВБС.

4.2.4 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, розрахунковий шар опадів $H_{1\%}$ представлено картою ізоліній. На території, що розглядається, він змінюється від 120 до 180 мм.

Виконаний аналіз за допомогою сумісного розгляду добових величин опадів показав, що в межах території Півдня України їх належить осе-

реднити, а не картувати у вигляді ізоліній. Враховуючи просторову однорідність добових максимумів опадів, їх було узагальнено за допомогою кривої забезпеченості забезпеченостей [56]. Розрахункові опади $H=100$ мм визначені при узагальненні 1%-квантилів, які були попередньо визначені на основі трипараметричного гама-розподілу [46, 47].

4.2.5 Коефіцієнт стокоутворення η_0

Коефіцієнт стокоутворення [93] необхідно віднести до найбільш складних параметрів у гідрології паводків і водопіль [13,31]. 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

$$h_t = a_t - i_t, \quad (4.29)$$

де a_t – інтенсивність опадів;

i_t – інтенсивність інфільтрації.

Наприкінці дощу шар стокоутворення S_m буде дорівнювати

$$S_m = \int_0^T h_t dt = H_T - P_T, \quad (4.30)$$

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 спостерігається спрацювання у струмковій мережі акумульованих об'ємів води на інфільтрацію і випаровування R_τ . Таким чином, шар схилового стоку Y_m буде дорівнювати

$$Y_m = S_m - R_\tau, \quad (4.31)$$

де τ – тривалість спаду схилового стоку.

Складові балансових рівнянь (4.30) і (4.31) можна встановити за допомогою спеціально організованих експериментів зі штучного дощування стокових площадок. У наявності, на жаль, такі дані відсутні. Тому

авторами 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 одержати точкові (але в межах районів) характеристики схилового припливу $(Y_{1\%})_{F=0}$. У першому районі $(Y_{1\%})_{F=0} = 40$ мм, у другому – 70 мм. Таким чином, розрахункові коефіцієнти стокоутворення будуть становити:

- у першому районі

$$\eta_0 = \frac{(Y_{1\%})_{F=0}}{H_{1\%}} = 0,40; \quad (4.32)$$

- у другому районі

$$\eta_0 = \frac{(Y_{1\%})_{F=0}}{H_{1\%}} = 0,70. \quad (4.33)$$

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

$$q'_{1\%} = 0,28 \frac{n+1}{n} \cdot \frac{1}{T_0} H_{1\%} \eta_0 = 0,28 \cdot 3,5 \cdot 100 \cdot 0,4 / 2,5 = 15,7 \text{ м}^3 / (\text{с} \cdot \text{км}^2); \quad (4.34)$$

- у другому районі

$$q'_{1\%} = 0,28 \frac{n+1}{n} \cdot \frac{1}{T_0} H_{1\%} \eta_0 = 0,28 \cdot 3,5 \cdot 100 \cdot 0,7 / 2,5 = 27,4 \text{ м}^3 / (\text{с} \cdot \text{км}^2). \quad (4.35)$$

4.2.6 Трансформація паводкового стоку під впливом тривалості руслового добігання

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 ви-

значається за допомогою функції $\psi(t_p/T_0)$ [35, 37, 38]:

а) при $t_p < T_0$ - за формулою (4.8);

б) при $t_p \geq T_0$ - за формулою (4.9).

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 ($F < 50 \text{ км}^2$).

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 $t_p < T_0$

$$\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right) = 1 - \frac{m_1 + 1}{1,4(m_1 + 1,4)} \left(\frac{t_p}{2,5}\right)^{0,40}; \quad (4.36)$$

б) при $t_p \geq T_0$

$$\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right) = \frac{0,71}{t_p} \left[\frac{m_1 + 1}{m_1} - \frac{1,4}{m_1(m_1 + 1,4)} \left(\frac{2,5}{t_p}\right)^{m_1} \right], \quad (4.37)$$

де t_p – тривалість руслового добігання (год), яка визначається за виразом

$$t_p = \frac{L}{1,19 \cdot I_{36}^{0,33} F^{0,14}}; \quad (4.38)$$

m_1 – степеневий показник у рівнянні кривої руслових ізохрон, причому [41]

$$m_1 = 2,0 - 0,26 \lg(F + 1). \quad (4.39)$$

Для річок описуваної території побудована залежність $\psi(t_p/T_0)$, показана на рис. 4.4. 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 $F > 4000 \text{ км}^2$).

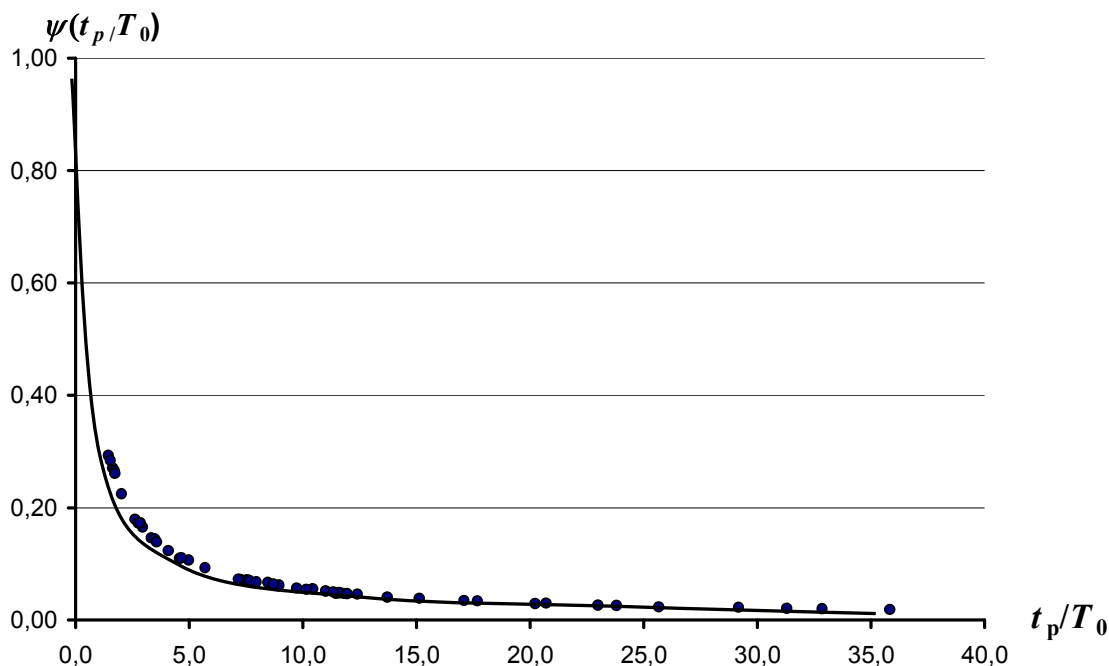


Рис. 4.4 - Залежність $\psi(t_p/T_0)$ від площі водозборів річок Півдня України.

4.2.7 Трансформація паводкового стоку під впливом русло-заплавного регулювання

Природа цього коефіцієнта пов'язана з ефектами регулювання стоку у русловій мережі, особливо при заповненні та спрацюванні заплав. На жаль, безпосередні матеріали спостережень для визначення об'ємів регулювання дощових паводків відсутні. У запропонованій розрахунковій схемі вони можуть визначатись оберненим шляхом із базової формули (2.121) при $P=1\%$, $\lambda_p=1,0$ і $r=1,0$

$$\varepsilon_F = \frac{q_{1\%}}{q'_{1\%}} \bigg/ \psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right). \quad (4.40)$$

Узагальнення коефіцієнтів ε_F виконано залежно від площ річкових водозборів у межах двох районів, визначених у ході попередніх розрахунків (рис. 4.5).

Необхідно зауважити, що обчислені за (4.40) коефіцієнти ε_F враховують, крім русло-заплавного регулювання, також і нерівномірність просторового розподілу опадів $H_{1\%}$. Вони взяті за «точковими» даними окре-

мих метеорологічних постів і для всієї території Півдня України усереднені на рівні 100 мм.

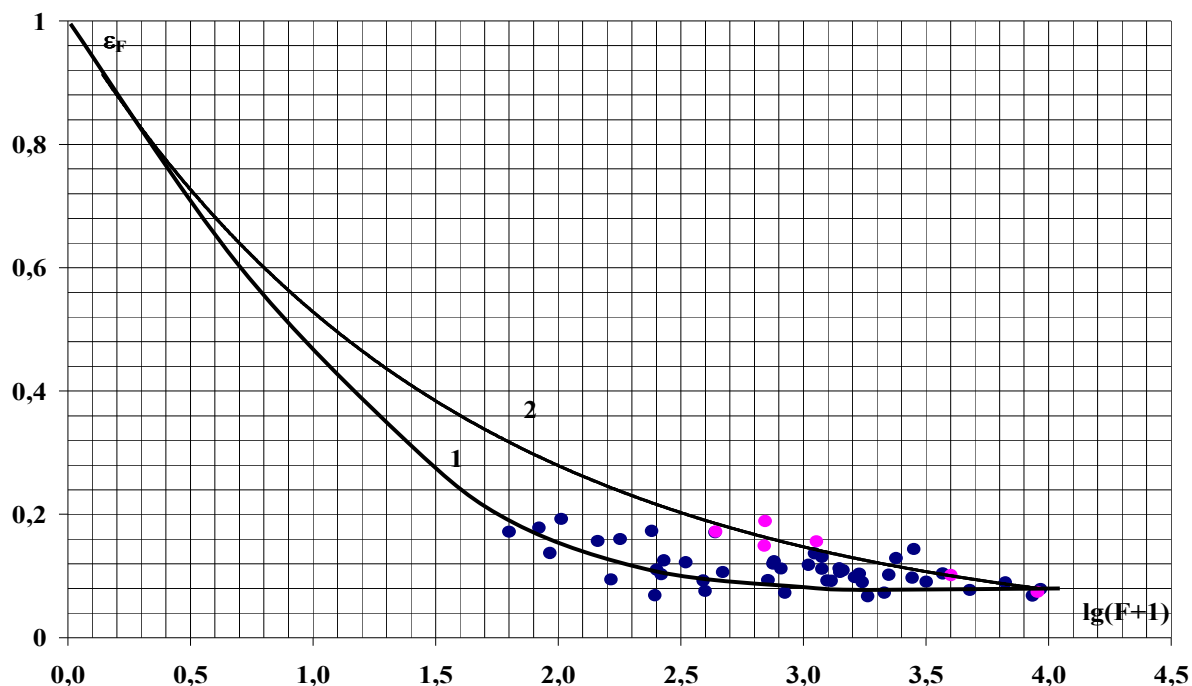


Рис.4.5 - Залежність коефіцієнтів русло-заплавного регулювання паводків від площі водозборів річок Півдня України (біля кривих - номери районів).

Орієнтовно можна ε_F розділити на дві складові. Тобто

$$\varepsilon_F = (\varepsilon_F)_{zan} \cdot (\varepsilon_F)_{cm}, \quad (4.41)$$

де $(\varepsilon_F)_{zan}$ – русло-заплавне регулювання;

$(\varepsilon_F)_{cm}$ – коефіцієнт просторової редукції стокоутворення $\eta_0 H_{1\%}$.

За А.М. Бефані [9, 10, 14], коефіцієнт редукції шару стокоутворення у просторі $(\varepsilon_F)_{cm}$ дорівнює

$$(\varepsilon_F)_{cm} = \frac{1}{1 + 0,003F^{3/4}}. \quad (4.42)$$

Розраховані за (4.42) коефіцієнти $(\varepsilon_F)_{cm}$ і $(\varepsilon_F)_{zan}$ представлені в табл.4.4.

Таблиця 4.4 - Коефіцієнти редукції стокоутворення і русло-заплавного регулювання на Півдні України

$F, \text{км}^2$	0	10	100	500	1000
$(\varepsilon_F)_{cm}$	1,0	0,98	0,91	0,76	0,65
$(\varepsilon_F)_{zan}$, район 1	1,0	0,47	0,16	0,12	0,12
$(\varepsilon_F)_{zan}$, район 2	1,0	0,52	0,31	0,24	0,23

Порівняння $(\varepsilon_F)_{cm}$ і $(\varepsilon_F)_{zan}$ свідчить про те, що русло-заплавне регулювання більш суттєво впливає на трансформацію, ніж редукція опадів на площі зрошування дощем.

При побудові залежності $\varepsilon_F = f(F)$ очевидним є те, що даними спостережень обґрунтовані лише водозбори з площею з $F > 50 \text{ км}^2$. Її екстраполявання 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 [30, 34]. При цьому така закономірність простежується в діапазоні водозбірних площ $F < 10000 \text{ км}^2$.

Для невивчених річок території рекомендується користуватися як залежністю $\varepsilon_F = f[\lg(F+1)]$ (рис. 4.5), 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

$F, \text{км}^2$	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

4.2.8 Трансформація максимальних витрат під впливом озер і водосховищ проточного типу

До водойм проточного типу належать: озера, водосховища, ставки. Маючи регульовальну ємність, вони, залежно від її розмірів, спроможні тією чи іншою мірою трансформувати гідрографи паводків і водопіль. Не

зупиняючись на докладному аналізі методів трансформації паводків водоймами, зазначимо, що найбільш простий розв'язок такої задачі при однаковості коефіцієнтів нерівномірності вхідного (у водойму) і скидного гідрографів запропонував Д.І. Кочеріним [60]. Коефіцієнт трансформації максимальної витрати води водоймою є відношенням

$$\frac{(Q_m)_2}{(Q_m)_1} = r = 1 - \frac{\Delta V}{W}, \quad (4.43)$$

де $(Q_m)_1$ – максимальна витрата вхідного гідрографа;

$(Q_m)_2$ – максимальна витрата скидного гідрографа;

ΔV – регулювальний об'єм водойми (озера, водосховища, ставка);

W – об'єм паводка.

У більш загальній постановці, коли коефіцієнти вихідного і скидного гідрографів беруться різними, Д.Л. Соколовський [90] у (4.43) увів додатковий коефіцієнт k , який дорівнює

$$k = \frac{(1 + \gamma_1)f_1}{(1 + \gamma)f}. \quad (4.44)$$

До чисельника (4.44) входить коефіцієнт нерівномірності напівгідрографа скидання γ_1 , а до знаменника – коефіцієнт нерівномірності вхідного гідрографа γ . З урахуванням (4.44) вираз (4.43) запишеться у вигляді

$$r = \left(1 - \frac{\Delta V}{W}\right)k. \quad (4.45)$$

Середнє значення k , за Д.Л. Соколовським, знаходиться на рівні 0.85.

Говорити про вигляд функції r украй важко, оскільки все залежить від динаміки вхідних гідрографів, а також будови чаші водойм, які визначаються кривими об'ємів і площ у міру наповнення водойм. Одним із варіантів (4.44) для N водойм проточного типу є формула, запропонована УкрНДГМІ [17]:

$$r = 1 - \gamma^2 \left(\sum_{i=1}^N W_i F_i \right) / \left(\sum_{i=1}^N y_i F_i \right), \quad (4.46)$$

де W_1, W_2, \dots, W_N – регулювальна ємність окремих водойм;

F_1, F_2, \dots, F_N – площа водозборів цих водойм, а

$$\gamma = \frac{F_p}{F}, \quad (4.47)$$

F_p – площа водозбору, зарегульована озерами, водосховищами і ставками.

Оцінка r за формулами вигляду (4.44), (4.46) можлива за наявності вичерпної інформації про водойми руслового типу, їх місце розташування, морфометрію і кількість. На практиці набули поширення спрощені методи розрахунку r , а найбільш відомим з них є той, що поданий у чинному СНіП 2.01.14-83

$$r = \frac{1}{1 + cf'_{oz}}, \quad (4.48)$$

де c – параметр, числове значення якого визначається середнім багаторічним шаром стоку за період паводка або водопілля;

f'_{oz} – середня зважена озерність

$$f'_{oz} = \sum_{i=1}^N (100F_{oz_i}F_i / F^2), \quad (4.49)$$

F_{oz_i} – площа водного дзеркала i -ї водойми;

F_i – площа водозбору водойми.

За відсутності даних про площі водозборів окремих водойм рекомендується f'_{oz} визначати за формулою

$$f'_{oz} = 0.36(f_{oz} - 2), \quad (4.50)$$

де f_{oz} – відносна озерність

$$f_{oz} = \frac{\omega_i}{F}, \quad (4.51)$$

ω_i – площа дзеркала i -го озера.

Нами у розрахунковій схемі максимального паводкового стоку річок Півдня України рекомендується використовувати формулу (4.48), яка увійшла в нормативний документ СНіП 2.01.14-83.

Стосовно трансформувальної спроможності ставків, у СНіПі вказується, що за ймовірності щорічного перевищення $P < 5\%$, їх враховувати не

слід. При $P > 5\%$ припускається зменшення розрахункового значення витрати води до 10% .

4.3 Перевірні розрахунки

Надійність запропонованої методики можна оцінити за відносною похибкою розрахунків максимальних модулів стоку $\Delta q_{1\%}$.

Відносна похибка $\Delta q_{1\%}$ (в %) може розраховуватись як відхилення розрахункових значень від вихідних даних, тобто

$$\Delta q_{1\%} = \frac{|q_{1\%} - q_{1\%ф}|}{q_{1\%ф}} \cdot 100\%, \quad (4.52)$$

де $q_{1\%}$ – значення, визначені в результаті перевірних розрахунків за методикою;

$q_{1\%ф}$ – фактичні значення, одержані за вихідними даними.

Для проведення перевірних розрахунків необхідно мати такі вихідні дані: площу водозбору (F , км²), середньозважений уклон водотоку ($I_{зв}$, ‰), гідрографічну довжину річки (L , км), зарегульованість озерами, водосховищами ($f_{оз}$, %).

Перевірні розрахунки виконуються в такому порядку:

1. Максимальний модуль схилового припливу $q'_{1\%}$, осереднений по районах, картосхема яких показана на рис. 3.13. Для першого району $q'_{1\%}$ береться таким, що дорівнює $15,7 \text{ м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$, для другого – $27,4 \text{ м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$.

2. Значення трансформаційної функції $\psi(t_p/T_0)$ обчислюються залежно від співвідношення t_p/T_0 за формулами (4.36) або (4.37).

2.1. Степеневий показник m_1 у рівнянні ізохрон розраховується за формулою (4.39).

2.2. Час руслового добігання t_p обчислюється за гідрографічною довжиною водотоку L , за середнім зваженим уклоном $I_{зв}$ і площами водозборів F на основі рівняння (4.38).

3. Коефіцієнт русло-заплавного регулювання ε_F визначається за його залежністю від площ водозборів (рис. 4.5) або за таблицею (табл. 4.5) залежно від району.

4. Коефіцієнт зарегулювання максимального стоку озерами, водосховищами та ставками r визначається відповідно до формули СНіП 2.01.14-83 за виразом (4.48).

5. Коефіцієнти забезпеченості λ_p задані табл. 3.1.

Середнє відхилення розрахункових величин $q_{1\% \text{ розр}}$ від вихідних значень $q_{1\% \text{ факт}}$ становить $\pm 18,5 \%$, 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.4.6.

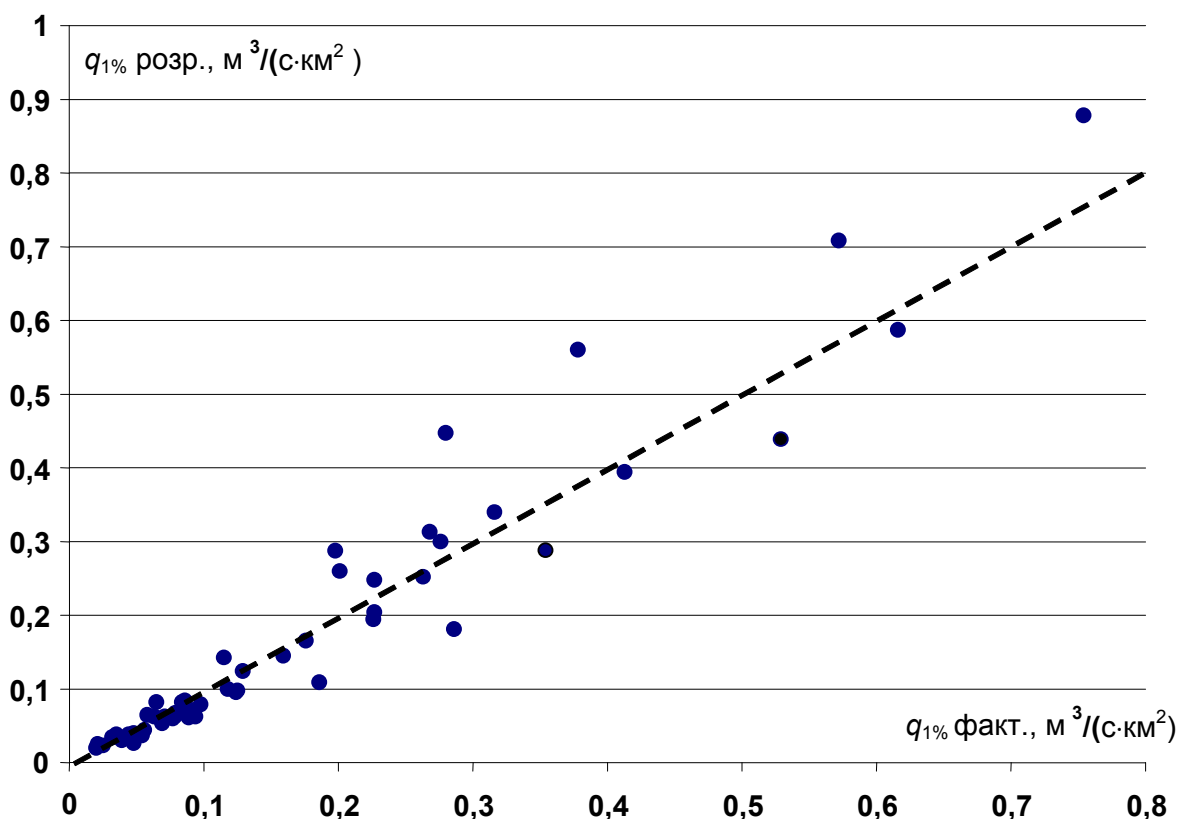


Рис.4.6 - Порівняння розрахункових (вісь ординат) та фактичних (вісь абсцис) 1%-х модулів стоку паводків на Півдні України.

Викладене дозволяє рекомендувати розрахункову схему для нормування характеристик максимального стоку паводків за відсутності стокових спостережень на річках, а методику, розроблену для басейнів річок Півдня України, – для практичного застосування.

4.3.1 Приклад розрахунку за методикою по незалежній інформації паводка 12 вересня 2013 р.

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). Дані про цей паводок не були використані при розробці пропонованої методики, отже, можуть розглядатися як незалежна гідрометеорологічна інформація.

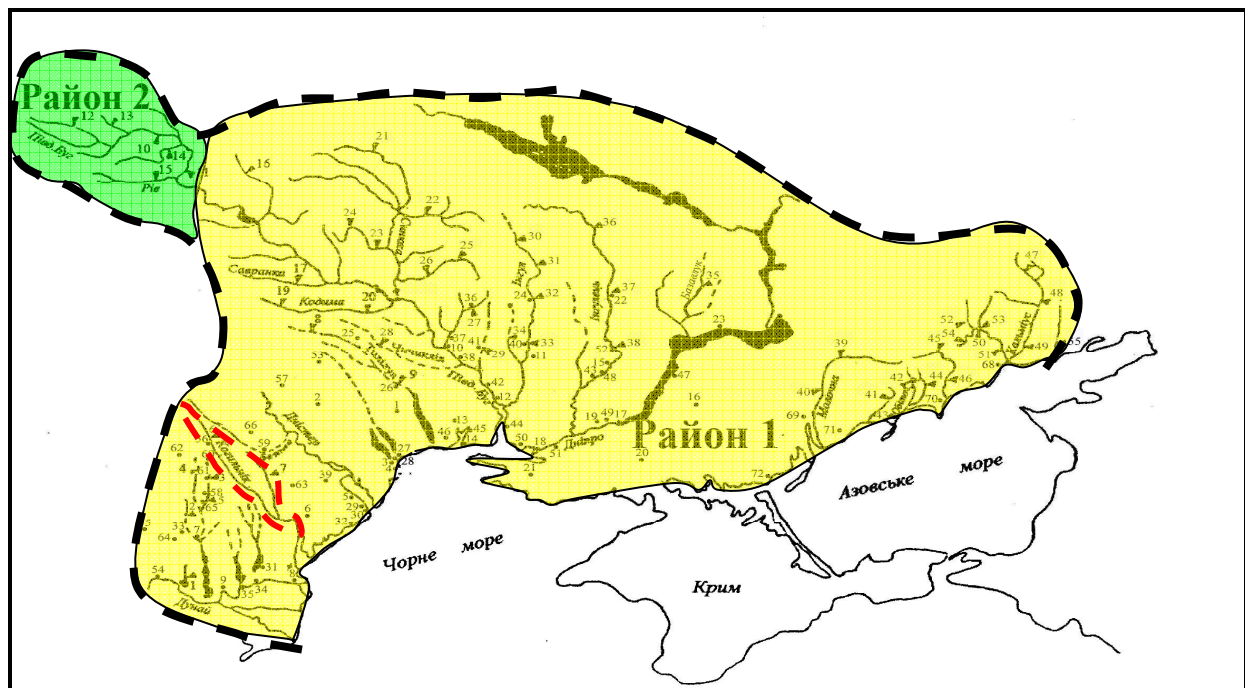
Умови формування цього паводка описані у розділі 1, а сам паводок можна віднести до категорії визначних для досліджуваної території.

Розпочинаючи реалізацію (4.6), запишемо необхідні вихідні дані:

- площа водозбору р. Когильник $F=3910 \text{ км}^2$;
- довжина річки 243 км;
- середньозважений уклон річки 1,94‰;
- розрахункова забезпеченість $P=1\%$;
- зарегульованість стоку ставками $f_{03} < 2\%$.

Послідовність розрахунку $q_{1\%}$, $\text{м}^3/(\text{с}\cdot\text{км}^2)$ за формулою (4.6) така:

1. Водозбір р.Когильник, відповідно до рис.4.7, відноситься до району 1. В межах цього району максимальний модуль схилового припливу $q'_{1\%}$ береться таким, що дорівнює $15,7 \text{ м}^3/(\text{с}\cdot\text{км}^2)$.



--- - межі районів; - - - - водозбір р.Когильник

Рис.4.7 - Карта-схема районування території Півдня України за модулями схилового припливу паводкового стоку.

2. Трансформаційна функція розпластування паводкових хвиль під впливом тривалості руслового добігання t_p визначається за (4.36) або (4.37), залежно від співвідношення t_p/T_0 .

2.1. Беручи до уваги, що $T_0=2,5$ год, необхідно встановити тривалість руслового добігання t_p (год), яка обчислюється за гідрографічною довжиною водотоку L , за середнім зваженим уклоном $I_{зв}$ та площею водозбору F на основі рівняння (4.38)

$$t_p = \frac{L}{V_{\partial}} = \frac{243}{1,19 \cdot 3910^{0,14} \cdot 1,94^{0,33}} = 51,6, \text{ год.}$$

2.2. При $t_p = 51,6$ год і $T_0 = 2,5$ год. співвідношення $t_p/T_0 = 51,6/2,5 = 20,6$, тобто $(t_p/T_0) > 1,0$ і трансформаційна функція $\psi(t_p/T_0)$ буде розраховуватися за формулою (4.37), до якої, крім $t_p = 51,6$ год і $T_0 = 2,5$ год, входять ще $(n+1)/n$, $(m+1)/m$ та m .

2.2.1. Якщо $(n+1)/n = 3,5$, то n буде дорівнювати 0,4, а $n/(n+1) = 0,29$.

2.2.2. Параметр m_1 встановлюється за (4.39), 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 (4.37),

$$\begin{aligned} \psi(t_p/T_0) &= \frac{n}{n+1} \frac{T_0}{t_p} \left[\frac{m_1 + 1}{m_1} - \frac{n+1}{m_1(m_1 + n + 1)} \left(\frac{T_0}{t_p} \right)^{m_1} \right] = \\ &= 0,29 \cdot 2,5/51,6 [1,93 - 1,4/3,54 \cdot (0,048^{1,07})] = 0,027. \end{aligned}$$

3. Коефіцієнт русло-заплавного регулювання ε_F визначається за табл.4.5 залежно від району. При площі водозбору р.Когильник $F=3910$ км² шляхом інтерполяції збірний коефіцієнт $\varepsilon_F = 0,080$.

4. Відповідно до нормативного документу СНіП 2.01.14-83 [79] коефіцієнт зарегулювання r , при розрахунковій забезпеченості $P < 5\%$ і наявності ставків сезонного зарегулювання, береться таким, що дорівнює одиниці.

Після встановлення всіх складових, що входять до рівняння (4.6), 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 $Q_{1\%} = q_{1\%} \cdot F = 0,034 \cdot 3910 = 133 \text{ м}^3/\text{с}$.

За даними Одеського обласного управління водних ресурсів, у басейні р. Когильник опади охопили лише 122 км її довжини та площу водозбору $F = 1400 \text{ км}^2$. 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 Тарутине), 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

$$\begin{aligned} \psi(t_P/T_0) &= \frac{n}{n+1} \frac{T_0}{t_p} \left[\frac{m_1+1}{m_1} - \frac{n+1}{m_1(m_1+n+1)} \left(\frac{T_0}{t_p} \right)^{m_1} \right] = \\ &= 0,29 \cdot 2,5/25,9 [1,93 - 1,4/3,54 \cdot (0,097^{1,07})] = 0,053. \end{aligned}$$

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 одержаних результатів, розрахунок також виконано за рекомендаціями СНіП 2.01.14-83, яким стосовно дощових паводків передбачаються розрахункові максимальні модулі стоку $q_{p\%}$ (при $F \geq 200 \text{ км}^2$) 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 $F = 200 \text{ км}^2$;

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 величини паводка в басейні р.Когильник, наприклад, для забезпеченості $P=1\%$.

Вихідні дані: площа водозбору р.Когильник (до гирла) $F=3910 \text{ км}^2$; розрахункова забезпеченість $P=1\%$; зарегульованість ставками $f_{03} < 2\%$.

Послідовність розрахунку $q_{1\%} (\text{м}^3/\text{с} \cdot \text{км}^2)$ за методикою СНіП 2.01.14-83 така.

Максимальний модуль q_{200} визначається за геометричним центром водозбору і на основі додатка 12 [79] він дорівнює $0,5 \text{ м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$. Степеневий показник $n_1 = 0,75$ (додаток 10), при розрахунковій забезпеченості $P=1\%$ коефіцієнт впливу ставків на $q_{1\%}$ береться на рівні одиниці, тобто $\delta_1 = 1,0$, 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 $211 \text{ м}^3/\text{с}$.

Якщо за методикою СНіП 2.01.14-83 здійснити розрахунки максимального модуля і витрати води паводка забезпеченістю $P = 1 \%$, беручи 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: $Q_{1\%} = q_{1\%} \cdot F = 0,116 \cdot 1400 = 162 \text{ м}^3/\text{с}$.

Аналіз одержаних результатів. Розраховані для басейну р.Когильник – гирло ($F=3910 \text{ км}^2$) максимальні витрати води забезпеченістю $P = 1 \%$ з використанням різних методик, як видно, досить суттєво різняться між собою. Вони становлять відповідно $211 \text{ м}^3/\text{с}$ (за методикою СНіП 2.01.14-83) і $133 \text{ м}^3/\text{с}$ (за методикою авторів), тобто різняться майже на 37% . Правда, слід зауважити, що за дослідженнями П.Ф.Вишневського [17], необхідно при розрахунку максимальних витрат води паводків зливого походження враховувати неповноту зрошення опадами водозборів (з площами $F > 550 \text{ км}^2$). Для усунення цих особливостей у просторовому розподілі дощових опадів ним пропонується застосовувати коефіцієнт зниження Q_m

$$k_1 = 4,8 / F^{0,25}. \quad (4.53)$$

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 $129 \text{ м}^3/\text{с}$, що практично співпадає з методикою авторів ($Q_{1\%}=133 \text{ м}^3/\text{с}$). Розраховані модулі $q_{1\%}$ і витрати води $Q_{1\%}$ зведені до табл. 4.6

За нашими розрахунками для паводка, який мав місце 12 вересня 2013 р. в басейні р. Когильник (за умови, що злива охопила не всю площу водозбору $F=3910 \text{ км}^2$, а лише 1400 км^2), модуль стоку $q_{1\%}=0,133 \text{ м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$, а $Q_{1\%}=186 \text{ м}^3/\text{с}$.

Отже, проаналізувавши визначний паводок на р.Когильник, слід зазначити таке:

- Паводок зливого 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 на 100 років).

Таблиця 4.6 - Порівняння результатів розрахунків максимальної витрати води $Q_{1\%}$ та модулів $q_{1\%}$ в басейні р.Когильник – гирло, $F=3910 \text{ км}^2$ (за умов формування паводка 12 вересня 2013 р.)

Методика розрахунку	Розрахункова формула	$q_{1\%}, \text{ м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$	$Q_{1\%}, \text{ м}^3/\text{с}$
СНіП 2.01.14-83 (при $F=3910 \text{ км}^2$)	$q_{p\%} = q_{200} \left(\frac{200}{F} \right)^{n_1} \delta_1 \lambda_{p\%}$	0,054	211
СНіП 2.01.14-83 з урахуванням лише «діючої» площі водозбору ($F=1400 \text{ км}^2$)	$q_{p\%} = q_{200} \left(\frac{200}{F} \right)^{n_1} \delta_1 \lambda_{p\%}$	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 $H_{1\%}=100 \text{ мм}$ і $F=3910 \text{ км}^2$)	$q_{1\%} = q'_{1\%} \cdot \psi(t_p/T_o) \cdot \varepsilon_F$	0,034	133
методика авторів (з урахуванням «діючої» площі водозбору $F=1400 \text{ км}^2$ та при $H_m=196,9 \text{ мм}$)	$q_{1\%} = q'_{1\%} \cdot \psi(t_p/T_o) \cdot \varepsilon_F$	0,133	186

- Визначена за чинним СНіП 2.01.14-83 максимальна витрата води забезпеченістю $P = 1\%$ становить $211 \text{ м}^3/\text{с}$, що на нашу думку є дещо перебільшеною величиною, оскільки злива охопила лише 35,9% від загальної площі водозбору.

- Якщо врахувати зменшення розрахункових витрат води, зумовлених не повним охопленням у степовій зоні водозборів з площами $F > 550 \text{ км}^2$ (за П.Ф.Вишневським), то витрата води забезпеченістю $P=1\%$ становитиме $129 \text{ м}^3/\text{с}$.

- За методикою авторів, якщо вважати, що у формуванні паводка брали участь опади з усієї площі водозбору р. Когильник – гирло ($F = 3910 \text{ км}^2$), то розрахунковий максимум $Q_{1\%}$ буде дорівнювати $133 \text{ м}^3/\text{с}$.

- Якщо «діючу» площу водозбору взяти розміром 1400 км^2 , то при найбільшій кількості опадів, в межах досліджуваної території на (АМП Тарутине $H_m=196,9 \text{ мм}$) максимальна витрата води $Q_{1\%}=186 \text{ м}^3/\text{с}$.

- На думку авторів, більш надійною і перспективною, порівняно з чинним СНіП 2.01.14-83, при розрахунках характеристик максимального стоку є операторна структура (4.6). Вона є більш універсальною, бо не об-

межена площами 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 $Q_{1\%}=186 \text{ м}^3/\text{с}$ необхідно взяти до уваги при здійсненні протипаводкових заходів у регіоні.

4.3.2 Про можливість використання запропонованої методики для визначення розрахункових характеристики припливу поверхневих вод до водойм закритого типу на території Півдня України в умовах змін клімату

При проектуванні, а тим більш при експлуатації штучних водойм закритого типу (водосховищ, ставків), важливим є надійна оцінка прибуткових складових водних балансів (опаді на поверхню водойм і особливо – приплив поверхневого стоку з їх водозборів) в роки різної ймовірності перевищення. До такої категорії відносяться водосховища наливного типу і значна кількість лиманів північно-західного Причорномор'я (зокрема, Куяльницький і Хаджибейський).

Згідно з діючим нормативним документом СНіП 2.01.14-83 [79], визначити розрахункові об'єми поверхневого припливу води до водойм у межах досліджуваної території можливо лише для паводкової складової з водозборів площею $F < 50 \text{ км}^2$, користуючись рівнянням

$$Y_{P\%} = \psi(\tau_{\bar{\sigma}} = 150 \text{ хв}) \eta H'_{1\%} \lambda_{P\%}, \quad (4.54)$$

де $\psi(\tau_{\bar{\sigma}} = 150 \text{ хв})$ – відносна інтенсивність опадів, яка для рівнинних умов України становить 1,0;

η – збірний коефіцієнт паводкового стоку

$$\eta = \frac{1,3\eta_0}{(F + 1)^{0,11}} \left(\frac{I_{\bar{\sigma}}}{50} \right)^{n_2}; \quad (4.55)$$

η_0 – коефіцієнт стоку, приведений до умовної площі водозборів $F=10 \text{ км}^2$, та уклонів $I_{\bar{\sigma}}=50 \text{ ‰}$ (береться за таблицями);

$H'_{1\%}$ – максимальний добовий шар дощових опадів ймовірністю перевищення $P=1\%$ (представлений відповідною картою);

$\lambda_{P\%}$ – коефіцієнт забезпеченості;

n_2 – степеневий показник, який визначається за таблицями, залежно від природної зони, типу і механічного складу ґрунтів.

Загальний приплив води до водойм буде становити

$$W_{P\%} = 10^3 Y_{P\%} F, \quad (4.56)$$

де $W_{P\%}$ – об'єм надходження води до водойм під час весняних водопілля і дощових паводків, м³;

$Y_{P\%}$ – розрахунковий шар стоку, мм;

F – площа водозбору водойм, км².

Не заважаючи на те, що формула граничної інтенсивності у вигляді (4.54) є недосконалою у теоретичному відношенні, а параметри, які входять до неї, відносяться до 1980 року, слід звернути ще раз увагу на обмеженість розмірів водозборів площами $F < 50$ км².

Що стосується розрахункової схеми максимального стоку дощових паводків (в діапазоні $F > 50$ км²), то як видно з (2.92), шар стоку взагалі до неї не входить.

З метою підвищення надійності оцінки надходження паводкових вод різної забезпеченості до водойм, регулюючих поверхневий стік, автори рекомендують формулу (4.6), приклад реалізації якої показано нижче. Після визначення максимальних витрат води, за наявності індивідуальних кривих об'ємів $H = f(W)$, для кожної водойми можна визначити ймовірнісні рівні води в них забезпеченістю $P\%$.

Як вже було показано у роботах авторів [38,53], запропонована методика може використовуватись як для визначення максимального стоку паводків (з використанням даних про стокоформуєчі опади), так і для весняного водопілля (з використанням даних про максимальні снігозапаси та опади підчас весняного водопілля). В останньому випадку максимальний модуль схилового припливу пропонується розраховувати за формулою:

$$q'_m = 0,28 \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} (S_m + x) \eta, \quad (4.57)$$

де S_m - максимальні снігозапаси перед початком сніготанення, мм;

x - кількість опадів від дати S_m до кінця водопілля (мм) [38];

η - коефіцієнт стоку весняного водопілля.

Останнім часом приділяється багато уваги проблемі пересихання Куяльницького лиману, який відноситься до групи лиманів північно-

західного Причорномор'я. До найбільших водотоків в басейні Куяльницького лиману, які суттєво можуть впливати на його гідрологічний режим, слід віднести річки Великий Куяльник ($F=1860 \text{ км}^2$), Кубанку ($F=129 \text{ км}^2$) та Довбоку ($F = 68,3 \text{ км}^2$). Ці річки характеризуються періодичним стоком під час сніготанення і випадання інтенсивних дощів. Весняне водопілля буває майже щорічно (у лютому-березні), вищий рівень водопілля спостерігається найчастіше в першій декаді березня. Після проходження водопілля малі річки, як правило, пересихають, причому пересихання нерідко триває до наступного сніготанення. Водний режим характеризується періодичним *стоком*: вода в руслі буває лише під час сніготанення весною, а також влітку і восени при проходженні дощових паводків. Отже, враховуючи особливості водного режиму річок досліджуваної території, при обґрунтуванні розмірів отворів гідротехнічних споруд на річках розрахунків слід вести як на максимальний стік весняного водопілля, так і дощових паводків.

Також дуже актуальною задачею є оцінка можливих змін водності цього об'єкта, які можуть спричинятись змінами клімату у найближчі роки.

Розглянемо розрахунок поверхневого припливу до нього з використанням методики авторів.

Максимальні витрати води весняного водопілля в басейні Куяльницького лиману розраховуються за базовою формулою (4.6) у такому порядку:

1. Тривалість руслового добігання t_p , год визначається за формулою (4.38)

2. Тривалість схилового припливу для усього басейну лиману становить 50 год [38].

3. Модуль схилового припливу $q'_1\%$ визначається за формулою (4.57):

3.1. Для рівнинної території України обґрунтоване авторами значення коефіцієнта часової нерівномірності схилового припливу становить 6,0.

3.2. Розрахункова величина снігозапасів (у сумі з опадами періоду формування весняного водопілля) $(S_m + x)_{1\%}$ визначалась на базі використання кривої трипараметричного гама-розподілу, тобто $(S_m + \bar{x})_{1\%} = (\bar{S}_m + \bar{x})k_p$, враховуючи, що \bar{S}_m - середня величина снігозапасів, яка для території Причорноморської низовини картована [38], і для басейну Куяльницького лиману дорівнює 30 мм;

Кількість опадів (\bar{x}) за період водопілля, визначається в залежності від величини площ водозборів [38] за рівнянням

$$\bar{x} = 5,0 + 7,5 \lg(F + 1). \quad (4.58)$$

Модульний коефіцієнт k_p визначається в залежності від коефіцієнта варіації C_v і співвідношення C_s/C_v . У свою чергу C_v обчислюється за регіональною формулою [38].

Для водотоків Куяльницького лиману $C_v = 0,65$, а нормативне співвідношення C_s/C_v дорівнює 3,5. Цим величинам статистичних параметрів часового ряду ($S_m + x$) відповідає $k_{1\%} = 3,34$.

3.3. Коефіцієнти стоку в період весняного водопілля η визначаються в залежності від площ водозборів. Вони представлені таблицею у [38].

4. Трансформаційна функція розпластування паводкових хвиль під впливом тривалості руслового добігання t_p визначається за (4.36) або (4.37), залежно від співвідношення t_p/T_0 , причому при значеннях t_p/T_0 , які мало відрізняються від одиниці, степеневий показник m у рівнянні кривих ізохрон рекомендується брати на рівні одиниці.

5. Коефіцієнти русло – заплавного регулювання водопіль визначаються за таблицею [38] в залежності від величини площ водозборів.

Таким чином, максимальні модулі весняного водопілля забезпеченістю $P = 1\%$ в басейні Куяльницького лиману змінюються в межах: від $0,10 \text{ м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$ (р. В. Куяльник, $F = 1860 \text{ км}^2$), $0,32 \text{ м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$ (р. Кубанка, $F = 129 \text{ км}^2$) до $0,42 \text{ м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$ (р. Довбока, $F = 68,3 \text{ км}^2$).

Максимальні витрати води дощових паводків в басейні Куяльницького лиману розраховані за базовою формулою (4.6) у порядку наведеному вище. На відміну від весняного водопілля дощові паводки в басейні Куяльницького лиману супроводжуються більш високими модулями стоку по басейнах річок Кубанка і Довбока - $0,72$ і $1,09 \text{ м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$, відповідно, але по р.В. Куяльник, навпаки, максимальний модуль водопілля $q_{1\%}$ майже в 6 разів більший за модуль $q_{1\%}$ розрахункового дощового паводка.

Згідно з регіональними проєкціями змін клімату, у високих широтах і деяких частинах тропіків майже за всіма моделями прогнозується збільшення опадів, тоді як в деяких субтропічних і середньоширотних районах моделі передбачають їх зменшення.

Оскільки результативними характеристиками більшості моделей глобальних змін клімату є температури повітря і кількість опадів, то необхідно, щоб і моделі гідрологічних процесів були сприятливими до них. На наш погляд, достатньою мірою таким вимогам відповідає методика розрахунку характеристик максимального стоку паводків і водопіль в редакції (4.57) [51].

Прогнозовані середні зміни річних опадів і температур повітря за моделлю CCSM3 (сценарій A1B) для території України на період 2010-2039 рр., по відношенню до 1980-1999 р., представлені залежностями цих величин від географічних координат місцевості (рис.4.8).

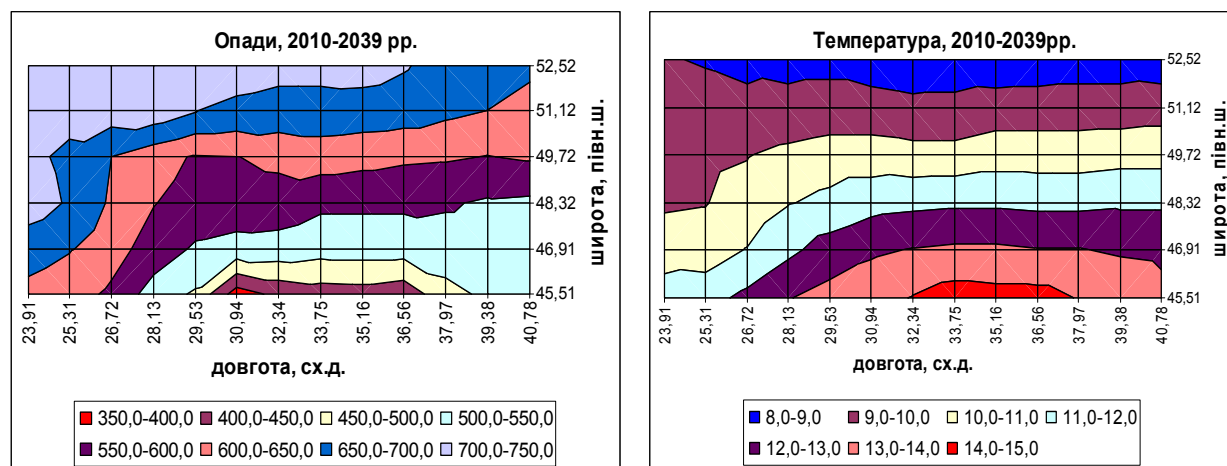


Рис. 4.8 - Прогнозні значення річних опадів (мм) і температури повітря (°C) за моделлю CCSM3 (сценарій A1B) для території України.

З метою обґрунтування методично – розрахункової бази для оцінки можливих змін характеристик максимального стоку весняного водопілля і паводків на майбутнє авторами побудовані залежності щорічних максимальних снігозапасів перед початком водопілля і добових максимумів опадів теплового періоду (III – V місяці) від річних опадів і температур повітря[51]. Описуються вони лінійними рівняннями:

$$S_m = 2,04\bar{X} - 68,31; r = 0,88, \quad (4.59)$$

та

$$X(III - V) = 0,220\bar{X}; r = 0,82, \quad (4.60)$$

де \bar{X} - середня багаторічна кількість опадів.

Високі коефіцієнти кореляції дозволяють використовувати рівняння (4.59) і (4.60) для прогнозування величин S_m і x на період 2010 – 2039 рр.

Аналогічні залежності зайве побудовані й для добових максимумів опадів H . Відповідні рівняння мають вигляд

$$H_{1\%} = 0,049\bar{X} + 60,4; r = 0,17, \quad (4.61)$$

$$H_{1\%} = 0,86\bar{t} + 80,5; r = 0,050, \quad (4.62)$$

де \bar{t} - середня багаторічна температура повітря.

Як видно, залежності виражені не чітко (коефіцієнти кореляції становлять усього 0,17 і 0,050), а тому автори не можуть рекомендуватися для практичного використання при оцінці змін характеристик максимального стоку дощових паводків на території України взагалі, і в межах басейну лиману Куяльник зокрема.

Проте реалізація й цієї моделі потребує деяких попередніх визначень. Зокрема, необхідно методично здійснити перехід від $X(III - V)$ до \bar{x} у формулі (4.60). З цією метою на сучасних матеріалах спостережень були встановлені перехідні коефіцієнти k_s (табл. 4.7)

$$k_s = \bar{x} / [\bar{x}(III - V)]. \quad (4.63)$$

У цій же таблиці наведені й розрахункові складові $(\bar{S}_m + \bar{x})$, по яких проводилась оцінка впливу глобальних змін клімату. Якщо прийняти, що в сценарних варіантах коефіцієнти стоку η і тривалість схилового припливу T_0 зберігаються незмінними по відношенню до базових величин, то тоді досить просто можна встановити коефіцієнти змін витрат води весняного водопілля

$$k_{zm} = \frac{(\bar{S}_m + \bar{x})_{прогн}}{(\bar{S}_m + \bar{x})_{сучасн}}. \quad (4.64)$$

Як видно з табл. 4.8, $k_{zm} < 1,0$, що свідчить про зменшення у прогностичному періоді (2010-2039 рр.) $Q_{1\%}$ при опадах $\bar{x}_{річ} = 400$ мм по басейну Куяльницького лиману в середньому на 66 (р. В. Куяльник) – 61 % (р. Довбока.)

Дещо інші результати одержані при сценарній величині $\bar{x}_{річ} = 500$ мм (табл. 4.9). В середньому спостерігається посилення водопілля на 11,1 %, порівняно з базовим періодом.

Тепер повернемося до прогнозування змін максимальних витрат води дощових паводків на період до 2039 р. По досить низьких коефіцієнтах кореляції в рівняннях (4.61) і (4.62) не можна надійно моделювати часові зміни з використанням рівняння (4.7).

На цій підставі ми робимо висновок, що у період 2010 – 2039 розрахункові витрати паводкового стоку Q_p залишаться в басейні Куяльниць-

кого лиману незмінними. Більш того, дані по добових опадах у межах Півдня України (до 2011 року) свідчать про те, що визначні їх величини спостерігались в період 1970 – 80 рр. (54,2 %), а найбільш ймовірні їх значення становлять 90 – 100 мм (43,4 %)

Таблиця 4.7 - Вихідні данні по весняному водопіллю в басейні Куяльницького лиману
(середньорічні опади $\bar{x}_{річ} = 455$ мм)

ВОДОТОК	$F, \text{км}^2$	$\bar{S}_m, \text{мм}$	$\bar{x}, \text{мм}$	$(\bar{S}_m + \bar{x}), \text{мм}$	Витрата води забезпеченністю $P\%$				k_s
					1.0	3.0	5.0	10.0	
р. В.Куяльник	1860	30,0	29,5	59,5	188	100	124	99,6	0,295
р. Кубанка	129	30,0	20,8	50,8	41,9	100	27,5	22,2	0,208
р. Довбока	68,3	30,0	18,8	48,8	28,7	100	18,9	15,2	0,188

Таблиця 4.8 - Характеристики весняного водопілля в басейні Куяльницького лиману
на період 2010 – 2039 рр. при $\bar{x}_{річ} = 400$ мм

ВОДОТОК	$F, \text{км}^2$	$\bar{S}_m, \text{мм}$	$\bar{X}(III - V), \text{мм}$	$\bar{x}, \text{мм}$	$(\bar{S}_m + \bar{x}), \text{мм}$	$k_{зм}$
р. В. Куяльник	1860	13,3	88,0	26,0	39,3	0,66
р. Кубанка	129	13,3	88,0	18,3	31,6	0,62
р. Довбока	68,3	13,3	88,0	16,5	29,8	0,61

Таблиця 4.9 - Характеристики весняного водопілля в басейні Куяльницького лиману
на період 2010 – 2039 рр. при $\bar{x}_{річ} = 500$ мм

ВОДОТОК	$F, \text{км}^2$	$\bar{S}_m, \text{мм}$	$\bar{X}(III - V), \text{мм}$	$\bar{x}, \text{мм}$	$(\bar{S}_m + \bar{x}), \text{мм}$	$k_{зм}$
р. В. Куяльник	1860	33,7	110	32,4	66,1	1,11
р. Кубанка	129	33,7	110	22,9	56,6	1,11
р. Довбока	68,3	33,7	110	20,7	54,4	1,11

ВИСНОВКИ

У монографії розглядається актуальна проблема щодо нормування розрахункових характеристик максимального стоку дощових паводків на території Півдня України (басейни Південного Бугу, межиріччя Дунай-Дністер, річок Причорноморської низовини і прилеглих до них територій).

Слід відзначити, що характерними особливостями гідрологічного режиму річок досліджуваної території є дощові паводки, які в окремі роки набувають катастрофічних розмірів (особливо на невеликих за площами водозборах).

Чинний нормативний документ для визначення розрахункових характеристик максимального стоку дощових паводків ґрунтується, головним чином, на спрощених редуційних структурах (при $F > 200 \text{ км}^2$), а також на формулі граничної інтенсивності (при $F < 200 \text{ км}^2$). Використання у нормативних документах різних за структурою формул на водозборах із площами $F > 200 \text{ км}^2$ і $F < 200 \text{ км}^2$ є науково не обґрунтованим.

Виходячи з аналізу сучасного стану розрахунку характеристик максимального стоку річок, авторами використана структура операторного типу, запропонована Є.Д. Гопченком. Формула за своєю структурою є єдиною для всього діапазону водозбірних площ, тобто від окремих схилів до розгалужених річкових систем.

Статистична обробка часових рядів опадів, шарів паводкового стоку і максимальних витрат води виконувалась як із застосуванням стандартних методів (моментів, найбільшої правдоподібності і графоаналітичного), так і методу забезпеченості забезпеченостей.

Враховуючи порівняно короткі ряди спостережень за опадами і характеристиками паводкового стоку, у роботі здійснено уточнення відповідних величин паводкового стоку. З цією метою (з використанням методу сумісного аналізу) здійснена перевірка на однорідність полів максимумів добових опадів і шарів паводкового стоку.

За добовими максимумами опадів уся територія Півдня України віднесена до одного району. Це дало змогу для випадку одинісоткових квантилів добових опадів (із застосуванням кривої забезпеченості забезпеченостей) обґрунтувати $H_{1\%}$ на рівні 100 мм.

З іншого боку, за результатами аналізу шарів паводкового стоку виділені два райони, з яких один належить до переважно степової зони, а інший — до лісостепової. На основі залежностей між шарами стоку і площами водозборів в межах виділених районів уточнені розрахункові величини шарів стоку $Y_{1\%}$.

Розрахункові модулі стоку забезпеченістю $P = 1 \%$ зайве уточнені шляхом використання величин добових опадів $H_{1\%} = 100$ мм і коефіцієнтів стокоутворення η_0 , які в першому районі дорівнюють 0,4, а в другому – 0,7.

В результаті, вперше для розглядуваної території обґрунтовані модулі схилового припливу забезпеченістю $P = 1 \%$. Максимальні їх значення під час екстремально високих дощових паводків у басейнах річок Півдня України (при забезпеченості $P = 1 \%$) становлять: у першому районі (південь лісостепової і степова зона) $15,7 \text{ м}^3 / (\text{с} \cdot \text{км}^2)$, а в другому (лісостепова зона) – $27,4 \text{ м}^3 / (\text{с} \cdot \text{км}^2)$.

Суттєво впливає на трансформацію паводків русло-заплавне регулювання, яке в запропонованій методиці враховується збірним коефіцієнтом ε_F .

Запропонована методика розрахунку характеристик максимального стоку дощових паводків у басейнах річок Півдня України доведена до рівня практичного використання. За результатами перевірних розрахунків її точність становить $\pm 18,5 \%$.

На прикладі Куяльницького лиману показана можливість визначення поверхневого припливу до водойм закритого типу в рамках запропонованої операторної структури, а також можливість врахування змін клімату.

У монографії всебічно проаналізовано особливості визначного паводка зливого характеру, який спостерігався 12-15 вересня 2013 року в басейні р. Когильник та встановлені його характеристики (максимальні витрати води і модулі стоку). За оцінками авторів його повторюваність у середньому наближається до одного разу на 100 років.

ЛІТЕРАТУРА

1. Атлас України [Електронний ресурс]: 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. – Назва з титул. екрану.
2. Алексеев Г.А. Анализ и расчет максимального стока / Г.А.Алексеев // Труды НИУ ГМС. – Сер.IV. - Вып.29. - 1946.- С.33 - 91.
3. Алексеев Г.А. Паводочный сток рек СССР/ Г.А. Алексеев. - М.: Гидрометеиздат, 1956. - 107 с.
4. Алексеев Г.А. О методах расчета максимальных расходов паводков при отсутствии или недостаточности наблюдений / Г.А. Алексеев // Труды ОГМИ.- Вып.15.-1958. -С.35 - 40.
5. Алексеев Г.А. Объективные статистические методы расчета и обобщения параметров максимального дождевого стока / Г. А. Алексеев // Международный симпозиум по паводкам и их расчетам. – Л.: Гидрометеиздат, 1969. – Ч. I. – С. 114 - 129.
6. Алексеев Г.А. Методы оценки случайных погрешностей гидрометеорологической информации / Г.А. Алексеев. - Л.: Гидрометеиздат, 1975. - 93 с.
7. Алексеев Г.А. Методы и примеры объективной сравнительной оценки качества и точности формул для расчета гидрологических характеристик/ Г.А Алексеев, В.В. Адерихин // Метеорология, гидрология. - 1987. - Вып.12. -С.84- 95.
8. Андреевская Г.М. О форме графиков притока воды со склонов в русловую сеть / Андреевская Г.М., Гопченко Е.Д., Овчарук В.А. // Метеорология, климатология и гидрология. - 1996. - Вып.33. - С. 106-110.
9. Бефани А.Н. Новый метод расчета максимальных ливневых расходов в условиях степной полосы Украины/ А.Н. Бефани // Труды ОГМИ. - Вып. XII. – 1956. - С. 179- 206.
10. Бефани А.Н. Основы теории ливневого стока / А.Н. Бефани // Труды ОГМИ. - Вып. XIV. - 1958. – 309 с.
11. Бефани А.Н. Пути развития генетических методов расчета максимального дождевого стока/ А.Н. Бефани // Труды IV Всесоюзного гидрологического съезда. - Л.: 1975.- Т.3. - С. 11-22.
12. Бефани А.Н. Основные принципы географического обобщения в гидрологии паводков/ Бефани А.Н., Бефани Н.Ф., Гопченко Е.Д. // Гидрология и климатология. – 1975. – С.7 – 10.

13. Бефани А.Н. Региональные модели формирования паводочного стока на территории СРСР / Бефани А.Н., Бефани Н.Ф., Гопченко Е.Д. – Обнинск, 1981. – 60 с.
14. Бефани А. Н. Математические модели поверхностного задержания дождевых вод на склонах / А. Н. Бефани // Метеорология, климатология и гидрология. – 1982. - Вып.18. - С.108-117.
15. Блохинов Е.Г. Новые приемы для оценки параметров случайных колебаний речного стока по данным многолетних наблюдений / Е.Г.Блохинов // Труды ГГИ. - 1968. – Вып.143. – С.134-185.
16. Великанов В.А. Гидрология суши / В.А. Великанов. - Л.: Гидрометеиздат. – 1948. - 526 с.
17. Вишневський П.Ф. Зливи і зливовий стік на Україні./ П.Ф. Вишневський. – Київ: Наукова думка, 1964. – 230 с.
18. Вишневський В.І. Зміни клімату і річкового стоку на території України і Білорусії/ В.І. Вишневський // Наук.праці УкрНДГМІ. – 2001. – Вип.249. – С.89-105.
- 19.Вишневський В.І. Гідрологічні характеристики річок України./ В.І.Вишневський, О.О. Косовець. – К.: Ніка-Центр, 2003. – 324 с.
20. Воскресенский К.П. Гидрологические расчеты при проектировании сооружений на малых реках, ручьях и временных водотоках / К.П.Воскресенский. - Л.: Гидрометеиздат, 1956.- 467 с.
21. Гопченко Е.Д. Графоаналитический метод определения параметров гидрографов склонового стока (по материалам полевого обследования ГВВ)/ Е.Д.Гопченко, Ю.А.Гнездилов // Труды УкрНИГМИ. – 1974. – Вып.127. – С.54-61.
22. Гопченко Е.Д. О редукции максимальных модулей дождевого стока по площади / Е.Д.Гопченко // Метеорология и гидрология. - 1975. - №2. - С.66-71.
23. Гопченко Е.Д. Обоснование параметров редукционной формулы для расчета максимального стока рек/ Е.Д.Гопченко // Водные ресурсы.-1976.- № 4. - С. 34 -40.
24. Гопченко Е.Д. Анализ структуры объемных формул / Е.Д. Гопченко // Метеорология, климатология и гидрология. - 1976. - Вып. 12 - С. 84-90.
25. Гопченко Е. Д. О редукционных формулах максимального стока/ Е.Д. Гопченко // Труды УкрНИГМИ. - 1980.- Вып. 175.- С.85-93.
26. Гопченко Е.Д. Обоснование методики расчета максимальных расходов дождевых паводков на реках юга Украины / Е.Д. Гопченко, Т.А.Сенченкова // Труды УкрНИГМИ. - вып.183. – 1980. – С.34-44.
27. Гопченко Е.Д. Современное состояние и пути развития методов расчета максимального стока / Е.Д. Гопченко // Методы расчета максимального стока. - МГУ, 1980. -Ч.1.- С. 3-18.

28. Гопченко Е.Д. Расчет максимальных расходов дождевых паводков рек Приазовья / Е.Д.Гопченко, Р.Р. Редько // Труды УкрНИГМИ. - Вып.20. – 1985. - С.63-70.

29. Гопченко Е.Д. О расчете потерь на спаде склонового стока в условиях лесостепной и степной зон юга Украины и Молдавии / Е.Д.Гопченко, И.А. Светличная // Труды УкрНИГМИ. - Вып.220. – 1987. - С.16-22.

30. Гопченко Е.Д. Некоторые проблемы вопроса расчета максимального паводочного стока / Е.Д. Гопченко // Доклады АН СССР. - 1988.- Т.302. - № 4.- С.955- 957.

31. Гопченко Е.Д. О расчете водообразования в условиях степной и лесостепной зон юга Украины и Молдавии / Е.Д. Гопченко, С.Л. Нагаева. – 1988. – 15 с. - Деп. в УкрНИИНТИ, 27.05.88, №1311 Ук.88.

32. Гопченко Є.Д. Гідрологія суші з основами водних меліорацій: Навч.посібник / Є.Д. Гопченко, О.В. Гушля. – К.: ІСЛО, 1994. – 296 с.

33. Гопченко Є.Д. Про розрахунок максимального стоку з невеликих водозборів /Є.Д.Гопченко, М.Є.Романчук // Метеорологія, кліматологія і гідрологія. - 1995.- Вып.30- С. 29-36.

34. Гопченко Е.Д. О русло-пойменном регулировании максимального стока / Гопченко Е.Д., Казанкова Т.А., Романчук М.Е. // Метеорологія, кліматологія і гідрологія.-1997.-Вып.34.-С.221-231.

35. Гопченко Е.Д. Новые подходы к нормированию расчетных характеристик максимального стока / Гопченко Е.Д., Романчук М.Е., Казанкова Т.А // Матер. научн.-практ. конф. - Кишинев, 1998.-Ч.2.- С. 209 – 211.

36. Гопченко Е.Д. Оценка возможных изменений водных ресурсов Украины в условиях глобального потепления / Е.Д.Гопченко, Н.С.Лобода// Гидробиологический журнал. - Киев: Институт гидробиологии НАН Украины. - Т.36. - №3. - 2000. - С. 67 - 78.

37. Гопченко Е. Д. Формирование максимального стока весеннего половодья в условиях юга Украины / Е.Д.Гопченко, В.А.Овчарук. – Одесса: ТЭС, 2002.- 110 с.

38. Гопченко Е.Д. Нормирование характеристик максимального стока весеннего половодья на реках Причерноморской низменности / Е.Д. Гопченко, М.Е. Романчук. – Київ: КНТ, 2005. – 148 с.

39. Гопченко Е.Д. Водные ресурсы северо-западного Причерноморья (в естественных и нарушенных антропогенной деятельностью условиях): монография / Е.Д. Гопченко, Н.С. Лобода.- К.: КТН, 2005.-192 с.

40. Гопченко Є.Д. Методика расчета скорости руслового добега на реках Украины / Є.Д. Гопченко, В.А. Овчарук // Причорноморський

екологічний бюлетень, №2(24) (червень). - Одеса: Інноваційно-інформаційний центр "ІНВАЦ", 2007. – С.53-55.

41. Гопченко Є.Д. Науково-методична база та розрахункові характеристики максимального стоку в басейні Тузловських лиманів / Гопченко Є.Д., Романчук М.Є., Романчук О.К. // Причорноморський екологічний бюлетень, №2(24) (червень). - Одеса : Інноваційно-інформаційний центр "ІНВАЦ", 2007. – С.56-62.

42. Гопченко Є.Д. Аналіз діючої в Україні нормативно-розрахункової бази в галузі максимального стоку дощових паводків / Гопченко Є.Д., Романчук М.Є., Головатюк Г.С., Бін Салім Фуад Фараг Салем, В.А. Овчарук// Український гідрометеорологічний журнал. - Одеса. Екологія, 2009. - №5. - С.173-179.

43. Гопченко Е.Д. Трансформационная функция распластывания максимальных модулей стока рек в формулах предельной интенсивности / Гопченко Е.Д., Овчарук В.А., Бин Салим Фуад Фараг Салем // Вісник Одеського державного екологічного університету. — Вип.9. - Одеса: ТЕС, 2010. - С.142-151.

44. Гопченко Є.Д. Структурні особливості та практичне застосування формул граничної інтенсивності/ Гопченко Є.Д., Романчук М.Є., Дорошенко О.М. // Метеорологія, кліматологія та гідрологія. - Одеса. ТЕС, 2010. - Вип.51. - С.160-168.

45. Гопченко Е.Д. Оценка риска подтопления территории при эксплуатации придунайских водохранилищ / Е.Д. Гопченко, И.Д. Кичук, В.А. Овчарук, Н.С. Кичук // Материалы международной научно-практической конференции «Современные проблемы водохранилищ и их водосборов». – Пермь, 2011. – С. 42 – 47.

46. Гопченко Є.Д. Розрахункові характеристики дощових паводків на території півдня України/ Гопченко Є.Д., Овчарук В.А., Кічук Н.С. // Вісник Одеського державного екологічного університету. - 2011.-Вип.11- С.161-171.

47. Гопченко Е.Д. Использование кривых обеспеченности обеспеченностей для расчета характеристик максимального стока дождевых паводков на территории юга Украины / Гопченко Е.Д., Кичук И.Д., Овчарук В.А., Кичук Н.С. // Труды Всероссийской научной конференции «Современные проблемы стохастической гидрологии и регулирования стока». – М., 2012.- С.339-336.

48. Гопченко Є.Д. Зливові опади на території Півдня України / Є.Д. Гопченко, В.А. Овчарук, Н.С.Кічук // Наук. праці УкрНДГМІ. – 2012. – Вип. 262. – С. 94 – 99 .

49. Гопченко Е.Д. Операторная модель формирования стока паводков малых рек бассейна Черного моря / Е.Д. Гопченко, В.А. Овчарук, Н.С. Кичук // Материалы международной научно-технической конферен-

ции молодых ученых, аспирантов и студентов. – Севастополь, 14–17 мая 2012. – С. 201 – 205.

50. Гопченко Є.Д. Проблеми визначення розрахункової тривалості припливу води зі схилів до руслової мережі / Є.Д. Гопченко, В.А. Овчарук, Н.С.Кічук // Наук. праці УкрНДГМІ. – 2012. – Вип. 263. – С. 85-88.

51 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.

52. Гопченко Є.Д. Особливості застосування редукційної формули максимального стоку річок / Гопченко Є.Д., Овчарук В.А., Кічук Н.С. // Гідролгія, гідрохімія і гідроекологія. – 2013. - Т.1(28). - С. 37-43.

53. Гопченко Є.Д. Максимальний стік весняного водопілля і дощових паводків в басейні Куяльницького лиману в умовах глобальних змін клімату/ Гопченко Є.Д., Овчарук В.А., Семенова І.Г., Кічук Н.С., Романчук М.Є. //Водне господарство України.- Київ. 2013.- №2. - С.26-29.

54. Гопченко Є.Д. Невеликі річки – великі проблеми / Гопченко Є.Д., Кічук Н.С. // Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. – 2014. - Т.3(34). – С.16-24

55.Гребінь В.В. Сучасний водний режим річок України (ландшафтно-гідрологічний аналіз) / В.В. Гребінь. – К. : Ніка-Центр, 2010. – 316 с.

56. Калинин Г.П. Проблемы глобальной гидрологии / Г.П. Калинин. – Л.: Гидрометеиздат, 1968. – 376 с.

57. Кліматологічні стандартні норми (1961-1990 рр.). – Київ: 2002. – 446 с.

58. Клімат України: у минулому...і майбутньому? : Монографія / [Кульбіда М.І. [та ін.]: за ред. М.І.Кульбіди, М.Б.Барабаш. – К. : Сталь, 2009. – 234 с.

59. Клімат України / За ред. В. М. Ліпінського, В. А. Дячука, В.М.Бабіченко.– Київ : Вид-во Раєвського, 2003. - 343 с.

60. Кочерин Д.И. Вопросы инженерной гидрологии / Д.И. Кочерин – М.: Энергоиздат, 1932. – 208 с.

61. Крицкий С.Н. Гидрологические основы управления речным стоком/ С.Н. Крицкий, М.Ф. Менкель. – М., 1981. – 254 с.

62. Лалыкин Н.В. О расчёте скоростей добегания/Н.В. Лалыкин// Труды ОГМИ. - вып. XV. - 1958. – С.73-87.

63. Лобода Н.С. Обоснование районирования статистических параметров стока, определяемых по наблюдаемым данным с малой степенью достоверности / Н.С. Лобода, Е.Д. Гопченко // Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. - Т.5. - 2003. - С. 35 -41.

64. Лобода Н.С. Водні ресурси України у зв'язку з кліматичними умовами / Н.С. Лобода, Є.Д. Гопченко// Україна: географічні проблеми

сталого розвитку. - Зб. наук. пр. - Українське географічне товариство, 2004. - С.144-146.

65. Мартазінова М.Ф. Оценка изменения климатического режима в Украине к концу XX столетия/ М.Ф. Мартазінова, О.К. Іванова // Україна: географічні проблеми сталого розвитку. - Зб. наук. пр. - Українське географічне товариство, 2004. - С.142-144.

66. Материалы наблюдений Велико-Анадольской воднобалансовой станции.; под редакцией Р.В. Луговой. - Вып.19. - К.,1977. – 117 с.

67. Методические рекомендации по учету влияния хозяйственной деятельности на сток малых рек при гидрологических расчетах для воднохозяйственного проектирования. - Л.: Гидрометеиздат, 1986. - С.44- 45.

68. Методы оценки случайных погрешностей гидрологической информации. - Л.: Гидрометеиздат, 1975. - 96 с.

69. Методические рекомендации по оценке однородности гидрологических характеристик и определению их расчетных значений по неоднородным данным. – Санкт-Петербург, 2010. – 162 с.

70. Мокляк В.И. Расчеты весенних максимальных расходов воды (при отсутствии наблюдений)/ В.И. Мокляк // Труды Киевск. научн.- исслед. ГМО УССР. - 1949.- Вып.3(4).

71. Мокляк В.И. О природе редукции максимальных модулей стока/ В.И. Мокляк // Метеорология и гидрология.- 1956.- № 4. - С.51 – 52.

72. Мокляк В.І. Максимальні витрати від талих вод УРСР./ В.И.Мокляк // – К.: Видав. АН УРСР, 1957. – 163 с.

73. Мокляк В.И. Расчеты максимальных расходов от талих вод на реках Украины и Молдавии / В.И. Мокляк, Э.И. Царенко // Труды УкрНИГМИ, 1967. - Вып.73.- С.3-26.

74. Музылев С.В. Стохастические модели в инженерной гидрологии / Музылев С.В., Привальский В.Е., Раткович Д.Я. - М.: Наука, 1982 – 184 с.

75. Нежиховский Р.А. Русловая сеть бассейна и процесс формирования стока воды / Р.А. Нежиховский. – Л.: Гидрометеиздат, 1971. – 473 с.

76. Огиевский А.В. Основные закономерности в процессах стока на речных бассейнах / А.В. Огиевский. – Л.: Гидрометеиздат. - 1945. – 187 с.

77. Определение основных расчетных гидрологических характеристик. СП 33-101-2003. - М: Госстрой России, 2003.- 74 с.

78. Определение расчетных гидрологических характеристик при наличии данных гидрометеорологических наблюдений: Методические рекомендации. – Санкт-Петербург: ГГИ, 2007. – 69 с.

79. Пособие по определению расчетных гидрологических характеристик. – Л.: Гидрометеиздат, 1984. – 447 с.

80. Протождяконов М.М. Теория стока поверхностных вод / М.М.Протождяконов. - М.: Гострансиздат. - 1932.- 168 с.

81. Раффа У. Паводочные расходы различной вероятности в бассейне р.По / У. РАФа // В кн. « Международный симпозиум по паводкам и их расчетам»- Л.: Гидрометеиздат. -1969, т.I. - С. 353-361.
82. Ресурсы поверхностных вод СССР. Т.6. Украина и Молдавия. Вып.1. Западная Украина и Молдавия / [под ред. М.С.Каганера]. – Л.: Гидрометеиздат, 1969. – 884 с.
83. Ресурсы поверхностных вод СССР Т.6. Украина и Молдавия. Вып.2. Среднее и Нижнее Поднепровье / [под ред. М.С.Каганера]. – Л.: Гидрометеиздат, 1971. – 656 с.
84. Ресурсы поверхностных вод СССР. Т.6. Украина и Молдавия. Вып.3. Бассейн Северского Донца и реки Приазовья / [под ред. М.С.Каганера]. – Л.: Гидрометеиздат, 1967. – 492 с.
85. Рождественский А.В. Оценка точности кривых распределения гидрологических характеристик / А.В. Рождественский. – Л.: Гидрометеиздат, 1977. – 260 с.
86. Рождественский А.В., Чеботарев А.И. Статистические методы в гидрологии / А.В. Рождественский, А.И. Чеботарев. – Л.: Гидрометеиздат, 1974. – 423 с.
87. Рождественский А.В. Оценка точности гидрологических расчетов / Рождественский А.В., Ежов А.В., Сахарюк А.В. - Л.: Гидрометеиздат, 1990. - 276 с.
88. Светличная И.А. Расчет потерь дождевого стока на инфильтрацию / И.А. Светличная //Водные ресурсы. – 1984. - вып.2. - С.44-48.
- 89.Сикан А.В. Методы статистической обработки гидрометеорологической информации / А.В. Сикан. – Санкт-Петербург: ГГИ, 2007. – 278 с.
90. Соколовский Д.Л. Речной сток / Д.Л. Соколовский. – Л.: Гидрометеиздат, 1968. – 260 с.
- 91.Триземиус О. Некоторые замечания о вычислении стока паводков в Швеции / Триземиус О. // В кн. « Международный симпозиум по паводкам и их расчетам» - Л.: Гидрометеиздат. -1969. - ч.II. - С. 409-410.
92. Хільчевський В.К. Водні ресурси та якість річкових вод басейну Південного Бугу / [В.К. Хільчевський [та ін.]. - К: Ніка-Центр, 2009. – 184с.
- 93.Чеботарев А.И. Гидрологический словарь / А.И. Чеботарев - Л.: Гидрометеиздат. – 1978. - 307с.
94. Чунарьов О.В. Формування витрат води р.Південний Буг/ О.В. Чунарьов // Молоді науковці - географічній науці: Зб.Тез Міжнарод.конф. К.: ВГЛ "Обрії", 2004. - С. 92- 93.
95. Швєбс Г.І. Каталог річок та водойм України. Навчально-довідковий посібник / Г.І. Швєбс, М.І.Єгошин. – Астропринт, Одеса. 2003. – 389 с.

96. Шикломанов И.А. Влияние изменений климата на гидрологию и водное хозяйство./ И.А. Шикломанов, Г. Линз // Метеорология и гидрология, №4. - М.: Гидрометеиздат, 1991. - С.51-64.
97. Яцик А.В. Малі річки України /А.В. Яцик.– К.: Урожай, 1991. – 294 с.
98. Aliev K. The modern tendencies of climate, water runoff and water use in Ukraine / K.Aliev, V. Vishnevskiy // The second International Conference on Climate and water. – 1998. – V.3. – P.1556-1574.
99. Bany R.G. Climate sensitivity and the marginal cryosphere in Hauser J.E. and Takanashi T.(eds) / Bany R.G., Henderson-Sellers A. and Shine K.P. // Climate processes and climate sensitivity. Maurice Ewing Series 5. - American Geophysical Union. Washington D.C. - p.224-237.
100. Gopchenko E. Methodical approaches to estimate the Danube region's water resources / E.Gopchenko, N.Loboda // Conference abstracts of XX - th conference of the Danubian countries on hydrological forecasting and hydrological bases on water management - Bratislava (The Slovak Republic).- 2000. - P. 129.
101. Eugene Gopchenko, Valeriya Ovcharuk. Theoretical ground of normative base for calculation of the characteristics of the maximum runoff and its practical realization // Transboundary Floods: Reducing Risks Through Management. NATO Sciences Series. IV Earth and Environmental Sciences – Vol.72. – Springer, 2006. – P.91-99.
102. Gleick P.H. Methods for evaluating the regional hydrologic impact of global climatic change / P.H. Gleick. - J.Hidrol. - 1986.- vol. 88.
103. Linsley R.K. Applied hydrology / Linsley R.K., Kohler M.A., Paulhus L.H. - . New York-Toronto- London, 1949. - 758 p.
104. Loboda N.S. The assessment of present and future Ukrainian water resources on meteorological evidence / Loboda N.S. // Climat and Water.- 1998.-Vol. 1 .- P.1486-1494.
105. Ovcharuk Valeriya, Eugene Gopchenko. Mathematical model for calculation of the maximal flood runoff of the ungauged watersheds. Paper 115. 7th European Conference on Severe Storms ECSS 2013. 3-7 June 2013, Scandic Marina Congress Center, Helsinki, Finland.
106. Viessman W.I., Harlaugh T.E., John Knapp W. Introduction to hydrology. New York / London, 1979, 469 p.
107. Vijay P. Singh. An empirical relation between volume peak of direct runoff / Vijay P. Singh and Hossein // Water res bull. Amer. Water resoss.-oct. 1986. - vol 22. - №5. - pp.725-730.

ДОДАТКИ

Додаток А

Таблиця А.1 - Список пунктів гідрологічних спостережень за дощовими паводками на території Півдня України

Номер поста	Річка-пункт	Площа водозборів, F , км ²	Період спостережень	Число років, n
1	Кагул-с.Гаваноси	186	1952-68	17
2	б.Гаваноси - с.Гаваноси	28,2	1958-66	8
3	Ялпуг - з.ст.Комрат	241	1962-80	16
4	Муса - з.ст.Комрат	83,5	1962-76	14
5	б.Тараклія – смт Тараклія	103	1960-80	21
6	Когильник – смт Котовське	179	1961-80	20
7	Сарата - с.Сарата	1110	1945-49	5
8	Тилігул-с.Новоукраїнка	810	1955-87	32
9	Тилігул- м. Березівка	3170	1953-75	23
10	Південний Буг-с.Лелітка	4000	1926-46, 1964-2010	68
11	Південний Буг-с.Сабарів	9010	1929-85	57
12	Бужок-смт Меджибож	698	1952-87	35
13	Іква-смт Стара Синява	439	1946-2010	66
14	Згар-смт Літин	692	1931-2010	79
15	Рів-с.Демидівка	1130	1916-18, 1922-41, 1944-2010	90
16	Соб-с.Зозів	92,5	1945-2010	66
17	Савранка-с.Осички	1740	1936-40, 1945-2010	71
18	Синиця-с.Кам'яний Брід	753	1931-74	44
19	Кодима-с.Обжила	145	1946-88	43
20	Кодима-с.Катеринка	2390	1931-40, 1944-2010	77
21	Гнилий Тікич-смт Лісянка	1450	1945-2010	65
22	Велика Вись-с.Ямпіль	2820	1926-40, 1943-2009	82
23	Ятрань-с.Покотилове	2140	1955-2010	56
24	Циганка-с.Краснопілля	248	1946-75	30
25	Чорний Ташлик-с.Піщаний Брід	1830	1964-88	23

Продовження таблиці А.1

Номер поста	Річка-пункт	Площа водозборів, F , км ²	Період спостережень	Число років, n
26	Чорний Ташлик-с.Тарасівка	2230	1932-40, 1942-2010	78
27	Мертвовід- с. Крива Пустош	252	1948-2000	63
28	Чичиклія-с.Василівка	436	1951-86	30
29	Гнилий Єланець-с.Женево-Криворіжжя	1190	1936-80	35
30	Інгул-м.Кіровоград	840	1944-2010	67
31	Інгул-с.Інгуло-Кам'янка	3080	1931-41, 1943-64	33
32	Інгул-с.Седнівка	4770	1954-2010	57
33	Інгул-с.Новогорожене	6670	1931-41, 1943-2010	79
34	Громоклія-с.Михайлівка	1410	1957-88	31
35	Базавлук-с.Катерино-Наталівка	1050	1951-86	36
36	Інгулець-с.Олександро-Степанівка	1400	1930-66	33
37	Інгулець-м.Кривий Ріг	8600	1936-66	31
38	Інгулець-с.Могилівка	9280	1926-66	40
39	Молочна-м.Токмак	760	1950-2010	60
40	Молочна-с.Терпіння	2780	1957-2004	47
41	Лозуватка-с.Новоолексіївка	331	1953-2010	57
42	Обитічна-с.Шевченко	390	1955-80	25
43	Обитічна-м.Приморськ	1300	1938-40, 1950-2010	64
44	Кильтиччя-с.Новотроїцьке	398	1950-80	29
45	Берда-с.Захарівка	718	1962-2000	39
46	Берда-с.Осипенко	1620	1915-18, 1926-30, 1933-40, 1950-2010	77
47	Кальміус-м.Донецьк (сmt Авдотїне)	263	1949-62	13

Продовження таблиці А.1

Номер поста	Річка-пункт	Площа водозборів, F , км ²	Період спостережень	Число років, n
48	Кальміус-с.Роздольне	1690	1956-62	6
49	Кальміус-сmt Сартана (сmt Приморське)	3700	1928-64	28
50	Кальчик-с.Кременівка	469	1958-2010	53
51	Кальчик-м.Маріуполь	1250	1947-70	23
52	балка Полкова-с.Кременівка	63	1960-75	16
53	Малий Кальчик-с.Кременівка	270	1957-2010	54
54	Калець-с.Перемога	164	1960-75	16
55	Глузський Єланчик-с.Гусельщикове	1190	1958-66	7

Додаток Б

Таблиця Б.1 – Оцінка однорідності часових рядів витрат води дощових паводків річок Півдня України

№ за рис. 4.1	Річка - пост	n, років	Рівень зна- чущості, %	Критерій Фішера		Висновок	Критерій Ст'юдента		Висновок
				F	F _{кр}		t	t _{кр}	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
5	Тараклія – смт Тараклія	20	1	2,90			0,09		
			5		4,03	так		2,10	так
6	Когильник – смт Котовське	20	1	4,69	6,54	так	0,61	2,88	так
			5		4,03	ні		2,10	так
8	Тилігул-с.Новоукраїнка	32	1	13,8	4,27	ні	0,75	2,49	так
			5		3,33	ні		2,07	так
9	Тилігул-сmt Березівка	23	1	1,52			0,41		
			5		3,80	так		2,09	так
10	Південий Буг-с.Лелітка	68	1	2,41	2,84	так	0,75	2,67	так
			5		2,19	ні		2,01	так
11	Південий Буг-с.Сабарів	57	1	1,08	2,84	так	1,89	2,67	так
			5		2,19	так		2,01	так
12	Бужок-сmt Меджибож	36	1	4,70	4,64	ні	0,85	2,77	так
			5		3,09	ні		2,05	так
13	Іква-сmt Стара Синява	66	1	13,09	2,87	ні	1,72	2,68	так
			5		2,21	ні		2,01	так

Продовження таблиці Б.1

№ за рис. 4.1	Річка - пост	n, років	Рівень зна- чущості, %	Критерій Фішера		Висновок	Критерій Ст'юдента		Висновок
				F	$F_{кр}$		t	$t_{кр}$	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
14	Згар-сmt Літин	79	1	9,37	2,64	ні	2,12	2,66	так
			5		2,08	ні		2,00	ні
15	Рів-с.Демидівка	90	1	1,70			0,17		
			5		1,98	так		2,00	так
16	Соб-с.Зозів	66	1	61,7	2,87	ні	2,44	2,68	так
			5		2,21	ні		2,01	ні
17	Савранка-с.Осички	71	1	1,27			0,77		
			5		2,17	так		2,01	так
18	Синиця-с.Кам'яний Брід	44	1	2,90	3,68	так	1,73	2,72	так
			5		2,62	ні		2,03	так
19	Кодима-с.Обжила	43	1	3,05	3,2	так	0,36	2,44	так
			5		2,62	ні		2,03	так
20	Кодима-с.Катеринка	77	1	1,29	2,68	так	2,56	2,66	так
			5		2,10	так		2,00	ні
21	Гнилий Тікич-с.Лисянка	65	1	1,13			0,27		
			5		3,91	так		2,10	так

Продовження таблиці Б.1

№ за рис. 4.1	Річка - пост	n, років	Рівень зна- чущості, %	Критерій Фішера		Висновок	Критерій Ст'юдента		Висновок
				F	$F_{кр}$		t	$t_{кр}$	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
22	Велика Вись-с.Ямпіль	82	1	1,10			0,82		
			5		2,23	так		2,01	так
23	Ятрань-с.Покотилове	56	1	25,01	3,45	ні	3,49	2,71	ні
			5		2,51	ні		2,02	ні
24	Циганка-с.Краснопілля	30	1	34,9	5,35	ні	1,3	2,81	так
			5		3,44	ні		2,07	так
25	Чорний Ташлик-с.Піщаний Брід	25	1	497	4,99	ні	1,1	2,53	так
			5		3,80	ні		2,09	так
26	Чорний Ташлик- с.Тарасівка	78	1	85,8	2,42	ні	1,92	2,39	так
			5		2,10	ні		2,00	так
27	Мертвовід-с.Крива Пустош	62	1	21,09	2,61	ні	2,16	2,40	так
			5		2,23	ні		2,01	ні
28	Чичиклія-с.Василівка	30	1	6,23	4,10	ні	0,21	2,48	так
			5		3,21	ні		6,23	так
29	Гнилий Єланець-с.Женево- Криворіжжя	39	1	5,01	3,92	ні	2,12	2,48	так
			5		3,09	ні		2,05	ні

Продовження таблиці Б.1

№ за рис. 4.1	Річка - пост	n, років	Рівень зна- чущості, %	Критерій Фішера		Висновок	Критерій Ст'юдента		Висновок
				F	F _{кр}		t	t _{кр}	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
30	Інгул-м.Кіровоград	67	1	82,6	2,58	ні	3,25	2,40	ні
			5		2,21	ні		2,01	ні
31	Інгул-с.Інгуло-Кам'янка	33	1	7,70	4,87	ні	2,2	2,79	так
			5		3,21	ні		2,06	ні
32	Інгул-с.Седнівка	57	1	28,08	2,84	ні	4,03	2,42	ні
			5		2,39	ні		2,02	ні
33	Інгул-с.Новогорожене	79	1	2,26	2,68	так	2,49	2,66	так
			5		2,10	ні		2,00	ні
34	Громоклія-с.Михайлівка	42	1	48,5	4,27	ні	1,58	2,49	так
			5		3,33	ні		2,07	так
35	Базавлук-с. Катерино-Наталівка	36	1	1,65			0,23		
			5		3,09	так		2,05	так
36	Інгулець- с.Олександро-Степанівка	33	1	1,67			0,02		
			5		3,21	так		2,06	так
37	Інгулець-м.Кривий Ріг	31	1	6,40	4,27	ні	0,42	2,49	так
			5		3,33	ні		2,07	так

Продовження таблиці Б.1

№ за рис. 4.1	Річка - пост	n, років	Рівень зна- чущості, %	Критерій Фішера		Висновок	Критерій Ст'юдента		Висновок
				F	F _{кр}		t	t _{кр}	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
38	Інгулець-с.Могилівка	40	1	6,77	3,56	ні	0,98	2,46	так
			5		2,86	ні		2,04	так
39	Молочна-м.Токмак	60	1	11,1	2,97	ні	3,50	2,68	ні
			5		2,27	ні		2,01	ні
40	Молочна-с.Терпіння	43	1	1,77			0,52		
			5		2,86	так		2,04	так
41	Лозуватка- с.Новоолексіївка	56	1	4,54	3,45	ні	2,86	2,71	ні
			5		2,51	ні		2,02	ні
42	Обитічна-с.Шевченко	25	1	2,33			0,14		
			5		3,68	так		2,08	так
43	Обитічна-м.Приморськ	61	1	16,8	2,94	ні	1,82	2,68	так
			5		2,25	ні		2,01	так
44	Кільтиччя-с.Новотроїцьке	29	1	27,6	4,40	ні	3,80	2,76	ні
			5		2,97	ні		2,05	ні
45	Берда-с.Захарівка	39	1	1,75			1,05		
			5		2,86	так		2,04	так

Продовження таблиці Б.1

№ за рис. 4.1	Річка - пост	n, років	Рівень зна- чущості, %	Критерій Фішера		Висновок	Критерій Ст'юдента		Висновок
				F	$F_{кр}$		t	$t_{кр}$	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
46	Берда-с.Осипенко	74	1	21,1	2,74	ні	3,07	2,67	ні
			5		2,14	ні		2,00	ні
49	Кальміус-сmt Сартана (сmt.Приморське)	28	1	12,4	5,59	ні	0,27	2,83	так
			5		3,56	ні		2,08	так
50	Кальчик-с.Кременівка	53	1	6,60	3,68	ні	1,16	2,72	так
			5		2,62	ні		2,03	так
51	Кальчик-м.Маріуполь	23	1	105	6,06	ні	1,26	2,85	так
			5		3,80	ні		2,09	так
53	Малий Кальчик- с.Кременівка	54	1	1,87	3,68	так	1,11	2,72	так
			5		2,62	так		2,03	так

Таблиця Б.2 – Оцінка однорідності часових рядів шарів стоку дощових паводків річок Півдня України

№ за рис. 4.1	Річка - пост	n, років	Рівень зна- чущості, %	Критерій Фішера		Висновок	Критерій Ст'юдента		Висновок
				F	F _{кр}		t	t _{кр}	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
5	Тараклія – смт Тараклія	21	1	1,86	6,54	так	0,26	2,88	так
			5		4,03	так		2,10	так
6	Когильник – смт Котовське	20	1	2,23	6,54	так	1,43	2,88	так
			5		4,03	так		2,10	так
8	Тилігул-с.Новоукраїнка	32	1	3,88	5,11	так	0,09	2,80	так
			5		3,33	ні		2,07	так
9	Тилігул-сmt Березівка	23	1	1,34	6,06	так	0,44	2,85	так
			5		3,80	так		2,09	так
10	Південий Буг-с.Лелітка	68	1	2,78	2,84	так	0,34	2,67	так
			5		2,19	ні		2,01	так
11	Південний Буг-с.Сабарів	57	1	1,03			0,84		
			5		2,19	так		2,01	так
12	Бужок-сmt.Меджибож	35	1	2,16			0,89		
			5		3,09	так		2,05	так
13	Іква-сmt.Стара Синява	66	1	3,09	2,87	ні	1,21	2,68	так
			5		2,21	ні		2,01	так

Продовження таблиці Б.2

№ за рис. 4.1	Річка - пост	n, років	Рівень зна- чущості, %	Критерій Фішера		Висновок	Критерій Стьюдента		Висновок
				F	F _{кр}		t	t _{кр}	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
14	Згар-сmt Літин	79	1	1,66	2,64	так	4,49	2,66	ні
			5		2,08	так		2,00	ні
15	Рів-с.Демидівка	90	1	4,09	2,48	ні	3,46	2,65	ні
			5		1,98	ні		2,00	ні
16	Соб-с.Зозів	66	1	1,74			0,17		
			5		2,21	так		2,01	так
17	Савранка-с.Осички	71	1	3,60	2,81	ні	3,97	2,97	ні
			5		2,17	ні		2,01	ні
18	Синиця-с.Кам'яний Брід	44	1	1,18			1,66		
			5		2,62	так		2,03	так
19	Кодима-с.Обжила	43	1	1,31	3,68	так	1,34	2,72	так
			5		2,62	так		2,03	так
20	Кодима-с.Катеринка	77	1	2,5	2,68	так	3,4	2,66	ні
			5		2,10	ні		2,00	ні
21	Гнилий Тікич-с.Лисянка	21	1	2,28			0,47		
			5		3,91	так		2,10	так

Продовження таблиці Б.2

№ за рис. 4.1	Річка - пост	n, років	Рівень зна- чущості, %	Критерій Фішера		Висновок	Критерій Ст'юдента		Висновок
				F	F _{кр}		t	t _{кр}	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
22	Велика Вись-с.Ямпіль	53	1	3,01	2,90	ні	0,99	2,68	так
			5		2,23	ні		2,01	так
23	Ятрань-с.Покотилове	56	1	1,54			0,75		
			5		2,51	так		2,02	так
24	Циганка-с.Краснопілля	30	1	9,1	5,35	ні	0,98	2,81	так
			5		3,44	ні		2,07	так
25	Чорний Ташлик-с.Піщаний Бхід	23	1	7,64	5,83	ні	0,85	2,84	так
			5		3,68	ні		2,08	так
26	Чорний Ташлик-с.Тарасівка	78	1	4,33	2,64	ні	1,96	2,66	так
			5		2,08	ні		2,00	так
27	Мертвовід-с.Крива Пустош	62	1	10,1	2,90	ні	1,24	2,68	так
			5		2,23	ні		2,01	так
28	Чичиклія-с.Василівка	30	1	9,94	5,11	ні	2,69	2,80	так
			5		3,33	ні		2,07	ні
29	Гнилий Єланець-с.Женево- Криворіжжя	35	1	11,27	4,64	ні	2,26	2,77	так
			5		3,09	ні		2,05	ні

Продовження таблиці Б.2

№ за рис. 4.1	Річка - пост	n, років	Рівень зна- чущості, %	Критерій Фішера		Висновок	Критерій Ст'юдента		Висновок
				F	F _{кр}		t	t _{кр}	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
30	Інгул-м.Кіровоград	67	1	8,14	2,84	ні	2,49	2,67	так
			5		2,19	ні		2,01	ні
31	Інгул-с.Інгуло-Кам'янка	33	1	3,99	4,87	так	0,81	2,79	так
			5		3,21	ні		2,06	так
32	Інгул-с.Седнівка	57	1	2,6	3,21	так	0,14	2,70	так
			5		2,39	ні		2,02	так
33	Інгул-с.Новогорожене	79	1	1,66			0,85		
			5		2,10	так		2,00	так
34	Громокля –с.Михайлівка	31	1	1,77	5,11	так	0,47	2,80	так
			5		3,33	так		2,07	так
35	Базавлук-с. Катерино-Наталівка	36	1	52,9	4,64	ні	1,15	2,77	так
			5		3,09	ні		2,05	так
36	Інгулець-с.Олександро-Степанівка	33	1	4,49	4,87	так	0,81	2,79	так
			5		3,21	ні		2,06	так
37	Інгулець-м.Кривий Ріг	31	1	4,49	5,11	так	0,63	2,80	так
			5		3,33	ні		2,07	так

Продовження таблиці Б.2

№ за рис. 4.1	Річка - пост	n, років	Рівень зна- чущості, %	Критерій Фішера		Висновок	Критерій Ст'юдента		Висновок
				F	F _{кр}		t	t _{кр}	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
38	Інгулець-с.Могилівка	40	1	5,66	4,16	ні	0,56	2,75	так
			5		2,86	ні		2,04	так
39	Молочна-м.Токмак	60	1	3,09	2,97	ні	0,04	2,68	так
			5		2,27	ні		2,01	так
40	Молочна-с.Терпіння	47	1	15,1	4,16	ні	2,01	2,75	так
			5		2,86	ні		2,04	так
41	Лозуватка-с.Новоолексіївка	57	1	3,63	3,45	ні	0,02	2,71	так
			5		2,51	ні		2,02	так
42	Обитічна-с.Шевченко	25	1	1,44	5,83	так	0,47	2,84	так
			5		3,68	так		2,08	так
43	Обитічна-м.Приморськ	64	1	1,97	2,94	так	0,17	2,68	так
			5		2,25	так		2,01	так
44	Кільтиччя-с.Новотроїцьке	29	1	6,62	5,11	ні	0,07	2,80	так
			5		3,33	ні		2,07	так
45	Берда-с.Захарівка	39	1	2,21	4,16	так	0,99	2,75	так
			5		2,86	так		2,04	так

Продовження таблиці Б.2

№ за рис. 4.1	Річка - пост	n, років	Рівень зна- чущості, %	Критерій Фішера		Висновок	Критерій Стьюдента		Висновок
				F	F _{кр}		t	t _{кр}	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
46	Берда-с.Осипенко	77	1	1,75	2,71	так	0,03	2,67	так
			5		2,12	так		2,00	так
49	Кальміус-смт Сартана (смт Приморське)	28	1	25,0	5,59	ні	0,17	2,83	так
			5		3,56	ні		2,08	так
50	Кальчик-с.Кременівка	53	1	1,99	3,68	так	1,27	2,72	так
			5		2,62	так		2,03	так
51	Кальчик-м.Маріуполь	23	1	1,78	6,06	так	0,86	2,85	так
			5		3,80	так		2,09	так
53	Малий Кальчик-с.Кременівка	54	1	3,10	3,68	так	0,91	2,72	так
			5		2,62	ні		2,03	так

Таблиця Б.3 - Перевірка однорідності часових рядів витрат води дощових паводків річок Півдня України

№ за рис. 4.1	Станція (пост)	$F, \text{км}^2$	N, років	$\bar{Q}_1, \text{м}^3/\text{с}$	$\bar{Q}_2, \text{м}^3/\text{с}$	$\bar{Q}_1 - \bar{Q}_2, \text{м}^3/\text{с}$	σQ_1	σQ_2	C_{v1}	C_{v2}	$\sigma \bar{Q}_1$	$\sigma \bar{Q}_2$	$(\sigma \bar{Q})_{сер}$	Висновок
1	Кагул-с.Гаваноси	186	17	18,7	43,2	24,5	29,6	108	1,58	2,50	54,3	85,7	70,0	Одн
3	Ялпуг - ст.Комрат	241	16	10,0	6,74	3,30	5,04	4,37	0,50	0,65	17,8	22,9	20,4	Одн
4	Муса - ст.Комрат	83.5	14	16,7	7,74	8,91	22,1	8,04	1,32	1,04	50,0	39,3	44,6	Одн
5	б.Тараклія - смтТараклія	103	21	5,02	5,18	0,17	5,00	2,94	1,00	0,57	30,7	17,5	24,1	Одн
6	Когильник - смтКотовськ	179	20	5,52	6,74	1,22	2,50	5,40	0,45	0,80	14,3	25,3	19,8	Одн
8	Тилігул-с.Новоукраїнка	810	32	7,75	4,66	3,10	15,4	4,14	1,99	0,89	49,7	22,2	35,9	Одн
9	Тилігул-смт.Березівка	3170	23	5,02	3,93	1,09	5,40	6,65	1,08	1,69	31,7	49,9	40,8	Одн
10	Південний Буг-с.Лелітка	4000	68	40,9	34,7	6,25	37,1	23,9	0,91	0,69	15,6	11,8	13,7	Одн
11	Південний Буг-с.Сабарів	9010	57	62,4	92,2	29,8	59,6	57,3	0,96	0,62	17,9	11,6	14,8	Ні
12	Бужок-смт.Меджибож	698	35	10,7	8,84	1,81	7,91	3,65	0,74	0,41	17,7	9,9	13,8	Одн
13	Іква-смт.Стара Синява	439	66	7,64	7,34	0,31	8,18	7,08	1,07	0,96	18,6	16,8	17,7	Одн
14	Згар-смт.Літин	692	79	5,73	9,80	4,07	10,9	3,57	1,90	0,36	30,3	5,8	18,0	Одн
15	Рів-с.Демидівка	1130	90	19,7	19,1	0,61	18,3	14,0	0,93	0,73	13,8	10,9	12,4	Одн
16	Соб-с.Зозів	92.5	66	1,71	0,58	1,13	2,39	0,30	1,40	0,52	24,3	9,0	16,7	Одн
17	Савранка-с.Осички	1740	71	5,66	6,41	0,75	4,87	4,14	0,86	0,65	14,4	10,8	12,6	Одн
18	Синиця-с.Кам'яний Брід	753	44	8,10	5,50	2,60	5,93	3,48	0,73	0,63	15,6	13,5	14,5	Одн
19	Кодима-с.Обжила	145	43	0,77	0,71	0,06	0,69	0,39	0,90	0,55	19,3	11,8	15,6	Одн
20	Кодима-с.Катеринка	2390	77	2,52	4,30	1,78	2,65	3,01	1,05	0,70	16,9	11,3	14,1	Одн
21	Гнилий Тікич-смт.Лисянка	1450	21	17,8	15,3	2,49	19,4	20,6	1,09	1,35	33,6	41,6	37,6	Одн

Продовження таблиці Б.3

№ за рис. 4.1	Станція (пост)	F , км ²	N, років	\bar{Q}_1 , м ³ /с	\bar{Q}_2 , м ³ /с	$\bar{Q}_1 - \bar{Q}_2$, м ³ /с	σQ_1	σQ_2	C_{v1}	C_{v2}	$\sigma \bar{Q}_1$	$\sigma \bar{Q}_2$	$(\sigma \bar{Q})_{сер}$	Висновок
22	Велика Вись-с.Ямпіль	2820	53	8,40	6,65	1,75	7,75	7,41	0,92	1,11	17,9	21,6	19,8	Одн
23	Ятрань-с.Покотилове	2140	56	16,4	6,95	9,44	12,5	2,49	0,76	0,36	14,4	6,80	10,6	Одн
24	Циганка-с.Краснопілля	248	30	5,74	2,74	3,00	8,51	1,44	1,48	0,53	38,3	13,6	25,9	Одн
25	Чорний Ташлик-с.Піщаний Брід	1830	23	42,5	5,05	37,5	116	5,24	2,73	1,04	80,5	30,6	55,5	Одн
26	Чорний Ташлик-с.Тарасівка	2230	78	31,4	8,30	23,1	69,6	7,51	2,22	0,90	35,5	14,5	25,0	Одн
27	Мертвовід-с. Крива Пу-стош	252	62	8,01	1,84	6,17	14,2	3,03	1,77	1,65	31,8	29,6	30,7	Одн
28	Чичиклія-с.Василівка	436	30	2,22	2,42	0,20	5,13	2,01	2,31	0,83	59,7	21,4	40,6	Одн
29	Гнилий Єланець-с.Женево-Криворіжжя	1190	35	11,6	3,97	7,64	13,2	5,91	1,14	1,49	27,2	35,6	31,4	Одн
30	Інгул-м.Кіровоград	840	67	15,8	3,16	12,7	20,1	2,21	1,27	0,70	22,0	12,1	17,0	Одн
31	Інгул-с.Інгуло-Кам'янка	3080	33	20,5	46,1	25,6	15,3	42,6	0,75	0,92	18,4	22,7	20,6	Ні
32	Інгул-с.Седнівка	4770	57	50,9	15,2	35,7	41,7	7,8	0,82	0,51	15,3	9,6	12,5	Ні
33	Інгул-с.Новогорожене	6670	79	28,1	16,5	11,6	22,7	15,1	0,81	0,92	12,9	14,6	13,7	Одн
34	Громоклія-с.Михайлівка	1410	31	7,69	2,56	5,13	12,0	1,73	1,56	0,68	39,6	17,2	28,4	Одн
35	Базавлук-с.Катерино-Наталівка	1050	36	4,57	5,53	4,57	10,5	13,4	2,30	2,42	54,2	57,1	55,6	Одн

Продовження таблиці Б.3

№ за рис. 4.1	Станція (пост)	F , км ²	N, років	\bar{Q}_1 , м ³ /с	\bar{Q}_2 , м ³ /с	$\bar{Q}_1 - \bar{Q}_2$, м ³ /с	σQ_1	σQ_2	C_{v1}	C_{v2}	$\sigma \bar{Q}_1$	$\sigma \bar{Q}_2$	$(\sigma \bar{Q})_{сер}$	Висновок
36	Інгулець-с.Олександростепанівка	1400	33	9,15	9,25	0,10	12,0	15,5	1,31	1,68	32,3	41,3	36,8	Одн
37	Інгулець-м.Кривий Ріг	8600	31	26,7	22,4	4,31	37,1	14,7	1,39	0,66	35,3	16,7	26,0	Одн
38	Інгулець-с.Могилівка	9280	40	24,2	16,9	7,28	30,3	11,7	1,25	0,69	28,0	15,5	21,7	Одн
39	Молочна-м.Токмак	760	50	5,91	2,09	3,83	5,13	1,54	0,87	0,74	17,4	14,7	16,0	Одн
40	Молочна-с.Терпіння	2780	39	4,70	4,01	0,69	4,58	3,45	0,97	0,86	22,1	19,5	20,8	Одн
41	Лозуватка-с.Новоолексіївка	331	46	10,5	3,47	6,99	10,4	4,87	0,99	1,40	20,7	29,3	25,0	Одн
42	Обитічна-с.Шевченко	390	25	9,99	9,30	0,69	9,23	14,1	0,92	1,52	26,1	42,9	34,5	Одн
43	Обитічна-м.Приморськ	1300	51	14,2	5,44	8,79	21,8	5,18	1,54	0,95	30,4	18,9	24,6	Одн
44	Кільтиччя-с.Новотроїцьке	398	29	11,3	1,58	9,76	10,7	2,03	0,95	1,28	24,9	33,7	29,3	Одн
45	Берда-с.Захарівка	718	39	9,86	7,44	2,43	9,38	7,37	0,95	0,99	21,5	22,4	22,0	Одн
46	Берда-с.Осипенко	1620	64	21,8	7,04	14,7	26,5	5,77	1,22	0,82	21,5	14,5	18,0	Одн
47	Кальміус-м.Донецьк (смт Авдотьіне)	263	13	16,8	28,9	12,1	6,72	38,8	0,40	1,34	15,7	52,7	34,2	Одн
49	Кальміус-смт Сартана (смт Приморське)	3700	28	38,8	44,7	5,95	77,2	22,0	1,99	0,49	53,2	13,2	33,2	Одн
50	Кальчик-с.Кременівка	469	41	22,5	8,97	13,5	49,3	19,2	2,19	2,14	48,4	47,3	47,8	Одн

Продовження таблиці Б.3

№ за рис. 4.1	Станція (пост)	F , км ²	N, ро- ків	\bar{Q}_1 , м ³ /с	\bar{Q}_2 , м ³ /с	$\bar{Q}_1 -$ \bar{Q}_2 , м ³ /с	σQ_1	σQ_2	C_{v1}	C_{v2}	$\sigma \bar{Q}_1$	$\sigma \bar{Q}_2$	$(\sigma \bar{Q})_{сер}$	Вис- но- вок
51	Кальчик-м.Маріуполь	1250	23	6,16	22,9	16,7	4,94	47,4	0,80	2,07	23,6	61,0	42,3	Одн
52	балка Полкова- с.Кременівка	63.0	16	7,08	0,86	6,22	7,76	0,77	1,10	0,90	38,8	31,7	35,2	Одн
53	Малий Кальчик- с.Кременівка	270	43	22,8	10,8	11,9	39,5	28,9	1,73	2,68	37,4	57,7	47,5	Одн
54	Калець-х.Перемога	164	16	3,61	2,70	0,91	1,65	2,45	0,46	0,91	16,2	32,1	24,1	Одн

Таблиця Б.4 - Перевірка однорідності часових рядів шарів стоку дощових паводків річок Півдня України

№ за рис. 4.1	Станція (пост)	$F, \text{км}^2$	N, років	$\bar{Y}_{m1}, \text{мм}$	$\bar{Y}_{m2}, \text{мм}$	$\bar{Y}_{m1} - \bar{Y}_{m2}, \text{мм}$	σ_{Y_1}	σ_{Y_2}	C_{v1}	C_{v2}	$\sigma_{\bar{Y}_1}$	$\sigma_{\bar{Y}_2}$	$(\sigma_{\bar{Y}})_{\text{сер}}$	Висновок
1	Кагул-с.Гаваноси	186	17	0,71	8,74	8,03	0,92	18,1	1,30	2,07	44,4	24,4	34,4	Одн
3	Ялпуг - з.ст.Комрат	241	16	2,76	2,30	0,46	2,10	1,74	0,76	0,76	26,9	9,50	18,2	Одн
4	Муса - з.ст.Комрат	83.5	14	5,76	2,46	3,31	7,60	1,92	1,32	0,78	49,9	11,1	30,5	Одн
5	б.Тараклія - смт.Тараклія	103	21	2,49	2,20	0,29	2,67	1,96	1,07	0,89	33,1	8,50	20,8	Одн
6	Когильник - смт.Котовськ	179	20	3,34	5,87	2,53	2,96	5,18	0,89	0,88	28,0	8,80	18,4	Одн
8	Тилігул-с.Новоукраїнка	810	32	2,07	1,99	0,08	2,99	1,52	1,44	0,76	36,1	4,80	20,4	Одн
9	Тилігул-смт.Березівка	3170	23	0,65	0,45	0,20	0,96	1,12	1,48	2,49	43,6	21,6	32,6	Одн
10	Південний Буг-с.Лелітка	4000	68	6,12	5,54	0,58	7,65	4,59	1,25	0,83	21,4	2,40	11,9	Одн
11	Південний Буг-с.Сабарів	9010	57	5,30	6,81	1,51	6,70	6,61	1,26	0,97	23,7	3,40	13,5	Одн
12	Бужок-смт.Меджибож	698	35	9,81	12,3	2,50	6,37	9,37	0,65	0,76	15,5	4,40	9,90	Одн
13	Іква-смт.Стара Синява	439	66	3,89	9,16	5,28	4,50	7,54	1,16	0,82	20,1	2,50	11,3	Одн
14	Згар-смт.Літин	692	79	3,10	9,08	5,98	4,81	6,19	1,55	0,68	24,7	1,70	13,2	Одн
15	Рів-с.Демидівка	1130	90	5,40	7,07	1,67	3,41	7,03	0,63	0,99	9,4	2,20	5,80	Одн
16	Соб-с.Зозів	92.5	66	4,03	4,14	0,11	2,94	2,23	0,73	0,54	12,7	1,60	7,20	Одн
17	Савранка-с.Осички	1740	71	1,17	2,78	1,61	1,71	2,75	1,46	0,99	24,5	2,80	13,7	Одн
18	Синиця-с.Кам'яний Брід	753	44	1,36	2,10	0,75	1,39	1,52	1,02	0,72	21,8	3,30	12,5	Одн
19	Кодима-с.Обжила	145	43	1,34	2,18	0,84	1,87	2,14	1,40	0,98	30,1	4,60	17,3	Одн
20	Кодима-с.Катеринка	2390	77	0,53	1,59	1,06	0,96	1,52	1,81	0,96	29,2	2,50	15,8	Одн
21	Гнилий Тікич-смт.Лисянка	1450	21	1,98	1,61	0,37	2,04	1,35	1,03	0,84	31,8	8,00	19,9	Одн

Продовження таблиці Б.4

№ за рис. 4.1	Станція (пост)	F , км ²	N, ро- ків	\bar{Y}_{m1} , мм	\bar{Y}_{m2} , мм	$\bar{Y}_{m1} -$ \bar{Y}_{m2} , мм	σ_{Y_1}	σ_{Y_2}	C_{v1}	C_{v2}	$\sigma_{\bar{Y}_1}$	$\sigma_{\bar{Y}_2}$	$(\sigma_{\bar{Y}})_{сер}$	Вис- но- вок
22	Велика Вись-с.Ямпіль	2820	53	0,77	1,13	0,36	0,91	1,58	1,18	1,40	23,0	5,30	14,1	Одн
23	Ятрань-с.Покотилове	2140	56	1,87	2,29	0,42	2,01	1,62	1,07	0,71	20,3	2,50	11,4	Одн
24	Циганка-с.Краснопілля	248	30	3,18	2,02	1,16	4,20	1,39	1,32	0,69	34,1	4,60	19,3	Одн
25	Чорний Ташлик- с.Піщаний Брід	1830	23	2,55	1,12	1,43	4,90	1,70	1,92	1,52	56,7	13,2	34,9	Одн
26	Чорний Ташлик- с.Тарасівка	2230	78	1,78	1,95	0,17	3,20	1,26	1,80	0,65	28,8	1,70	15,2	Одн
27	Мертвовід-с. Крива Пу- стош	252	62	3,28	1,65	1,62	6,34	1,99	1,93	1,21	34,7	3,90	19,3	Одн
28	Чичиклія-с.Василівка	436	30	0,89	1,66	0,77	2,12	1,97	2,38	1,19	61,5	7,90	34,7	Одн
29	Гнилий Єланець- с.Женево-Криворіжжя	1190	35	1,60	0,49	1,11	2,12	0,69	1,33	1,41	31,7	8,00	19,9	Одн
30	Інгул-м.Кіровоград	840	67	2,20	1,00	1,20	2,17	0,69	0,99	0,69	17,0	2,10	9,60	Одн
31	Інгул-с.Інгуло-Кам'янка	3080	33	1,53	1,43	0,10	1,27	1,36	0,83	0,95	20,4	5,80	13,1	Одн
32	Інгул-с.Седнівка	4770	57	1,67	1,73	0,06	1,62	1,00	0,97	0,58	18,2	2,00	10,1	Одн
33	Інгул-с.Новогорожене	6670	79	1,62	1,26	1,62	1,95	1,51	1,20	1,20	19,2	3,00	11,1	Одн
34	Громоклія-с.Михайлівка	1410	31	0,55	0,71	0,16	0,57	0,80	1,04	1,13	26,3	7,30	16,8	Одн
35	Базавлук-с.Катерино- Наталівка	1050	36	0,49	1,87	1,37	0,67	4,86	1,37	2,60	32,2	14,4	23,3	Одн

Продовження таблиці Б.4

№ за рис. 4.1	Станція (пост)	$F, \text{км}^2$	N, ро- ків	$\bar{Y}_{m1},$ мм	$\bar{Y}_{m2},$ мм	$\bar{Y}_{m1} -$ $\bar{Y}_{m2},$ мм	σ_{Y_1}	σ_{Y_2}	C_{v1}	C_{v2}	$\sigma_{\bar{Y}_1}$	$\sigma_{\bar{Y}_2}$	$(\sigma_{\bar{Y}})_{сер}$	Вис- но- вок
36	Інгулець-с.Олександро- Степанівка	1400	33	1,60	0,90	0,70	3,11	1,47	1,94	1,63	47,9	9,90	28,9	Одн
37	Інгулець-м.Кривий Ріг	8600	31	0,94	0,61	0,33	1,81	0,85	1,93	1,39	48,9	9,00	28,9	Одн
38	Інгулець-с.Могилівка	9280	40	0,97	0,75	0,22	1,58	0,66	1,63	0,88	36,4	4,40	20,4	Одн
39	Молочна-м.Токмак	760	50	1,50	1,49	0,02	1,03	1,81	0,69	1,21	13,7	4,90	9,30	Одн
40	Молочна-с.Терпіння	2780	39	1,31	0,27	1,04	2,17	0,56	1,66	2,07	37,5	10,6	24,1	Одн
41	Лозуватка- с.Новоолексіївка	331	46	1,99	2,00	0,01	1,25	2,38	0,63	1,19	13,1	5,20	9,10	Одн
42	Обитічна-с.Шевченко	390	25	1,85	2,09	0,24	1,37	1,14	0,74	0,55	20,9	4,40	12,7	Одн
43	Обитічна-м.Приморськ	1300	51	1,97	2,05	0,08	1,40	1,96	0,71	0,96	14,1	3,70	8,90	Одн
45	Берда-с.Захарівка	718	39	2,66	3,11	0,45	2,13	2,41	0,80	0,77	18,1	4,00	11,1	Одн
46	Берда-с.Осипенко	1620	64	1,99	1,83	0,17	1,59	2,05	0,80	1,12	14,1	3,50	8,80	Одн
47	Кальміус-м. Донецьк (сmt Авдотїне)	263	13	4,53	6,05	2,31	2,66	2,66	0,59	0,44	23,0	6,80	14,9	Одн
49	Кальміус-сmt Сартана (сmt Приморське)	3700	28	2,47	2,27	0,20	4,23	0,85	1,71	0,37	45,8	2,70	24,2	Одн
50	Кальчик-с.Кременівка	469	41	3,43	2,24	1,19	13,5	2,45	3,94	1,09	86,9	5,30	46,1	Одн
51	Кальчик-м.Маріуполь	1250	23	1,40	2,01	0,61	2,13	2,69	1,52	1,34	44,9	11,6	28,3	Одн

Продовження таблиці Б.4

№ за рис. 4.1	Станція (пост)	$F, \text{км}^2$	N, ро- ків	$\bar{Y}_{m1},$ мм	$\bar{Y}_{m2},$ мм	$\bar{Y}_{m1} -$ $\bar{Y}_{m2},$ мм	σ_{Y_1}	σ_{Y_2}	C_{v1}	C_{v2}	$\sigma_{\bar{Y}_1}$	$\sigma_{\bar{Y}_2}$	$(\sigma_{\bar{y}})_{\text{сер}}$	Вис- но- вок
52	балка Полкова- с.Кременівка	63.0	16	3,93	2,55	1,38	7,45	2,68	1,90	1,05	67,0	13,1	40,1	Одн
53	Малий Кальчик- с.Кременівка	270	43	6,84	3,61	3,23	14,1	8,00	2,06	2,22	44,5	10,3	27,4	Одн
54	Калець-х.Перемога	164	16	1,85	1,66	0,19	0,90	1,05	0,49	0,63	17,2	7,90	12,6	Одн

Додаток В

Таблиця В.1 - Статистичні параметри часових рядів максимальних витрат води дощових паводків річок
Півдня України

Номер поста	Річка-пост	$F, \text{км}^2$	$n, \text{років}$	$\bar{Q}_m, \text{м}^3/\text{с}$	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	□т.□уг – □т..Комрат	241	16	8,39	0,58	0,01	0,19	0,59	0,16	0,30
4	Муса – □т..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	68	35,7	0,85	3,13	-0,03	0,89	4,16	4,70
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	66	7,11	0,95	3,48	0,19	1,02	4,84	4,70
14	Згар-смт Літин	692	79	7,50	1,04	4,71	-0,01	1,11	7,02	6,30
15	Рів-с.Демидівка	1130	90	18,0	0,85	1,84	0,16	0,85	2,05	2,40
16	Соб-с.Зозів	92,5	66	1,06	1,55	5,56	-0,03	1,81	9,47	5,20

Продовження таблиці В.1

Номер поста	Річка-пост	$F, \text{км}^2$	$n, \text{років}$	$\bar{Q}_m, \text{м}^3/\text{с}$	Метод моментів			Метод найбільшої правдоподібності		
					C_v	C_s	$r(1)$	C_v	C_s	C_s/C_v
17	Савранка-с.Осички	1740	71	6,10	0,76	3,45	-0,09	0,79	4,71	6,00
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	77	3,35	0,85	1,52	0,15	0,85	1,67	2,00
21	Гнилий Тікич-сmt. 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	56	10,8	0,86	2,56	0,15	0,89	3,33	3,80
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	78	19,0	2,49	6,55	0,04	2,91	11,4	3,90
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	67	9,28	1,57	4,37	0,25	1,71	6,62	3,90
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	57	29,2	1,10	2,17	0,30	1,12	2,69	2,40

Продовження таблиці В.1

Номер поста	Річка-пост	$F, \text{км}^2$	$n, \text{років}$	$\bar{Q}_m, \text{м}^3/\text{с}$	Метод моментів			Метод найбільшої правдоподібності		
					C_v	C_s	$r(1)$	C_v	C_s	C_s/C_v
33	Інгул-с.Новогорожене	6670	79	21,8	0,90	1,55	0,25	0,90	1,70	1,90
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	4,30	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.Могили́вка	9280	40	20,5	1,11	3,65	0,37	1,28	6,23	4,90
39	Молочна-м.Токмак	760	60	3,55	1,11	2,70	0,58	1,16	3,68	3,20
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	56	7,74	1,29	1,70	-0,07	1,33	2,04	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	61	8,79	1,69	4,62	-0,03	1,99	7,54	3,80
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	49	8,28	1,09	1,79	0,26	1,12	2,22	2,00
46	Берда-с.Осипенко	1620	74	13,0	1,48	3,91	0,09	1,65	5,62	3,40
47	Кальміус-м.Донецьк (сmt Авдотї-не)	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

Продовження таблиці В.1

Номер поста	Річка-пост	$F, \text{км}^2$	$n, \text{років}$	$\bar{Q}_m, \text{м}^3/\text{с}$	Метод моментів			Метод найбільшої правдоподібності		
					C_v	C_s	$r(1)$	C_v	C_s	C_s/C_v
49	Кальміус-сmt Сартана (сmt Приморське)	3700	28	41,8	1,34	4,13	-0,14	1,58	8,58	5,40
50	Кальчик-с.Кременівка	469	53	14,0	2,40	5,15	-0,06	2,58	9,33	3,60
51	Кальчик-м.Маріуполь	1250	23	14,9	2,34	4,41	-0,03	2,65	10,6	4,00
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	53	14,3	2,20	3,57	-0,02	2,34	5,34	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 $C_s = 3C_v$ (трипараметричний гама-розподіл)

Номер поста	Річка- пост	\bar{Q}_m , м ³ /с	C_v	Витрата 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	35,7	0,89	156	114	95,7	73,2
11	Південний Буг-с.Сабарів	75,3	0,80	298	222	190	148
12	Бужок-сmt Меджибож	10,1	0,61	31,4	24,8	21,8	18,0
13	Іква-сmt Стара Синява	7,11	1,02	35,3	25,6	20,8	15,4
14	Згар-сmt Літин	7,50	1,11	40,1	28,2	23,1	16,9
15	Рів-с.Демидівка	18,0	0,85	75,3	55,4	47,0	36,3
16	Соб-с.Зозів	1,06	1,81	9,22	5,65	4,30	2,73
17	Савранка-с.Осички	6,10	0,79	23,9	17,9	15,3	12,0
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	3,35	0,85	14,0	10,3	8,74	6,75
21	Гнилий Тікич-сmt.Лисянка	7,70	1,55	100	67,7	54,5	38,6

Продовження таблиці В.2

Номер поста	Річка- пост	\bar{Q}_m , м ³ /с	C _v	Витрата води, м ³ /с			
				Q _{1%}	Q _{3%}	Q _{5%}	Q _{10%}
22	Велика Вись-с.Ямпіль	6,37	1,04	32,2	22,7	18,7	14,0
23	Ятрань-с.Покотилове	10,8	0,89	51	37,1	31,3	23,9
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	19,0	2,91	181	108	80,9	49,8
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	9,28	1,71	76,0	47,5	36,5	23,7
31	Інгул-с.Інгуло-Кам'янка	32,6	1,05	166	117	96,5	71,4
32	Інгул-с.Седнівка	29,2	1,12	157	111	90,8	65,7
33	Інгул-с.Новогорожене	21,8	0,90	96,1	70,0	58,9	44,9
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	3,55	1,16	19,5	14,0	11,2	8,06
40	Молочна-с.Терпіння	4,21	1,01	20,9	15,2	12,3	9,14
41	Лозуватка-с.Новоолексіївка	7,74	1,33	49,5	33,0	26,6	18,4

Продовження таблиці В.2

Номер поста	Річка- пост	\bar{Q}_m , м ³ /с	C_v	Витрата води, м ³ /с			
				$Q_{1\%}$	$Q_{3\%}$	$Q_{5\%}$	$Q_{10\%}$
42	Обитічна-с.Шевченко	9,63	1,28	59,4	40,1	32,2	22,6
43	Обитічна-м.Приморськ	8,79	1,99	83,8	50,1	37,4	23,0
44	Кільтиччя-с.Новотроїцьке	7,65	1,32	48,6	32,4	26,1	18,1
45	Берда-с.Захарівка	8,29	1,12	44,5	31,5	25,8	18,7
46	Берда-с.Осипенко	13,0	1,65	103	65,0	50,2	32,9
47	Кальміус-м.Донецьк (сmt.Авдотїне)	23,3	1,64	183	116	89,7	58,9
48	Кальміус-с.Роздольне	35,0	0,77	133	100	86,3	67,8
49	Кальміус-сmt Сартана (сmt Приморське)	41,8	1,58	317	203	157	104
50	Кальчик-с.Кременівка	14,0	2,58	133	79,8	59,6	36,7
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	14,2	2,34	135	80,9	60,5	37,2
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 забезпеченістю ($P=1\%$) при $C_s = 3C_v$ (біноміальний розподіл)

Номер поста	Річка- пост	\bar{Q}_m , м ³ /с	C_v	C_s	C_s розр.	Φ	$Q_{1\%}$
1	Кагул-с.Гаваноси	50,2	2,13	8,95	5,10	4,57	265
2	б.Гаваноси - с.Гаваноси	15,1	3,55	9,83	5,74	4,68	150
3	Ялпуг - ст.Комрат	8,39	0,59	0,16	5,01	2,37	20,1
4	Муса - ст.Комрат	12,2	1,50	7,1	5,37	4,41	109
5	б.Тараклія – смт Тараклія	5,1	0,80	2,64	5,30	3,88	20,9
6	Когильник – смт Котовськ	6,13	0,71	3,46	5,11	4,2	24,4
7	Сарата - с.Сарата	9,88	1,34	2,38	4,49	3,77	59,8
8	Тилігул-с.Новоукраїнка	6,2	2,22	9,08	4,60	4,46	48,5
9	Тилігул- м.Березівка	4,45	1,43	4,32	4,14	4,41	32,5
10	Південний Буг-с.Лелітка	35,7	0,89	4,16	4,06	4,35	174
11	Південний Буг-с.Сабарів	75,3	0,80	2,54	3,79	3,84	307
12	Бужок-сmt Меджибож	10,1	0,61	3,1	4,65	4,08	35,2
13	Іква-сmt Стара Синява	7,11	1,02	4,84	4,81	4,51	39,8
14	Згар-сmt Літин	7,50	1,11	7,02	4,65	4,47	59,5
15	Рів-с.Демидівка	18,0	0,85	2,05	4,49	3,62	73,4
16	Соб-с.Зозів	1,06	1,81	9,47	5,34	4,61	9,80
17	Савранка-с.Осички	6,10	0,79	4,71	4,34	4,48	27,7
18	Синиця-с.Кам'яний Брід	6,80	0,73	1,84	4,63	3,52	24,3
19	Кодима-с.Обжила	0,71	0,77	2,14	5,18	3,66	2,70
20	Кодима-с.Катеринка	3,35	0,85	1,67	4,23	3,43	13,1
21	Гнилий Тікич-сmt.Лисянка	7,70	1,55	5,22	4,40	4,593	62,5

Продовження таблиці В.3

Номер поста	Річка- пост	\bar{Q}_m , м ³ /с	C_v	C_s	Уточнені C_s	Φ	$Q_{1\%}$
22	Велика Вись-с.Ямпіль	6,37	1,04	4,22	4,18	4,39	35,5
23	Ятрань-с.Покотилове	10,8	0,89	3,33	4,27	4,16	50,8
24	Циганка-с.Краснопілля	4,26	1,70	6,82	5,00	4,54	36,6
25	Чорний Ташлик-с.Піщаний Брід	22,3	4,46	12,3	4,33	4,41	164
26	Чорний Ташлик-с.Тарасівка	19,0	2,91	11,4	4,26	4,4	138
27	Мертвовід- с. Крива Пустош	4,8	2,32	4,62	5,00	4,46	54,5
28	Чичиклія-с.Василівка	2,24	1,76	7,82	4,81	4,5	18,4
29	Гнилий Єланець-с.Женево-Криворіжжя	7,34	1,50	2,71	4,47	3,92	50,5
30	Інгул-м.Кіровоград	9,28	1,71	6,62	4,59	4,46	71,4
31	Інгул-с.Інгуло-Кам'янка	32,6	1,05	3,52	4,15	4,22	177
32	Інгул-с.Седнівка	29,2	1,12	2,69	4,00	3,91	157
33	Інгул-с.Новогорожене	21,8	0,90	1,7	3,89	3,45	89,5
34	Громоклія-с.Михайлівка	4,82	1,94	10,5	4,41	4,42	36,1
35	Базавлук-с.Катерино-Наталівка	5,05	2,53	6,31	4,51	4,44	38,7
36	Інгулець-с.Олександро-Степанівка	9,20	1,54	4,3	4,42	4,41	71,7
37	Інгулець-м.Кривий Ріг	24,5	1,33	5,11	3,80	4,567	173
38	Інгулець-с.Могилівка	20,5	1,28	6,23	3,78	4,71	144
39	Молочна-м.Токмак	3,55	1,16	3,68	4,62	4,26	21,1
40	Молочна-с.Терпіння	4,21	1,01	3,51	4,18	4,21	22,8
41	Лозуватка-с.Новоолексіївка	7,74	1,33	2,04	4,90	3,62	45,0
42	Обитічна-с.Шевченко	9,63	1,28	2,44	4,85	3,8	56,5

Продовження таблиці В.3

Номер поста	Річка- пост	\bar{Q}_m , м ³ /с	C_v	C_s	Уточнені C_s	Φ	$Q_{1\%}$
43	Обитічна-м.Приморськ	8,79	1,99	7,54	4,44	4,43	66,4
44	Кільтиччя-с.Новотроїцьке	7,65	1,32	3,15	4,84	4,09	49,0
45	Берда-с.Захарівка	8,29	1,12	2,22	4,64	3,69	42,5
46	Берда-с.Осипенко	13,0	1,65	5,62	4,37	4,66	113
47	Кальміус-м.Донецьк (сmt.Авдотїне)	23,3	1,64	8,64	4,98	4,54	199
48	Кальміус-с.Роздольне	35,0	0,77	0,84	4,35	2,92	114
49	Кальміус-сmt Сартана (сmt Приморське)	41,8	1,58	8,58	4,09	4,36	289
50	Кальчик-с.Кременівка	14,0	2,58	9,33	4,79	4,5	115
51	Кальчик-м.Маріуполь	14,9	2,65	10,6	4,45	4,43	113
52	балка Полкова-с.Кременівка	3,97	1,86	6,05	5,47	4,7	38,7
53	Малий Кальчик-с.Кременівка	14,2	2,34	5,34	4,97	4,61	169
54	Калець-х.Перемога	3,16	0,67	0,71	5,14	2,83	9,20
55	Глузський Єланчик-с.Гусельщикове	1,34	1,72	3,58	4,47	4,23	11,1

Таблиця В.4 - Статистичні параметри часових рядів максимальних шарів стоку дощових паводків на річках Півдня України

Номер поста	Річка-пост	$F, \text{км}^2$	$n, \text{років}$	$\bar{Y}_m, \text{мм}$	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	68	6,3	1,04	2,65	0,09	1,08	3,34	3,10
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	66	7,8	0,86	2,35	0,22	0,88	2,94	3,30
14	Згар-смт Літин	692	79	6,7	1,01	1,88	0,16	1,02	2,13	2,10
15	Рів-с.Демидівка	1130	90	5,0	1,11	2,39	0,15	1,12	2,80	2,50
16	Соб-с.Зозів	92,5	66	4,4	0,66	0,47	0,03	0,65	0,49	0,80

Продовження таблиці В.4

Номер поста	Річка-пост	$F, \text{км}^2$	$n, \text{років}$	$\bar{Y}_m, \text{мм}$	Метод моментів			Метод найбільшої правдоподібності		
					C_v	C_s	$r(1)$	C_v	C_s	C_s / C_v
17	Савранка-с.Осички	1740	71	2,5	1,10	1,87	0,10	1,12	2,15	1,90
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	77	1,2	1,2	1,45	0,03	1,22	1,58	1,30
21	Гнилий Тікич-сmt Лисянка	1450	21	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	56	2,4	0,75	0,92	0,42	0,76	0,98	1,30
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	78	2,1	1,18	4,21	0,04	1,28	6,03	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	67	1,8	0,98	1,94	0,25	0,99	2,27	2,30
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	57	1,7	0,76	2,00	-0,12	0,77	2,41	3,10

Продовження таблиці В.4

Номер поста	Річка-пост	$F, \text{км}^2$	$n, \text{років}$	$\bar{Y}_m, \text{мм}$	Метод моментів			Метод найбільшої правдоподібності		
					C_v	C_s	$r(1)$	C_v	C_s	C_s / C_v
33	Інгул-с.Новогорожене	6670	79	1,5	1,13	2,49	0,14	1,14	3,01	2,60
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
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	60	1,6	0,91	1,37	0,24	0,92	1,52	1,70
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	56	2,4	0,94	1,59	-0,09	0,95	1,83	1,90
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	61	2,2	0,78	0,94	0,01	0,79	1,00	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	49	2,9	0,75	0,65	0,00	0,76	0,69	0,90
46	Берда-с.Осіпенко	1620	75	2,0	0,94	1,45	0,02	0,95	1,58	1,70
47	Кальміус-м.Донецьк (сmt Авдоть-іне)	263	14	4,9	0,99	1,90	-0,01	1,05	3,43	3,30

Продовження таблиці В.4

Номер поста	Річка-пост	$F, \text{км}^2$	$n, \text{років}$	$\bar{Y}_m, \text{мм}$	Метод моментів			Метод найбільшої правдоподібності		
					C_v	C_s	$r(1)$	C_v	C_s	C_s / C_v
48	Кальміус-с.Раздольне	1690	6	2,9	0,59	0,69	-0,71	0,74	1,47	2,00
49	Кальміус-сmt Сартана (сmt Приморське)	3700	28	2,4	1,26	4,42	-0,15	1,47	9,61	6,50
50	Кальчик-с.Кремнівка	469	53	2,9	1,00	2,44	-0,11	1,03	3,16	3,10
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	53	4,9	2,09	5,16	-0,06	2,2	9,17	4,20
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

Таблиця В.5 - Максимальні шари стоку дощових паводків річок Півдня України різної забезпеченості ($P=1,3,5,10\%$) при $C_s = 2,5C_v$

Номер поста	Річка- пост	\bar{Y}_m , мм	C_v	Шар 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 - ст.Комрат	2,5	0,77	9,5	7,3	6,9	5,0
4	Муса - 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.Новоукраїнка	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	6,3	1,08	33	24	20	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	7,8	0,88	33	25	22	16
14	Згар-смт Літин	6,7	1,02	33	24	20	15
15	Рів-с.Демидівка	5,0	1,12	27	19	16	12

Продовження таблиці В.5

Номер поста	Річка- пост	\bar{Y}_m , мм	C_v	Шар стоку, мм			
				$Y_{1\%}$	$Y_{3\%}$	$Y_{5\%}$	$Y_{10\%}$
16	Соб-с.Зозів	4,4	0,65	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	1,2	1,22	6,9	4,8	3,9	2,8
21	Гнилий Тікич-сmt.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	2,4	0,76	8,8	6,8	5,9	4,7
24	Циганка-с.Краснопілля	2,60	1,34	17,0	11,0	9,20	6,70
25	Чорний Ташлик-с.Піщаний Брід	1,80	2,21	18,0	11,0	8,30	5,10
26	Чорний Ташлик-с.Тарасівка	2,10	1,28	13,0	8,8	7,10	5,10
27	Мертвовід- с. Крива Пустош	2,50	2,76	24,0	15,0	11,0	6,80
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	1,8	0,99	8,5	6,2	5,2	4,0
31	Інгул-с.Інгуло-Кам'янка	1,5	0,88	6,3	4,7	4,2	3,1

Продовження таблиці В.5

Номер поста	Річка- пост	\bar{Y}_m , мм	C_v	Шар стоку, мм			
				$Y_{1\%}$	$Y_{3\%}$	$Y_{5\%}$	$Y_{10\%}$
32	Інгул-с.Седнівка	1,7	0,77	6,5	5,0	4,3	3,5
33	Інгул-с.Новогорожене	1,5	1,14	8,4	6,0	4,9	3,6
34	Громокля-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	1,6	0,92	6,9	5,2	4,4	3,4
40	Молочна-с.Терпіння	0,8	2,29	8,1	5,0	3,8	2,3
41	Лозуватка-с.Новоолексіївка	2,4	0,95	11,0	8,0	6,7	5,1
42	Обитічна-с.Шевченко	2,0	0,63	6,3	5,6	4,4	3,6
43	Обитічна-м.Приморськ	2,2	0,79	8,4	6,4	5,5	4,4
44	Кильтиччя-с.Новотроїцьке	2,9	0,58	8,5	6,9	6,1	5,1
45	Берда-с.Захарівка	2,9	0,76	11,0	8,3	7,2	5,7
46	Берда-с.Осипенко	2,0	0,95	8,9	6,6	5,6	4,3

Продовження таблиці В.5

Номер поста	Річка- пост	\bar{Y}_m , мм	C_v	Шар стоку, мм			
				$Y_{1\%}$	$Y_{3\%}$	$Y_{5\%}$	$Y_{10\%}$
47	Кальміус-м.Донецьк (сmt Авдотїне)	4,9	1,05	25,0	18,0	15,0	11,0
48	р.Кальміус-с.Роздольне	2,9	0,74	10,0	8,0	7,0	5,6
49	р.Кальміус-сmt Сартана (При-морське)	2,4	1,47	17,0	11,0	8,9	6,1
50	р.Кальчик-с.Кременівка	2,9	1,03	14,0	10,0	8,6	6,5
51	р.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	р.Малий Кальчик-с.Кременівка	4,9	2,20	48,0	30,0	22,0	14,0
54	р.Калець-х.Перемога	1,8	0,56	3,90	4,10	3,60	3,00
55	р.Глузський Єланчик-с.Гусельщикове	0,4	1,81	3,6	2,3	1,8	1,1

Таблиця В.6 - Список метеорологічних станцій і постів на території Півдня України

Номер станції (поста)	Станція (пост)	Період спостережень	Число років, <i>n</i>	Широта станції	
				φ° , півн.ш.	φ в частках $^\circ$
1	Сербка	1936-41, 1944-86	49	47°01'	47,02
2	Роздільна	1951-86	36	46°51'	46,85
3	Одеса, обсерваторія	1923-27, 1929-32, 1934-35, 1950-86	47	46°28'	46,47
4	Іллічівськ	1963-86	24	46°31'	46,52
5	Білгород-Дністровський	1951-63, 1975-86	25	46°19'	46,32
6	Сарата	1951-86	36	46°01'	46,02
7	Болград	1941, 1945-86	43	45°41'	45,68
8	Вилкове	1945-86	42		
9	Ізмаїл	1951-86	36	45°22'	45,37
10	Вознесенськ	1924-40,42 1945-2009	83	47°34'	47,57
11	Баштанка	1935-40,42 1944-2009	75	47°25'	47,42
12	Миколаїв	1881-1917, 1924-40, 1940-2009	120	46°57'	46,95
13	Тилігуло-Березанка	1939-41, 1944-2009	36	46°50'	46,83
14	Очаків	1939-41, 1951-86	40	46°37'	46,62

Продовження таблиці В.6

Номер станції (поста)	Станція (пост)	Період спостережень	Число років, <i>n</i>	Широта станції	
				φ° , півн.ш.	φ в частках $^\circ$
15	Велика Олександрівка	1951-86	36	47°19'	47,32
16	Нижні Сірогози	1951-86	36	46°51'	46,86
17	Нова Каховка	1959-86	28	46°62'	46,70
18	Херсон (агрометсанція)	1907,1910,1930,1933, 1949-86	42	46°38'	46,63
19	Попелак	1958-86	29	46°52'	46,87
20	Асканія - Нова	1949-53, 1955-86	37	46°27'	46,50
21	Бехтери	1951-86	36	46°15'	46,25
22	Кривий Ріг	1951-86	36	47°54'	47,90
23	Нікополь	1951-86	36	47°35'	47,58
24	Седнівка	1951-2009	56	47°58'	47,97
25	Василівка	1951-86	36	47°34'	47,57
26	Березівка	1951-86	36	47°12'	47,20
27	Одеса, Куяльницький ліман	1951-86	36	46°29'	46,48
28	Усатове	1954-86	33	46°33'	46,55
29	Цареградське гирло	1957-86	30	46°08'	46,13
30	Лебедівка	1965, 1967-71, 1973-86	20	45°83'	46,38
31	Червоний Яр	1951-86	36	45°35'	45,58
32	Приморське	1947-64, 1966-86	39	45°97'	46,62

Продовження таблиці В.6

Номер станції (поста)	Станція (пост)	Період спостережень	Число років, <i>n</i>	Широта станції	
				φ° , півн.ш.	φ в частках $^{\circ}$
33	Нагірне	1951-52, 1970-86	19	45°26'	45,43
34	Кілія	1951-86	36	45°26'	45,43
35	Кислиця	1963-76, 1978-86	25	45°41'	45,68
36	Крива Пустош	1949-2009	61	47°92'	48,53
37	Олександрівка	1930, 1935-37, 1939, 1946-2009	69	47°41'	47,68
38	Прибужани	1954-2009	56	47°32'	47,53
39	Михайлівка	1954-86	33	46°17'	46,28
40	Новогорожене	1954-2009	56	47°47'	47,78
41	Женево-Криворіжжя	1951-86	36	47°23'	47,38
42	Нова Одеса	1929-32, 1934-35, 1955-2009	40	47°17'	47,28
43	Снігурівка	1953-57, 1968-86	24	47°07'	47,12
44	Парутине	1951-62, 1964-86	35	46°70'	47,17
45	Лимани	1950-86	37	46°72'	47,20
46	Коблево	1954-57, 1960-71, 1974-86	29	46°40'	46,66
47	Велика Лепетиха	1952-86	35	47°18'	47,30
48	Калінінське	1954-86	33	47°11'	47,18
49	Львове	1954-86	32	46°79'	47,32

Продовження таблиці В.6

Номер станції (поста)	Станція (пост)	Період спостережень	Число років, <i>n</i>	Широта станції	
				φ^0 , півн.ш.	φ в частках 0
50	Станіслав	1948-86	39	46°57'	46,95
51	Гола Пристань	1949-86	38	46°52'	46,87
52	Могилівка	1951-86	36		
53	Затишшя	1951-86	36	47°20'	47,33
54	Рені	1951-86	36	45°27'	45,45
55	Кагул	1961-86	26	45°54'	45,90
56	Чимишлія	1965-63, 1965-66, 68, 1970-73, 75, 1977-86	21	46°52'	46,87
57	Коротне	1965-86	22	46°63'	47,05
58	Тараклія МАП	1961-78, 1980-84	23	46°57'	46,95
59	Каушани	1961-75, 1977-78, 80, 1982-86	23	46°39'	46,65
60	Чадир-Лунга	1961-63, 67, 1970-73, 1975-86	20	46°06'	46,01
61	Комрат	1945-86	42	46°18'	46,30
62	Леове	1961-86	20	46°29'	46,48
63	Мирнопілля	1952-60, 83	10	46°03'	46,05
64	Вулкенешть	1961-63, 1965-67, 1969-72, 1975- 86	22	45°68'	45,13
65	Тараклія (ниж.) пост	1960-86	27	45°53'	45,88
66	Балцата	1954, 1956, 1960-86	31	45°50'	45,86

Продовження таблиці В.6

Номер станції (поста)	Станція (пост)	Період спостережень	Число років, <i>n</i>	Широта станції	
				φ° , півн.ш.	φ в частках $^{\circ}$
67	Кирилівка	1936-42, 1944-91, 1993-94	57	47°20'	47,33
68	Жданів (Маріуполь)	1936-41, 1947-91, 1993-94	53	47°06'	47,10
69	Мелітополь	1936-41, 1944-91, 1993-94	56	46°50'	46,83
70	Бердянськ	1936-40, 1944-91, 1993-94	55	46°76'	47,27
71	Ботієве	1936-37, 1940-91, 1993-94	56	46°41'	46,68
72	Генічеськ	1936-41, 1944-91, 1993-94	56	46°10'	46.17

Таблиця В.7 - Статистичні параметри часових рядів максимальних добових опадів теплого періоду року

Номер поста	Станція (пост)	n, років	\bar{H}_m , мм	Метод моментів			Метод найбільшої правдоподібності		
				C_v	C_s	$r(1)$	C_v	C_s	C_s / C_v
1	Сербка	49	39	0,40	0,83	0,05	0,40	0,88	2,20
2	Роздільна	36	42	0,45	2,10	-0,11	0,45	2,85	6,40
3	Одеса, обсерваторія	47	38	0,43	1,60	0,06	0,43	1,89	4,40
4	Іллічівськ	24	44	0,41	1,19	-0,17	0,41	1,48	3,60
5	Білгород-Дністровський	25	42	0,35	1,18	0,23	0,35	1,44	4,20
6	Сарата	36	48	0,32	0,91	0,03	0,51	1,01	3,20
7	Болград	43	41	0,50	2,68	0,05	0,51	3,79	7,50
8	Вилкове	42	43	0,39	0,96	0,39	0,39	1,05	2,70
9	Ізмаїл	36	41	0,32	0,67	-0,18	0,32	0,72	2,30
10	Вознесенськ	83	39	0,56	4,00	-0,06	0,58	7,06	12,2
11	Баштанка	75	39	0,48	1,59	0,02	0,47	1,77	3,80
12	Миколаїв	120	41	0,53	2,10	0,18	0,54	2,32	4,30
13	Тилігуло-Березанка	36	40	0,51	2,65	-0,04	0,51	3,33	6,50
14	Очаків	40	36	0,48	4,43	0,02	0,48	1,69	3,50
15	Велика Олександрівка	36	37	0,32	0,75	-0,24	0,31	0,81	2,60
16	Нижні Сірогози	36	36	0,51	2,70	0,16	0,52	4,05	7,80

Продовження таблиці В.7

Номер поста	Станція (пост)	n, років	\bar{H}_m , мм	Метод моментів			Метод найбільшої правдоподібності		
				C_v	C_s	$r(1)$	C_v	C_s	C_s / C_v
17	Нова Каховка	28	40	0,41	1,01	-0,08	0,42	1,18	2,80
18	Херсон (агрометсанція)	42	37	0,41	1,57	0,02	0,41	1,88	4,60
19	Попелак	29	31	0,37	0,98	-0,04	0,36	1,12	3,10
20	Асканія - Нова	37	36	0,42	1,67	-0,35	0,42	2,09	4,90
21	Бехтери	36	35	0,43	1,51	0,08	0,43	1,85	4,30
22	Кривий Ріг	36	35	0,36	1,08	0,02	0,35	1,22	3,50
23	Нікополь	36	36	0,4	0,57	0,15	0,40	0,61	1,50
24	Седнівка	56	38	0,38	1,33	-0,04	0,38	1,47	3,90
25	Василівка	36	38	0,36	0,92	-0,27	0,36	1,02	2,90
26	Березівка	36	42	0,40	0,80	0,04	0,40	0,87	2,20
27	Одеса, Куяльницький лиман	36	38	0,41	1,18	0,04	0,40	1,35	3,40
28	Усатове	33	45	0,43	1,73	-0,11	0,44	2,23	5,10
29	Цареградське гирло	30	43	0,43	0,67	0,30	0,44	0,73	1,70
30	Лебедівка	20	48	0,51	1,19	0,33	0,51	1,55	3,00
31	Червоний Яр	36	40	0,35	0,41	-0,23	0,35	0,45	1,30
32	Приморське	39	40	0,51	1,55	0,06	0,51	1,87	3,70
33	Нагірне	19	43	0,53	1,77	-0,23	0,54	2,72	5,00

Продовження таблиці В.7

Номер поста	Станція (пост)	n, років	\bar{H}_m , мм	Метод моментів			Метод найбільшої правдоподібності		
				C_v	C_s	$r(1)$	C_v	C_s	C_s / C_v
34	Кілія	36	36	0,48	2,88	0,14	0,48	4,44	9,20
35	Кислиця	25	40	0,41	1,24	0,16	0,41	1,57	3,80
36	Крива Пустош	61	42	0,38	1,53	-0,07	0,38	1,72	4,50
37	Олександрівка	69	41	0,42	1,97	-0,10	0,42	2,30	5,50
38	Прибужани	56	42	0,39	1,36	-0,03	0,39	1,52	3,90
39	Михайлівка	33	38	0,41	1,79	0,10	0,41	2,34	5,60
40	Новогорожене	56	40	0,41	0,85	0,15	0,41	0,90	2,20
41	Женево-Криворіжжя	36	36	0,37	0,64	-0,07	0,37	0,69	1,90
42	Нова Одеса	40	37	0,45	0,75	0,15	0,45	0,80	1,80
43	Снігурівка	24	37	0,42	0,53	-0,04	0,42	0,59	1,40
44	Парутине	35	45	0,47	0,50	-0,18	0,47	0,54	1,20
45	Лимани	37	32	0,39	0,92	- 0,1	0,39	1,00	2,60
46	Коблеве	29	35	0,65	4,09	- 0,13	0,67	8,31	11,9
47	Велика Лепетиха	35	36	0,46	1,25	- 0,06	0,46	1,46	3,20
48	Калінінське	33	33	0,32	1,89	0,03	0,31	2,53	8,10
49	Левове	32	36	0,43	1,56	- 0,20	0,43	1,96	4,60
50	Станислав	39	31	0,35	0,55	-0,08	0,35	0,59	1,70

Продовження таблиці В.7

Номер поста	Станція (пост)	n, років	\bar{H}_m , мм	Метод моментів			Метод найбільшої правдоподібності		
				C_v	C_s	$r(1)$	C_v	C_s	C_s / C_v
51	Гола Пристань	38	40	0,36	1,27	- 0,14	0,36	1,47	4,10
52	Могилівка	36	37	0,40	1,57	-0,06	0,40	1,94	4,90
53	Затишшя	36	37	0,43	1,65	- 0,07	0,43	2,00	4,80
54	Рені	36	41	0,45	1,72	- 0,1	0,45	2,18	4,90
55	Кагул	26	48	0,41	0,61	- 0,38	0,41	0,68	1,70
56	Чимішлія	21	38	0,32	0,69	0,05	0,32	0,79	2,50
57	Коротне	22	33	0,29	0,56	0,37	0,29	0,63	2,20
58	Тараклія МАП	23	44	0,41	1,15	0,11	0,41	1,42	3,50
59	Каушани	23	44	0,68	3,20	- 0,08	0,76	6,30	8,30
60	Чадир-Лунга	20	39	0,29	0,45	0,45	0,29	0,51	1,80
61	Комрат	42	41	0,33	0,39	0,07	0,33	0,43	1,30
62	Леове	20	44	0,51	1,89	-0,04	0,53	2,70	5,10
63	Мирнопілля	10	46	0,52	0,84	-0,39	0,53	1,16	2,20
64	Вулкенешть	22	45	0,27	0,93	-0,21	0,27	1,11	4,10
65	Тараклія (ниж.пост)	27	44	0,55	2,90	-0,01	0,57	5,00	8,70

Продовження таблиці В.7

Номер поста	Станція (пост)	n , років	\bar{H}_m , мм	Метод моментів			Метод найбільшої правдоподібності		
				C_v	C_s	$r(1)$	C_v	C_s	C_s / C_v
66	Балцата	31	42	0,38	1,30	-0,01	0,38	1,57	4,10
67	Кирилівка	57	43	0,50	1,28	-0,27	0,49	1,41	2,90
68	Маріуполь	53	38	0,53	1,52	0,21	0,53	1,75	3,30
69	Мелітополь	56	41	0,38	1,0	0,06	0,38	1,08	2,90
70	Бердянськ	55	34	0,40	1,39	-0,07	0,4	1,55	3,90
71	Ботієве	56	37	0,50	1,29	-0,08	0,49	1,42	2,90
72	Генічеськ	56	36	0,61	1,87	0,08	0,61	2,24	3,60

Таблиця В.8 - Максимальні добові опади теплового періоду року різної забезпеченості ($P=1, 3, 5, 10\%$) на території Півдня України при $C_s = 4,0 C_v$

Номер поста	Станція (пост)	\bar{H}_m , мм	C_v	Шар опадів, мм			
				$H_{1\%}$	$H_{3\%}$	$H_{5\%}$	$H_{10\%}$
1	Сербка	39	0,40	89	75	68	58
2	Роздільна	42	0,45	106	86	78	66
3	Одеса, обсерваторія	38	0,43	94	77	70	59
4	Іллічівськ	44	0,41	103	86	78	67
5	Білгород-Дністровський	42	0,35	88	75	69	60
6	Сарата	48	0,51	96	81	77	68
7	Болград	41	0,51	116	91	83	67
8	Вилкове	43	0,39	99	83	75	65
9	Ізмаїл	41	0,32	82	69	65	58
10	Вознесеньск	39	0,58	122	94	83	67
11	Баштанка	39	0,47	87	74	67	58
12	Миколаїв	41	0,54	124	95	82	69
13	Тилігуло-Березанка	40	0,51	90	75	67	59
14	Очаків	36	0,48	98	76	69	58
15	Велика Олександрівка	37	0,31	74	64	59	52
16	Нижні Сірогози	36	0,52	101	79	72	58
17	Нова Каховка	40	0,42	95	79	71	61
18	Херсон (агрометсанція)	37	0,41	86	72	65	56
19	Попелак	31	0,36	67	56	52	46

Продовження таблиці В.8

Номер поста	Станція (пост)	\bar{H}_m , мм	C_v	Шар опадів, мм			
				$H_{1\%}$	$H_{3\%}$	$H_{5\%}$	$H_{10\%}$
20	Асканія - Нова	36	0,42	87	72	65	55
21	Бехтери	35	0,43	85	70	63	54
22	Кривий Ріг	35	0,35	75	64	59	51
23	Нікополь	36	0,40	83	69	63	54
24	Седнівка	38	0,38	77	64	60	52
25	Василівка	38	0,36	81	68	63	55
26	Березівка	42	0,40	98	82	74	64
27	Одеса, Куяльницький лиман	38	0,40	87	73	66	57
28	Усатове	45	0,44	112	91	82	70
29	Цареградське гирло	43	0,44	106	87	78	66
30	Лебедівка	48	0,51	134	105	96	78
31	Червоний Яр	40	0,35	85	71	66	58
32	Приморське	40	0,51	112	88	80	65
33	Нагірне	43	0,54	126	98	87	71
34	Кілія	36	0,48	98	76	69	58
35	Кислиця	40	0,41	94	79	71	61
36	Крива Пустош	42	0,38	95	79	73	64
37	Олександрівка	41	0,42	91	76	68	60
38	Прибужани	42	0,39	90	75	67	59
39	Михайлівка	38	0,41	89	74	67	57
40	Новогорожене	40	0,41	86	73	66	57

Продовження таблиці В.8

Номер поста	Станція (пост)	\bar{H}_m , мм	C_v	Шар опадів, мм			
				$H_{1\%}$	$H_{3\%}$	$H_{5\%}$	$H_{10\%}$
41	Женево-Криворіжжя	36	0,37	79	67	61	53
42	Нова Одеса	37	0,45	92	76	69	58
43	Снігурівка	37	0,42	88	73	66	56
44	Парутине	45	0,47	119	96	85	72
45	Лимани	32	0,39	72	61	55	48
46	Коблеве	35	0,67	122	92	79	63
47	Велика Лепетиха	36	0,46	93	76	67	57
48	Калінінське	33	0,31	65	55	52	46
49	Лєвовє	36	0,43	87	72	64	55
50	Станіслав	31	0,35	67	56	52	45
51	Гола Пристань	40	0,36	87	72	67	59
52	Могилівка	37	0,40	86	72	66	57
53	Затишшя	37	0,43	90	74	66	57
54	Рені	41	0,45	104	84	76	64
55	Кагул	48	0,41	113	95	85	73
56	Чимішлія	38	0,32	76	65	61	54
57	Коротне	33	0,29	62	54	50	45
58	Тараклія МАП	44	0,41	104	87	79	67
59	Каушани	44	0,76	168	123	104	81
60	Чадир-Лунга	39	0,29	74	64	60	53
61	Комрат	41	0,33	84	72	66	58

Продовження таблиці В.8

Номер поста	Станція (пост)	\bar{H}_m , мм	C_v	Шар опадів, мм			
				$H_{1\%}$	$H_{3\%}$	$H_{5\%}$	$H_{10\%}$
62	Леове	44	0,53	126	99	87	72
63	Мирнопілля	46	0,27	131	103	91	75
64	Вулкенешть	45	0,57	81	72	67	60
65	Тараклія (ниж.пост)	44	0,38	133	103	90	74
66	Балцата	42	0,49	94	79	72	62
67	Кирилівка	43	0,53	116	92	82	69
68	Маріуполь	38	0,38	108	85	75	62
69	Мелітополь	41	0,40	91	76	69	60
70	Бердянськ	34	0,49	79	66	60	52
71	Ботієве	37	0,61	101	80	71	60
72	Генічеськ	36	0,27	115	88	77	62

Таблиця В.9 - Розрахункові максимальні модулі стоку дощових паводків $q_{1\%}$ для річок Півдня України ($n_1 = 0,73$)

Номер поста	Річка-пост	$F, \text{км}^2$	$q_{1\%}, \text{м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$	$q'_{1\%}, \text{м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$	$q'_{1\% \downarrow}, \text{м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$	$P_{P(x)}$	$P(x), \%$	$q_{1\%}, \text{м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$
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 –сmt Тараклія	103	0,20	5,82	34,5	0,09	0,25	0,47
6	Когильник –сmt 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- сmt Меджибож	698	0,05	5,47	17,9	0,21	0,63	0,12
13	Іква-сmt Стара Синява	439	0,08	7,23	17,4	0,23	0,69	0,16
14	Згар-сmt 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

Продовження таблиці В.9

Номер поста	Річка-пост	$F, \text{км}^2$	$q_1\%, \text{м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$	$q'_1\%, \text{м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$	$q'_1\% \downarrow, \text{м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$	$P_{P(x)}$	$P(x), \%$	$q_1\%, \text{м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$
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
20	Кодима-с.Катеринка	2390	0,01	1,78	12,6	0,35	1,15	0,05
21	Гнилий Тікич-с.мт 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

Продовження таблиці В.9

Номер поста	Річка-пост	$F, \text{км}^2$	$q_1\%, \text{м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$	$q'_1\%, \text{м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$	$q'_1\% \downarrow, \text{м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$	$P_{p(x)}$	$P(x), \%$	$q_1\%, \text{м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$
34	Громокля-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.Могиливіка	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
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	Кильтичя-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 (сmt Авдотї-не)	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-сmt Сартана (сmt 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

Продовження таблиці В.9

Номер поста	Річка-пост	$F, \text{км}^2$	$q_{1\%}, \text{м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$	$q'_{1\%}, \text{м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$	$q'_{1\% \downarrow}, \text{м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$	$P_{p(x)}$	$P(x), \%$	$q_{1\%}, \text{м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$
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

Додаток Д

Таблиця Д.1 - Гідрографічні характеристики річок Півдня України

Номер поста	Річка – пост	F , км ²	L , км	I , ‰	φ^0 п.ш	H , м	f_L , %	$f_{\bar{b}}$, %	f_{oz} , %	f_p , %
1	р.Кагул-с.Гаваноси	186	-	-	45°45′	-	-	-	-	-
2	б.Гаваноси - с.Гаваноси	28,2	-	-	45°75′	-	-	-	-	-
3	р.Ялпуг - ст.Комрат	241	43	3,2	46°18′	150	6	0	<1	55
4	р.Муса - ст.Комрат	83,5	19	5,0	46°18′	140	8	0	<1	55
5	б.Тараклія - смт.Тараклія	103	27	6,1	45°54′	140	5	0	<1	50
6	р.Когильник - смт.Котовське	179	35	5,1	47°75′	260	1	0	<1	70
7	р.Сарата - с.Сарата	1110	87	0,8	46°02′	100	1	0	<1	70
8	р.Тилігул-с.Новоукраїнка	810	64	1,4	47°39′	170	<1	0	<1	65
9	р.Тилігул-смт.Березівка	3170	151	0,8	47°12′	120	<1	<1	<1	-
10	р.Південний Буг-с.Лелітка	4000	152	0,3	49°33′	320	8	5	<1	-
11	р.Південний Буг-с.Сабарів	9010	235	0,3	49°11′	310	11	6	<1	-
12	р.Бужок-смт.Меджибож	698	72	0,6	49°27′	320	1	7	<1	70
13	р.Іква-смт.Стара Синява	439	45	0,7	49°34′	310	5	4	1	70
14	р.Згар-смт.Літин	692	59	0,7	49°20′	320	13	11	3	65
15	р.Рів-с.Демидівка	1130	97	0,7	49°06′	310	12	4	1	65
16	р.Соб-с.Зозів	92,5	13	2,9	49°17′	290	3	0	2	75
17	р.Савранка-с.Осички	1740	96	1,1	48°08′	200	15	2	<1	65
18	р.Синиця-с.Кам'яний Брід	753	71	1,9	48°15′	190	8	<1	<1	70
19	р.Кодима-с.Обжила	145	26	4,0	47°59′	230	19	2	<1	70
20	р.Кодима-с.Катеринка	2390	151	0,6	47°55′	170	11	<1	<1	75
21	р.Гнилий Тікич-смт.Лисянка	1450	85	0,7	49°15′	210	5	<1	<1	70
22	р.Велика Вись-с.Ямпіль	2820	156	0,3	48°46′	180	3	1	<1	70

Продовження таблиці Д.1

Номер поста	Річка – пост	F , км ²	L , км	I , ‰	φ^0 п.ш	H , м	f_L , %	$f_{\bar{O}}$, %	f_{O3} , %	f_P , %
23	р.Ятрань-с.Покотилове	2140	99	1,3	48°29′	200	7	<1		75
24	р.Циганка-с.Краснопілля	248	18	4,4	48°27′	180	12	1	<1	75
25	р.Чорний Ташлик-с.Піщаний Брід	1830	-	-	45°45′	-	-	-	-	-
26	р.Чорний Ташлик-с.Тарасівка	2230	-	-	45°75′	-	-	-	-	-
27	р.Мертвовід- с. Крива Пустош	252	43	3,2	46°18′	150	6	0	<1	55
28	р.Чичиклія-с.Василівка	436	19	5,0	46°18′	140	8	0	<1	55
29	р.Гнилий Єланець-с.Женево-Криворіжжя	1190	27	6,1	45°54′	140	5	0	<1	50
30	р.Інгул-м.Кіровоград	840	35	5,1	47°75′	260	1	0	<1	70
31	р.Інгул-с.Інгуло-Кам'янка	3080	87	0,8	46°02′	100	1	0	<1	70
32	р.Інгул-с.Седнівка	4770	64	1,4	47°39′	170	<1	0	<1	65
33	р.Інгул-с.Новогорожене	6670	151	0,8	47°12′	120	<1	<1	<1	-
34	р.Громоклія-с.Михайлівка	1410	152	0,3	49°33′	320	8	5	<1	-
35	р.Базавлук-с.Катерино-Наталівка	1050	235	0,3	49°11′	310	11	6	<1	-
36	р.Інгулець-с.Олександро-Степанівка	1400	72	0,6	49°27′	320	1	7	<1	70
37	р.Інгулець-м.Кривий Ріг	8600	45	0,7	49°34′	310	5	4	1	70
38	р.Інгулець- с.Могилівка	9280	59	0,7	49°20′	320	13	11	3	65
39	р.Молочна-м.Токмак	760	97	0,7	49°06′	310	12	4	1	65
40	р.Молочна-с.Терпіння	2780	13	2,9	49°17′	290	3	0	2	75
41	р.Лозуватка-с.Новоолексіївка	331	96	1,1	48°08′	200	15	2	<1	65
42	р.Обитічна-с.Шевченко	390	71	1,9	48°15′	190	8	<1	<1	70

Продовження таблиці Д.1

Номер поста	Річка – пост	F , км ²	L , км	I , ‰	φ^0 п.ш	H , м	f_L , %	$f_{\bar{O}}$, %	f_{O3} , %	f_P , %
43	р.Обитічна-м.Приморськ	1300	26	4,0	47°59′	230	19	2	<1	70
44	р.Кильтиччя-с.Новотроїцьке	398	151	0,6	47°55′	170	11	<1	<1	75
45	р.Берда-с.Захарівка	718	85	0,7	49°15′	210	5	<1	<1	70
46	р.Берда-с.Осипенко	1620	156	0,3	48°46′	180	3	1	<1	70
47	р.Кальміус-сmt.Авдотїне	263	99	1,3	48°29′	200	7	<1		75
48	р.Кальміус-с.Роздольне	1690	18	4,4	48°27′	180	12	1	<1	75
49	р.Кальміус-сmt.Приморське	3700	192	0,7	47°33′	150	1	0	<1	70
50	р.Кальчик-с.Кременівка	469	46	2,8	47°11′	170	<1	<1	<1	75
51	р.Кальчик-м.Маріуполь	1250	82	1,6	47°33′	140	1	<1	<1	70
52	балка Полкова-с.Кременівка	63	17	9,5	47°33′	150	0	0	<1	75
53	р.Малий Кальчик-с.Кременівка	270	37	4,1	47°33′	160	<1	0	<1	75
54	р.Калець-х.Перемога	164	18	5,1	14°28′	130	<1	0	<1	85
55	р.Глузський Єланчик-с.Гусельщикове	1190	89	0,8	47°16′	100	1	0	<1	70

ЗМІСТ

Вступ.....	3
------------	---

Розділ 1

1	Коротка фізико-географічна характеристика природних умов формування дощових паводків на річках Південної частини України.....	5
1.1	Географічне положення і рельєф.....	5
1.2	Ґрунти і рослинність.....	7
1.3	Карст.....	10
1.4	Кліматичні умови.....	11
1.5	Особливості водного режиму річок.....	17
1.6	Визначні дощові паводки.....	22

Розділ 2

2	Огляд сучасного стану в галузі розрахунку характеристик максимального паводкового стоку річок України.....	31
2.1	Формули, що спираються на геометричну схематизацію схилового та руслового гідрографів.....	31
2.2	Формули, засновані на генетичних теоріях формування стоку....	40
2.3	Нормативні документи для розрахунку максимального стоку дощових паводків на території України.....	50
2.4	Регіональні методики в галузі розрахунку максимального стоку дощових паводків.....	57
2.5	Методи розрахунку максимального стоку дощових паводків, що використовуються за рубежом.....	60
2.6	Методика, що рекомендується для нормування характеристик максимального стоку дощових паводків на Півдні України.....	64

Розділ 3

3	Статистична обробка часових рядів максимальних витрат води, шарів стоку і максимальних добових опадів.....	66
3.1	Оцінка однорідності і стаціонарності гідрометеорологічної інформації з максимального стоку паводків річок Півдня України.	66

3.1.1	Аналіз однорідності рядів дощових паводків у басейнах річок Півдня України.....	68
3.1.2	Аналіз однорідності часових рядів добових максимумів опадів у басейнах річок Півдня України.....	74
3.2	Статистична обробка часових рядів максимальних витрат води річок Півдня України.....	75
3.3	Статистична обробка часових рядів максимальних шарів стоку дощових паводків річок Півдня України.....	79
3.4	Статистична обробка часових рядів максимальних добових опадів.....	80
3.5	Уточнення величин добових опадів і розрахункових характеристик дощових паводків (максимальних витрат і шарів стоку).....	82
3.5.1	Аналіз просторової однорідності полів добових максимальних опадів і шарів стоку дощових паводків.....	82
3.5.2	Уточнення розрахункових характеристик добових опадів і дощових паводків за методами повторюваності екстремумів.....	85

Розділ 4

4	Обґрунтування й реалізація методичної бази для нормування характеристик дощових паводків на території Півдня України....	97
4.1	Вихідні матеріали.....	97
4.1.1	Гідрометеорологічна вивченість досліджуваної території...	98
4.1.2	Точність вихідної інформації за розрахунковими характеристиками дощових паводків на території Півдня України.....	100
4.2	Обґрунтування параметрів розрахункової формули максимального стоку дощових паводків на території Півдня України.....	101
4.2.1	Визначення тривалості руслового добігання паводкових хвиль.....	102
4.2.2	Коефіцієнт часової нерівномірності схилового припливу...	105
4.2.3	Тривалість припливу води зі схилів до руслової мережі	107
4.2.4	Добовий максимум дощових опадів.....	110
4.2.5	Коефіцієнт стокоутворення η_0	111
4.2.6	Трансформація паводкового стоку під впливом тривалості руслового добігання.....	112
4.2.7	Трансформація паводкового стоку під впливом руслозаплавного регулювання.....	114
4.2.8	Трансформація максимальних витрат води під впливом озер і водосховищ проточного типу.....	116
4.3	Перевірні розрахунки.....	119

4.3.1 Приклад розрахунку за методикою по незалежній інформації паводка 12 вересня 2013 р.....	121
4.3.2 Про можливість використання запропонованої методики для визначення розрахункових характеристики припливу поверхневих вод до водойм закритого типу на території Півдня України в умовах змін клімату.....	127
Висновки.....	135
Література.....	137
Додатки.....	145
Додаток А.....	146
Таблиця А.1 Список пунктів гідрологічних спостережень за дощовими паводками на території Півдня України.....	146
Додаток Б.....	149
Таблиця Б.1. Оцінка однорідності часових рядів витрат води дощових паводків річок Півдня України.....	149
Таблиця Б.2. Оцінка однорідності часових рядів шарів стоку дощових паводків річок Півдня України.....	155
Таблиця Б.3. Перевірка однорідності часових рядів витрат води дощових паводків річок Півдня України.....	161
Таблиця Б.4. Перевірка однорідності часових рядів шарів стоку дощових паводків річок Півдня України.....	165
Додаток В.....	169
Таблиця В.1. Статистичні параметри часових рядів максимальних витрат води дощових паводків річок Півдня України.....	169
Таблиця В.2. Максимальні витрати води дощових паводків річок Півдня України різної забезпеченості ($P=1,3,5,10\%$) при $C_s = 3C_v$ (трипараметричний гама-розподіл).....	173
Таблиця В.3. Максимальні витрати води дощових паводків річок Півдня України забезпеченістю ($P=1\%$) при $C_s = 3C_v$ (біноміальний розподіл).....	176
Таблиця В.4. Статистичні параметри часових рядів максимальних шарів стоку дощових паводків на річках Півдня України.....	179
Таблиця В.5. Максимальні шари стоку дощових паводків річок Півдня України різної забезпеченості ($P=1,3,5,10\%$) при $C_s = 2,5C_v$...	183
Таблиця В.6. Список метеорологічних станцій і постів на території Півдня України.....	187
Таблиця В.7. Статистичні параметри часових рядів максимальних добових опадів теплового періоду року.....	192
Таблиця В.8. Максимальні добові опади теплового періоду року різної забезпеченості ($P=1,3,5,10\%$) на території Півдня України при $C_s = 4,0C_v$	197

Таблиця В.9. Розрахункові максимальні модулі стоку дощових паводків $q_{1\%}$ для річок Півдня України ($n_1 = 0,73$).....	201
Додаток Д.....	205
Таблиця Д.1 Гідрографічні характеристики річок Півдня України..	205