МИСКОВЕЦЬ І.Я.

ФОРМУВАННЯ ДОЩОВОГО СТОКУ:ТЕОРІЯ, МЕТОДОЛОГІЯ, РОЗРАХУНКИ

(на прикладі верхнього та середнього Подніпров'я)

Луцьк – 2023

УДК 556.5.01: 502.554
М 65

Рецензенти:

Я.О.Мольчак доктор географічних наук, професор (Луцький національний технічний університет).

Л.В.Ільїн доктор географічних наук, професор (Волинський національний університет ім.Лесі Українки

Ю.С.Ющенко доктор географічних наук, професор (Чернівецький національний університет ім. Ю. Федьковича);

М 65 **Мисковець І.Я**. **Формування дощового стоку: теорія, методологія, розрахунки** (на прикладі верхнього та середнього Подніпров'я) : Монографія / І.Я.Мисковець -Луцк: ІВВ ЛНТУ, 2023- 424с.

В монографії здійснено аналіз фізико-географічних та кліматичних умов формування дощових паводків. Висвітлено просторово- часові особливості динаміки опадів та переходу їх в стік . Відображено, що в умовах сучасних глобальних змін клімату, пов'язаних із підвищенням температури повітря, особливо у літні місяціі, спостерегається тенденція збільшення зливових опадів, що викликають дощові паводки. Сформовані та обгрунтовані теоретико-методологічні та конструктивно-географічні засади формування дощового стоку в сучасних антропогенно змінених умовах річкових басейнів верхнього та середнього Подніпров'я, їх впливу на ерозійні процеси. Все це дозволило розробити нову теоретико – методологічну і конструктивно-географічну обгрунтовану методику розрахунку максимальних витрат води дощових паводків, враховуючу фізичні процеси формування дощового стоку та особливості перетвореної людиною підстилаючої поверхні річкових водозборів. Доповнені існуючі методи розрахунку дощових витрат антропогенними змінами.

Для географів, гідрологів, екологів, гідротехніків, науковців, студентів та інших фахівців, які працюють у галузі водного та сільського господарства, охорони і раціонального природокористування.

Рекомендовано до видання науково-технічною радою Луцького національного технічного університету «Протокол № від 2023р.»

М 65 **Myskovets I.Ya. The formation of rain runoff: theory, methodology, calculations** (on the example of the upper and middle Dnieper): Monograph / I. Ya. Myskovets - Lutsk: IVV LNTU, 2023- 424p.

The monograph analyzes the physiographic and climatic conditions of the formation of rain floods. The spatio-temporal features of the dynamics of precipitation and their transition into runoff are highlighted. It is shown that in the conditions of modern global climate changes associated with the increase in air temperature, especially in the summer months, there is a tendency to increase torrential precipitation, which causes rain floods. The theoretical-methodological and constructive-geographic principles of the formation of rain runoff in the modern anthropogenically changed conditions of the river basins of the upper and middle Dnieper and their influence on erosion processes were formed and substantiated. All this made it possible to develop a new theoretical-methodological and constructive-geographically justified method of calculating the maximum water flow of rain floods, taking into account the physical processes of the formation of rain runoff and the features of the human-transformed underlying surface of river catchments. The existing methods of calculating rainfall were supplemented by anthropogenic changes.

The monograph is intended for hydrologists, geographers, ecologists, hydraulic engineers, scientists, applicants and other professionals working in the field of water and agriculture, conservation and environmental management.

Recommended for publication by the Scientific and Technical Council of Lutsk National Technical University "Protocol № from 2023."

ISBN № 978-966-1532-08-2© Мисковець І.Я., 2023

ЗМІСТ

Вступ ..... ……... .... ……...6
1.Фізико-географічні умови верхнього та середнього Подніпров'я……...9
1.1. Природні умови……..9
1.1.1.Загальний опис басейна Дніпра……9
1.1.2.Характеристика частин Подніпров'я……12
1.1.3.Гідрографічна мережа басейна Дніпра……..18
1.2. Геологічна будова та рельєф…… 19
1.2.1.Геологія території Подніпров'я……19
1.2.2.Рельєф Подніпров'я……20
1.3. Клімат……23
1.3.1.Опис клімату Подніпров'я……23
1.3.2. Опади та зливи……..24
1.3.3. Температура повітря……31
1.4. Грунтовий покрив……34
1.4.1. Грунтоутворення…….....34
1.4.2. Опис грунтів……..36
1.5. Ландшафтна структура території……41
1.5.1. Класифікація ландшафтів……41
1.5.2. Фізико-географічні ландшафтні зони……44
2.Теоретико-методологічні основи конструктивно- географічних особливостей дощового стоку………...48
2.1.Просторовий аспект……..49
2.1.1. Загальні понятття конструктивно-географічних досліджень…53
2.1.2. Конструктивно-географічний підхід як підгрунтя досліджень….61
2.1.3. Функціонально – процесний підхід дослідження ……..……65
2.1.4.Системно – ентропічний підхід дослідження дощового стоку….....67
2.2. Часовий аспект……..72
2.2.1. Час у теорії конструктивної географії……72
2.2.2. Час як чинник мінливості параметрів дощового стоку……74
2.2.3. Внутрішній час розвитку дощового стоку ……77
2.2.4. Функціональний час дощового стоку ……79
2.2.5. Динамічний та еволюційний час у розвитку дощового стоку.. …81
2.2.6. Час біфуркаційних мінливостей у розвитку дощового стоку……83
3. Аналіз та оцінка сучасних методів розрахунку дощового стоку……. 85
3.1.Редукційні (емпіричні) формули……86
3.1.1.Розрахунок дощового стоку за редукційною формулою ……86
3.2.Об'ємні формули……...87
3.2.1. Основні параметри об'ємної формули ……...87
3.3.Формула сталої інтенсивності стоку ……..89
3.3.1. Перевага та недоліки формули сталої інтенсивності стоку…….89
3.4.Генетичні формули ...……90
3.4.1.Сутність розрахунку дощового стоку за генетичною

формулою……90
4. Організованість дощового стоку ……..……92
4.1.Схема організованості стоку …… 96
4.1.1.Організованість дощового стоку в природних умовах……96
4.1.2. Організованість дощового стоку в антропогенних умовах…....98
4.1.3.Основні фактори впливу на стік…… .104
4.2. Перетворення опадів ……109
4.2.1. Процес утворення стоку……. …109
4.3. Форми стоку……113
4.3.1. Поверхневий стік……...113
4.3.2. Підземний, грунтовий стоки……116
4.3.3. Вологозапаси……..118
4.4. Визначення максимальних витрат дощового стоку……... 121
4.4.1. Структура розрахункової формули ……121
5.Фактори стокоутворення.. ……..... ..... ……127
5.1. Вологість ґрунтів .... …….. 127
5.1.1.Водний режим грунтів в природних умовах…… 128
5.1.2.Режим вологості…… .131
5.1.3.Водний режим грунтів в антропогенних умовах…… .133
5.1.4.Зміна фільтраційних влостивостей грунтів…… ..137
5.1.5.Динамика запасів вологи…… 144
5.2. Коливання грунтових вод 153
5.2.1.Режим грунтових вод…… .154
5.2.2.Вплив освоєння на водний режим…… 156
5.2.3.Запропоновані рівні грунтових вод…… .163
5.2.4.Коефіцієнт підйому грунтових вод……174
5.3. Водовіддача та водоспоживання культур……..179
5.3.1.Коефіцієнт водовіддачі грунтів……..179
5.3.2.Зміна вологозапасів грунтів……181
5.3.3. Зв'язок ґрунтових вод та випаровування……188
5.3.4.Водоспоживання культур……189
5.4. Фільтраційні витрати …… .206
5.4.1.Зв'язок потоку вологи від РГВ…… 206
5.4.2.Розрахунок підземного стоку з освоєнного масива…… . 210
6.Конструктивно-географічні засади зв'язків дощового стоку води із визначальними факторами…….....212
6.1. Водоутворення……. .... ……214
6.1.1. Вологообмін……214
6.1.2. Розподіл зливових опадів…… 216
6.1.3. Карти водоутворення ……...220
6.1.4.Карти районів встановлення часу вегетаційного періду…… 229
6.2. Форми добігання дощових вод .... ……233
6.2.1.Схилове добігання…… .. 247
6.2.2. Руслове добігання……...254
6.2.3.Коефіцієнт діючого шару водоутворення……256

6.3.Формування втрат стоку та їх розрахунок……..…250
6.3.1.Фактори підстилаючої поверхні……251
6.3.2.Поглинання та зволоження грунту……..……..255
6.3.3.Експериментальні дослідження……266
6.3.4.Типи стоку……274
6.3.5.Розрахунок втрат стоку…….. …276
6.4. Облік факторів сучасних змін……...296
6.4.1.Освоєння..……. 296
6.4.2.Карст…….. 303
6.4.3.Перехідний коефіцієнт К……. 307
6.4.4.Руслові деформації…….. 309
6.5. Зміна водних ресурсів в залежності від умов..... 313
6.5.1.Господарське використання територій…… 314
6.5.2.Штучні водойми……... 319
6.5.3. Зміни в режимі річок…… 330
6.6. Методика визначення параметрів за розробленою формулою…… . 336
6.6.1.Послідовність розрахунку……. . 336
6.6.2.Приклад розрахунку……. 340
7. Використання досліджень дощового стоку…………..……343
7.1. Покращення редукційної формули …… .343
7.1.1.Уточнення параметрами сучасних умов…… 344
7.2. Покращення формули сталої інтенсивності стоку 349
7.2.1.Уточнення параметрами сучасних умов…… .355
7.2.2.Практичний приклад…… 368
7.3. Ерозійна небезпека …… .370
7.3.1. Оцінка зливового стоку…….. .370
7.3.2. Фактори ерозії ґрунтів та їх географія…… 373
7.3.3.Заходи боротьби із ерозією…… .377
Висновки .... ……..381
Література .... ……385
Додатки 404

Вступ

Серед природних багатств одним з найголовніших є водні ресурси, вони легкодоступні й широко використовуються як джерела водопостачання та відпочинку населення. Дощовий стік і його організованість дуже реагує на зміни, що відбуваються в атмосфері, літосфері, поверхні землі, особливо, під впливом господарської діяльності людини. На поверхневі і підземні води, їх стан і кількість впливають будівництво водосховищ, автомобільних та інших доріг житлових і промислових споруд, меліорація, впровадження у містах та селищах центрального водопостачання і водоспоживання та інше. Розвиток економіки України повинен поєднуватися із кращим використанням вод та інших природних багатств, посиленням їх охорони та раціонального використання, з метою створення найсприятливіших умов для життя, праці та відпочинку населення [2.1, 2.52, 2.62]. Своєчасне врахування конструктивно-географічних змін у організованісті дощових вод дає можливість регулювати їх як у природних, так і в порушених господарською діяльністю умовах, здійснювати науково-обгрунтовані заходи щодо покращення умов їх організованісті і, відповідно, розрахунку.

Представлена робота присвячена фундаментальним питанням конструктивної географії - комплексному дослідженню режимоутворюючих факторів стоку і всього процесу організованості дощових витрат у складних змінених або порушених людиною умовах. Зазначене визначається необхідністю удосконалення існуючих і розробкою нових, найбільш економічно та екологічно обґрунтованих методів розрахунку дощових витрат в умовах інтенсивного антропогенного впливу на навколишнє середовище, з метою вирішення ряду господарських проблем: раціонального природокористування, реалізації енергетичної програми, оцінки і прогнозу впливу господарської діяльності на довкілля для оптимального управління водно-повітряним режимом грунтів, оцінки ерозійної небезпеки земель від зливового стоку та інше [1.37, 2.52].

Першим вивчив зливовий стік із малих водотоків у природних умовах Н.Е. Долгов. Він виконав наукове узагальнення характеристик

паводкового стоку, на підставі чого встановив основні положення теорії зливового стоку і розробив розрахункові залежності для максимальних витрат води, стосовно обмежених умов і територій. Подальший розвиток теорій та методів розрахунку дощового стоку, обумовлений великою практичною необхідністю, висвітлений у роботах Г.Л.Алексєєва, А.Н. Бефані А.В., П.Ф. Вишневського, Огієвського, Д.Л. Соколовського, Е.Н. Гопченка, Я.О. Мольчака, ДГІ та ін. Існуючі формули і методи розрахунку паводкових витрат побудовані на основі різних концепцій і теоретичних уявлень про формування дощових максимумів у природних умовах і, тому, значно відрізняється між собою. Практика показує, що згадані формули, у тому числі і БНіП 2.01.14-83 не забезпечують надійної точності визначення розрахункових величин максимальних витрат води дощових паводків, особливо із водозборів малих річок в антропогенно змінених умовах, у зв'язку із конструктивно-географічними особливостями організованості на них стоку [1.68]. Це пояснюється відсутністю детальних конструктивно-географічних досліджень стокоутворюючих факторів у складних, порушених людиною природних умовах. Без виконання зазначеного комплексу досліджень неможлива розробка нових, найефективніших та удосконаленіших існуючих методів розрахунку паводкового стоку, які відповідають сучасному рівню якості проєктування різного рівня промислово-господарських об'єктів у районах достатнього і надмірного зволоження.

Метою роботи стало створення фізично і конструктивно-географічно обґрунтованого методу розрахунку дощових паводків із водозборів малих річок рівнинних територій, які схильні до інтенсивного антропогенного впливу; удосконалення існуючих методів розрахунку паводкових витрат води з урахуванням антропогенного впливу на стокоформування, що базуються на основі глибоких і детальних досліджень режимоутворюючих факторів стоку і всього процесу організованості паводкових витрат у різних фізико-географічних умовах; рішення сукупності комплексу гідрологічних, конструктивно-географічних і меліоративних питань для розвитку

теоретичних і методичних положень по обліку у формуванні стоку і його розрахунку мінливості властивостей грунтів, сільгоспвикористання земель, вологообігу зони аерації, вегетаційного періоду рівнів грунтових вод, розчленованості водозбору різного виду гідрографічною мережею тощо.

Теоретичною основою при розробці параметрів розрахункової формули послугував метод водного балансу. Аналіз і узагальнення отриманих результатів базується на застосуванні сучасних методів обробки та аналізи матеріалів і їх картографуванні з використанням ГІС [1.56]. Вибір північної частини України, Білорусі та західної частини Росії в яких формується стік річки Дніпра за об'єкт досліджень обумовлений унікальністю фізико-географічних умов для перевірки робочих гіпотез, відпрацювання розрахункових методик та конструктивно-геогрфічного обгрунтування схем раціонального природокористування [1.13, 1.31, 2.21, 2.22 та ін.].

Виконаний детальний і глибокий аналіз режимоутворюючих факторів стоку і всього процесу організованості паводків, в антропогенно змінених умовах із використанням наявної інформації спостережень за стоками річок та іншими характеристиками у межах розглянутої території, дозволив розробити нову конструктивно-географічно обгрунтовану методику розрахунку максимальних витрат води дощових паводків, враховуючу фізичні процеси трансформації опадів у стік і особливості перетвореної людиною підстилаючої поверхні річкових водозборів. Розроблена методика розрахунку дощового стоку всебічно розкриває механізм його формування в умовах антропогенних змін, дозволяє підвищити точність розрахункової величини і відкриває нові можливості для її удосконалення. Виконаний комплекс досліджень і розрахунків створює наукову конструктивно-географічну основу для розробки схем раціонального природокористування із урахуванням антропогенного чинника.

Автор висловлює подяку рецензентам, науковому керівнику проф. Петліну В.М., колективу кафедри екології ЛНТУ за корисні поради, підтримку та сприяння у виданні монографії.

1.Фізико-географічні умови верхнього та середнього Подніпров'я

1.1. Природні умови

1.1.1. Загальний опис басейна Дніпра

Басейн р. Дніпро є складною річковою системою, що має високу економічну, соціальну і екологічну цінність. Це великий господарський багатогалузевий комплекс із високим рівнем освоєності та антропогенного навантаження на земельний, водний потенціал та біологічне різноманіття [1.58, 2.8, 2.23]. На його території розміщені великі населені пункти, значна кількість середніх і малих міст, промислові центри, сільськогосподарські угіддя [2.76, 2.78].

Територіальне розміщення водних ресурсів Дніпра та функціональна структура виробничих сил, що склалася у радянський період, зумовили поділ басейну на зону формування стоку із незначним господарським споживанням (Росія, Білорусь) та зону транзиту стоку (Україна, нижче Києва) із великим попитом на воду [2.58, 2.77].

Після утворення, у 1991 році, незалежних держав - Російської Федерації, Білорусі та України - річка Дніпро перетворилася у транскордонний водний об'єкт, у зв'язку з чим гостро постало питання про спільне міжнародне використання та охорону р. Дніпро і його басейну [1.12, 1.36, 1.46, 1.13]. Певні кроки для вирішення цього питання в рамках двосторонніх міжурядових Угод і Угод в рамках СНД і ЄЕК робляться вже із 1992 року. Однак розбіжність створів гідрологічного і гідрохімічного моніторингу з новими державними кордонами (за старою системою моніторингу перший створ нижче м. Смоленськ знаходиться тепер на території суверенної Білорусі у м. Орші), що ускладнює коректну оцінку транзиту річкового стоку і виносу із ним забруднюючих речовин, а також впливу на ці процеси клімату, що змінюється [1.79].

Річка Дніпро - типова рівнинна річка, одна із найбільших річок Європи, є третьою за величиною після Волги та Дунаю [1.32, 2.72]. Басейн річки Дніпро є транскордонною системою: 20% його площі знаходиться у Російській Федерації, 23% – Республіці Білорусь та 57% – у межах України (рис.1.1.1.) [1.4, 1.44].

Рис.1.1.1. Карта верхнього та середнього Подніпров'я

Витік Дніпра знаходиться у Росії, на схилах Валдайської височини, потім вона тече по території Білорусі і України та впадає у північно-західну частину Чорного моря, де разом із Південним Бугом утворює Дніпровсько-Бузький лиман [1.78, 1.13].

Річка Дніпро має довжину 2201 км, перші 485 км р. Дніпро тече на південний захід, по Смоленській області Російської Федерації. На території Республіки Білорусь вона повертає на південь біля м. Орші. Ширина русла біля с. Річиця, що знаходиться, порівняно недалеко від кордону України, становить, переважно, 200-300 м. [1.4, 1.12]. При високій воді, якщо затоплюється заплава, ширина річки Дніпро може досягати 3-5 км. На територію Росії припадає 485 км річки Дніпро (22% загальної довжини річки), Білорусі - 516 км (23%). Довжина річки на території України становить 1200 км (55% загальної довжини річки) (рис.1.1.2.) [1.13, 1.30].

Водозбір басейну Дніпра у межах Білорусі має площу 116,4 т. км^2, що становить 56,5% всієї території країни. З цієї площі 63,7 тис. км^2 припадає, безпосередньо, на р. Дніпро та його притоки (Березина, Сож, Іпуть), що впадають на територію республіки, а 52,7 тис. км^2 - на р.

Рис.1.1.2. Карта річок верхнього та середнього Подніпров’я

Прип'ять, яка впадає у Дніпро на території України. Для нього характерний рівнинний рельєф - результат впливу льодовиків четвертинного періоду. Південну частину водозбору займає Білоруське Полісся, приурочене до Центрально-Березинської рівнини і південної частини Оршансько-Могильовського плато. Абсолютні позначки поверхні коливаються від 342 м (Мінська височина) до 105 м (уріз р. Дніпро на кордоні із Україною) [1.14, 2.33].

Середній багаторічний стік, що формується у басейні Дніпра на території Росії, становить 15,503 км^3 на рік, знижуючись у маловодний рік (95%) до 10,724 км^3 . Загальна протяжність гідрографічної мережі становить близько 39,5 тис. км. Басейн основного русла р. Дніпро (на території РФ) повністю розташований у Смоленській області та займає близько 34% площі її території. Довжина р. Дніпро від витоку до кордону із Республікою Білорусь (с. Червоне) становить 503 км, площа водозбору основного русла р. Дніпро у Смоленській області - 16,8 тис. км^2 (16,5% території російської частини басейну Дніпра) [1.4, 1.13, 1.35]. Українська частина Дніпра починається на Поліссі. У Чернігівський області, довжиною близько 100 км по річці, проходить

кордон України й Білорусі. Від кордону із Білоруссю, майже до гирла, Дніпро перетворився на ланцюг із шести водосховищ. Ширина найбільших водосховищ (Кременчуцьке та Каховське) сягає 25-28 км. [1.61, 1.62]

На території України річка Дніпро тече серединою України, із півночі на південь. Напрям течії кілька разів змінюється: від джерел до м. Орші Дніпро тече на південний захід, далі до м. Києва - прямо на південь, від м.Києва до м.Дніпропетровська - на південний схід. До м.Запоріжжя йде другий, коротший (довжина 90 км), спрямований на південь відтінок річки. Далі, до свого лиману, вона тече у південно-західному напрямку [1.14].

Таким чином, Дніпро у ширину займає 9°18' і утворює, на території України, подобу великого лука, зверненого на схід, що удвічі збільшує шлях Дніпром із Центральної України до Чорного моря: відстань від Києва до гирла Дніпра, по прямій лінії - 450 км, річкою - 950 км.

На території України річище Дніпра утворює рукави, багато перекатів, островів та обмілин. Ширина долини збільшується до 18 км, заплави - до 12 км. Площа дельти - 350 км^3. Нижче від Києва долина асиметрична: праві схили круті й високі, ліві - низькі та пологі [1.27].

Вздовж Придніпровської височини долина відхиляється на південний схід. Між Дніпропетровськом та Запоріжжям річка перетинає Український кристалічний щит. До спорудження Дніпровської гідроелектростанції тут були Дніпровські пороги. Нижче від Запоріжжя Дніпро тече по Причорноморській низовині.

Сучасний Дніпро від кордону із Білоруссю до греблі Каховської ГЕС - це каскад водосховищ (Київське, Канівське, Кременчуцьке, Дніпродзержинське, Дніпровське, Каховське), із створенням яких природне річище і частина заплави були затоплені [1.74, 2.75]. Різниця висот витоку і гирла Дніпра становить 220 м, середній похил водної поверхні річки - 0,10 м/км. Глибини різні: є перекати, де глибина ледве досягає 0,5 м, і є ями - до 20-30 м. Живлення Дніпра - змішане і залежить від тієї природної зони, по якій він протікає.

1.1.2.Характеристика частин Подніпров'я

Дніпро поділяють на три частини: Верхній Дніпро - від витоку до Києва; Середній Дніпро - від Києва до Запоріжжя і Нижній Дніпро - від Запоріжжя до гирла. Басейн р. Дніпро об'єднує річки багатьох геоморфологічних областей, налічує 15381 малу річку (67,2 тис. км). Середня густота річкової мережі - 0,27 км/км^2 [2.64].

Район басейну річки Дніпро розташований у межах 20 адміністративно-територіальних одиниць України (19 областей). Площа району басейну річки Дніпро становить 296,3 тис.км^2, що складає 49% території України [2.61].

У геоструктурному відношенні район басейну річки Дніпро знаходиться у межах п’яти великих геологічних структур (Український кристалічний щит, Дніпровсько-Донецька западина та Причорноморська западина, Волино-Подільська плита та Складчаста споруда Донбасу [2.82].

За антропологічними зонами *верхнє Подніпров’я* - це долина Дніпра від витоків до гирла Десни. На українській частині територія верхнього Подніпров’я входить до складу, частково, Чернігівської і Київської областей та межує на заході із західним Поліссям (Волинь) і на сході - східним Поліссям (Чернігівщина та Сіверщина). Територія верхнього Подніпров’я також займає майже всю східну частину Білорусі та Смоленщину у Росії.

Розташовується верхнє Подніпров’я у межах грабену Дніпровсько-Донецької западини. Рельєф місцевості низовинний, представлений Придніпровською низовиною із пересічними відмітками земної поверхні 110-160 м абс, переважну частину басейну верхнього Дніпра займають лівобережні схили долин річок Дніпро та Сож, зокрема їх заплави.

Поверхня верхнього Подніпров’я - плоска зандрова, місцями – пологохвиляста, моренно-зандрова рівнина, розчленована прохідними долинами. На поверхні рівнини, в місцях поширення лесових порід, зустрічаються блюдцеобразние зниження округлої або овальної форми глибиною 1-1,5 м діаметром 15-20 м. Значні ділянки поверхні заболочені. Абсолютні висоти 108 – 140 м. Ерозійні процеси виражені відносно слабо.

Специфічною особливістю річок верхнього Подніпров'я є те, що для багатьох річок характерний підвищений вміст у водах заліза та марганцю, який має природне походження. Чернігівське Полісся відноситься до гумідної зони, поверхневі, ґрунтові і дренажні води якої містять підвищену концентрацію органічних сполук гумусового ряду (гумусові кислоти), головним джерелом надходжень яких є ґрунти і торф'яники болотистої та лісистої місцевості. Через підвищений вміст гумусових сполук у воді, особливо на фоні підвищеного температурного режиму повітря, може виникати різке підвищення в водах значної кількості марганцю на фоні підвищення кисневого режиму. Підвищений вміст заліза спостерігається, як правило, у річках, що беруть початок чи протікають болотистою місцевістю.

Верхнє Подніпров'я в Росії розпочинається на північному сході Смоленської області [1.87, 2.22], де витік Дніпра. Це місце являє собою надмірно зволожену верхню частину улоговини, яка поступово переходить у слабо розроблену долину річки. Постійне живлення водотік отримує із болота Алексинський Мох. Саме від цього болота відзначається постійна течія річки [1.82]. У живленні річки, на самій верхній її ділянці, помітна роль і інших боліт - Лаврівського моху, Гаврилівського болота, а також Ушинського моху (Тверська область), з якого випливає перший, практично однаковий за водністю приток Дніпра – Днепрець. Таким чином, Дніпро починається від злиття декількох невеликих водотоків, що виходять із боліт, розташованих в межах хвилястої, місцями сильно заболоченої рівнини. Територія, поблизу початку Дніпра, являє собою великий, єдиний водороздільний вузол (це найвища точка Смоленсько-Московської височини - 320 м) витоків трьох найбільший річок Європи - Волги, Дніпра та Західної Двіни. Інших вододільних територій - місць стикування цих річок - немає.

Верхів'я Дніпра в Російській Федерації займають центральну, західну і південно-західну частини Середньоросійської височини, яка являє собою велику горбисту територію, місцями плоску, густо розчленовану рівнинними річками, балками і лощинами. Основна

частина вододілу покрита лісом і чагарником. Ліси завжди переважали на цій території.

Дніпро і основні його притоки протікають в добре сформованих долинах, будова яких характеризується наявністю заплави, двох-трьох надзаплавних терас. Долини основних приток Дніпра врізані на глибину 20-50 м, долина самого Дніпра на 15-20 м у верхній течії та 80-90 м у районі м. Смоленська.

Ширина річки від 20-50 м у верхній ділянці, до 100-200 м поблизу кордонів із Республікою Білорусь. Глибина на середині річки змінюється від 1,5 до 3,5 м на плесах, а, в окремих ямах, досягає 6-8 м. Швидкість течії становить 0,2- 0,4 м/с, на перекатах швидкість течії збільшується до 0,4 - 0,7 м/ с. Дно річки частіше рівне, біля витоків глинисте, нижче – зазвичай, піщане, рідше піщано-гравійне та галькове. Характерна особливість Дніпра - круті береги, на закрутах часто обривисті, іноді руйнуються. Висота їх від 4-9 м, місцями до 12-15 м.

Для басейну річки Дніпро в межах республіки Білорусь характерна велика заболоченість і лісистість. Ліси змішані, хвойні і широколисті. Великі простори займають заплавні луки. Болота, переважно, осушені та освоєнні.

У межах Білорусі долина Дніпра, переважно, трапецієвидна, нижче гирла р. Сож невиразна. Ширина її до м. Могильова 0,8-3,0 км, нижче (до гирла р. Сож) - 5,0-10,0 км. У межах Поліської низовини зливається із прилеглою місцевістю. Схили долини помірно круті і обривисті, заввишки 12-35 м, порізані ярами, балками, долинами приток. Заплава на значному продовженні від м. Могильова - двостороння тераса, яка височить над меженним рівнем води на 5-8 м, ширина - 0,1-1,0 км. Від м. Могильова до м. Жлобина розширюється до 6 км, в межах Гомельського Полісся - до 10 км. Поверхня заплави, нижче м. Могильова, пересічена старицями, рукавами, протоками і затоками, здебільшого відкрита і розорана. Є піднесені горбисті ділянки, піщані горбочки та прируслові вали. Ширина річки 60-120 м, між гирлами р. Березина і р. Сож 0,2-0,6 км, нижче - 0,8-1,5 км, а у зоні підпору від Київського водосховища 3-5 км [1.52].

Середнє Подніпров'я - це долина Дніпра від гирла Десни до острова Хортиця (кінець Дніпровських порогів), яка включає територію як Ліво, так і Правобережжя. Регіону належать південні райони Київщини та Чернігівщини, Полтавщина, північні райони Кіровоградщини, Черкащина та північно-західні райони Дніпропетровщини. На заході межує із Поділлям, на сході – із Слобожанщиною [1.13].

Середнє Подніпров'я знаходиться у північно-західній частині східної Європейської рівнини. Регіон розташований у двох природно-кліматичних зонах: лісостепової та змішаних лісів, границя між якими ділить регіон на дві, приблизно рівних, частини. У центрі досліджуваної території знаходиться Київське плато. Із півночі регіон обмежений болотами басейну Прип'яті; із заходу та південного заходу – водорозділом Придніпровської височини. Східна границя проходить по лівому березі долини Дніпра (водорозділ малих лівих притоків Дніпра та басейну річки Сули), займаючи північно-східний схил Українського кристалічного щита. Відмічена територія простягнулась із північного заходу на південний схід, уздовж середньої течії Дніпра та пониззя Прип'яті, приблизно на 360 км та південного заходу на північний схід, від витоків річки Тетерів до північно-східного берега Київського водосховища, - на 240 км; у Черкаському Подніпров'ї регіон звужується до 120 км [1.9].

Лісові ресурси дуже нерівномірно розподілені по території басейну річки Дніпро. Ліси, головним чином, зосереджені у верхньому Подніпров'ї.

В межах Російської Федерації лісові ресурси, головним чином, представлені нерівномірно розподіленими змішаними лісами, загальна площа яких становить 3,2 мільйони гектарів. До основних видів дерев відносяться: сосна (соснові ліси є найбільш цінним видом лісових ресурсів у басейні), береза та осика. Також на території басейну широко поширені дуб, чорна вільха, ясен і клен.

В білоруській частині басейну річки Дніпро лісові масиви займають 5,7 мільйонів гектарів, або 48,6% від загальної площі. Понад 25% лісового фонду Республіки Білорусь забруднені радіоактивними

речовинами, у результаті аварії на Чорнобильській АЕС [2.125,3.148]. Велика частина цих лісів розташована в межах басейну річки Дніпро. З усієї забрудненої площі лісових масивів, 89,3% відноситься до першої зони радіоактивної небезпеки (де рівень забруднення становить від 1 до 5 Ku / км^2 137Cs). Лісові масиви площею 167 тис. га були виключені із господарського обороту, в той час як обмежене господарське використання лісових ресурсів дозволено на площі 320 тис. га.

В українській частині басейну річки Дніпро ліси займають площу, що становить близько 5 мільйонів гектарів. Середній рівень лісистості відносно невисокий (17%), змінюючись від 25% у верхній частині басейну та до 15% у середній частині [2.64].

Природні лісові ресурси української частини басейну характеризуються незадовільним станом. Практично всі вони знаходяться у зоні впливу промислового забруднення. У результаті аварії на Чорнобильській АЕС забруднення радіонуклідами зазнали лісові масиви площею 2,5 мільйони гектарів. Близько 200 тис. гектарів лісових масивів були повністю вилучені із господарського обороту, причому основна їх частина (понад 165 тис. гектарів) розташована в межах зони відчуження Чорнобильської АЕС [2.44].

Природна рослинність у межах басейну зазнала великих змін внаслідок господарської діяльності людини. Значні площі лісів вирубані і замінені сільськогосподарськими угіддями. У басейні Дніпра відмічено дуже високий ступінь розораності земель. При середній розораності по Україні 57,5 %, лісостеп розораний на 70 %, а землі у басейнах малих річок та водойм − на 20- 30 %, причому часто землі розорюються до урізу води. Лісистість Полісся в межах басейну Дніпра становить 29-33 %, Лісостепу − 14,5 %.

Річки верхнього та середнього Подніпров’я відносяться до Східнополіського, Нижньодеснянського, Ворсклопсельського та Нижньодніпровського гідрологічних районів. Живлення річок відбувається за рахунок атмосферних опадів. Річний хід рівнів і витрат води характеризується чітко вираженим весняним водопіллям, порівняно низькою літньою меженню, загальним осіннім підйомом,

внаслідок дощів та підвищеною водністю зимової межені. На річках у межах зони мішаних лісів літня межень досить часто переривається дощовими паводками, які можуть продовжуватися й восени. Більша частина річного стоку (понад 60%) проходить у період водопілля. На природний режим рівнів і витрат води впливають чисельні ставки і малі водосховища. А також на пригирлових ділянках підпор від дніпровських водосховищ.

Весняне водопілля на річках правобережної частини розпочинається у першій декаді березня, на річках лівобережної – у першу та другу декади березня; завершується у третій декаді квітня-травня. У роки із багатосніжною зимою та при дружному сніготаненні, інтенсивність підйому на початку водопілля досягає 1,0-1,5 м за добу та більше. У роки із теплою зимою і тривалими відлигами весняне водопілля проходить у лютому – першій декаді березня. Піки водопілля, у середньому, відмічаються у другій-третій декадах березня. Спад водопілля може ускладнюватися дощовими паводками, які уповільнюють зменшення водності і збільшують тривалість спаду, в окремі роки, до кінця червня – початку липня.

В літній період русла річок заростають, рослинність може займати більшу частину поперечного перерізу русла.

1.1.3.Гідрографічна мережа басейна Дніпра

В гідрографічному відношенні українська ділянка басейну Дніпра може бути поділена на 3 частини: 1) правобережжя р. Прип'ять, де найбільші її притоки беруть початок на Волино-Подільській і Придніпровській височинах [1.34]; 2) лівобережжя Дніпра, де річки стікають із Середньоруської височини та її відрогів і течуть Придніпровською низовиною; 3) правобережжя Дніпра, де притоки беруть початок на Придніпровській височині [2.78].

У верхньому Подніпров'ї найгустіша річкова мережа, що розташована у зоні мішаних лісів, де на 1 км^2 припадає 0,5 км річок (у межах Волино-Подільської височини) [2.72, 2.73]. Значно менша вона у середньому Подніпров'ї (до 0,2 км/м^2). Найбільшими річками басейну верхнього Дніпра є Прип'ять, Горинь, Уборть, Вуж, Тетерів,

Ірпінь. Найбільшими річками басейну середнього Дніпра є Десна, Сейм, Сула, Удай, Рось [1.83, 1.81].

Розташування гідрографічної мережі басейну р. Дніпро на території Росії, в основному, визначає Середньоруська височина, яка є вододілом чотирьох річкових басейнів Європейської частини Росії. На території верхнього Подніпров'я зосереджено понад 70% річкового стоку, який формується у результаті інфільтрації, у т.ч. живленні річки із постійних водоносних горизонтів, що становить, приблизно, по 20%, а з тимчасових (стік верховодки) - відповідно близько 30 і 20%. У середньому 30-40% схилового поверхневого стоку затримується у різних замкнутих негативних формах рельєфу і не досягає річкової мережі [1.80, 2.73]. Найбільша забезпеченість водними ресурсами характерна і для Смоленської області.

У заплаві р. Дніпро на території Смоленської області розташовано до 180 озер-стариць, які мають площу від 0,5 га до 10 га. Розподілені озера за течією Дніпра нерівномірно, в більшій мірі приурочені до розширених ділянок заплави Верхньодніпровської низини, між містами Дорогобуж та Смоленськ [1.85]. Озера- стариці заливаються весняною повінню і рідше літніми паводками.

1.2. Геологічна будова та рельєф

1.2.1.Геологія території Подніпров'я

Геологія території верхнього Подніпров'я (у межах України) охоплює майже всю південно-західну окраїну Східно-Європейської платформи. В її межах виділяються такі геологічні структури як: Український кристалічний щит та його схили, Волино-Подільська плита, Галицько-Волинська западина, південно-західний схил Воронізького кристалічного масиву, Дніпровсько-Донецька западини, західна окраїна Донецького кряжу [1.1]. У межах середнього Подніпров'я розташований Український кристалічний щит, який складається зі складних архейських та протерозойських порід (гранітів, гнейсів, лабрадоритів), які у багатьох місцях північної, центральної частинах басейну виходять на поверхню, безпосередньо впливаючи на формування басейнів, долин та русел приток [1.49]. На захід від Українського щита, у межах басейну Прип'яті, знаходяться

північні частини Волино - Подільської плити та Галицько-Волинської западини, що заповнена потужними товщами палеозой-кайнозойських осадових утворень, серед яких особливо виділяється мезозойська біла крейда. На північний схід від Українського щита, у межах майже всіх лівобережних приток Дніпра, розташована Дніпровсько-Донецька западина, що заповнена палеозойкайнозойськими осадовими відкладами. Крім того, для Дніпровсько-Донецької западини характерні такі утворення як діапіри, що являють собою соляні куполи. На крайній північно-східній частині басейну Дніпра Дніпровсько-Донецька западина межує із відрогами Воронезького кристалічного масиву. На південь від Українського щита розташовані Південно-західний схил Українського кристалічного щита. Верхня частина утворень, що поєднує усі структури, виражена породами четвертинного віку. Серед них широко представлені флювіогляціальні відклади, поширені у північній та, особливо, у північно-західній частинах території, та еоловоделювіальні, поширені у інших регіонах. До інших генетичних типів порід, що складають четвертинний покрив, відносяться відклади: льодовикові, поширені у північній частині, алювіальні, алювіально-озерні та озерні, які приурочені до долин річок басейну. Відклади четвертинного віку є ґрунтоутворюючими породами.

1.2.2.Рельєф Подніпров'я

Формування рельєфу обумовлено геологічною будовою території, тектонічною активністю її окремих частин, а також впливом зовнішніх процесів (акумулятивних та ерозійних) [1.54]. Так, на північному заході басейну р. Дніпро розташована Поліська низовина. Вона являє собою основну частину водозбору р. Прип'ять [1.52]. Рельєф Поліської низовини, загалом, рівнинний, інколи, зустрічаються гранітні скелі та невеликі лесові острови (Словечансько-Овручський, Озерянський кряжі). Абсолютні висоти, переважно, становлять 150-200 м. Тільки в межах Овруцького кряжу вони є більше 300 м [1.29].

У сучасному рельєфі Поліської низовини найбільш характерними є річкові долини, зандрові, морено-зандрові і моренні рівнини. В

окремих районах розвинутий морено-пагорбний, денудаційний рельєф корінних (докембрійських) порід, карстові та ерозійні утворення.

На півдні Поліської низовини знаходяться Волинська та Подільська височини. На північному заході Подільської височини розташовані Кременецькі гори та Вороняки, висота яких становить більше 400 м. Тут беруть початок річки Стир, Горинь та деякі їх притоки. Подільська височина дуже порізана долинами річок, яружно-балковою сіткою і є вододілом басейну Дніпра.

На південний схід від Подільської височини розташована Придніпровська височина, з якої беруть початок такі річки як Тетерів, Снивода, Гнилоп'ять, Гуйва, Роставиця. Її висоти збільшуються із півночі на південний схід, із 270 до 321 м.

На північний схід від Придніпровської височини, в межах Дніпровсько-Донецької западини, розташована Придніпровська низовина, висоти якої зменшуються зі 170 м - на півночі, до 90 м - у південній частині басейну. У західній частині її добре розвинута заплавна (у даний час затоплена Дніпровськими водосховищами) і надзаплавна тераси Дніпра. Східна частина являє собою рівнину, розчленовану ярами, балками та асиметричними долинами лівих приток Дніпра. Також тут розташована Полтавська рівнина із висотами 176-202 м. Придніпровська низовина, у північно-східному напрямку, переходить у південно-західний схил Середньоруської височини, з висотами 200-230 м.

Правобережна частина басейну середнього Дніпра повністю зосереджена в умовах Українського кристалічного щита, де рельєф місцевості представлений Придніпровською височиною (пересічні відмітки земної поверхні 220-300 м абс), Приморською рівниною (пересічні відмітки земної поверхні 100-200 м абс) та Київським плато (пересічні відмітки земної поверхні 160-200 м абс). Лівобережна частина басейну середнього Дніпра зосереджена в умовах Дніпровсько-Донецької западини та відрогах Українського кристалічного щита (гирла річок Трубіж, Супій, Золотоноша, Псел тощо). Рельєф території низовинний, представлений Полтавською рівниною (пересічні відмітки земної поверхні 100-200 м абс) та

Придніпровською низовиною (пересічні відмітки земної поверхні 60-140 м абс).

Основні породи, що складають сучасний рельєф водосбору басейну Дніпра у *Білорусі* представлені льодовиковими (моренними), ввідно-льодовиковими, лесовидними, озерно-річковими та еоловими (перевіяними вітром) наносами [1.29, 1.71]. Підстеляють їх третинні крейдяні та девонські водовмісні відкладення, нерідко виходять на поверхню у вигляді крейди або вапняків, головним чином, в долинах р. Сож та її приток. На лівобережжі, і, особливо, у межах Оршансько-Могильовського плато зустрічаються карсти, що впливають на підземне живлення річок та їх стік.

Рельєф рівнинно-горбистий. Найбільш піднесена північна частина, яка являє собою складну систему великогорбистих моренних пагорбів (Оршанський, Мінський), що чергуються зі слабовогнутими, часто заболоченими низинами та сильно розчленованими платообразними ділянками. Відносні висоти окремих пагорбів коливаються від 30-50 до 120 м. [1.84]. Центральна частина, що охоплює водозбори річок Березина та Сож, переважно рівнинна, місцями зустрічаються хвилясті та брібногорбисті ділянки донної морени із відносними висотами 5-30 м. Лівобережжя до м. Жлобина дуже розчленоване долинами, ярами, балками та піднесеннями щодо правобережжя на 40-60 м. Південна частина водозбору пов'язана із дюнно-горбистими піщаними утвореннями, висотою 5-8 м та окремими, досить розмитими моренними пагорбами, височинами і грядами, висотою до 10-60 м над навколишньою місцевістю [1.71].

В Російській Федерації водозбір басейну Дніпра розташовується у межах Російської рівнини та характеризується чергуванням плоских межиріч із ділянками моренно-горбистого рельєфу. Неотектонічний рух, діяльність льодовиків і талих вод в четвертинному періоді супроводжувалося врізанням долинної мережі і освітою акумулятивних терас. Водозбір приурочений до Смоленсько-Московської височини, в межах якої низовини займають підлегле становище. Абсолютні позначки поверхні низовин коливаються, в основному, від 180-200 м. Середня висота вододілів досягає 210-240 м.

Густота річкової мережі, у середньому, 0,35-0,45 км/км. Загальна густота гідрографічної мережі (з урахуванням яружно-балочної) у 5 і більше разів вище [1.28, 1.24].

1.3. Клімат

1.3.1.Опис клімату Подніпров'я

Однією із найважливіших проблем науки другої половини XX - початку XXI століття є дослідження змін кліматичних умов у глобальному і регіональному масштабах [2.29] та розробка прогнозу майбутнього сценарію поведінки клімату, у зв'язку із його важливістю як для функціонування природного середовища, так і для життя людства, а також внаслідок виняткової складності цієї проблеми.

Клімат басейну Дніпра помірно-континентальний, континентальність його зростає із заходу на схід, про що свідчить зміна температури повітря, характер зволоження. Рівнинність території визначила майже широтний розподіл окремих метеорологічних елементів [1.77].

Згідно із кліматичним районуванням України, басейн річки Дніпро розташовується в межах двох кліматичних областей: I – Північна атлантико-континентальна та II – Південна атлантико-континентальна [1.18]. До Північної атлантико-континентальної кліматичної області відносяться такі природні зони: зона мішаних лісів, зона широколистяних лісів та лісостепова зона і у цій кліматичній зоні знаходиться верхнє та середнє Подніпров'я.

На території середнього Подніпров'я панує помірно-континентальний клімат, відмінними особливостями якого є м'яка зима, тепле літо, гарне зволоження при значній кількості сонячних днів. Такий клімат, у сполученні з достатньо родючими грунтами річкових долин, створює сприятливі умови для вирощування сільськогосподарських культур помірної полоси та розвитку тваринництва, птахівництва, бджільництва тощо [2.7].

У зоні лісостепу середнього Подніпров'я переважають помірно холодні зими з частими відлигами, літо тепле із меншою, порівняно із Поліссям, кількістю опадів та розвиненою зливовою діяльністю.

На території північного Подніпров’я для зони мішаних лісів (Поліський край) характерна помірно холодна , сніжна, з відлигами зима, тепле й вологе літо. У літні місяці часто відмічаютьбся тривалі облогові дощі [2.5].

1.3.2. Опади та зливи

Кількість опадів, що випадають та їх розподіл за територією знаходяться у тісному зв'язку із пануючими повітряними масами, що приходять на дану територію, характером підстилаючої поверхні, сонячною радіацією та рельєфом місцевості [2.8]

Кількість опадів загалом зменшується у напрямку із півночі та північного заходу (зона мішаних лісів) на південь та південний схід. Річна сума опадів складає: на території північного Подніпров’я – 600-740 мм, середнього Подніпров’я - 550-650 мм, у Білорусі, у середньому, коливається близько 630 мм, тобто на даній території опади розподіляються нерівномірно (рис. 1.1, табл.1.1.) [1.77, 1.82, 2.31].

Більше половини (до двох третин) річної кількості опадів випадає у теплий період року (квітень-жовтень). Найбільш дощовими є червень і липень. У ці місяці випадає 65-98 мм та 77-102 мм відповідно. Добовий максимум опадів, як правило, припадає на літні місяці, під час інтенсивних злив. Він змінюється, залежно від території, від 55 до 102 мм (табл.1.1.)

Таблиця 1.1.

Середня кількість опадів за місяцями за період 1990- 2020 рр.

Метео-Станція	I	II	III	IУ	У	УI	УII	УIII	IX	X	XI	XII	сума
Смоленськ	43	35	44	44	49	82	96	73	67	53	59	57	702
Курськ	42	33	37	42	52	72	78	55	51	43	52	52	609
Горки	36	28	34	39	57	65	77	61	50	45	48	44	581
Могильов	35	28	36	40	55	81	85	66	54	45	48	44	627
Львів	42	43	43	51	77	98	102	76	58	47	46	57	740
Житомир	39	37	34	48	62	87	93	67	46	33	41	33	630
Київ	47	46	39	49	53	73	88	69	47	35	51	52	649

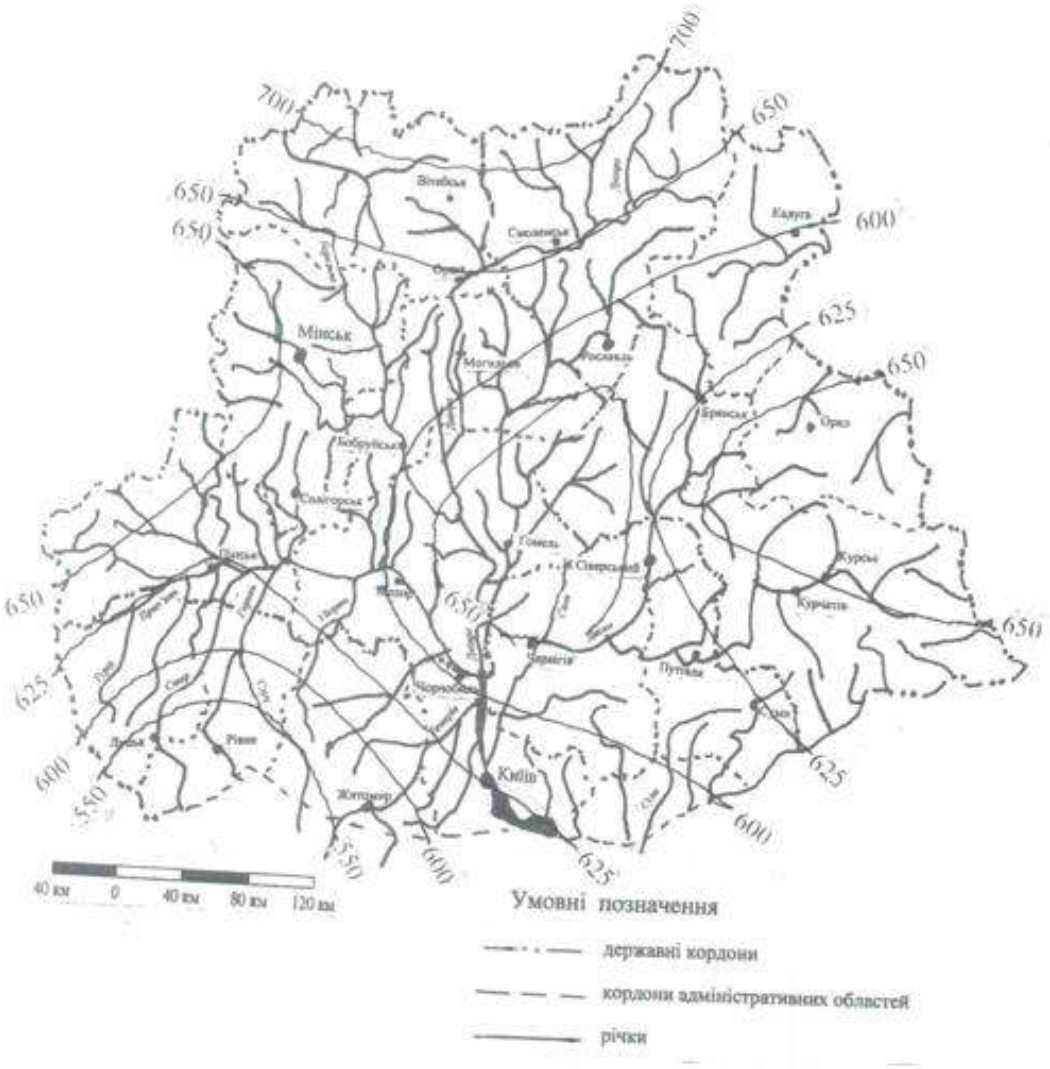


Рис. 1.1. Карта середньобагаторічних сум опадів

У північно-західних районах даного регіону зливові опади, що дають стік рідкісної повторюваності, випадають близько 15-20 разів на рік, а у південно-східних районах ця величина скорочується до 5-10 раз на рік. Найбільш видатні зливи рідкісної повторюваності випадають у вегетаційний період, викликаючи значні паводки на річках, що призводять до повеней території, створюючи сильні ерозійні процеси, часом змивають посіви із цілих сільськогосподарських угідь, несучи разом із посівами верхній родючий шар грунту.

Обробка даних по метеорологічних постах та станціях, виконана автором, показала, що у межах розглянутої території, майже щорічно, і не в одному пункті, випадають зливові опади із шаром до 70-80 мм і

більше, завдаючи при цьому відчутної шкоди народному господарству (Додаток 3).

Досліджена багаторічна динаміка та просторово-часовий розподіл сильних злив на території верхнього та середнього Подніпровья в умовах сучасних змін свідчить. що зливові опади найчастіше випадають у період з травня по серпень, максимум їх відмічається у літні місяці (в більшості липень). Але в останні роки зливові опади почали відмічатися у квітні, вересні та жовтні. Наприкінці літа сильні опади пов'язані із синоптичними процесами у взаємодії з квазістаціонарним гребенем на сході Європи.

Надмірні опади в літній період іноді мають особливо небезпечні наслідки, з утворенням паводків під час тривалого дощу, або сильної зливи. У теплий період року максимальна кількість небезпечно сильних опадів на досліджуемої території пов'язана з циклонічною діяльністю, яка зазнала змін на рубежі XX–XXI ст. Переважна більшість циклонів, які в теплий період року своїм центром переміщуються на територію Подніпров’я, формуються під впливом південних і західних синоптичних процесів і виходять сюди з південною складовою що зумовлює більшу половину небезпечних і стихійних сильних і дуже сильних опадів.

Дослідження багаторічної динаміки і просторово-часового розподілу сильних злив у теплий період року середнього і верхнього Подніпров’я в 1991–2015 рр., а також аналіз умов атмосферної циркуляції, які зумовлюють це явище, зареєстровано 374 випадки сильної зливи. У середньому за рік відмічається 15 випадків. Проте в окремі роки їхня кількість змінювалася від одного у 1992 р. до 30 у 2002 р. Найменша кількість злив (16) відмічалася у 1991–1995 рр. Найбільша (107 випадків) у 2001–2005 рр. Найбільше сильних злив спостерігалося у 2002 р. (30 випадків), по 26 випадків у 1999 та 2004 рр., 23 випадки – у 2010 р., 22 – у 2014 р. У п'ятиріччі 2011–2015 рр. суттєво збільшилася кількість випадків сильної зливи в Київській та Чернігівській областях. Якщо в 1991–2000 рр. у Чернігвській області вони були зовсім відсутні, у 2001–2010 рр. спостерігалося 3 випадки, то в п'ятиріччі 2011–2015 рр. – 4 випадки (травень – серпень). У

Київській області в 1991–2000 рр. спостерігалося 5 випадків сильної зливи (червень-серпень), у 2001– 2010 рр. – 6 випадків (по 1 випадку в травні та вересні і по два випадки у червні та липні). А в п'ятиріччі 2011– 2015 рр. їх відмічалося вже 9 (2 випадки у травні, по 3 випадки у червні та липні і один – у вересні).

За період 1991–2015 рр. найчастіше сильні зливи відмічалися у липні (36 %). Майже з однаковою частотою вони бувають у червні (27 %) та серпні (23 %). У травні та вересні повторюваність сильних злив становить відповідно 8 і 5,5 %. Проаналізована також повторюваність різної кількості опадів під час сильної зливи в окремі п'ятиріччя (табл. 1.2)[2.19]

Таблиця 1.2

Повторюваність (кількість випадків,%) різної кількості опадів під час сильної зливи в окремі п’ятирічки

Роки	Кількість опадів, мм								
	30-40	41-50	51-60	61-70	71-80	81-90	91-100	101-110	>110
1985 - 1990	12	4	3	3	2	1	-	-	-
1991 - 1995	14	5	5	4	3	1	-	-	-
1996 - 2000	65	19	6	4	2	2	1	1	-
2001 - 2005	71	20	14	6	4	3	-	-	-
2006 - 2010	66	19	12	4	3	1	-	-	-
2011 - 2015	60	14	6	3	2	-	-	-	-
Верхнє та середнє Подніпров’я	49	13	6	4	2,7	1,4	0,2	0,2	-

Отримано поля класів імовірності поля геопотенціалу АТ-500 гПа та типові поля приземного тиску, а також уточнені мезомасштабні ситуації, які зумовлюють сильні опади протягом літнього сезону. Вони такі: – висотний циклон відсічення, з окремим центром біля поверхні, атмосферними фронтами або малоградієнтним полем, – розвинена висотна або приземна улоговина (циклон) у поєднанні з холодними фронтами із хвилями, які призводять до значних опадів.

Проведені дослідження мають практичне значення, бо стосуються повторюваності та просторово-часового перерозподілу дуже сильних злив по розглядаемої території, в умовах потепління клімату, яке супроводжується подальшою зміною характеру зливових

явищ, і дають можливість виділити райони, де зливова діяльність проявляється найбільш активно і приносить найбільші збитки економіці держав.

Стихійні метеорологічні явища (СМЯ) є найнебезпечнішим проявом нестабільності клімату. Протягом останнього десятиліття в усьому світі (включаючи Україну) зросла їх кількість, у багатьох випадках вони характеризуються значною інтенсивністю, завдають істотної шкоди економіці і призводять до людських жертв. За висновком Четвертої доповіді з оцінки змін клімату, Україна не входить до числа найбільш уразливих до глобального потепління регіонів нашої планети, але як свідчать вищезгадані результати досліджень, прояв кліматичних змін в Україні вже спостерігається, і в найближчі десятиліття буде тривати [2.68]. До стихійних метеорологічних явищ відносяться дуже сильний дощ, дуже сильний сніг, град, сильний вітер, шквал, смерч, сильна пилова буря, сильна хуртовина, сильний туман, сильна ожеледь, сильне налипання мокрого снігу та інші. В Україні найпоширеніша стихійне метеорологічне явище - дуже сильний дощ, що може стати причиною катастрофічних злив, селів, повеней, затоплень значних територій сільськогосподарських угідь, житлових і виробничих приміщень і навіть привести до зміни ландшафту. За період 1986-2010 рр. зафіксовано 1355 випадків такого дощу (це 44% від усієї кількості СМЯ, що спостерігалися в Україні в цей період). В середньому щорічно реєструється 53 випадки дуже сильного дощу. Повторюваність дуже сильного дощу в різні роки може істотно коливатися в залежності від синоптичних процесів, але, незважаючи на це, їх кількість за період 1996-2010 рр. в порівнянні з періодом 1986-1995 рр. істотно зросла Крім того, розподіл випадків дуже сильного дощу нерівномірен по території України. Також зростає кількість дуже сильних дощів, які охоплюють значні території. Найвища повторюваність дуже сильних дощів (30 мм і більше за 12 годин і менше) для досліджуваної території України Білорусі та Росії характерна для літнього сезону - 61% (рис. І. 2.)

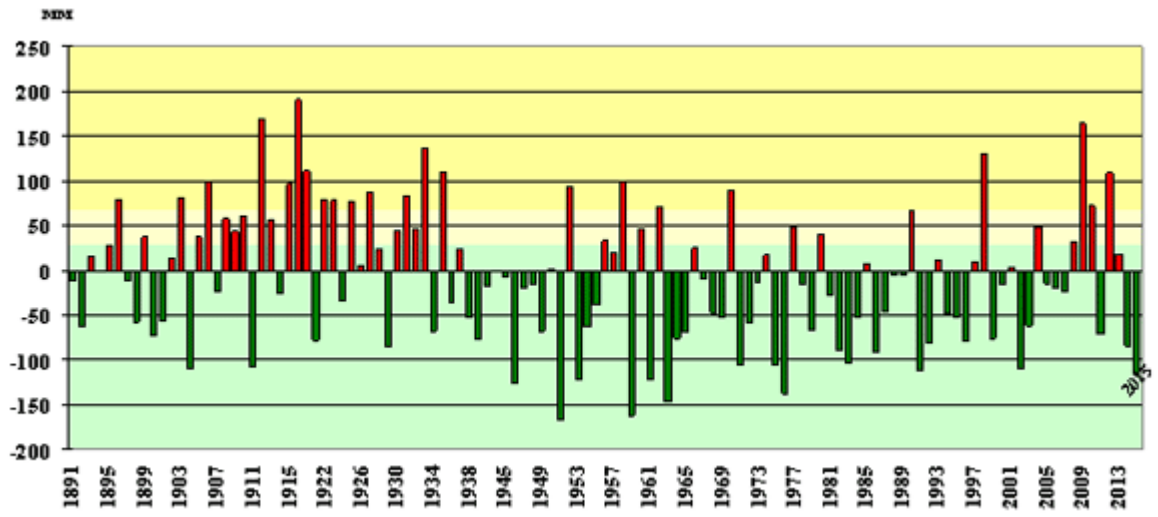


Рис.1.2. Відхилення річних сум опадів від кліматичної норми за період 1891-2015 .р по Республіці Білорусь, (мм)

За липень, в останні роки, в середньому в Україні, випало 124 мм опадів, що склало 143 % від кліматичної норми. Така і більша кількість опадів в середньому в Україні буває в липні, приблизно один раз в 5 років. Територією опади випадали нерівномірно. Найбільша кількість опадів випала в Гомельській області - 167,8 мм (191% від кліматичної норми). Тут таке і більша кількість опадів буває приблизно один раз в 15 років. У Брестській області кількість опадів була найменшою - 94,5 мм (110% від кліматичної норми). По ряду метеостанцій (Могильов, Кличе, Жлобин, Чечерск, Гомель, Лельчічи) кількість опадів перевищила дві місячні кліматичні норми, причому в Клічеві і Жлобіні був побитий рекорд місячного максимуму опадів. Дощі йшли часто, в окремі дні відзначалися сильні зливи, які нерідко супроводжувалися посиленням вітру, грозами, випаданням граду. За добу по ряду метеостанцій випадало більше 30 мм опадіва а 2014 році 26 і 27 липня в Жлобіні випало відповідно 73 і 63 мм опадів, що двічі перевищило абсолютний річно-добовий 30 максимум даної метеостанції. У Чечерському 27 липня випало 114 мм опадів (124% від кліматичної норми), тут також перевищено абсолютний добовий максимум опадів. Рекорд добової кількості опадів побитий і в Могильові, де за добу 27 липня випало 90 мм опадів. У Мінську, Гомелі та Гродно в окрему добу

випадало також значна кількість опадів (56, 66 і 62 мм відповідно), проте добовий максимум не перевищено.

Синоптичні процеси, з якими пов'язані опади, - проходження циклонів над територіями досліджуваного регіону, відбуваються часто. Нормування рясних дощів, в основному, залежить від проходження над даною територією атмосферних фронтів [3.44,3.71]. При дослідженні 50 інтенсивних дощів встановлено, що вони сформувалися: а) при розташуванні циклону - 54% випадків, б) при проходженні холодного фронту північного антициклону - близько 27% випадків, в) при відсутності чітко вираженого фронту - до 19% випадків. Таким чином, на зливи місцевого (або їх можна назвати «зонального») походження припадає близько 19% розглянутих випадків.

Розподіл зливових опадів по території середнього та верхнього Підніпров'я відрізняється від розподілу річних сум опадів, останні розподіляються зонально, зменшуючись у південному та південно-східному напрямку, за теплу пору року тут випадає до 70% річної суми опадів.

За характером випадання зливові дощі, що викликали поверхневий стік, поділяються на: короткочасні інтенсивні, тривалі інтенсивні із перервами та тривалі дощі. Найбільш поширеними, у досліджуваній зоні, є дві перші групи дощів, які викликають значну величину поверхневого стоку і представляють особливий інтерес із гідрологічної точки зору [2.60, 2.66, 2.67].

Зливи та їх повторюваність мають географічне поширення по території північної частини України, Білорусі та Росії [2.55, 2.56]. Зливи, тривалістю до 2-3 годин та середньою інтенсивністю випадіння 15-20 мм / год, спостерігаються на усій досліджуваній території. Вони характеризуються великою періодичністю, широким розподілом по території, охоплюючи, як правило, великі площі [2.57].

Радіаційний баланс взимку досягає найменшого значення (грудень-січень) і становить – 0,3-0,8 ккал/см^2. Перехід до весняного сезону характеризується підвищенням радіаційного фактору, що пояснюється збільшенням висоти сонця, більшою тривалістю дня та

сходом снігового покриву. На півночі басейну він становить 1,5-2,0 ккал/см^2. Максимального значення радіаційний баланс досягає у червні-липні та становить 6,8-9,6 ккал/см^2 [1.64]. В серпні радіаційний баланс починає зменшуватися. У овтні радіаційний баланс приймає нульове або від'ємне значення. Річний хід температури повітря майже співпадає із річним ходом надходження сонячної радіації.

Найбільшу повторюваність протягом року мають вітри із північного заходу. Особливо це характерно для теплого періоду року. Швидкість вітру, порівняно невелика - зазвичай 2-3 м/с.

1.3.3. Температура повітря

Середня багаторічна температура найбільш теплого місяця (липня) від +17°С до +19°С, найбільш холодного (січня) від – 4,6°С до – 8,9°С. Період з температурою понад 10°С триває 150-160 днів на рік. Весна, переважно, коротка, починається наприкінці березня-початку квітня при стійкому переході середньої добової температури через 0^0 С. Наприкінці квітня середня добова температура повітря переходить через 10^0 С, а максимальна може підніматись до 26-30^0 С. У третій декаді травня-першій декаді червня відбувається перехід середньої добової температури через 15^0С і починається найбільш теплий період року (табл. 1.3.)

Таблиця 1.3.

Середня місячна температура повітря за період 2000-2015 рр.

Метео-Станція	I	II	III	IУ	У	УI	УII	УIII	IX	X	XI	XII	$t^0_{сер.}$
Смоленськ	-8,9	-7,7	-2,9	4,9	12,4	15,6	16,8	15,6	10,5	4,9	-0,9	-5,6	4,6
Курськ	-8,8	-7,8	-2,4	6,9	14,1	17,2	18,5	17,6	12,4	5,8	-0,5	-5,1	5,7
Горки	-5,2	-4,3	-0,2	6,4	12,7	16,0	17,2	16,5	12,2	7,1	2,0	-2,5	6,5
Могильов	-8,0	-6,7	-1,9	5,9	13,0	16,2	17,3	16,3	11,5	5,8	0,2	-4,5	5,4
Львів	-4,6	-3,1	1,2	7,7	13,2	16,1	17,3	16,8	13,1	8,0	2,5	-2,1	7,2
Житомир	-5,8	-4,3	0,2	7,9	14,1	17,1	18,2	17,6	13,4	7,6	1,9	-2,5	7,1
Київ	-5,6	-4,2	0,7	8,7	15,1	18,2	19,3	18,6	13,9	8,1	2,1	-2,3	7,7

температури підвищуються до 39^0С. Літо, переважно, жарке. Наприкінці серпня відбувається зворотній перехід середньої добової температури через 15^0С . Осінній період продовжується до середини листопада. Перша половина осені характеризується, переважно, сухою, теплою і сонячною погодою. У жовтні-листопаді

спостерігається різке пониження температури, випадають дощі, інколи, на кілька днів встановлюється сніговий покрив. Перехід температури повітря через 0^0С відбувається у першій-другій декаді листопада. Постійний сніговий покрив встановлюється у листопаді-грудні. Впродовж зими переважає похмура погода, порівняно часто випадають опади у невеликих кількостях. Часом спостерігаються хуртовини. Морозна погода чергується із періодами відлиги, затяжні безперервні морозні періоди останнім часом не спостерігаються [1.71, 2.10].

Басейн Дніпра на території *Російської Федерації* розташований в області помірного клімату, із чітко вираженими холодними і теплими періодами року та добре вираженими зональними рисами кліматичних характеристик [2.8].

Середні температури січня коливаються від -9^0 С на півночі, до -8^0 С - на півдні, відповідно, червня - від +17 до +20^0 С. Кількість річних опадів змінюється по території від 800 до 500 мм. Опади теплого періоду складають від 2/3 до 3/4 річних.

Розподіл річних сум опадів, у цьому районі, за останні 60 років показує виражений тренд зростання. Кількість річних опадів змінювалася за багаторічний період 1945-2005 рр. від 435 до 940 мм, із них 70% випадає із квітня по жовтень. Опади теплого періоду складають від 49 до 82% річної суми опадів, але вони випадають розосереджено протягом року, тоді як опади холодного періоду акумулюються, за винятком окремих відлиг, у вигляді снігового покриву та формують значну прибуткову частину водного балансу весняної повені. Збільшення їх абсолютних значень відбувається практично в усі сезони року. В цілому, спостерігається тенденція загального зростання абсолютних значень за місяцями, за винятком квітня, травня та серпня. Найбільше зростання кількості опадів відзначається у жовтні, листопаді, грудні, січні та лютому. Останнє пояснює більш значне зростання абсолютних значень сум опадів у зимовий та осінній сезони року, у порівнянні із весняним та літнім. Найбільша кількість опадів припадає на літній період, в меншій мірі -

на осінній та зимовий. На частку опадів весняного періоду припадає 19% від загальрічного кількості опадів.

Середні температури січня коливаються від -8 до-10 ^{0}С, липня - від +17 до +18 ^{0}С. Характерною рисою останніх трьох десятиліть, особливо у 90-х роках XX століття, було підвищення температур повітря в усі сезони року, найбільш відчутне для холодного періоду року (на 2-3 ^{0} С). Підвищення температур у зимовий період може сприяти почастішанню відлиг, поліпшенню інфільтрації води у ґрунт, посилення грунтового і зниження поверхневого стоку. Почастішання відлиг за останні роки не спостерігалося.

На території верхнього Подніпров'я *Білорусії* помірно континентальний клімат формується під впливом ряду факторів, основними із яких є: географічне положення території, циркуляція атмосфери, рівнинний характер рельєфу. Основні характеристики клімату обумовлені розташуванням території досліджень у помірних широтах, відсутністю гір, відносною віддаленістю від Атлантичного океану. Циркуляція атмосфери викликає постійну зміну повітряних мас. Західний перенос повітряних мас із Атлантики сприяє формуванню, у нижніх шарах атмосфери, вітрів західного, північно-західного та південно-західного напрямків, які приносять із собою похмуру погоду та дощі влітку, сніг і відлигу - взимку.

Розташування долини Дніпра у східній частині Білорусі обумовлює на даній території велику континентальність клімату, у порівнянні із західною частиною басейну і переважанням повітряних мас зі сходу та північного сходу.

Зі сходу на територію надходять сухі континентальні повітряні маси, які приносять взимку ясну погоду із сильними морозами, влітку - суху і жарку погоду. З північного сходу приходять арктичні континентальні повітряні маси, що приносять похолодання із поривчастим вітром та мінливою хмарністю. Тропічне повітря із півдня спостерігається рідко і супроводжується значним підвищенням температури приземного шару повітря.

Для теплового режиму басейну річки характерне поступове підвищення температури повітря у напрямку із північного сходу на

південний захід (влітку- на південний схід). Середньорічна температура змінюється від 4,5 до 7,0 ° С, середня місячна липня - від +17,0 до + 18,5 ° С, січня - від - 8,0 до – 4,5 ° С.

В теплий період року ізотерми мають широтне поширення, при цьому температура повітря у напрямку північ-південь, на кожні 200 км, підвищується на 0,5 ° С. У зимовий період ізотерми мають меридіональне простягання, у середньому на кожні 100 км у напрямку захід-схід температура знижується на 0,5 ° С. Останні весняні заморозки приурочені, переважно, до першої декади травня, перші осінні заморозки - до кінця вересня - першої декади жовтня.

Сніговий покрив залягає стійко на півночі басейну на початку, на півдні - наприкінці грудня. Руйнування снігового покриву припадає на початок квітня на півночі і на кінець березня- на півдні.

В останні три десятиріччя спостерігається виражене потепління клімату – зима та весна стали теплішими на 0,4^{0}С. Підвищення зимових температур призвело до нестійкої зими та збільшення зимових і весняних гідрологічних стоків [2.53]. Отже досліджувана територія володіє високою теплозабезпеченістю у вегетаційному періоді, тривалість якого тут є максимальною для Білорусі, помірною вологою із тенденцією до засухи.

1.4. Грунтовий покрив

1.4.1. Грунтоутворення

Ґрунти є природно-історичними тілами тривалого розвитку. Їх формування та еволюція відбувається протягом 101-105 років. Проблема еволюції ґрунтів – одна із найважливіших у ґрунтознавстві [2.65]. Розрізняють дві основні моделі розвитку процесу ґрунтоутворення: 1 – саморозвиток (моногенез), що протікає при відносно стабільному стані умов середовища; 2 - власне еволюція (полігенез), яка відбувається у зв’язку з мінливими факторами ґрунтоутворення [1.15].

Ґрунтоутворюючий процес є важливою ланкою у процесі геологічного і біологічного кругообігу речовини і енергії. Докучаєв В.В. визначив п’ять факторів, що впливають на еволюційні процеси ґрунтоутворення – клімат, рельєф, гірські породи, організми, час.

Кожен із них визначає специфіку процесів ґрунтоутворення, що робить усі чинники рівнозначними і незамінними [2.70]. Еволюція ґрунтів являє собою спрямовану багаторічну зміну ґрунтоутворення, ґрунтів і ґрунтового покриву. Еволюція ґрунтоутворення тісно пов'язана із глобальною еволюцією природного середовища і має незворотний характер [1.86].

Кліматичний фактор визначає забезпеченість процесу грунтоутворення вологою (атмосферні опади) і енергією (сонячна радіація). Сприятливі гідротермічні умови впливають на спільноти рослинних і тваринних організмів, збільшуючи їх продуктивність, що, у кінцевому підсумку, також впливає на інтенсивність ґрунтоутворення.

Верхнє та середнє Подніпров'я розташовані у межах двох ґрунтово-біокліматичних поясів Європи: бореального (помірно-холодного) із зоною Полісся та суббореального (помірного) із природною зоною Лісостепу. Кожна із вказаних зон характеризується зональними типами ґрунтів, сформованих під дією комбінацій зональних чинників ґрунтоутворення, а також інтразональними утвореннями (болота) і азональними ґрунтами– заплавними ландшафтами та їхніми ґрунтово-ценотичними компонентами [1.20]. Зональними у зоні Полісся є дерново-підзолисті ґрунти, які займають 60 % його території, що сформувалися на воднольодовикових, моренно-зандрових рівнинах, моренних грядах і горбах під мішаними лісами. Ґрунтотворними породами слугують водно-льодовикові, моренні, частково лесовидні та алювіальні відклади. На відносно понижених територіях з близьким рівнем підґрунтових вод утворились оглеєні відміни дерново-підзолистих ґрунтів.

Ґрунти Полісся мають легкий (піщаний, глинисто-піщаний, супіщаний, піщано-легкосуглинковий тощо) гранулометричний склад, що сприяє добрій фільтрації води. За умови переважання кількості опадів над випаровуванням у них сформувався промивний водний режим [2.43].

1.4.2. Опис грунтів

Дерново-підзолисті ґрунти характеризуються елювіально-ілювіальним типом профілю. Наявність ущільнених суглинкових прошарків в ілювіальних горизонтах зменшує фільтрацію води через заливання та утворення кірки. Внаслідок цього водопроникність легких ґрунтів менша, порівняно із добре оструктуреним чорноземом, однак їхня водоутримуюча здатність досить низька.

Дерново-підзолисті ґрунти мають кислу реакцію, низьку ємність поглинання. Вміст гумусу не перевищує 0,5–0,6 %, забезпеченість елементами живлення, у тому числі й азоту, невисока. Для отримання стійкого урожаю існує потреба застосування добрив, які легко вимиваються за межі ґрунтового профілю. На підвищеннях, на карбонатних материнських породах сформувались найбільш родючі, на Поліссі, дернові та дерново-карбонатні ґрунти. Вони мають слабку лужну реакцію середовища та більший вміст гумусу і поживних речовин. Неглибокий профіль ґрунту, висока щебенистість, а також тріщинуватість зумовлюють високу водопроникність дерново-карбонатних ґрунтів і тому нестійкий водний режим [2.41].

Ґрунтовий покрив зони Лісостепу представлений близько 160 ґрунтовими видами широкого генетичного та агрономічного діапазонів. Материнською породою слугують леси, що зумовило літологічну однотипність ґрунтів лісостепової зони. Леси повністю вкривають міжрічкові плато та річкові тераси. На заплавній та першій надзаплавній терасах розповсюджені піщані відклади. Незалежно від генетичної природи, вододільні ґрунти мають суглинковий гранулометричний склад. Сірі лісові ґрунти сформовані, переважно, на лесах і лесовидних суглинках різного гранулометричного складу – від легких до важких суглинків, яким характерна карбонатність. Вони поширені у межах Чернігівської, Київської, Житомирської, Хмельницької та Рівненської областей.

За ступенем опідзолення та гумусованості їх поділяють на три підтипи: ясно-сірі, сірі і темно-сірі. Ясно-сірі лісові ґрунти найбідніші на гумус (0,8-1,0%) і характеризуються найтиповішими ознаками

підзолистих ґрунтів. Їх профіль чітко диференціюється за елювіально-ілювіальним типом.

Сірі лісові ґрунти мають більш послаблений підзолистий процес, але недостатній розвиток дернового процесу не сприяє нагромадженню гумусу, вміст якого коливається у межах 1,5-3,0%. Вміст гумусу у верхньому гумусно-елювіальному горизонті темно-сірих опідзолених ґрунтів досягає 2,3-3,0%, а з глибиною зменшується до 0,3-0,4%.

Гранулометричний склад темно-сірих опідзолених ґрунтів змінюється від супіщаного до глинистого. Вони мають найвищу фільтраційну здатність (коефіцієнт фільтрації коливається в межах 0,0003-0,0007 см/сек). Загальна пористість, переважно, складає 51-59%. Саме цей тип ґрунту найбільше потерпає від ерозійних процесів.

Чорноземні ґрунти мають високу природну родючість, сприятливий водний, повітряний і тепловий режими, добре збагачені органічною речовиною. Чорноземи типові сформувалися на карбонатних лесових породах під лучно-степовою рослинністю. В межах басейну р. Дніпро вони поширені на більшій частині Сумської, Київської областей та частково у Вінницькій та Хмельницькій областях. У верхньому горизонті вміст гумусу коливається у межах 4,2-4,6%, а з глибиною зменшується до 1-2%. За гранулометричним складом чорноземи типові, переважно, середньо- і важкосуглинкові, характеризуються середнім коефіцієнтом фільтрації (0,00010-0,00035 см/сек).

Чорноземи опідзолені пройшли степову і лісову стадії ґрунтоутворення і поширені, в основному, на правобережжі Дніпра. У верхньому орному шарі вміст гумусу досягає 3-4 %. Чорноземи опідзолені характеризуються, відносно, добрими фізичними властивостями. Так, у верхньому гумусовому горизонті щільність складення становить 1,02-1,22 г/см^3, а щільність твердої фази – 2,64-2,70 г/см^3. У природному стані загальна пористість знаходиться на рівні 54-61%. Лучно-чорноземні ґрунти поширені майже в усіх підзонах Лісостепу. Найбільші площі вони займають у Тернопільській, Чернігівській областях. Вони сформувалися під лучно-степову

рослинність в умовах атмосферного та ґрунтового зволоження. Серед лучно-чорноземних ґрунтів зустрічаються поверхнево- та глибокосолонцюваті та осолоділі види. Ці ґрунти по- різному збагачені на гумус – від 4,2 до 7,8%. Вони мають високий ступінь насиченості основами 87,0-93,5%, що свідчить про високу буферну здатність ґрунту. Водно-фізичні властивості відображають добру еколого-протекторну дію ґрунту, коефіцієнт фільтрації складає 0,00015-0,00040 см/сек.

У річкових долинах, в межах Полісся та Західного Лісостепу, сформувалися інтрозональні ґрунти гідроморфного ряду. Це приурочені до річкових заплав та льодовикових долин болотні та торфові ґрунти, які сформувалися в умовах застійного ґрунтового або поверхневого перезволоження та мають ознаки сильного оглеєння всього ґрунтового профілю. Застій води в умовах безстічних рівнин і знижень призводить до уповільнення розкладання відмерлих решток болотної рослинності та сприяє їхньому накопиченню у вигляді торфу. На території зони мішаних лісів знаходиться 70 %, у лісостеповій зоні - 30 % усіх торфових ґрунтів України. Потужність низинних торфовищ становить 1-4 м, їх зональність змінюється від 20-35% до 65-70 %. Вони мають низьку кислотність, насичені основами, багаті на рухомі форми азоту і фосфору.

На заплавних і надзаплавних терасах річок, у межах широких балок, старорічищах, притерасних зниженнях Лісостепу поширені лучні глейові, лучно-болотні, болотні і мулувато-болотні мінеральні ґрунти різноманітного гранулометричного складу. У заплавах річок Трубіж, Супій, Недра, Удай та ін. поширені засолені торфові ґрунти з гіршими агрохімічними та водно-фізичними властивостями. Значні площі болотних і торфових ґрунтів меліоровані й використовуються як сільськогосподарські угіддя.

До ґрунтів гідроморфного ряду відносяться також алювіальні (заплавні) ґрунти, які сформувалися в особливих умовах зволоження, у межах сучасних заплавних терас річкових долин у всіх ґрунтово-кліматичних зонах. Їхнє формування зумовлене двома специфічними процесами – повеневим та алювіальним.

У прирусловій заплаві формуються алювіальні дернові ґрунти, набуваючи тут, переважно, піщаного гранулометричного складу та шаруватості. Зональні впливи на ці азональні ґрунти й інтенсивність промивання атмосферними водами спричиняють формування на Поліссі кислих ґрунтів, у Лісостепу - насичених і карбонатних.

У центральній заплаві за атмосферно-ґрунтового водного живлення під час межені формуються алювіальні лучні ґрунти. Алювіальні болотні ґрунти приурочені до притерасових, прикореневих і старичних заболочених знижень у заплаві. Алювіальні лучно-болотні ґрунти займають проміжне положення між лучними та болотними ґрунтами. У Лісостепу, по мірі зміни типу зволоження та водного режиму ґрунтів, коли випаровування починає перевищувати кількість опадів, створюються ідеальні умови для нагромадження легкорозчинних солей. Це призводить до формування ґрунтів галоморфного ряду: зональних солончаків та гігроморфних солончакових ґрунтів; солонців та солонцюватих ґрунтів, утворених на заплавах річок та на їхніх низьких терасах, (лучні, лучно- болотні, болотні, лучно-чорноземні солонцюваті ґрунти), а також сформованих у мезо- і мікрозападинах солодей та осолоділих ґрунтів.

Грунтоутворюючі процеси верхнього Подніпров'я у Білорусі відображають 4 основних генетичних типи: дерново-підзолистий, болотний, дерново-карбонатний та заплавний. Представлені генетичні типи грунтів, які розвинуті, переважно, на водно-льодовикових та древньоалювіальних пісках і рихлих супесях, а також торфах.

Специфіка грунтових процесів різна, у залежності від основних геохімічних типів ландшафтів. Літологічну основу складають, переважно, озерні та алювіальні піски, часто перекриті торфом різної потужності. Торф'яно-болотні низинного типу грунти, на значних площах, освоєнні [2.45].

Склад грунтів представлений лесовидними, валунами та безвалунними суглинками, глинами, пісками, супісками та піщано-гравійним матеріалом, на яких найбільший розвиток отримали суглинні і супіщані комплекси підзолів. Суглинні різновиди характерні для піднесеної північної та платообразної східної частин

території. Супіщані та піщані ґрунти переважають на рівнинах центральної частини, оглеєні - на пісках, у поєднанні із водонасиченими торф'яно-болотними та заплавно-луговими ґрунтами, які широко поширені у Поліській низині.

У грунтовому покриві надзаплавних терас річок Прип’ять та Дніпро переважають дерново-підзолисті піщані, рідше супіщані грунти. У пониженнях відмічені дернові та дернові заболочені карбонатні супіщані та суглинисті грунти.

У західній частині досліджуваного регіону грунти, переважно, розвиваються на мілкозернистих озерно-алювіальних пісках, місцями включаючи прослойку алевриту різної потужності та різної глибини.

Провідним процесом у болотах є торфонакопичення, яке пов’язане із концентрацією органічного кисню [2.43]. Для досліджуваного регіону характерне найбільш широке розповсюдження малопотужних торф’яно-болотних грунтів низинного типу, які розвиваються на флювіогляциальних, озерних та озерно-алювіальних піщаних і супіщано-піщаних відкладеннях.

Ґрунтовий покрив басейну Дніпра в Росії представлений дерново-підзолистими, місцями заболоченими грунтами у північній частині та сірими лісовими у середній частині. У механічному складі переважають суглинки. В долинах річок, особливо у заплавних ділянках, поширені алювіальні грунти. Середній вміст перегною (гумусу) становить 4-5% у дерново-підзолистих грунтах, 7-8% - в опідзолених та вилужених чорноземах. Причому, у дерново-підзолистих грунтах, у шарі 0-20 см зосереджено більше половини наявного у грунтовому профілі гумусу. Ґрунти відрізняються, порівняно, високою потенційною родючістю і на більшій частині цілком можливе ведення землеробства та продуктивного тваринництва. В останні 20 років XX століття площа орних угідь істотно скоротилася. Занедбані, менш затребувані землі, повільно деградують. Уже у перші три роки в них зменшується вміст рухомих форм фосфору та калію у 2-3 рази, що супроводжується сильним руйнуванням найбільш цінної складової ґрунту – поглинаючого

комплексу. Ступінь насиченості грунтів основи зменшується до 30-40% [2.44].

1.5. Ландшафтна структура території

1.5.1. Класифікація ландшафтів

Ландшафт є означенням місцевості з сумою певних елементів, які об'єднані в одне ціле природними зв'язками [2.51,3.161]. Географічні ландшафти поділяються на природні та антропогенні (рис.1.2.) Природний ландшафт – незначний за розмірами простір, що зберіг свої природні властивості та здатність до самовідновлення без втручання людини. Прикладом природних ландшафтів є заповідники, заказники, природні парки, великі незадіяні людиною ділянки. Природні ландшафти складають палеогеографічну основу для антропогенних ландшафтів, тому природні ПТК є корінними, первісними для антропогенних модифікацій ландшафтів: осушені масиви плакорні і заплавних земель, острівні лісонасадження, канали, ставки, водосховища, дамби і шлюзові споруди .

Антропогенні ландшафти являють собою часто епізодичні ділянки на поверхні Землі, а переважаючі ландшафти на території багатьох країн і цілих географічних зон. При всьому розмаїтті антропогенних ландшафтів вони, в залежності від напрямку свого виникнення поділяються на дві великі групи: прямі і супутні (другорядні)[1.57].

До прямих антропогенних ландшафтів відносяться запрограмовані (ціленаправлені) комплекси, які виникають в результаті цілеспрямованої діяльності людини. Вони постійно підтримуються людиною в стані, оптимальному для виконання покладених на них господарських, рекреаційних та інших функцій [1.33]. Такими є розорані поля, садово-паркові ландшафти, водосховища і ставки, полезахисні лісові полоси і т. п. Супутні антропогенні ландшафти, безпосередньо, не створюються людиною. Вони є результатом процесів, часто небажаних, які були активовані або викликані діяльністю людини [1.38].

Антропогенні ландшафти не можна протиставляти природним. Вони хоч і створені людиною, але розвиваються відповідно до

природних закономірностей і складають один з генетичних рядів природних ландшафтів [1.38]. Форми впливу людської діяльності на навколишнє середовище досить різноманітні. Однак їх можна об'єднати в декілька груп: землеробство, випасання худоби, лісове господарство, різні форми будівництва, розробка корисних копалин, рекреаційне використання. При цьому, одні з них такі як будівництво і добування корисних копалин, займають порівняно не великі території, викликають в них значні зміни, часто повністю трансформують ландшафт. Інші, як сільське і лісове господарство, змінюють ландшафт не так сильно, проте поширені на величезних територіях [1.16].

Отже, достатньо змінити хоча б один з компонентів природного ландшафту, щоб порушити екологічну рівновагу в ньому і викликати реакцію, спрямовану або на ліквідацію цих змін, або на перебудову самого ландшафту [1.8]. Спосіб використання території і природні властивості вихідного ландшафту при взаємодії з суспільством призводить до формування певних типів антропогенних ландшафтів. Ці нові природні комплекси не тільки за зовнішнім виглядом, але й за своєрідним протіканням типових природних процесів, таких як дощовий стік, ерозія, ґрунтоутворення, біологічний і геохімічний кругообіги, суттєво відрізняється від аналогічних процесів в „недоторканих" ландшафтах (рис.1.3.).

Фактично, сучасні ландшафти представляють собою складну мозаїку антропогенних комплексів, тобто похідних ландшафтів, за різним степенем змінених виробництвом, і ділянок природних або слабо порушених ландшафтів [2.28]. Хоча антропогенні ландшафти є одночасно об'єктом техногенного впливу і результатом взаємодії природних і господарських чинників, вони багато в чому відрізняються від первісних природних територій. Для них характерна перебудова біологічного і геохімічного кругообігів, водно-теплового балансу, особливостей процесу ґрунтоутворення, чисельності і видів живих організмів [1.3].

Як правило, всі антропогенні комплекси, які активно використовуються людиною, потребують підтримки і регулювання з її сторони, без чого вони руйнуються [2.37].

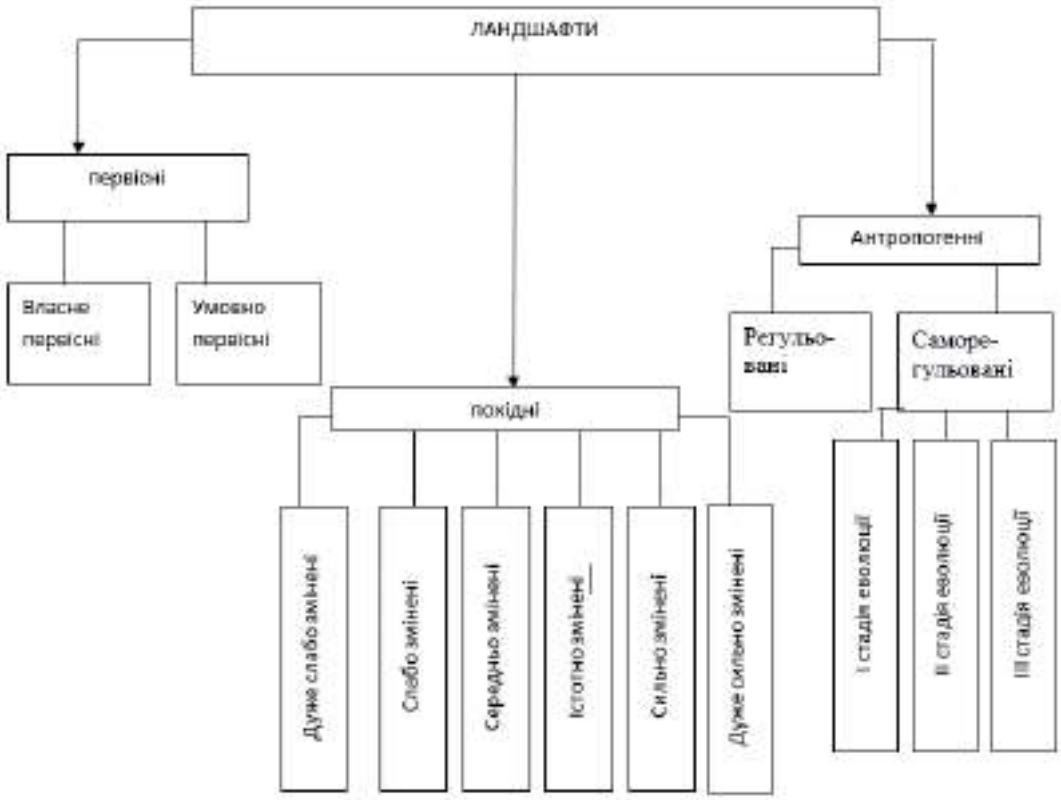


Рис1.3. Класифікація ландшафтів за типами змін.

До найбільш поширених методів регулювання відносяться всі прийоми, всі види меліорацій, інженерно-технічні роботи і т.п [2.32]. Але в ряді випадків формуються доволі стійкі антропогенні комплекси, які за зовнішніми ознаками важко відрізнити від природних, які здатні до подальшого самостійного розвитку та існування без допомоги людини. Їх відмінною особливістю є незворотність та довговічність.

Також вивчення антропогенних ландшафтів є необхідною умовою розробки і проведення заходів з охорони природи, розробки нових найбільш економічно і екологічно обгрунтованих методів розрахунку дощового стоку в сложних порушених людиною умовах. Якщо напрями цього процесу не змінити, то він частіше набуває катастрофічного характеру. При цьому різко збільшується поверхневий стік, розвиваються руйнівні процеси, проходить

збіднення запасів ґрунтових вод, обміління малих рік, озер, тобто ландшафти еволюціонують в бік ксеретифізації [1.23].

В багатьох випадках зміна поверхневого стоку, утворення штучних форм поверхні, а також багато інших способів впливу людини на хід фізико-географічних процесів локального характеру привело до оживлення та посилення природних процесів, які сприяють дальшому розвитку рельєфу, зумовлюють руйнування ґрунтового покриву, утворення ярів та зміну характеру ландшафту [2.44]. Основні ознаки ландшафтної структури території басейну Дніпра визначаються її положенням, переважно у помірному поясі. Умежах рівнинної частини, за переважанням певних типів і підтипів ландшафтів, виділяють 4 фізико - географічні зони.

1.5.2. Фізико-географічні ландшафтні зони

Досліджуваний район верхнього та середнього Подніпров'я розташований у трьох фізико-географічних зонах, а саме:

-зона мішаних хвойно-широколистяних лісів з поліським підтипом ландшафтів простягається із заходу на схід на 750 км, розташована у північній частині верхнього Подніпров'я й охоплює, майже 20 % її території. Південна межа зони проходить поблизу Рави-Руської, Львова, Житомира, Києва. Тут переважають такі природно-територіальні комплекси: зандрові й алювіальні низовини з підзолистими ґрунтами під борами та суборами; моренно-зандрові низовини з дерново-підзолистими ґрунтами з лісами мішаного типу чи обезліснені й зайняті сільськогосподарськими угіддями; заплавні лучно-болотні місцевості та лесово-острівні рівнини із сірими лісовими ґрунтами. Залісненість її сягає майже 30 %. Антропогенні зміни природного середовища зони пов'язані із меліоративними роботами, вирубкою лісів, розробкою корисних копалин відкритим способом, а також із аварією на ЧАЕС [2.47]. Понад 30 % території зони мішаних лісів використовується для землеробства;

- зона широколистяних лісів займає західну частину досліджуваної території, розташовану між Українськими Карпатами, мішанолісовою та лісостеповою зонами і майже збігається із

територією Західно-Українсько- лісостепового краю. За основними зональними гідротермічними показниками (радіаційний баланс, коефіцієнт зволоження, середньорічні суми опадів), рослинністю (у минулому), ґрунтовим покривом ця територія належить до широколистяної лісової зони, хоча тут поширені також ландшафти мішанолісового типу. До широколистолісової зони належить лише один край - Західно-Український. У рельєфі краю виділяються Волинська та Подільська височини, південно-східна частина Розточчя, Опілля і Хотинська височина. Поверхня краю розчленована численними річками, які входять до верхніх частин басейнів Південного Бугу, Вісли та Прип'яті до глибини від 50 -100 до 150 - 200 м. За позитивним балансом вологи та характером природної рослинності геоботаніки значну частину цієї території вважають належною до Європейської широколистяної області;

- лісостепова зона простягається від Предкарпаття до західних відрогів Середньоруської височини. Своєрідність лісостепової зони полягає у складному перемежуванні різних типів ландшафтів: широколистяні лісові із сірими лісовими і темно-сірими опідзоленими ґрунтами; лісостепові з опідзоленими і реградованими чорноземами; лучно-степові із типовими чорноземами, лучно-чорноземними ґрунтами, трансформованими у сільськогосподарські угіддя. Лісостепова зона - регіон інтенсивного сільськогосподарського виробництва, розвинутої урбанізації на базі промисловості, великих територіально-виробничих комплексів, переважно літніх видів оздоровчої та пізнавальної рекреації.

Найбільш природною ландшафтною різноманітністю, у межах басейну Дніпра, відрізняється Полісся. Його ландшафти хоча і зазнали значну антропогенну трансформацію, проте у найбільшій степені зберегли свої природні особливості та різноманітність [2.48].

Ландшафтна специфіка середнього Подніпров'я складається з того, що границя між Поліссям та Лісостепом, пряма та різка у західній частині, стає звилистою – за язиками льодових відкладень дерново-підзолисті грунти вклинюються у Лісостеп, а лісостепові грунти за

лесовими островами проникають глибоко у Полісся, різко виділяючись на фоні поліських низовинних ландшафтів.

Територія верхнього Подніпров'я у Білорусі є цілісним у природно-ландшафтному відношенні територіальним утворенням і відноситься до підзони мішаних широколистяно-хвойних лісів та утворюють одну ландшафтну провінцію – Поліську провінцію озерно-алювіальних, алювіальних терасових та озерно-болотних ландшафтів.

Основна частина досліджуваної території належить до двох ландшафтних районів: Піна-Мухавецького району озерно-алювіальних ландшафтів з сосновими, широколистяно-сосновими лісами, болотами та Пінсько-Туровського району алювіальних терасових та плоских озерно-болотних і заплавних ландшафтів із широколистяно-сосновими, сосновими, дубовими лісами, луками та болотами.

Ландшафтна структура обумовлена, перш за все, її геоморфологічною будовою. Переважно, плоска поверхня та мала глибина річкових долин при наявності виходів напірних вод є основною причиною слабкості та повільності дренажу розвинутих тут, в основному, піщаних відкладень, високого стояння рівнів грунтових вод та сильного заболочення [2.18, 2.59].

Ландшафт алювіальних терасових рівнин приурочений до надзаплавних терас річок Прип'ять та Дніпро, формується у результаті глибокого вивітрювання. При цьому виносяться та вилужуються усі рухомі з'єднання лукових та луково-земельних елементів і пов'язаних із ними макро- та мікроелементів- кальцій, магній, нікель, мідь та інші елементи, які у подальшому приймають участь у формуванні хімічного складу природних вод та опадів [1.23].

Поряд із алювіально-терасовими ландшафтами є також нерозчленовані комплекси із перевагою боліт, на долю яких приходиться біля 20 % території Полісся. Формування цієї останньої групи ландшафтів пов'язано з ерозійною діяльністю талих льодовикових вод, а також із розвитком великих озерно-річкових басейнів. На місці обширних озерних водойомів, пізніше, виникли болотні масиви з остаточними озерами.

Супераквальні ландшафти представлені болотними та заболоченими землями, які приурочені до крупних озеровидних депресій і розповсюджені серед терасових піщаних рівнин та слабодренованих низинних рівнин займають 32% досліджуваної території.

Значний фонд ландшафтно-екосистемного різноманіття досліджуваної території зберігається у національному парку, заповіднику, заказнику, пам'ятках природи, у водоохоронних зонах, прибережних смугах.

Оцінюючи ландшафтне різноманіття лісової зони, слід вказати, що найбільшою різноманітністю відрізняється різна структура регіону.

Лісостепові ландшафти займають південно-західний сектор території і поширені у двох фізико-географічних областях. Рельєфний фактор створює ландшафтне різноманіття сучасної лісостепової зони досліджуваної території.

Початкове високе ландшафтне різноманіття середнього Подніпров'я, особливо його Української частини, втрачено внаслідок тривалого та інтенсивного господарського використання ландшафтів цього регіону. Найбільш потужним фактором антропогенної деградації ландшафтів стала вирубка лісів та їх заміна сільськогосподарськими угіддями, що призвело до зміни умов формувань дощового стоку. Найбільшим природним ландшафтним розмаїттям, у межах Української частини, відрізняється Полісся. Його ландшафти, хоча і зазнали значної антропогенної трансформації, все ж, найбільшою мірою, зберегли свої природні особливості і різноманітність.

Досліджуваний район Білорусі зобов’язаний своїм походженням та унікальною специфікою (багатоводність, заболоченість, різноманітність тощо) гідрологічному режиму річки Прип’ять та її притокам. Озера досліджуваної території, у своїй більшості, є остаточними водоймами на місці обширних древніх озерних котлованів. Тут представлені озера карстового генезиса, яким властиві: найбільша глибина, округлі обриси та висока прозорість води. У випадку зв’язку із глибинними водоносними горизонтами

карстові озера ставали зв'язуючою ланкою між підземною та поверхневою частинами ландшафту. Перелив підземних вод відбувається через карстові озера. Карстова озерність значно впливає на навколишній ландшафт і змінює умови формування паводкового стоку. Цим питанням присвячена представлена робота.

2.Теоретико – методологічні основи конструктивно – географічної організованості дощового стоку

Максимальні витрати води від дощових паводків спостерігаються при випадінні дощів. Їх можна віднести до найбільш складних, при дослідженні та узагальненні, гідрологічних характеристик. Відмічене підтверджується тим, що паводки проходять швидко та нерегулярно. Вони можуть з'являтись раптово та на невеликих площах.

Формування дощових паводків відрізняється від формування весняної повені як по генезису, так і по фізичним умовам. При цьому багато факторів можуть бути тими самими, що при формуванні повеней, проте механізм їх впливу відрізняється. Із метеорологічних факторів основним є дощі, їх інтенсивність, протяжність та характер. Найбільше значення має площа розповсюдження та загальний хід дощу, інтенсивність ядра опадів та повторюваність дощів.

При розрахунках максимальних витрат паводків найбільшу цікавість являють зливові дощі та зливи, так як вони мають найбільшу інтенсивність за часом та територією. Максимальний шар опадів та його інтенсивність змінюються, у залежності від інтервалу часу, за який розраховуються опади.

Шар опадів залежить не тільки від часу їх випадіння, а також від площі розповсюдження дощу. Вологонасиченість дощової хмари зменшується від центру до периферії, тому і шар опадів зменшується із збільшенням площі зрошення. Таким чином спостерігається редукція шару опадів за площею, яка залежить від типу дощу. Зливи мають особливе (строкате) розповсюдження за територією та охоплюють обмежені, за розмірами, площі.

Випадаючи на водозбірну площу, опади своєю часткою губляться на змочування грунту, рослинності, заповнення понижених часток

поверхні басейну, інфільтрацію та поглинання під впливом молекулярних та капілярних сил.

Кількість витраченої води залежить від рослинного покриву, типу грунту, його водно–фізичних властивостей, попереднього зволоження, тобто від факторів підстилаючої поверхні, що визначають час добігання опадів, що залишилися зі схилів до руслової сітки. Основними параметрами схилів є їх нахил, розмір, форма та шорсткість поверхні басейну. Тому розробка моделей розрахунку процесів формування паводків відноситься до категорії найбільш складних питань дослідження гідрологічних складових, які включають просторові та часові аспекти. Конструктивно – географічні підходи можуть значно допомогти у відповіді на питання особливостей формування дощового стоку в сучасних умовах.

Сучасний стан більшості території басейну Дніпра за період свого існування, особливо в останнє сторіччя, зумовлений антропогенним використанням як основи отримання життєвоважливої продукції землеробства, лісівництва, рибальства, тваринництва, тощо. Територія басейну Дніпра – давнього заселення, яка є особливою на сучасному етапі активного та різнобічного використання його природних ресурсів.

Просторово – часові зміни басейну Дніпра і його приток відбулися як у результаті його природної еволюції, так і під впливом людської діяльності. В останні роки, особливо, посилюється вплив людини на довкілля: вирубка лісів, розорювання різних поверхонь, знищення чагарників, осушення боліт та луків, будівництво доріг, міст тощо. Ці зміни у просторі та часі нарощуються із року у рік, хоча у різні періоди людства їх темпи були різними. Усе це змінило конструктивно – географічні особливості формування дощового стоку.

2.1. Просторовий аспект

Простір – протяжність (вмістилище), у якому розташовані предмети та відбуваються зміни. Кожна геосистема до якої відноситься верхнє та середнє Подніпров'я, перебуває у просторово – часовому безперервному розвитку і тому потребує конструктивно – географічного підходу, особливо у процесі формування дощового

стоку та його врахування при розрахунку тому, що він перебуває у різній географічній позиції. Це особлива форма просторової організації функціонування взаємодіючої сукупності територіальних систем та їх зв'язків із різного роду антропогенними чинниками.

Окрім просторових аспектів природно – територіальних систем, куди входять і басейни річок, значну роль відіграє часовий аспект та міжсередовищний простір як складноструктурований простір екотонного типу між територіальною системою та її середовищем, у якому формуються опади і створюється дощовий стік.

Загальний простір ПТС представлений складною динамічною поліструктурною системою існуючих відносин між складовими системами та їх довкіллям, які постійно змінюються [1.66]. Особливу роль відіграють, при цьому, ландшафтні системи, у першу чергу їх просторові складові, а саме: ландшафт займає у просторі якийсь об'єм; його складові (будова, риси, властивості) залежать від розміщення, місцеположення та взаємного розміщення його складових. У нашому випадку це місцезнаходження лісів, озер, боліт, сільгоспугідь, доріг, меліорації, урбосистем тощо, що належать до конструктивно – географічних особливостей формування дощового стоку.

При деструктивному впливі на просторові характеристики ПТС виникає характерний простір, який порушує природний вплив географічних, екологічних, еволюційних чинників на розвиток природної системи, робить відмічений вплив залежним від антропогенного чинника [1.66].

Існування геосистем різних просторових рівнів, наявність у них просторового квантування виникає як результат самоорганізації геосистем – метеорологічні (циклони, антициклони, смерчі), геоморфологічні (річки, малі та середні, великі, ландшафти різних утворень). При цьому перехід від геосистеми одного просторово – часового рівня до іншого відбувається стрибком. Просторова та часова ієрархія геосистем - необхідна умова для вирівнювання їхнього стану. Просторова когерентність полягає у розташуванні структурних елементів у системі взаємно корельовано у просторі та часі[1.69]. Вищим рівнем просторової визначеності територіальних утворень є

їхня просторова організація, яка поділяється на внутрішньо- та зовнішньо системну.

Еталонним басейном для визначення просторово – часових змін ПТК , у яких проходить формування дощового стоку, визначений басейн Дніпра, який охоплює основні фізико – географічні зони європейської території. Ця територія як у просторі, так і часі зазнала більш виражені трансформування, чим і є цікавою для дослідження.

Структура території за останнє сторіччя змінилась просторово та компонентно, а саме змінились складові рельєфу, грунтово – рослинний покрив, природно антропогенні процеси тощо. Результати та теоретико- методичну складову цих досліджень у роботі використано як наукову основу дисертаційного дослідження для вивчення конструктивно – географічних особливостей процесу формування дощового стоку. Дослідження просторових та часових змін як ПТК, так і випадання злив та зливових опадів дають змогу отримати базові матеріали для визначення трансформації ландшафтної структури басейнів рік Дніпра, так і особливостей формування на них дощового стоку.

Завдяки працям ряду науковців географів, екологів, біологів зрозуміло, що використовуючи географічне середовище у власних цілях людина сприяє знищенню самого себе, незважаючи на новітньо - технічну озброєність. Тому дедалі більше стає очевидною всебічна залежність її від системних та компонентних складових довкілля і просторово – часових механізмів його організацій.

Будь – яка зміна у довкіллі, здійснена людиною, супроводжується та повертається із негативними явищами, які впливають на життя та здоров’я людей, а також змінюють конструктивно –географічні складові формування дощового стоку та його розрахункову величину. Головні риси та причини стану взаємовідносин між людиною та природою створюють просторовий аспект формування дощового стоку, а їх зміни сприяють його конструктивно –географічним особливостям.

Експлуатація природних ресурсів у господарському використанні змінює і схему формування дощового стоку у просторовому аспекті та

його складові. Таким чином відмічене потребує необхідність регулювання на всіх рівнях взаємодії природи та суспільства. Найбільш чітко це проявилось в адаптивній концепції (у нашому випадку конструктивно – географічних особливостях формування дощового стоку) – суспільство, яке розвивається за власними законами, повинно лімітувати своє екстенсивне та інтенсивне зростання із розрахунку забезпечення умовно – природного ходу еволюції природи (Реймерс, 1990; Шандра та ін., 1994) і забезпечити точність розрахунку дощових витрат. У центрі географічної оболонки перебуває людина - керівний блок, навколо природно – ресурсна складова – необхідно виявити та втілити правильну схему раціональної співпраці.

Діяльність людини стала настільки масштабною, що просторовий аспект перетворився в антропогенний покрив (архітектурні споруди, комунікації, антропогенна рослинність, забудова, дороги, меліорація тощо). Все це повинно бути враховано в теоретико – методологічній схемі, а у подальшому – і конструктивно –географічній розрахунковій формулі дощових витрат, що сприятиме покращенню точності визначення паводкого стоку[1.68].

Розвиток антропогенного покриву, унаслідок активної зміни середовища людиною, призводить до обов’язкової трансформації усієї природи під впливом людської діяльності. Зміни яких зазнає природа належать до місцевого значення. Конфлікти між екосистемами та людською діяльністю найбільш драматичні і в поєднанні із законами існування біосфери сприяють просторовим аспектам змін.

Просторовий аспект при формуванні дощового стоку грає одну із основних ролей так, як він проходить на територіальних системах різних басейнах річок, які входять до складу басейну р. Дніпро. Територіальні природні системи під впливом людини перетворюються в антропогенні , які у свою чергу, поділяються на антропогенно – модифіковані та антропогенно – територіальні системи.

Останні, у своїй основі, природно зумовлені територіальною структурою зв’язків, яка зазнає у просторовому аспекті та часі значних антропогенних модифікацій. Наприклад, був лук, який зорали та

почали вирощувати сільгоспкультури, тобто змінили просторову територію, яка, відповідно, змінила і процес формування дощового стоку, особливо його складові: вбирання води грунтом, шорсткість, схилове добігання хвилі паводку тощо. Проведення меліоративних робіт, окрім відміченого, змінює розгалуження поверхні басейнів річок, режим грунтових вод, руслове формування дощового стоку та інше. Відмічене потребує конструктивно –географічного підходу та його врахування при формуванні дощового стоку та його розрахунку.

Подібна сукупність зв'язків чітко диференціюється за належністю до природних антропогенно – модифікованих і антропогенних територіальних систем. Зв'язки в антропогенних територіальних системах представлені сукупністю перетворених людиною зв'язків. При цьому змінена частка природних зв'язків втрачає інваріантні властивості, що веде до появи нових зв'язків та потребує врахування нової організації зв'язків із новим антропогенно – зумовленим інваріантом як у теоретичних питаннях дослідження конструктивно – географічних особливостей формування дощового стоку та його розрахунках.

2.1.1.Загальні поняття конструктивно - геогрфічних досліджень дощового стоку

Дослідження природного середовища та проблем природокористування завжди було пріоритетним напрямком географічних досліджень. З часу виникнення самого терміну «констуктивна географія» її завдання полягали у «практичній розробці складних та взаємопов'язаних проблем подальшої раціональної експлуатації природних ресурсів…» [1, с.17] Теорія і методологія конструктивної географії й донині залишається на стадії формування й потребує детального дослідження й обґрунтування. Значною мірою складність становлення теоретичних і методологічних основ полягає у складності й поліструктурності як об'єкту дослідження так і методичних прийомів і методів, які використовують в процесі конструктивно-географічних досліджень. Сутність конструктивного методу полягає у застосуванні вже запропонованих наукових теорій і методів до вирішення конкретних завдань на практиці. Науковий

підхід вважається конструктивним лише в тому випадку, коли визначено просторово-часову організацію об'єкта дослідження, проаналізовано взаємовплив між компонентами геосистем або геотехсистем (геоекосистем) й розроблено заходи щодо оптимізації їх подальшого функціонування. Як зазначає В.М. Петлін [1.66] конструктивно-географічна організація території – це взаємопов'язана сукупність реальних закономірних просторово-часових взаємовідношень між наявними територіальними системами, представленими у вигляді конструктивних (модельних) результатів із метою раціонального природокористування на фоні збереження генеральної мети – забезпечення відповідній ділянці ландшафтної сфери гармонійного функціонування.

Цілком логічно випливає твердження про те, що «натуральні геокомпоненти й натуральні ландшафтні комплекси перебудовувати або конструювати не варто, їх необхідно заповідати, а конструювати необхідно змінені чи невдало антропогенізовані та занедбані антропогенні геокомпоненти» [1.67]. В сучасних конструктивно-географічних дослідженнях прослідковується еколого-географічний або геоекологічний аспект, ландшафтноекологічний, урбанізаційно ландшафтознавчий та власне формується поняття «конструктивно-географічний аналіз» стосовно природних чи природноантропогенних систем. Здебільшого конструктивно-географічний аналіз території передбачає розробку алгоритму конструктивно -географічних досліджень та визначення ключових блоків (етапів дослідження). Методологічною основою конструктивно-географічних досліджень виступають системний та комплексний підходи, що забезпечують планомірність та послідовність дослідження природних та антропогенних факторів розвитку певної території.

В проблематиці конструктивн-географічних досліджень розв'язуються декілька соціально важливих завдань. Збільшення ступеню й масштабів антропогенного впливу на природне середовище зумовлюють розвиток активної наукової роботи стосовно визначення й контролю за взаємодією «природа-людина» та її наслідками (стан здоров'я населення, нормування антропогенних навантажень,

природний, геоекологічний потенціали території, стійкість геосистем до антропогенних навантажень). Окрім того, тривала трансформація ландшафтів в результаті інтенсивного й здебільшого нераціонального використання природних ресурсів спонукає до розробки принципів й методів комплексних (геоекологічних) прогнозів.

Ключовим є саме комплексний підхід до розв'язання таких складних задач як прогноз, оскільки неприпустимим є обмеження лише галузевими прогнозами типу прогноз зміни структури землекористування, водокористування, лісокористування, рекреаційного використання тощо. У процесі констуктивно-географічних досліджень проводиться визначення закономірностей формування й розвитку складних територіальних систем «природа людина-техніка» які, з одного боку, забезпечують підвищення продуктивності систем, розвиток продуктивних сил в інтересах постійно зростаючих потреб населення. З іншого боку, спрямовані на вирішення завдань по оптимізації взаємодії між компонентами територіальних систем типу «природа-людина-техніка».

Використання антропоцентричного підходу забезпечує розгляд природи як середовища існування людини, яка здатна керувати геосистемою виходячи з власних здебільшого, егоцентричних інтересів. Однак, не дивлячись на всю «могутність людини» з новими технологіями й науковотехнічними новаціями вона, всетаки залишається складовою геоекосистем, що підпорядковується загальним природним законам і закономірностям, хоча зрозуміло є активним компонентом, який спроможний впливати або навіть спричиняти тривалі зміни природи як такої.

Протягом останніх десятиліть чітко зростає необхідність вирішення задач оптимізації взаємодії «людина-природа» як на локальному чи регіональному, так і на глобальному рівні. Характерною особливістю конструктивно-географічних досліджень є намагання поєднати використання природних ресурсів з їх відновленням, заповіданням та гармонійним перетворенням. Формування конструктивного напрямку географічних досліджень діалектично забезпечує ліквідацію протиріч між теоретичними й

прикладними дослідженнями як своєрідної форми прояву поєднання теорії й практики в сучасних географічних дослідженнях. У тривалих наукових пошуках географів прослідковується декілька поглядів щодо віднесення конструктивно-географічних досліджень до відособленого наукового дослідження чи науки [1.68] або використання конструкттивно-географічного напряму (підходу) до географічних досліджень. Однак, не дивлячись на це, завжди завдання, які необхідно вирішити в процесі конструктивно-географічного дослідження були досить об'ємними й підпорядковувались комплексному та системному підходам.

Так, зокрема, О. М. Маринич визначив шість основних завдань конструктивно-географічних досліджень. Провідними із них є всебічне вивчення взаємозв'язків компонентів природи і природнотериторіальних комплексів, пізнання їх історії розвитку, походження, властивостей, закономірностей формування і змін під впливом природних процесів та антропогенних чинників у кожному природно-господарському регіоні; розробка географічних прогнозів змін екологічного стану та підготовка пропозицій та схем за раціональним природокористуванням в кожному регіоні.

Для сучасного етапу розвитку географічних досліджень притаманним є існування двох ключових процесів диференціації та інтеграції як у сфері використання методів аналізу та обробки вихідної інформації, так і у формулюванні наукових результатів дослідження. Тривале проведення конструктивно-географічних досліджень лише підкреслює можливість відокремлення конструктивної географії як науки. Від часу свого виникнення й до сьогодні, завдання конструктивно-географічних досліджень полягають у наступному:

-розробка наукових прогнозів визначення потреб господарства в природних ресурсах, подальше їх виявлення та раціональне використання;

- вивчення передумов виникнення стихійних природних явищ, їх аналіз та розробка ефективних методів захисту від негативних впливів;

- забезпечення раціонального природокористування й пошук оптимально ефективного розміщення виробництва;

- нормування антропогенного навантаження на географічне середовище;

- функціональне зонування або районування на основі комплексного аналізу та оцінки території.

На сучасному етапі дощовий стік вивчається, в основному, на гідрологічному підгрунті, тому, досить часто його розрахункова величина не відповідає істині та дає занижені, або завишені значення. Відмічене пояснюється не врахуванням у розрахунково – теоретичних схемах просторово –часових аспектів, які відбуваються у ландшафтах та природно –територіальних системах, що є складовою річкових басейнів.

Основний напрямок досліджень формування дощового стоку, на нашу думку, є конструктивно - географічний підхід, так як він включає просторово –часові зміни, які проходять у межах басейнів рік верхнього та середнього Подніпров'я.

Поняття «конструктивний» виникло у природознавчих науках у середині XIX ст. на позначення того, що становить основу чогось. При цьому, науковий підхід вважається конструктивним у випадку представлення складових засобів просторово – часової організації об'єкта досліджень, що має місце у нашому випадку. У подальшому, нами (розділ 4.1.) запропоновно модель (схему), за допомогою якої здійснено просторово – часових процес формування дощового стоку на основі конструктивно –географічних особливостей.

Конструктивно – географічні дослідження включають: теоретичні підходи та розроблення методів розрахунку дощових витрат води; удосконалення існуючих просторово – часовими змінами, що відбуваються в ПТС; територіальну організацію ерозійно – небезпечних земель; застосування запропонованих методів розрахунку при ерозійній небезпечності земель та інше, що і виконано нами у даній роботі.

Щодо конструктивно –географічних досліджень, то їх обмежує конструктивний підхід, який уперше запропонував І.П.Герасимов, зазначивши, що у дослідженнях конструктивно – географічного напрямку для успішного вирішення актуальних проблем потрібен

новий цикл наукових розробок, від фундаментальних, спрямованих на пошук основних закономірностей будови та розвитку використовуваних геосистем до конструкторських, пов'язаних із реконструкцією та конструюванням нових геосистем.

Поняття конструктивно – географічного підходу пов'язане із практичною спрямованістю та прикладним характером досліджень і вимагає як наукового аналізу, так і передбачень розвитку стану територій унаслідок функціонування антропогенних змін, з метою покращення природокористування.

Основу конструктивно –географічного дослідження складає модельне утворення, яке відображає закономірності просторово-часової організації водного об'єкта та з його допомогою здійснити оцінку правильності знань про відповідні властивості, явища, процеси, які на ньому і з ним відбуваються. Антропогенні зміни накладають певні обмеження на об'єкт конструктивно –географічних досліджень. При цьому пропонують враховувати складні природні та природно – антропогенні та інші ландшафтні утворення із елементами соціоекономічної сфери, що існують у природно – антропогенному середовищі реальних сучасних станів ПТС річкових басейнів середнього та верхнього Подніпров'я (Пащенко, 2003).

Об'єктом географічного дослідження конструктивної географії може бути любий фрагмент геосфери. У конструктивно – географічних дослідженнях використовують методологічні принципи конструктивно – географічних знань, а саме: пізнавальний опис, що базується на зборі та упорядкуванні і обробці даних; морфометричний аналіз, який дає можливість отримати дані із розподілу форм та об'єктів у просторі на основі просторово - часової мови; генетичний аналіз, який дає можливість установити закономірні причини зв'язків розміщення об'єктів в умовах антропогенного впливу; часовий тип пояснення та генетичний аналіз основаних на абстрактних припущеннях про характер процесів реального світу; функціональний та екологічний аналіз, що дає можливість пояснення взаємних зв'язків територій чи об'єктів, які розглядаються [1.68].

Географічна дослідницька конструкція сприяє висвітленню географічних рис об'єкта, його просторовість, комплексність, цілеспрямованість та інше. Конструктивно –географічні дослідження у формування дощового стоку на відміну від гідрологічних досліджень дають можливість отримати кількісні характеристики, які описують гідрологічні явища та процеси у найближчому та віддаленому майбутньому, на основі аналізу минулого та теперішнього стану водного об'єкту із врахуванням просторово-часової зміни ландшафтів, що відбуваються як у результаті природної еволюції, так і під впливом людської діяльності.

Тільки конструктивно –географічні підходи є комплексною наукою, яка дає можливість з'єднувати теоретичні дослідження в області гідрології суші із рішенням практичних задач в цілях забезпечення різних галузей народного господарства та, першочергово, будівельного проєктування і водного господарства.

У повному об'ємі тільки конструктивно –географічні підходи в області формування та розрахунку дощового стоку включають визначення характеристик стоку води, опадів, випаровування, водного балансу, динаміки водних мас, режиму грунтових вод, водно – фізичних властивостей грунтів тощо, із врахуванням просторово – часових змін.

Отримані на основі дослідження конструктивно –географічних особливостей формування дощового стоку дані можна використовувати для задоволення запитів комунально –побутового та промислового водопостачання, забезпечення водою сільського господарства, енергетики, водного транспорту тощо.

Значну роль відіграють дані із дощового стоку при будівництві залізничних та асфальтованих доріг (розрахунок мостів та водовідвідних отворів), особливо розробка проєктів захисту від паводків, оцінка якості води. При розробці різних народногосподарських проєктів, які пов'язані із водокористуванням, завжди постає питання не тільки про кількість води у даному водному об'єкті за різні інтервали часу, але і його гарантованих величинах, які забезпечують не тільки господарські потреби та захист різних споруд

від знищення, проте і збереження якості води у різних водних об'єктах. Усе це можна здійснити тільки на основі та із використанням конструктивно –географічного підходу. Значна роль, при цьому, належить верхньому та середньому Подніпров'ю, яке об'єднує Росію, Білорусь та Україну, охоплюючи значну кількість річок, озер та боліт.

Починаючи із першого сторіччя та до наших днів збільшується кількість посівних площ за рахунок освоєння природи. XIX сторіччя сприяє розширенню використання земель під сільськогосподарське значення за рахунок вирубування лісів, розорювання схилових поверхонь, осушення боліт та луків, знищення чагарників тощо.

У зв'язку із прогресуючим антропогенним навантаженням на довкілля знизилась природна здатність ландшафтів до продуктивного стану функціонування. Ці зміни із року у рік нарощувались у просторі та часі, хоча темпи їх були різними, в залежності від потреб держави типу і генезису ландшафту, його місцезнаходження, особливостей та інше. Визначення таких змін та їх урахування можна здійснити тільки на конструктивно –географічній основі та врахувати це все при формуванні дощового стоку та його розрахункових величинах.

Теоретико –методологічною основою конструктивно – географічних досліджень формування дощового стоку є концепція взаємодії суспільства та природи, які взаємодіють між собою у просторі та часі природних та антропогенних складових систем.

Сучасна структура ПТС із ландшафтами сформувалася у зв'язку взаємодії усіх природних факторів та антропогенних чинників. Фізико –географічні особливості верхнього та середнього Подніпров'я і тривалий антропогенний тиск на його складові зумовили основні риси сучасної структури території, яка розглядається.

Польові ландшафтознавчі дослідження дали можливість виявити, що рілля переважає у сільськогосподарських угіддях, збільшилась розораність схилів, зменшились площі кормових угідь, а тому і розширились процеси ерозії. Порівнюючи ландшафтні карти за 50-річний та більший періоди часу можна відмітити, що ландшафти зазнали значних трансформацій унаслідок зростаючого

антропогенного впливу за рахунок сільськогосподарського використання.

Порівняльний конструктивно –географічний аналіз процесу трансформації ландшафтів та особливостей формування на них дощового стоку дав змогу простежити зміни природних комплексів, як унаслідок їх природного розвитку, так і у результаті антропогенних чинників, які мають тенденцію до посилення їх впливу. У сучасних умовах можна передбачити, що у перспективі збільшаться площі орних земель, зросте вирубка лісів, пожежі, будівництво різного плану доріг, урбанізація тощо, які змінюють умови формування паводків та їх розрахункові величини.

2.1.2. Конструктивно – географічний підхід як підгрунтя досліджень

Конструктивно – географічний підхід досліджень дощового стоку - це сукупність висновків, що відображають особливості існуючих просторово-часових відносин між явищами об'єктивної реальності, спрямованих на узагальнення наукового підходу та узагальнення будь-яких відносин між людиною та природою. Опади формуються у просторі та часі в залежності від природно – територіальних систем та кліматичних умов, а антропогенний вплив на ПТК може здійснюватись як планово, так і хаотично. Тому теорія, яка лежить в основі конструктивної географії основна на конструктивному понятті того, що є основою чого –небудь.

При цьому, науковий підхід вважається конструктивним, якщо він грунтується на просторово- часовій основі, що і є у нашому випадку. Раніше та й наразі гідрологічні розрахунки, у т.ч. і дощовий стік формувались, в основному, на суто математичному підході, а антропогенні зміни враховувались різного плану коефіцієнтами, тому формули давали або занижені, або завищені результати пошукової величини [1.66].

Засіб, за допомогою якого здійснена просторово – часова організація дослідження конструктивно –географічних особливостей дощового стоку верхнього та середнього Подніпров'я, базується на особливостях синоптичних процесів випадання опадів та формування

від них дощових паводків. Синоптичні процеси, з якими пов'язано випадання опадів, - проходження циклонів над територіями досліджуваного регіону, відбуваються часто. Нормування рясних дощів, в основному, залежить від проходження над даною територією атмосферних фронтів [1.7]. При дослідженні 50 інтенсивних дощів встановлено, що вони сформувалися: а) при розташуванні циклону - 54% випадків, б) при проходженні холодного фронту північного антициклону - близько 27% випадків, в) при відсутності чітко вираженого фронту - до 19% випадків. Таким чином, на зливи місцевого (або їх можна назвати «зонального») походження припадає близько 19% розглянутих випадків.

Розподіл зливових опадів по території середнього та верхнього Подніпров'я відрізняється від розподілу річних сум опадів, останні розподіляються зонально, зменшуючись у південному та південно-східному напрямку, за теплу пору року тут випадає до 70% річної суми опадів.

За характером випадання зливові дощі, що викликають поверхневий стік, поділяються на: короткочасні інтенсивні, тривалі інтенсивні із перервами та тривалі дощі. Найбільш поширеними, у досліджуваній зоні, є дві перші групи дощів, які викликають значну величину поверхневого стоку і являють собою особливий інтерес із гідрологічної та конструктивно-географічної точки зору.

Випадіння злив та їх повторюваність мають географічне поширення по території північної частини України, Білорусі та Росії. Зливи, тривалістю до 2-3 годин та середньою інтенсивністю випадання 15-20 мм / год, спостерігаються на усій досліджуваній території. Вони характеризуються великою періодичністю, широким розподілом по території, охоплюючи, як правило, великі площі.

Величина річного стоку, що залежить від ряду метеорологічних факторів і запасу вологи у басейні, змінюється із року в рік. Тим часом, наявні ряди спостережень над стоком не на стільки тривалі, щоб, безпосередньо, з них можна було б вибрати величини стоку рідкісної повторюваності або обчислити їх за залежностями стоку від впливу метеорологічних факторів. Імовірність та розмір можливих змін

величини середнього багаторічного значення стоку залежать від ступеня мінливості річного стоку, що характеризується коефіцієнтом варіації. Точність підрахунку значення стоку за гідрометричними даними близько ± 5%. Коефіцієнт варіації 0,25 (розрахований для м. Смоленська) дозволяє визначити середнє багаторічне значення стоку із середньою квадратичною помилкою 4.22, що відповідає тривалості ряду спостережень, які дорівнюють 38 рокам. Розраховане значення помилки знаходиться в межах точності обчислень гідрометричних даних. Для аналізу було взято 38-річний ряд даних: 1963-2000 рр. Розрахунок ступеня точності середнього багаторічного значення за середньоквадратичною похибкою проводився за загальноприйнятою формулою.

Відносна середня квадратична помилка коефіцієнта варіації Cv обчислювалася за формулами С.Н. Крицького і М.Ф. Менкеля. Закономірності формування річкового стоку і його якості аналізувалися у просторовому та тимчасовому масштабах, що дозволило отримати інтегральні і диференційовані оцінки . Для отримання диференційованих просторових оцінок на даному водозборі були виділені чотири ділянки з різним антропогенним навантаженням. Для цих ділянок були розраховані характеристики: площа ділянки, площа лісових територій і ріллі, площа урбанізованих територій, а також визначено річковий стік на замикаючому створі ділянки та модуль річкового стоку. Характеристики ділянок (площа ділянки, лісів і т.д.) були розраховані за допомогою підготовлених електронних карт-основ. Для цього, на топографічній карті Смоленської області масштабу 1: 200 000 були виділені кордони досліджуваної водозбірної території із 4-х ділянок (з урахуванням витоків річок і орографії). Отримана карта була відсканована і оцифрована засобами геоінформаційної системи ArcView. Підготовлено векторні шари: кордону Смоленської області, карта водозбірної ділянки російської частини основного русла р. Дніпро - кордони водозбору, карта лісів, карта висот, карта гідрографічної мережі, населених пунктів і створів, сільськогосподарських територій, а також аналогічні карти-шари для кожного з 4-х ділянок. Розрахунок

площ територій проводився засобами ГІС ArcView і розробленого програмного забезпечення. Розрахунок середнього багаторічного значення витрати води Q_o (кількість води в кубічних метрах, що протікає через поперечний переріз русла в одиницю часу) виконаний за зальнопринятою формулою.

Середній багаторічний модуль стоку M_o (кількість води в літрах, що сходить за секунду з квадратного кілометра площі басейну) визначався за звичайною формулою: $M_o = W_o / F$; де F - площа басейну. Середній багаторічний об'єм стоку W_o (кількість води у кубічних метрах, що сходить з басейну за рік) розраховувався за формулою: $W_o = Q_o T$, м3 / рік, де $T = 31,5 \cdot 10^6$ - число секунд в році. Середньобагаторічний шар стоку у (обсяг стоку за рік, розподілений рівномірним шаром в мм по площі всього басейну) [2.36]. Тимчасові закономірності формування річкового стоку і його якості розглядалися на річному, сезонному, середньомісячному і середньодобовому рівнях за багаторічний період (1963- 2010 рр.), з урахуванням впливу природно-кліматичних і антропогенних чинників. Як природні фактори формування річкового стоку і його режиму розглядалися багаторічні коливання річних сум опадів та температур повітря. При аналізі впливу антропогенних чинників враховувалися зміни у багаторічному розрізі: співвідношення природних і сільськогосподарських ландшафтів на водозборі тощо. Аналіз сум опадів проводився на щодобовому, місячному, сезонному та річному рівнях за період із 1945 – 2015 роки. Розглядалися тенденції їх змін у багаторічному розрізі.

Об’єднання різноманітних методів та прийомів у єдину систему конструктивно – географічних досліджень дозволяє враховувати територіальність, конкретність, комплексність, глобальність та забезпечує можливість не тільки отримувати цілісне відображення сучасних процесів у басейнах річок, передбачити антропогенний розвиток та спрогнозувати , проконтролювати і здійснювати управління ними, з метою охорони та раціонального природокористування.

Найбільш повне вирішення згаданих проблем можливе на основі наукового напрямку – конструктивна географія, який дає можливість цілеспрямованого конструювання географічного середовища такого, як басейн річки в інтересах розвитку продуктивних сил та задоволення потреб населення, покращення взаємодії суспільства і природи у сучасних умовах. Конструктивний напрямок дозволяє вирішити географічні завдання, створювати власні гідрологічні моделі, формувати наукові концепції пізнань, закономірностей природно-антропогенних систем, приймати участь у створенні техніко – економічних обгрунтувань різних народногосподарських рішень. Методологічною базою, у даному випадку, використовуються екологічні та сіненергетичні наукові напрацювання.

2.1.3. Функціонально – процесний підхід дослідження дощового стоку

Дощовий стік формується із басейнів річок, які є складовою територіальних систем у яких є природна та антропогенна складова. Гідрологічні розрахунки до яких відноситься дощовий стік є заключним етапом гідрологічних досліджень. Основне завдання гідрологічних розрахунків отримати кількісні характеристики, що описують гідрологічні явища та процеси у найближчому та віддаленому майбутньому на основі аналізу минулого та теперішнього стану водного об’єкту[2.38].

Дані із дощового стоку, особливо його розрахунки, використовуються для задоволення потреб комунально – побутового та промислового водопостачання, забезпечення водою сільського господарства, енергетики, гірської та нафтогазової промисловості, водного господарства тощо. Значну роль його розрахунки відіграють при будівництві залізничних та автомобільних доріг, розробці проєктів захисту від паводків та інше. Тому тільки конструктивно – географічний підхід до вивчення особливостей формування дощового стоку, який базується на функціонально – процесній основі може відповідати сучасним умовам формування економіки України.

Функціональний підхід відрізняється порядком та послідовністю у виконанні територіальною системою необхідних дій, спрямованих на

досягнення наближеної та далекосяжної мети – точність розрахунку дощових витрат води. Сукупність функціональних процесів та явищ, що формують, підтримують, корегують і контролюють цілісність територіальної системи (басейни річок) визначають процес розрахунку дощового стоку [1.66].

Дослідження зміни ПТС складовими, якими є басейн річки доцільно проводити за допомогою функціонально – процесного підходу, значущість якого визначається тим, що функціональність та процесність є суттєвим виявом формування дощового стоку.

Функцією, у загальному розумінні, можна визначити, як відношення частин (елементів) до цілого (басейну річки), при якому зміна поверхні басейну (сільгоспвикористання), або будівництво доріг, каналів тощо забезпечує існування усієї території формування дощового стоку. Різна територіальна система виконує різну кількість функцій через ті, чи інші процеси. Тому функціонально –процесний підхід у просторово –часовій стійкості набуває стабільності.

Ознаки процесного підходу проявляються тоді, коли кожен фактор дощового стоку виконує свою функцію. Процесний підхід сформований під впливом функціонального, так як складається із серії взаємопов'язаних дій та удосконалюється як підхід до управління просторово – часовим аспектам формування дощового стоку, переймаючи від функціонального підходу його найважливіші характеристики.

На сьогодні, саме функціональний підхід є максимально забезпечений науково- методичними розробками. Протистояння функціонального та процесного підходів мають принципові відмінності, але є багато спільного, які доповнюють одне одного. Результатом відміченого є те, що процесний підхід – це нове, передове, ефективне, тоді як функціональний підхід, де у чому, застарілий та високовитратний. Вивчення розвитку процесного підходу дає можливість висказати, що функціональний та процесний підходи взаємопов'язані, мають подібні характеристики та відповідні відмінності.

Функціональний підхід розглядає стани систем, а процесний сукупність дій у межах цих станів, тому вони є взаємодоповнювальними.

Процесний підхід ми розглядаємо як альтернативу функціональному підходу, доповнення до нього та подібність. На сучасному етапі процесний підхід розглядає формування дощового стоку як сукупність взаємопов'язаних елементів, наприклад, людей, структур, завдань тощо, які орієнтовані на досягнення різних цілей в умовах довкілля, яке швидко змінюється. Відмічене дало можливість враховувати вплив зовнішніх факторів на просторово – часову складову формування дощових витрат води та відмічений вплив на зовнішнє середовище.

Високий рівень процесного підходу сприяє створенню та реалізації комбінованих підходів, які теж, значно ширше та глибже, розкривають сутність конструктивно –географічних особливостей формування дощового стоку. До нього можна віднести системно – ентропічний підхід, системно –процесний та інші. Фахівці інженерно – технічних технологій знають та використовують процесний підхід, так як на сучасному етапі він є основним, можна сказати базовим у розробці програмних складових. Процесний підхід є сумісним із іншими підходами, які використовуються теоріями та концепціями, так як процес – це спосіб управління будь – якою діяльністю. Процесний підхід, сформований під дією функціонального, розглядає управління як безперервну серію взаємопов'язаних функцій. Кожна управлінська функція являє собою процес, оскільки він складається із серії взаємопов'язаних дій. Результати наукових досліджень функціонально - процесного підходу ми використали у формуванні стійких конкурентних переваг конструктивно –географічних особливостей формування та розрахунку дощових витрат води.

2.1.4 Системно-ентропічний підхід дослідження дощового стоку

У ряді досліджень у галузі методології особливе місце займає системний підхід і в цілому «системне спрямування чогось, мабудь, дослідження". Саме системне спрямування й диференціювалося,

розділялося на різноманітні напрямки: загальна теорія систем, системний підхід, системний аналіз, Відомо, що людина освоює світ різноманітними способами, насамперед вона освоює його чуттєво, тобто безпосередньо сприймаючи його через органи чуттів. Характер такого пізнання, що полягає у пам'яті та означуваний емоційним станом суб'єкта, є як цілісним, так і дрібним, що показує картину цілком або частково.

На основі емоційних станів у людини складається уявлення про навколишній світ. Але чуттєве сприйняття є властивістю також усіх тварин, а не тільки людини. Специфікою людини є більш високий рівень пізнання - раціональне пізнання, що дозволяє виявляти і закріплювати у пам'яті закони формування матерії [1.66].

Раціональне пізнання системне. Воно складається з послідовних розумових операцій і формує розумову систему, більш-менш адекватну системі об'єктивної реальності. Системна і практична діяльність людини, призводить до того, що завдяки системності практики підвищується зростання знання і накопичення досвіду. Системність різноманітних видів надлишку і перетворення дійсності людиною є в кінцевому рахунку проявом загальної системності матерії та її властивостей.

Системне пізнання і перетворення річкового басейну допускає:

- Розгляд об'єкта діяльності (теоретичної і практичної) як системи, тобто як обмеженої множини взаємодіючих елементів.
- Визначення складу, структури й організації елементів і частин системи, виявлення головних зв'язків між ними.
- Виявлення зовнішніх зв'язків системи, виділення з них головних.
- Визначення функції системи та її ролі серед інших систем.
- Аналіз діалектики структури і функції системи.
- Виявлення на цій основі закономірностей і тенденцій розвитку системи.

Усіляке теоретичне дослідження потребує опрацювання системним аналізом об’єкта досліджень, у нашому випадку- це верхнє та середнє Подніпров’я, яке знаходиться в умовах антропогенних змін. Будь - яке природне або антропогенне утворення – це сукупність

взаємопов'язаних елементів. Світовий організм є нерозривним цілим та усі елементи Всесвіту гармонійно пов'язані між собою.

Сьогодні загальна теорія систем є наукою, яка вивчає поведінку систем, щоб виявити основні властивості цього складного процесу. Первинність цілого - це головний постулат теорії систем.

Учення про природні територіальні системи широко використовує напрацювання теорії систем та конкретизує їх відповідно до специфіки свого об'єкта дослідження. Такі положення як структура, зворотні процеси, поведінка, цільовий розвиток, зовнішнє керування та багато інших стало основою теорії географічних територіальних систем і отримали подальший розвиток. Теорія ПТС має власні особливості, а саме: наявність різноваріантного та різноінтенсивного антропогенного впливу, який призводить до появи широкого спектру антропогенної модифікації; наявність нестабільних у часі та просторі антропогенних утворень[1.68].

На підставі загальної теорії систем сформувався новий напрямок методології наукових та інженерних досліджень – системний підхід. Загалом системний підхід – це напрямок методології спеціально – наукового пізнання, в основі якого перебуває дослідження об'єктів як систем.

Методологічна специфіка системного підходу визначається тим, що він орієнтує дослідження на розкриття не тільки цілісності об'єкта досліджень та механізмів, а також на виявлення різних типів зв'язків складного об'єкта, зведення їх до єдиної теоретичної картини. Системний підхід досліджень дощового стоку – це не тільки найважливіший методологічний інструмент у справі наукового пізнання цілого у природі, це – інструмент пізнання станів, у тому числі і деструктивних.

Головною вимогою системного пізнання стало завдання розробки нових методів дослідження у вченні про географічні об'єкти, які отримали змогу тісніше спілкуватись із іншими науками на основі загальної термінології і це спричинило проникненню до географії та ландшафтознавства уявлень і методів, розроблених у математиці, фізиці та біології. Вони отримали детальну схему пізнання геосистем

із урахуванням наявності у них елементів, які характеризуються ієрархічністю (ПТК різних рангів – від фації до ландшафтної оболонки, а також взаємозв'язків між цими елементами та між геосистемами, у цілому) [1.66].

Особливу роль відіграв системний підхід у дослідженні дощового стоку, тобто взаємозв'язків між їхніми елементами та окремими геосистемами та середовищем, у якому вона перебуває. Використання системного підходу прискорило розуміння географами тієї обставини, що антропогенний вплив здатен призвести до утворення нових територіальних утворень – природно – антропогенних та геотехнічних систем. Основні складові системного підходу - це дослідження закономірностей з'єднання елементів у систему; вивчення функцій системи та її складових; дослідження генезу системи. Системний підхід у формуванні дощового стоку означає урахування усіх взаємозв'язків вивчення окремих структурних частин, виявлення ролі кожного із них у загальному процесі функціонування системи та навпаки, виявлення впливу системи у цілому на окремі її елементи [1.68].

Наявність у географії та наближених до неї традиційних підходів сприяли швидкій адаптації системного підходу до географічних напрямків. Досить важливим у дослідженні дощового стоку, щоб ліквідувати однобокість є ентропія – це інформація, якої не вистачає для характеристики стану системи. Ентропія – одна із нерозгаданих характеристик ПТС, при цьому, її як такої у ПТС не існує, вона є у вигляді енергії, яка не може бути перетворена на роботу [1.66]. Вважають, що основна кількість такої енергії нагромаджується у грунті, який при формуванні дощового стоку відіграє велику роль.

Ентропія – показник, який свідчить про незворотність процесів та станів у системі. Вона має значну кількість проявів у вигляді ефекту її варіативності. Чим значніший показник ентропії, тим менш стійка система у просторі та часі. Відмічене є фактором типу і стану грунту, його розташуванням у басейні річки, використанням та ін. Все це залежить, головним чином, як від природи, так і від людини, яка визначає антропогенний фактор (розораність, сільгоспвикористання,

вирубка лісів, чагарників, будівництво каналів та доріг тощо). До територіальних, проте особливих, відноситься конструктивно – геолого –географічна ентропія як функція стану басейну річок верхнього та середнього Подніпров'я.

Ентропія, включно, повинна враховуватися у будь – яких дослідженнях природних систем або за їхнього функціонального аналізу тому, що поведінку будь – якої системи неможливо передбачити. Ентропія – це міра множини тих станів систем, про які система повинна забути, а інформація, навпаки, пам'ятати [1.68]. Ентропійні властивості у басейнах річок та при формуванні дощового стоку описуються багатогранністю та різноманіттям проявів. Перш за все, це реалізується у просторі та часі. Чим менша ентропія, тим більше здатна інерційна система до зовнішнього впливу.

Так чим більше нагромаджено ентропії у структурних складових процесу формування паводків, тим до більшої кількості видів здатен перейти процес у своєму розвитку. Таким чином існують два внутрішньосистемні ентропійні процеси : накопичення та перерозподіл ентропії між структурними складовими. При цьому нерівномірність накопичення ентропії між складовими процесу формування стоку сприяє зростанню їхньої просторово –часової диференційованості, що викликає стійкий стан процесу.

Особливістю є те, що у ПТС, а, значить, у басейнах річок існує закономірність, що ентропія, при цьому, завжди вища, ніж у інших структурно –функціональних складових і у подальшому це розходження має зростати. Таким чином, системно - ентропійний підхід дослідження дощового стоку повинен здійснювати у басейні річки організаційну роль. У природі постійно виникають процеси, у яких ентропія не тільки не зростає, але і локально зменшується. Науковий факт узгодженості системно - ентропійного підходу свідчить, що системно - ентропійне явище у басейнах річок при формуванні дощового стоку виконують чіткі, тільки їм притаманні функції, взаємозалежності і належать до сукупності організаційно – формувальних механізмів [1.66].

2.2. Часовий аспект

При формуванні дощового стоку, окрім просторового аспекту, особливу роль відіграє часовий аспект, який виступає у ролі випадіння опадів, що є одним із головних факторів у процесі виникнення та проходження паводків. Час – це тривалість, а також проміжок часу, упродовж якого щось відбувається. Простір та час не тільки взаємопронизують один одного, а саме час надає простору спрямованої мінливості. У часі зникає усе, зникає безслідно, у цьому і справжня сутність часу (Молчанов, 1990).

До просторово-часових атрибутів належать: протяжність, тривалість, послідовність, розмірність. До сьогодення нікому не вдалось визначити чіткого визначення часу, проте ясно, що він є лічильником змін. Наявність у просторі та часі єдиного змісту пояснює неможливість їх існування, абсолютно незалежно один від одного.

2.2.1. Час у теорії конструктивної географії

У конструктивно – географічних дослідженнях час має не одну інтерпретацію, де головною є необхідність побудови генетичної концепції процесу формування дощових витрат води в умовах антропогенних змін. Відмічене дає змогу максимально виявити просторово – часові відмінності у басейнах річок. Тому побудова конструктивно – географічної теорії із позиції часу – простору має формуватись на дослідженні часу у географічних системах; використанні складових часу, що дають можливість здійснити уявлення про темпоральні залежності мінливості конструктивно – географічних систем.

Гетнер, досліджуючи зміни географічних явищ у часі, розробив географічну класифікацію часових поясів, які він поділив на два класи: часові коливання (приплив та відплив, погодні явища тощо); прогресивні зміни (геоморфологічні процеси, кліматичні зміни).

Якщо ми розглядаємо зміну ПТК як конструктивно – географічне явище, у якому змінюється поверхня, за рахунок сільгоспвикористання, будуються дороги, канали, населенні пункти, тобто притаманна мінливість у часі, то це все сприяє і зміні процесу формування дощового стоку.

Конструктивна географія використовує не один вид часу, особливо ті, які характеризують географічні явища, об'єкти тощо. Час часто використовується при зміні географічних явищ. Широко використовується поняття від особливого, при опису ландшафтів, грунту, рельєфу. Усе це необхідно знати при географічних дослідженнях та у історико –географічному аналізі [1.66].

У природних територіальних системах використовують внутрішній та зовнішній час. Наприклад, із конструктивно – географічного погляду при формуванні дощового стоку внутрішній час – це формування злив, а зовнішній час – схиловий та русловий процес дощового стоку.

ПТС описуються внутрішнім часом, який проявляється у певній послідовності змін та станів, які відбуваються не постійно. Для зовнішнього часу характерна ритмічність природних процесів. У цьому разі час набуває зворотність, унаслідок циклічності природних процесів.

Найпоширеніша шкала фаз розвитку притаманна для внутрішнього часу, коли кожний факт, кожна фаза явища має своє значення одиниці часу. Часто при характеристиці географічних процесів використовують шкалу станів відносного часу ПТС (зародження, юність, зрілість, старість). Тут час незворотний, це можна віднести і до процесу формування паводків. Відносний час природного басейну річки – це послідовна зміна розвитку об'єкта та явищ, які у ньому відбуваються і у яких відбувається своя цілісність. У басейні річки час помітно змінив свою природу, завдяки антропогенному впливу. Час у системі не плине, допоки перебуває в одному відповідному стані.

У просторовому переході від одного стану басейну річки до другого відбувається значна кількість подій і час, нібито, змінюється, скорочується до тих пір, доки система не перейде до нового стану. Відмічене повторюється упродовж усього існування природно – антропогенної системи.

Окрім видового, часового різноманіття з конструктивно – географічного підходу у природних системах існують два

інтегрованих види часу: індивідуальний та універсальний. Індивідуальний - це часові відношення між подіями, що відбуваються у цій системі (Санько, 2003). Універсальний час використовується для порівняння часових відношень процесів в окремих системах та між ними. Наприклад, була природна система, її змінила людина, то ж для їх порівняння використовується універсальний час.

Серед видового різноманіття часу, який використовується під час конструктивно – географічних досліджень дощового стоку належить: функціональний час, динамічний та еволюційний час і час буфіркаційних мінливостей, які розглянемо нижче.

2.2.2. Час як чинник мінливості параметрів дощового стоку

Індивідуальність закономірностей часової організації параметрів дощового стоку переконливо розкриває відома часова аксиома - все, що ми спостерігаємо у сучасному дослідженні є наслідком розвитку того фрагмента матеріального світу, який вивчаємо. Часова причинна теорія наголошує, що відносність впроваджує корінні відмінності між часовим рядом генетично незв'язаних подій (які зворотні). У географічних системах, навіть не зв'язані події, які не чергуються у часі, реально незворотні. Згідно законів природних систем у вигляді сукупності тверджень, які визначають просторові властивості будь якого часового січення, що утворено у просторі тим самим об'єктом дає можливість визначати або передбачати наступні, за існуючим станом, басейнів річок, використовують тренди змін та знання напрямку. Відмічене підтверджує наявність існуючих закономірностей у зміні подій.

В.М.Солнцевим запропоновані постулати, що відображають основні риси організації географічних процесів дощового стоку у часі: коливальний характер параметрів дощового стоку; внутрішня їх різноманітність; відсутність цілковитої періодичності географічних явищ; цілковито періодичний характер будь яких впливів географічних явищ різного роду; зовнішні періодичні інсоляційні та гравітаційні впливи.

Відмічене вище розкриває основні риси організованості географічних явищ у часі (формування опадів, їх випадання,

поглинання води, схилове та руслове добігання тощо) та сукупно узагальнені у даному факті ролі часу. Результат змін станів складових процесу формування дощового стоку визначається, у першу чергу, в часових аспектах. Із періоду існування басейну річки тенденція у зміні його стану стає системоформувальним чинником. Таким чином, кожна просторова комбінація географічних об'єктів володіє, окрім усього, власними властивостями у часі. Знаємо, що категорія часу існує, проте неможливо встановити його межі, тому і неможливо дати йому точне визначення (Гумельов, 2006) тому, що час – це процес урівноваження енергетичних потенціалів.

Час дійсно є чинником мінливості параметрів дощового стоку. Зокрема, без дощу один процес формування стоку, коли проходить час- формуються хмари, випадає дощ, зовсім по іншому здійснюється процес формування дощового стоку, тобто, більша кількість параметрів приймає участь у його формуванні.

Просторово – часові параметри дощового стоку, які формуються природними системами і які є залежними на цьому стані, виступають на іншому стані систем уже факторами, що визначають характер процесів. Рух продовжує простір та час. Неіманентна властивість часу – це його незворотність, яка існує доки не відбуваються зворотні дії генеруючого потоку. На кожному просторовому рівні можна вибрати часи за умови, щоб вони відповідали даному рівню. Використання різних часових видів потребує застосування при аналізі просторово – часової організації природних територіальних систем, які є основою процесу формування дощового стоку. Усі явища та рухи можуть прискорюватись або гальмуватись, а плин абсолютного часу не може змінюватись.

Конструктивно – географічний та інші відповідні часи відображають піраміду власного часу відбудовану у природних відповідних ієрархіях. Географічний час, за словами В.П.Войтенка, не перебудова до споруди геосистеми, а сама споруда. Розглядаючи час як чинник мінливостей параметрів дощового стоку можна відмітити, що він є батьком, а простір -матір'ю, у даному випадку,

Часто у реальних дослідженнях користуються субституційним часом, що дає можливість заміни реального часу на якусь інформацію, а, інколи, як кількісний замінник у системі елементів. Відмічене дозволяє оперувати часовими показниками, щоб оптимізувати природні системи.

Кількість перетворень у межах річкових басейнів пов'язують із інформаційними процесами, а, відповідно, із ентропійним часом. Його усе частіше стали використовувати при аналізі мінливості самої природної системи. Ентропійний час це час в межах якого здійснюється перетворення річкового басейну, завдяки формуванню в ньому дощового стоку викликаному інформаційними процесами.

Ентропія та інформація мають деяке співвідношення, тому аналізуючи еволюцію природних систем до квазірівноваги або стаціонарного стану, використавши ентропійний час, можна додатково отримати дані про взаємодію із довкіллям. Ентропійний час тісно пов'язаний із структурним часом. Системний час має якісний характер, а структурний та ентропійний часи задають як послідовність станів, так і кількісні параметри системи. Конструкція часу має слугувати одним із суттєвих компонентів побудови динамічної теорії стосовно будь – яких природних систем.

Просторово – часовий опис мінливості параметрів дощового стоку та класичний закон причинності - це взаємододаткові риси фізичних процесів, що виключають один одного. Включення індивідуальної сукупності часів для усякої природної системи розпочинається у момент її виникнення. Виникнення таких часів контролюється властивостями навколишнього функціонального середовища басейнів річок [2.25].

Існують зв'язки між станами природних систем та часовими характеристиками. Для співвідношення простору та часу доведена рівність середніх часових та просторових змін, що дає змогу замінити одне іншим. Відмічене становить основу для побудови ергодичної системи, відповідно до якої можуть утворюватись різні типи рельєфу (яр, балка, долина; просторово-часові типи клімату тощо), що повинно

враховуватись, а у нас враховується у процесі формування паводкового стоку та його розрахункових залежностях.

2.2.3. Внутрішній час розвитку дощового стоку

У природних територіальних системах, до яких відноситься басейн річки, розглядають внутрішній час, який спостерігається у певній послідовності змін етапів, які проходять аритмічно, нерегулярно, це відноситься, у першу чергу, до опадів, які формують дощові паводки. Внутрішній час сприяє зміні ландшафтів як у результаті природної еволюції, так і під впливом людської діяльності.

У сучасних умовах посилюється сільськогосподарське використання земель, відбувається ганебна вирубка лісів, розорювання схилів, осушення лук та боліт, що веде до порушення балансового співвідношення площі ріллі та екостабілізуючих угідь, а саме: лісових масивів, боліт, пасовищ тощо. Таким чином, прогресуючий антропогенний вплив на довкілля знизив природну здатність територій до продуктивного функціонування. При цьому, відмічені зміни як у просторі, так і при внутрішньому часі нарощувались із року у рік, при різних їх темпах у залежності від факторів (положення ландшафту, його типу та генезису, особливостей землекористування та ін.). Визначення, опис та врахування таких змін у внутрішньому часі, що сприяє зміні, а, деколи, розвитку дощового стоку, є актуальним для оптимізації природокористування.

Верхнє та середнє Подніпров’я у часі зазнало трансформування, що вплинуло на процес формування опадів, зміну гідрографії місцевості, водно – фізичні властивості грунтів та їх водно – повітряний режим, схилове та руслове добігання дощових вод тощо. У відміченому особливу роль відіграє внутрішній час як фактор зміни дощового стоку.

Поняття внутрішнього часу у конструктивній географії являє собою інтервал, на протязі якого певна властивість чи процес басейну річки, а, особливо, дощовий стік, виявляють свої основні особливості. Зв’язок внутрішнього часу із інтенсивністю розвитку дощового стоку у басейні річки розкриває науковий факт взаємозв’язку внутрішнього, який, у даному випадку, є характерним часом і швидкістю

проходження явищ. Чим більша протяжність внутрішнього часу, тим менша швидкість.

У всіх природних системах, до яких відносяться басейни річок, існує феномен часової мінливості сукупних складових елементів, які, згідно із С.В.Майєном, називають метаболічним часом природних систем, який поєднується із внутрішнім часом. Відмічене відносять до основних процесів природних систем. Цей принцип спостерігається у мінливості характеристик на виході із природної системи, це - паводковий або повеневий стік, фітопродуктивність лік, озер, боліт, лісів, які перевищують мінливість характеристик на вході. Це радіаційний баланс, температура грунту та повітря, сума атмосферних опадів тощо. Мінливість продуктивності у часі пов'язана із різного роду рівнем геокомплексу, а мінливість інтегральних характеристик існування геокомплексів зменшується від фації до ландшафту (Дьяконов, 1997). Поняття мінливості визначається метаболічним часом, який розглядається та існує у сукупності із внутрішнім часом. Відмічене повинно мати метаболічні риси, або властивості, що описують об'єкт, або індивідуальне утворення.

Метаболізм від грецького означає – зміна і може бути описаний як колообіг речовин та енергії у межах басейну річки; обмін енергією та речовиною між довкіллям та природною і антропогенною системою; обмін інформацією геосистеми із довкіллям, або його окремих частин між собою; перетворення матерії та енергії у природних системах; колообіг енергією та речовиною в антропогенному модифікованому середовищі [1.66].

Таким чином, у загальному, метаболізм - це колообіг між цілісними утвореннями та структурними складовими і компонентами у межах систем. Тривалість метаболізму залежить від особливостей метаболічного циклу. Метаболічні зміни можуть відбуватися через певні проміжки часу.

Внутрішньосистемний метаболічний час визначає тривалість колообігу речовин, енергії та інформації між структурними та компонентними складовими територіальних систем (басейнів річок). Таким чином, внутрішній час дійсно сприяє розвитку дощового стоку,

а добігання хвилі паводку описується методом ізохрон, про що детально буде відмічено нижче.

2.2.4. Функціональний час дощового стоку

Функціональний час у дощовому стоці грає дуже важливу роль, так як він вступає у свою роль після піку дощу, коли паводок набирає сили. Взагалі, із конструктивно –географічного підходу функція – це властивість системи басейну річки паводку чинити якісь перетворення, наприклад, руйнувати забудовані заплави, споруди на річці тощо.

Для здійснення відміченого елементи дощового стоку, схиловий та русловий стік, хвиля паводку та ін. здійснюють рух, створюючи взаємодію складових дощового стоку із навколишнім середовищем, що приводить до руйнування довкілля та зменшення рівноваги. При цьому функціональний час характеризує тривалість упродовж якої система виконує такий рух. Узагалі, всі відомі концептуальні часи є умовними, придуманими людиною. Вони не адекватно відображають об'єктивно – реальний функціональний час, який утворюється у результаті послідовної зміни якісно нових станів різних об'єктів, у даному разі, які знаходяться у межах річкового басейну [2.35].

Дощовий стік при функціональному часі створює такі процеси, які не залежать від волі людини, його свідомості. Час не містить у собі нічого, що мало б інше джерело. В об'єктивній дійсності час є функцією процесу, що його утворює. Функціональний час утворюється при послідовній зміні якісно нових станів, він необхідний для виявлення раніше не відомих тимчасових закономірностей та їх використання людиною у її практичній діяльності. Функціональний час не оборотний, не повернувся б назад, навіть, при протіканні матеріальних процесів назад. Функціональний час не може не сповільнуватися ні прискорюватися. Прискорюватися або сповільнюватися можуть ті процеси, які утворюють час, а не сам час.

Функціональний час проходить не від неіснуючого минулого через сьогодення до неіснуючого майбутнього, а від утворення якогось об'єкта та змінюваного його стану до подальшого утвореного ним же. Функціональний час найбільш використовуваний у загальній зміні

території у басейні рік, то згідно із градацією функціональних часів виділяють системно – цілісний, структурний, процесний та елементарний його форми.

Системно –цілісний функціональний стан характеризує існування басейну річки та особливо процес формування дощового стоку, унаслідок яких вони можуть повернутись до квазіпопереднього стану. Тривалість цього стану залежить від опадів, їх інтенсивності, протяжності та охоплення території, при цьому може складати від кількох годин до кількох днів.

Структурний функціональний час охарактеризовує функціональний стан якого басейну річки, або його частку. При цьому відмітимо, що частки одного і того ж басейну річки можуть відрізнятись ландшафтом, сільгоспвикористанням, залісністю, грунтами, нахилом тощо. Цей час має меншу тривалість за попередній та змінюється у процесі дощового стоку від хвилин до декілька годин.

Елементарний функціональний час характеризується протяжністю періоду існування системи (басейну річки) на протязі якого тут відбуваються відповідні тільки функціональні зміни [1.66]. Ця тривалість коротка (набігання хмари дощу, або короткочасний дощ). Як відмічалось функціональний час у такому вигляді не зворотний, хоча аналогічна хмара дощу може повторитись, проте буде інша інтенсивність, протяжність тощо. У зв’язку із чим особливим наслідком відміченого є невпинне накопичення ентропії у басейні річки, або на її ділянці – це результат функціонального часу.

Річкові системи та формуючий у них дощовий стік відрізняються значною кількістю автономно мінливих компонентів та ін. При цьому, вони описуються не одним функціональним часом, які взаємопов’язані. Відмічене характеризується чіткою еморджентністю та чітко відображає специфіку функціонального часу формування дощового стоку із його конструктивно – географічними особливостями.

2.2.5. Динамічний та еволюційний час у розвитку дощового стоку

У процесі формування і розвитку дощовий стік проходить динамічний та еволюційні часи. Динамічну організацію річкових басейнових систем об'єднує сукупність динамічних рівнів організації басейну річки, які характеризують її як цілісне утворення [1.68]. Люба річкова система включає відповідний набір динамічного часу, який з'єднаний із динамікою її окремих компонентів і з еморджентною динамікою усього річкового басейну. Усі вони об'єднані загальними принципами організації та їхніми динамічними особливостями.

Річкова система, розвиваючись, особливо при формуванні дощового стоку, проходить етапи перебудови, виразні зміни при яких відбувається перегрупування сил, перебудова рівноваги. Відмічене викликає тимчасові переважання однієї із сил, яка призводить до перегрупування, що знищує попередні структури, а у подальшому, спостерігається гармонізація, яка сприяє поновленню рівноваги, але у іншому стані. Любе поєднання або перетворення складових річкового басейну здійснюється через ланцюгові зв'язки. Утворення ланцюгових зв'язків, при формуванні дощового стоку, відбувається шляхом входження проміжних комплексів між ланцюговими складовими. Люба подія може розглядатись як знищення рухомої рівноваги. Збереження є результатом того, що кожна зміна складових поверхні басейну та його русла вирівнюються іншою протилежною, що є результатом рівноваг змін. Організацією рівноваг розглядають у статиці як упорядкований стан цілого, а у динаміці як процес упорядкування.

Формування організаційних процесів, згідно із загальними правилами, які, надзвичайно, різноманітні і упорядковані супроводжується наявністю певної невпорядкованості. У цьому разі динамічна організація отримує просторово - часову стійкість.

Динамічний час у розвитку дощового стоку повинен розглядатись із конструктивно – географічної точки зори із метою розробки та обгрунтування раціональних засобів, що будуються на позиції існування різних структур аби вони були оптимальними.

Відмічене будується на таких принципах структуризації: відповідність цільової орієнтації організації, основу якої становить її програма; пріоритет відповідних функцій, що забезпечуються відповідною структурою; пріоритет об'єкта над суб'єктом; мінімізація структурної складності.

Узагалі, динамічний час – це форма динамічного існування басейну річки та формування на ній дощового стоку, який є процесом, що становить сукупність цілеспрямованих та послідовних рухів. Ото ж усі процеси, які пов'язані із дощовим стоком беруть участь у загальній динамічній організації річкової системи. Процес дощового стоку та його наслідки бувають закономірні і випадкові, керовані та не керовані, регулярні і епізодичні, безперевні та дискретні, спостережувані та латентні. У процесі аналізу динамічної організації формування дощового стоку аналізують його статистичні зрізи, тобто статистичні стани. При цьому виділяють об'єктивні ознаки розвитку дощового стоку: цільова спрямованість, що відповідає життєвим потребам; керування процесом із врахуванням можливих відповідних рішень

Інваріантні зміни територіальних систем від розвитку дощового стоку - це етапи еволюційного процесу. Упродовж еволюції річкові басейни були представлені множинами змінних станів, кожний із яких можна розглядати як відповідне перетворення, яке на певній стадії еволюції залишається незмінним. Збільшення у річковій системі різноманіття, яке характеризує певну стадію розвитку системи є межами еволюційного часу. Тоді еволюційний час - це часовий інтервал між початком та закінченням певного еволюційного стану території басейну річки.

Протяжність існування ландшафтів річкового басейну складається із сукупності еволюційних часів, кожен із яких має індивідуальну тривалість та залежить від стану і властивостей довкілля. Повний еволюційний час як часовий інтервал являє собою протяжність між початком зародження дощового стоку та кінцем його трансформації. Теж саме можна сказати і про наслідки від формування дощового стоку. Еволюційний час має системогенетичні залежності

так, як наявність закону розвитку процесів виникнення і зникнення дощового стоку – це системогенез.

Узагалі, еволюційний час у басейнах річок формується в умовах особливостей самої території річкового басейну та її довкіллям, тому його можна вважати системоформувальним часом. Загальні закономірності еволюційного часу у річкових системах можна поділити на: еволюційний час, спрямований на розвиток дощового стоку та появи нових його стадій, які викликають зміни у річкових системах, а не на повторення уже минулих; еволюційний час односпрямований, тому еволюційні стадії, які уже існували, повторюватися під час еволюції не можуть; під час еволюційного часу у річкових басейнах спостерігається спрямована структурність через поступові зміни; еволюційний час характеризується певною тривалістю, яка обумовлена навколишнім середовищем та процесом дощового стоку; кожний новий еволюційний час пов'язаний із попереднім, тому його властивості є основою для наступних стадій. Поєднанні дощових опадів з наслідками їх впливу на територіальні системи у ракурсі динамічного й еволюційного часів е основою в розгляді процесу формування дощового стоку.

2.2.6. Час біфуркаційних мінливостей у розвитку дощового стоку

Особлива роль при формуванні дощового стоку, слід замітити, належить біфуркації, яка визначає його розвиток. Біфуркація — зміна якісної поведінки річкової системи при розвитку дощового стоку що викликає зміни її параметрів (поверхні басейна, русла, тощо). Біфуркація дає нагоду прогнозувати можливу поведінку річкової системи при формуванні і розвитку на неі дощового стоку , для цього треба знати горизонт цього прогнозу і правильно оцінювати поточний стан формування дощового стоку. Біфуркація – це розгалуження.

Біфуркація (від лат. *Bifurcus* — роздвоєння)— це теорія, яка вивчає зміни якісної картини розбиття фазового простору в залежності від зміни одного чи кількох параметрів басейну річки та розвитку на ньому дощового стоку.

Якщо при значенні параметрів, досить близьких до цього, зберігається якісна картина розбиття фазового простору на траєкторії, то така система називається грубою. У іншому випадку, якщо такої області не існує, то система називається негрубою.

Таким чином у просторі параметрів виникають області грубих складових систем, або сладових розвитку дощового стоку який є основою зміни поверхні річкового басейну, що складаються із негрубих систем. Біфуркація дає можливість визначити залежність якісної картини за безперервної зміни параметра на всій території поверхні басейну річки, яка є фундаметом формування паводку. Схема, за якою відбувається зміна якісної картини називається біфуркаційною діаграмою [1.68].

Основні методи теорії біфуркацій — це методи теорії збурень. Зокрема, застосовується метод малого параметру (Понтрягіна). Проходження параметра через біфуркаційні значення, як правило, супроводжується зміною властивостей стійкості рівноваги. Біфуркації рівноваги можуть супроводжуватися народженням періодичних та інших, складніших рухів.

Коли зміни параметрів у розвитку дощового стоку під впливом зовнішніх або внутрішніх флуктуацій перевищують її адаптаційні можливості, настає стан нестійкості (точка біфуркації), переломний для розвитку паводку момент. Нестійкість часто виникає у відповідь на введення у формування дощового стоку нового компонента. Параметр, зміна якого приводить до біфуркації називається критичним параметром (біфуркаційним параметром), а значення цього параметра, при якому проходить біфуркація, називається критичним значенням.

У точці біфуркації нестійкість підсилюється через те, що в системах або при розвитку дощового стоку завжди присутні флуктуації, які гасяться у стійкому стані. Але у результаті нелінійних процесів, які виводять параметри системи, або формування паводку за критичні значення, такі флуктуації підсилюються і можуть спричинити стрибкоподібний перехід до нового стійкого стану із

меншою ентропією, після чого цикл «плавний розвиток—стрибок», «еволюція—революція», «стійкість-нестійкість» повторюється.

Точка біфуркації з якої усі виходячі рішення стійки, називається точкою притягнення (або аттрактором). Послідовність біфуркації яка викликає зміну властивостей системи називається сценарієм.

Введення нової категорії «простір-час» як єдиної форми координації явищ можливе тільки при біфуреації. Тобто дане визначення є невід'ємною складовою поняття розвитку дощового стоку.

3. Аналіз та оцінка сучасних методів розрахунку дощового стоку

В даний час є значна кількість формул і методів розрахунку дощового стоку, що пояснюється практичною важливістю даної проблеми.

Історія розвитку розрахунків максимальних зливових витрат має більш ніж восьмидесятилітню давність, серед розрахункових залежностей широку популярність здобули формули Г.А. Алексєєва, А.М. Бефані, Е.В. Болдакова, В.Д.Бикова, П.Ф. Вишневського, Я.О. Мольчака, А.В.Огієвського, М.Н. Протод'яконова, М.М.Чегодаєва, та ін.

Практичне застосування зазначених залежностей різнобічно. Наприклад, формули А.М. Бефані застосовані для обчислення паводкового стоку півдня України, так як тільки для нього розроблені їх розрахункові параметри. Формули ж Є.В. Болдакова і М.М. Чегодаєва застосовані для обмежених площ водозборів, а Д.І. Качеріна - мають тільки історичне значення і т.д. Найбільш придатними для практичних розрахунків дощового стоку на сучасному етапі є формули БНіП 2.01.14-83 [1.41].

Запропоновані різними авторами розрахункові залежності із визначення максимальних витрат дощових паводків побудовані на аналізі різних концепцій та теоретичних уявлень про формування зливових максимумів тільки у природних умовах, тому не враховують особливостей антропогенного впливу на довкілля. Для виявлення позитивних сторін і недоліків існуючих формул, із урахуванням

антропогенних умов, які використовуються у практиці будівельного і водогосподарського проєктування, виконаємо їх якісний аналіз. Існуючі формули для розрахунку максимального дощового стоку поділяються на такі групи.

1. Редукційні (емпіричні) формули, що зв'язують витрати із площею водозбору і представляють собою, у тій чи іншій мірі, спрощену схему генезису дощових максимумів.

2. Об'ємні формули, що представляють максимальний модуль стоку у залежності від обсягу або шару стоку, тривалості та форми паводку.

3. Формули сталої інтенсивності стоку, що зв'язують модуль стоку із граничною інтенсивністю дощу (без урахування втрат), середньої за час басейнового добігання.

4. Генетичні формули, отримані у результаті аналізу несталого руху води.

3.1. Редукційні (емпірічні формули)

3.1.1. Розрахунок дощового стоку за редукційною формулою

У вітчизняній практиці широке застосування отримали редукційні формули у яких максимальний модуль стоку виражений у вигляді зворотної степеневої функції, в залежності від величини водозбірної площі або часу добігання, а вплив інших факторів враховується поправочними коефіцієнтами.

Нормативним документом Держбуду БНіП 2.01.14-83 для розрахунку максимальної миттєвої витрати води дощових паводків, із урахуванням ряду умов, рекомендується формула Державного Гідрологічного інституту (ДГІ) для даної території із площами водозборів від 50 до 50000 км^{2,} [1.41,1.63], яка має вид:

$$Q_{P\%} = q_{200}\left(\frac{200}{A}\right)^{n} \delta\delta_2\delta_3\lambda_{P\%}A, \eta \ , \qquad (3.1)$$

де –q_{200} модуль максимально- миттєвої витрати води щорічної ймовірності перевищення P = 1% при δ= δ_2= δ_3=1, приведений до площі водозбору, що дорівнює 200 км^2, визначається інтерполяцією,

заснованої на сукупності даних спостережень сусідніх гідрологічно вивчених річок у досліджуваному регіоні; δ_1- коефіцієнт, що враховує вплив водосховищ, ставків і проточних озер; δ_2 - коефіцієнт, що враховує зниження максимальної витрати види із заболочених басейнів; δ_3- коефіцієнт, що характеризує зміну параметра q_{200} зі зміною середньої висоти водозбору у гірських районах, визначається за даними гідрологічно вивчених річок; $\lambda_{P\%}$ - коефіцієнт переходу від розходу води 1% - ної забезпеченості до інших; η - коефіцієнт редукції модуля максимальної миттєвої витрати води; А - площа водозбору.

Для антропогенних водозборів річок, навіть при достатній вивченості району у гідрометричному відношенні, формула 3.1. дає максимальні витрати, які значно відрізняються від фактичних, так як не враховують інтенсивності дощу і динаміки його випадання у часі і за площею; втрат паводкового стоку на басейні, а також ухилу та мікрорельєфу; порядку послідовності стікання та часу, протягом якого відбувається стікання надійшовших вод, а, головне - зміни режимоформуючих факторів стоку, у зв'язку із господарською діяльністю та ін. Тому редукційна формула може застосовуватися лише в обумовлених природних умовах для певних меж площ водозборів, абсолютно не володіючи необхідною точністю при вирішенні задач із розрахунку стоку з антропогенних територій, тому що не враховує умов його формування.

3.2. Об’ємні формули

3.2.1. Основні параметри об’ємної формули

У вітчизняній практиці широке застосування, при розрахунках паводкового стоку, отримала формула Г.А. Алексєєва [1.2, 2.2.]. В основу розрахункового методу покладена відома об’ємна формула і сталої інтенсивності стоку або фази повного стоку, яка ним прийнята у вигляді:

$$Q_{\max} = 16{,}17 H_{cp} \overline{\Psi}(\tau) A \varphi r, \qquad (3.2)$$

де - $H_{cp}\overline{\Psi}(\tau)A\varphi r$, максимальна інтенсивність опадів, середня за розрахункову тривалість τ; H_{cp} - добовий максимум опадів; $\overline{\Psi}(\tau)$ - ордината кривої редукції інтенсивності опадів; τ - басейновий час добігання; А - площа басейну; r - коефіцієнт, що враховує вплив озер та водосховищ; φ - коефіцієнт стоку, що дорівнює добутку трьох коефіцієнтів:

$$\varphi = \varphi_r \varphi_1 \varphi_2 , \qquad (3.3)$$

Тут φ_r- коефіцієнт стоку від найбільшого шару опадів за час добігання r;

$\varphi_1 \leq 1{,}0$ - коефіцієнт, що враховує нерівномірність опадів за площею басейну; $\varphi_2 \geq 1{,}0$ - коефіцієнт, що враховує регулюючий вплив басейну (схилів та руслової мережі).

Замість коефіцієнта стоку φ_r від шару опадів H_r Г.А. Алексєєв вводить у розрахунок сумарний коефіцієнт стоку:

$$\alpha = h / H_T , \qquad (3.4)$$

де h - шар паводкового стоку, H_T - шар паводкообразуючих опадів за час Т. Значення визначаються для кожного району на підставі графіків зв'язку $h = f(H_T)$, побудованих за даними спостережень стічних пунктів.

Недоліком формули (3.2.) є те, що прийняті рівнозабезпечені величини максимальної витрати та опадів, хоча коефіцієнт варіації зливових опадів значно відрізняється від коефіцієнта варіації максимальних витрат. Так як у природних умовах існує більша різноманітність грунтів, то визначення коефіцієнту стоку, за прийнятою градацією категорій грунтів, призводить до значної похибки. Незважаючи на це, формула Г.А.Алексєєва є достатньо обґрунтованою, проте параметрами формули не враховуються конструктивно-географічні особливості антропогенного впливу людини та всі ті зміни в умовах формування стоку, які відбуваються у басейні, у зв'язку із антропогенними перетвореннями, що призводить до значних похибок у визначенні величини паводкових витрат.

3.3.Формула сталої інтенсивності стоку

3.3.1. Перевага та недоліки формули сталої інтенсивності стоку

Для розрахунку максимальних витрат дощових паводків малих водотоків (БНіП 2.01.14-83) рекомендує для даної території єдину формулу сталої інтенсивності стоку, яка має вигляд [1.41.]:

$$Q_P = q_{1\%} \cdot \varphi \cdot H_{1\%} \cdot \delta \cdot \lambda_P \cdot A, \qquad (3.5)$$

де - $q_{1\%}$ максимальний модуль стоку 1% забезпеченості перевищення, виражений у частках від добутку $\varphi \cdot H_{1\%} \cdot$; при δ = 1, $q_{1\%}$ визначається в залежності від гідроморфометричної характеристики русла Φ_P, тривалості схилового добігання $\tau_{ск}$ та району; $H_{1\%}$- максимальний добовий шар опадів забезпеченістю 1%; λ_p- коефіцієнт переходу від забезпеченості 1% до іншого забезпечення; δ- коефіцієнт, що враховує зниження максимальної витрати води, зарегульованої проточними озерами; φ - збірний коефіцієнт паводкового стоку, який визначається окремо при наявності річки-аналога і при її відсутності.

Формула БНіП 2.01.14-83 для річок із площами водозборів до 50 км^2 у лісовій зоні і до 100 км^2 у інших зонах вигідно відрізняється від раніше розглянутих формул, так як схематично враховує окремі фактори, що характеризують природні умови формування дощового стоку. Вона є розвитком і синтезом існуючих, найбільш раціональних та фізично обґрунтованих методів розрахунку паводкового стоку. Однак, як показують перевірочні розрахунки, формула дає значне завищення величини максимальної витрати для струмків і дуже малих водотоків, так як не враховує тих змін у процесі формування паводкового стоку, які відбуваються, у зв'язку з інтенсивним сільськогосподарським використанням земель і антропогенним впливом.У межах північної частини України і Білорусі широке застосування при розрахунках дощового стоку отримала формула П.Ф. Вишневського [1.12], яка має вигляд:

$$Q_{\max} = 1{,}67 \cdot h_{\max} \cdot A \cdot \varphi \cdot \eta \cdot r \cdot r_1 \cdot K_1 \cdot \lambda, \qquad (3.6)$$

де А - площа водозбору річки; h_{max} - максимальна зливова водовіддача у мм/10 хв.; φ - коефіцієнт редукції модуля максимального зливового

стоку; η- коефіцієнт, що враховує вплив лісистості і заболоченості водозбору на максимальні витрати; r - коефіцієнт, що враховує вплив штучної зарегульованості максимальної витрати ставками і водосховищами; r_1-коефіцієнт обліку природного зарегулювання максимальної витрати широкими заболоченими заплавами; k_1-коефіцієнт, що характеризує неповноту і неодночасність зрошення зливовою хмарою всієї водозбірної площі; λ- коефіцієнт переходу від вихідної основної забезпеченості до заданої розрахункової.

Формула П.Ф.Вишневського враховує багато факторів максимального стоку і зручна у практичному відношенні. Коефіцієнт редукції різко реагує на зміну часу руслового добігання. У зв'язку із цим, невеликі помилки при визначенні часу добігання, можуть дати значні відхилення обчислених значень дощових максимумів від фактичних.

Звертає на себе увагу відсутність у формулі швидкості добігання показника шорсткості. Саме із цієї причини у формулу 3.5. вводиться коефіцієнт, який у деякій мірі компенсує уповільнений вплив заплави на переміщення води у річковому руслі. Формула абсолютно не враховує впливів антропогенних факторів, що робить її мало придатною при розрахунках паводкового стоку, особливо, якщо є у басейні осушувальні системи або інші антропогенні навантаження [1,41, 1,63]

3.4.Генетичні формули

3.4.1.Суть розрахунку дощового стоку за генетичною формулою

Найбільш прийнятні, із теоретичної точки зору, з урахуванням умов меліорації, є генетичні формули А.М. Бефані [1.5]. Запропоновані розрахункові формули дощового стоку застосовані для південної, степової та лісостепової зон України. Вони засновані на гідромеханічній теорії формування стоку. Явище формування зливового стоку розглядається як процес, який складається із водоутворення і стоку зі схилів, а також трансформації припливу зі схилів - руслового стоку. А.М. Бефані [1.5] виявлено кілька форм схилового стоку (повна, неповна, завершена і незавершена), з яких

основними типами руслового стоку для річок та струмків є наступні: швидкий, розвинений, уповільнений і багатотактний, які визначаються у залежності від співвідношення між тривалістю руслового добігання та періодом окремих фаз подачі води зі схилів. Швидкий тип стоку спостерігається, коли період добігання хвилі по руслу менше фази повного схилового припливу. Він характерний для площ водозборів менше 1км^2. Розвинений тип стоку спостерігається на водозборах із площами понад 1км^2 і має місце при часі руслового добігання менше періоду схилового припливу. Уповільнений тип стоку формується на малих річках при часі руслового добігання більше тривалості схилового припливу, але менше доби. Багатотактний тип стоку характерний для великих водозборів, де паводки формуються за рахунок накладення окремих тактів припливу зі схилів протягом декількох діб. Незважаючи на стрункість і чіткість теорії стоку, недоліком формул А.Н. Бефані є досить наближена та складна побудова карт ізоліній шару водоутворення. Складність запропонованих методик, у тому числі і [2.6] та неврахування змін у режимоформуючих факторах і параметрах формул, а також неврахування процесів, що відбуваються у зв'язку з осушенням та зволоженням земель й інших антропогенних змін.

Слід зазначити, що генетична теорія стоку відкриває можливість безперервного уточнення окремих компонентів формул шляхом постановки спеціальних спостережень та експериментів [2.6]. У межах Білорусі для визначення дощових паводків, стосовно розрахунку водоприймачів і каналів меліоративних систем, при площах водозборів менше 50км^2 , застосовується регіональна формула: [1.41]:

$$Q_{P\%} = q_{gn} \cdot F \cdot K_{P\%}, \qquad (3.7)$$

де -q_{gn} середній багаторічний модуль стоку дощових паводків визначається за емпіричною формулою залежно від ширини водозбору і середнього ухилу водотоку, густоти річкової мережі, озерності місцевості і заболоченості; F - площа водозбору; $K_{p\%}$ - модульний коефіцієнт розрахункової щорічної ймовірності перевищення. Формула (3.7) є теоретично необгрунтованою, так як включає у себе комплекс емпірично підібраних коефіцієнтів для певної території,

тому для малих водотоків, схильних до антропогенного впливу, дає значне відхилення розрахункової величини витрати від фактичної, так як не враховує гідрологічного режиму та гідрофізичних показників, які відбуваються, у зв'язку , наприклад, з осушенням грунтів тощо .

Загальним недоліком зазначених формул та методів розрахунку є те, що їх параметри не враховують як у прямому, так і у зворотньому вигляді тих змін у режимоформуючих факторах стоку, які відбуваються на водозборі, у зв'язку з антропогенним навантаженням земель: водно-повітряних та водно-фізичних властивостей грунтів, гідрографії місцевості, сільгоспосвоєння, водоспоживання сільськогосподарських культур, режиму ґрунтових вод, стану грунтів та інше, що істотно впливає на процес формування паводкового стоку. Таким чином, загальна невивченість процесу формування дощових паводків в умовах антропогенного навантаження і вельми обмежені натурні дані при великій практичній значущості їх і стали основною метою глибоких і детальних конструктивно-геграфічних досліджень режимоформуючих факторів стоку та їх багатофакторного географічного аналізу у різних умовах для комплексного вирішення гідролого-географічних та різних водогосподарських питань, з метою розвитку теоретичних і методичних положень з обліку у формуванні стоку мінливості властивостей ґрунтів, сільгоспвикористання, вологообігу зони аерації, РГВ та розчленованості місцевості різного виду мережею, у зв'язку з осушенням та зволоженням освоєнних земель, будівництвом автомобільних та інших доріг тощо. Це дозволить створити фізично обґрунтовані методи розрахунку дощових паводків з малих водозборів, врахувати конструктивно-географічні особливості формування дощового стоку в умовах інтенсивного антропогенного впливу, а також удосконалювати існуючі методи розрахунку.

4.Організованость дощового стоку

Організованість дощового стоку являє собою сукупність взаємопов’язаних структурних організаційних механізмів у межах певної території (річкового басейну). Сукупність системоутворюючих чинників (кліматичних, гідрологічних, географічних, геоекологічних

грунтознавчих тощо), що зумовлює організаційну цілісність організованості дощового стоку включає процес його виникнення в часі та просторі організаційної впорядкованості системної самостійності і структурованості.

Організованість являє собою сукупність внутрішніх законів, зв'язків і відношень, котрі визначають основні риси і тенденції розвитку системи зумовлені глибинними зв'язками і тенденціями організованості, що грунтуються на особливостях відповідних законів котрі викликають дощовий стік. Чинники формування структурної організованості річкових басейнів, як рушійна сила, умова, залежність, яка впливає на процеси, а отже, стани і структуру природних систем.

Мабуть найбільш відомим чинником формування структурної організованості територіальних утворень дощового стоку є їх цілісність, яка забезпечується навколишнім середовищем.

Щодо впливу місця розміщення системи на формування та підтримання її структурної організованості, то можна сказати, що вона характеризується головними ознаками місця: цілісністю простору, його стабільністю і впливом навколишнього середовища.

Щоб у будь якому територіальному утворенні виникла організаційна структура, це утворення повинне характеризуватися просторовою цілісністю, сформувати структурну цілісність, і таким чином окреслити цілісність організаційним зв'язкам, процесам і механізмам.

Стабільність простору, котрий займає певне територіальне утворення надзвичайно важливий організаційний чинник, оскільки без такої стабільності не може виникнути не лише структурна організованість, а і будь - яка диференційована функціональна індивідуальність.

Важливим чинником структуро-формування організованості дощового стоку є місце знаходження річкового басейну, яке залежать від відношення і зв'язків інших географічних об'єктів, характер та інтенсивність прояву яких залежить, переважно, від наступних груп факторів: відстані між об'єктами, ступеня сусідства і властивостей меж між ними і проміжкових просторів, місця на земній поверхні, де

трапляється певний вид рослин, або тварин, а також місця в межах ландшафтної сфери, де розміщена річкова система. Однорідна ділянка території річкового басейну, яка займає відповідне місце в поєднаному ряду місцезнаходжень, що поєднує геометричні й типологічні характеристики, які визначають як однорідність ділянки басейну, так і її місце в системі локальних просторових зв'язків, що є відображенням закономірної сукупності поєднань, що спрямовані на забезпечення річковому басейну індивідуальної стійкості.

Закономірна стійка сукупність зовнішніх відносин і зв'язків, залежить від місця перебування басейна, котрий забезпечує йому збереженість у просторі та часі. До організованості дощового стоку, в залежності від геопростору, як цілісного утворення, належать зміни, які вносить у ці залежності антропогенний чинник. Такі природні або антропогенно -модифіковані залежності є закономірним фоном, на якому розглядається формування дощового стоку. Тобто, це не хаотичний, а цілком спрямовано – закономірний процес [1.67].

Будь-яка річкова система є природною територіальною організованістю, характеризується індивідуальною організованістю, належить до екологічних утворень, що визначають його властивість взаємодіями із середовищем і таким чином підтримує себе у стані гармонійного розвитку. Екологічні чинники беруть участь у процесах від виникнення умов, наприклад, організованості дощового стоку, до їх просторового формування, стабілізації розвитку трансформації і зникнення.

Отже екологічна організованість річкового басейну і всі процеси формування дощового стоку належать до головного рушійного механізму життєдіяльності систем. При цьому, в ньому головну роль відіграє взаємодія із середовищем. Якщо розглянути екологічний вплив як функціональну цілісність, то вона просторово диференціюється за показниками інтенсивності опадів. Умови, які формують організованість дощового стоку поділяють на два великих класи – природні і природно – антропогенні. Природні умови трактують як сукупність явищ і об'єктів природи, котрі існують поза діяльністю людей; усі елементи природного середовища впливають на

життєдіяльність людського суспільства; до природних факторів, пов'язаних із природними елементами та компонентами, котрі впливають на життєдіяльність людей, можна віднести клімат, рельєф, водний режим тощо. Тобто природні умови – це сукупність явищ і об'єктів природи, котрі впливають на процес організованості дощового стоку та інші об'єкти і явища, а також властивості природи.

Розвиток організованості дощового стоку – це не хаотичний, а чисто закономірний процес, який не може відбуватися у будь-якому напрямі та будь з якою інтенсивністю, а здійснюється в природній сукупності просторово часової закономірності [1.67].

Принцип організованості дощового стоку проголошує, що одна із головних цілей його утворення- бути завжди готовим до програмованого якісного розвитку, що забезпечує реалізацію стану природних територіальних систем, які характеризуються комплексом природних відношень, спрямованих на стабілізацію обміну речовини, енергії та інформації, з метою збереження екологічної рівноваги природного середовища.

Сукупність розподілених по простору територіальної системи функціональних властивостей організованості факторів дощового стоку становить її загальну організаційну властивість.

Організованость паводкових витрат із водозборів, схильних до сучасних змін , відбувається у більш складних умовах, у порівнянні із природними, так як змінюється гідрологічний режим та гідрофізичні властивості підстилаючої поверхні, гідрографія місцевості, геоморфологія та інші фактори [1.41].

В сучасних умовах необхідний, окрім усього, облік ще й додаткових режимоутворюючих факторів, властивих тільки для сільского господарства чинників - РГВ і ступеня їх регулювання, а, значить, і часу вегетаційного періоду, водоспоживання сільгоспкультур, розташування та структури прокладки різного виду мережі, а також площі освоєння земель і терміну освоєння територій. У зв'язку із цим, необхідна розробка суворої конструктивно-географічно науково-обґрунтованої схеми організованості дощових

витрат в сучасних умовах для послідовності обліку режимоутворюючих факторів стоку, які необхідно досліджувати.

4.1. Схема організованості стоку

4.1.1. Організованость дощового стоку в природних умовах

Організованость дощового стоку відбувається у результаті стікання дощових вод із схилів та добігання їх по русловій мережі до останнього створу [1.6, 2.17]. Випавші опади на поверхню басейну стікають по ній у вигляді численних дрібних струмочків (струменів), які, у залежності від загального рельєфу місцевості, формуються у потоки, що наростають у міру наближення до основного русла. Частина опадів, які вбирає грунт, стікають по водоупору до основного русла вододжерела (річки) у вигляді ґрунтових вод, які у найбільш знижених ділянках рельєфу виходять на поверхню, зливаючись із поверхневими потоками, утворюючи початок річкового стоку. У зв'язку із зазначеним, організованость паводкового стоку поділяється на наступні складові види: схиловий, грунтовий та русловий стік.

Відокремлене становище, із конструктивно-географічної точки зору, занижує шар схилового стоку, так як він, головним чином, визначає втрати поверхневого стоку, які залежать від мікрорельєфу, механічного складу ґрунтів та сільгоспвикористання земель.

За водотоками, як правило, відбувається підсумовування обсягів схилового стоку без певних його втрат, тобто спостерігається трансформація припливу із схилів. Значить, схиловий стік є основним та найбільш важливою ланкою у формуванні стоку із антропогенних басейнів.

Однак, у результаті антропогенних змін , поверхневий стік з таких площ зазнає ряд змін, що відбуваються за рахунок будівництва та експлуатації, наприклад, меліоративних систем та їх впливу на навколишнє середовище [2.16, 1.58]. Осушувальні меліорації вимагають додаткового будівництва інженерних гідротехнічних споруд, які на малих водозборах істотно видозмінюють природний процес стоку, що призводить до трансформування стоку ГТС. Наприклад, будівництво нагорних каналів осушувальних систем

сприяє збільшенню часу схилового добігання, у порівнянні із русловим, яке відбувається у природних умовах, що, безумовно, позначається на процесі формування дощових витрат та його розрахунковій величині [1.58]. У цьому випадку завдання зводиться до визначення елементів стоку із схилів. У зв'язку з регулюванням ґрунтових вод на сільскогосподарських системах, останні визначають грунтовий стік. Розчищення річкової мережі, випрямлення і регулювання їх русел, викликані покращенням стану довкілля, змінюють умови руслового стоку, головним чином, за рахунок швидкостей руслового добігання.

Осушувальні меліорації та будівництво автомобільних доріг, сприяючи збільшенню розчленованості місцевості меліоративною та автодорожною мережкю різного порядку до 10-15 разів, змінюють схиловий стік, а освоєння осушених земель викликає зміну шорсткості схилів, а, значить, і зміну швидкостей схилового добігання і т.д., що відбивається на процесі організованості дощових витрат.

Будь-яка наука, займаючись питаннями дослідження природних явищ, включає ряд етапів: здійснення спостережень за явищами у природних умовах; створення основ наукових теорій, що встановлюють загальні закони і закономірності в усій їх динаміці та взаємозв'язку, включаючих у них факторів [1.65]. Це дозволяє розкрити властиві явищам протиріччя та всілякі перетворення, видозміни і т.д. Розвиток експериментальних досліджень для встановлення конкретних форм тих чи інших процесів стоку, відображаючи їх математично, дає можливість виявити особливості, що відбуваються при різних поєднаннях природних факторів, що відповідають тим чи іншим зонам або певним періодам у часі. Перш, ніж здійснити постановку комплексу експериментальних досліджень, спрямованих на розкриття процесу організованості стоку, необхідно мати теоретично обгрунтовані закони моделювання, а також чіткі уявлення про якісні зміни у явищах, що наступають при виникненні тих чи інших кількісних сполучень між його чинниками [1.48,1.47,1.48]. Рівною мірою спроба розробки схем, методик та теорія без попереднього накопичення даних спостережень, створюють

загальне уявлення про природу і характер явища, сприяла б тільки штучно надуманому і безпредметному теоретизуванню.

4.1.2. Організованость дощового стоку в антропогенних умовах

Велика кількість факторів стоку, певна суперечливість їх в антропогенних умовах, у порівнянні із природними, неповторність поєднання на малих басейнах, що виключає можливість дослідження ролі кожного із них окремо, роблять надзвичайно складним завдання прямого емпіричного узагальнення даних, у разі відсутності теоретичних уявлень як про саме явище, так і про математичну структуру залежності між його чинниками [2.9, 1.43, 1.45].

У будь-якому регіоні режим стоку із водозборів визначається фізико-географічними умовами: кліматом, рельєфом, розмірами басейнів, грунтово-геологічними особливостями, лісистістю, характером підземного живлення тощо [1.42, 1.72]. Дійсність організованості дощового стоку із басейнів залежить від чотирьох груп факторів: інтенсивності дощів та динаміки випадання їх у часі і за площею, що можуть формувати екологічні катастрофи, тобто від надходження води на водозбір; втрат опадів, що залежать, у свою чергу, від типу, вологості і стану грунтів, ухилу поверхонь та їх мікрорельєфу, режиму ґрунтових вод; періоду часу, протягом якого здійснюється процес стоку та рівня господарської діяльності людини, чого у певній мірі не враховують існуючі формули та методи розрахунку із визначення максимальних витрат дощових паводків, про що вже зазначалося [1.39]. На антропогенних землях складність процесу організованості дощового стоку, у порівнянні із природними умовами, пояснюється ще нерівномірністю природного формування ґрунтових вологозапасів у вегетаційний період на меліорованих землях, які обумовлюють циклічність роботи осушувально-зволожувальних систем, коли після дренування та відводу надлишкової води виникає потреба у додатковому зволоженні грунту [1.58]. Умови організованості дощового стоку, окрім того, у теоретичній схемі автор погоджується із виробничими операціями та заходами всього технологічного циклу, як на природних, так і на сільскогосподарських землях - передпосівної обробки грунту, посівом,

доглядом за посівами, збиранням врожаю, укосом трав, згодовуванням культурних пасовищ тощо. Зазначене дає можливість зробити висновок про те, що організованость дощового стоку в умовах антропогенних змін необхідно розглядати, окрім усього, у залежності від часу вегетаційного періоду, режиму ґрунтових вод, величини водоспоживання тощо, якому автор приділила особливу увагу [2.42].

Вищеописане відображено автором на розробленій нею блок-схемі організованості паводкового стоку в умовах антропогенних навантажень (рис. 4.1.), де процес руху паводкових вод визначено природними явищами, у вигляді ряду, змінюючих один одного у часі та просторі процесів, які взаємопов'язані, проте кожен із них має свою власну динаміку [2.46].

Основи теорії паводкового стоку в умовах антропогенних змін включають: трансформацію опадів та їх розподіл за територією; теоретичні та експериментальні дослідження втрат зливових вод на вбирання; питання теорії схилового стоку поводкових вод та водонакопичення; вологообіг зони аерації; теоретичні питання підземного стоку [2.49, 2.51].Особливу увагу, при розгляді зазначеного, приділено автором польовим експериментальним дослідженням всмоктування зливових вод методом штучного дощування майданчиків. Розробка теорії і методів розрахунку, що враховують всі основні конструктивно-географічні фактори стоку, відмічені на блок-схемі, зустрічає ряд труднощів, пов'язаних із складністю математичного виразу окремих із них, що вимагало проведення різноманітних експериментів та спостережень за факторами стоку [1.22]. Відомо, що стік із боліт, до і після освоєння, має ряд особливостей, які полягають у наступному: як правило, болота знаходяться у постійному перезволоженні, що сприяє збільшенню паводкового стоку від одного і того ж дощу, у порівнянні із тією ж ділянкою, однак в осушеному стані [1.3]. На осушених надмірно зволожених ділянках переважає підгрунтовий стік, надлишки якого за допомогою меліоративних каналів та дрен відводяться у водоприймач. Головним при освоєнні, що впливає на процес організованості паводкового стоку, є зміна водно-повітряного режиму та водно-

фізичних властивостей активного шару грунту [2.69]. Ось чому, природа стоку із надлишково-зволожених земель дуже специфічна і у результаті освоєння піддається корінним змінам, які гідролог - гідротехнік має передбачати та враховувати при водогосподарському проєктуванні і експлуатації освоєнних земель [2.26].

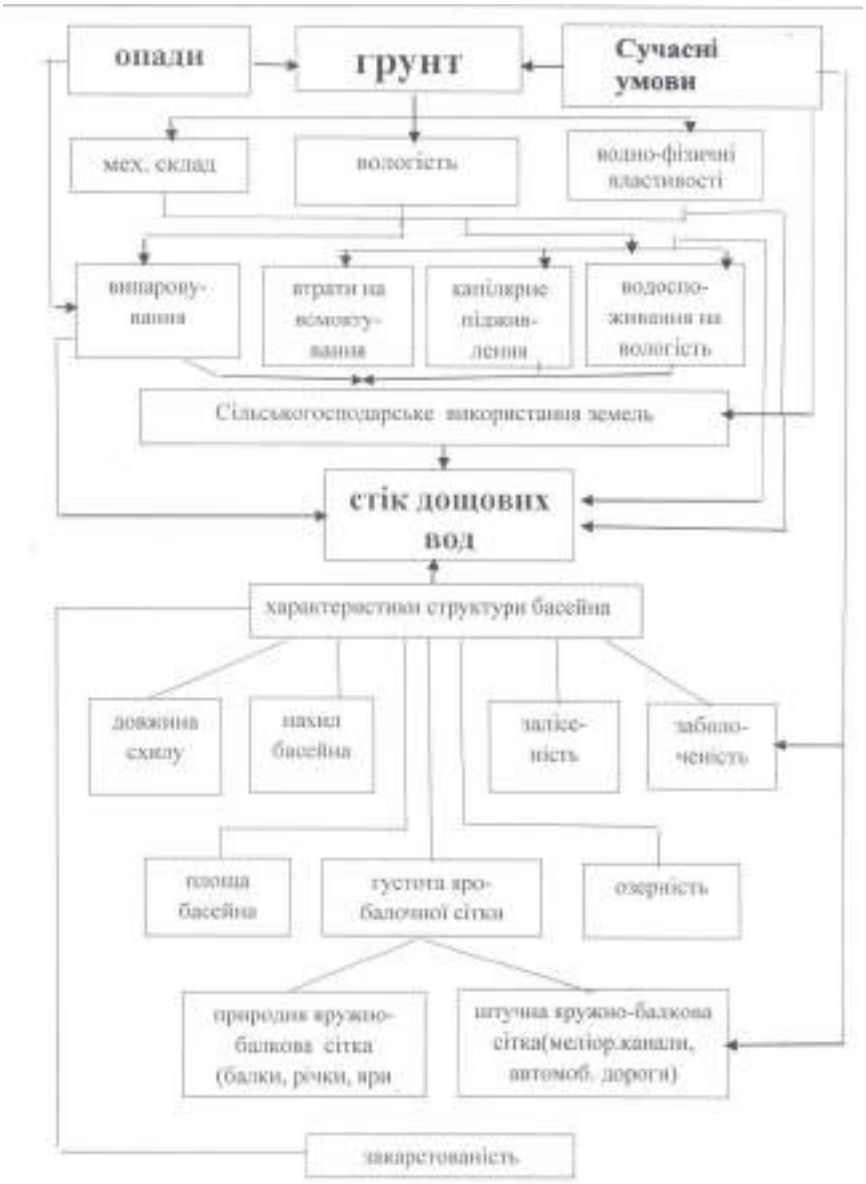


Рис.4.1. Блок–схема організованості дощового стоку в сучасних умовах

Для правильного проєктування антропогенно змінених територій для водогосподарських розрахунків, необхідно знати стік із природних і антропогенних схилів; стік із меліорованих ділянок; трансформацію

паводку на природніх і сільскогосподарських системах; стік на річках, струмках і т.д. до і після проведення різного роду робіт [1.21].

Окрім того, конструктивно-географічні розрахунки вимагають знання фізичної сутності елементів водного балансу території, вирішення питань визначень відстаней між поверхневими і підземними спорудами, встановлення оптимальних величин регулювання рівнів ґрунтових вод тощо [1.7]. При розгляді проблеми організованості паводкового стоку автором вирішені і ці питання. Ось чому теорії організованості та розрахунку поводкового стоку, в сучасних умовах, потребують доповнень, уточнень та окремих коригувань.

Штучна каналізація боліт здійснює вплив на стік двоїство. Освоєння боліт підвищує середню ємність затримання і тому знижує стік частою повторюваністю. Найбільші ж максимальні витрати на осушених територіях збільшують час добігання. Створення меліоративних каналів призводить до підвищення максимуму рідкісної повторюваності тільки при рівномірному освоєнні, якщо освоєна тільки нижня частина територій, то пік паводку знижується [2.63].

Таким чином, процес організованості паводкового стоку надзвичайно різноманітний, а на різних, іноді, досить обмежених територіях, існують свої специфічні особливості. Завданням досліджень стало кількісне відображення основних форм конструктивно-географічних і гідрологічних процесів на підставі спеціально поставлених експериментів у часовій межі, які найбільш характерні для зони верхнього і середнього Подніпровья та виразити висловлене конкретними формулами і розрахунковими залежностями [1.10].

Сток із антропогенно змінених територій, використовуючи розробки А.Н. Бефані [1.5] можна поділити на наступні основні види: 1. «Підвішений» поверхневий стік, що формується, як правило, при надлишку шару дощу над шаром всмоктування. 2. «Підпертий» поверхневий стік низовин, який утворюється при насиченні зони аерації через рясне випадання дощу та підйому рівнів ґрунтових вод.

3. «Контактний» стік формується у пухких поверхневих відкладеннях при контакті із водоупором.

Освоєння, що сприяє поліпшенню водно-повітряного режиму грунтів вимагає подвійного регулювання. Для цього, у залежності від стану та типу грунтів, необхідно підтримувати оптимальні величини ґрунтових вод протягом усього вегетаційного періоду [1.58, 1.60] (рис. 4.2).

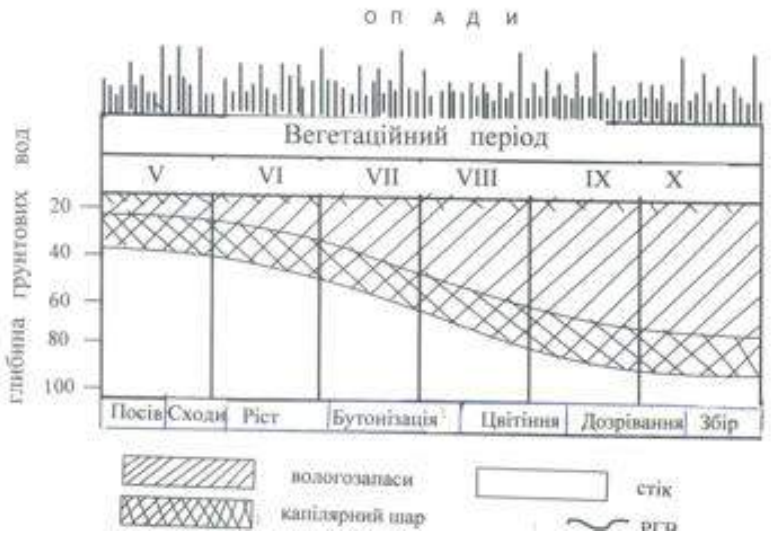


Рис.4.2. Схема визначення паводкового стоку в залежності від фаз розвитку рослин та режиму грунтових вод, з врахуванням часу вегетаційного періоду та капілярного поглинання

У перші місяці вегетації, у зв'язку із посівом сільськогосподарських культур, для створення оптимального водно-повітряного режиму грунтів необхідно підтримувати грунтові води на глибинах 50-60см від поверхні землі. У міру зростання та дозрівання сільськогосподарських культур, рівень грунтових вод знижується до 1,0-1,2 метри від поверхні землі у залежності від типу та стану грунту і виду вирощуваних сільгоспкультур. При його зниженні зменшується, відповідно, і вологість активного шару грунту. Чим вище до поверхні землі рівень грунтових вод, тим вище вологість грунту за рахунок капілярного підживлення, а значить і більший стік [2.36].

Ілюстрація приходу і витрати вологи на сільскогосподарських масивах протягом вегетаційного періоду представлена на рис. 4.3. Теоретична схема організованості дощового стоку, згідно рис. 4.1.,

зводиться до наступного. Процес стоку, як з природних, так і з антропогенних водозборів проходить ряд стадій: схиловий стік, внутрігрунтовий та русловий стоки. При цьому потрібно врахувати, що інженерні споруди на антропогенних територіях, особливо на малих водозборах, сильно видозмінюють природний процес стоку, тобто його трансформують [2.42]. Тому, при розгляді генетичної моделі дощових паводків необхідно враховувати схилові та руслові трансформації.

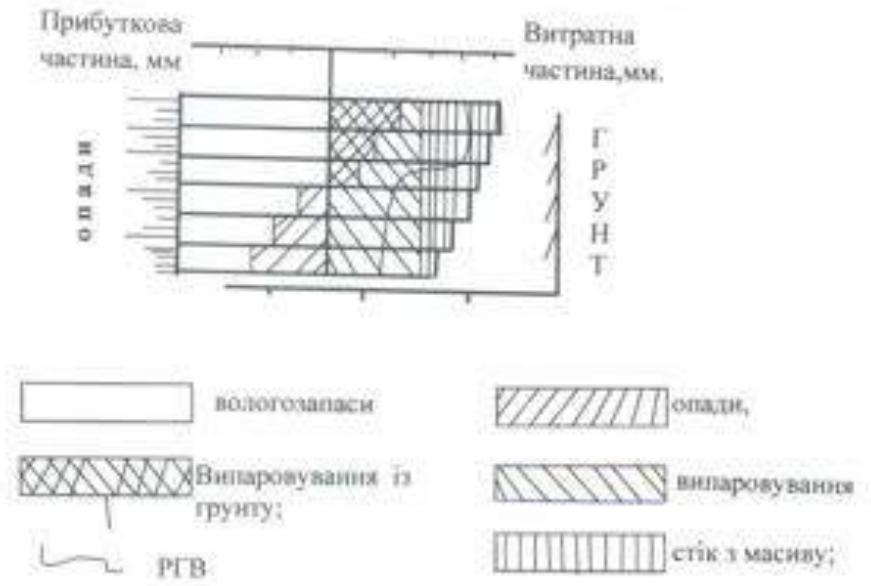


Рис. 4.3. Ілюстрація прибуткової та витратної вологи на освоєнному масиві у різні місяці вегетації рослин

Схилова трансформація веде до того, що тривалість виснаження шару стокоутворення у багато разів перевищує тривалість його організованості.

При освоєнні грунтів істотно змінюється значення їх вертикальної фільтрації як у сторону зменшення, так і збільшення, яке призводить до перетворення підпертого, а іноді, контактного стоку у поверхневий, а при регулюванні грунтовими водами спостерігається відмінна форма стоку від первісного [2.50]. Так, при підйомі ґрунтових вод на початку вегетації значно насичується зона аерації, при цьому може виникнути підпертий поверхневий стік, чого не спостерігається в кінці вегетаційного періоду.

При покритті водозбору мережею різного роду споруд, у тому числі і сучасних провідних каналів, значно змінюються умови організованості дощового стоку [1.57]. Спостереження, проведені авторм, показали, що в одних і тих же не природних умовах, навіть при ідентичному метеорологічному режимі тої чи іншої території, дощовий стік формується по різному, так як різний режим ґрунтових вод, глибина каналів і закладки дрен, густота осушувальної, автомобільно-залізничої та іншої мережі, інтенсивність осушення, водоспоживання сільськогосподарських культур, які є функцією вологообігу та інше підлягають самостійному дослідженню [2.47, 2.13].

4.1.3.Основні фактори впливу на стік

Випадаючи на поверхню водозбору, опади утворюють шар води, рівний різниці інтенсивності опадів i_{nx} та інтенсивності поглинання i_{k1}, змінних у часі. Величину інтенсивності поглинання необхідно розраховувати, залежно від вологості ґрунту W. Вологість грунту на освоєнних землях найкраще виразити через коефіцієнт підживлення K_n, величина якого залежить від механічного складу грунту і регульованого на освоєнних грунтах ($H_{гв}$) глибини грунтових вод. Тобто, справжню величину просочування води можна виразити як функцію інтенсивності поглинання від коефіцієнта підживлення. При змиканні контуру просочування та капілярної облямівки значення K_n завжди менше одиниці. Рівні ґрунтових вод на освоєних землях для підтримки оптимального водно-повітряного режиму грунтів, на яких вирощуються сільськогосподарські культури, регулюються протягом вегетаційного періоду за рахунок затримання скидаючих надлишків поводкового стоку або забору руслового стоку із водоприймача. Останнє виражається величиною водоспоживання $E_в$.

Величину водоспоживання, що є функцією урожайності сільськогосподарських культур, глибини ґрунтових вод, вологості грунту та часу вегетаційного періоду часто представляють коефіцієнтом водоспоживання. Водоспоживання здійснюється у короткі терміни часу (1-3 доби) через норми зволоження M [2.14]. Тоді розрахункове рівняння водного балансу зволожуваного шару грунту,

із врахуванням зазначеного вище, у загальному вигляді можна представити наступною залежністю:

$$W_K = W_H + h_{x_э} + M - E_в \pm W_в, \qquad (4.1)$$

де W_k - запас вологи у грунті на кінець розрахункового періоду; W_H - те ж, до початку розрахункового періоду; $h_{x_э}$ - ефективні атмосферні опади; $E_в$ - сумарне водоспоживання; $W_в$ - вологообмін із нижчих рівнів шарів грунту, величина вологообміну дорівнює $W_в = K_п$ М, тобто при вологообміні значну роль відіграє коефіцієнт $K_п$.. Тому, вивчення режиму ґрунтових вод та капілярного підживлення, з метою розрахунку вологообміну під антропогенним впливом земель, є обов'язковою умовою дослідження процесу організованості стоку. Сільхозвикористання боліт і перезволожених земель, при розгляді процесу організованості дощового стоку, полягає у наступному. Природні процеси вологообміну розвиваються у системі взаємодіючих середовищ - атмосфери і зони аерації грунтів. Взаємне співвідношення зазначеного визначає особливості природної зони і у загальному вигляді може бути виражено рівнянням:

$$Q_1 - Q_2 + h_x - E - W_з \pm \Delta = 0, \qquad (4.2)$$

де Q_1 - приплив вологи до досліджуваної ділянки; Q_2 - відтік вологи із антропогенно змінених земель; h_x - опади; Е - випаровування; $W_з$ - зміна запасу вологи у зоні аерації ґрунтів; Δ - залишковий член елементів водного балансу.

Втручання людини у природні процеси тепла та вологообміну, викликане освоєнням територій, призводить до порушення існуючої рівноваги. У даний час є ряд суджень щодо оцінки можливих змін елементів вологообміну під впливом освоєння боліт і заболочених земель [1.14]. Деякі з них призводять до суперечливих висновків.

Так, для р. Ореси, що протікає у Білорусі, А.Г. Буловко встановив, що освоєння земель у її басейні призвело до зміни вологообміну, збільшення середньої величини річкового стоку на 34-35 мм у рік. А К.Л. Клюєва, наприклад, на підставі аналізу матеріалів для того ж басейну прийшла до висновку, що на річному стоці освоєння не відбивається. І.М. Захарівська, досліджуючи той же басейн р. Ореса, встановила, що освоєння земель призвело до зменшення

середньорічної величини стоку до 34%. Виконати фізичне пояснення процесу зміни вологообміну, у зв'язку із освоєнням , при відсутності докладних даних про гідрологію боліт, спосіб осушення, розташування осушуваних масивів, режим ґрунтових вод тощо, становить великі труднощі і тому, відмінність зазначених висновків, швидше за все, обумовлено похибками прийнятого способу оцінки або недостатністю вихідних даних, хоча авторка пояснює свої висновки, в основному, зміною величини випаровування, у зв'язку із освоєнням земель [2.48].

Суперечливість висновків, на думку автора, головним чином, пояснюється неврахуванням зазначених досліджень при аналізі змін водно-фізичних властивостей ґрунтів, викликаних освоєнням земель, терміну освоєння площ, а також тим, що виконані дослідження зміни вологообміну у результаті освоєння земель, як правило, наводяться для окремих невеликих річкових басейнів або їх ділянок, що не дасть можливості судити в цілому про зміну вологообміну великих антропогенних територій та виявити вплив освоєння на величину дощового стоку [2.50].

Обробка вихідних даних зі встановлення змін вологообміну, у зв'язку з освоєнням земель, виконана авторкою за матеріалами водно-господарських управлінь, розташованих у межах Українського Полісся, дозволила підтвердити висловлене міркування про те, що величина випаровування, у зв'язку з освоєнням грунтів, змінюється часто у сторону зменшення, причому на значну величину, що сприяє деякому збільшенню річкового стоку. Головна причина зміни стоку полягає у зміні водно-повітряного режиму та водно-фізичних властивостей ґрунтів у зв'язку з освоєнням, у залежності від механічного складу грунтів.

Зміна паводкового стоку помітно відчутна на малих річках при двосторонньому регулюванні водно-повітряного режиму освоєних на них земель за рахунок забору води із водоприймача на підтримку оптимальних глибин ґрунтових вод для вирощування сільгоспкультур. Зазначене зниження становить, іноді, до 15-20% і більше [2.4].

Виконані автором дослідження на освоєнних землях північної частини України показали, що модулі освоєння залежать, головним чином, від типу грунтів та їх механічного складу, фізико-географічних характеристик, способу освоєння, метеорологічних умов, режиму ґрунтових вод та характеру освоєння осушуваної території. При цьому модулі стоку, у зв'язку з освоєнням, можуть як зменшуватися, так і збільшуватися, про що докладно описано нижче.

Таким чином, при розрахунках паводкового стоку та дослідженні процесу його організованості істотне значення має виділення балансу грунтового шару у самостійну категорію, як особливої ланки гідрологічного процесу. Зазначене пояснюється тим, що шар ґрунту, який є зоною поширення кореневої системи, у той же час служить джерелом годувань процесу випаровування та, головним чином, водоспоживання сільськогосподарських культур, а води, нижчі цього шару, істотної участі у зазначеному не приймають,

Окрім того, у верхньому активному шарі грунту, де відбувається інтенсивний процес рослинної діяльності та життя тварин, значно вище водопроникної здатності, аніж у шарі підгрунтя, у якій розташовані ходи тварин, пустоти від залишків перегнившої рослинності тощо. Найвищою водопроникністю, де здійснюються максимальні втрати паводкового стоку, володіє верхній грунтовий горизонт, так як у ньому знаходиться безліч залишків рослинності або лісова підстилка. Відзначене вище може викликати внутрігрунтовий стік. Водний баланс грунту має величезне самостійне значення у сільському господарстві, так як визначає водний режим ґрунтів, а значить забезпеченість вирощуваних сільгоспкультур водою, на чому грунтується освоєння земель. Водний баланс визначає втрати дощових вод на поглинання, які формують паводковий стік [2.14].

У всіх дослідженнях, спрямованих на виявлення наслідків від меліоративних заходів, основним критерієм оцінки можливих змін є рішення рівняння водного балансу, яке для будь-якого басейну можна виразити наступною залежністю;

$$h_x - E_в + Q_1 - Q_2 + Q_{gn} - \Delta W_1 + \Delta W_2 + \Delta H_k = 0, \qquad (4.3)$$

де, h_x - опади; $E_в$ - водоспоживання; Q_2- забір води із джерела на господарські потреби; Q_{gn} - інші надходження води у басейн; Q_1- надходження води у басейн із сусідніх водозборів; ΔW_1 - зміна вологозапасів у верхньому активному шарі грунту; ΔW_2 - зміна вологозапасів нижче розташованої частини зони аерації; ΔH_k - зміни водного режиму грунтів, у зв'язку із зміною фільтрації, пористості і т.д., викликаних антропогенними змінами.

Члени рівняння ($h_x - E_в + Q_1 - Q_2 + Q_{gn}$) характеризують природну частину вологи для водозбору, а решта ($\Delta W_1 + \Delta W_2 + \Delta H_k$) дозволяють визначити зміну вологозапасів грунту зони аерації та грунтових вод.

Математична обробка та аналіз гідрометричного матеріалу і даних Малинівської воднобалансової станції (Волинська область), отриманих у польових умовах на освоєних землях Полісся, дозволила перетворити рівняння 4.3 і встановити можливу зміну вологозапасів на освоєному масиві наступною розрахунковою залежністю, що враховує режим ґрунтових вод, інфільтрацію, капілярне підживлення та водоспоживання:

$$h_x + q_1(L_1 - L_2) - q_{гр} + \xi(H_0 - H_{гв}) - E_в,, \qquad (4.4)$$

де, q_1- одинична витрата до контуру кордонів освоєного масиву; L_1- довжина контуру припливу на освоєнних територіях; L_2 - довжина контуру відтоку із меліорованих територій; $q_{гр}$, - грунтовий відтік; ξ – коефіцієнт водовіддачі; H_o - товща активного шару ґрунту; $H_{гв}$ - рівень ґрунтових вод; $E_в$ - сумарне водоспоживання.

Наведений вираз дає можливість визначити і проаналізувати процеси природного вологообміну в умовах антропогенних змін, різних фізичних середовищах та їх системах для будь-яких площ за проміжок часу. Ці рівняння характеризують основу розрахунку можливих змін внутрішнього та зовнішнього вологообміну при освоєнні заболочених земель.

Розрахунок рівнянь, пов'язаних зі зміною водного балансу під впливом освоєння, полягає у наступному: необхідно визначити норми дренажного стоку та зволоження для створення необхідного водно-повітряного режиму грунтів освоєних масивів, обчислити ефективні

опади та величину випаровування при різних режимах зволоження ґрунтів, встановити капілярне підживлення та водоспоживання сільськогосподарських культур і за ними оцінити можливу зміну величини паводкового стоку із різних площ, про що більш конкретно викладено нижче, у розділі 6.

4.2. Перетворення опадів.

4.2.1. Процес утворення стоку

Основним джерелом організованості паводкового стоку є атмосферні опади, які випадаючи на поверхню басейну, утворюють стік, однак, перші порції води витрачаються на заповнення зниження мікрорельєфу та інфільтрацію у грунт. У тому випадку, коли інтенсивність опадів буде перевищувати зазначене, з'явиться стік [2.12]. При цьому, вода спочатку буде стікати по схилах у вигляді різного роду струмків, а потім - у руслову мережу. Поступово витрата збільшується, за рахунок збільшення площі, з якої вода одночасно досягає останньої у створі річки. Коли вода досягне останньої у створі від найвіддаленіших частин басейну, з цього моменту у процесі формування паводкового стоку братиме участь весь водозбір. Зазначене відбуватиметься до моменту закінчення дощу. Після припинення дощу стік постійно зменшується, за рахунок скорочення площі басейну, яка бере участь в одночасному процесі стоку. Коли після закінчення дощу до створу добіжить вода із найвіддаленішої частини басейну, стік припиняється [1.6].

З огляду на зазначене, можна сказати, що при тривалості дощу, який перевищує загальний час добігання води від найвіддаленішої точки водозбору до останньої, у створі буде спостерігатися повна форма стоку , так як останній буде формуватися з усієї площі басейну, у іншому випадку - буде відбуватися неповний стік, у зв'язку з тим, що він формується не з усієї площі басейну, а з тієї, із якої встиг сформуватися стік за період випадання дощу.

За водотоками відбувається, в основному, підсумовування обсягів або витрат схилового стоку без помітних його втрат, тобто спостерігається трансформація схилових опадів. Тому, схиловий стік є більш важливим фактором процесу організованості паводкового

стоку. Саме він визначає, головним чином, величину паводкових витрат.

Однак в існуючих методах розрахунку найчастіше використовують спосіб, який заснований на розгляді, в основному, тільки руслового процесу, так як вважають, що схилове добігання є миттєвим, тому величина припливу з останніх може визначатися у частках від опадів, за допомогою коефіцієнтів стоку. На антропогенних територіях, у зв'язку із будівництвом різного виду споруд, доріг, осушувальних каналів та обробки ґрунтів, роль схилового стоку набуває першочергового значення, так як сприяє більшій трансформації опадів, видозмінює час схилового добігання як у сторону збільшення, так і зменшення, у залежності від схем осушення.

Візьмемо дві антропогенні ділянки: одна освоєна густою мережею каналів, із відстанню між ними до 100 м, а друга - рідкісна із відстанню до 500-600 м . Тобто, густота розчленованості спеціальною мережею на одній ділянці дорівнює близько 10 км/км^2, а на другому - до 5-6 км/км^2. На ділянці, де розташована густа мережа каналів, буде формуватися двухтактний паводковий стік, так як перша частина або порція стоку надійде із розчленованої частини схилу, а друга частина з нерозчленованої. Тобто, у формуванні гребеня паводку бере участь частина стоку тільки із нерозчленованої ділянки освоеної території. Паводок водозбору, де розташована рідкісна мережа каналів буде однотактним, так як формується із значної площі водозбору, не зайнятою різною мережею. У зв'язку з цим, паводок із водозбору буде перевищувати величину паводку із другого водозбору, хоча модуль стоку із другого водозбору буде істотно перевищувати модуль стоку із болота, осушеного рідкою мережею каналів. Зазначений приклад підтверджує той факт, що між паводковим стоком та його факторами існує різноманітний зв'язок, який повинен здійснюватися із урахуванням динаміки їх розподілу за площею водозбору або території та схеми аитропогенного впливу. Окрім того, в залежності від схеми впливу може здійснюватися та чи інша форма стоку.

Припустимо, маємо довільної форми антропогенний водозбір і розглянемо на ньому процес організованості паводкового стоку, допустивши при цьому, що швидкість стоку у часі та просторі постійна. При випаданні опадів, спочатку відбувається процес інфільтрації води у грунт, заповнення знижень мікрорельєфу та акумуляція. У момент перевищення шару опадів над шаром всмоктування, з'являється стік. Однак при інтенсивному сільгоспвикористанні водозбору частина стоку буде забиратися рослинами для їх росту, а частина стоку буде витрачатися на транспірацію, що у сукупності становить водоспоживання сільськогосподарських культур, яке у більшості випадків, менше інтенсивності всмоктування. Різницю між шаром опадів і всмоктуванням, з урахуванням водоспоживання, відобразимо через максимальне водонакопичення. Відзначимо, що чим вище до поверхні грунту залягають грунтові води, тим менше всмоктування води у грунт, а значить, більше буде величина поверхневого стоку. У наступні моменти часу стік поступово буде здійснюватися все із більших та більших площадок і, відповідно, великими порціями.

Отже, обсяг стоку із антропогенних територій, у довільний момент часу, буде дорівнювати:

$$W_t = l \cdot в \sum_0^t i_{h_в} \ , \qquad (4.5)$$

де, l - відстань від вихідного створу антропогенної території, звідки здійснюється стік; $в$ - ширина схилу стоку; $i_{h_в}$ - інтенсивність водонакопичення. Величини l та $в$ залежать від схеми разчленування території мережею.

Своє максимальне значення стік з антропогенного водозбору матиме у момент закінчення випадання дощу, так як після цього буде відбуватися вже не водонакопичення, а водовіддача на всій поверхні, яка розглядається, як у грунт, так і в атмосферу.

Форма стоку та характер повздовжнього перерізу потоку у момент найбільшого розвитку стоку, тобто у момент закінчення дощу на антропогенних площах, залежить також, як і на природному водозборі, від співвідношення між довжиною схилу l и l_t (шлях

добігання). Повний стік має місце у разі, коли хвиля стоку встигає пробігти схил до закінчення водонакопичення, тобто $l_t > l$ (рис. 4.4. а). В організованості максимальних витрат повного стоку бере участь увесь схил. У разі $l_t < l$,, коли в організованості максимальних втрат бере участь тільки частина площі схилу, тобто площа одночасного схилового стоку, буде спостерігатися неповна форма стоку. Оскільки швидкості стоку зі схилів у кілька разів менше руслових швидкостей, то на малих басейнах переважне значення у організованості максимумів набувають фактори схилового стоку. Час басейнового добігання $\tau_б$ дорівнює:

$$\tau_б = \tau_{ск} + \tau_р, \qquad (4.6)$$

де $\tau_{ск}$ - час схилового добігання, $\tau_р$ - час руслового добігання. Шлях добігання, який проходить хвилею стоку за час t, що розділяє зони повного і неповного стоку, у загальному вигляді можна визначити за виразом [1.7]:

$$l_t = c\bar{i}_{пв}^{n} t^{1+n}, \qquad (4.7)$$

де $\bar{i}_{пв}^{n}$ - середня інтенсивність максимального водонакопичення за час t.

Якщо розділити загальний шлях добігання хвилі стоку, що включає схилове і руслове добігання на ліву та праву частини рівняння (4.7), то отримаємо час добігання за період середньої інтенсивності водонакопичення:

$$t = \left[l \Big/ \left(c \cdot \bar{i}_{пв}^{n} \right) \right]^{1/(n+1)}, \qquad (4.8)$$

Зменшення стоку з ростом розмірів схилів характеризує діючий шар водонакопичення, який виразимо через коефіцієнт діючого шару максимального водонакопичення φ, визначається за залежністю, де l_t - шлях добігання, $\tau_{ск_0}$ - тривалість схилового припливу, яка залежить від інтенсивності водонакопичення. Відношення l_t/l визначає коефіцієнт повноти стоку, рівний $\varphi_{ст}$,, а відношення $i_{hв_{max\,ср}} \Big/ i_{hв_{max}}$ – коефіцієнт повноти водонакопичення $\varphi_{hв}$, тобто, якщо $\varphi_{ст} = 1$, стік повний; $\varphi_{ст} < 1$ - стік неповний. При цьому формула коефіцієнту чинного шару максимального воднакопичення після деяких

перетворень може виглядати так: $\varphi = \varphi_{ст} \cdot \varphi_{hв}$. Меліорація шляхом нарізки каналів та дренажу не змінює форму стоку, а сприяє його розвитку, вона прискорює схиловий стік, іноді на значну величину, так як по каналах і дренах вода швидше стікає, ніж по природній поверхні схилу. На деяких схилах, у зв'язку із меліорацією, спостерігається перехід від поверхневої форми стоку до підпертої та навпаки. Зазначене дуже добре проявляється на торф'яних ґрунтах.

4.3. Форми стоку

4.3.1. Поверхневий стік

На антропогенних територіях поверхневий стік включає у себе схиловий та русловий, а підземний - стік грунтових вод. Схиловий стік здійснюється по схилах у вигляді тонких цівок, які зливаються у більш потужні потоки, що формуються по шорсткій, нерівній поверхні схилів. Русловий стік здійснюється у добре розробленому руслі за рахунок схилового та грунтового припливу [1.58].

На малих басейнах час схилового добігання значно більше руслового, у зв'язку з чим русловий стік характеризується тільки швидкостями добігання паводкової хвилі по руслу [1.26]. Підземний стік, у залежності від рівня грунтових вод може мати різні форми, про що більш докладно викладено нижче.

Таким чином, незалежно від характеру стокоутворення і типу стоку (поверхневого або підземного), процес організованості паводкового стоку може бути у загальному вигляді представлений формулою:

$$h_{пов} = h_x - R - \Delta W - E_в - E, \qquad (4.9)$$

де $h_{пов}$ - шар схилового стоку; h_x - шар дощу; R - втрати на поглинання; $E_в$ - водоспоживання, що представляє собою втрати на транспірацію та зростання рослини; E - втрати на випаровування із поверхні вододжерел у межах водозбору; ΔW - дефіцит грунтової вологи до польової вологоємності у мм. У зв'язку із незначною площею водних об'єктів, у порівнянні із площею басейну, у якому вони розглядаються, а також випаровуванням з неї під час дощу, величиною E можна знехтувати.

Процес поглинання води ґрунтом відбувається, як під час дощу, так і після його припинення. Тому, параметр R у залежності від фаз поверхневого стоку включає в себе втрати на вбирання під час дощу, коли поглинання води грунтом здійснюється однаково і у руслах вододжерел, і у межах їх водозборів та після припинення дощу , коли процес поглинання зменшується за площею, по мірі припинення дощу ($R_{сп}$), тобто:

$$R = R_{к_t} + R_{сп}, \qquad (4.10)$$

У виразі (4.10) втрати стоку під час дощу ($R_{к_t}$) визначаються, в основному, характером грунту і зайнятістю поверхні, а також вологістю ґрунту. Втрати на спаді $R_{сп}$, крім типу і стану грунту, залежать від протяжності, ухилу, тобто від будови поверхні схилу. Зауважимо, що процес поглинання обумовлений обробітком ґрунту, її структурою, вологістю, сільськогосподарським використанням земель, тобто шорсткістю поверхні, а значить, і часу вегетаційного періоду. Вологість грунту залежить від режиму грунтових вод та визначається капілярним підживленням, яке, у свою чергу, виражається механічним складом грунтів.

Тобто, вологозапаси є функцією глибини грунтових вод $H_{гр}$, часу вегетаційного періоду та механічного складу ґрунтів. Втрати на спаді схилового стоку, з обліку зазначеного, у загальному вигляді представляють собою добуток номінальної середньої вихідної, за період спаду інтенсивності поглинання на час спаду схилового стоку [1.58].

$$R_{сп} = \alpha' \bar{i}_{k_{t_{сп}}} t_{сп}, \qquad (4.11)$$

де, α'- множник, що залежить від мікрорельєфу і шорсткості. Тривалість спаду є функцією довжини схилу і швидкості стікання стоку по ньому, яка, у свою чергу, залежить від шорсткості поверхні *(m)* та її нахилу (*I*). Тоді, з урахуванням зазначеного, формулу (4.11) можна представити у вигляді :

$$R_{сп} = B\left[\left(\bar{i}_{k_{t_{сп}}} l\right) / \left(\eta m \sqrt{I}\right)\right]^{\Theta}, \qquad (4.12)$$

де $\Theta = 1/(n + 1)$; n - показник ступеня формули швидкості стікання, B - параметр обліку нерівномірності стоку на спаді, величина якого

залежить від показника ступеня n; η - множник, що залежить від будови мікрорельєфу та відношення $\bar{i}_{k_{t_{cn}}}$ до середньої за період добігання інтенсивності воднакопичення, що передує початку спаду.

Зробимо деякі перетворення складових формули 4.12, з метою застосування її у практичному відношенні. Величини $\bar{i}_{k_{t_{cn}}}$ та η визначаються характером грунту та будовою її поверхні, від чого залежить і параметр *m*. Перетворимо $\bar{i}_{k_{t_{cn}}}$ та η і помножимо чисельник та знаменник виразу (4.12) у дужках на час середньої, за період добігання інтенсивності водонакопичення. У результаті цього у чисельнику отримаємо добуток максимального водонакопичення за час добігання $t_{сп}$ на довжину схилу. Вираз $\left(\frac{1}{m \cdot t_{вн}}\right)$ представляє параметр обліку типу і стану грунту $\alpha_{ТС}$, що характеризує частку втрат стоку на спаді паводку, що визначається її типом, шорсткістю, механічним складом, сільгоспвикористанням і часом добігання. Якщо врахувати, що більшу частину часу вегетаційного періоду грунт знаходиться під покровом рослинності, то можна прийняти $n = 1$, тоді $\Theta = 0,5$, а $B = 0,7$ - 0,8.

Відношення B $(l/\sqrt{I})^{0,5}$ характеризує структуру поверхні басейну, яку виразимо через параметр розчленованості місцевості річковою, яро-балковою, автомобільно-залізничною і меліоративною тощо мережею ($P_{ЕИ}$). Величина l представляє довжину схилів, які примикають до цих мереж, із яких здійснюється поверхневий стік, а I - середньозважений ухил цих схилів.

Істотний вплив на величину параметра $P_{ЕИ}$ надає структура та розміщення наведеної мережі у плані, які компенсуємо поправкою j_{OC}, що враховує густоту расчленованості мережею та структуру їх прокладки. Поправку j_{OC} необхідно вводити тільки для тієї частини антропогенної площі басейну, де виконуються або виконані будівельні роботи. З урахуванням зазначеного, втрати на спаді схилового стоку, згідно формули (4.12), виразяться залежністю:

$$R_{сп} = \alpha_{TC} \cdot P_{ЕИ} \cdot j_{OC} \cdot h_{в_{мах}}^{0,5} \quad . \qquad (4.13)$$

Довжину розглянутої мережі із незначними похибками розрахунків можна виразити через її густоту *(g)* на одиницю площі, тобто $l = \frac{1}{2g}$. Тоді вираз для визначення величини параметра $P_{ЕИ}$ може бути представлений у наступному вигляді:

$$P_{ЕИ} = 0{,}56\left(\sum g \cdot \sum I^{0,5}\right)^{-1/2}, \qquad (4.14)$$

де $\sum g$ - сума значень густоти усіх видів розглянутої мережі, а $\sum I$ -їх ухилів.

Для обчислення модуля паводкового стоку антропогенних масивів з урахуванням режиму ґрунтових вод і водоспоживання сільгоспкультур, типу і стану грунтів на підставі теоретичної схеми формування стоку, автором пропонуються наступні розрахункові залежності:

для випадку $\Delta H_{ГВ} > H_{ГВ}$

$$q_m = \frac{\left(h_{втаа} - R_{сп} - E_в\right)}{n-1} K_Г \left[\left(H_{ГВ} + 1 - \Delta H_{ГВ}\right)^{1-n} - \left(H_{ГВ} + 1\right)^{1-n}\right] - K_n M \quad (4.15)$$

для випадку $\Delta H_{ГВ} \le H_{ГВ}$

$$q_m = \frac{\left(h_{втаа} - R_{сп} - E_в\right)}{l} \left\{\frac{1}{n+1}\left[1 - \left(H_{ГВ} + 1\right)^{1-n}\right] + \Delta h_{ГВ}\right\} - K_n M, \qquad (4.16)$$

Тут $H_{ГВ}$ - передпаводкова глибина грунтових вод; $\Delta H_{ГВ}$ – величина підйому ґрунтових вод за рахунок випадіння опадів; $\Delta h_{ГВ}$- підйом рівня ґрунтових вод над середньою відміткою поверхні антропогенного масиву; $К_г$ - гідрографічний коефіцієнт, що враховує ступінь синхронності кривих схилового припливу та руслового добігання; n - показник; *M* - норма зволоження.

4.3.2. Підземний, грунтовий стік

У сільскогосподарських зонах, де рівні ґрунтових вод знаходяться близько до денної поверхні або у моменти регулювання грунтових вод, особливо на початку вегетації, коли вони знаходяться на відстані 50 - 60 см від поверхні, головним чином, під лісом та луками, у період дощів, грунтові води можуть піднятися до поверхні, підтоплюючи або

навіть затоплюючи її. У результаті чого може виникнути грунтовий стік [1.50].

У разі підтоплення та поглинання швидко зменшується і може припинитися взагалі стік. Випадають опади, у цьому випадку, навіть при дуже малих інтенсивностях, проте значної тривалості та можуть дати відчутну величину поверхневого стоку. Тут грунтові поверхневі води є одним цілим, а виникає нова форма - змішаний стік. Цей вид стоку проявляється найчастіше на перезволожених масивах. У зв'язку із зазначеним, при розгляді процесу організованості паводкового стоку та його розрахунках, необхідно дослідити зв'язки між шаром випадання опадів та рівнем грунтових вод, а у залежності від цього і розглядати формування стоку, що і виконано автором у даній роботі.

На багатьох сільскогосподарських системах, в Україні, здійснюється регулювання грунтових вод, з метою поліпшення водно-повітряного режиму грунтів. Зазначене сприяє збільшенню вологості верхніх шарів грунтів, що відіграє особливу роль у процесі стоку, зменшення втрат, а значить, збільшенні поверхневого стоку. Облік впливу зволоження та зрошення осушених земель заснований на вирішенні рівняння водного балансу для водозборів як до проведення на ньому зволоження, так і після здійснення його, що дає можливість розрахувати величину повної та безповоротньої витрати води, що забирається із водоприймача для водоспоживання сільськогосподарських культур.

Описане має дуже важливе значення не тільки для розрахунків дощового стоку, а й ефективного використання осушувально-зволожувальних систем, а також планування та раціонального використання водних ресурсів.

Гідрологічний режим території значною мірою визначається акумулюючою ємністю верхніх горизонтів грунтів, а інтенсивність стоку залежить, при цьому, від фільтраційної здатності складових різних горизонтів грунтових масивів. Ось чому, дослідженню поглинаючої здатності грунтів та вивченню коефіцієнтів фільтрації грунтів у даній роботі приділено особливу увагу. Дуже важливо встановити, враховуючи при цьому акумулюючі ємності різного роду

торф'яних грунтів, які володіють високою вологоємністю і значною водопроникністю, що сприяє утриманню у метровому шарі значної кількості води, що досягає, іноді, річної норми опадів, які випадають.

4.3.3. Вологозапаси

Регулюючий вплив зони аерації пояснюється наявністю зв'язку між режимом атмосферних опадів та глибиною залягання ґрунтових вод, водоспоживанням та режимом підземних вод тощо. При виявленні відмінностей гідрологічного режиму природніх і антропогенних територій необхідно враховувати і режим вологості грунту. Освоєння призводить до збільшення амплітуди коливань вологозапасів грунту та рівнів грунтових вод [1.17]. У таблиці 4.1. наведені експериментальні дані значень вологозапасів активного шару освоєнних торф'яних грунтів Турської та Стир-Стохідської осушувальних систем (Україна) в залежності від глибини залягання грунтових вод та вегетаційного періоду.

Таблиця 4.1

Значення вологозапасів грунту зони аерації у залежності від часу вегетаційного періоду та режиму грунтових вод, мм, (Турська і Стир-Стохідська осушувальні системи. Поле під багаторічними травами)

Час вегетаційного періоду	Глибина рівня ґрунтових вод у см від поверхні грунту			
	40-60	61-90	91-120	121 і більше
Травень	352	323	272	205
Червень	341	329	238	166
Липень	322	329	218	192
Серпень	339	308	241	207
Вересень	353	319	280	182

Вологозапаси у грунті визначаються положенням ґрунтових вод, режимом опадів, водоспоживанням та видом сільгоспкультур. Найбільш стабільні вологозапаси спостерігаються у зоні капілярного насичення, тобто вище рівня грунтових вод до 50 см. На освоєних територіях із рівнями ґрунтових вод до 100-120 см створюються значні акумулюючі ємності. Осушені торфові та болотні грунти відрізняються від мінеральних великим регулюючим впливом зони аерації у водному режимі дощового стоку [2.22].

Чисте торфовище, наприклад, має малі величини коефіцієнтів фільтрації, через що інертні горизонти, в умовах природних і освоєнних боліт, грають роль відносного водоупору, хоча у торфовищі більше 90% його обсягу становить вода [2.22]. Відтік води з такої освоєнної ділянки може здійснюватися, доки рівні грунтових вод знаходяться в активному горизонті, а зниження ґрунтових вод нижче цього горизонту, зазвичай, призводить до зниження або взагалі припинення стоку. Тоді, водовіддача освоєнних ділянок за межі його, особливо у літній період, при відповідно низьких величинах рівнів грунтових вод припиняється [2.24]. Це свідчить про те, що майже вся вода йде на заповнення отворів активного шару грунту між рівнями грунтових вод та поверхнею землі. Максимальний стік освоєнних ділянок спостерігається при заляганні рівнів грунтових вод на відстані 50 - 70 см від поверхні землі, у решту часу літнього періоду, коли рівні ґрунтових вод знижуються, відповідно, може знижуватися і стік. На освоєнних землях для отримання високих врожаїв сільськогосподарських культур необхідно регулювати величину рівнів ґрунтових вод, у залежності від часу вегетаційного періоду, типу і стану грунту, а також виду культур [2.28].

Регулюючи грунтові води, ми добиваємося оптимальної величини вологості активного шару ґрунту за рахунок капілярного підживлення, а від того, наскільки зволожений активний шар грунту, залежить шукана величина дощового стоку. Таким чином, формування паводкового стоку, особливо в антропогенних умовах, є не тільки функцією опадів але і часу вегетаційного періоду, глибини залягання ґрунтових вод, виду сільськогосподарських культур та вологості

грунту (рис. 4.2, 4.3). Зазначене виходить за рамки тільки гідрології, а рішення поставлених питань дозволить обґрунтувати перспективні плани розвитку сучасного землеробства і прогноз динаміки водних ресурсів, які відіграють значну роль в оцінці перспектив розвитку водного господарства та пов'язаних із ним інших галузей економіки досліджуваного регіону. Оцінка зміни стоку річок даної території виконана автором воднобалансовим методом, з використанням експериментальних [2.27] і гідрометричних даних та даних про антропогенні зміни територій, водоспоживання культур, водозабір з річок, глибини залягання грунтових вод тощо [1.64].

Зменшення дощового стоку, за рахунок забору води на водоспоживання сільскогосподарських культур, пропонується розраховувати за емпіричною формулою виду:

$$У_{в_{пр}} = \alpha + \gamma K_1 Q_{УВЛ} + K_2(K_П M - d) + \Delta W_{за},\ м^3/с \qquad (4.17)$$

де α - дефіцит водоспоживання сільськогосподарських культур, що визначається за формулою С.І. Харченко $\alpha = E_{оп} - [x + (W_H - W_K)] + K_п$; γ - коефіцієнт; $E_{оп}$ - оптимальне водоспоживання; $W_H; W_K$ - початкові та кінцеві вологозапаси у метровому шарі грунту; $К_п$ - підживлення корневої зони грунтовими водами; $Q_{УВЛ}$ - водозабір на зволоження; $К_1$ - коефіцієнт частки втрат на випаровування із сумарних втрат води при подачі її на поля, залежить від способу зволоження (або по каналах, або по дренах); $К_2$ - коефіцієнт частки втрат на випаровування з обсягу втрат, з урахуванням поповнення запасу підземних вод та надходження їх у мережу гідрографії; $W_{за}$ - обсяг акумульованої води у зоні аерації.

Кількість води, яка забирається, для зволоження сільгоспкультур, вирощуваних на антропогенних землях, виражене через водоспоживання, протягом вегетаційного періоду, згідно з рівнянням (4.17), наприклад для р. Вижівка, у с.Руда, ця величина становить від 8 до 12% від середньої величини стоку теплого періоду, у залежності від водності року [1.60]. А з врахуванням перспективи розвитку сільскогосподарського використання земель, для цього ж басейну річки до 2020-2025 рр., зазначене досягає 18% і більше, що вплине і на

розрахункову величину максимального дощового стоку, особливо малих річок та тимчасових водотоків .

Розглянемо різну ділянку території, як окремий водозбір якогось басейну річки, що володіє великим запасом внутрішньогрунтової вологи. На даній ділянці запас води виявляється невеликим, порівняно з усім басейном, і дорівнює кількості незв'язної води, яка залежить від товщі грунту та площі розглянутої ділянки. Вона укладена у його активнім шарі грунту, а решта води (соматична і капілярна) не бере участі у організованості паводкового стоку і утримується грунтом у загальному масиві. Зазначене підтвердимо невеликим прикладом.

Допустимо, маємо ділянку з товщею торфу T = 4 м, об'ємної вологості 97% і глибиною активного шару, приблизно $h = 0,5$ *м*, коефіцієнт водовіддачі активного шару, при цьому $K \approx 0,5$ *м/с.* Тоді, найбільша величина кількості води, яка бере участь у внутрішньорічному обороті, буде дорівнювати, відповідно:

$$W_{ВГ} = \frac{KhB_1}{hB_1 + (T-h)\eta} = \frac{0,5 \cdot 0,5 \cdot 0,97}{0,5 \cdot 0,97 \cdot (4-0,5) \cdot 0,96} = 0,068 \text{ или } 6,8\% \text{ ,} \quad (4.18)$$

Тобто, 6,8% - це кількість води від загальних водних запасів басейну, яка знаходиться на розглянутій ділянці. З прикладу випливає, що на цій ділянці, представленій торфовищами, дуже малий обсяг води (усього 6,8%), який може надавати регулюючий вплив на паводковий стік всього водозбору. Значить, величина регулюючого впливу ділянки на паводковий стік залежить, головний чином, від типу і стану грунту та її площі.

4.4. Визначення максимальних витрат дощового стоку

4.4.1. Структура розрахункової формули

На підставі виконаних конструктивно-географічних теоретичних розробок, що стосуються процесу організованості паводкового стоку в сучасних умовах, з урахуванням критичних зауважень існуючих методів розрахунку дощових витрат при відсутності гідрометричних спостережень, розробимо формулу, параметри якої будуть взаємопов'язані та враховували б всі основні фактори, що впливають на процес організованості стоку та його розрахункову величину. У застосовуваних, у даний час, формулах розрахунку паводкового стоку

одним із основних параметрів їх є шар опадів [1.41], шар водоутворення (А.Н. Бефані), шар водовіддачі (П.Ф. Вишневський) і т.д., які через коефіцієнти стоку, розрахункові формули та інші коефіцієнти визначають шар паводкового стоку.

Значення коефіцієнту стоку залежать від площі водозбору, добового шару опадів та виду грунтів, хоча автор вище показала більшу кількість визначальних факторів, що впливають на зміну і величину коефіцієнта стоку, аналогічне стосується і шару водовіддачі. Шар водоутворення відрізняється від зазначених вище параметрів великим діапазоном обліку факторів, що впливають на величину дощового стоку - вологості грунту, його типу, рельєфу місцевості, розчленованості басейну різного рода мережею, інтенсивності опадів та виду культури, режиму РГВ та інше. Перехід від шару водоутворення до шару стоку здійснюється через геоморфологічний та грунтово-ботанічний параметри.

Однак шар водоутворення не враховує змін режиму ґрунтових вод, фізіології рослин протягом вегетаційного періоду, а також змін водно-повітряного та водно-фізичних властивостей ґрунтів, що відбуваються, у зв'язку з використанням земель тощо. Окрім того, слід зазначити декілька наближений характер побудови карт ізоліній шару водоутворення. Зазначені недоліки призводять до зниження точності обчислення шуканої величини максимальних дощових витрат.

Розрахункова формула дощового стоку, на думку автора, повинна базуватися на генетичній основі процесу стоку, враховувати основні компоненти механізму організованості стоку, місцеві фактори, а також антропогенний вплив, який значно змінює умови його організованості. Відповідно до запропонованої схеми формування дощового стоку, з урахуванням антропогенних змін, використання земель, вологообігу зони аерації, одним із основних параметрів формули для розрахунку паводкових витрат, що враховує поглинаючу здатність грунту та його зміни, у зв'язку з антропогенним впливом, інтенсивність та шар опадів, режим ґрунтових вод, час вегетаційного періоду, водоспоживання сільськогосподарських культур, розчленованість місцевості річковою, яружно-балковою та меліоративною мережею, тип і стан грунту тощо,

автор взяла максимальне водоутворення, що представляє собою різницю між шаром опадів та інфільтрацією під час дощу із урахуванням найбільшого добового водоспоживання сільськогосподарських культур та інших перерахованих факторів. На підставі воднобалансових досліджень, водного режиму грунтів та його зміни, розрахункову формулу для обчислення максимальних витрат дощових паводків, представлену у вигляді модуля стоку, у найпростішому виразі автор пропонує у такій редакції:

$$q_{P\%} = 13{,}2 h_{в_{\max,1\%}} \delta_{гр} \delta_E Г_П^{0,5} \lambda_p K_{Ав}, K_Г \qquad (4.19)$$

де $h_{в_{\max,1\%}}$ - максимальне водоутворення 1% забезпеченості, мм; $\delta_{гр}$- коефіцієнт обліку грунтового живлення; для водозборів слабкого грунтового живлення $\delta_{гр}$= 0,9; для водозборів середнього грунтово-напірного живлення $\delta_{гр}$= 1,05; для водозборів рясного грунтово-напірного живлення $\delta_{гр}$= 1,25; δ_E - коефіцієнт обліку водоспоживання, величина якого у залежності від дати вегетаційного періоду та виду культури приймається рівною δ_E= 0,85-1,0; λ_p- коефіцієнт переходу від забезпеченості 1% до будь-якої заданої; $K_{Ав}$- коефіцієнт редукції максимального водоутворення; $Г_п$ - параметр, що залежить від грунтового підживлення та площі антропогенного впливу, визначається за формулою:

$$Г_п = \left(\delta_{ос} П_п^{\chi} + \sqrt{\frac{\delta_л (1 - \delta_{ос})}{A + 30}} \right) \delta_э \qquad (4.20)$$

де $\delta_{ос}$- коефіцієнт освоєння, $\delta_{ос} = \frac{A_{ос}}{A}$; $\delta_л$ - коефіцієнт обліку впливу на стік заліснення; $\delta_э$- емпіричний коефіцієнт антропогенних змін, величина якого змінюється від 1.11 (Білорусь), 1,04 (Росія) до 1,23 (північна частина України); $П_п$ - параметри підживлення, які залежать від типу грунту та глибини залягання грунтових вод; χ - показник ступеня параметра поглинання.

Формула 4.19 за структурою схожа на формулу сталої інтенсивності стоку БНіП 2.01.14-83 [1.63]. Однак, вона істотно відрізняється від формули БНіП тим, що в останній максимальний

модуль стоку виражений через коефіцієнт стоку та максимальний добовий шар опадів, які не враховують достатньо тип та стан грунту, інакше кажучи вже про рельєф місцевості, режим ґрунтових вод, водоспоживання сільгоспкультур, час вегетаційного періоду, меліорацію земель, антропогенні зміни, розчленованість місцевості та ін. фактори, які цілком враховані у запропонованій формулі 4.19. У зв'язку із зазначеним, точність розрахунків паводкового стоку за залежністю 4.19 до 15-20% і більше вища, ніж за формулою БНіП, головним чином, для дуже малих річок та тимчасових водотоків в умовах антропогенних змін. Однак, параметри формули 4.19 не повністю враховують фізику процесу формування паводкового стоку. У зв'язку з цим, аналіз гідрографічної мережі річок досліджуваного регіону показав, що конфігурація річкових басейнів відрізняється великим різноманіттям, що вимагає введення у розрахункові формули конструктивно-гідрографічного коефіцієнту $К_г$, який дозволяв би здійснити перехід від моделі прямокутного басейну до фактичного [1.70].

Істотний вплив на процес формування паводкового стоку антропогенних територій надає час руслового добігання. При цьому, чим більше час руслового добігання, тим менше величина формуючих витрат за одиницю часу і навпаки, що повинно відображатися у розрахунковій формулі. У зв'язку з цим, відповідно до теорії ізохрон, величина максимального водоутворення залежить від співвідношення тривалості схилового добігання ($\tau_{ск}$) та тривалості руслового добігання ($\tau_р$), при цьому, як зазначено вище, при $\tau_р > \tau_{ск}$ максимум формується за типом уповільненого стоку, тобто має місце загальне максимальне водоутворення. При $\tau_р < \tau_{ск}$ максимум формується за типом розвиненого стоку. У цьому випадку спостерігається чинне максимальне водоутворення ($h_{в_{max}}$), яке виражається через загальне максимальне водоутворення за допомогою коефіцієнта чинного шару максимального водоутворення φ, тобто $h_{в_\tau} = \varphi \cdot h_{в_{max}}$. Із детально викладеного вище, знаючи, що шар схилового стоку відрізняється від максимального водоутворення ($h_{в_{max}}$) втратами на спаді паводку ($R_{сп}$),

що для зручності висловимо через коефіцієнт втрат стоку на спаді паводку $R_{сп}$, величина якого завжди менше одиниці, то добуток останнього на $h_{в_{max}}$ дасть шар схилового стоку. Відповідно до теоретичної схеми організованості повеневих витрат в умовах антропогенних змін (рис. 4.1, 4.2, 4.3) і викладеного вище, величина максимального водоутворення є функцією режиму ґрунтових вод, а значить і часу вегетаційного періоду у залежності від цього здійснюється процес формування дощового стоку. Зазначене свідчить про те, що при рівних умовах випадання опадів та однаковому типу і стану ґрунтів, але різних рівнях ґрунтових вод, будуть формуватися різні величини максимального водоутворення. Якщо останнє прийняти постійним, протягом усього вегетаційного періоду ($h_{в_{max}}$), розрахувавши його, наприклад, при глибині грунтових вод рівних 1 м, то викликані у величинах зміни максимального водоутворення, у зв'язку з регулюванням ґрунтових вод на величини відмінні від 1 м, можуть бути компенсовані поправочним коефіцієнтом обліку зміни максимального водоутворення за рахунок зміни рівнів ґрунтових вод. Зазначений коефіцієнт ($\xi_{гв}$) повинен враховувати механічний склад грунту і час вегетаційного періоду, що є визначальними при призначенні норм осушення.

Загальні зміни, що відбуваються у процесі організованості паводкового стоку в сучасних умовах, у порівнянні із природними умовами, здійснюються за рахунок перетворення водно-фізичних властивостей грунтів, зростання сільскогосподарських площ у межах розглянутого водозбору і т.д., автор пропонує виразити у вигляді коефіцієнта обліку рівня антропогенних змін $К_{аз}$ [1.58]. Він є прогнозною величиною, що дає можливість у загальному вигляді оцінити зміну стоку, у зв'язку із антропогенним впливом та розраховується на підставі порівняння стоку з природної та антропогенної ділянок або водозбору.

Загально відомо, що при опадах спостерігається їх редукція за площею. А якщо врахувати, що одним із визначальних чинників максимального водоутворення є шар опадів, тип і стан грунту, то можна сказати, що із збільшенням площі поширення повинна

спостерігатися і редукція водоутворення. Зазначене автор пропонує висловити у вигляді коефіцієнта редукції максимального водоутворення.

Облік впливу на стік ставків та водосховищ (якщо це має місце на водозборі) пропонується враховувати коефіцієнтом δ. При водогосподарському та інших видах будівництва часто доводиться користуватися не тільки миттєвими, а й середньодобовими витратами. Зазначене можна виразити коефіцієнтом *К*, що дає можливість здійснити перехід від миттєвих до середньодобових максимальних витрат [1.59]. Різні території окремих районів, що розглядаються, закарстовані, наприклад, північна частина України. Закарстованість робить істотний вплив на паводковий стік як у бік його збільшення, так і зменшення, в залежності від типу живлення басейну закарстованими водами. Вплив закарстованості на формування стоку виразимо коефіцієнтом обліку закарстованості δк. [1.58]

Таким чином, на підставі конструктивно-географічних основ теорії процесу формування паводкового стоку в антропогенних умовах, автором отримана формула для обчислення заданої забезпеченості максимальних витрат дощових паводків малих річок та тимчасових водотоків. Вона, з врахуванням зазначеного вище, при сукупності розглянутих параметрів, у загальному вигляді може бути представлена зв'язуючою залежністю:

$$Q_{m,p\%} = A \cdot h_{u_{\max,1\%}} \cdot \xi_{гв} \cdot \varphi_{h_B} \cdot \delta \cdot \lambda_p \cdot K_Г \cdot K_{A_{h_B}} \cdot K_M \cdot \delta_K \ , \qquad (4.21)$$

Запропонована формула для розрахунку максимального дощового стоку не враховує, у наявному вигляді, заселеність та заболоченість басейну, ці фактори враховуються у картах максимального водоутворення, а також втрати стоку на спаді паводку через параметри $\alpha_{тп}$ і P_{EI}. Малі басейни, які мають більш-менш зарегульований стік за рахунок ставків і озер, зажадали введення у розрахункову формулу коефіцієнта обліку впливу на стік озер δ, визначення якого пропонується здійснювати за формулою Г.А. Алексєєва [1.2] або БНіП 2.01.14-83 [1.63].

У формулу 4.21. для розрахунку максимального дощового стоку поправочний коефіцієнт на природне регулювання не вводиться. Це

пояснюється тим, що розрахункова швидкість добігання визначається як середньозважена із руслової та заплавної і враховується через уповільнення процесу добігання, яке викликане заплавою.

Отже, розрахунок дощового стоку з антропогенно змінених масивів, на відміну від природних площ, через зміни водно-повітряного режиму та водно-фізичних властивостей ґрунтів та інших елементів, характеризується певними особливостями і вимагає індивідуального підходу.

5. Фактори стокоутворення

Згідно конструктивно-географічних теоретичних розробок процесу організованості паводкового стоку в умовах антропогенних змін, автором установлено, що вологообіг зони аерації, який представляє собою взаємозв'язок сумарного випаровування і транспірації рослин, витрат грунтових вод у зону аерації та їх поповнення за рахунок інфільтрації атмосферних опадів і штучного зрошення або зволоження освоєних полів і т.д., є головною характеристикою процесу стокоутворення. Вологообіг освоєного масиву включає в себе водний режим ґрунтів, режим ґрунтових вод, у залежності від метеорологічних факторів і норм осушення, водовіддачу грунтів та водоспоживання сільськогосподарських культур (рис. 5.1). У зв'язку з цим, він має великий вплив на запаси та режим як поверхневих, так і ґрунтових вод. Тому для розробки методики обчислення параметрів запропонованої автором теоретичної формули розрахунку паводкового стоку та встановлення їх розрахункових величин, докладно зупинимося на складових елементах вологообігу зони аерації освоєних земель.

5.1. Вологість ґрунтів

Водний режим ґрунтів, що представляє собою рух вологи у грунті, підпорядковується цілому комплексу явищ, а саме: температурі, режимам опадів, випаровуванню та рівням грунтових вод, а також надходження вологи із нижчих горизонтів через кореневу систему у залежності від її глибини.

Дослідження водного режиму грунтів та їх залежностей має дуже важливе значення в оцінці процесу організованості стоку та, взагалі, у

вирішенні конструктивно-географічних завдань. Вивченням водного режиму грунтів, стосовно вирішення різного роду завдань, займалися багато авторів [1.25,1.26, 1.57, 2.71]. Однак, дослідженням його в умовах антропогеннх змін, стосовно вивчення процесу організованості паводкового стоку та його розрахункової величини, виконано автором вперше. Зупинимося детальніше на розгляді водного режиму основних, найбільш поширених видах грунтів верхнього і середнього Подніпров'я.

5.1.1.Водний режим грунтів в природних умовах

Спочатку розглянемо водний режим ґрунтів у природному стані. Потім дослідимо зміни водно-фізичних властивостей ґрунтів у результаті антропогенних змін та їх вплив на водний режим. Після чого зупинимося на динаміці вологості грунту та її залежності від рівня грунтових вод.

Обробка даних з водного режиму грунтів Малинівської воднобалансової станції (Україна) рис. 5.1., а також використання результатів досліджень В.Ф. Шебеко (1980 р.) дозволило зробити висновок про те, що режим вологості ґрунтів у посушливі, середні та у вологі, за опадами, роки дуже близький між собою. Протягом вегетаційного періоду, особливо у вологі і середні за опадами роки, вологість грунту знаходиться в інтервалі граничної польової вологоємності (ГПВ) і вологості розриву капілярів (ВРК), помітно змінюючись, у верхньому орному горизонті і залежить, при цьому, від рівня грунтових вод. У посушливі та сухі роки гравітаційної вологи в орному горизонті майже не міститься. У середні місяці вегетації вологість товщі грунтів під просапними культурами була вище ВРК, а зона антропогенних змін, при цьому, під багаторічними травами досягла 60 см. Зазначене підтверджує висновок про те, що водний режим грунту залежить від сільськогосподарського використання земель.

Обробка даних показала, що при глибині грунтових вод більше 1,0 м та зрошенні майданчика тих же грунтів штучним дощуванням до 80-100 мм, вологість грунту під багаторічними травами, навіть у середні місяці вегетації, перебувала нижче ВРК. У дернових глеєватих

грунтах, у середні за вологістю роки, орний горизонт характеризується стійким режимом, що перевищує ППВ тільки при глибинах грунтових вод до 1 м. У посушливі ж роки середини вегетаційного періоду, в орному горизонті тих же грунтів, спостерігається висихання до 30 см, вологість грунту, при цьому, знаходиться в інтервалі вологості зав'ядання (ВЗ) і ВРК. Із зазначеного випливає, що зона водообміну дерново-підзолистих грунтів, у межах якої спостерігається зміна вологи, знаходиться у проміжках від 60 до 75 см, що, природно, позначається на величині формування дощового стоку.

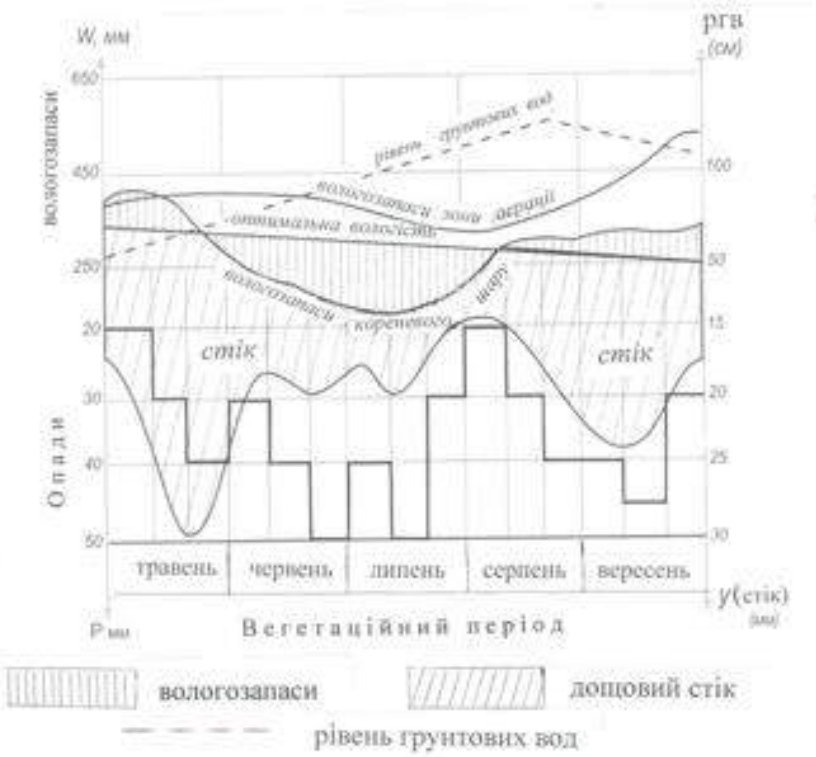
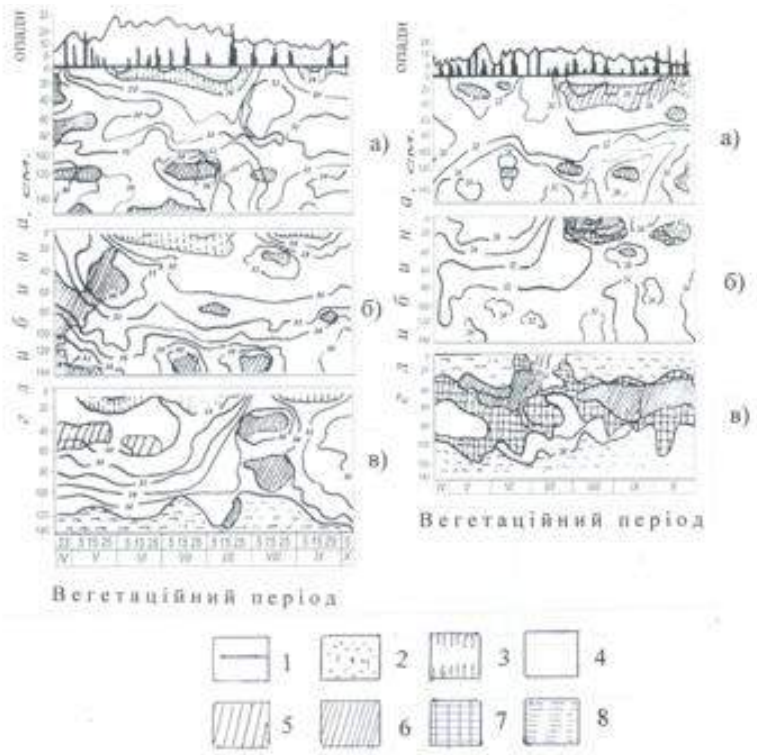


Рис. 5.1. Схема, яка ілюструє паводковий стік із освоєнної ділянки на основі вологообміну зони аерації грунтів

Зупинимося на динаміці запасів вологи тих же грунтів, лише при глибині залягання грунтових вод більше 2 метрів, що найчастіше спостерігається на сільскогосподарських землях, особливо, при відсутності регулювання режиму грунтових вод. Так, наприклад, у вологому, за опадами, році, перевищення запасу вологи, більше ГПВ, в орному горизонті спостерігалося на 5-10 днів довше, ніж у середньому за вологістю році, а кількість гравітаційної вологи при

максимумі опадів і в цьому випадку не перевищило 13 мм. Запас вологи протягом усього вегетаційного періоду орного і, зокрема, підорного горизонту не перевищив ГПВ. На полі, наприклад, під люцерною і конюшиною вологість у шарах 0-30 і 30-70 см була завжди нижче ГПВ, а на поверхні їх, навіть після випадання рясних дощів (до 50 і більше мм), не спостерігалося особливого застою води, виявлено автором на землях Малинівської воднобалансової станції при обробці відповідних даних за 1980-2015 рр.).



1.Вологість грунту вище 75% ПВ; 2.ВЗ – менше вологості зав'ялої;3.ВЗ-ВР; 4.ВРК-ППВ;5,6.ППВ-0,9;7.0,9ПВ-ПВ; 8.ПВ-польова вологоємність, верховодка

Рис.5.2. Режим вологості ґрунтів (Малинівська воднобалансова станція, Україна)

а) дерново-підзолистий суглинковий грунт;

б) дерново-підзолистий глибокооглеєний грунт;

в) дерновий глєєвий важкосуглинистий грунт.

На дерново-підзолистих грунтах Малинівської станції орний горизонт вологих років тривалий час знаходився у стані повного обводнення, а запас вільної вологи перевищив на 15-20 мм ГПВ, що сприяло утворенню дощового стоку. Часто на дерново-слабо і

сільноподзолистих, легкосуглинистих грунтах після злив з'являється верховодка, що виділяється особливо помітно у вологі роки та існує до 7-12 днів, а потім швидко зникає. Особливість цих грунтів полягає у тому, що під ріллею весь активний шар промочується та швидко висихає до ВРК. Зазначене пояснюється утворенням сприятливих умов для капілярної міграції вологи до поверхні, що випаровує.

Відмінною особливістю водного режиму легкосуглинистих грунтів є те, що після сніжної зими у весняний період танення снігу у профілі грунту може утворитися два яруси верховодки: верхній - в орному горизонті, який
зберігається, іноді, до початку квітня, а нижній - після сніготанення, що досягає глибини 75 см. Шар розділу зон не перевищує 50 см, а вологість її досягає 0,8 ПВ. Зазначене часто призводить до вимокання зернових та інших видів культур.

У поверхневих горизонтах верховодка спостерігається навіть у червні, а іноді - у липні, сприяючи формуванню несприятливих умов для вирощування сільськогосподарських культур, проте збільшує паводковий стік.

5.1.2.Режим вологості

Основним джерелом накопичення вологи у торф'яному грунті, як й в інших грунтах, про що зазначалося вище, є опади і вологообмін із рівнями ґрунтових вод. Режим вологості торф'яного грунту залежить, крім усього, від сільськогосподарського використання земель, а також водопотреби культур, змінюється у залежності від фаз розвитку рослин [2.46]. Так, наприклад, під льоном,навіть при глибокому заляганні грунтових вод, вологість орного шару може бути менша, ніж на поверхні грунту. Ця обставина пояснюється тим, що це потужна коренева система забирає велику кількість води із орного і нижчих шарів грунту для задоволення водоспоживання рослин. Під кореневими коренеплодами, наприклад, вологозапаси у грунті були значно вищі, ніж під льоном, що пояснюється меншою величиною водоспоживання коренеплодів, у порівнянні із льоном.

Під різними культурами, у вологі та посушливі за опадами роки, різний режим вологості грунту. Відмінності ці більш відчутні при

глибокому заляганні ґрунтових вод, але мало відрізняються при високому їх заляганні. Обробка та аналіз наявних даних показують, що зона активного вологообміну та найбільшого виснаження знаходиться в орному горизонті без рослинності до 50-65 см під багаторічними травами, льоном, вівсом і до 35-43 см під коренеплодами. При глибокому заляганні грунтових вод, більше 1,2 - 1,3 м і ця зона збільшується до 45 см під оранкою і до 80-85 см- під багаторічними травами, вівсом та льоном. Опади змінюють вологозапаси тільки пошарової торф'яної товщі.

Розглядаючи динаміку вологості кореневого шару дерново-слабо і сільнопідзолистих легкосуглинистих грунтів, слід зазначити, що протягом вегетаційного періоду запас вологи їх під час випадіння літніх опадів був близький один одному і, незначно, змінювався у межах ВРК-ППВ (рис. 5.3.). На суглинистих же грунтах, в орному шарі, запас вологи, відповідний ПВ, спостерігається досить тривалий час, особливо у травні, що призводить до несвоєчасної обробки полів, до зниження врожаїв сільськогосподарських культур. Інколи відрізняються від зазначеного вологозапаси та динаміка вологості торф'яних грунтів (рис. 5.3).

Рис. 5.3. Динаміка запасів вологи.

(Малинівська воднобалансова станція, Волинська обл., Україна).

Польові дослідження, виконані автором на землях західних областей України щодо поліпшення режиму вологості, показали, що у різних умовах зволоження трохи нижчою спостерігається величина вологозапасів під льоном, ніж під паром, картоплею та коренеплодами [1.58, 2.38]. У грунті без рослинності мало змінюється її вологість із глибиною, чого не спостерігається, наприклад, під пшеницею, картоплею і т.д. Розподіл вологи за глибиною залежить, у першу чергу, від виду вирощуваної сільгоспкультури. Із цього випливає, що волога верхнього шару грунту (0-50 см), що є визначальною у формуванні стоку, частіше використовується культурами, ніж волога нижчих шарів, незалежно від режиму ґрунтових вод.

Тому обов'язковою умовою обліку у організованості паводкових витрат та їх розрахунку є вид сільськогосподарських культур, а при введенні у розрахунки паводкового стоку динаміки вологості грунту необхідно, у першу чергу, враховувати характер розподілу вологи за глибиною.

5.1.3 Водний режим грунтів в антропогенних умовах

У результаті антропогенного впливу значно змінюється водно-повітряний режим грунтів та його водно-фізичні властивості [1.58, 1.73].

Ще у 1973 році Лундін С.П. встановив, що низинні болотні грунти Білорусі, мали до осушення вертикальний коефіцієнт фільтрації 3-6 м / добу, після меліорації змінили його до 0,2-0,3 м/добу. Аналогічного роду закономірності виявлені автором на освоєнних землях Українського Полісся. Так, наприклад, як показала обробка наявних даних, на середніх за потужністю торфовищах (Сарненська дослідна та Малинівська водно-балансова станції, західна Україна) значення коефіцієнтів фільтрації у вертикальному напрямку до освоєння відповідали значенням 5 м/доб, а через чотири роки після їх освоєння зменшилися до 0,25 м/доб. Як показали експериментальні дані, отримані автором [1.57], на дрібному торфовищі, що підстелений пісками та супісками, $К_ф$ їх до освоєння дорівнював 7 м/сут (1984), а

через чотири роки після освоєння осушених земель він змінився до 0,6 м/сут. (Гірниківська осушувальна система, Волинська область, Україна). Аналогічного роду дані зібрані автором за іншими системами досліджуваної території. З аналізу отриманих даних випливає, що після освоєння земель (антропогенні зміни) фільтрація торф'яних грунтів, як правило, зменшується у десятки і навіть, сотні разів, що викликає і зміну умов організованості паводкового стоку та вимагає його обліку у розрахункових схемах і формулах при обчисленні дощових витрат води, особливо при проєктуванні різного роду водогосподарських та інших заходів.

При виконанні зволоження сільскогосподарських земель необхідно знати числові значення вертикальної та горизонтальної складових фільтрації, їх зміни, викликані освоєнням територій. Від значень горизонтальних фільтрацій, наприклад, залежать розміри відстаней між дренами, а останній тягне за собою зміну грунтового стоку. Недооблік зазначеного при проєктуванні осушувально-зволожувальних систем призводить до передчасного або несвоєчасного скидання надлишкових вод та затоплення місцевості, що викликає вимокання сільгоспкультур або переосушення територій, тобто сприяє зміні умов організованості дощових витрат. Та фільтрація, значення якої перевищують, і є визначальною у розрахунках паводкового стоку. Для порівняння значень вертикальної і горизонтальної швидкостей фільтрації активного шару грунту ставилися спеціальні експериментальні дослідження на різних грунтах Українського Полісся, а також використовувалася наявна із цього питання інформація. Експеримент полягав у тому, що метровий активний шар грунту розбивався на чотири ділянки через 25 см, на яких, по черзі, встановлювалися числові значення вертикальної і горизонтальної швидкостей фільтрації. Вертикальна фільтрація визначалася методом штучного дощування майданчиків і приладом Нестерова (ПВН), а горизонтальна - трубкою СПЕЦГЕО. Зазначені досліди виконувалися як на антропогенних, так і на природних землях. Окрім того, паралельно із вертикальною фільтрацією досліджувалися зміни її горизонтальної складової, у зв'язку з освоєнням земель.

Значення горизонтальної та вертикальної швидкостей фільтрації визначалися у польових умовах, з урахуванням природної вологості грунту.

У першу чергу були вивчені фільтраційні властивості поверхневого (потужністю до 30 см) шару ґрунту, який грає важливу роль у процесах вологообміну атмосфери із грунтовими водами і є визначальним при організованості дощових паводків [1.58]

Експериментальні дослідження та зібрані вихідні дані дозволили автору зробити висновок про те, що торф та торфові грунти відрізняються від мінеральних грунтів найбільш інтенсивною зміною водно-фізичних властивостей у процесі освоєння. Видалення великих запасів води із торф'яних грунтів призводить до їх ущільнення, що досягає 30% і більше від початкового об'єму. Усадка визначає зменшення пористості та пов'язану з нею швидкість фільтрації.

Зіставлення значень зміни коефіцієнтів фільтрації торф'яних грунтів у вертикальному та горизонтальному напрямках, у зв'язку з освоєнням показало, що між ними існує значна різниця (табл. 5.1.).

Таблиця 5.1.

Середні значення швидкостей фільтрації за площею та глибиною активного шару грунту освоєнних торф'яних грунтів північної частини України

Назва грунту	Значення швидкостей фільтрації, м/доб	
	вертикальному напрямку	горизонтальному напрямку
Слаборозкладений (10%) торф деревно-осокового походження	0,19 - 1,51	0,39 – 0,87
Середньорозкладений (30%) торф деревно-осокового походження	0,30 – 0,11	0,6 – 1,32
Добре розкладений (до 50%) торф осокового походження	0,71 – 1,23	0,84 – 2,26
Оторфовані супесі та піски	2,32 – 3,54	2,56 – 3,85

При цьому, значення коефіцієнта фільтрації у горизонтальному напрямку, іноді, набагато вище, ніж у вертикальному. Тому, завдавши наявні дані одночасних вимірювань значень вертикальних швидкостей фільтрації ($\upsilon_{\phi}^{в}$)та їх горизонтальних значень (υ_{ϕ}^{2})для різних верств освоєних торф'яних і мінеральних грунтів легкого механічного складу, використавши при цьому вихідні дані досліджень автора, а також узагальнені дані результатів досліджень водогосподарських організацій та інститутів УкрНДІГіМ та БелНДІМіВГ, автором отриманий досить тісний зв'язок зазначених значень $\upsilon_{\phi}^{в}$ та υ_{ϕ}^{2} (рис. 5.4).

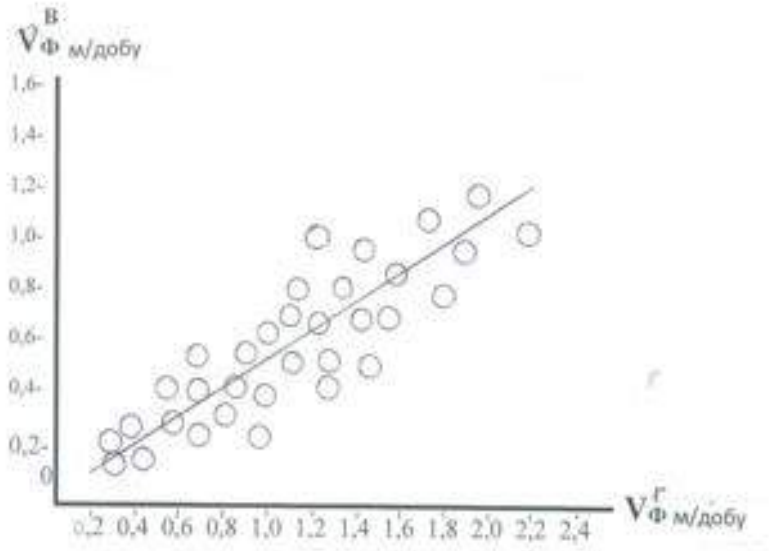


Рис. 5.4. Зв'язок значень вертикальних та горизонтальних швидкостей фільтрації різних горизонтів активного шару освоєнних торф'яних та мінеральних грунтів легкого механічного складу

Графік дозволяє зробити висновок про те, що у процесі організованості паводкового стоку на зазначених ґрунтах визначальною при його розрахунках повинна бути горизонтальна фільтрація, так як вона перевищує вертикальну до 1,5 і більше разів. Зазначене призводить до збільшення внутрішнього грунтового стоку, особливо за межами територій, що використовуються, тобто впливає на водний режим території, що прилягає, значно видозмінюючи його.

Значна розбіжність у значеннях вертикальної і горизонтальної швидкостей фільтрації встановлена автором на слаборозкладених різновидах торф'яних грунтів. Відмічене сприяє перерозподілу вологи у зоні аерації, що призводить до переформовування внутрішнього грунтового стоку у поверхневий. У початковий період випадання атмосферах опадів шар торфу потужністю до 0,3-0,5 м насичується водою до повної вологоємності.

Через низьку водовіддачу надходження вологи у розташовані нижче грунти відбувається дуже повільно, а верхній перезволожений горизонт стає малопроникним для іншої частини атмосферних опадів, що призводить до організованості інтенсивного поверхневого стоку. При розрахунках максимального дощового стоку найбільший інтерес представляє вивчення і знання горизонтальної швидкості фільтрації.

5.1.4. Зміна фільтраційних властивостей грунтів

Дослідження, виконані автором із вивчення змін фільтраційних властивостей болотних грунтів та мінеральних земель легкого механічного складу, у зв'язку з їх освоєнням, свідчать про те, що у перші два роки після освоєння значення коефіцієнтів фільтрації у вертикальному напрямку мало змінюються, а у наступні три- чотири роки - вони зменшуються до 50 і більше разів і після 6-7 років експлуатації стабілізуються, досягаючи мінімальної, майже постійної величини (рис. 5.5.).

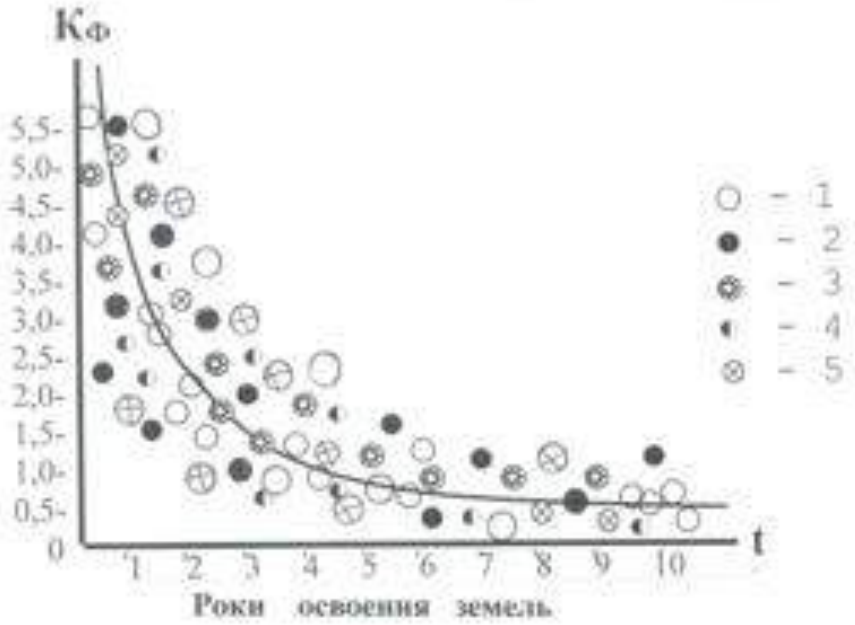


Рис. 5.5. Графік зміни усереднених значень коефіцієнтів фільтрації за площею та глибиною активного шару грунту за вегетаційний період для освоєнних торф'яних і мінеральних грунтів легкого механічного складу в залежності від терміну їх освоєння

1 - поле під багаторічними травами; 2 - під цукровими буряками; 3 - під вівсом; 4 - під картоплею; 5 - під овочами

Як видно із рис. 5.5. інтенсивність зменшення у вертикальному напрямку майже однакова для всіх розглянутих культур з деяким незначним відхиленням, а тому може бути апроксимована однієї кривою.

Для встановлення загальних закономірностей між коефіцієнтами фільтрації одних і тих же грунтів як у вертикальному, так і горизонтальному напрямку до освоєння і після проведення відповідних робіт, враховуючи зазначене вище, автором побудований відповідний зв'язок для різних типів торф'яних грунтів

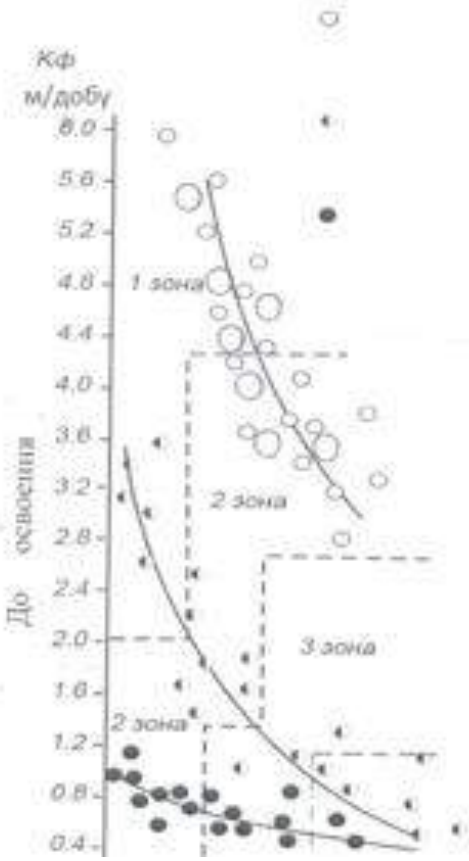
Із якого видно, що спостерігається загальна тенденція зміни фільтрації грунтів, у зв'язку з освоєнням, проте остання проявляється значніше на глубокозалежних грунтах.

З огляду на те, що на зміну фільтраційних властивостей ґрунтів впливає термін освоєння антропогенних земель, про що зазначалося вище, автор розбила графік (рис. 5.6) на 3 зони в залежності від періоду освоєння земель і діапазону змін до них фільтраційних властивостей ґрунтів.

Перша зона - з часу їх освоєння до 3 років, друга - з чітко вираженим 4-6 річним терміном освоєння і третя - об'єднує освоєні ґрунти з періодом освоєння понад 6 років. На підставі зазначеного можна зробити висновок про те, що інтенсивний антропогенний вплив на навколишнє середовище і, зокрема, на зміну умов організованості паводкового стоку найзначніше проявляється до 7-8 -річного їх освоєння. Неврахуванням виявлених змін у проєктах будівництва і при експлуатації ГМС і пояснюється часто недостатня робота існуючих систем, що викликає або переосушення територій, або їх затоплення, завдаючи тим самим величезної шкоди народному господарству. Виявлені закономірності для запобігання викладеного повинні

враховуватися при прогнозуванні будівництва антропогенних систем, з метою раціонального природокористування та запобігання штучно викликаних негативних явищ у природному середовищі.

Якщо врахувати, що щорічно у країнах за п'ятирічку вводиться близько 1 млн.га. освоєнних земель, то реалізація висловленого на практиці при виконанні сільскогосподарських робіт дозволить заощадити десятки і навіть сотні мільйонів гривень.



1 зона – зміна фільтраційних властивостей торф'яних осушених грунтів у перші три роки їх освоєння для $К_ф$ від 0,4 -1,2 м/доб

2 зона - зміна фільтраційний властивостей торф'яних осушених грунтів при 4 - 6 річному їх освоенні для $К_ф$ від 0,18 -0,83 м/доб

3 зона - зміна фільтраційний властивостей торф'яних осушених грунтів при 6 річному і більше їх освоенні для $К_ф$ від 0,18 - 4,3 м/доб

Рис. 5.6. Графік зв'язку усереднених значень коефіцієнтів фільтрації грунтів до освоєння ($K_ф^{д.о}$) і після освоєння($K_ф^{п.о}$)

Із рис. 5.6 видно, що найбільший вплив на зміну фільтраційних властивостей надає освоєння глубокозалежних торф'яних грунтів та

торфовищ середньої потужності. Мало відчутне воно на торфах невеликої потужності.

Таким чином, знаючи значення $К_ф$ до освоєння, можна легко встановити його величину після освоєння залежно від терміну освоєння меліорованих земель, якщо використовувати графік (рис. 5.6).

Як показали детальні гідролого-меліоративні обстеження антропогенних земель досліджуваного регіону, багато конструктивно-географічних параметрів, які закладені у проєктах будівництва , отримані до організації меліоративних робіт, різко відрізняються від встановлених значень після їх освоєння. У першу чергу зазначене стосується фільтраційних властивостей ґрунтів, що призводить у кінцевому підсумку до ненормальної роботи кротячого та гончарного дренажу і несвоєчасного відведення надлишкових вод, підтоплення освоєнних територій або, навпаки, до недоосушення активного шару грунту, завдаючи при цьому величезної шкоди господарству. Таким чином, у результаті досліджень встановлено, що значення $К_ф$ після багаторічного освоєння земель, як правило, не перевищують 0,1-0,3 м / добу. При цьому відзначимо, що порівняння результатів вимірів за визначенням $К_ф$ проводилося за однією і тією ж методикою. Незважаючи на можливі помилки, пов'язані з точністю вимірювання та різними місцями виміру, в цілому виражена тенденція значного зменшення значень фільтрації торф'яних і торф'яно-болотних грунтів, у результаті їх освоєння.

Це пояснюється багатьма як природними, так і штучно викликаними причинами. По перше, у результаті освоєння відбувається природна усадка торфів і оторфованих грунтів, в окремих місцях досягає значних розмірів.

Другою, не менш важливою причиною, може бути значне ущільнення грунтів працюючими будівельними і сільськогосподарськими машинами.

Аналіз даних із визначення поглинаючої здатності різних верств грунтів дозволив автору зробити також висновок про те, що для торф'яно-болотних грунтів відзначається незначне зменшення

коефіцієнта фільтрації з глибиною, у зв'язку з освоєнням і, починаючи із 0,8 м і більше, встановлене становить 12-15% від початкового його значення. Запропонований графік (рис. 5.6) може бути застосований не тільки при розрахунках паводкового стоку, а й при розрахунках дренажу, як на торф'яних, так і оторфованих грунтах досліджуваного регіону.

У зв'язку з освоєнням змінюються фільтраційні властивості торф'яних та мінеральних грунтів важкого механічного складу (суглинкових, глинистих і т.д.), особливо різних видів дерново-підзолистих, дернових і сірих грунтів, причому для них $K_ф$ після освоєння збільшується у десятки і більше разів. Зазначене відчутно спостерігається у поверхневих шарах грунту (табл. 5.2.).

Таблиця 5.2.

Зміна усереднених за площею та глибиною активного шару значень $K_ф$ мінеральних грунтів важкого механічного складу після їх освоєння

Грунт	Шар	$K_ф$ м/доб.	
		освоєнний	природний
Дерново-слабо підзолистий глинистий та суглинистий	поверхневий підпахотний	0,42 0,21	0,13 0,08
Світло-сірий опідзолений суглинистий на супісках	поверхневий підпахотний	0,95 0,66	0,31 0,28
Дерново-сильно підзолистий глеєватий глинисто-супісчаний	поверхневий підпахотний	0,72 0,53	0,19 0,12

Збільшення фільтраційних властивостей мінеральних грунтів важкого механічного складу пояснюється тим, що у результаті освоєння по дренажу виноситься мул, дрібний пил і т.д., що призводить до збільшення порозності та, відповідно, водопроникності як у вертикальному, так і горизонтальному напрямках.

Автором шляхом збору і обробки наявного відповідного матеріалу [1.56] з використанням даних штучного дощування майданчиків встановлено, що зміна фільтраційних властивостей

освоєнних мінеральних грунтів важкого механічного складу вже у перші роки їх освоєння відчутна, а при п'яти-шестирічному їх сільгоспвикористанні збільшується до максимальних значень, а потім стабілізується, досягаючи майже постійної величини (рис. 5.7).

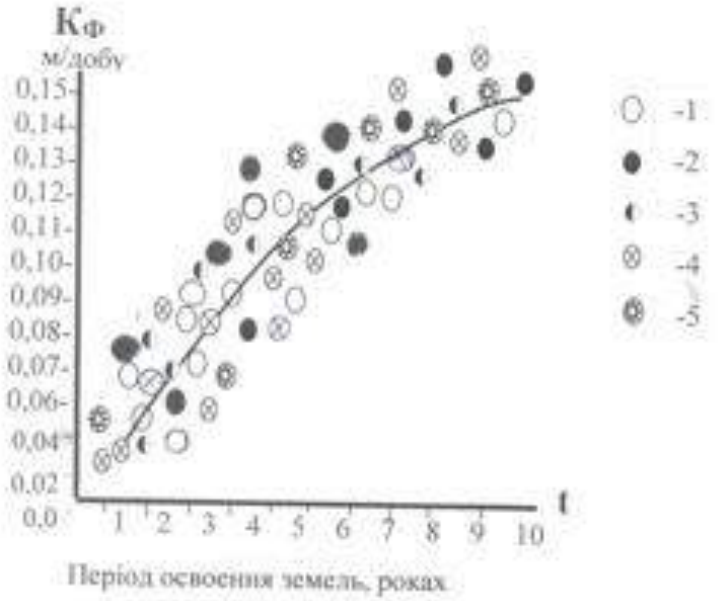


Рис.5.7. Графік зміни усереднених значень коефіцієнтів фільтрації за площею та глибиною активного шару грунту за вегетаційний період для різних дерново-середньо та слабопідзолистих, а також оглеєних грунтів під різними сільгоспкультурами у залежності від терміну їх освоєння.

1 – поле під багаторічними травами; 2 – під цукровим буряком; 3- під овсом; 4 – під картоплею; 5 –під овочами

Дослідами встановлено, що віддаленість від дрен на відстані, що перевищує 5-6 м, сприяє більш помітному збільшенню $K_ф$, аніж на відстані менше 5 метрів.

На території Полісся багато заплавних грунтів, збагачених рухливим залізом. У перші два роки після освоєння цих грунтів частково збільшується їх водопроникність, а після 4-5 років освоєння вона стабілізується і залишається майже незмінною, а, іноді може зменшуватися.

У зв'язку з цим, дренаж часто забивається частинками заліза, яке виноситься та перестає виконувати свої функції. Дерново-глеєві грунти у результаті освоєння ущільнюються, що сприяє зменшенню $K_ф$

на величину до 6, іноді 10% від початкового значення, що у практичних розрахунках дощового стоку може не враховуватися. Тільки після проведення культур-технічних робіт на цих грунтах можливі значні збільшення $K_ф$ і то лише в орному горизонті.

Практичний інтерес представляє дослідження зв'язку фільтрації у горизонтальному та вертикальному напрямках та її зміна, у зв'язку з освоєнням мінеральних грунтів важкого механічного складу (рис. 5.8).

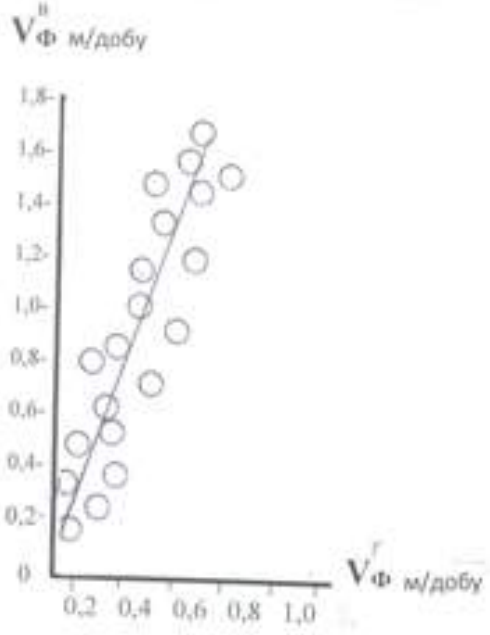


Рис. 5.8. Зв'язок усереднених значень вертикальної та горизонтальної швидкостей фільтрації активного шару мінеральних ґрунтів до освоєння та у результаті освоєння земель.

Аналізом даних встановлено, що при одних і тих же умовах значення вертикальної фільтрації набагато перевищують горизонтальну фільтрацію. На відміну від вертикальної фільтрації горизонтальна та її складова не має чіткої закономірності або збільшення швидкості поглинання, у зв'язку з освоєнням грунту.

Як випливає із графіка (рис. 5.8.), для обчислення паводкового стоку з мінеральних антропогенних грунтів важкого механічного складу розрахунковою є значення вертикальної швидкості фільтрації, так як вона набагато перевищує горизонтальну.

Неврахування зазначеного при освоєнні земель призводить до того, що відстані між дренами, обчислені за $К_ф$, визначеному до

освоєння, як правило, у процесі його експлуатації не задовольняє вимогам практики, будучи завищеними, що часто призводить до несвоєчасного відведення надлишкових вод, тим самим знижуючи врожайність сільгоспкультур, при цьому значно впливаючи і на умови організованості дощових витрат. Як зазначалося вище, величина дощового стоку є функцією вологості грунту, а остання - рівня ґрунтових вод, який змінюється протягом вегетаційного періоду у широких межах від 0,5 до 1,2 і більше метрів. Стосовно паводкового стоку ці питання ще недостатньо вивчені.

5.1.5.Динамика запасів вологи

Зупинимося дещо докладніше на динаміці вологості грунту. Кожний різновид грунту характеризується своїми особливостями динаміки вологості та її зміною у залежності від режиму ґрунтових вод та шару опадів (рис. 5.9.).

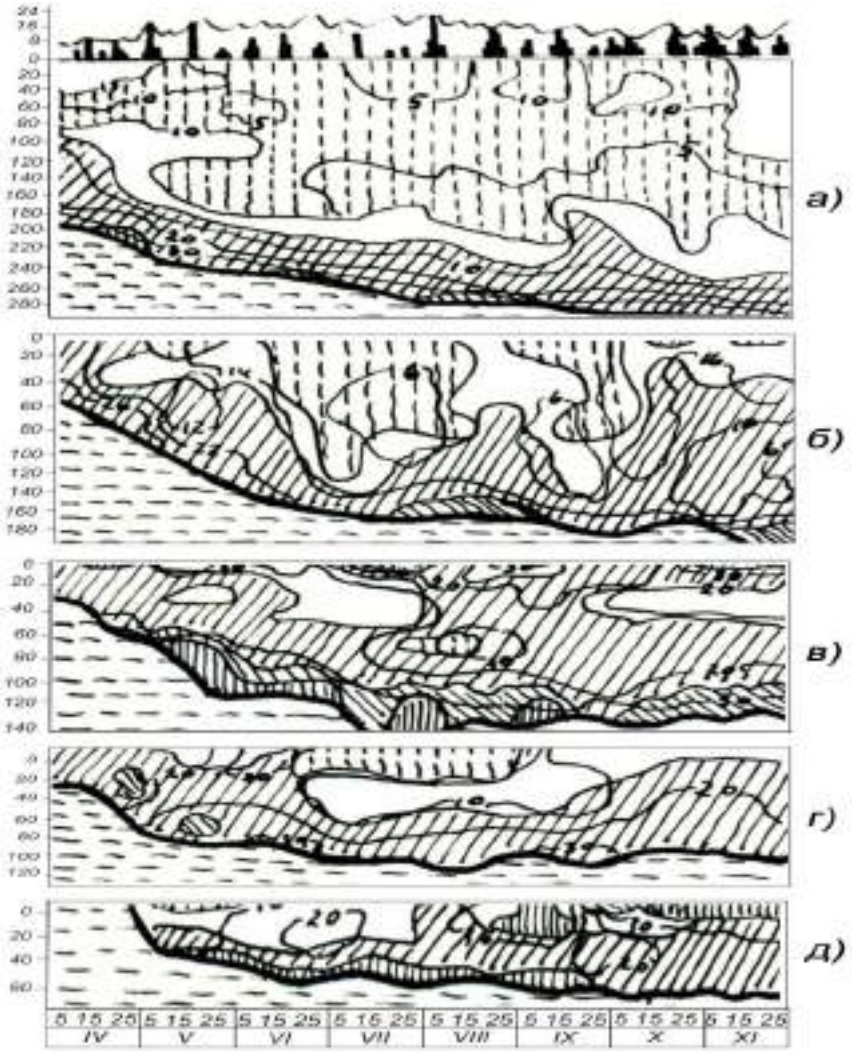
Розглянемо динаміку вологості та її залежність від грунтових вод для більш поширених, у досліджуваному регіоні, дерново-підзолистих та торф'яних грунтів, які вивчалися автором в польових умовах на землях Стир-Стоходської, Турської, Городоцької та Маневицької осушувальних систем (Україна). Окрім того, динаміка вологості та її залежність від рівня грунтових вод досліджувалася за матеріалами воднобалансових станції с. Малинівка (Волинська обл.) та Сарненської дослідної станції з освоєння боліт (Рівненська обл.,Україна).

У середні, за кількістю опадів, роки протягом вегетаційного періоду з 1974 по 2015 рр. на дерново-підзолистих глибоко оглеєних грунтах вологість активного шару до дзеркала грунтових вод перебувала в інтервалі від граничної польової вологоємності (ГПВ) до 0,85 ГПВ, а орного горизонту від вологості розриву капілярів (ВРК) до ГПВ.

Наявність значних позитивних температур повітря сприяє висушуванню грунту на глибину до 1 м і більше, де вологість розташовувалася у межах вологості зав’ядання (ВЗ) і ВРК і зберігалася до двох місяців. Опади у цей період характеризуються наскрізним просочуванням грунтового профілю та збільшенням вологості, що

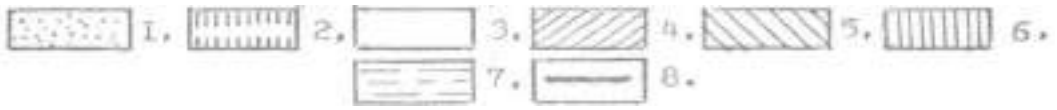
сприяло зменшенню дощового стоку за рахунок збільшення втрат на поглинання та скачування грунту.

Грунтові води на дерново-підзолистих грунтах характеризуються швидким зниженням рівня від 20-30 см до 60-70 см перед початком вегетації. У посушливі за опадами роки наскрізне промочування



а)світло-сірий опідзолений супіщаний
б)дерново-слабопідзолистий супіщаний
в)дерново-підзолистий глеєвий супіщаний
г)торф'яно-підзолистий глеєвий
д)торф'яно-болотний грунт

Рис. 5.9. Динаміка вологості грунту. (Малинівська воднобалансова станція, Україна)



1. ВЗ; 2. ВЗ-ВРК; 3. ВРК-ППВ; 4. ППВ-0,8 ПВ; 5. 0,8-0,9 ПВ;

6. 0,9-ПВ-ПВ; 7. Грунтові води; 8. Рівень грунтових вод

відбувається, як правило, на початку вегетації за рахунок квітневих та травневих дощів, або в осінній період. Вологість активного шару грунту, у цьому випадку, стійко тримається в інтервалі ВЗ-ВРК, а вологість самого верхнього шару - нижче вологості стійкого зав'ядання. Грунтові води опускаються, при цьому, до 2 м від поверхні землі. Якщо розглядати вологі роки, то картина наступна: грунтові води через значну акумулюючу ємність грунту, яка утворюється у посушливі роки, що передують вологим рокам, не піднімаються вище 1,3-1,4 м. Вологість грунту, при цьому, протягом вегетаційного періоду, особливо у поверхневих горизонтах, залишається нижче ППВ.

Динаміка вологості дерново-підзолистих, глеєватих та оглеєних грунтів дещо відрізняється від описаного вище тим, що у середні за опадами роки їх вологість знаходиться вже, як правило, у межах ГПВ та 0,75 ПВ. Падає вона нижче ВРК тільки у найбільш засушливі періоди вегетації і то не по всьому профілю, а коливається, у період вегетації, у межах 0,8-0,9 ПВ, тобто нижче описаних вище величин. У засушливі роки спостерігається значне висушування грунту, яке характеризується тим, що осінні дощі формують своєрідний поверхневий ярус капілярно-підвішеної вологи, нижче якого волога знаходиться, як правило, менш ВРК. У вологі роки протягом усього вегетаційного періоду режим вологості залишається постійним, а вологість грунту усіх профілів знаходиться в інтервалі ППВ-0,8 ППВ, при цьому коливання грунтових вод становить 110-120 см.

Глибоке висихання цих грунтів, особливо у засушливий час вегетаційного періоду, навіть при близькому заляганні грунтових вод, характеризується наявністю потужних ортозондових горизонтів, які послаблюють підживлення кореневого шару капілярною вологою.

Специфіка вологості та режиму грунтових вод торф'янистих грунтів дещо інша. Максимальне зниження рівня грунтових вод, у середні за вологістю роки, починаючи із червня по вересень, доходить до 1,2-1,3 м, вологість грунту, при цьому, знаходиться у межах ВРК-

ППВ, а безпосередньо після випадання опадів зростає від ППВ до 0,0: 3 ПВ.

У вологі за опадами роки вологість грунту характеризується специфічним режимом із збереженням в обводнених горизонтах високого вмісту защемленого повітря. Таким чином, у вологі роки рівень грунтових вод знаходиться значно вище і більш стабілізовано, що призводить до збалансованості витрат вологи на випаровування, транспірацію та відтік з припливом і надходженням опадів. У засушливі роки витрата, звичайно, різко перевищує над припливом, що призводить до падіння рівня грунтових вод, який коливається у межах від 2 до 4 см/добу, а загальна амплітуда коливання грунтових вод становить від 1,5 до 2,5 м., а іноді і більше. Даний висновок підтверджує те, що вирішити питання про необхідність освоєння таких легких грунтів за одномоментним виміром рівнів не можна, що найчастіше виконується при вишукуваннях. Навіть на крупнопористих піщаних грунтах протягом вегетаційного періоду потужність капілярної облямівки не залишається постійною, а при глибокому заляганні грунтових вод від поверхні грунту висота капілярного підйому вологи досягає всього 0,9-1,2 м. У середині вегетаційного періоду вона зменшується від 0,5 м. У цей час рослини страждають від посухи, навіть при заляганні рівнів ґрунтових вод 0,9 - 1,1 м, що вимагає їх зрошення.

Запас вологи у шарі приросту кореневої системи, з урахуванням глибини грунтових вод, можна визначити за формулою С.Ф. Авер'янова :

$$\Delta W = ПВ\sqrt{1-\frac{h_{кс}}{h_{кп}}\left[1-\left(\frac{W_{вз}^{ср}}{П_{ср}}\right)^2\right]}, \qquad (5.1)$$

де *ПВ* - повна вологоємність у шарі приросту кореневої системи; $W_{вз}^{ср}$ - середня вологість зав'ядання у % до обсягу грунту у шарі hск; $h_{ск}$; $П_{ср}$ - середня порозність у %; $h_{ск}$ - відстань від рівня грунтових вод до середини приросту кореневої системи; $h_{кп}$ - максимальна висота капілярного підняття.

Розглядаючи вологість грунту, хочеться відзначити, що, в основному, в літньо-осінній період джерелом накопичення вологи у грунтах є опади і вологообмін з рівнем грунтових вод за рахунок його зміни, а також додаткове зволоження та зрошення полів. Режим вологості грунту протягом вегетаційного періоду змінюється під впливом цих чинників і залежить від величини прибуткових та видаткових елементів. Якщо взяти один і той же рік, то при однаковому зволоженні, але під різними сільськогосподарськими культурами, буде різний режим вологості грунту. Окрім того, режим вологості грунту залежить від фаз розвитку рослин, так як у різні фази різна і величина водоспоживання. За даними, отриманими автором на землях водобалансових станцій (с. Малінівка., Волинська обл.), встановлено, що при однакових глибинах грунтових вод та однаковій кількості опадів, найбільше виснаження спостерігалося під льоном і ячменем. Це підтверджує дослідження, виконане В.Ф. Шебеко (1980 р.). На освоєнних землях під цими культурами, при глибоких рівнях ґрунтових вод, вологість у верхньому шарі може бути значно менше, ніж на поверхні. Зазначене пояснюється розвиненістю кореневої системи, що сприяє посиленню випаровування з орного шару грунту.

Сукупність впливу температур повітря, опадів та рівнів грунтових вод на розподіл вологи у зоні аерації ілюструється рис. 5.10. При цьому автором встановлено, що між вологістю активного шару грунту та рівнями грунтових вод для глибоких і дрібних торфовищ підстилаючих супесями і пісками існує параболічний зв'язок, а для оторфованних супесей та мінеральних грунтів він прямолінійний. Так, наприклад, підняття рівня ґрунтових вод на 20 см веде до збільшення вологості грунту глибоких та дрібних торфовищ - на 12,5%, а оторфованих супесях - всього на 5.3%. Це може бути застосовано і при визначенні глибини закладення дрен, а також встановлення відстаней між ними. При високих заляганнях рівнів грунтових вод вологозапаси у грунті змінюються плавно і відповідають їх сезонному ходу, особливо коли на грунті немає рослин. Це пояснюється значним поповненням вологи, яка пішла на випаровування та підняття грунтових вод.

При малому зволоженні грунту у посушливі роки вологість верхніх горизонтів розподіляється за глибиною, з поступовим збільшенням до низу і не залежить від рослинного покриву. Аналіз та обробка вихідного матеріалу станцій (Придеснянська, Богуславська, Малинівська, Мінська), виконана автором, показала, що під різними культурами у вологі роки різний режим вологості грунту.

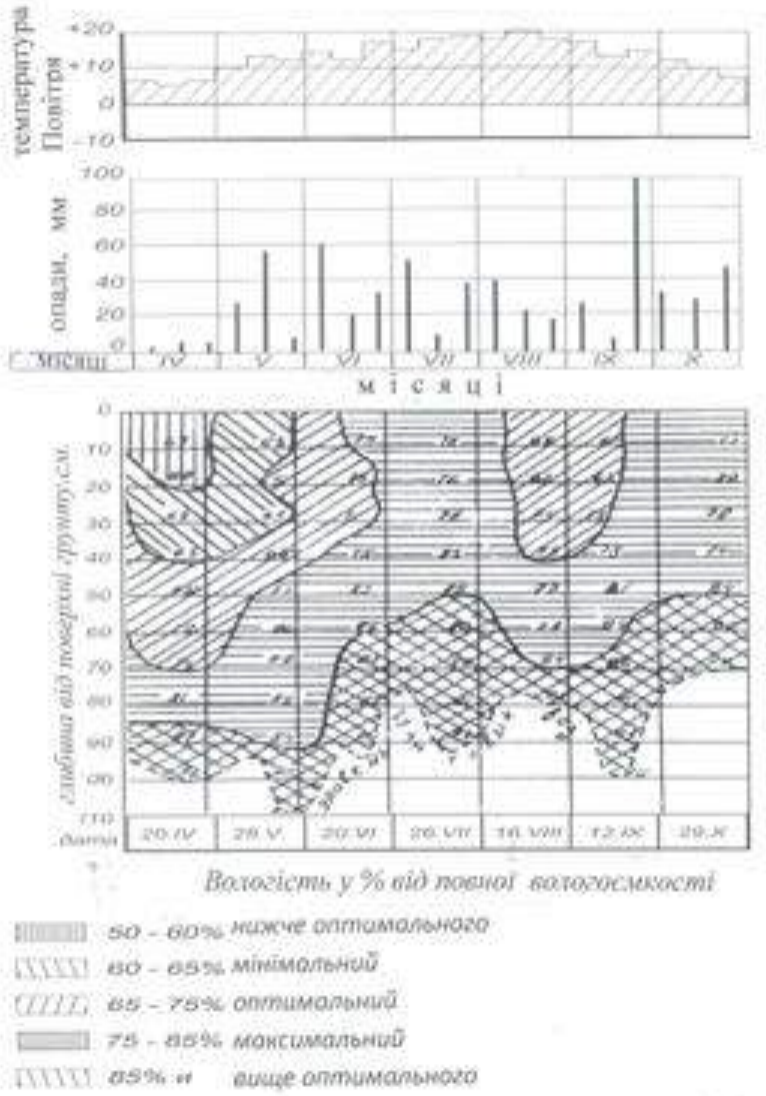


Рис. 5.10. Вплив температури повітря, опадів і рівнів грунтових вод на розподіл вологості в зоні аерації. Грунт-торфовища середньої потужності. Осушувальна система "Печалівка" Рівненської обл. (Україна), 2018 р.

Різниця дуже помітна при заляганні грунтових вод більше 1,2-1,3 м і менш помітна при близькому їх заляганні до поверхні грунту. При цьому, вологість грунту залежить від сільськогосподарського

використання земель і типу грунту. Таким чином, при визначенні паводкового стоку в розрахунковій формулі повинні бути параметри, що враховують прямо або побічно вологість грунту, режим ґрунтових вод, рівень антропогенних змін, тип ґрунту, сільськогосподарське використання та інше.

Польові дослідження вологості грунту та її зміни, у залежності від виду сільськогосподарських культур, дозволили зробити висновок про те, що зона активного вологообміну і найбільшого виснаження вологозапасів на меліорованих торфових грунтах охоплює верхній шар грунту - до 30 см, якщо немає рослинності; під вівсом, льоном та травами - до 50-60 см, а під коренеплодами - до 50 см. У посушливі роки ця зона збільшується на 15-20 см. [1.55]. Нерівномірність випадання опадів за площею призводить до нерівномірності розподілу вологи за глибиною ґрунтового профілю. Величина потенціалу вологи у грунті залежить, перш за все, від потоку вологи, яка поступає від рівня грунтових вод, який є функцією типу грунту та виду вирощуваної культури [1.11].

Чим вище до поверхні залягають ґрунтові води, тим більший потік вологи надходить у вищележачі шари грунту, що призводить до збільшення вологості орного горизонту та навпаки. При глибині грунтових вод більше 1,3-1,4 м, останнє не впливає на зволоженість підпахотного горизонту, при однакових умовах величина потоку вологи від грунтових вод залежить, головним чином, від виду вирощуваної сільгоспкультури.

У загальному вигляді зв'язок потоку вологи із глибиною залягання ґрунтових вод в залежності від виду сільгоспкультури може бути представлена виразом виду:

$$i = m_{гв} \Big/ H \frac{N}{гв}, \; мм/сут. \qquad (5.2)$$

де $m_{гв}$ та N - параметри, що залежать від виду сільгоспкультури. Для практичних розрахунків застосування формули 5.2. були використані матеріали воднобалансових станцій і виконаний ряд спеціальних дослідів, що дало можливість для основних видів

сільськогосподарських культур встановити числові значення параметрів $m_{гв}$ та N для досліджуваної території (табл. 5.3.).

У практичних розрахунках при визначенні дощового стоку важко користуватися величиною потоку вологи від глибини залягання грунтових вод. Окрім того, величина потоку вологи від грунтових вод, не дає наочного уявлення про величину витрати вологи і не відбивається, безпосередньо, на формуванні стоку. Тому автор пропонує висловити зазначене у вигляді коефіцієнта підживлення $К_п$, величина якого, аналогічно потоку вологи буде залежати від глибини залягання грунтових вод, механічного складу ґрунтів та висоти капілярного підйому.

Таблиця 5.3

Значення параметрів $m_{гв}$ та N формули 5.2. для обчислення потоку вологи у залежності від глибини грунтових вод.

Сільськогосподарське використання земель	$m_{гв}$	N
Зернові культури	1,51	3,82
Люпин з вівсом	1,42	4,12
Кормові коренеплоди	1,38	4,35
Стерня зернових культур	1,36	4,64
Льон	1,22	4,91
Пасовища, багаторічні трави	1,27	5,16
Ліс	1,26	5,52

А.Н. Костяковим запропонований вираз, що дає можливість зв'язати глибину залягання грунтових вод $Н_{гв}$, потужність промочування шару $h_{пс}$ та висоту капілярного підйому $H_{кп}$ із коефіцієнтом підживлення:

$$K_n = \sqrt{H_{гв}/(h_{пс} + H_{кп})} \quad , \qquad (5.3)$$

Коли контур промочування змикається із капілярною каймою, при цьому він перевищує глибину залягання грунтових вод, то коефіцієнт підживлення K_n буде завжди менше одиниці. Відповідно до

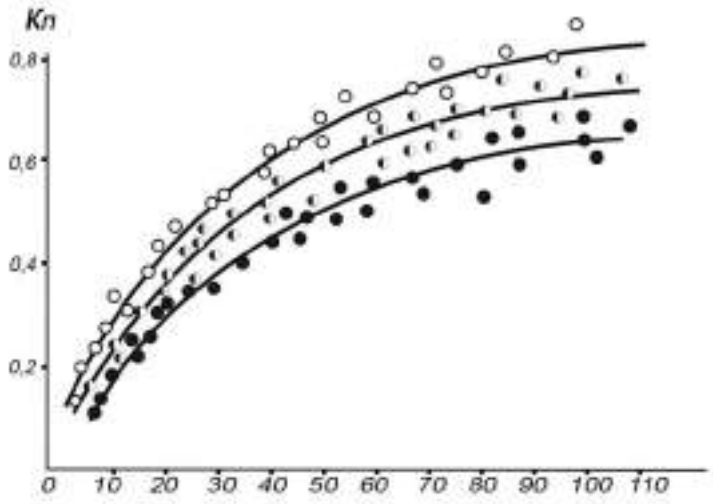
рівняння Лапласа, висота капілярного підйому води залежить від діаметру капілярів, температури води та атмосферного тиску. Тому, прийнявши для практичних розрахунків дощового стоку одних і тих же видів грунтів два останніх параметри формули 5.3. є постійними. Автором диференційовано визначені значення K_n, для різних, за механічним складом грунтів досліджуваного регіону, у залежності від глибини грунтових вод та активного шару ґрунту (табл. 5.4.).

Таблиця 5.4

Значення коефіцієнтів капілярного підживлення K_n для розрахунку дощового стоку

Глибина залягання грунтових вод, м.	Легкі грунти при шарі активного вологообміну, м			Важкі грунти при шарі активного, вологообміну, м			Торф'яні грунти при шарі активного, вологообміну, м		
	< 0,4	0,4-0,6	0,6-1,0	< 0,4	0,4-0,6	0,6-1,0	< 0,4	0,4-0,6	0,6-1,0
0,6	0,57	0,69	—	0,59	0,56	—	0,31	0,39	—
1,0	0,31	0,38	0,48	0,32	0,31	0,54	0,19	0,24	0,33
1,5	—	0,19	0,27	0,16	0,20	0,42	—	0,07	0,19
2,0	—	0,08	0,16	—	0,11	0,31	—	—	—
2,5	—	—	0,06	—	0,05	0,11	—	—	—

На підставі зазначеного, окрім всього, для практичних розрахунків визначення K_n побудований графік зв'язку $K_n=f(H_{гв})$ (рис. 5.11.), який



$H_{гв}$

Рис. 5.11. Зв'язок між коефіцієнтом підживлення $K_п$ та рівнями грунтових вод ($H_{гв}$) у залежності від механічного складу ґрунтів.

● грунти важкого механічного складу;

○ грунти середнього механічного складу;

○ грунти легкого механічного складу.

може бути використаний при обчисленні дощового стоку. З рисунка видно, що чим ближче до поверхні залягають ґрунтові води, тим вище вологість грунту за рахунок збільшення потоку вологи від грунтових вод, менше величина втрат опадів на всмоктування та значніший поверхневий стік.

Таким чином, визначальною умовою організованості паводкового стоку на освоєнних територіях є режим грунтових вод. Тому знаходження рішень та встановлення оптимальних глибин підтримуваних грунтових вод на антропогенних землях, з метою отримання високих і сталих врожаїв вирощуваних на них сільськогосподарських культур, у залежності від їх виду,
типу та стану грунту і часу вегетаційного періоду, є обов'язковим завданням для вивчення організованості дощових витрат в сучасних умовах.

5.2. Коливання грунтових вод

Дослідження коливань ґрунтових вод та його зміна, у зв'язку з антропогенними змінами, а також знаходження рішення щодо виявлення оптимальних його значень протягом вегетаційного періоду, є досить складним але необхідним завданням для аналізу процесу формування та розрахунку дощового стоку.

Питаннями вивчення режиму ґрунтових вод, з метою підвищення врожайності сільськогосподарських культур, займалися багато авторів, проте розгляд його, стосовно формування та розрахунку дощового стоку, виконано вперше.

Коливання грунтових вод не постійний у часі і залежить від ряду факторів. Розглянемо спочатку режим ґрунтових вод неосушених масивів, виявивши природні закономірності у його змінах. Надалі визначимо вплив освоєння на режим ґрунтових вод, встановивши, при

цьому, визначальні чинники та закономірності його змін стосовно розрахунку дощових витрат.

Вивчення коливань ґрунтових вод та його зміни, у зв'язку із освоєнням, виконувалося за матеріалами спостережень на гідромеліоративних створах сучасних систем, розташованих у межах західної частини України (Яринівської та Верхньо - Стохідської, Турської, а також сільськогосподарських підприємств "Маневицький" та "Городоцький"). Встановлення впливу освоєння на коливання ґрунтових вод освоєних земель та прилеглих до них територій вироблено за матеріалами Львівської гідрогеолого-меліоративної експедиції, що функціонує із 1967 року і територіально охоплює більшу частину Прип'ятського Полісся України.

5.2.1. Режим грунтових вод

За характером залягання та коливанням грунтові води четвертинних відкладень освоєнних земель можна розділити на грунтові води заплав річок та грунтові води терас і вододілів (рис. 5.12). У річному розрізі для режиму грунтових вод виділяється весняний підйом та літньо-осінній спад. В окремі роки спостерігаються невеликі зимові підйоми та спади.

Весняний підйом грунтових вод розпочинається у лютому - початку березня. Максимальних позначок рівні досягають у середині - кінці березня, рідше - у квітні. Тривалість підйому, у залежності від метеоумов території, коливається від 25 до 85 і більше діб. Величина підйому ґрунтових вод у цей період становить від 0,8 до 1,3 м, встановлюючи при цьому, іноді на 0,2-0,3 м вище поверхні землі. За весняним підйомом прямує тривалий літньо-осінній спад, що триває до серпня - початку вересня. Дослідження показали, що тривалість літньо - осіннього спаду коливається від 90 до 220 діб, а амплітуда спаду, у залежності від метеорологічних умов, становить від 0,3 до 1,5 м. Із зазначеного випливає, що річні амплітуди коливань ґрунтових вод на природних масивах складають 0,7 - 0,9 м, досягаючи, іноді, значень до 2,0 м і більше. Окрім того, на тлі загального літньо - осіннього спаду, особливо у першій половині вегетаційного періоду, на заплавах річок відмічаються різкі підйоми грунтових вод, пов'язані із дощами та

проходженням паводків на річках, що призводить до покриття заплав водою шаром до 0,15-0,2 м. Хід коливання ґрунтових вод терас та вододілів дещо відрізняється від заплав. Тут досить ясно виділені весняний підйом, літньо-осінній спад, осінньо - зимовий підйом та зимовий спад. Протягом літнього періоду відбувається поступовий

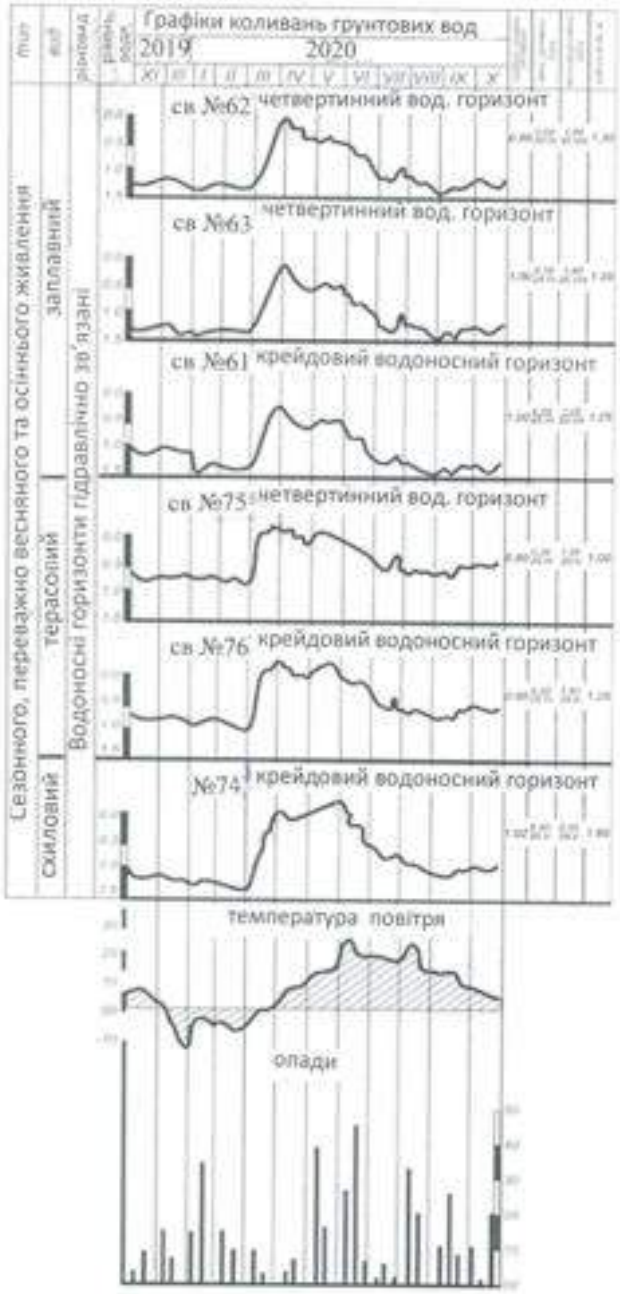


Рис. 5.12. Види коливань грунтових вод у заплаві річки Стохід. (Осушувальна система у верхів'ї р. Стохід, Волинська обл., Україна)

спад ґрунтових вод, який пов'язаний із транспірацією, випаровуванням, грунтовим відтоком у сторону заплави та річки. Весняно - літні опади викликають невеликі піки підйому води до 0,2-0,3 м - через 3-4 діб після їх випадання, а тривалість літнього спаду змінюється від 70 до 240 діб. В цілому амплітуда річних коливань грунтових вод на терасах та вододілах змінюється у широких межах від 0,35 до 1,8 м.

5.2.2. Вплив освоєння на водний режим

Оцінка антропогенного впливу на режим ґрунтових вод територій прилеглих до освоєння масиву, виконувалась за матеріалами гідрогеолого-меліоративних партій шляхом зіставлення відміток рівнів за свердловинами до і після освоєння, а також за свердловинами - аналогами. Зіставлення відміток коливань грунтових вод за свердловинами до і після освоєння показало, що коливання грунтових вод за п'ять років після освоєння знизилися у заплавах річок та на терасах. Наприклад, у заплаві річки Стохід, у результаті освоєння у меженний періоди 1980-2000 рр., рівні води знизилися на 0,15-0,8 м, на схилах терас - від 0,2 до 0,4 м, а на вододілах (на відстанях до 1200 м від магістрального каналу) -до 0,3 м.

Зміна метеорологічних умов (опади, температура повітря і т.д) у різні роки істотно позначається на формуванні режиму грунтових вод як у межах антропогенних території, так і на режимі прилеглих до них землях (рис. 3.13).

Це значно ускладнює оцінку впливу освоєння на коливання ґрунтових вод. Для запобігання зазначеного, автором зроблена спроба встановити закономірності зміни коливань ґрунтових вод у залежності від освоєння для різних за вологістю років. Зміни метеорологічних факторів, при цьому, враховувалися шляхом підбору років або окремих періодів року із однаковими або близькими умовами до освоєння і після нього. Тільки на деяких освоєнних землях досліджуваного регіону режимна мережа на перспективних ділянках освоєння була обладнана до початку проведення робіт, а період спостережень за природними коливаннями ґрунтових вод склав

близько трьох років, у зв'язку з тим, щоб підібрати періоди із близькими метеорологічними умовами при коротких інтервалах часу.

Величина зниження ґрунтових вод виражалася коефіцієнтом приведення $K_{ГВ}$, значення якого встановлювалися за залежністю виду:

$$K_{ГВ} = H_{ГВ}^{до} / H_{ГВ_a}^{до}, \qquad (5.4.)$$

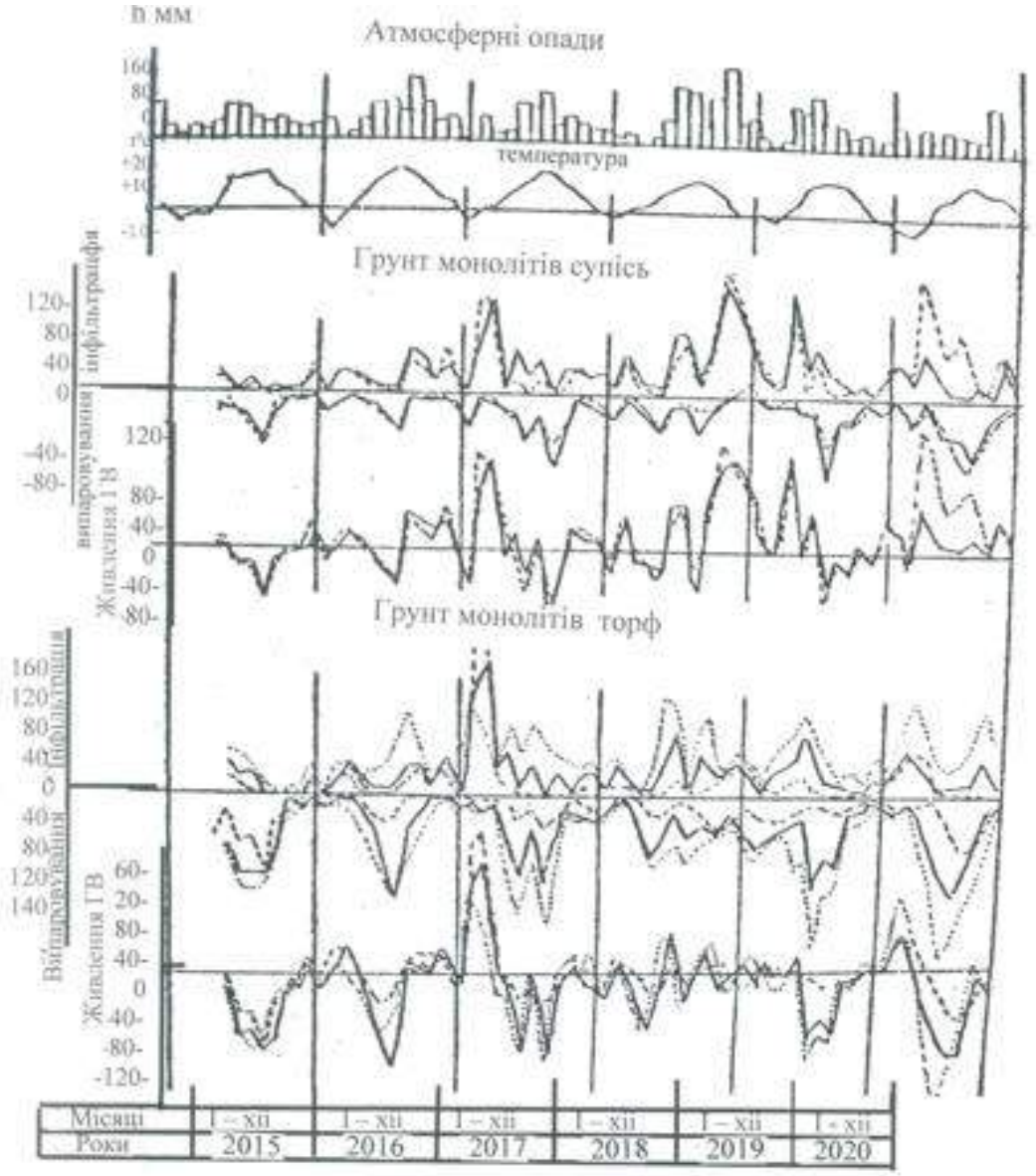


Рис.5.13. Графік зміни елементів живлення ґрунтових вод при різних глибинах їх залягання в залежності від гідрометеорологічних умов. (За даними спостережень у лізиметрах Малинівської воднобалансової станції, Україна).

Графік місячних значень елементів живлення при глибині РГВ рівного 0,4 м.

Графік місячних значень елементів живлення при глибині РГВ рівного 0.8 м.

Графік місячних значень елементів живлення при глибині РГВ рівного 1.2 м.

де, $H_{ГВ}^{до}$, $H_{ГВ_a}^{до}$, - глибина залягання грунтових вод на масиві та свердловинах-аналогах до освоєння.

Зміни коливань грунтових вод у вегетаційний період ($\Delta H_{ГВ}$), з урахуванням коефіцієнта приведення ($К_{ГВ}$), визначалися за виразом виду:

$$\Delta H_{ГВ} = H_{ГВ}^{ПО} - H_{ГВ_a}^{ПО} \cdot K_{ГВ}, \qquad (5.5.)$$

де, $H_{ГВ}^{ПО}$ та $H_{ГВ_a}^{ПО}$ - глибина залягання грунтових вод на масиві та свердловинах-аналогах після освоєння.

Основні труднощі при виконанні зазначених досліджень полягали у підборі свердловин-аналогів, які розташовувалися в однакових геолого-гідрологічних та кліматичних умовах, що характеризують рівень режиму одного і того ж водоносного горизонту у різних антропогенних умовах (у зоні освоєння і за її межами), при неглибокому заляганні грунтових вод у вегетаційний період. Їх формування тісно пов'язане із гідротермічним коефіцієнтом $К_{ГТ}$, величину якого можна обчислити за виразом виду:

$$K_{ГТ} = \frac{\sum 10h_x}{\sum t_0}, \qquad (5.6.)$$

Тут $\sum 10h_x$ - сума опадів за період, коли температура повітря була вище 10 ° С; $\sum t_0$ - сума температур повітря за встановлений період.

Для з'ясування зазначеного, за даними режимних спостережень 5-ти освоєнних систем, досліджувався графічний зв'язок меженних глибин залягання грунтових вод з гідротермічним коефіцієнтом. Аналіз графіків дозволив встановити, що положення і нахил прямих, що розглядають зв'язки, у періоди до і після освоєння, значно відрізняються один від одного, що дало можливість визначити числові значення величин зниження рівнів грунтових вод у будь-яких умовах зволоження. Між рівнями грунтових вод освоєнних масивів, незважаючи на різні глибини їх залягання, існує чіткий зв'язок на значній відстані (1000 і більше м) від відповідної системи. Цей зв'язок зменшується або взагалі відсутній. Аналіз вихідного матеріалу з

графічною побудовою дозволив встановити дальність впливу освоєння на режим ґрунтових вод прилеглих територій стосовно розрахунку паводкового стоку. Зазначене характеризується відстанню близько 1100-1500 м.

Таблиця 5.5.

Зміна мінімальнмх літніх рівней грунтових вод ($\Delta H_{гв}$) на землях Стир-Стохідської меліоративної системи (Україна). Землі освоєнні у 1966р.

Роки спос-тере-жень	На відстані 150 м від МК		На відстані 200 м від МК		На відстані 500 м від МК		На відстані 1000 м від МК		На відстані 1500 м від МК		На відстані 2000 м від МК	
	Літній мінімум	$\Delta H_{гв}$	Літній мінімум	$\Delta H_{гв}$	Літній мінімум	$\Delta H_{гв}$	Літній мінімум	$\Delta H_{гв}$	Літній мінімум	$\Delta H_{гв}$	Літній мінімум	$\Delta H_{гв}$
1966	0,90 9.X	—	1.48 9.X	—	1.90 14.X	—	1.20 15.IX	—	1.90 14.IX	—	1.20 10.X	—
1970	1.60 27.IX	- 0.50	2.08 I.X	- 0.60	2.50 23.VIII	- 0.60	1.60 27.IX	-0.40	1.86 27.VIII	+0.40	1.31 27.X	-0.11
1975	1.56 7.IX	- 0.66	2.10 20.IX	- 0.62	2.31 12.IX	- 0.41	1.22 10.VIII	+0.02	1.48 10.VIII	+0.42	1.02 10.X	+0.08
1980	1.75 17.IX	- 0.85	2.20 28.X	- 0.72	2.28 18.VII	- 0.38	1.53 12.X	-0.32	1.86 13.X	+0.04	1.17 8.VII	+0.03
1990	1,92 14X	- 1.02	2.32 10.X	- 0.84	2,63 22.IX	- 0.73	1.70 2.VII	-0.50	2.00 10.VIII	-0.10	1.22 18.IX	-0.02
2000	1.60 27.VII	0.70	2.16 20.VII	- 0.68	2.40 25.IX	- 0.50	1.40 20.VII	-0.20	1.79 1.X	+0.11	1.10 13.VII	+0.10
2005	1.72 26.VI	- 0.82	2.10 23.IX	- 0.62	2.38 18.VII	- 0.48	1.39 7.X	-0.19	1.80 1.VII	+0.10	1.18 15.IX	+0.02
2010	1.59 27.VII	0.79	2.25 20.VII	- 0.59	2.31 18.IX	- 0.39	1.50 20.VII	-0.30	1.73 1.X	+0.19	1.16 13.VII	+0.06
2015	1.67 18.VI	- 0.91	2.19 5.IX	- 0.66	2.43 9.VII	- 0.44	1.42 12.X	-0.16	1.87 15.VII	+0.10	1.21 10.IX	+0.04

У таблиці 5.5., для прикладу підтвердження висловленого вище, представлені дані, що характеризують зміни грунтових вод вегетаційного періоду, у зв'язку з освоєнням земель.

Аналіз даних табл. 5.5. показує, що максимальні зниження грунтових вод (0,5-1,2) спостерігаються у зоні до 200 м від магістрального каналу. На відстані 500-1000 м від водної мережі рівні ґрунтових вод коливаються у межах (0,73-1,9 м), а на відстані 1200-1400 м від МК спостерігається деяке підвищення ґрунтових вод сусідніх земель.

Однак, як показала обробка даних гідрогеолого- меліоративних експедицій та матеріалів гідромеліоративних створів, розташованих на освоєнних землях і за її межами, дальність впливу освоєння на водний режим прилеглих до них територій поширюється до 3 - 4 км і більше, а зниження грунтових вод на 0,9; 0,6 і 1,2 м спостерігається при віддаленні від системи, відповідно при 0,6 - близько 1, 1,2 - майже 3 км. При цьому автором встановлено, що дальність впливу освоєння на прилеглу до неї територію залежить від типу грунтів і, головним чином, від механічного складу грунтів. Для грунтів легкого механічного складу дальність впливу становить до 5-10 км, а для грунтів важкого механічного складу - до 3-5 км. Отримані висновки підтверджують результати дослідження інших авторів. Залягаючи неглибоко від поверхні грунту і при цьому знижуючись РГВ призводять до суттєвих змін водного режиму грунтів зони аерації. Схема впливу осушення та зволоження освоєнних земель на водний режим прилеглих територій представлена на рис. 5.14.

При двосторонньому регулюванні водного режиму грунтів, тобто при зволоженні освоєнних земель, ми підвищуємо РГВ на меліорованій ділянці, а значить, і на прилеглій до нього території, тобто впливаємо на прилеглу територію. Проте, як показали польові досліди, виконані на Красновольській і Турській осушувальних системах (Україна), зона впливу, у цьому випадку, зменшується майже на половину через менший вплив депресійної кривої грунтових вод на прилеглу територію, у зв'язку з тим, що при зволоженні відбувається процес нагнітання води у грунт, а не її стягування.

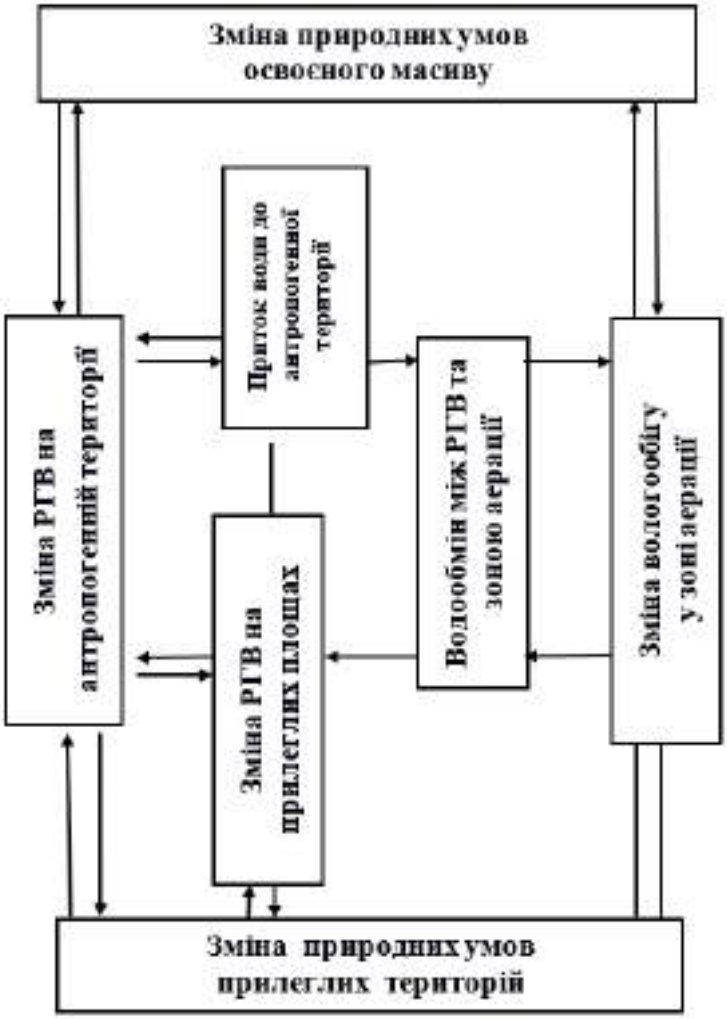


Рис.5.14.Схема впливу сучасних умов на водий режим прилеглих територій

Зниження ґрунтових вод, у зв'язку з освоєнням, призводить до збільшення ухилу грунтового потоку та обсягу припливу води до системи, що сприяє зниженню ґрунтових вод на прилеглих територіях та порушення вологообміну у зоні аерації.

Зазначене сприяє зміні величини випаровування в сторону його зменшення із поверхні ґрунтових вод, а у зв'язку з цим, зменшення живлення РГВ фільтрівними опадами, а значить, погіршення вологозабезпеченості рослин [1.20, 1.26]. Звичайно, у загальному, незначні зміни величини сумарного водообміну спостерігаються при повних гідрологічних циклах РГВ відповідних певній водності. Зміна водообміну буде більш значною при коротких інтервалах часу, наприклад, місяць, тиждень, день, що має істотне значення при

розрахунках паводкового стоку, який формується у короткі проміжки часу.

За даними спостережень на освоєнних землях та монолитах грунтів підтверджено, що глибина залягання грунтових вод залежить від шару опадів, що випадають, випаровування, відтоку і грунтового живлення (рис. 5.13). До факторів, які найбільш відчутні та різко впливають на хід зміни рівнів ґрунтових вод відносяться опади (h_x) та випаровування (E_o) (рис. 5.15).

Зазначене помітно проявляється на мінеральних грунтах на глибині грунтових вод до 1,2 м, на торф'яних - 1,0 м, а іноді і менше. Обробкою даних підтверджено висновок В.Ф. Шебеко (1980р.), що між зниженням ($\Delta H_{ГВ}$) ґрунтових вод та сумою температур повітря за

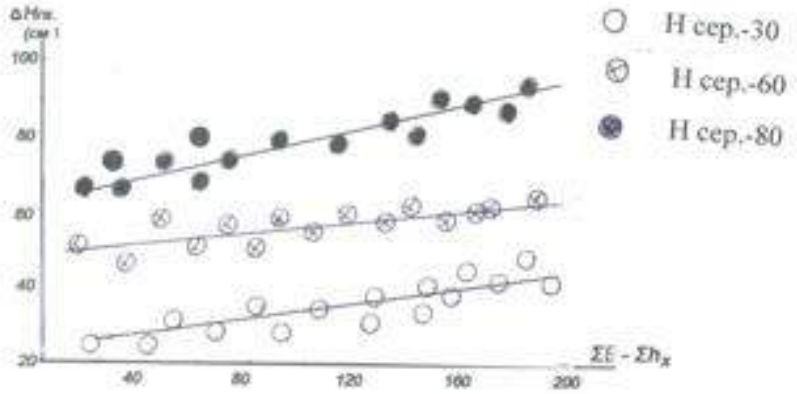


Рис. 5.15. Графік зв’язку змін грунтових вод в залежності від різниці сумарного випаровування та опадів (за даними Малинівської воднобалансової станції та В.Ф. Шебеко)

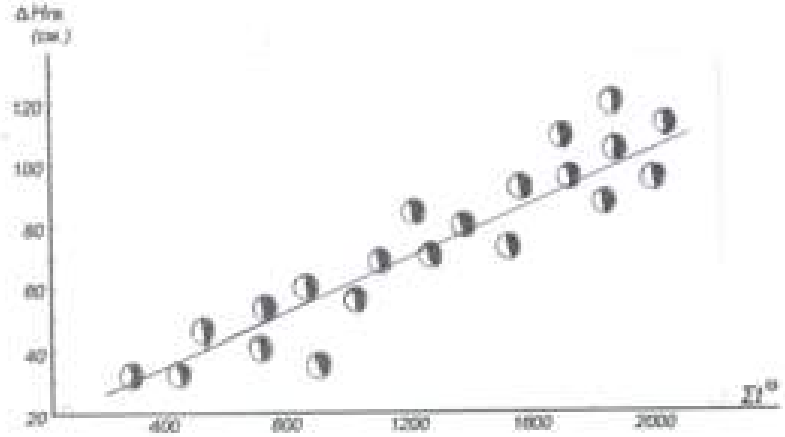


Рис. 5.16. Залежність пониження грунтових вод від сум температур повітря вегетаційного періоду (для грунтів північної частини України та Білорусі)

вегетаційний період існує задовільний зв'язок (рис. 5.16). При досягненні сумарних плюсових температур повітря понад 1200 °С. зазначений зв'язок ясно виражений.

5.2.3. Запропоновані рівні грунтових вод

Подальше завдання досліджень полягало в уточненні рекомендованих оптимальних значень рівнів грунтових вод, підтримуваних на освоєнних землях, у залежності від типу грунту та виду сільгоспкультури. Дослідження з уточнення оптимальних значень рівнів ґрунтових вод, стосовно аналізованої території, виконувались на землях Турської осушувальної системи, а також використовувалися дані лізіметричних спостережень Малинівської водно-балансової станції. У лізіметрах підтримувалися під однією і тією ж культурою різні рівні грунтових вод: 60-80-100-110 см. Перший варіант досвіду полягав у підтримці постійної величини рівня ґрунтових вод у лізіметрах протягом усього вегетаційного періоду. Другий варіант передбачав створення різних комбінацій рівнів ґрунтових вод під однією культурою, наприклад, 60-80-100 см. , або 50-70-90 см і т.д. Для виміру рівня води у лізіметрах встановлювалася скляна трубка. Спостереження за лізіметрами велися щодня. У випадках відхилення рівня води у лізіметрі від заздалегідь розробленої схеми, останні встановлювалися на необхідну позначку шляхом доливання води у лізіметр. Згідно посівного періоду у кожному лізіметрі висівалася певна культура та виконувався необхідний за нею догляд.

Після збирання врожаю у кожному із лізіметрів виконувався його перерахунок у ц/га на всю площу ділянки. За отриманими значеннями врожайності сільгоспкультур та підтримці при цій схемі відповідних рівнів води, у лізіметрах будувалися відповідні їм графіки зв'язку для кожної із культур окремо (рис. 5.17). Максимальна величина зібраного врожаю у лізіметрі і відповідає оптимальному значенню підтримуваного рівня води в ньому, який і приймається за розрахунковий. Перевагою лізіметрів є те, що в них без особливих зусиль можна створювати різні комбінації підтримуваних величин

грунтових вод, із високою точністю стежити за їх регулюванням, що досить важко виконувати на освоених системах і в природних умовах.

Точність вимірювання лізіметрами дуже висока, становить ± 5-9%, тоді, як виявити аналогічне, безпосередньо, на освоених землчх шляхом регулювання на ній грунтових вод можна тільки із точністю до ± 20-35% і більше.

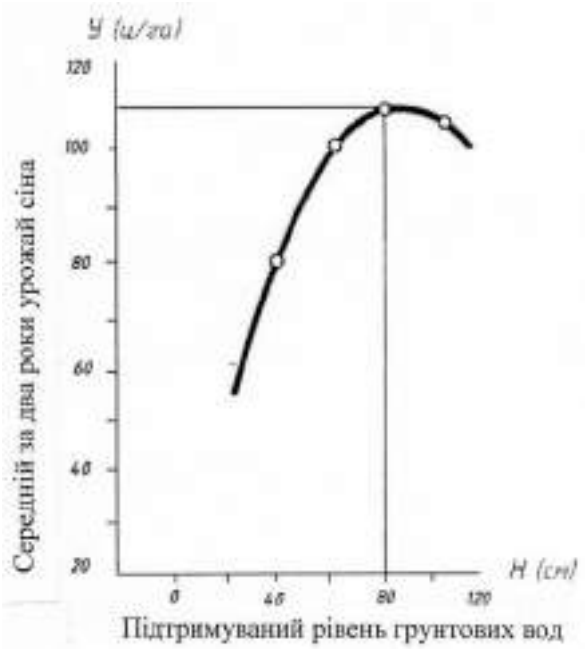


Рис. 5.17. Залежність середнього за два роки урожаю сіна, вирощеного у лізіметрах з монолитами торф’яних грунтів при різних глибинах підтримуваних рівней грунтових вод (за даними спостережень у лізіметрах на Малинівській воднобалансовій станції)

Переваги лізіметра у тому, що у ньому рівні ґрунтових вод на будь-яку дату регулюють протягом декількох хвилин, тоді як у природних умовах зазначене здійснюється протягом 3-5 діб, а, іноді і більше. Захистивши лізіметр з усіх боків, створюються дещо відмінні термічні умови від натурних, та й не завжди у лізіметрі точно може бути відображена грунтова різниця усього басейну, проте, лізіметри є одним з унікальних способів, за допомогою яких можна досить точно виявити зв'язок врожаю та оптимальних значень рівнів грунтових вод.

Для уточнення оптимальних значень ґрунтових вод протягом вегетаційного періоду, у залежності від типу грунту та виду

сільгоспкультури, автором пропонується наступний теоретичний метод. За даними водоспоживання, отриманими автором, для кожного виду сільгоспкультури будується графік їх водоспоживання як функція фаз розвитку рослин та часу вегетаційного періоду (рис. 5.18). На цей же графік наносимо середню величину ґрунтових вод за вегетаційний період, отриману відповідно рис. 5.17., що дає максимум врожаю.. Тому, у масштабі, відклавши від графіка водоспоживання відрізок, який дорівнює середньому значенню грунтових вод і провівши через нього лінію, паралельну кривій водоспоживання, отримаємо графік рекомендованих оптимальних значень ґрунтових вод протягом вегетаційного періоду, з метою отримання високих урожаїв сільськогосподарських культур (рис. 5.18).

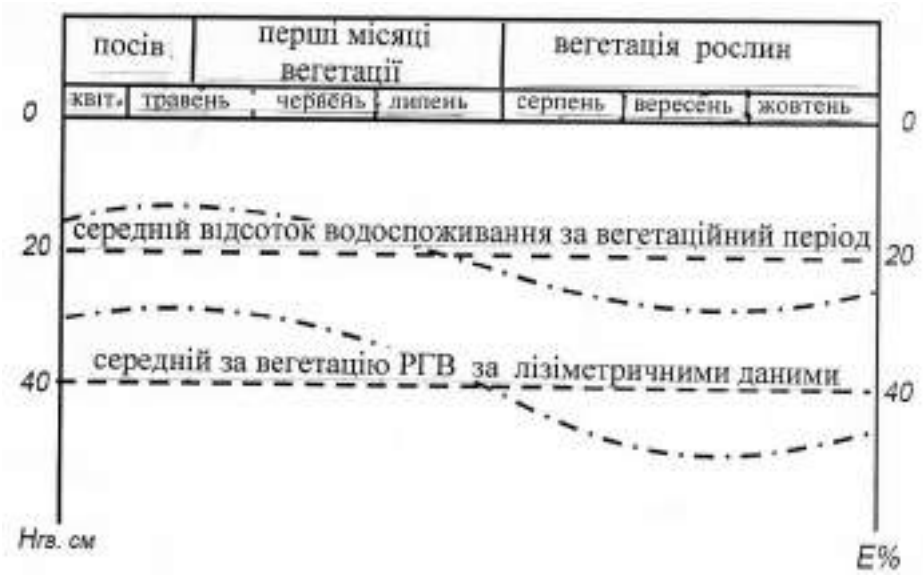


Рис. 5.18. Схематичний графік визначення оптимальних значень рівнів грунтових вод для багаторічних трав за допомогою кривих водоспоживання

Таким чином, виконані автором дослідження дозволили для торф'яних та мінеральних грунтів, з метою отримання високих і сталих врожаїв сільськогосподарських культур, а також уточнення умов організованості та розрахунку дощового стоку, окрім усього рекомендувати для практичного використання наступні уточненені оптимальні значення рівнів грунтових вод, безпосередньо для освоєнних земель даної території, виразивши їх у залежності від виду культури, забезпеченості року опадами та часу вегетації рослин (табл.

Таблиця 5.6.

Рекомендовані оптимальні значення глибин грунтових вод для торф’яних грунтів України, Білорусі та Росії

Сільськогосподарська культура	Рівень грунтових вод, м				
	Місяці				
	V	VI	VII	VIII	IX
	Середньо-засушливі середньо-вологі роки	Середньо-засушливі середньо-вологі роки	Середньо-засушливі середньо-вологі роки	Середньо-засушливі середньо-вологі роки	Середньо-засушливі середньо-вологі роки
Овес на зерно, жито, пшениця	0,45-0,55	0,55-0,65	0,65-0,70	0,70-0,80	0,80-0,90
Багаторічні трави, пасовища	0,45-0,55	0,55-0,65	0,65-0,70	0,70-0,80	0,80-0,90
Кормові коренеплоди, буряк, морква	0,45-0,55	0,55-0,65	0,65-0,70	0,70-0,80	0,80-0,90
Капуста пізня	0,45-0,55	0,55-0,65	0,65-0,70	0,70-0,80	0,80-0,90
Картопля, кукурудза на силос	0,45-0,55	0,55-0,65	0,65-0,70	0,70-0,80	0,90-1,00
Конопля, льон	0,45-0,55	0,55-0,65	0,65-0,70	0,70-0,80	0,90-1,00
Цукровий буряк	0,45-0,55	0,55-0,65	0,65-0,70	0,70-0,80	0,90-1,00

5.6, 5.7). При розрахунках і встановленні норм освоєння автор враховув тип освоєнної території , вид рослин, час вегетації та кліматичні умови року [3.5]. У зв'язку з тим, що при обчисленні паводкового стоку заданої ймовірності перевищення розрахунковий рік, за забезпеченістю опадами, є невідомим. Автор на підставі аналізу гідрометеорологічних даних, використовуючи при цьому отримані автором вище висновки та пропозиції, не зменшуючи її точності визначення розрахункової величини дощових витрат, рекомендує представлені у табл. 5.8 і 5.9 осереднені значення глибин ґрунтових вод для освоєнних торфових та мінеральних грунтів різної території, стосовно розрахунку паводкового стоку.

Таблиця 5.7.

Розрахункові значення глибин грунтових вод для освоєнних торф'яних грунтів України, Білорусі та Росії стосовно розрахунку дощового стоку

Сільськогосподарська культура	Рівень грунтових вод, м				
	М ІС Я Ц І				
	V	VI	VII	VIII	IX
Овес на зерно, жито, пшениця	0,50	0,60	0,75	0,85	0,95
Багаторічні трави, пасовища	0,55	0,65	0,75	0,85	0,95
Кормові коренеплоди, буряк, морква	0,60	0,70	0,80	0,90	1,00
Капуста пізня	0,55	0,65	0,75	0,85	0,95
Картопля, кукурудза на силос	0,60	0,70	0,80	0,90	1,00
Конопля, льон	0,50	0,60	0,70	0,85	1,00
Цукровий буряк	0,60	0,70	0,80	0,90	1,00

Протягом вегетаційного періоду запаси вологи у кореневому шарі грунту повинні бути достатніми для задоволення потреб вирощуваних сільськогосподарських культур.

При визначенні режиму підгрунтового зволоження, за допомогою регулювання грунтових вод, необхідно знати залежність зволоженості грунту від глибини залягання грунтових вод. Істотний вплив на це має величина випаровуваності, що змінюється, у залежності від вегетаційного періоду, типу грунту та сільгоспвикористання від 1 до 10 і більше мм за добу. Прийнявши при цьому, за шукану функцію оптимальну величину рівня грунтових вод ($H_{ГВ}$), який повинен забезпечуватися на освоєнних землях дренами - зволожувачами, а як аргумент - випаровуваність *(E),* автором був побудований графік, що дозволяє визначити необхідну глибину підтримуваного рівня грунтових вод для забезпечення заданої вологості розрахункового шару грунту із урахуванням випаровування (рис. 5.19).

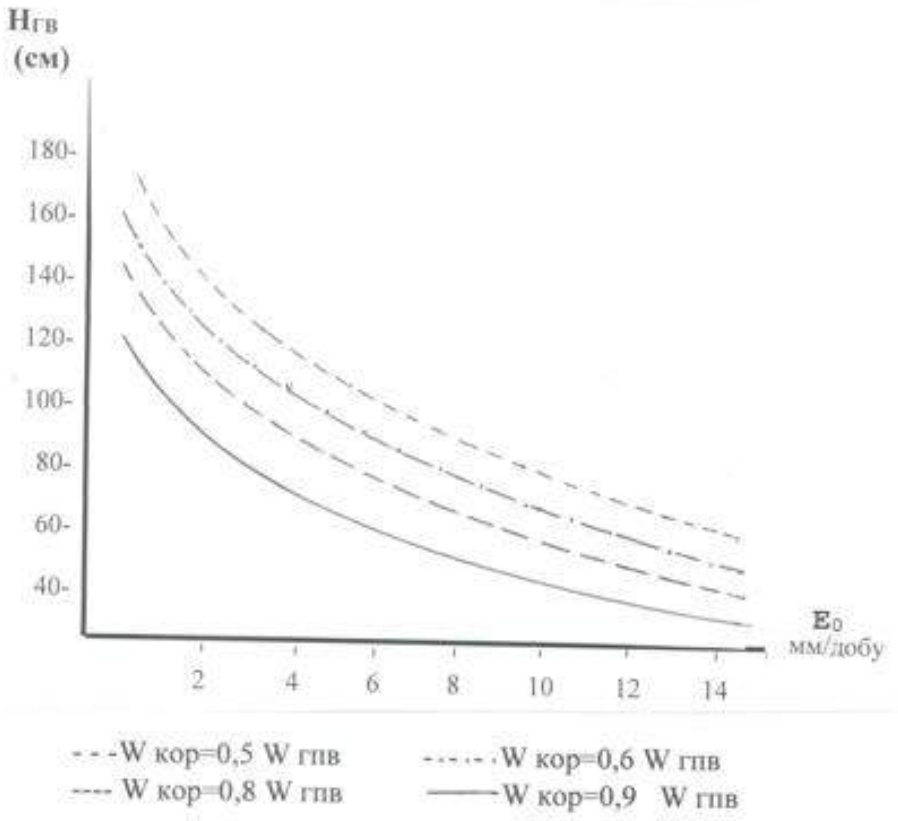


Рис. 5.19. Графік для корегування глибин грунтових вод з врахуванням заданої вологості орного шару грунту і випаровування (за даними автора для суглинистих грунтів північної частини України)

Представлений графік побудований для суглинних типів грунтів при вологості кореневого шару грунту $W_{кор}$ = (0,5; 0,6; 0,8; 0,9) · $W_{гпв}$.

З рис. 5.19 виходить, що якщо у розрахунковому (орному) шарі грунту (H = 0,3-0,4 м) необхідно забезпечити середню вологість $W_{кор}$ = 0,8 $W_{ГПВ}$ то при E - 5 мм / добу депресійна крива грунтових вод повинна розташовуватися на глибині 1,05 м. Графіки дають можливість встановити у заданому інтервалі оптимальної вологості кореневого шару та випаровування заданої забезпеченості, допустимі значення коливань ґрунтових вод. Зазначена умова може бути використана, крім розрахунку паводкового стоку, для визначення відстаней між каналами.

У вегетаційний період випадає значна, у досліджуваному регіоні, кількість опадів, до 70% її річної норми. Частина опадів стікає, а частина із них, у залежності від виду культури, типу грунту та його вологості, глибини залягання ґрунтових вод тощо, просочується углиб грунту, змінюючи дзеркало ґрунтових вод, що є функцією організованості стоку. Тому завданням подальших досліджень автора було вивчення динаміки змін ґрунтових вод у залежності від шару опадів.

Випадаючи на поверхню грунту, частина опадів спочатку акумулюється як на поверхні, так і у верхніх шарах грунту, а потім вже просочується униз, до рівня грунтових вод. Звідси випливає, що чим більше акумулююча здатність грунту, тим більше її вплив на режим ґрунтових вод. Ступінь впливу опадів на режим ґрунтових вод залежить і від глибини їх залягання, тому на один і той же шар опадів, що випадають, по різному реагують рівні ґрунтових вод. У даний час існує ряд методів, що дають можливість кількісно визначити вологообмін грунтових вод з осаду. Існуючі методи можна розділити на три групи:

1. Методи, засновані на експериментальному визначенні зв'язку інфільтрації атмосферних опадів та грунтових вод зони аерації.
2. Методи, засновані на встановленні балансу ґрунтових вод від атмосферних опадів за емпіричними залежностями, що враховують значення фільтраційних характеристик та зміни потужності водоносного пласту.

3. Методи, засновані на визначенні водного балансу грунтових вод у межах водозборів.

Автор віддав перевагу експериментальним дослідженням та методам водного балансу. Розглянемо спочатку коротко механізм залежності рівня ґрунтових вод від опадів.

Товщу грунту над дзеркалом ґрунтових вод розділимо на три зони:

1. Нижню, із постійною вологістю у вертикальному напрямку - зону капілярного насичення. 2. Перехідну зону, де спадає знизу угору вологість і на різній висоті знаходяться верхні стовпчики води, які насичують капіляри та 3- верхню зону, де немає гравітаційної вологи. З цього випливає, що у нижній зоні обсяг пустот, вільних від води, буде рівним різниці повної капілярної вологоємності, а у верхніх шарах обсяг пустот буде завжди постійним, найбільшим та рівним різниці повної і максимальної вологоємності, але цей стан буде існувати до випадіння опадів або зміни положення рівня грунтових вод.

Зіткнення висхідних і низхідних ниток води буде наступати у різних точках у різні моменти часу. За рахунок цього дзеркало ґрунтових вод виявиться піднятим, але не буде знаходитися у стані рівноваги до тих пір, поки не встановиться гігроскопічна рівновага. Взагалі опади не викликають негайного підняття ґрунтових вод, а відбувається воно через якийсь проміжок часу. Зазначене пояснюється ступенем висушування грунту, водно-фізичними властивостями, наявністю капілярних менісків та плівковою води у верхніх шарах грунту.

Швидкість, як зазначалося вище, початкового підйому і поступовість спаду можна пояснити тим, що у нижній зоні обсяг незаповнених водою пустот малий і гігроскопічний тиск, який створює підйом рівня, передається дуже швидко, швидше, ніж підйом у капілярах, які частково закладені водою та створюють спадний потік грунтових вод. За вихідними даними можна знайти величину підйому рівня ґрунтових вод до тих пір, поки вона не буде дорівнюввти ефективності, яка відповідає максимальному його підйому, що

спостерігається тоді, коли верхня межа нижньої зони не досягає денної поверхні.

Вплив опадів на величину змін рівнів ґрунтових вод визначавося авторам, як за гідрометричними даними Держкомгідромету, так і за даними управлінь водного господарства, а також шляхом постановки спеціальних експериментів, на дослідних ділянках (осушувальна система у верхів'ї річки Стохід та Турська осушувальна система) три рази на добу, а у разі потреби і щогодини, фіксувалися значення рівнів грунтових вод у свердловинах: перед, під час та після випадання різних за характером опадів. Для фіксації випадання шару опадів на системах встановлювалися у тих же місцях по кілька саморобних польових дощомірів. Для врахування впливу вологості грунту на даний процес, за глибиною активного шару, бралися проби на вологість перед дощем. Обробка та аналіз отриманих даних дозволив встановити кореляційний зв'язок між рівнем грунтових вод (ΔНгв) та шаром атмосферних опадів при заляганні грунтових вод до 1,0 м (рис. 5.20).

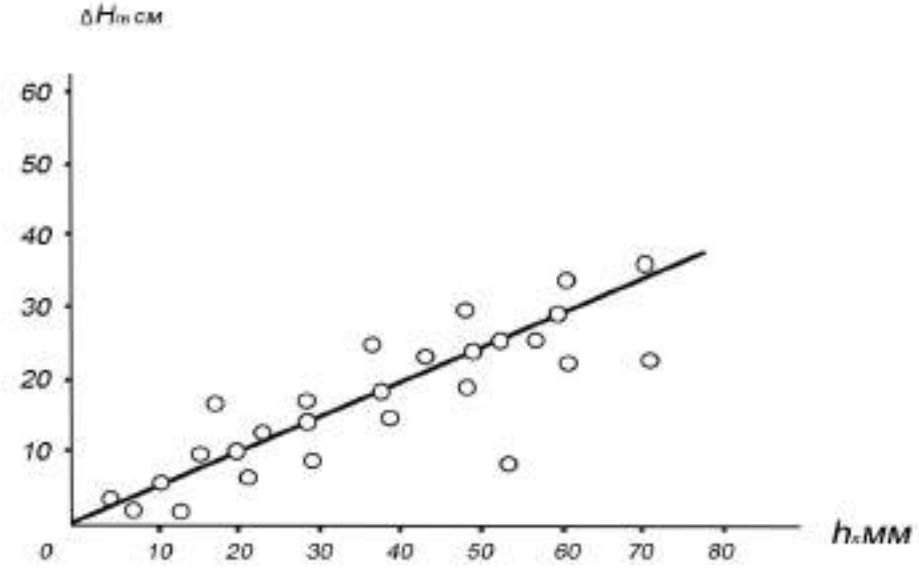


Рис. 5.20. Залежність посередніх за площею величин підйому рівней грунтових вод від шару опадів.
(Грунти торф’яні, грунтові води залягають на глибинах до 1 м.)

Побудований зв'язок правомірний для усієї розглянутої території, де виконуються меліоративні роботи, тому може застосовуватися при розрахунках дощового стоку.

Розподіл точок на рис. 5.20 пояснюється відмінністю типів грунтів та їх водно-фізичних властивостей, різницею сільгоспвикористання, а також точністю вимірювання та обробки вихідних даних. Крім того, при випаданні рясних дощів, особливо на торф'яний меліорований грунт, поверхневий шар їх швидко зволожується до повної насиченості, а потужність промоченого шару, при цьому, становить до 0,2-0,3 м. При випаданні наступних опадів потужність насиченого шару поступово збільшується. Поверхневий промочений шар здатний утримувати більшу частину опадів. Утриманню води у ньому

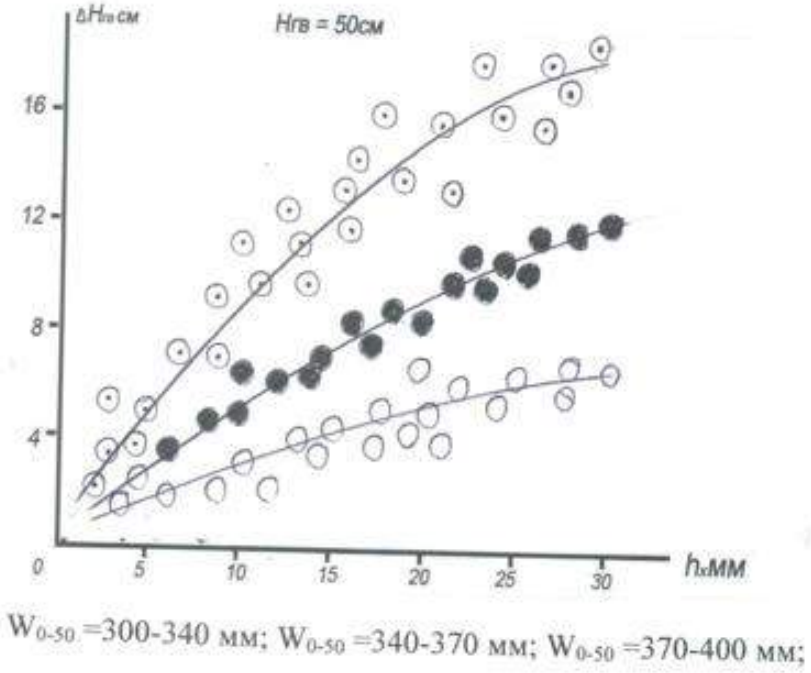


Рис. 5.21. Зв’язок підйому рівней грунтових вод та шару опадів в залежності від вологості грунту для осушених торф’яних грунтів Білорусі, України та Росії (за даними автора)

○ W_{0-50} = 300-340 мм;● W_{0-50} = 300-340 мм;

○ W_{0-50} = 300-340 мм

сприяють великі лінзи мулу, які часто зустрічаються у шарі торфу, що веде до формування "підвішеного" горизонту підземних вод, який значно послаблює вплив опадів на режим ґрунтових вод. Останнє виявляється тільки після промочування усього горизонту, який створює, як би критичну, або перехідну зону впливу шару опадів на величину зміни ґрунтових вод. Критична або перехідна зона для

території західних районів північної частини України складає до 70 мм, для східних - близько 58 мм, а для Білорусі - у межах 60-65 мм.

Найбільший інтерес та практичну цінність для розрахунків дощового стоку представляє встановлення та аналіз зв'язків між зміною ґрунтових вод (ΔНгв) у залежності від їх глибини (НГВ), шару опадів (hx) і вологості (W) орного 50 см шару ґрунту, які відіграють головну роль у формуванні дощового стоку. Автором, для торф'яних осушених грунтів Українського Полісся, перевірені і доповнені аналогічного роду зв'язку, отримані В.Ф. Шебеко для ідентичних грунтів Білорусі, які представлені на рис. 5.21. Отже для розрахунку дощового стоку, окрім вологості грунту, шару опадів, глибини залягання ґрунтових вод, випаровування, необхідно знати і динаміку ґрунтових вод.

5.2.4. Коефіцієнт підйому грунтових вод

Автор для характеристики зміни ґрунтових вод вводить "коефіцієнт підйому грунтових вод", під яким розуміють відношення висоти підйому рівня ґрунтових вод до шару опадів, які утворюють цей підйом.

Автором встановлено, що коефіцієнт підйому рівня $К_н$ залежить від акумулюючої здатності грунту, шару опадів та величини рівня грунтових вод, змінюючись у межах від 0 до 8-10 на торф'яних та болотних грунтах, до 12-13 - на мінеральних грунтах (піщаних та супіщаних). Залежності $К_н$ від опадів на освоєнних торфових грунтах дещо відрізняється від мінеральних. Відмінність полягає у наступному: при збільшенні кількості опадів, коли вологозапаси дуже близькі до польової вологоємності, $К_н$ зменшується, чого не спостерігається на мінеральних грунтах. При малих вологозапасах в грунті, при збільшенні шару опадів, спочатку $К_н$ збільшується, а потім зменшується, коли вологозапаси досягають величини польової вологоємності. На величину зміни ґрунтових вод, крім опадів, робить істотний вплив випаровування.

Покажемо на прикладі зміни рівня ґрунтових вод у залежності від шару опадів, отримавши конкретну величину коефіцієнта підйому ґрунтових вод або ефективність опадів. Наприклад, за добу у даному

пункті випало 17 мм опадів, випарувалося 3 мм, ефективних опадів залишилося 14 мм, Рівень грунтових рік за цей час на освоєнній території піднявся із 90 до 80 см., тобто, на 10 см. Тоді величина коефіцієнта підйому ґрунтових вод або ефективність опадів буде дорівнювати $К_{гв}$ =10/14 =0, 715.

Таким чином, ящо випали опади із шаром, навіть до 10-15 мм на територію із вологими ґрунтами, де залягають грунтові води до 0,9 м, це викликає різкий підйом їх, причому, чим вище вологість грунту, тим більше простежується зазначене. Випавші опади, досягаючи грунтових вод, збільшують і вологість грунту, а піднімаючі грунтові води підвищують зону підживлення, наближаючи її до поверхні грунту. Тому, випадаючі в описаних умовах наступні опади у меншій мірі будуть витрачатися на поглинання, значно підвищуючи при цьому величину дощового стоку. Для повного уявлення та визначення ролі режиму ґрунтових вод, що бере участь у формуванні дощового стоку, необхідно знати динаміку ґрунтових вод у залежності від шару опадів, що випадають та інших визначальних її факторів, на чому зупинимося окремо.

У даний час, одночасно із будівництвом, здійснюється реконструкція багатьох існуючих старих осушувальних систем, тобто виконується комплекс заходів, спрямованих на перевід осушувальних систем в осушувально-зволожені [1.58, 1.56]. Зволоження осушених земель полягає у регулюванні водно-повітряного режиму грунтів за допомогою методу попереджувального шлюзування чи дощування. Це призводить до зміни режиму та динаміки ґрунтових вод. Тому певний інтерес представляє вивчення швидкостей та часу стабілізації грунтових вод не тільки для розрахунків дощового стоку, а й для визначення оптимальних відстаней між дренами як для цілей осушення, так і зволоження осушених земель, призначення дат зволоження сільгоспкультур.

Вивчення динаміки грунтових вод виконувалося експериментальним шляхом на землях осушувальних систем Волинської області (Україна), що є характерними для досліджуваного

регіону, як у грунтово-геологічному, гідрологічному, так і конструктивно-географчному відносинах.

Дослідні ділянки закладалися на полях як із дренажем, так і без нього. На ряді ділянок дренаж був закладений через 10, 14, 16 і 18 метрів, що дало можливість вивчити не тільки динаміку ґрунтових вод, а й виявити оптимальний варіант його закладки. Режим динаміки грунтових вод досліджувався автором у вегетаційний період, причому враховувалася вологість року за кількістю опадів, що випали. Дослідження динаміки грунтових вод під кротовим дренажем виконувалося на осушених землях радгоспів "Ратнівський", "Городокський" та "Маневицький", де грунти представлені малопотужними, середніми за потужністю та глибокими торфовищами, що підстилають, як правило, оглеєні піском. Кротовий дренаж закладався на глибину 0,8-1,0 м. Заміри рівнів ґрунтових вод проводилися за гідромеліоративними створами. Вологість грунту встановлювалася ваговим способом. Зволоження ґрунту виконувалося методом шлюзування.

Заміривши рівні грунтових вод у свердловинах, проводився підйом рівня води у каналах на зацікавлену висоту і через кожні дві-чотири години виконувався замір рівнів грунтових вод у свердловинах на різних відстанях від каналу до тих пір, поки останні не стабілізувалися. Окремі результати вимірів рівнів ґрунтових вод до та після зволоження дерново-підзолистих супіщаних грунтів представлені у табл. 5.10.

Дослідами встановлено, що при зволоженні місцевості відкритими каналами ступінь впливу рівня води у каналі на депресійну криву згладжується і стає практично не помітною на відстані від каналу 300-400 м, а при зволоженні, за допомогою дренажу, відстань збільшується у півтора рази. Автором на тих же ділянках обчислені швидкості підйому ґрунтових вод у залежності від експлуатації дренажу (табл. 5.11.).

Таблиця 5.10.

Результати замірів грунтових вод на різній відстані від каналу при різній схемі експлуатації дренажу до зволоження та після його проведення

Дослідні участки	Рівні грунтових вод від поверхності, см									
	До зволоження					Після зволоження				
	Відстань від каналу, м									
	10	25	50	100	150	10	25	50	100	150
Без дрен	82	105	121	135	142	59	77	85	92	104
Дрени через 10 метрів	98	110	119	124	133	63	70	75	83	95
Дрени через 14 метрів	110	120	130	137	142	68	76	85	98	110

Таблиця 5.11

Динаміка грунтових вод у залежності від схем експлуатації дренажу

Дослідні участки	Величина подйому грунтових вод за 5 діб, см					Середня швидкість підйому грунтових вод, см/доб				
	відстань від каналу, м									
	10	25	50	100	150	10	25	50	100	150
Без дрен	68	44	38	22	12	11,8	9,8	6,8	5	3,2
Дрени через 10 метрів	77	55	45	40	26	14,1	12	10	7,2	4,7
Дрени через 14 метрів	73	51	42	34	19	13,2	11,5	9	5,5	2,7

Як видно із таблиці 5.11. максимальна величина підйому рівня ґрунтових вод відповідає відстані від каналу 10-15 м, а середня швидкість підйому їх змінюється від 2,2 см / добу на відстані 150 м від каналу на ділянках без дренажу, до 14,6 см / добу при відстані від нього 10 м, коли дренаж закладений через 10 м. Зі сказаного випливає,

що на величину швидкостей підйому істотно впливає підпір або тиск води з боку каналу. На землях із дренажем, при відстані від каналу до 150 м і вологості грунту 0,4-0,5 ППВ, середня швидкість підйому ґрунтових вод становить для орного горизонту 6,21 см / добу.

При збільшенні вологості грунту до 0,7-0,8 ППВ, значення швидкостей підйому ґрунтових вод зменшується при відстані до 90 м у 1,8-2,1 рази, а при відстані більше 110 м - у 1,1-1,15 рази. Із зазначеного випливає, що швидкість підйому рівнів ґрунтових вод сухого піщаного грунту значно вища, ніж у вологому. На суглинних грунтах, на відміну від піщаних, картина протилежна [1.56] .

При вологості, що відповідає 0,7-0,8 ППВ, швидкість підйому рівнів ґрунтових вод збільшується, у порівнянні із грунтом вологістю 0,4-0,5 ППВ від 1,6 до 2,3 рази, особливо проявляється зазначене у 100 м приканальних та у приколекторних зонах. Крім грунтової вологості на швидкість підйому грунтових вод істотно впливає коефіцієнт фільтрації та структура грунтового профілю.

Для встановлення впливу підгрунтового зволоження на режим вологості, перед кожним циклом зволоження та після його закінчення бралися проби грунту на вологість на кожній дослідній ділянці. Обробка грунтів на вологість проводилася ваговим способом.

На ділянках, де дренаж закладений через 10 м, вже на третій день за рахунок підйому ґрунтових вод вологість грунту на відстані 25 метрів від каналу та глибині до 50 см збільшувалася на 40% і склала 80% ППВ. На ділянках, із відстанню між дренажами до 14 м, вологість на тій же глибині збільшилася на 25% і склала до 65% від ППВ, а на ділянках без дренажу зволоженість грунту збільшилася всього на 11% і склала 12% від ППВ. На підставі отриманих результатів із визначення швидкостей підйому ґрунтових вод, можна зробити висновок про те, що застосування зволожених ґрунтів методом шлюзування дає значний ефект, особливо на ділянках, де дренаж закладений із відстанню у 10 м. Дренаж призводить до збільшення швидкостей підйому грунтових вод у 1,3-1,6 рази, залежно від відстані між дренамі та відстаней від каналу [1.57] .

Комплексна обробка метеорологічних даних та даних спостережень за режимом ґрунтових вод по Малинівській воднобалансовій станції та Ковельському управлінню експлуатації осушувальних систем дозволила встановити досить чіткий зв'язок динаміки ґрунтових вод, у залежності від погодних умов, що характеризується гіперболічною кривою. Істотний вплив на швидкості підйому та зниження ґрунтових вод робить відмінність водопропускної здатності різних верств грунтів та глибини закладки дренажу (табл. 5.12).

Збільшення глибини закладки дренажу до певної величини вигідно не тільки з метою збільшення інтенсивності осушення і зволоження, але й експлуатаційної його надійності. Між швидкостями підйому та зниженням рівнів грунтових вод існує чіткий функціональний зв'язок, який, при рівних умовах, добре апроксимується прямою лінією при r = 0,81 - 0,85, а для практичних розрахунків дощового стоку швидкість підйому РГВ може бути прийнята рівною швидкості зниження рівнів грунтових вод .

Таблиця 5.12.

Значення швидкостей зниження РГВ (см / добу) у залежності від експлуатації дренажу та різних, за водопропускною здатністю, мінеральних суглинних осушених грунтів (за даними Ковельского управління експлуатації осушувальних систем)

Глибина шару грунту, см	1990 р.			2000р.			2010 р.		
	глибина закладки дренажу, м								
	0,8	1,2	1,5	0,8	1,2	1,5	0,8	1,2	1,5
20 – 40	15	12	10	13	12	11	12	11	10
40 – 60	10	8	7	9	8	8	8	7	7
60 – 80	6	5	5	6	5	6	5	4	5
80 – 100	4	3	3	4	3	3	3	3	4

Виконані дослідження із вивчення динаміки рівнів грунтових вод у залежності від типу грунтів, способу осушення та ін. послужать не

тільки уточненням умов формування дощового стоку, а й можуть бути застосовані при визначенні глибини закладки дренажу та розрахунку відстаней між ними.

5.3. Водовіддача та водоспоживання культур

Опади та освоєння призводять до зміни запасів ґрунтових вод, і відповідно, водопоглинаючої здатності річкових водозборів. Це необхідно знати при оцінці втрат води, що є важливою умовою організованості та розрахунку максимального дощового стоку [2.13, 2.16].

5.3.1. Коефіцієнт водовіддачі грунтів

Позначимо зміну запасів грунтових вод за будь-який проміжок часу через ($\Delta W_{гр}$), що дорівнює добутку коефіцієнта водовіддачі ξ на величину зміни рівня ґрунтових вод ($H_{гв_к}$ – $H_{гв_н}$). Величини коефіцієнтів водовіддачі визначалися за даними спостережень за рівнями води у свердловинах на меліоративних системах Українського Полісся та матеріалами воднобалансових станцій, розташованих у межах даного регіону (табл. 5.13).

Таблиця 5.13.

Значення коефіцієнтів водовіддачі ξ для різних типів грунтів досліджуваного регіону

Назва грунтів	Середнє значення коефіцієнтів водовіддачі ξ
Суглинок легкий	0,05 – 0,06
Суглинок середній	0,03 – 0,04
Суглинок важкий	0,01 – 0,02
Супісь легка (піски глинисті та мілкозернисті)	0,08 – 0,11
Супісь середня	0,05 – 0,04
Піски а) мілкозернисті б) середньозернисті в) крупнозернисті	 0,15 – 0,22 0,22 – 0,32 0,35 – 0,45

Окрім того, для визначення коефіцієнтів водовіддачі автором примінявся метод відкачки води із шурфів, заснований на обліку різниці між повною і найменшою вологоємністю ґрунту. Водовіддача, при цьому, визначалася за об’ємом відкачування та обсягом воронки депресії, що утворилася за час відкачування. Водовіддача встановлювалася за різницею фактичних вологозапасів, виміряних до і після змін рівнів ґрунтових вод.

Вона складалася із відбору проб грунту на вологість з усіх горизонтів зони аерації, включаючи і зону коливання грунтових вод. Отримані таким чином дані, про деякі значення коефіцієнтів водовіддачі, дозволили доповнити існуючі розробки з цього питання табл. 5.13

Із таблиці 5.13 видно, що величина водовіддачі змінюється у широких межах від 0,01 - до 0,4. Це говорить про велику різноманітність грунтів всередині однієї категорій. Для однорідних грунтів величини коефіцієнтів водовіддачі мало змінюються. Коефіцієнти водовіддачі різко зменшуються з глибиною, через збільшення щільності ґрунту та зміни механічного складу. У лісі коефіцієнти водовіддачі, приблизно у 1,5 - 2,0 рази більше, ніж у полі. Це пояснюється наявністю у лісових ґрунтах великої кількості защемленого повітря.

Величина водовіддачі торф'яних грунтів після освоєння зменшиться у 3 і, навіть, 10 разів. Зазначене пояснюється зменшенням фільтраційних властивостей торф'яних ґрунтів у результаті їх освоєння, ущільнення та осадкою торфу. Мінеральні, особливо дерново слабо і середньо-підзолисті ґрунти, супіщані та піщані після осушення збільшують водовіддачу до 2-5 разів. Пояснюється це збільшенням їх фільтраційних властивостей. Характерним є те, що водовіддача у перших два-три роки, у результаті освоєння осушених земель, змінюється незначно, а після шести-семи років експлуатації досягає максимуму і у наступні роки освоєння майже не змінюється. Зміна водовіддачі, у зв'язку з освоєнням, відбувається аналогічно зміні фільтраційних властивостей ґрунтів у результаті їх освоєння, про що зазначалося вище. Зі зміною водовіддачі пов'язана і зміна запасів

ґрунтових вод, що призводить до зміни умов формування дощового стоку.

5.3.2. Зміна вологозапасів грунтів

Для встановлення балансу грунтової вологи необхідно з'ясувати співвідношення між випаровуванням, транспірацією та вологозабезпеченістю за вегетаційний період [1.20, 1.19]. Це визначається із виразу водного балансу, складеного для активного шару ґрунту при відсутності поверхневого стоку, яке автором рекомендується у вигляді:

$$h_{хэ} + П_{гв} = E + R_{инф}\, \Delta W_{гр}, \qquad (5.7)$$

де, $h_{хэ}$ - ефективні опади; $П_{гв}$ - підживлення вологи у розрахунковий шар грунту від рівня грунтових вод; Е - водоспоживання; $\Delta W_{гр}$ - зміна запасів грунтових вод; $R_{інф}$ - інфільтрація води у нижніх шарах грунту. Значення $П_{гв}$ можна визначити у частках від норми зволоження $П_{гв} = К_п \cdot М_з$, де $К_д$ - коефіцієнт підживлення, $М_з$ - норма зволоження.

Як видно із формули (5.7), елементи рівняння тісно пов'язані із грунтовими умовами, сільськогосподарським використанням земель, фільтрацією грунту, механічним складом, метеорологічними умовами і т.д. Так, наприклад, вологообмін з нижчого рівня шарами грунту $П_{гв}$ і $R_{інф}$ обумовлений характером грунту, термічним режимом грунтів, величиною рівня грунтових вод тощо. Основним джерелом зволоження або поповнення запасу вологи активного шару грунту будуть опади і води, що подаються на зволоження із водоприймача.

Якщо проаналізувати ліву та праву частини виразу (5.7), то видно, що різниця між шаром опадів та інфільтрацією є розрахунковими опадами, зміна запасів грунтових вод є різницею між запасами вологи у розрахунковому шарі грунту на кінець та початок розрахункового періоду. Запаси вологи в активному шарі ґрунту на кінець кожного із розрахункових періодів будуть залежати від оптимального вмісту вологи грунту для даної сільськогосподарської культури - $W_{опт}$.

$$\pm\Delta W_{гр} = W_н + \Sigma\,(h_{хр} + П_{гвр}) - E - W_{опт}, \qquad (5.8)$$

де W_H - запас вологи у грунті до початку розрахункового періоду, $К_х$ - розрахункова величина опадів за вегетаційний період, $П_{гв}$ - розрахункова величина підживлення від грунтових вод за вегетаційний період. Виразивши рівняння (5.8) через рівні грунтових вод, отримаємо таку залежність, що дає можливість розрахувати баланс грунтової вологи:

$$\pm\Delta W_{гр}= \Sigma\ (h_{хр}+ П_{гвр}) – \Sigma E\ (H_{гвн} + H_{гвр}), \qquad (5.9)$$

Якщо рівняння 5.8 або 5.9 матиме знак (+) , то це свідчить про надлишки вологи для водоспоживання сільськогосподарських культур, а знак (-) – навпаки, про недоліки води для задоволення у водоспоживанні на розрахункову дату вегетації.

Таким чином, за рівняннями (5,8) або (5.9), виходячи із балансу грунтової вологи, можна виконувати водогосподарський розрахунок для будь-якої сільськогосподарської культури антропогенного масиву.

У рівнянні (5.8) вологозапаси W_H на початок вегетаційного періоду, при високому стоянні рівня грунтових вод, використовуються як на випаровування, так і на грунтовий стік. Звичайно, у різний час вегетаційного періоду ця величина не однакова, так як рівень грунтових вод під впливом підземного відтоку опускається. Як правило, навесні, на початку вегетаційного періоду, рівні грунтових вод до початку сівби і у перші дні вегетації, знаходяться на глибині 0,5-0,6 м. Грунт у цей час насичений вологою до польової вологоємності. У водобалансовий розрахунок, при цьому, необхідно включати тільки підживлення від грунтових вод.

Якщо шар ґрунтових вод знаходиться нижче 0,5-0,6 м, то величина запасу вологи шару 0,5-0,6 м збільшується на величину яка, розташована за межами 0,5-0,6 м до істинної величини ґрунтових вод.

При розрахунку балансу грунтової вологи за формулами 5,8 або 5,9 повинні входити елементи водного балансу певної забезпеченості типового року у сезонному ході в розрізі багаторіччя.

Таблиця 5.14.

Розрахунок балансу грунтової вологи для ділянки освоєнних земель селища "Ратнівський" Турської осушувальної системи

Місяці	Декада	$H_{гв}$ см	W (мм)	Підживлення $П_{гв_р}$ (мм)	Типізовіані опади $h_{x_р}$ (мм)	Типізоване випаровув.	Загальні вологозапаси (мм)	Розрахункові вологозапаси (мм)	Різниця вологозапасів (мм)	$h_{x_р} - П_{гв_р}$	Сума опадів підживлення (мм)	ΣE	$W_y + \Sigma(h_{x_р} - G_{ud_h}) - \Sigma E$	$\pm W_{uh} = W_y + \Sigma(h_{x_р} - G_{ud_h}) - \Sigma E - W_{опт}$
Травень	1	85	620	11	24	12	624	613	-11	13	27	11	650	196
	2	95	690	14	26	15	694	687	-7	12	41	23	650	196
	3	105	760	11	29	20	760	755	-4	18	60	44	650	196
Червень	1	100	820	10	24	21	806	808	+2	14	81	67	650	195
	2	100	820	10	26	24	785	779	+6	16	101	90	645	190

Режим рівнів грунтових вод у розрахунковому році можна обчислити за даними спостережень. Підживлення можна визначити при максимальній вологості, що відповідає даному рівню ґрунтових вод та акумулюючої здатності грунту. При збільшенні розрахункового шару грунту підживлююча її здатність стає рівною акумулюючій здатності активного шару грунту.

Таким чином, знаючи шар опадів, інфільтрацію, розрахунковий рівень грунтових вод та величину підживлення від нього, легко визначити шар стоку. Встановимо зміну вологозапасів грунту на прикладі ділянки освоєнних земель радгоспу « Ратнівський» Турської осушувальної системи (Волинська область, Україна). Приклад розрахунку виконаний у таблиці 5.14. Вихідні дані, представлені у табл. 5.14 визначено розрахунковим і експериментальним шляхом.

На початок самої першої декади запас вологи W_1 = 640 мм, $W_{опт}$ = 565 мм. Як видно із таблиці 5.14., скидання води від опадів не буде, так як всі вони підуть на поповнення запасів вологи у грунті до граничної польової вологоємності.

Якщо величина опадів перевищить необхідну величину поповнення вологи у грунті до гранично польової вологоємності, то з антропогенної площі виникає необхідність скидання зайвої води, яку можна обчислити за виразом виду:

$$h_{сб} = (Н_{гв_н} – Н_{гв_к}) К_{гв}, \qquad (5.10)$$

де, $h_{сб}$ - шар скидання води у м, $Н_{гв_н}$ - допустима величина підйому грунтових вод (норма осушення), $Н_{гв_к}$ - установлена величина ґрунтових вод на кінець розрахункового інтервалу, $К_{гв}$ - коефіцієнт зміни ґрунтових вод.

Надлишок вологи або стік із ділянки можна визначити з аналізу розглянутих вище формул. Після деяких перетворень розрахункова залежність 5.10 рекомендується автором у наступному вигляді:

$$h_{сб} = (Н_{гв_н} – Н_{гв_к}) + W_н + h_х – Е_о – W_к, \qquad (5.11)$$

Розрахунки за визначенням шару паводкового стоку з освоєнних масивів необхідно виконувати для певних за забезпеченістю опадами та випаровуванню років з урахуванням виду грунтів та сільськогосподарського використання земель.

Перш ніж зупинитися на величині водоспоживання сільськогосподарських культур та розкритті її фізичної сутності, головним чином з урахуванням умов формування паводкового стоку, спочатку розглянемо процес випаровування із ґрунту та його зміну, у зв'язку з освоєнням і регулюванням ґрунтових вод, а також транспірацію рослинами та її зміну протягом вегетаційного періоду, у залежності від виду культури і часу вегетаційного періоду. Транспірацію та випаровування об'єднує спільне - це витрати тепла і метеорологічні умови. Однак випаровування залежить, головним чином, від метеорологічних факторів, водного режиму та механічного складу ґрунтів. Транспірацію визначають, в основному, чинники розвитку рослин, тобто їх біологічні властивості, які є функцією метеорологічних умов, грунту та агротехніки. Транспірацію можна розрахувати як різницю сумарного випаровування із ґрунту під рослинами.

Як показала обробка монолітів, встановлених у межах Малинівської воднобалансової станції, величина транспірації протягом вегетаційного періоду, у більшості випадків, у міру росту рослин, зменшується або залишається постійною, а випаровування – навпаки, зростає. Наприклад, транспірація багаторічних трав у травні дорівнює 97% від сумарного випаровування, а у червні - 93%, липні - 60%, серпні - 68% та вересні близько 80%, тоді як випаровування - відповідно: травень - 3% червень - 7% , липень - 40%, серпень - 32% і вересень - 20%. Зменшення та подальше збільшення транспірації пояснюється тим, що трава скошується, а потім знову зростає, що тягне за собою відповідно і зміну величини випаровування, спочатку збільшення, а потім зменшення. Із зазначеного випливає, що чим більше та густіше травостій, то більше і величина випаровування, однак до певного моменту. При хорошому розвитку зеленої маси вирощуваних сільгоспкультур, величина втрат на випаровування на торф'яних ґрунтах набагато менша, ніж на мінеральних грунтах, при тих же умовах. При цьому величина випаровування протягом вегетаційного періоду становить близько 35-45% від загальної кількості опадів, що випали. Транспірація та випаровування істотно змінюються, у зв'язку з освоєнням, направленому на зміну режиму ґрунтових вод. Випаровування змінюється, при цьому, у зв'язку з погіршенням умов руху вологи до горизонту випаровування, а також у зв'язку зі зміною транспірації сільгоспкультур, водно-фізичних властивостей ґрунтів, сільгоспвикористанні земель, яке дає можливість рослинам розвивати кореневу систему та забирати воду із глибших шарів грунту. У зв'язку з цим не можна обмежитися, при вивченні впливу осушення на випаровування, тільки режимом грунтових вод. При цьому необхідно встановити межі змін рівнів ґрунтових вод, які впливають на величину випаровування.

Для оцінки зміни випаровування ґрунтових вод, при зниженні їх рівня, використовувалися водобалансові лізіметри, які встановлені на Малинівській водобалансовій станції, а також матеріали Мінської дослідної болотної станції. У польових лізіметрах для вивчення випаровування підтримувалися постійні рівні 0,4; 0,6; 0.8; 1,0; 0,2 м при

площі їх 0,5 х 0,5 м. Вологозапаси та їх зміна вимірювалися вологомірами - тензіометрами. У перших чотирьох монолітах поверхню їх не засівали, а на інших чотирьох вирощували багаторічні трави. Таким чином, на монолітах проводився цілий комплекс спостережень за водообміном та вологістю грунтів. Досліди проводилися на торф'яних ґрунтах і дерново-підзолистих легкого мехсоставу, так як вони є найбільш поширеними для даної території .

Дослідженнями встановлено, що залежність випаровування від глибини грунтових вод різна для грунту із рослинністю і без неї як для торф'яних, так і дерново-підзолистих грунтів. Окрім того, обробка польового матеріалу, із залученням даних про опади, дозволила встановити, що приплив вологи від рівнів грунтових вод залежить, окрім усього, від забезпеченості року опадами. Обробка матеріалів Малинівської воднобалансової станції для дерново-підзолистих грунтів під багаторічними травами, залежно від забезпеченості року опадами, дозволила отримати добре виражені зв'язки випаровування ґрунтових вод (E_0) протягом вегетаційного періоду від їх глибини ($H_{гв}$) (рис. 5.22).

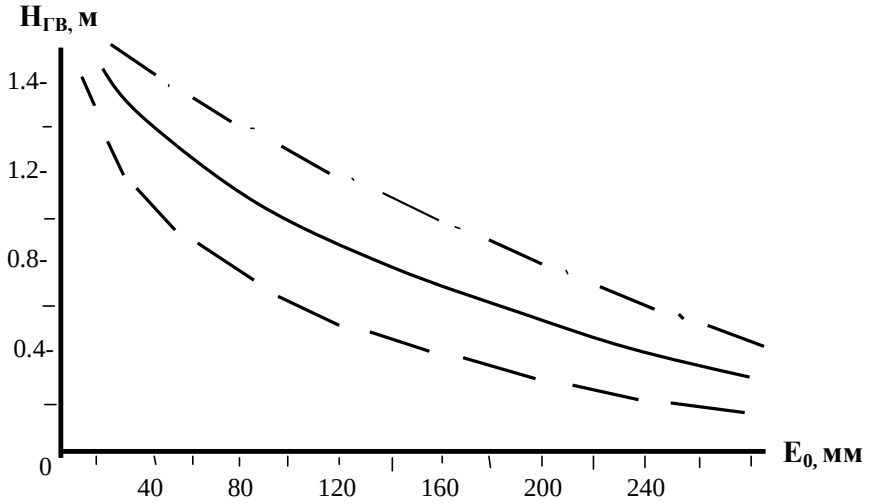


Рис.5.22. Зв’язок випаровування з грунтових вод на протязі вегетаційного періоду в залежності від глибини їх залягання та забезпеченості року опадами. Грунти дерново-підзолисті, осушені густим травостоєм

---- ---- вологі роки; -------- середньої вологості; ---- . ---- засушливі роки

З рис. 5.22 видно, що у посушливі роки величина випаровування досягає значень більше 130 мм, при глибині грунтових вод $H_{гв}$ = 1 м, роблячи істотний вплив на водний режим зони аерації, а, значить, на паводковий стік. При зниженні ґрунтових вод до 1,3-1,4 м приплив вологи від них у зону аерації зменшується до 5 разів.

Випаровування має суттєвий вплив на водний режим грунтів на початку і кінці вегетації, так як навесні вологозапаси великі, у зв'язку з тим, що рівні грунтових вод знаходяться близько до поверхні грунту, а величина транспірації мала або відсутня. В осінній період транспірация також практично відсутня, у зв'язку із зниженням біологічної активності трав, а на водний режим грунтів впливає тільки випаровування та потік вологи від РГВ, які знаходяться на глибинах понад 1,2 м. На торф'яних ґрунтах величина випаровування до 2 і більше разів вища, ніж на мінеральних. Глибина осушення на торф'яному грунті становить до 30 см, тоді як на мінеральному, за той же період і при тих же умовах, вона знижується до 80 см. Крім того, величина випаровування при зміні ґрунтових вод залежить від наявності рослинності.

Як показали дослідження, при наявності рослинності просування вологи із зони капілярної облямівки у випаровуваний горизонт значніше, ніж без рослинності, за рахунок кореневої системи, що створює осматичне силове поле. У зв'язку із зазначеним, величина випаровування для торф'яного грунту без рослинності залежить від рівня грунтових вод, коли його глибина не перевищує 1 м. Якщо прийняти величину випаровування при $H_{ГВ}$ = 1 м за одиницю, то при $H_{ГВ}$ = 0,7 м E_0 = 1,5, при $H_{ГВ}$ = 0,5 м, то $E_0 \approx 3$, а при глибині грунтових вод менше 0,5 м, величина випаровування може збільшуватися до п'яти і більше разів, у порівнянні із випаровуванням E_0 при глибоких рівнях грунтових вод. Викладене, звичайно, не може не відбитися на процесі стоку. Тому приймемо, що величина випаровування на стік не впливає при $H_{ГВ} \geq 1{,}0$ м, коли грунт відкритий, а при закритому ґрунті, зайнятого сільськогосподарськими угіддями, останній спостерігається при $H_{ГВ} \geq 1{,}1$ - 1,2 м, а іноді і більше [1.57, 1.58] .

5.3.3. Зв’язок ґрунтових вод та випаровування

Зазначене вище, автор пропонує виразити коефіцієнтом $К_Е$, який враховує вплив ґрунтових вод на величину випаровування. $К_Е$ є відношення випаровування, при будь-яких рівнях ґрунтових вод, до випаровування при глибинах грунтових вод більше 3-5 м, але відповідних, при цьому, однакових метеорологічних умов. Величини коефіцієнтів В.Ф. Шебеко отримувала експериментальним шляхом на землях Мінської дослідної болотної станції шляхом побудови графіків зв'язків $К_Е = f(Н_{гв})$. Аналогічного роду побудови виконувалися автором для торф'яних та мінеральних освоєнних грунтів у межах північної частини України. Вихідною інформацією служив матеріал Малинівської водобалансової станції та Сарненської дослідної станції з освоєння боліт, а також інші матеріали водобалансових станцій, розташованих у межах розглянутої території. Приклад побудови графіка зв'язку $К_Е = f(Н_{гв})$ наведено на рис. 5.23.

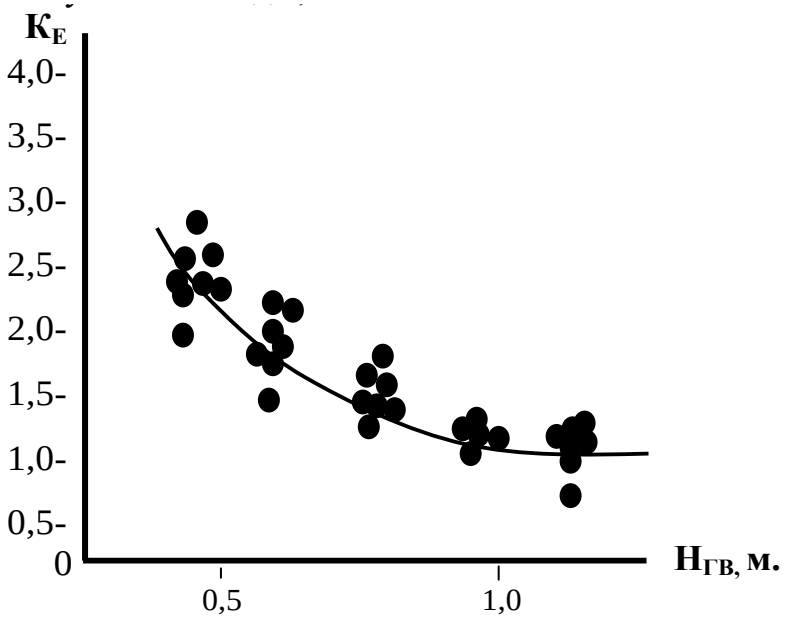


Рис.5.23. Графік зв’язку $К_Е = f(Н_{гв})$ для торф’яно-болотних освоєнних грунтів північної частини України, зайнятої багаторічними травами

Зіставлення результатів розрахунку, отриманих автором за впливом режиму ґрунтових вод на величину випаровування для грунтів північної частини України із аналогічного роду дослідженнями інших авторів [1.58, 1.26] для ідентичних типів грунтів, розташованих у межах зони осушення, показало задовільний збіг результатів при r = 0,72 ÷

0,76. Тому, отримані результати можуть бути застосовані при розрахунках паводкового стоку для усієї розглянутої території, де здійснюється освоєння земель , а грунтовий покрив, при цьому ж типі, характеризується аналогічного роду водно-фізичними властивостями. Розглянувши випаровування та його зміну, у зв'язку з освоєнням, докладно зупинимося на другому важливому факторі водного балансу зони аерації, що впливає на процес формування дощових витрат - це водоспоживання сільськогосподарських культур.

5.3.4.Водоспоживання культур

Воно представляє собою сумарну витрату вологи полем, зайнятим тією чи іншою культурою, протягом усього вегетаційного періоду, який необхідний для оптимального зволоження ґрунту, з метою отримання проєктної врожайності сільгоспкультур.

Величина водоспоживання залежить від кліматичних умов, режиму ґрунтових вод, забезпеченості року опадами, біологічних особливостей сільськогосподарських культур і т.д., досягаючи значних величин.

У зв'язку з інтенсивним розвитком зволоження та зрошення осушених земель у межах Білорусі, України та Росії очікується значне зменшення стоку у літні маловодні та гостро-маловодні періоди через забір води на водоспоживання сільськогосподарських культур. За даними А.А. Макаревича (1983 р.), зменшення місцевого стоку за рахунок зрошення сільгоспкультур у Білоруському Поліссі (у відсотках до сумарного зменшення у результаті господарської діяльності) у літній період середнього за водностю року становить 43-50%, маловодного - від 54 до 60% і гостро -маловодного - від 55 до 65%. Аналогічна картина для північної частини України та заходу Росії.

У даному регіоні вода для забезпечення водоспоживання сільськогосподарських культур береться із затриманого місцевого стоку від злив та зливових дощів рідкісної повторюваності, або із водоприймача, яким, як правило, є малі річки та тимчасові водотоки. Існуючі методи і формули для обчислення дощового стоку не враховують впливу водоспоживання на розрахункову величину, що призводить, особливо на малих річках, до значного завищення шуканої

величини витрат. Тому встановлення конкретних і коригування існуючих норм водоспоживання для основних видів сільськогосподарських культур, що вирощуються на території досліджуваного регіону, облік останніх у формуванні дощового стоку послужить уточненням теорії формування та практики розрахунків паводкового стоку. В даний час існує декілька методів визначення норм водоспоживання. Найбільш точними і обгрунтованими є натурні спостереження за елементами водного та теплового балансу, але це дуже трудомісткий і тривалий процес.

Поширеним методом визначення величини водоспоживання є метод, запропонований А.Н. Костяковим, заснований на обчисленні його через коефіцієнт водоспоживання та планову врожайність сільгоспкультур, тобто:

$$E = УК_в, \qquad (5.12)$$

Тут, K_B - коефіцієнт водоспоживання, що представляє собою кількість води, яка необхідна для вирощування одиниці врожаю при певних кліматичних умовах, рівні агротехніки та родючості грунту. *У* - планова врожайність. Чим вище родючість грунту та врожайність культури, тим менше величина коефіцієнта водоспоживання. В.Ф. Шебеко для овочевих культур Білоруського Полісся рекомендує K_B приймати в залежності від їх планованої врожайності (табл. 5.15).

Таблиця 5.15

Значення K_B для овочевих культур в залежності від врожайності

Назва культури	Врожай т./га	$K_в$ м^3/т
Капуста рання	15	70
	20	90
Капуста піздня	20	60
	30	90
Огірки, томати	8	140
	15	250
Цибуля	8	120
	12	130
	20	75
Морква	30	85

	40	100
Буряк	25	80
	35	100

На підставі виконаних досліджень щодо уточнення оптимальних значень рівнів грунтових вод на осушених землях Полісся і використанні відповідних даних Малинівської водобалансової станції з виявлення оптимальних значень ґрунтових вод, автором були уточнені існуючі значення Кв, стосовно досліджуваного регіону, а його розрахункова величина встановлюється в залежності від середнього, за вегетацію, значення грунтових вод, виду культури і початкової вологості грунту (табл. 5.16).

Таблиця 5.16

Значення $К_в$ для культур України, Білорусі та Росії для розрахунку максимальних витрат дощових паводків

Культура	$К_в$, $м^3/т$	Середнє за вегетацію значення РГВ, м	Початкова вологість грунту в % от ПВ
Кормовий буряк	80-100	0,8-0,9	85-90
Цукровий буряк	85-120	0,9-1,0	85-90
Столовий буряк	70-90	0,8-0,9	85-90
Морква	75-100	0,8-0,9	85-90
Капуста	60-85	0,8-0,9	80-85
Картопля	110-120	0,9-1,0	80-85
Зернові на зерно	300-350	0,8-0,85	85-90
на зелену массу	130-145	0,8-0,85	85-90
Багаторічні трави (сіно)	450-500	0,7-0,75	90-95
Льон (волокно)	4500-4700	0,7-0,8	85-90

Встановити точні значення $К_В$ та рекомендувати їх для практичного використання досить важко, у зв'язку з тим, що величина $К_в$ залежить від різноманітних факторів, змінних у часі та просторі. Тому зараз почав застосовуватися метод, заснований на зв'язку

водоспоживання із метеорологічними елементами: радіаційним балансом - R, дефіцитом вологості повітря - d, температурою повітря - t, швидкістю вітру - υ і т.д. Значить, величина водоспоживання залежить від метеорологічних чинників, водного режиму грунтів, виду культури та фаз її розвитку.

Використовуючи метод водного балансу, вираз для визначення сумарного водоспоживання можна записати у наступному вигляді:

$$E = M_0 + h_x + (W_{пс} - W_{уу}) + W_{гв}, \qquad (5.13)$$

де M_0 - зрошувальна норма; h_x - опади; $W_{пс}$ -запас вологи у грунті під час посіву; $W_{уу}$ - запас вологи у грунті у період збирання врожаю; $W_{гв}$ - кількість води, яка використовується рослиною за рахунок грунтових вод.

Метод водного балансу є найбільш точним, але трудомістким при визначенні водоспоживання [2.99].

Макаревич А.А. [2.95] для Білорусі, грунтуючись на багаторічних спостереженнях за витратами води різними культурами, отримав формулу для обчислення сумарного водоспоживання за декаду в умовах оптимального зволоження грунту виду:

$$E = 2t - 6.8, \qquad (5.14)$$

де t - середня температура повітря за декаду.

Найбільш поширеним при розрахунках водоспоживання є біокліматичний метод, представлений формулою виду:

$$E = 10 \cdot K_{вб} \Sigma d, \qquad (5.15)$$

де: $K_{вб}$ - біологічний коефіцієнт водоспоживання, що змінюється за характерною для кожної культур кривої у мм/мб; Σd - сума середньодобових дефіцитів вологості повітря за розглянутий період, мб.

Біологічні коефіцієнти водоспоживання залежать від біологічних особливостей культури та її географічного розташування, через що носять зональний характер. Для умов Білорусі, згідно В.Ф. Шебеко, середні значення біологічних коефіцієнтів за вегетаційний період становлять: для капусти - 0,6, картоплі - 0,52, трав - 0,46. Для степової

зони України, за даними С.М. Алпатьева (1987 р.), відповідно: для озимої пшениці та ярих зернових - 0,40, кукурудзи - 0,38, цукрових буряків і томатів - 0,42, пшениці - 0,45.

Використовуючи гідрометричні дані та матеріали водобалансових станцій (Придеснянської, Закарпатської, Малинівської і т.д.), а також досліджень, автор простежив за зміною біологічних коефіцієнтів протягом вегетаційного періоду для деяких видів сільськогосподарських культур, доповнивши тим самим, аналогічного роду розробки, виконані В.Ф. Шебеко.

На підставі цього рекомендуються єдині середні за вегетацію для сільськогосподарських культур досліджуваного регіону значення біологічних коефіцієнтів водоспоживання, стосовно розрахунку дощового стоку для: капусти - 0,60; картоплі - 0,52; озимих - 0.38; ярових зернових - 0.40; цукрових буряків та кормових - 0.41; столового буряку - 0.37; томатів - 0.45; багаторічних трав - 0.55; льону - 4,3.

З огляду на вищезазначене, і беручи до уваги розробки В.Ф. Шебеко, з використанням рекомендованих глибин підтримки ґрунтових вод та їх змін, в залежності від метеорологічних умов, а також капілярного підживлення, автором розроблені норми водоспоживання для сільськогосподарських культур протягом вегетаційного періоду, стосовно розрахунку поводкового стоку, виразивши їх у відсотках від загальної величини водоспоживання за весь вегетаційний період (табл. 5.17). Запропоновані дані дозволяють доповнити та уточнити існуючі, стосовно вивчення умов формування та розрахунку дощового стоку

Таблиця 5.17

Значення водоспоживання сільськогосподарських культур у % залежно від вегетаційного періоду

Сільськогосподарська культура	Водоспоживання за місяцями, %				
	V	VI	VII	VIII	IX
Капуста	7	26	27	25	20
Кормовий буряк	8	18	28	26	24
Цукровий буряк	12	22	32	21	10
Морква	14	17	28	32	12

Картопля	10	20	27	27	15
Томати	7	15	30	33	11
Багаторічні трави (сіно)	17	21	28	24	16
Кукурудза на зелений корм	13	20	32	23	14
Зернові на зерно	9	19	28	22	10
Льон (волокно)	12	27	35	19	—

Дані таблиці 5.17 свідчать про те, що максимальне значення водоспоживання спостерігається у липні та серпні, коли ґрунтові води знаходяться на глибинах близько або більше одного метра. Тому у цей період часу найбільш інтенсивно буде використовуватися рослинами волога від опадів та зрошення сільськогосподарських культур. Вода для цього забирається із водоприймача, що у значній мірі позначається на формуванні дощового стоку. Ось чому, водоспоживанню та умові його визначення, його впливу на паводковий стік автором приділено стільки уваги.

При розрахунках дощового стоку потрібні знання та облік кількості води, необхідної для загального водоспоживання, що представляє собою кількість вологи, яка втрачається полем на випаровування і транспірацію, а також йде на ріст рослин і залежить, при цьому, від забезпеченості року опадами.

Обчислена величина загального водоспоживання, за даними табл. 5.16 або запропонованими біологічними коефіцієнтами водоспоживання, відповідає гострозасушливим рокам, забезпеченістю опадами до 75-90%. Тому при обчисленні величини загального водоспоживання, забезпеченої опадами менше 75-90%, з урахуванням викладеного та отриманого вище, автор рекомендує вводити поправочні коефіцієнти δ_E на величину зміни водоспоживання, залежно від забезпеченості року опадами, що впливали на водний режим грунтів. При забезпеченості року опадами до 25% середнє значення для цього періоду коефіцієнту $\delta_{E25\%}$= 0,62, при забезпеченості року опадами

до 50% $\delta_{E50\%}$ = 0,77 та, відповідно до 75%, $\delta_{E75\%}$ = 0,87, а при 90% $\delta_{E25\%}$= 1,0.

Для розрахунку величини водоспоживання, стосовно визначення паводкового стоку, з урахуванням режиму ґрунтових вод, у залежності від забезпеченості року опадами, автором отримана наступна залежність:

$$E = \frac{\delta_E}{e^{2H_{ГВ}}}\left(K_{в_б} У + \sum_0^n D_{ср}\right), м^3/га \qquad (5.16)$$

де $K_{в_б}$ - біологічний коефіцієнт водоспоживання, величина якого залежить від біологічних особливостей культури, м^3 / т., *У* - урожайність, т / га; $D_{ср}$ - середнє за період спостережень, але сумарне за вегетацію рослин значення дефіциту вологості повітря, мм; $H_{гв}$ - середнє за вегетацію значення рівнів грунтових вод; δ_E - поправочний коефіцієнт до водоспоживання на забезпеченість року опадами.

Вираз у дужках являє собою формулу 5.12., а значення ($\frac{\delta_E}{e^{2H_{ГВ}}}$) характеризує облік режиму грунтових вод та забезпеченість року опадами. У зв'язку з тим, що за короткий проміжок часу (година, доба тощо) величина дефіциту вологості повітря має дуже мале значення, то ним можна знехтувати. Якщо врахувати, що на початку та кінці вегетаційного періоду величина водоспоживання незначна, так як визначну роль у цей час грає випаровування, то можна прийняти у решту часу вегетації рослин середню величину підтримуваних рівнів грунтових вод на осушених землях, при цьому, підставивши її у вираз 3.16. Останній перетвориться у більш простий вигляд:

$$E = 1{,}32 K_в \cdot У \cdot \delta_E, \qquad (5.17)$$

Наведемо приклад розрахунку впливу величини водоспоживання на формування та розрахункову величину дощового стоку, виразивши його конкретними цифрами.

Наприклад, для року 75% забезпеченості опадами, загальна величина водоспоживання для картоплі, при $K_в$ = 90 м^3/ га та врожайності *У* = 24 т/га, відповідно до формули 5.17, становить 2860 м^3/ га, яким засаджена ділянка басейну річки Конопелька (Волинська область), площею 1,01 км^2. Тоді сумарна величина недостатнього

споживання для розглянутої ділянки за весь вегетаційний період $E_{общ.}$ = 288000 м^3. Встановимо величину водоспоживання для року 10% забезпеченості опадами, для якого необхідно обчислити дощові витрата. Згідно зазначеного вище $E_{10\%}$= $E_{общ.}$ $\delta_{25\%}$= 288000 • 0,62 = 178000 м^3 за весь вегетаційний період.

Із таблиці 5.17 видно, що максимальна величина водоспоживання протягом вегетаційного періоду для картоплі спостерігається у серпні - 20% від загального водоспоживання. Тоді $E_{Августа}$ = $E_{10\%.}$ • 0,28 = 50000 м^3. Цю кількість води необхідно подати на поле шляхом зволоження, наприклад, протягом 3 діб, тоді за добу $E_{сут-}$ =*серпня* : 3 = 16700 м^3 / добу. За секунду зазначена величина буде відповідати витратам 0,194 м^3/ с. Для зволоження картоплі цю витрату води необхідно забрати із річки Конопельки. Витрата її, згідно натурних даних для року 10% забезпеченості, становить 1,1-1,2 м^3/ с . Таким чином, неврахування величини водоспоживання при розрахунках паводкового стоку, особливо для малих річок та тимчасових водотоків, на прикладі річки Конопельки, веде до завищення розрахункової витрати на ній на 16-17%, що позначиться на розмірах побудованих на ній споруд та на завищенні їх кошторисної вартості. Впровадження запропонованих результатів досліджень зі встановлення норм водоспоживання та реалізації їх у практику експлуатації земель, з одного боку, послужить збільшенню врожайності сільгоспкультур за рахунок забезпечення оптимального водно-повітряного режиму грунтів, а з іншого боку - знизить вартість проектованої споруди за рахунок збільшення точності розрахунку шуканої величини дощового стоку.

Сумарна величина водоспоживання дає загальну кількість води, яка необхідна для сільгоспкультури протягом усього вегетаційного періоду. Безпосереднє задоволення потреб рослин у воді, за одиницю часу, здійснюється за допомогою норм зволожень або зрошень, які визначають умови організованості паводкового стоку.

У даний час двостороннє регулювання водно-повітряного режиму грунтів на осушуваних землях, а також зволоження і зрошуване землеробство висуваються на одне із перших місць серед водоспоживачів в Україні. Наприклад, тільки у Білорусі до 2025 р

планується довести площі зрошуваних земель до 270 тис.га, крім того, на значних площах освоєнних земель проводиться підгрунтове зволоження шлюзуванням.

За допомогою зрошення та зволоження заповнюється дефіцит вологості грунту, що представляє собою різницю між водоспоживанням і природними ресурсами вологи, якими володіє даний регіон протягом вегетаційного періоду. Якщо висловлене приурочити до одного гектару, то це і буде норма зволоження, яку автор рекомендує визначати за формулою:

$$M = E - h_{хэ} - \Delta W - W_{гр}, \text{ м}^3/\text{га} \quad , \qquad (5,18)$$

де, E - водоспоживання; $h_{хэ}$ - ефективні опади $h_{хэ} = \mu \cdot h_x$; ΔW - запас вологи у грунті, який може використовувати рослина; $W_{гр}$ - обсяг води, який надходив у кореневий шар грунту від грунтових вод; μ - коефіцієнт використання опадів,

який можна виразити як різницю між одиницею та коефіцієнтом стоку, із урахуванням площі басейну і шару опадів, коефіцієнт стоку приймається, згідно розробок автора. Для спрощення розрахунків, використовуючи вище зазначене, автором розроблена таблиця значень коефіцієнта μ у залежності від виду грунтів, добового шару опадів та площі басейну (табл. 5.18).

Обсяг води, що знаходиться у кореневому шарі грунту за рахунок надходження її від грунтових вод, рекомендується визначати в залежності від коефіцієнта капілярного підживлення $К_п$. Величину $К_п$ можна встановити за графіком (рис. 5.16) або за даними (табл. 5.4.).

Забір води із джерела для зволоження (зрошення) повинен здійснюватися не на норму зволоження (зрошення), а на трохи більшу величину, рівну втратам води на інфільтрацію від джерела зволоження до поля, де здійснюється зволоження (зрошення).

Тому норма зволоження, з урахуванням зазначеного, буде дорівнювати:

$$M_{розр.} = M \cdot (1+\eta), \text{ м}^3/\text{га} \qquad (5.19)$$

де η - коефіцієнт втрат для легких грунтів η = 0,2-0,25, для важких грунтів η = 0,10-0,15, для торф'яних грунтів η = 0,25-0,30.

Норма зволоження непостійна величина, а залежить від забезпеченості року опадами та дефіциту вологості повітря.

Найбільш поширеним методом для визначення року розрахункової забезпеченості опадами та дефіцитом вологості повітря є метод, запропонований С.М. Алпат'євим (1987 р.). За цим методом встановлення року розрахункової забезпеченості виконується наступним чином: за кожен рік із наявного ряду спостережень на

Таблиця 5.18

Значення коефіцієнта μ для грунтів щодо розрахунку дощових витрат

Найменування грунтів	Площа басейну, км^2	Значення коефіцієнта μ при шарах опадів за добу, мм		
		≤80	80-100	>100
Дерново-середньо та слабо підзолисті супіщані, піщані, дерново-підзолисті глеєваті, переважно, глинисто-піщані, а також поверхнево-оглеєні грунти	≤1	0,70	0,75	0,85
	1 - 10	0,65	0,70	0,75
	>10	0,60	0,65	0,70
Світло-сірі та темно-сірі опідзолені суглинисті грунти	≤1	0,70	0,75	0,80
	1 - 10	0,60	0,65	0,75
	>10	0,50	0,58	0,65
Чорноземи (типові мощні, лугові та опідзолені вилужені) суглинисті, малогумусні, пилевато-легко та середньо-суглинисті	≤1	0,60	0,65	0,70
	1 - 10	0,55	0,60	0,65
	>10	0,50	0,55	0,60
Глибоко перелогові торф'яники (осушені)та	≤1	0,75	0,80	0,85
	1 - 10	0,71	0,74	0,78
	>10	0,65	0,69	0,74

торфоболотні грунти				
Дернові, лучні, лучно-болотні та торф'яно-болотні заплавні грунти	≤1	0,68	0,75	0,82
	1 - 10	0,53	0,63	0,73
	>10	0,58	0,63	0,68

метеостанції вписуються дані середньодобових сум опадів і суму середньодобових дефіцитів вологості повітря за вегетаційний період. За формулою С.М. Алпат'єв визначається дефіцит водного балансу за вегетаційний період кожного прийнятого у розрахунок року:

$$M=\gamma \cdot K \cdot \Sigma d - P, \qquad (5.20)$$

Тут γ - коефіцієнт обліку капілярного припливу і вилучення коріннями рослин вологи із горизонтів, підстилаючих активний шар грунту.

Згідно С.М. Алпатьєва, при глибокому заляганні рівня грунтових вод у першу чверть вегетації γ = 1,0; у другу - 0,95; у третю - 0,90; в останню - 0,85. Коли грунтові води залягають близько від поверхні, то γ враховує тільки підживлення активного шару, тобто:

$$\gamma = 1 - K_{п}, \qquad (5.21)$$

Отримавши, таким способом, дані про дефіцит водного балансу, будуються емпіричні та теоретичні криві забезпеченості опадами і дефіцитом вологості повітря, з яких і знімаються розрахункові значення шуканих величин необхідної забезпеченості.

У зв'язку з тим, що у басейні або його частини, схильних зволоженню, вирощують не одну, а кілька сільгоспкультур, то розрахунок вихідних даних і побудова кривих забезпеченостей виконується за середнім значенням отриманим для всіх вирощуваних тут культур, з урахуванням їх частки зайнятості у басейні. За побудованими, таким чином, кривих забезпеченостей визначають складові водного балансу.

З наявного ряду спостереження вибирається такий рік, забезпеченість дефіциту вологості повітря якого дорівнювала або була б близькою розрахункової забезпеченості дефіциту водного балансу.

Далі, за обраним роком, застосовуючи спосіб розрахунку внутрігазового розподілу елементів водного балансу методом реального року або за типовими районними схемами, встановлюється відсоток і числові значення розподілу опадів та дефіциту вологості повітря за місяцями вегетаційного періоду, які і використовуються в описаних нижче розрахунках.

З'ясувати умови організованості дощового стоку протягом вегетаційного періоду, з урахуванням водоспоживання, вологості активного шару грунту, опадів та норми зволоження можна за допомогою розрахункового режиму зволоження активного шару грунту, який складається на підставі розрахунку елементів водного балансу. Розрахунок елементів режиму зволоження виконаний у табличній формі (табл. 5.19 для середнього за водністю року 50% забезпеченості опадами).

Таблиця 5.19

Розрахунковий режим зволоження для багаторічних трав артелі Грушевського Ківерцівського району Волинської області (Україна)

Культура	Елементи водного балансу активного шару грунту за місяцями вегетаційного періоду														
	травень					червень					липень				
	E	$h_{x_э}$	ΔW	$W_{гр}$	$\pm M$	E	$h_{x_э}$	ΔW	$W_{гр}$	$\pm M$	E	$h_{x_э}$	ΔW	$W_{гр}$	$\pm M$
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Багаторічні трави	735	380	710	192	—	770	182	547	183	—	770	310	42	49	+369

Культура	серпень					вересень					Норма зволоження $M_{общ.}$
	E	$h_{x_э}$	ΔW	$W_{гр}$	$\pm M$	E	$h_{x_э}$	ΔW	$W_{гр}$	$\pm M$	
	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27
Багаторічні трави	735	400	—	10	+325	490	380	—	0	+110	804

Обчислення елементів водного балансу здійснено для поля території сіл Ківерцівського району Волинської області (Україна), зайнятого багаторічними травами. Ділянка площею 62 га освоєнна у 1980 році, грунти дерново-слабопідзолисті супіщані. Для розрахунку

використовуємо формулу 5.18. Середнім, за водністю роком 50% забезпеченості опадами і дефіцитом вологості повітря, встановленим, відповідно до описаної вище методики, виявився, допустимо, 1998 рік. Згідно табл. 5.18. , при h_x > 100 і A< 1 км^2 для дерново-підзолистих супіщаних грунтів μ = 0,85. Використовуючи метеорологічні дані найближчого агрометеопосту, встановимо помісячний розподіл опадів, з урахуванням коефіцієнта використання їх протягом вегетаційного періоду, який, скажімо, буде наступним: травень - 380 м^3/ га, червень - 182 м^3/ га, липень – 310 м^3/ га, серпень - 250 м^3/ га, вересень - 380 м^3/ га. Продуктивний запас вологи в активному шарі грунту, згідно агрометеорологічних даних, на початок вегетаційного періоду дорівнює ΔW = 710 м^3/га. Величина водоспоживання, обчислена з урахуванням коефіцієнта водоспоживання та врожайності багаторічних трав дорівнює Е = УК$_в$ = 7 х 500 = 3500 м^3 / га. Згідно даних табл. 3.17, розподіл водоспоживання за місяцями вегетаційного періоду буде наступним: травень - 735 м^3 / га, червень - 770 м^3 / га, липень - 770 м^3 / га, серпень - 735 м^3 / га, вересень - 490 м^3 / га.

Обсяг води, що надходить у кореневий шар грунту при глибинах грунтових вод від 0,5 до 1,3 м, з урахуванням двостороннього регулювання, протягом вегетаційного періоду буде наступним: травень - $W_{гр}$ = 192 м^3 / га ;червень - $W_{гр}$ = 183 м^3 / га, липень - $W_{гр}$ = 49 м^3 / га, серпень - $W_{гр}$ = 10 м^3 / га, вересень - $W_{гр}$ = 490 м^3 / га. Для зручності всі розрахунки щодо визначення елементів водного балансу зведемо у таблицю (табл. 5.19.).

Згідно формули 5.18, для травня норма зволоження буде m_V = 735 - (380 + 710 + 192) = 547 м^3 / га. Це означає, що опади у травні не покрили витрати води на водоспоживання рослинами - E. Тому рослини повністю витратили обсяг води на водоспоживання, що надходить у кореневий шар грунту від опадів, і частково, витрачений запас грунтової вологи (547 - 192 = 355 м^3 / га). Запас продуктивної вологи, що залишився - 547 м^3 / га перейде у наступний місяць, тому заносимо його у гр. 9. Тоді m_{VI} =770 - (182 + 547 + 183) = - 42. Знову маємо надлишок вологи, який заносимо у 14 графу таблиці 5.19. Для липня mVII = 770 - (310 + 42+ 49) = 369. Знак "+" вказує на недолік вологи

грунту у липні, який необхідно поповнити для покриття її на водоспоживання культури.

Цю недостачу записуємо у графу 16 таблиці. У серпні водоспоживання E_{VII} = 735 м^3/га покривається тільки за рахунок великої кількості опадів $h_{x_э VII}$ = 400 м^3/га і деякого підживлення від грунтових вод $W_{грVII}$ =10 м^3/га, тому що запас продуктивної вологи у грунті повністю витрачений був рослинами у полі. Тоді m_{VII} = 735 – (40О+10) = +325 м^3/га.

Це говорить про те, що у серпні значно зменшиться величина дощового стоку через відсутність продуктивного запасу вологи активного шару грунту, що надходить від ґрунтових вод, так як у цей період вони глибоко залягають від поверхні. Зазначене сприяє збільшенню норми водоспоживання багаторічних трав.

Зробивши аналогічні розрахунки для вересня і підсумувавши недостачу води за весь вегетаційний період, отримаємо норму зволоження, яка у даному випадку дорівнює М = 804 м^3/ га, а для площі 82 га - 66000 м^3.

Таким чином, правильно оцінити та передбачити режим грунтової вологи, встановити її дефіцит для сільськогосподарських культур, відшукати джерела зволоження, а також підрахувати паводковий стік, на підставі воднобалансових розрахунків за прибутковими та видатковими елементами за характерні із зволоження роки - основне завдання проектувальника. Виконати зазначене можна шляхом детального вивчення закономірностей руху вологи на різних глибинах ґрунтового профілю, при різній комбінації прибуткових та видаткових складових балансу як на поверхні грунту, так і у нижній межі кореневого шару. Для цього необхідно використовувати спостереження над опадами і сумарним випаровуванням, оптимальні та критичні вологозапаси для різних сільськогосподарських культур, режим ґрунтових вод, а також виконати спеціальні експериментальні дослідження зі встановлення фільтраційних властивостей ґрунтів при різному сільгоспвикористанні.

Для подачі норми зволоження на поля, її розбивають на поливи. Поширеною формулою при визначенні поливної норми є залежність виду:

$$m = C_n \cdot h_{ус}(W_{ппв} - W_{прир}),\ м^3/га, \qquad (5.22)$$

де, C_n - скважність (за різним) грунту у % від загального його обсягу; $h_{ус}$ - глибина зволожуваного шару грунту, м; $W_{ппв}$ і $W_{прир}$ - гранично-польова вологоємність та природна вологість розрахункового шару грунту перед поливом у % від порозності. Автором, для визначення поливних норм у залежності від шару опадів, вологості грунту, рівня грунтових вод і скважності рекомендується номограмма (рис. 5.24.).

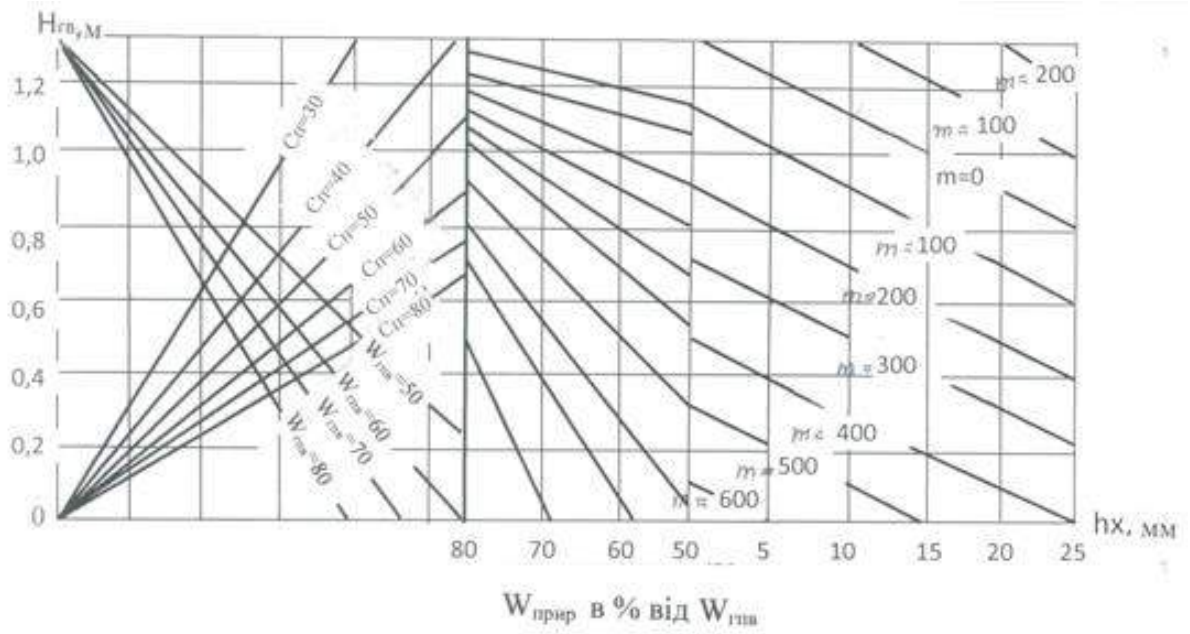


Рис. 5.24. Номограма для визначення поливниxx норм (m) у залежності від шару опадів (h_x), вологості грунту (W), рівня ґрунтових вод ($H_{гв}$) і скважності ґрунту (Сп ') для трав - за 2-3 тижні до другого укосу, для картоплі - за 3-4 тижні до збирання.

Для мінеральних грунтів Білорусі автором розроблена таблиця кількості поливів для сільгоспкультур у залежності від механічного складу ґрунтів (табл. 5.20), який перевірений на аналогічних грунтах північної частини України і може рекомендуватися для усієї досліджуваної території.

За допомогою воднобалансових розрахунків та експериментальних досліджень визначені календарні терміни зволожувальних періодів і кількість поливів для торф'яних грунтів

регіону (табл. 5.21), які можуть бути використані і для торф'яних грунтів досліджуваної території.

Зволоження освоєнних земель здійснюється методом попереджувального шлюзування, а зрошення - дощуванням. У меліоративну мережу воду для зволоження припиняють подавати для зернових у кінці цвітіння-початку наливу зерна [1.58].

Із воднобалансових розрахунків виходить, що за вегетацію, у середній за водністю рік, рослина споживає 400-500 мм води (4000-5000 $м^3$ / рік).

Таблиця 5.20

Число поливів для овочевих культур та культурних пасовищ в досліджуваному регіону

Культура	Західна частина Росії		Північна частина Білорусі		Південна частина Білорусі та північна частина України	
	супіщані грунти	суглинисті грунти	супіщані грунти	суглинисті грунти	супіщані грунти	суглинисті грунти
Капуста рання	3 – 4	2 – 3	4 – 5	3 – 4	6 – 7	5 – 6
Капуста пізня	5 – 6	3 – 4	7 – 8	5 – 6	8 – 9	6 – 7
Огірки	3 – 4	2 – 3	4 – 5	3 – 4	5 – 6	4 – 5
Цукровий буряк	3 – 4	2 – 3	3 – 4	3 – 4	4 – 5	3 – 4
Картопля середньо-пізня	3 – 4	2 – 3	4 – 5	3 – 4	5 – 6	4 – 5
Картопля рання	3 – 4	2 – 3	3 – 4	3 – 4	4 – 5	3 – 4
Культурне пасовище	4 - 5	3 - 4	5 - 6	4 - 5	7 - 8	5 - 6

За цей же період у рік у середньому, випадає опадів на даній території: у вологі роки - до 600-650 мм, у середні за вологістю роки - до 410 мм і засушливі роки - до 300 мм. Ось чому, водоспоживання і режим грунтових вод роблять значний вплив на умови формування паводкового стоку. Тому автором у роботі, для вивчення умов формування дощового стоку, із урахуванням інтенсивного

антропогенного впливу, стільки уваги приділено питанням водного режиму, вологообороту, режиму ґрунтових вод, зміні водно-фізичних властивостей грунтів під антропогенним впливом тощо.

Таблиця 5.21

Календарні терміни та кількість поливів для культур торф'яних грунтів досліджуваного регіону

Культура	Кількість поливів			
	Мілкий торф	Глибокий торф	Мілкий торф	Глибокий торф
Капуста пізня	1 червня	1 червня	5	3
	10 вересня	10 вересня		
Картопля середньопізня	20 червня	1 липня	2	2
	15 серпня	10 серпня		
Культурне пасовище	1 червня	20 червня	6	4
	20 вересня	10 вересня		
Сіяні луки	20 травня	20 червня	5	4
	20 серпня	10 серпня		

Це дало можливість глибше, точніше і детальніше вивчити паводковий стік та умови формування, які його обумовлюють, на підставі чого розрахувати і з'ясувати його вплив на ерозію грунтів та розробити нову, фізично обгрунтовану методику його розрахунку.

З урахуванням зазначеного, втрати дощового стоку залежать від шару паводкового стоку, рівня грунтових вод, вологості грунту, водоспоживання, гідрографії місцевості, типу грунтів, виду сільськогосподарських культур, часу вегетаційного періоду, характеристики структури басейну і змінюються в залежності антропогенних умов.

5.4. Фільтраційні витрати.

Освоєнна територія характеризується відносно постійним ухилом поверхні, а також, майже однаковими фізичними властивостями верхнього активного шару грунту, які є визначальними у встановленні водопроникності та коефіцієнта фільтрації грунту за грунтовим профілем.

5.4.1.Зв'язок потоку вологи від РГВ

Цю властивість використано автором для розробки залежностей між фільтраційною витратою і рівнем грунтових вод. Як уже зазначалося, для отримання високих та сталих врожаїв сільськогосподарських культур на осушених землях, необхідно підтримувати оптимальні, у залежності від періоду, типу та виду сільгоспкультури, рівні ґрунтових вод. Динаміка грунтових вод призводить до зміни кривої депресії, яка може мати параболічний або гіперболічний характер, у залежності від її призначення (подачі води на поле для зволоження або її скидання у провідну мережу). Тому, у зв'язку із зазначеним, встановимо зв'язок одиничних фільтраційних витрат з рівнями ґрунтових вод і підрахуємо обсяг води, який піде на поглинання грунтом, у залежності від коливання рівнів і відстаней від вододжерела. Побудова таких кривих і висновок на підставі їх розрахункових залежностей дасть можливість виявити вельми цікаві та важливі, у практичному відношенні зв'язки, особливо для визначення шару паводкового стоку. Рядом вчених з цього питання вже виконали певні дослідження [1.58]. Завдання автора-перевірити придатність отриманих результатів до розрахунку максимальних дощових витрат території даного регіону і доповнити існуючі у цьому відношенні, розробки.

Приймемо, що через товщу ($H_{ас} - H_{гв}$) активного шару грунту, при глибині грунтових вод $H_{гв}$ фільтраційна витрата води на одиницю довжини фронту стікання дорівнює:

$$q_H = i\bar{\kappa}_{ф_н}(H_{ас} - H_{гв}), \qquad (5.23)$$

де, $H_{ас}$ - товщина активного шару; $H_{ГВ}$ - відстань від поверхні до рівня грунтових вод; $К_{ф_н}$ - середній коефіцієнт фільтрації шару грунту у діапазоні глибин від $H_{гв}$ до $H_{ас}$; i - ухил дзеркала грунтових вод, який для спрощення розрахунків можна прийняти рівним ухилу поверхні масиву.

Встановимо для виділених типів грунтів досліджуваного регіону конкретні величини параметрів рівняння (5.23). Проілюструємо графічно ряд зв'язків одиничних фільтраційних витрат із рівнями ґрунтових вод, отриманих автором для осушених земель північної

частини України (рис. 5.25). Криві на графіку відповідають значенням ґрунтових вод до 0,9 м.

Для повного виявлення картини формування дощового стоку необхідно знати і величину потоку вологи q_H від РГВ у зону аерації, яка залежить від висоти шару, утвореного над нижньою межею зони активного вологообміну, у результаті чого створюється епюра стоку і епюра акумулюючої ємності і формується максимально можлива витрата вологи через певний переріз. Епюри стоку та акумулюючої ємності зони аерації виражаються в частках від загального обсягу води, характеризуючи концентрацію вологи у грунті і щільність стоку.

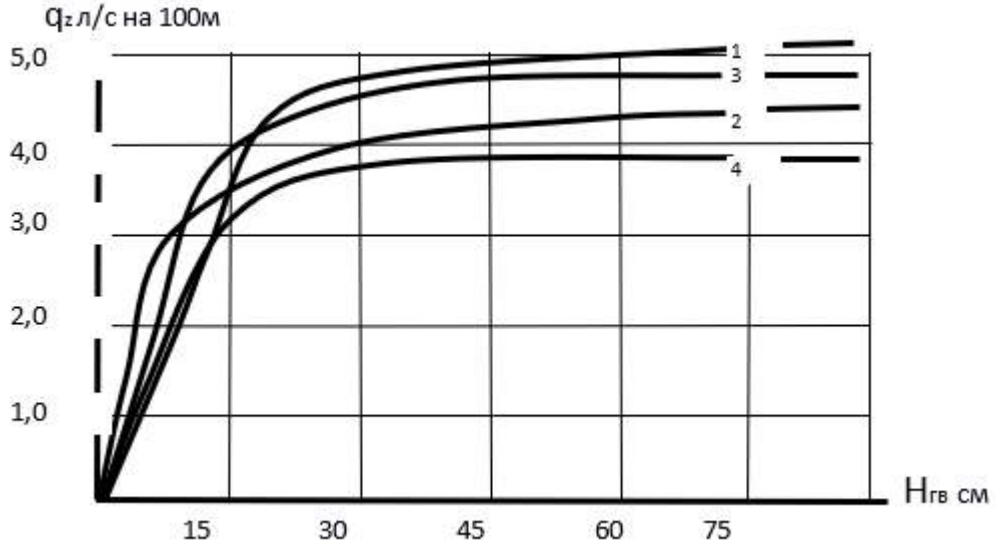


Рис. 5.25. Зв'язок одиничних фільтраційних витрат з рівнями ґрунтових вод для грунтів середнього і верхнього Подніпров'я.
1. Торф'яно-болотні та болотні облісенні грунти; 2. Лучно-болотні ґрунти; 3. Дерново-підзолисті ґрунти; 4. Глибокозалежні торфовища.

Величина фільтраційної витрати *H* потоку вологи від УГВ залежать від акумулюючої ємності ($W_{ак}$), викликаної зміною ґрунтових вод. $W_{ак}$ дорівнює різниці між максимальним змістом вологи та фактичними вологозапасами. На підставі узагальнення матеріалів багаторічних спостережень на освоєнних територіях побудовані номограми для визначення q_H в залежності від величини ($H_{гв} - H_{вп}$) та $W_{ак}$ (рис. 5.26), які можуть бути застосовані для осушених болотних земель північної частини України, Білорусі та заходу Росії, стосовно

розрахунку паводкового стоку. На рис. 5.26 $H_{гв}$ глибина грунтових вод від поверхні грунту, см; $H_{вп}$ - шар грунту, з якого йде водоспоживання, $W_{ак}$ - акумулююча здатність плюс водоспоживання за вегетаційний період в зоні аерації, мм; q_H - фактичне підживлення за годину, мм. Припустимо, необхідно визначити величину потоку вологи для поля під картоплею, при глибині грунтових вод $H_{гв}$ = 60 см. Шар грунту, з якого йде водоспоживання $H_{вп}$ = 30 см. Акумулююча здатність його 30 мм, водоспоживання для червня місяця E_{VI}= 40 мм, при цій акумулююча ємність $W_{ак}$ = 30 + 40 = 70 мм. З номограми (рис. 5.26) випливає, що для картоплі, що вирощується на торф'яних ґрунтах при зазначених умовах, у червні $q_н$, = 0,139 мм/год.

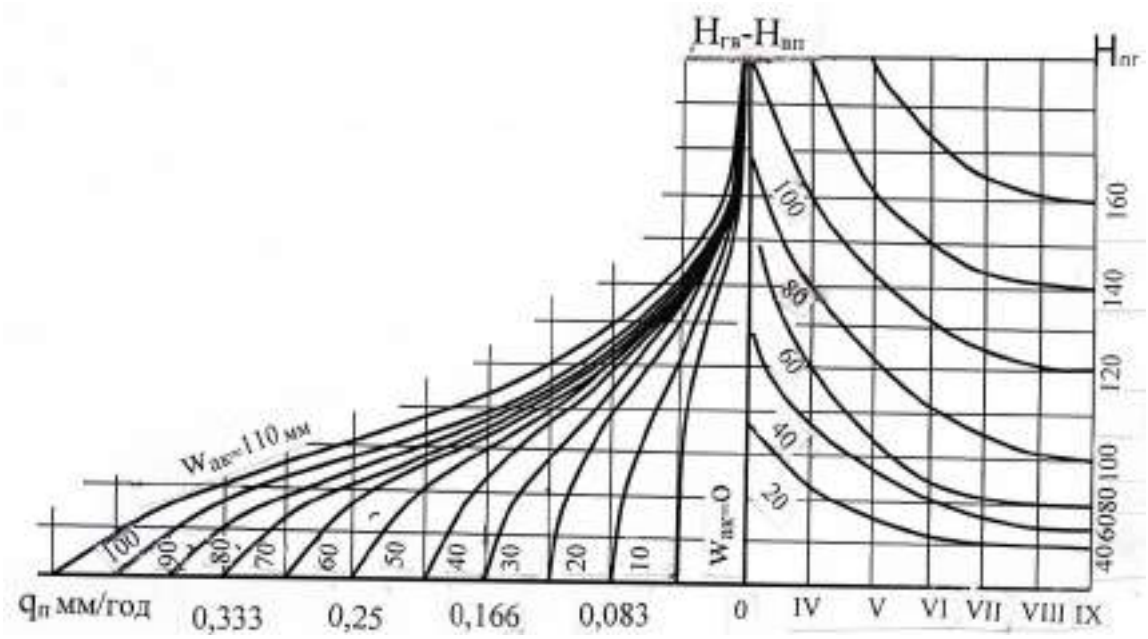


Рис.5.26. Номограма для визначення потоку вологи від РГВ у зону аерації для картоплі

Для мінеральних супіщаних грунтів величина підживлення вища, ніж для торф'яних у 1,5 - 2,0 рази, а для суглинних - у 2,3 - 3,0 рази. Виконані дослідження є важливою умовою уточнення процесу організованості дощового стоку.

Таким чином, маючи графіки зв'язків одиничних фільтраційних витрат для кожної грунтової різниці, номограму для визначення потоку вологи від РГВ в зону аерації і геоботанічну карту будь-якого масиву, а

також дані спостережень за рівнями грунтових вод, на підставі виконаних вище досліджень та розрахунків, можна підрахувати підземний стік як у цілому для всього освоєнного масиву, так і окремих його ділянок.

5.4.2.Розрахунок підземного стоку з освоєнного масиву

Приведемо приклад підрахунку підземного стоку з освоєнного болотного масиву, розташованого у межах Турської осушувальної системи (Україна).

Для наочності прикладу розрахунку, автором складена картосхема розрахункового контуру для обчислення підземного стоку з освоєнного торф'яно-болотного масиву (рис. 5.27.).

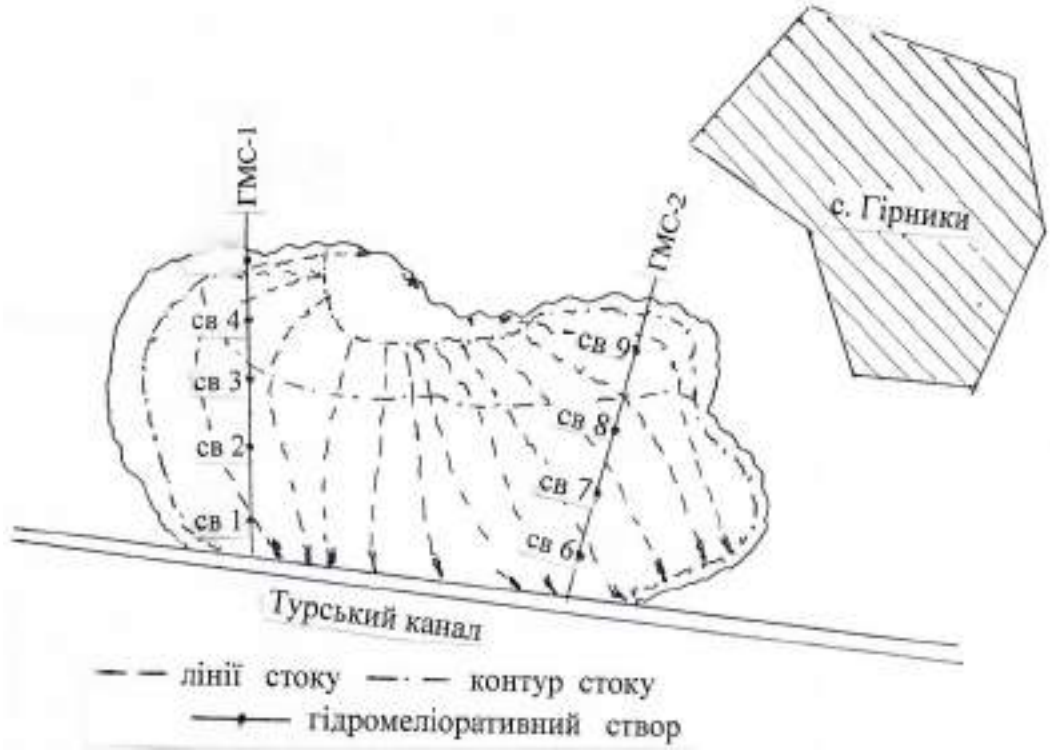


Рис. 5.27. Карта - схема розрахункового контуру для визначення підземного стоку з освоєнного торф’яно-болотного масиву Турської осушувальної системи (Україна)

Нанесемо на карту - схему освоєнного масиву наявні на ньому меліортивні канави та виділимо сітку ліній стікання води. Не будемо зупинятися на методиці побудови сіток ліній стікання, так як вона добре і детально викладена в роботах [1.56, 1.58].

Виділимо на масиві контур *L,* він і буде обмежувати площу освоєнного масиву, з якого необхідно підрахувати підземний стік. Для цього розділимо контур на довільне число елементів, яка дорівнює кількості нанесених ліній стікання. Тоді через виділений елемент контуру, величина фільтраційної витрати дорівнюватиме:

$$\Delta Q_i = q_n \cdot \Delta L_i \cdot Sin\ \alpha, \qquad (5.24)$$

тут: α - кут між лінією стікання і елементом контуру.

Витрата води, що проходить через виділені елементарні майданчики контуру, буде дорівнює сумі всіх елементарних фільтраційних витрат. Величина одиничної фільтраційної витрати визначається за графіком (рис. 5.25) в залежності від величини рівня грунтових вод, встановленого за оглядовими свердловинами.

Для обчислення повної витрати води, що стікає з освоєнного масиву, виділимо загальний розрахунковий контур стікання. Його можна провести довільно, тому що будемо користуватися величиною середнього модуля стоку, що представляє собою відношення витрати до площі ландшафту.

Для отримання відрізків, що представляють собою добуток ($\Delta L_i\ Sin\ \alpha$), необхідно спроєктувати ділянку контуру, укладену між двома сусідніми лініями стікання, на напрям, перпендикулярний до ліній стікання. Визначивши, відповідно, довжини спроєктованих відрізків у масштабі та підсумувавши їх, отримаємо вираз, який помноживши на одиничну витрату, обчислений за кривими зв'язку $q_н = f(H_{гв})$, з урахуванням глибини підтримуваного рівня грунтових вод на розрахункову дату дасть загальну величину шуканої витрати води. Зазначене вище представимо у наступній таблиці 5.22. Аналогічної роду розрахунки можна виконати для будь-якого, цікавого для нас, часу вегетаційного періоду.

Якщо відомі вирощувані на ділянці сільськогосподарські культури, зайнята ними площа, вологість грунту, шари опадів, що випали, то, використовуючи графіки і номограми, а також викладені у розділі результати досліджень і методику розрахунку, розроблену автором, можна легко розрахувати підземний стік, з урахуванням виду

культури, вологості грунту, величини підживлення та режиму грунтових вод.

Таблиця 5.22

Приклад розрахунку підземного стоку для освоєнного середньої потужності торф'яно-болотного залісненного масиву (Турська осушувальна система, 2010 р.)

Параметри	Дата									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
$H_{гв}$, см	30	30	35	40	45	50	55	60	65	70
$L=\sum_{i=1}^{i=n}(\Delta L_i \sin\alpha)$	300	300	310	315	310	305	300	295	290	280
q л/с	3,4	2,8	3,4	2,5	2,2	1,9	1,9	1,9	1,8	1,6
$Q=q\cdot L$	10,2	8,4	10,45	7,85	6,82	5,8	5,7	5,6	5,21	4,48
$H_{гв}$, см	34	34	34	38	40	40	40	40	42	42
$L=\sum_{i=1}^{i=n}(\Delta L_i \sin\alpha)$	280	280	280	270	250	250	250	245	240	230
$230q$ л/с	1,6	1,6	1,6	0,8	0,6	0,6	0,6	0,6	0,5	0,5
$Q=q\cdot L$	4,48	4,48	4,48	2,16	1,5	1,5	1,46	1,43	1,15	1,15

Комплексний підхід до повного виявлення умов організованості дощового стоку та розробки, на цій основі, розрахункових формул, можна виконати тільки після детального дослідження втрат дощових вод, які є головним чинником його організованості.

6.Конструктивно-географічні засади зв’язків дощового стоку води із визначальними факторами

Аналіз існуючих методів розрахунку дощового стоку при відсутності гідрометричних спостережень показує, що з точки зору генезису паводку перевага належить формулам Г.Л. Алексєєва [1.2], А.Н. Бефані [1.5] і БНіП [1.63]. Однак для розрахунку паводкового стоку, стосовно умов антропогенних територій, про що докладно викладено у 3 главі, ці формули дають значні похибки розрахунковій величині стоку через відсутність обліку параметрів змін гідрологічного режиму та гідрофізичних процесів стоку, які

викликають антропогенні процеси. У зв'язку із зазначеним, для рівнинної територій, при відсутності висотної поясності та мерзлоти, була розроблена автором науково-обгрунтована генетична формула, що дозволяє, при відсутності даних спостережень, обчислювати паводковий стік рідкісної повторюваності із малого водотоку, яка, в загальному, враховує вплив на нього антропогенного фактору та спричинених ним наслідків. Однак детальний облік всіх факторів зажадав би дуже великої кількості даних спостережень таких, якими не володіємо. А при реальному обсязі вихідної емпіричної інформації спроба обліку усіх факторів призвела б до статистичних нестійких рішень [1.40]. Тому при розгляді параметрів розрахункової формули дощового стоку, автор змушений був деякі процеси стокоутворення уявити схематично, для спрощення найбільш складних математичних виразів, зберігаючи, при цьому, в цілому, основні вирішальні чинники стоку.

В основу запропонованої автором формули дощового стоку, про що докладно викладено вище, представлено конструктивно-географічні засади між гідрологічними, географічними, кліматичними та іншими факторами стоку і основними компонентами процесу його організованості в сучаснихумовах. Основне призначення розрахункової формули - визначати максимальні витрати дощових паводків для маловивчених річок із наявністю антропогенного втручання. За структурою запропонована формула (згідно пункту 4.4.) має вигляд:

$$Q_{m,p\%} = A \cdot h_{B_{\max,1\%}} \cdot \xi_{rB} \cdot \varphi_{h_b} \cdot \lambda_p \cdot K \cdot K_{A_{h_B}} \cdot \delta \cdot \delta_K \; K_{аз.} K_{phв} \qquad (6.1.)$$

де A - площа водозбору; $h_{B_{\max,1\%}}$ - водоутворення 1% забезпеченості; ζ_{rB} - коефіцієнт обліку рівня грунтових вод; φ_{h_B} - коефіцієнт діючого шару максимального водоутворення; λ_P - коефіцієнт переходу від I% забезпеченості до заданої; $K_Г$ - гідрографічний коефіцієнт; $K_{A_{h_B}}$ - коефіцієнт редукції максимального водоутворення; $K_{аз}$ - коефіцієнт обліку рівня сучасних змін; δ - коефіцієнт обліку зарегульованості; δ_K - коефіцієнт закарстованості.

Нижче продемонструємо застосованість запропонованої методики розрахунку та її перевагу перед загальноприйнятими існуючими методами та формулами обчислення дощового стоку будь-якої забезпеченості, в умовах антропогенних змін. Для цього, на прикладі малих річок та водотоків середнього і верхнього Подніпров'я розробимо числові значення параметрів, що входять у формулу 6.1., представивши їх у вигляді карт, таблиць, номограм, графіків або інших залежностей.

6.1. Водоутворення

Основним параметром розрахункової формули дощового стоку, запропонованої автором, є водоутворення. Явище водоутворення у басейні настає у той момент, коли інтенсивність опадів перевищить інтенсивність інфільтрації, а закінчується процес водоутворення під час припинення дощу. Кажучи про водоутворення, відзначимо, що у реальному відношенні, - це складний процес, що відбувається в умовах різної поверхні басейну, різного характеру грунтів та сільськогосподарського використання земель, ухилу місцевості, ходу інтенсивності дощу, режиму ґрунтових вод і т.д. За площею водозбору водоутворення розподіляється так само дуже нерівномірно, як нерівномірно випадають опади, яка нерівномірність поглинання води грунтом та рослинами тощо.

6.1.1. Вологообмін

Під водоутворенням автор розуміє одноразову, найбільшу величину шару води у мм, що утворюється за рахунок перевищення шару опадів над інфільтрацією під час дощу, з урахуванням водоспоживання сільськогосподарських культур. Вище, автором було встановлено, що водоспоживання сільськогосподарських культур залежить від їх виду, врожайності, фаз розвитку, а значить - часу вегетаційного періоду і режиму ґрунтових вод. Тому роль сільськогосподарських культур та режиму грунтових вод у формуванні водоутворення величезна і, безумовно повинна ним враховуватися. У цьому головна відмінність його від водоутворення, запропонованого А.Н . Бефані [1.5]. Величина водоспоживання сільськогосподарських культур, як встановлено (пункт 5.3) складає до 50-60% і більше від

загальної величини місцевого стоку за теплий період року. Ось чому, у цій роботі значну увагу автор приділив даному питанню у розділі 5.3. У неврахуванні відміченого, мабуть, криється головний секрет невисокої точності розрахунку дощового стоку існуючими формулами. Так як дощовий стік та його втрати тривають і після припинення опадів, то для обчислення водоутворення від реальних злив, необхідно знати шар втрат паводкового стоку на поглинання і після припинення злив. Як показали експериментальні дослідження, втрати стоку на інфільтрацію після припинення дощу залежать від самої величини максимального водоутворення, типу грунту, виду культури, фаз її розвитку, гідрографії та геоморфології території. Вони є більш чутливими і непостійними до змін перерахованих чинників, ніж сама величина максимального водоутворення, що не дає можливості їх картографування. Тому автор і виразив втрати дощового стоку на спаді паводку через коефіцієнт обліку втрат стоку на спаді паводку.

Так як величина максимального водоутворення при одному і тому ж шарі опадів, але різних видах та стану ґрунтів, гідрографії місцевості і т. д., менш мінлива у часі та від визначаючих її чинників, ніж втрати стоку на спаді паводку, то можна виразити її у вигляді карт шару максимального водонакопичення. Однак, основним фактором формування максимального водоутворення є опади.

Кількість опадів, що випадають та їх розподіл по території знаходяться у тісному зв'язку із пануючими повітряними масами, що приходять на дану територію

У північно-західних районах даного регіону зливові опади, що дають стік рідкісної повторюваності, випадають близько 15-20 разів на рік, а у південно-східних районах ця величина скорочується до 5-10 раз на рік. Найбільш видатні зливи рідкісної повторюваності випадають у вегетаційний період, викликаючи значні паводки на річках, що призводять до повеней території, створюючи сильні ерозійні процеси, часом змивають посіви із цілих сільськогосподарських угідь, несучи разом із посівами верхній родючий шар грунту.

Обробка даних за метеорологічними постами та станціями, виконана автором, показала, що у межах досліджуваної території, майже щорічно, і не в одному пункті, випадають зливові опади із шаром до 70-80 мм і більше, завдаючи при цьому відчутної шкоди господарству.

Синоптичні процеси, з якими пов'язані опади, проходження циклонів над територіями досліджуваного регіону, відбуваються часто. Нормування рясних дощів, в основному, залежить від проходження над даною територією атмосферних фронтів. При дослідженні 50 інтенсивних дощів встановлено, що вони сформувалися: а) при розташуванні циклону - 54% випадків, б) при проходженні холодного фронту північного антициклону - близько 27% випадків, в) при відсутності чітко вираженого фронту - до 19% випадків. Таким чином, на зливи місцевого (або їх можна назвати «зонального») походження припадає близько 19% розглянутих випадків.

6.1.2. Розподіл зливових опадів

Розподіл зливових опадів по території середнього та верхнього Подніпров'я відрізняється від розподілу річних сум опадів, останні розподіляються зонально, зменшуючись у південному та південно-східному напрямку, за теплу пору року тут випадає до 70% річної суми опадів.

За характером випадання зливові дощі, що викликають поверхневий стік, поділяються на: короткочасні інтенсивні, тривалі інтенсивні із перервами та тривалі дощі. Найбільш поширеними, у досліджуваній зоні, є дві перші групи дощів, які викликають значну величину поверхневого стоку і представляють особливий інтерес із конструктивно-географічної точки зору [2.3, 2.10, 2.11]. Випадання злив та їх повторюваність мають географічне поширення по території північної частини України, Білорусі та Росії. Зливи, тривалістю до 2-3 годин та середньою інтенсивністю випадання 15-20 мм / год, спостерігаються на усій досліджуваній території. Вони характеризуються великою періодичністю, широким розподілом по території, охоплюючи, як правило, великі площі. При відносно

невеликій площі зрошення зливовою хмарою та різкій зміні інтенсивності дощу від центру зливи до периферії, вони сприяють організованості паводків, у першу чергу на малих річках та тимчасових водотоках. Маючи відповідні гідрометричні дані, максимальне водоутворення можна отримувати аналітичним способом, тобто зворотнім перерахунком із виразу 6.1. Перевага методу - його простота, а недолік - невисока точність розрахунків через похибки у встановленні вихідних гідрометричних даних, а головне - велика кількість допоміжних розрахунків у визначенні параметрів формули 6,1. для того, щоб обчислити шукану величину водоутворення.

Більш точним, проте трудомістким, є графічний метод визначення максимального водоутворення за різницею ординат графіку дощу та регіональних кривих поглинання води. Методика розрахунку цим способом докладно описана автором вище, при розгляді питання визначення втрат дощових вод на інфільтрацію (див. пункт 5.4.). Перевага методу - більш висока точність, у порівнянні із аналітичним способом у знаходженні шуканої величини, а, головне, облік багатьох визначальних чинників формування стоку, типу грунтів, сільгоспвикористання земель, виду культур, вологості грунту, інтенсивності опадів і їх тривалості та ін. Недолік - обмеженість вихідного матеріалу за зливами та їх характеристиках через рідкісну мережу розташування плювіографу та лімніграфів. Головним недоліком даного способу є відсутність обліку впливу на водоутворення режиму ґрунтових вод, капілярного підживлення та водоспоживання, що грають величезну роль у формуванні стоку. Для розрахунку максимального водонакопичення графічним методом, необхідно мати дані експериментальних досліджень штучного дощування майданчиків. Маючи графіки дощів та криві поглинання води у грунт, величину максимального водоутворення розраховують як різницю відповідної ординати графіка дощу та кривої поглинання. Знаючи значення приватних величин максимального водоутворення за проаналізовані інтервали часу, можна підрахувати загальний шар максимального водоутворення за весь період дощу шляхом підсумовування наявних його значень. Однак, отримана величина

водоутворення не враховує рівень освоєння земель, що полягає у водоспоживанні сільськогосподарських культур. Тому для встановлення розрахункової величини водоутворення, з урахуванням водоспоживання, до обчислених, таким чином, значень водоутворення, автор рекомендує ввести поправки на режим рівнів ґрунтових вод та водоспоживання сільськогосподарських культур середнє за вегетацію рослин, з урахуванням часу вегетаційного періоду, забезпеченості року опадами та РГВ.

На підставі зазначеного, у загальному вигляді формула для визначення водоутворення, згідно висловленого вище, може бути представлена залежністю:

$$h_{B_{\max,t}} = \left(h_{x_t} - R_{K_t} - R_{E_t}\right)\xi_{rB}, \qquad (6.2)$$

де $h_{B_{\max,t}}$ - водоутворення за час t; h_{x_t} - шар опадів за той же інтервал часу; R_{k_t} - втрати на поглинання за дощ; R_{E_t} - середнє за вегетацію водоспоживання сільськогосподарських культур; ξ_{rB} - коефіцієнт обліку режиму РГВ вводяться при РГВ <1 м.

Дощ задається, зазвичай, у вигляді графіку або таблиці, за визначений інтервал часу із постійним його значенням усередині кожного інтервалу часу. Водоспоживання розраховується залежно від режиму ґрунтових вод, часу вегетаційного періоду, забезпеченості року опадами та виду сільськогосподарських культур.

Зволоженість грунту оцінюється за допомогою індексу зволоження I_w та визначається за запропонованими автором формулами (див. пункти 5.1, 5.2). Використовуючи виконані вище дослідження, продемонструємо, згідно викладеного, розрахунок водоутворення, застосувавши вираз 6.2. Із вихідних даних Богуславської стокової станції виходить, що площа басейну б. Довжик *А = 0,34 км²*, де під іншими культурами зайнято 24% від загальної площі басейну. Припустимо, що 24% зайнято під картоплею, тобто $А_к$ = (24 х 0,34 км²): 100 = 0,08 км² або 8,0 га. Обчислимо величину загального водоспоживання за формулою $E = У \cdot К_в$. Приймемо плановану врожайність картоплі У = 20 т / га. Згідно (табл. 5.16) для

картоплі $К_В$ = 100 м^3/т. Тоді $E_K = 110 \times 20 = 2200 м^3 / га$. Для середнього за водністю року $E = E_K \times \delta_{E_{50\%}} = 2200 \times 0.77 = 1540\ м^3 / га$. Рівні ґрунтових вод знаходилися, у цей період, на глибині 1,2 м. Згідно табл. 5.17, для липня (дощ випав 3.07.), водоспоживання для картоплі становить 26% від загальної величини водоспоживання, тобто $E_{авг} = 1540 \times 0,28 = 400 м^3 / га$.

Як видно із табл. 6.20, для суглинних грунтів кількість поливів, за які необхідно подати 430 м^3 / га для південної зони району, де розташована б. Довжик, становить 4-5, приймемо 5 поливів. За один полив необхідно забезпечити: 400: 5 = 80 м^3 / га або 8,0 мм. Розподіл кількості поливів за місяцями встановлюється спеціальними розрахунками (табл.6.1). Приймемо 2 поливи у червні, 2 поливи у липні та 1 полив у серпні. У червні та у липні необхідно подати більшу кількість води, так як у цей час проходить інтенсивний ріст рослин. Розрахунок водоспоживання виконаємо на один липневий полив, так як дощ пройшов на початку місяця. Нагадаємо, що вода для поливу береться із водоприймача (річка, озеро, водосховище), також враховується певний шар опадів, що випадають під час проведення поливів. У зв'язку із зазначеним, проводиться корегування поливних норм. Припустимо, що як раз напередодні поливу 3.07. випав дощ. Тому розрахуємо кількість води, необхідну для водоспоживання картоплі від шару випавшого дощу. Тому обчислену величину водоутворення від розглянутого дощу, необхідно зменшити на величину водоспоживання *E*.

Загальна сума опадів, що випали за дощ 3.07. 1998 р., як виходить із даних дощовимірного пункту № 9, склала 26,5 мм, середня інтенсивність дощу – 0,101 мм/хв, максимальна інтенсивність - 1,29 мм/хв. Індекс зволоження, при цьому, для сірих лісових грунтів б. Довжік дорівнює 19,4 мм. На підставі виконаних розрахунків загальна сума втрат на поглинання за дощ дорівнює 19,7 мм. Полив картоплі зробимо протягом півдоби, тобто за одну годину необхідно води 8,0: 12 = 0,67 мм / год, за хвилину 0,67: 60 = 0,011 мм / хв. За період випадання дощу сумарне водоспоживання дорівнює Е = 0,011 х 240 =

2,68 мм. Величина водоутворення, при цьому, складе $h_{b_{\max}} = 26{,}5 - 19{,}7 - 2{,}68 = 4{,}12\,мм$.

З урахуванням викладеного у розділі 5 та проведених дослідженнях, можна встановити величину втрат у такий спосіб. Для отримання запланованої величини врожаю картоплі необхідно підняти грунтові води із 1,2 м до 0,8 м (табл. 5.6, 5.7). Тому, застосовуючи дані табл.5.13 для сірих лісових суглинистих грунтів (легкий суглинок), отримаємо $\Delta W_{гр} = 10\varphi(H_K - H_H) = 10 \times 0{,}048(120 - 80) = 19{,}2\,мм$, тобто, 19,2 мм води від опадів, що випали буде витрачатися на поглинання. Отримані різними шляхами величини втрат на поглинання відрізняються менш, ніж на ± 2%, що свідчить про правильні, виконані автором дослідження, і у разі відсутності кривих поглинання, останні можна встановлювати без грубих помилок за формулою: $\Delta W_{гр} = 10\varphi(H_K - H_H)$.

Згідно зазначеного вище, рекомендована формула може бути представлена як окремий випадок рівняння водного балансу:

$$h_{b_{\max}} = \sum_{o}^{tg} i_{h_{x_t}} \Delta t - \Delta W_{гр} - \sum_{o}^{tg} i_{E_t} \Delta t, \qquad (6.3)$$

де $\Delta W_{гр}$ - зміна запасів грунтових вод за будь який проміжок часу, tg - тривалість дощу.

Так, графічним способом, за запропонованою методикою, розраховується максимальне водоутворення від реальних дощів, з урахуванням запасу вологості кореневого шару та водоспоживання сільськогосподарських культур.

Однак, обчислюючи максимальне водоутворення графічним способом, важко врахувати режим грунтових вод на даній площі та оцінити величину водоспоживання, вирощуваних у межах басейну сільгоспкультур, не кажучи вже про рельєф водосбору та ін. чинники. Це призводить до суттєвих відхилень розрахунку величин водоутворення від його реальних значень. Графічним способом практично неможливо врахувати ступінь антропогенності земель.

6.1.3. Карти водоутворення

Для усунення зазначеного, автором був розроблений графоаналітичний метод обчислення водоутворення . Запропонований

метод більш точний, ніж вище описані, так як він враховує наявний та запланований режим ґрунтових вод, водоспоживання сільськогосподарських культур, тип грунту, його механічний склад, рельєф місцевості, гідрографію, освоєння земель та всі тонкощі водного режиму грунтів, а також капілярне підживлення.

Вихідним матеріалом для виконання розрахунку цим методом є: великомасштабний топографічний план ділянки, на якому, крім рельєфу, повинна бути нанесена вся гідрографічна мережа та всі наявні на ньому свердловини; фізико-механічні властивості ґрунтів (об'ємна та питома вага, вологість грунту і т.д.); сівозміни сільськогосподарських культур; проєктна врожайність та площі ними займані; грунт та його площі на масиві; графіки дощів, або шари опадів за дощ; дані про рівні грунтових вод за свердловинами.

Розрахунок полягає у наступному: поєднуємо за координатними сітками топоплан поверхні освоєнного масиву та план поверхні рівнів грунтових вод, отриманий за даними спостережень у режимних свердловинах (ці плани для зручності можуть бити виготовлені на кальці). Виконаємо графічне віднімання встановлених поверхонь та у результаті отримаємо новий план топографічного порядку, на якому ізолініями з'єднуємо точки із однаковими вертикальними потужностями активного шару грунту (рис. 6.1).

За отриманим планом визначаємо значення вертикальної потужності активного шару грунту, відповідне центрам кожного квадрату. Маючи по кожному квадрату значення вертикальної потужності, об'ємну вагу грунту, площу квадрату та дані про коефіцієнти фільтрації, легко визначити шар втрат води на поглинання. Якщо рівні грунтових вод відрізняються від рекомендованих у табл. 5.6 і 5.7 значень, то останні коректують, тобто будують новий план необхідного положення грунтових вод, який суміщають із раніше побудованим топопланом місцевості. Маючи новий топоплан активного шару грунту, встановлюють величину зміни запасів грунтових вод, у залежності від коефіцієнту водовіддачі за табл. 5.13. За формулами та даними табл. 5.17 визначають необхідну величину водоспоживання сільськогосподарських культур.

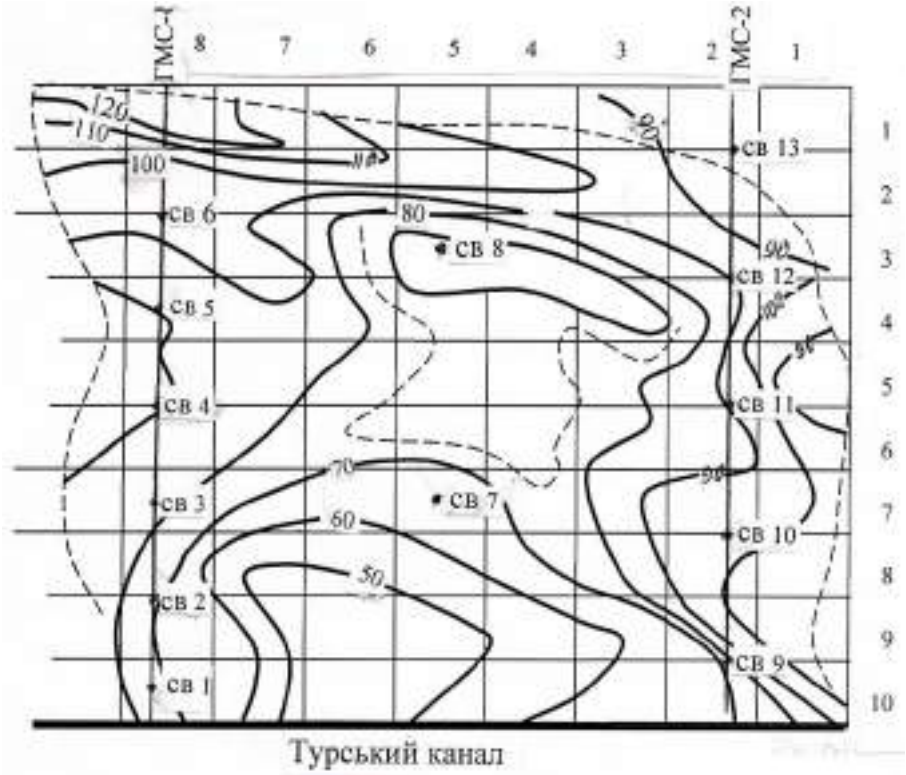


Рис. 6.1. Топоплан потужності активного шару грунту (см) освоєнної ділянки Турської осушувальної системи Волинской обл. Грунт торф'яно-болотний, пасовище.

Маючи дані про опади, обчисливши втрати на поглинання та величину водоспоживання, відкориговані режимом ґрунтових вод, легко можна за формулою 5.3 обчислити максимальне водоутворення як окремо для кожного квадрату (рис. 6.1.), так і в цілому для масиву. У зв'язку з тим, що план ізопотужності активного шару грунту отримуємо у результаті графічного віднімання поверхні грунтових вод із топографічної поверхні місцевості, то при заляганні рівнів грунтових вод, у якийсь час вегетації рослин, близько до денної поверхні або затопленні її, можливі два випадки вирішення задачі: а) горизонталі вихідних поверхонь пересікаються між собою, утворюючи, у межах плану, систему ізолінійних чотирикутників; б) горизонталі вихідних поверхонь не перетинаються, у межах плану, і спрямовані в одну або різні сторони.

В обох випадках завдання полягає у визначенні плану результуючої ізопотужності (рис. 6.2). на підставі побудови ізоліній сумарної поверхні (рис. 6.3), шляхом застосування графічного

додавання або віднімання ізоліній потужності активного шару грунту (рис. 6.6.). Зазначений розрахунок та побудова легко виконуються при наявності відповідних даних.

Виконавши, таким чином, графічну побудову з додавання або віднімання площ, легко отримати план ізопотужності активного шару грунту, який, помноживши на величину коефіцієнта фіільтраціі грунту, дасть втрати стоку на інфільтрацію. Маючи дані про шари опадів за дощ та

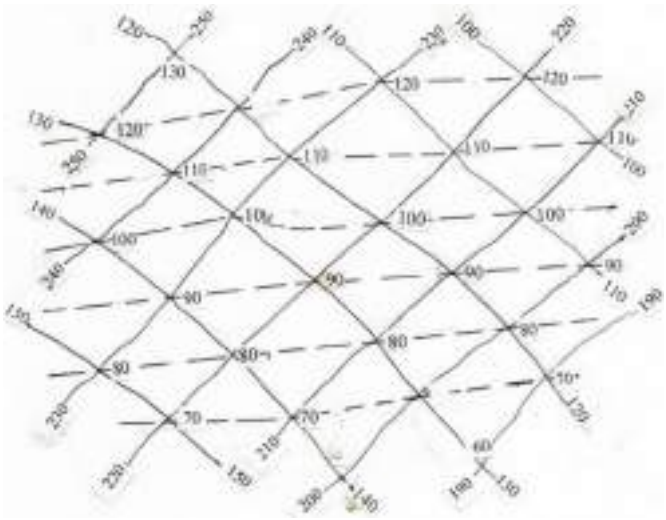


Рис. 6.2. Побудова результуючих ізоліній потужності активного шару грунту (см)

~ горизонталі вихідних поверхонь, – – – горизонталі сумарних поверхонь

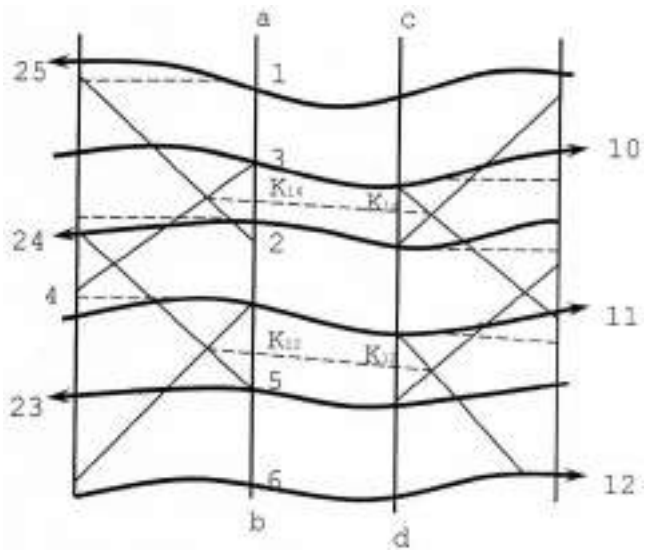


Рис. 6.3. Побудова плану результуючих потужностей з однаковими відмітками (см)

вирахувавши із останніх втрати на інфільтрацію під час дощу, з урахуванням водоспоживання, визначимо шар водоутворення. Перевага методу полягає у тому, що при обчисленні водоутворення враховуються ізогієта дощу за площею та мікрорельєф місцевості, що сприяє підвищенню точності розрахунку. Недолік - більше вихідної інформації, що призводить до деяких ускладнень у розрахунках та збільшує витрати часу на визначення шуканої величини.

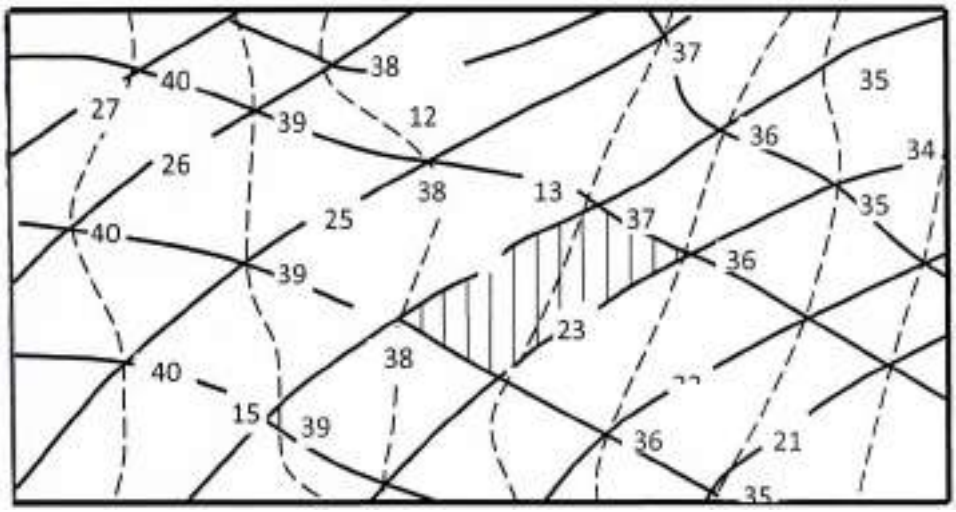


Рис.6.4. Побудова ізоліній сумарної поверхні

горизонталі сумарних поверхонь

горизонталі вихідних поверхонь

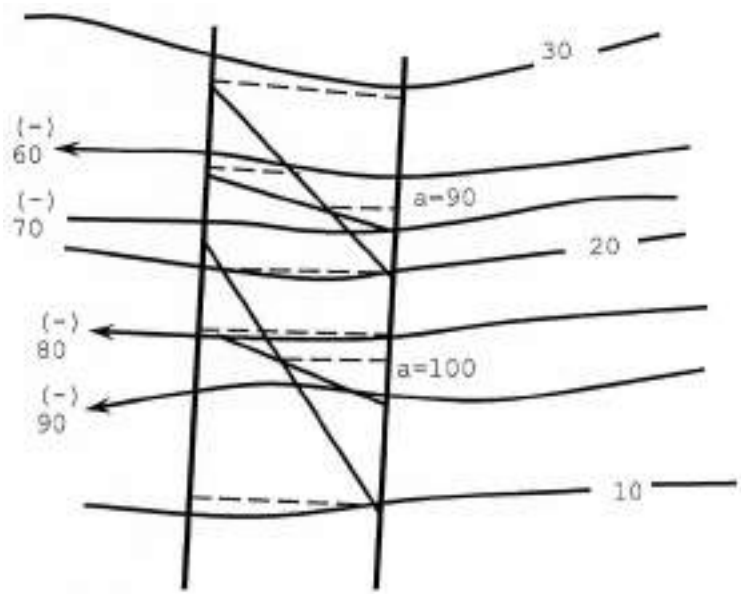


Рис. 6.5. Графік ілюструє додавання та віднімання ізоліній потужності активного шару грунту (см)

Використовуючи описані вище методи для визначення водоутворення, а також, застосовуючи карту ізоліній максимального шару опадів 1% забезпеченості за вегетаційний період та карту ізоліній шару інфільтрації тієї ж забезпеченості, побудовану автором для даного регіону, і використовуючи, при цьому, весь накопичуваний гідрометричний матеріал та експериментальні дослідження поглинання води у грунт, обчислювалися значення водоутворення.

Інфільтраційним методом встановлено ряди водонакопичення за 28 метеорологічними станціями. Графоаналітичним методом ряди водонакопичення встановлювалися як за метеорологічними станціями, так і за агрометеорологічними постами. При цьому був використаний великий матеріал проєктів меліоративних систем та даних про режим грунтових вод на них, отриманий за гідромеліоративними створами, розташованих у межах меліоративних систем. Для обчислення шару водоутворення використовувалися матеріали гідрогеолого-меліоративних партій та експедицій, розташованих у межах середнього і верхнього Подніпров'я. Причому, розрахунки виконувалися таким чином, щоб один метод доповнював інший. За кожен рік за пунктами спостережень вибирався один максимум водоутворення. Отримані, таким чином, ряди водоутворення за 256-ти пунктами спостережень були піддані статистичній обробці, а емпірична забезпеченість обчислювалася за відомою формулою:

$$P \cdot \% = \frac{m}{n+1} 100\%, \qquad (6.4)$$

де, n - число членів ряду; m - порядковий номер члена регресного ряду.

З отриманих, таким чином, емпіричних кривих забезпеченостей і знімалися значення водоутворення необхідної імовірності перевищення.

Завдавши отримані числові значення водоутворення у місця, відповідні їх визначенням, та з'єднавши величини лініями, була побудована карта ізоліній водоутворення 1% забезпеченості (рис. 6.6).

Карта максимального водоутворення добре узгоджується із картою фізико-географічного районування, а також із картою ґрунтів

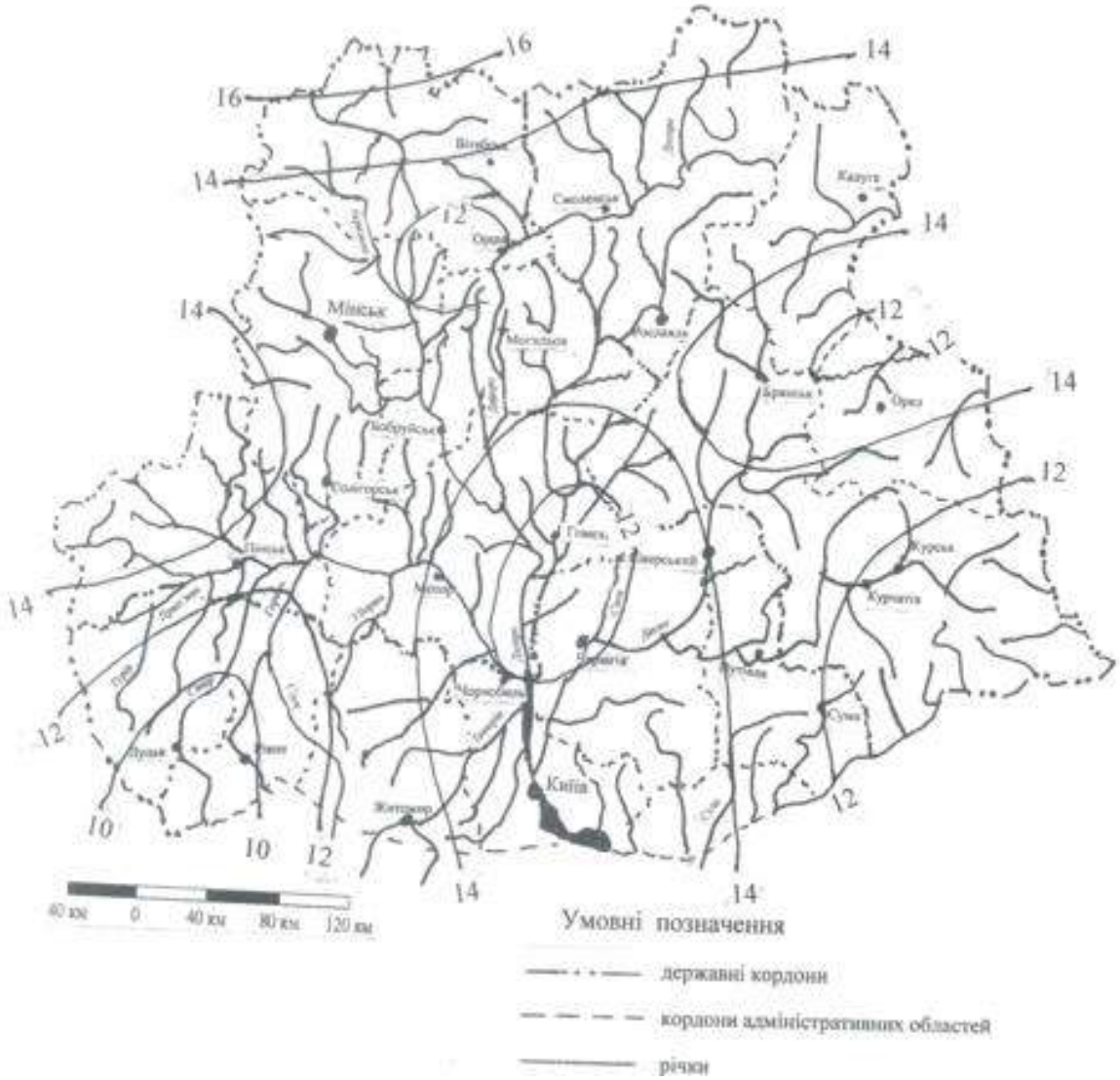


Рис. 6.6. Карта ізоліній максимального водоутворення 1% забеспеченості

та картою максимального добового шару опадів тієї ж забезпеченості. Значення максимального водоутворення збільшуються із сходу на захід, а також спостерігається загальна тенденція збільшення максимального водоутворення із півдня на північ.

Найбільше значення максимального водоутворення $h_{b_{\max,1\%}} =$ 15 мм спостерігається на правобережній території північної частини України та у басейні р. Зах. Двіни (Білорусь), а найменше $h_{b_{\max,1\%}} = 6\,мм$ - на території лівобережних районів північної частини України та у районі м. Могильова (Білорусь). Мапа максимального водоутворення

враховує водоспоживання сільськогосподарських культур та побудована при глибинах грунтових вод рівних і більше 1 м.

Така відмінність на мапі величин максимального водоутворення обумовлена особливостями випадання опадів по території, а також переважанням болотного ландшафту у західних районах північної частини України та меншим розвитком тут яружно-балочної мережі, у

Така відмінність на мапі величин максимального водоутворення обумовлена особливостями випадання опадів по території, а також переважанням болотного ландшафту у західних районах північної частини України та меншим розвитком тут яружно-балочної мережі, у порівнянні зі східними районами північної частині України та північним сходом Білорусі.

Мапа максимального водоутворення дозволяє визначати зональні значення шару водоутворення. Місцеві ж фактори (геоморфологічні, гідрографічні, грунтові умови тощо.) враховуються у втратах ще на спаді, за допомогою коефіцієнту обліку втрат водоутворення на спаді паводку $К_{СП}$.

У зв'язку із антропогенним освоєнням земель та регулюванням ґрунтових вод, у зняті із карт значення максимального водоутворення при глибинах грунтових вод менше 1 м, у залежності від часу вегетаційного періоду, автор рекомендує вводити поправочний коефіцієнт $\xi_{гр}$ на глибину грунтових вод, з урахуванням капілярного підживлення як функцію типу грунтів та їх механічного складу (табл. 6.1).

Тоді уточнена величина максимального водоутворення на сучасний вплив, з урахуванням режиму ґрунтових вод, буде дорівнювати $h_{b_{\max}} \cdot \xi_{гв}$. Слід зазначити, що величина поправки на режим ґрунтових вод вводиться, в основному, тільки для тієї частини площі річкового басейну, на якій виконується регулювання грунтових вод, тобто використовуються дані про грунтові води та їх виміри. Припустимо, що 20% площі річкового басейну освоено, 10% - природній стан, тобто освоена площа та природня складе 30% від площі басейну. Максимальне водоутворення для даного басейну,

згідно карти $h_{b_{\max,1\%}} = 11{,}0\,мм$. Величину останнього необхідно уточнити для травня, коли грунтові води знаходяться на глибинах до 80 см.

Таблиця 6.1

Значення поправочного коефіцієнта $\xi_{гр}$ у залежності від глибин залягання ґрунтових вод, типу грунтів та механічного їх складу

Типи грунтів та їх механічний склад	Коефіцієнт $\xi_{гр}$ при глибинах грунтових вод від поверхні землі у см.			
	40 - 50	51 - 70	71 - 90	91 - 100
мінеральні супіщані і суглинисті	1,20 – 1,15	1,15 – 1,10	1,10 – 1,05	1,05 – 1,0
мінеральні глинисті	1,35 – 1,30	1,27 – 1,22	1,21 – 1,16	1,25 – 1,2
торф'яні і оторфовані	1,25 – 1,20	1,19 – 1,14	1,13 – 1,08	1,07 – 1,02

Відповідно до табл. 6.І., величина коефіцієнта $\xi_{гр}$ для торфовищ і оторфованих грунтів дорівнює 1,20. У зв'язку з тим, що освоєнні та природні грунти займають 30% площі, де регулюється режим ґрунтових вод, водоутворення дорівнюватиме:

$$h_{b_{\max,1\%}} = 0{,}7 \times h_{b_{\max,1\%}} + 1{,}2 \times 0{,}3 h_{b_{\max,1\%}} = 7{,}7\,мм + 3{,}86 = 11{,}56\,мм \qquad (6.5.)$$

При відсутності даних про освоєнні площі коефіцієнт $\xi_{гр}$ вводиться для усієї, знятої із карти величини максимального водоутворення. Обчислення максимального водоутворення забезпеченістю, відмінної від 1%, здійснюється за допомогою перехідного коеффіцієнта λ_p, числові значення якого наведені у таблиці 6.2.

Таким чином, для встановлення значення коефіцієнта $\xi_{ги}$, необхідно знати глибину підтримуваних ґрунтових вод, а остання є функцією часу вегетаційного періоду. Тому для встановлення розрахункового місяця вегетаційного періоду, при визначенні

коефіцієнта $\xi_{ги}$, необхідного для уточнення максимального водоутворення, автором піддавалася статистичній обробці значна частина наявного стокового та зливового матеріалу.

Таблиця 6.2.

Значення перехідного коефіцієнта λр для обчислення максимального водоутворення різної забезпеченості

Територія	Коефіцієнти λ_p при забеспеченості Р%					
	0,1	1	3	5	10	25
Північна частина України	1,50	1,1	0,80	0,70	0,50	0,27
Білорусь	1,58	1	0,73	0,58	0,40	0,25
Росія	1,60	1	0,70	0,50	0,42	0,30

Суть обробки полягала у тому, що по кожному пункту спостережень із наявних щодобових даних за стоком за теплий період року, вибиралися максимальні значення зливового стоку окремо, за кожним місяцем вегетаційного періоду. За обраних, таким чином, максимальних значеннях зливового стоку кожного місяця вегетаційного періоду, з урахуванням довжини ряду спостережень, підраховувалася їх частота та відповідна їй забезпеченість. На основі цього будувалися графіки частоти та забезпеченості спостерігаючих максимальних значень зливового стоку кожного місяця вегетаційного періоду розглянутого пункту. За розрахунковий приймався той місяць вегетаційного періоду на побудованих графіках, у якому частота максимальних значень витрат дощових паводків була найбільшою і відповідала, при цьому, більш рідкісній забезпеченості.

6 .1.4. Карта районів встановлення часу вегетаційного періоду

Аналогічний аналіз та розрахунки, виконані автором за опадами, як добовими, так і окремих злив рідкісної повторюваності. На підставі цього, для розглянутого пункту встановлювався розрахунковий час вегетаційного періоду за спостерігаючими максимальними значеннями стоку та відповідними йому опадами. Завдавши отриманий розрахунковий час вегетаційного періоду на карту у місця

їх встановлення та об'єднавши їх у окремі райони, автор побудувала карту районів для вибору розрахункового місяця вегетаційного періоду, стосовно уточнення водоутворення (рис. 6.7). У цьому випадку розрахунок водоутворення, за запропонованою методикою, здійснюється наступним чином: для шуканого пункту на карті рис. 6.6. встановлюється значення максимального водоутворення зливового стоку 1% забезпеченості. Для коригування отриманої величини

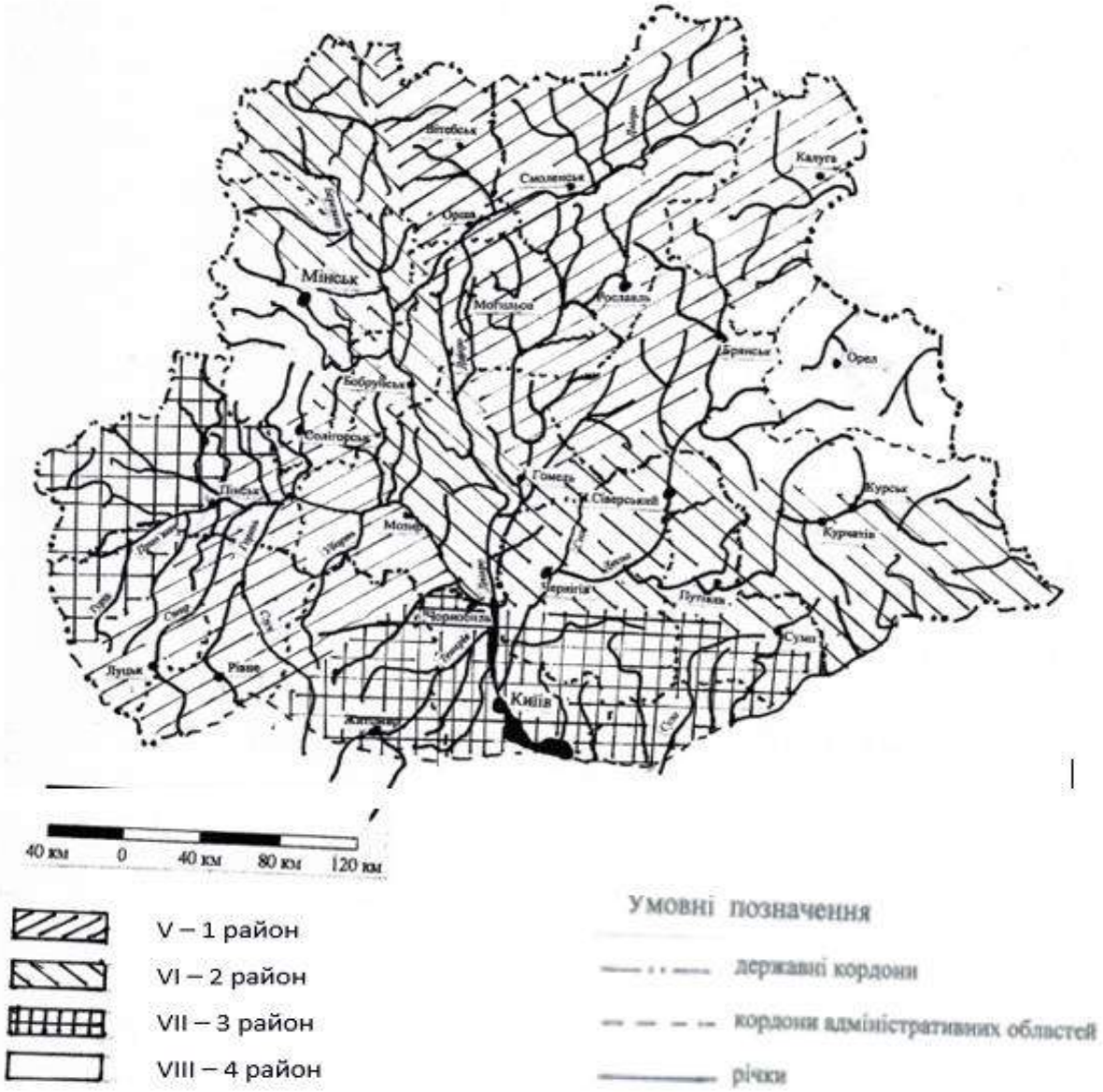


Рис. 6.7 Карта районів для встановлення розрахункового місяця вегетаційного періоду, стосовно розрахунку максимального водоутворення

максимального водоутворення у залежності від необхідної глибини грунтових вод, згідно рис. 6.7, для даного пункту встановлюємо розрахунковий місяць вегетаційного періоду.

На підставі цього, користуючись табл. 5.8 і 5.9, визначаємо, відповідно до типу грунтів, займаючих більшу частину території басейну та виду сільськогосподарських культур, оптимальні глибини підтримки ґрунтових вод, за якими із табл. 6.1 виписуємо значення коефіцієнта $\xi_{гв}$. Помноживши його на величину максимальног оводоутворення, знятого із мапи рис. 6.6, отримуємо уточнену величину максимального водоутворення рідкісної повторюваності, яку і вводимо у подальший розрахунок, для обчислення максимальних витрат дощових паводків. Максимальне водоутворення, як встановлено, залежить не тільки від інтенсивності та тривалості випадіння опадів, але і віду площі їх поширення, типу грунтів та її вологості, а також сільгосвикористання земель.

У центральній частині зливової хмари вологонасичення більше, ніж на краю її, а це означає, що максимальне водоутворення, при однакових умовах, зменшується із збільшенням площі його розповсюдження або, іншими словами, спостерігається редукція водонакопичення із ростом площі басейну. Відзначимо, що аналітичний вираз залежності має вигляд:

$$\bar{h}_{b_{\max,A}} = h_{b_{\max,o}} / (1 + BA^{\chi}) \qquad (6.6)$$

Тут, $h_{\max,o}$ - значення максимального водоутворення від дощу; $h_{b_{\max,A}}$ - середнє значення максимального водоутворення за площею; В і χ - параметри. Відношеня $\frac{h_{b_{\max,A}}}{h_{b_{\max,o}}}$ є коефіцієнт редукції максимального водоутворення $K_{A_{h_b}}$

Редукція максимального водоутворення досліджувалася автором за картами ізогієт зливових дощів, що пройшли у вегетаційний період до 2015 року, із нанесенням на них переважаючого виду грунтів та урахуванням ступеня використання земель. Значення параметрів В і χ

формули (6.6) визначалися за зв'язком логарифмів $\left(\frac{1}{K_{A_{h_b}}}-1\right)$ і А.

Обробка карт ізогієт зливових дощів, з обчисленням водоутворення, проводилася описаними вище аналітичним, графічним та графоаналітичним способами, із використанням висновків з редукції опадів. За отриманими даними, з урахуванням типу та стану грунтів, будувались відповідні їм карти ізогієт максимального водоутворення. Аналіз побудованих карт ізогієт дозволив виявити вплив на редукцію максимального водоутворення типу грунтів та сільськогосподарського використання, підтвердженням чому є те, що

Таблиця 6.3.

Значення параметра *B* формули 6.6 для обчислення коефіцієнта редукції максимального водоутворення

Тип грунту	Сільськогосподарське використання земель	*B*
Дерново-середні і слабопідзолисті супіщані та піщані. Дерново-підзолисті глеюваті, переважно глинисто-піщані, а також поверхнево оглеєні	оброблювані, задерновані поверхні	0,0039 0,0044
Світло-сірі та темно-сірі опідзолені, суглинні	оброблювані землі задерновані схили	0,0025 0,0035
Чорноземи (типові потужні, лугові і опідзолені вилужені), суглинні, малогумусні, пилувато-легко та середньо-суглинисті	оброблювані землі задерновані та заліснені схили	0,0040 0,0050
Торфові (осушені)	оброблювані схили	0,0030
Дернові, лучні, лучно-болотні заплавні та торф'яно-болотні (осушені)	луки, пасовища, багаторічні трави заліснені схили	0,0035 0,0025

саме водоутворення залежить від цих чинників, про що докладно описано вище. Виявлене дало можливість із деякими наближеннями розробити спеціальну таблицю значень параметра *B* формули 6.6.

(табл. 6.3.) при $\chi = 0.81$, так як автору не вдалося встановити його залежність від грунтового покриву та рівня його обробки.

6.2. Форми добігання дощових вод

У своєму розвитку, як уже зазначалося раніше, схиловий стік проходить дві фази: неповного стоку, коли витрата визначається припливом тільки з тієї частини майданчика схилу, з якої встигла добігти хвиля паводку за час, що минув із початку стокоутворення, і другу фазу - фазу повного стоку, коли у формуванні витрат бере участь вже вся площа схилу. На підставі вищевикладеного зазначимо, що процес добігання дощових вод складається із схилового та руслового часу добігання ($\tau = \tau_{CK} + \tau_p$). Величина часу руслового добігання визначається за формулою:

$$\tau_p = 24\frac{L}{\nu}, \qquad (6.7.)$$

де L - довжина річки від вододілу до розрахункового створу, км; ν - середня швидкість добігання максимальної витрати, км / доб.

Однак, втрати дощового стоку здійснюються, головним чином, під час добігання дощової води зі схилів. У період руслового добігання втрат практично немає, а навпаки - йде деяке поповнення води у руслову мережу, за рахунок підземного притоку. Тому найбільший інтерес та певну складність у розрахунку представляє схиловий час добігання, так як він, у значній мірі, визначається гідрографом паводку, головним чином на його підйомі та спаді [1.56, 1.58].

6.2.1.Схилове добігання

Дослідження часу добігання дощових вод по схилах виконано автором за матеріалами штучного дощування площадок, проведеного нею на освоєнних землях західних районів північної частини України, з використанням даних інших авторів [1.6, 1.8, 1.58]. У силу струйчатої структури водного потоку розрізняють первинний, перехідний та повний час добігання, під яким мають на увазі, відповідно, добігання першої, середніх та останньої цівок потоку. З метою спрощення розрахунків, необхідно визначати середній час добігання води τ до останнього створу. Графічно воно знаходиться як інтервал часу від

початку гідрографа до кінця перетину екстраполюючих ліній неповного та повного стоку (рис. 6.14, 6.16).

У більшості випадків досвідчені гідрографи стоку мають чітко виражені фази неповного і повного стоку, що дає можливість надійно визначити час добігання. Однак, у деяких випадках, знаходження часу добігання виявляється скрутним. Особливо це стосується дослідів, коли дощування виконувалося на сухий грунт, а крива підйому мала ступінчастий характер (рис. 6.14). Такий вид гідрографа обумовлений неодночасним зародженням стоку на окремих ділянках майданчиків. На найбільш ущільнених участках дощовий стік починає формуватися раніше, ніж на останній частині майданчика. Якщо ущільнені ділянки розташовані у ніжній частині майданчика, то стік може прийняти характер повного. Період підйому, у даному випадку, характеризує не повний час добігання для всієї площадки, а тільки добігання від ущільнених ділянок, відстань від яких до водоприймача невідома. Вся тривалість періоду підйому може виявитися значно більшою дійсного часу добігання.

Ступінчаста форма фази підйому гідрографа може визиватися також неодночасним включенням у стік тих чи інших участків майданчика, що пов'язано зі наявністю мікроводорозділів, невеличких заглиблень та нерівностей на поверхні грунту. У початковий період дощування частина води, після насичення ґрунту, затримується у мікроводорозділах і у стоці беруть участь тільки рівні ділянки майданчика. Коли рівень затриманої води буде перевищувати висоту перемичок мікроводорозділів, то у стоці почне брати участь весь досліджуваний майданчик. Надалі, коли мікроводороздільні перемички будуть прорвані, то на неодночасове надходження стоку продовжують впливати мікропониження, що затримують частину опадів. При тривалому дощуванні, унаслідок замулення мікропонижень грунтовими частинками, стік почне формуватися одночасно на всьому майданчику. Час добігання, у таких випадках, визначається як різниця між моментами різкого переходу від неповного стоку до повного, а величина його приймається наближеною.

На підставі рішення рівняння повного і неповного стоку, автором раніше (див. пункт 4.2, формули 4.8) був отриманий вираз для визначення часу схилового добігання, який можна представити у вигляді:

$$\tau_{\text{ск}} = \left[l / \left(m_0 I^Q i_{h_{b_{\max}}}^n \right) \right]^{1/(n+1)} , \qquad (6.8)$$

де, l - довжина схилу; $i_{h_{b_{\max}}}$ - середня, за час добігання, інтенсивність максимального водоутворення; I - ухил схилу; m_0 - коефіцієнт шорсткості схилів; Q *і* n. - параметри.

Аналіз дослідних даних показує, що час добігання дощової води на одному і тому ж майданчику, у перших дослідах значно більший, ніж при подальшому дощуванні. Це свідчить про поступову розробку та вдосконалення шляхів стікання, тобто про зниження шорсткостей у струмковій мережі.

У якості непрямого показника ступеня опрацьованості шляхів стікання води, автор взяла індекс зволоження I_w, так як він характеризує зміну характеру поверхні схилу при багаторазовому дощуванні. Індекс зволоження для дослідів, проведених з якоюсь однієї інтенсивністю дощу, підраховується за попереднім штучним або природним зволоженням грунту. Для дослідів, які проводилися при дощуванні майданчиків різної інтенсивністі дощу, індекс зволоження визначався за сумами опадів перед дослідом шару випавшого дощу перед кожною новою інтенсивністю, приймаючи у формулі індексу зволоження перший інтервал часу.

Інтенсивність стоку встановлювалася за гілками підйому гідрографа стоку і приймалася рівної інтенсивності у момент, відповідний середині інтервалу між початком стоку та добігання хвилі паводку.

Розміри дослідних майданчиків не дозволили встановити вплив на час добігання довжини схилу. Виходячи із дослідних даних, з урахуванням робіт (2.3, 3.24), показник ступеня при l можна прийняти для обробленого поля 0,67, для пасовищ, луків та лісових схилів - 0,50.

Розрахункові вирази для обчислення часу схилового добігання, згідно 6.8 можуть бути рекомендовані у наступному вигляді:
для сільськогосподарських угідь:

$$\tau_{\text{ск}} = \left(m_0 i^{0,50}\right) / \left(i_{h_{b_{\max}}}^{0,6} \cdot \mathrm{I}_w^{0,4} \cdot I^{0,35}\right), \qquad (6.9)$$

пасовищ, луків та лісових склонів:

$$\tau_{\text{ск}} = \left(m_0 I^{0,50}\right) / \left(i_{h_{b_{\max}}}^{0,45} \cdot \mathrm{I}_w^{0,4} \cdot I^{0,5}\right), \qquad (6.10)$$

де m_0 - швидкісний коефіцієнт, що залежить від шорсткості схилів. Для практичних розрахунків складена таблиця, що дає можливість визначити значення m_0 у залежності від характеру схилу (табл.6.4.).

Таблиця 6.4

Значення коефіцієнта шорсткості схилу m_0 в залежності від обробітку грунту

Характеристика поверхні участка	m_0
Вспахане поле	12,0
Зернові культуры (пшениця, жито, овес)	13,0
Люпин з вівсом та вікоовсяна суміш	14,5
Картопля, цукровий та кормовий буряк	15,5
Стерня зернових культур. Борозди вспашки мало помітні	16,5
Льон густий без бур’янів, конопля	22,0
Культурне пасовище, рослинність луків. Травостій значної густоти.	40,0
Лісові схили. Лісова підстилка товщиною 1,5-2см	57,0

Найбільшу величину коефіцієнта m_0, рівного 40 і 57, мають лісові схили з луковою рослинністю. Це обумовлено значною шорсткістю, яка проявляється при русі дощової води між стеблами рослин та проміжками лісової підстилки. Мінімальне значення m_0 мають зорані схили. Це пов'язано з тим, що перші порції дощу розмивають нерівності грунту, сглажуючи її поверхню і рух, в подальшому

відбувається у сприятливих умовах. Схили під картоплею та цукровими буряками характеризуються однаковими значеннями m_0 , завдяки схожості обробітку грунту.

Залежність коефіцієнта m_0 від напрямку борозен оранки для стерні зернових культур не виявлено, що пояснюється використанням стерні під випас худоби, через що, незважаючи на різний початковий обробіток грунту під зерновими культурами. Умови стікання води по них надалі стали практично однаковими. Другою важливою величиною, що характеризує процес добігання повеневих вод після припинення дощу, є час спаду схилового стоку, який дає можливість визначити втрати стоку на спаді паводку, тобто після припинення дощу. При розрахунку спаду схилового стоку, як і при розрахунку дощового стоку, згідно теоретичних розробок автора (пункт 4.2), використовуючи, при цьому, метод ізохрон, виділено дві форми спаду схилового стоку: завершена, що спостерігається при довжини стікання більше довжини схилу, і незавершена, коли довжина схилу більше довжини участка, який може пробігти хвиля за час виснаження. При незавершеному стоці вода надходить лише із нижньої частини схилів, а це означає, що вся довжина схилу, шорсткість та ухил його не впливають на час спаду t_{cn}. При завершеному стоці тривалість спаду - час стікання визначається переміщенням води по схилах та розпластування потоку. Теоретично тривалість спаду схилового стоку - то час, величина якого залежить від довжини схилу *(l)*, шорсткості схилу (m_0), ухилу схилу (*I*), інтенсивності водоутворення та середньої величини поглинання, а також будови мікрорельєфу. Якщо виразити середню інтенсивність водоутворення, що передувала початку стоку, у вигляді середньої інтенсивності поглинання за період спаду схилового стоку через множник *η,* який залежить від будови мікрорельєфу і відношення $i^{-}_{k_{t_{cn}}} / i_{h_{b_{\max}}}$, тоді, згідно 6.8., теоретична формула тривалості спаду схилового стоку може бути виражена залежністю:

$$t_{cn} = \left(l / mI^{Q} i^{-}_{k_{t_{cn}}} \cdot \eta \right)^{1/(n+1)}, \qquad (6.11)$$

Для встановлення числових значень параметрів формули 6.11, автором використані дослідні дані, отримані нею при штучному дощуванні майданчиків, оскільки поверхня схилу має великі розміри, то рішення задачі дано для завершеної форми стоку[1.56, 1.58].

Якщо ввести у формулу 6.11 у якості непрямого показника, характеризуючого вологість грунту, індекс зволоження I_w, а також використовувати перетворення та отримані результати, які стосуються часу схилового добігання, вираз для обчислення часу спаду схилового стоку пропонується представити у більш простому вигляді:

$$t_{СП} = \Lambda I_w^y \left(\frac{l^H}{I^Q} \right), \qquad (6.12)$$

Значення індексу зволоження, на кінець дощу, визначалися як сума індексу попереднього зволоження та шару стокоутворюючого дощу, що розглядається.

Як уже зазначалося, штучному дощуванню піддавалися невеликі майданчики, у зв'язку з чим встановлювалася залежність $t_{сп}$ тільки від індексу зволоження і ухилу майданчика. Значення параметрів формули 6.11, отримані на підставі даних штучного дощування майданчиків, при $H = 0{,}67$ і $I_{ср} \leq 0{,}25\%$,.

Таким чином, знаючи час спаду, можна обчислити шар втрат на спаді схилового стоку як добуток номінальної середньої вихідної за період спаду інтенсивності поглинання на час спаду.

Вище, у пункті 4.3., автором відзначалося, що особливий вплив на процес формування поводкового стоку малих річок та тимчасових водотоків, в умовах освоєння угідь, надає схилове добігання дощових вод. Тривалість схилового стоку залежить, перш за все, від шару опадів та втрат стоку, а значить, максимального водонакопичення. Істотний вплив на тривалість схилового добігання надає величина максимального модуля схилового стоку. Шар схилового стоку залежить від шероховатості поверхні, втрат на поглинання, розчленованість басейну річковою, яружно-балочною, меліоративною та іншею мережеюі.

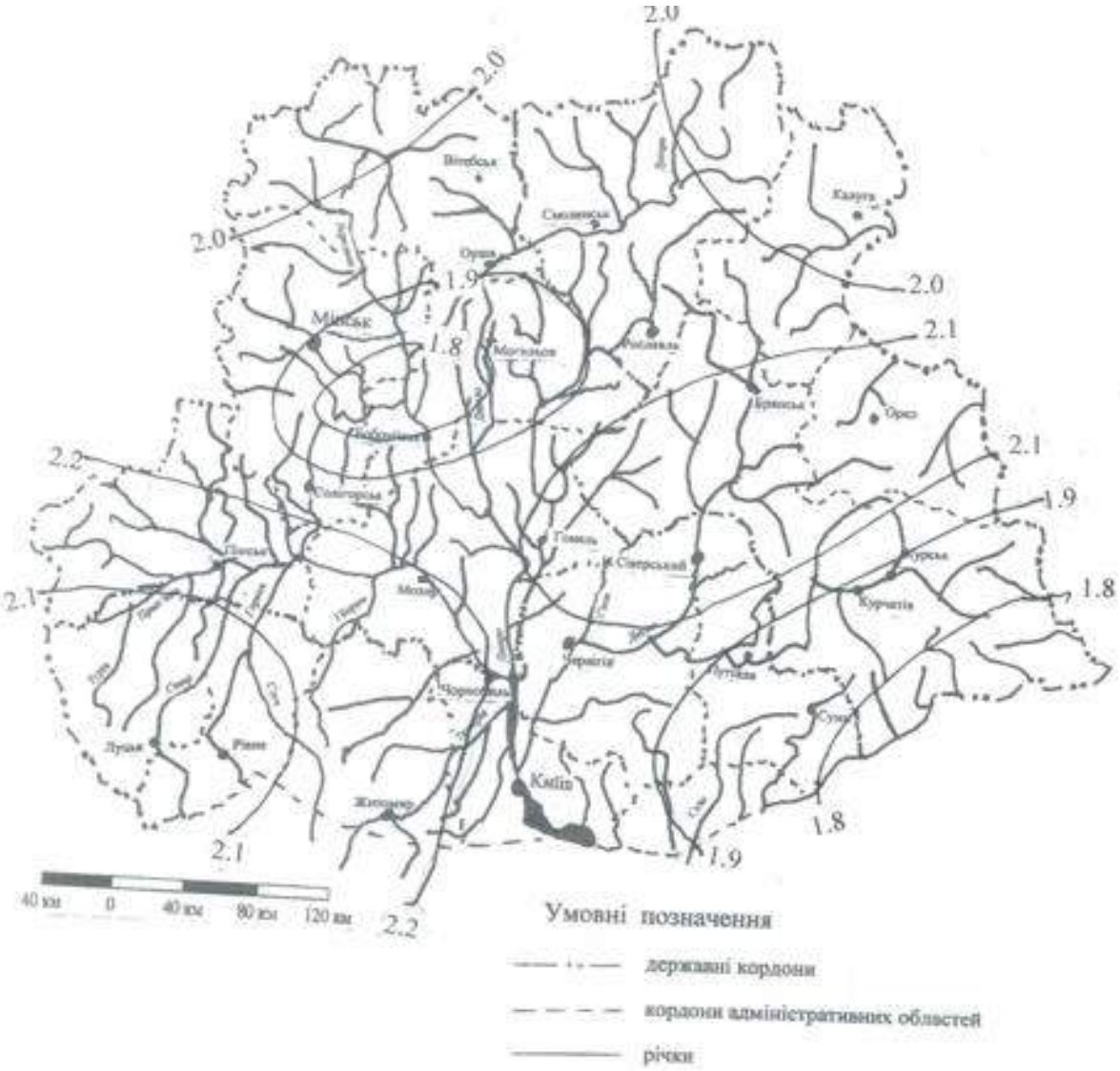


Рис. 6.8. Картограма розчленованості місцевості сучасною мережею

Гідрограф схилового стоку, як показано у роботах [1.5, 1.58], найкраще зображується параболічним трикутником. При цьому, із урахуванням пропозицій А.Н. Бефані і висловленого вище автором, стосовно умов антропогенних змін, формула для обчислення тривалості схилового добігання отримана у вигляді:

$$\tau_{ск_o} = \mathrm{N} \cdot h_{b_{\max}} \cdot K_{СП} \,, \qquad (6.13)$$

де $h_{b_{\max}}$ - максимальне водоутворення; $K_{сп}$ - коефіцієнт обліку втрат стоку на спаді паводку; N - параметр, величина якого залежить від ступеня розчленованості місцевості річковою, яружно-балочною та сучасною мережею, а також водоутворення.

Параметр *N* пропонується обчислити за спеціально розробленим графіком, із урахуванням умов даної території (рис. 6.9).

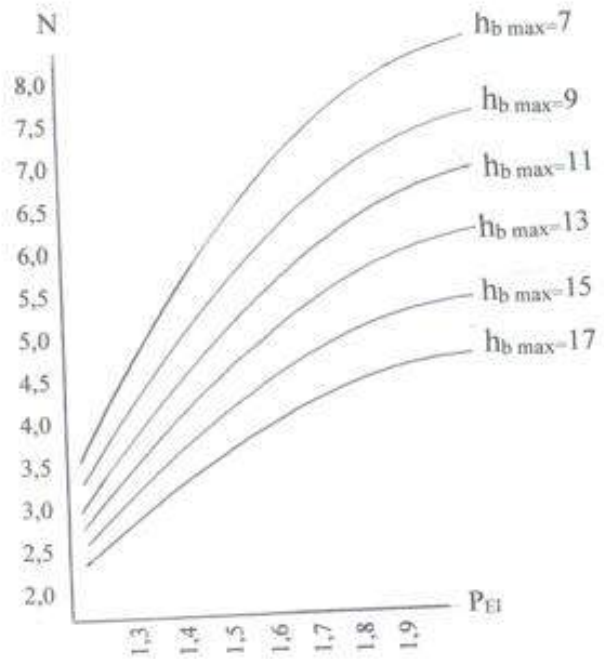


Рис. 6.9. Графік для визначення параметра **N** стосовно до обчислення тривалості схилового стоку

Поряд з формулою 6.13 наближені значення τ_{CK_o} можуть бути визначені за таблицею 6.5., розробленої автором для річок північної частини України, Білорусі та Заходу Росії.

Таблиця 6.5.

Районні значення тривалості схилового добігания τ_{CK_o}

Водосбори річок	Районні значення τ_{CK_o}, час
Прип’ять, Вісла, Зах. Двина, Сервеч, Свіслоч, Гривда, Ясельда, Цна, Случ, Птіч, Ореса, Іква та ін.	40
Десна (верхів'я), Беседь, Іпуть і басейни річок Дніпра (Білорусь)	30
Рось, Трубіж, Ірпінь, Тетерів, Сейм, Остер, Псел, Сула, Супій, Тясмин, Витьба, Нача, Берунча, Гавья, Сверч Углин, Неман та ін.	20
Орель, Мяденін, Орлянка, Пліса, Бобер, Сена, Проня, Чертень, Словечна, Унеча, Уза, Бативля та ін.	12

Як видно з таблиці 6.5., найбільші значення τ_{CK_o} відзначаються на території Західного Полісся України та північному заході Білорусі. Пояснюється це меншим розвитком у цих районах річкової та яро-балочної мережі, а також більш сприятливими умовами організованості тут грунтового стоку, що викликає, у кінцевому підсумку, подовження тривалості стоку. Найменші значення приурочені до територій, які мають хорошу розвиненість річкової, яружно-балочної та сучасної мережі, де формується, в основному, поверхневий стік.

6.2.2.Руслове добігання

Необхідною характеристикою, при розрахунках поводкових втрат, є встановлення величин швидкостей руслового добігання та середньозважених ухилів водотоку. Даному питання присвячено значну кількість робіт [1.5, 1.6, 1.51, 1.58], проте дослідженнями швидкостей руслового добігання в умовах антропогенних змін займались мало. Малі річки, у басейнах яких виконуються антропогенні зміни, є водоприймачами, у зв'язку з чим вони регулюються, тобто виконується комплекс очисних та спрямляючих робіт. Зручно виразити швидкість руслового добігання, у залежності від витрат води та середньозваженого ухилу водотоку, що у загальному вигляді може бути представлено залежністю:

$$\nu = aI^m Q^n, \qquad (6.14)$$

Русловий параметр *a* залежить від шорсткості, форми русла і співвідношення між шириною та глибиною русла [1.31, 2.1 , 2.5, 2.30]. Однак, як коефіцієнт пропорційності між швидкістю, витратою та ухилом річки, він повинен володіти певною стійкістю. Поєднанння витрат та ухилу, характеризуючи енергію потоку, визначає процес руслоформування, тобто форму русла, шорсткість ділянки і розподіл глибин як у поздовжньому, так і у поперечному перерізі.

Зі сказаного випливає, що всі три параметри можна визначати зворотним шляхом за виміряними величинами *V, Q і I,* використовуючи при цьому аналітичну або графічну кореляцію $\nu = aI^m Q^n$ (6.14)

В результаті великого числа графічних побудов за визначенням швидкостей переміщення піків паводків та повеней, а також узагальнення, наявного із цього питання матеріалу, використовуючи висновки і пропозиції Н.В. Лаликіна і Д.Л. Соколовського, формула для обчислення швидкостей добігання пропонується у вигляді:

$$V = aQ^{0,28}I^{0,33}, \qquad (6.15)$$

де Q - витрата води у замикаючому створі; a - коефіцієнт, враховуючий характер русла та заплави; I - ухил водотоку в%.

Для визначення значень коефіцієнта a, враховуючого ступінь впливу на зміну швидкостей руслового добігання характеру русла та заплави, з урахуванням антропогенних змін, виражених у вигляді їх шорсткості, були використані гідрометричні дані, на підставі чого отримані значення про швидкості переміщення піків паводків та повеней, відносно безприточних ділянок річок досліджуваної території, які за характером русла і заплави, з урахуванням умов організованості стоку, були об'єднані у чотири категорії (річки беззаплавні, із вузькою заплавою, із заплавою середньої ширини та широкою заплавою) [1.44, 1.45]. За значеннями швидкостей переміщення відповідної категорії річок із формули (6.15.), автором були отримані величини коефіцієнта a та складена шкала його значень для різних категорій річок досліджуваного регіону, доповнююча та уточнююча у територіальному відношенні розроблену раніше шкалу [1.56, 1.58] (таблиця 6.6). Значення параметра a змінюються від 11 (для водотоку, будучи його інтегральною характеристикою. Тому для одних майданчиків басейну величина середньозваженого ухилу, установленого існуючими методами, є завищеною, а для інших - заниженою.

Автором встановлено, що відхилення обчислених та фактичних значень швидкостей добігання пояснюються, в основному, неточностями у визначенні та характеристиці величини середньозваженого ухилу водотоку, так як у такому вигляді, як він обчислюється і вводиться у розрахунок, він тільки у загальному характеризує зміну рельєфу місцевості по всій довжині. Для усунення

зазначеного можна виразити величину середньозваженого ухилу як функцію забезпеченості приватної площі басейну ($А_{част.}$), для якої визначається середньозважений ухил, до всієї площі басейну ($А_{заг.}$).

Таблиця 6.6.

Значення параметру *а* для обчислення швидкостей добігания річок верхнього та середнього Подніпров'я

Категорія річок	Характеристика русла та заплави від витоку до останнього створу	*а*
1	Річки беззаплавні. Дно русла річок або водотоків піщано-галькове або мулувато-глинисте, а також яри і балки із кам'янистими або покритими травою ложем	20-18
2	Річки з неширокою заплавою, заплава лугова, шириною до 1 км, поросла чагарником, частково лісом, осушена, в окремих місцях, заболочена, рівна; заплава висока, рідко затоплювана, перериваюча	17-15
3	Річки із заплавою середньої ширини. Заплава середньої ширини (1-2 км) осушена, місцями заболочена, є озера і стариці, подекуди вкрита чагарником, лісом, частково розорана, русло звивисте	14-12
4	Річки із широкою заплавою. Заплава широка (3-4 км), значно порізана рукавами, старицями, озерами, заболочена, частково осушена, поросла лісом, чагарником, очеретом, у деяких місцях чергуються розширення та звуження	11-9

Якщо висловлене представити у відсотках, то отримаємо залежність середньозваженого уклону від забезпеченості.

Проробивши аналогічного роду розрахунки, авторами для річок досліджуваної території були побудовані графіки $I_{ср.взв} = f\left(\frac{A_{част.}}{A_{общ.}}100\%\right)$. Для цього, вибірково, на великомасштабних картах площа басейну кожної ріки розбивається на певну кількість елементарних майданчиків. Краще розбивку виконувати за ізохронами.

Для кожної виділеної площадки обчислюється середньозважений ухил її площа і співвідношення площі виділеної ділянки до всій площі, виражене у відсотках $(A_{част.}/A_{заг.})100\%$. Зробивши такі розрахунки для зазначених майданчиків по всій довжині головного водотоку річки та

використавши, наявні з цього питання дані, були побудовані відповідні графіки зв'язку (рис. 6.10, 6.11).

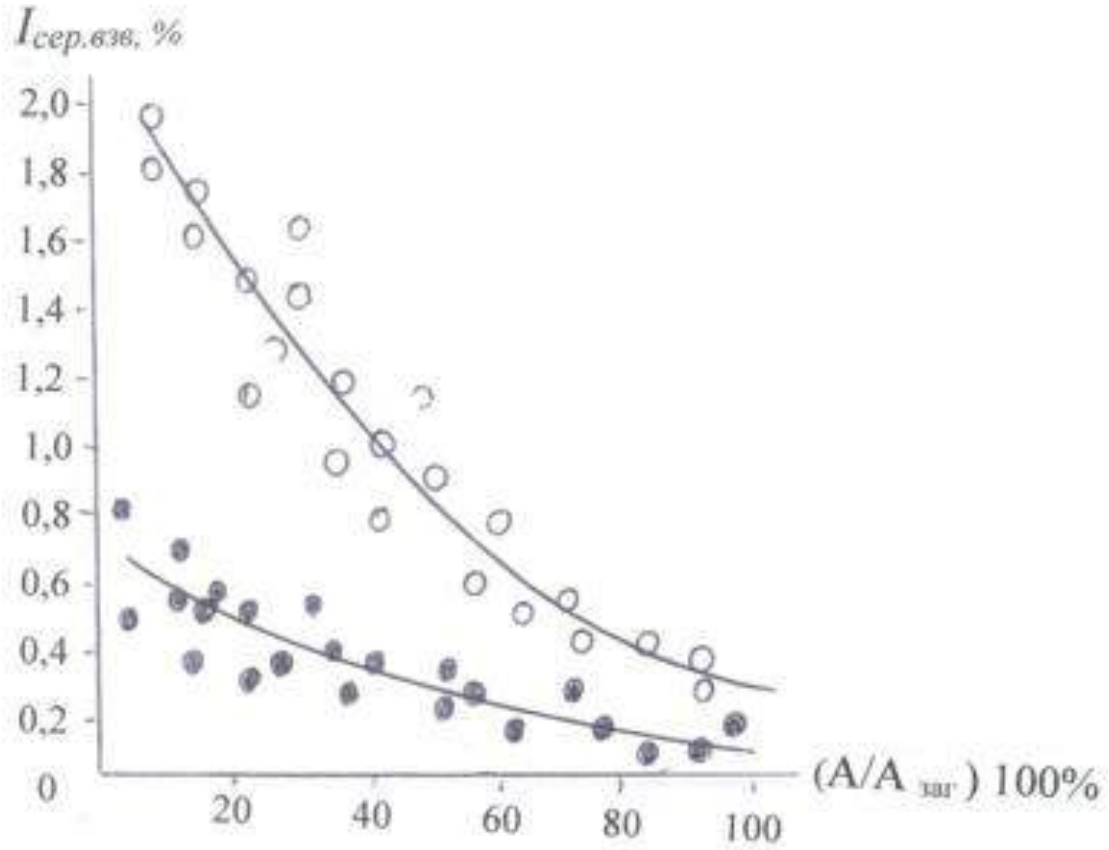


Рис. 6.10. Графік зв’язку $I_{ср.взв} = f\left(\frac{A}{A_{общ.}}100\%\right)$.

● – перший район; ○ – другийй район малозмінюючою шириною

Істотний вплив на формування та величину максимальної витрати води надає форма басейну [2.67], будова гідрографічної мережі. Облік впливу структури гідрографічної мережі проведений на основі методу ізохрон, який відображає явище поверхневого стоку.

Аналіз будови гідрографічної мережі річок досліджуваного регіону показує, що конфігурація річкових басейнів у плані відрізняється великим різноманіттям форм - від водозборів із за довжиною річки до річкових систем та з вельми складним малюнком водозбірної площі [2.67].У зв'язку з цим і криві ізохрон мають складні обриси, що ускладнює їх математичний опис.

Незважаючи на те, що у розгортці від максимуму криві ізохрон приймають більш згладжений вигляд, все ж складний характер їх зберігається. Шляхом згладжування можна отримати плавну криву ізохрон. Згідно генетичної теорії стоку, витрата є сумою добутків одиничних ізохронних площ на відповідній ординаті гідрографу схилового стоку. Для вирішення завдання необхідно допустити спрощення, пов'язане із прийняттям форм водозбору у вигляді прямокутника, а для перехода від прямокутної форми басейну до реальної у формулу 4.21. вводиться гідрографічний коефіцієнт $K_Г$, який при $\tau_{ск} \rangle \tau_р$ дорівнює K_1 при $\tau_{ск} \leq \tau_р - K_2$.

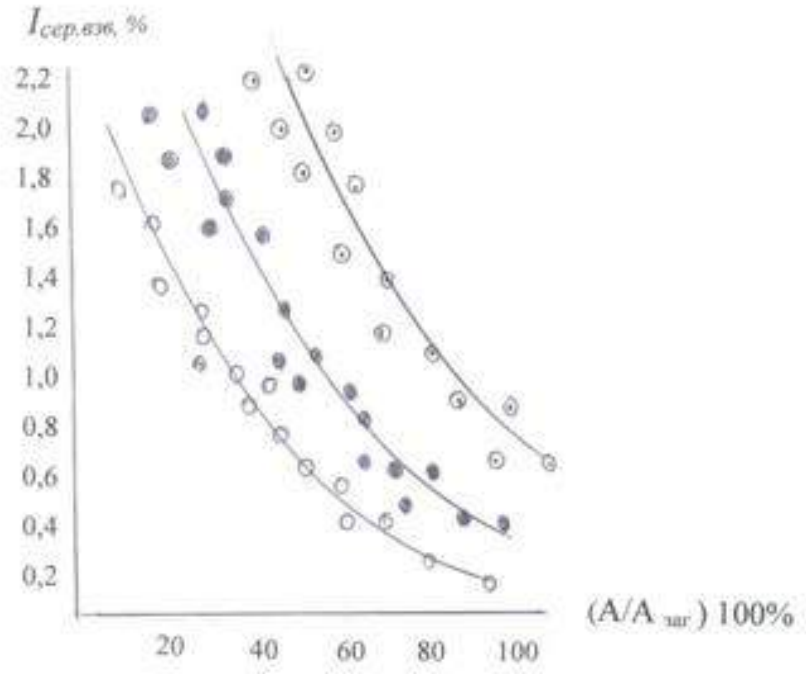


Рис. 6.11. График зв'язку $I_{с.взв} = f\left(\frac{A}{A_{общ.}}100\%\right)$.

◑ – третій район; ● – четвертий район; ○ – п'ятий район

Для розрахунку кривої ізохрон, використано рівняння $B_{\upsilon_{t_x}} = B_m\left[1-\left(\frac{X}{L}\right)^n\right]$ тут, B_m- максимальна ширина басейну; L - довжина річки; n- показник форми кривих ізохрон, який згідно із дослідженнями А.Г.Іваненка для Карпат, А.В. Гушлі для півдня України, автора для північноїй частини України, Білорусі та Росії коливається у межах від 0,5 до 2,0 (табл.6.7).

Значення показника ступеня *m* визначалися автором за графіками еквідістант, побудованими для малих річок і тимчасових водотоків середнього та верхнього Подніпров'я.

Таблиця 6.7

Значення показника степені *n* для різних форм кривих эквідістант

Форма басейну	Тип кривої	Площа водосбору	n
Витягнута, близька до прямокутної	Випукло-параболічна	0,01-200 200-600	2.0
Розширена до витоку, близька до трикутної	Прямолінійна	200-800 800-1000	1.2
Асиметрична, максимальна ширина у середній та верхній частині	Вігнута	более 1000	0.5

Проведені дослідження показують, що показник ступеня *m*, у більшості випадків, для річок Українського та Білоруського Полісся дорівнює 0.5, а для річок решти території досліджуваного регіону (Росії) він дорівнює - 0.6.Тому, у якості розрахункового, для всієї території приймемо середнє значення *m = 0,55*. Для спрощення розрахунків при розрахунку коефіцієнтів K_1 та K_2, у залежності від співвідношення τ_p і τ_{cx} , прийнявши, що $\psi = \frac{\tau_p}{\tau_{ск}}$ при різних величинах *n і m = 0,55*, автором складена таблиця числових значень гідрографічних коефіцієнтів (табл. 6.8.).

В більшості випадків гідрографи малих водотоків північної частини України , Білорусі та Росії мають гостру форму та розтягнуту основу, криві підйому - круті, криві спаду - вигнуті і поступово наближаються до осі часу. Тривалість спаду у багато разів перевищує тривалість підйому, тобто гідрографи мають яскраво виражену асиметричність. Значне видовження спаду пояснюється уповільненою віддачею тієї частини водозбору, що акумулюється меліорованими ділянками, лісовою підстилкою та, особливо, просівшими від

Таблиця 6.8

Значення гідрографічних коефіцієнтів K_1 и K_2 для річок середнього та верхнього Подніпров'я

Ψ	K_1			Ψ	K_2		
	n=0.5	n=1.0	n=2.0		n=0.5	n=1.0	n=2.0
0,1	1,05	1,04	1,02	1,0	1,50	1,39	1,26
0,2	1,08	1,06	1,05	2,0	1,66	1,53	1,34
0,3	1,03	1,10	1,06	3,0	1,82	1,64	1,38
0,4	1,17	1,14	1,08	4,0	2,05	1,72	1,41
0,5	1,22	1,18	1,12	5,0	2,14	1,76	1,46
0,7	1,33	1,26	1,18	7,0	2,23	1,80	1,49
0,8	1,39	1,29	1,21	8,0	2,32	1,84	1,50
0,9	1,45	1,33	1,24	9,0	2,43	1,88	1,50
1,0	1,50	1,39	1,27	10,0	2,51	1,91	1,50

осушення ділянками торф'яних і лучно-болотних грунтів, із потужним та середнім шаром торфу. У зв'язку з цим, на водозборі будуть спостерігатися випадки, коли не весь приплив максимального водоутворення, а якась його діюча частина прийме участь в організованості максимальної витрати дощових павоків.

6.2.3.Коефіцієнт діючого шару водоутворення

Виразимо зазначене коефіцієнтом γ, який за фізичним змістом представлятиме коефіцієнт діючого шару водоутворення і показувати, яка частина припливу водоутворення, при заданій тривалості руслового добігання τ_ρ, братиме участь у формування мінімальної витрати паводкового стоку. Тобто, коефіцієнт φ дає можливість переходу від загального водоутворення $hв_{max}$ до діючого водоутворення $hв_\tau$. Шар стоку чинного водоутворення можна отримати шляхом інтегрування рівняння типового схилового припливу в розгортці від максимуму $Q_{\tau_p} = Q_m\left[1-\left(\frac{\tau_p}{\tau_{ск}}\right)^m\right]$ від 0 до τ_ρ відношення коефіцієнту обліку втрат стоку на спаді паводку до шару загального водоутворенняє не що інше, як інтеграл тієї ж функції, але в інтервалі

від 0 до $\tau_{ск}$. З урахуванням зазначеного, коефіцієнт діючого шару водоутворення, у загальному вигляді, буде дорівнювати:

$$\varphi = \frac{h_{в\tau}}{h_{в\max}} = \left(\frac{m+1}{m}\right) \cdot \frac{\tau_p}{\tau_{ск}} \cdot \left[1 - \left(\frac{\tau_p}{\tau_{ск}}\right)^m \cdot \frac{m+1}{m}\right], \qquad (6.16)$$

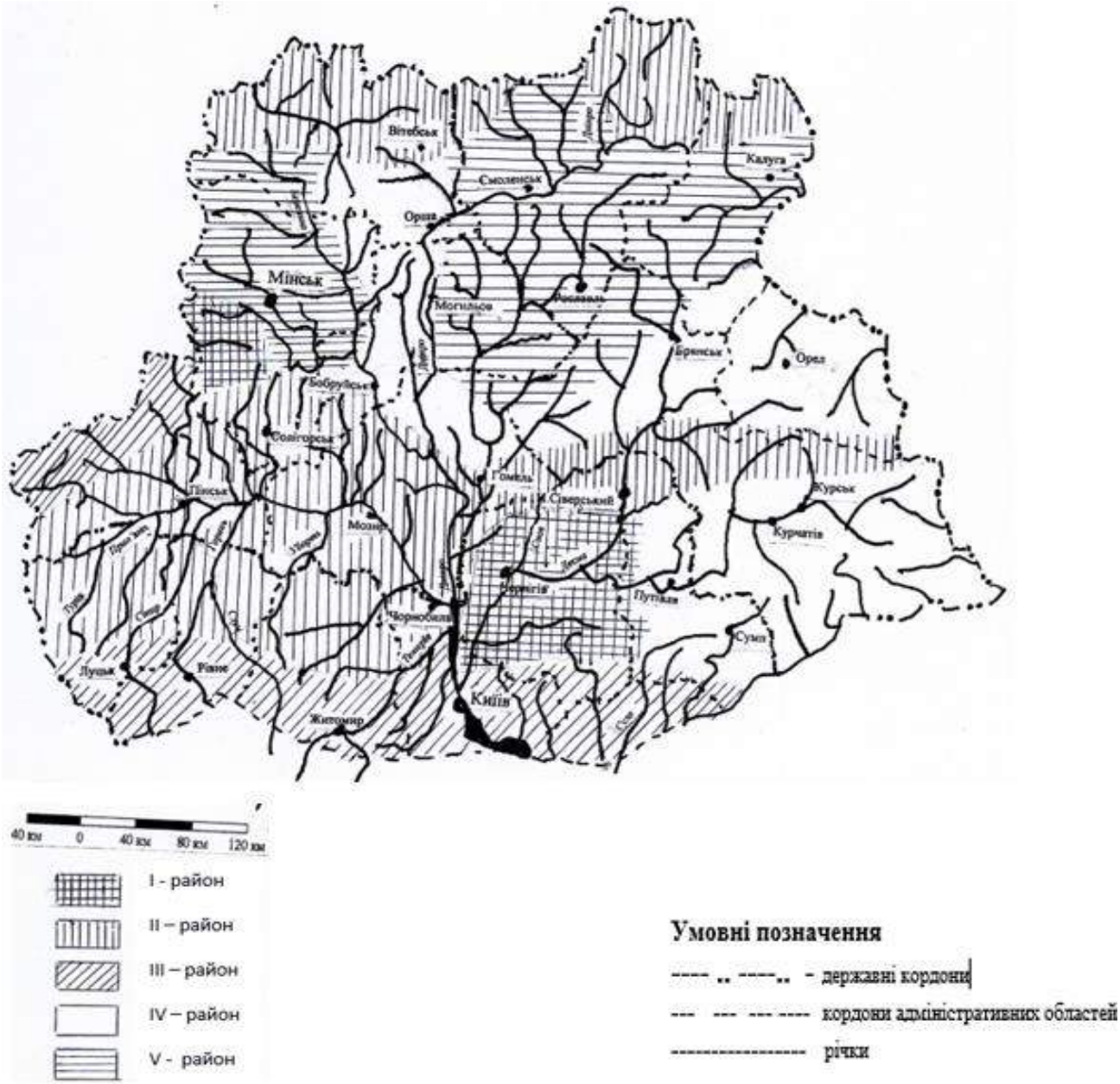


Рис. 6.12. Карта районів для вибору розрахункової величини середньозваженого ухилу, стосовно розрахунку швидкостей руслового добігання

Згадаймо, що складовою частиною теоретичної формули автора 4.21, є час руслового добігання, який знаходиться у знаменнику. Тому для спрощення залежності 4.21 і виключення із неї параметра τр, вираз

6.16 розділимо на **τ**р . Ось чому, у виразі 6.1, на відміну від 4.21, відсутній τр. Вище зазначалося, що для Українського та Білоруського Полісся параметр *m = 0.5,* а для решти території досліджуваного регіону *m = 0,6.* Для спрощення розрахунків не суттєво, зменшуючи їх точності у даному випадку, можна також прийняти єдине значення *m = 0,55* для усієї досліджуваної території. З врахуванням зазначеного вище, вираз для обчислення коефіцієнту чинного шару водоутворення, якщо прийняти, як і раніше $\Psi=\tau_p/\tau_{ск}$, набуде вигляду:

$$\varphi = \frac{2{,}82}{\tau_{ск}} \cdot \left(1 - \frac{\psi^{0{,}55}}{1{,}55}\right) \quad , \qquad (6.17)$$

Для зручності застосування формули 6.17 у практичних розрахунках, автором складена номограма, рис. 6.13, де коефіцієнт φ встановлюється у залежності від часу кожного притоку $\tau_{ск}$ та параметра Ψ.

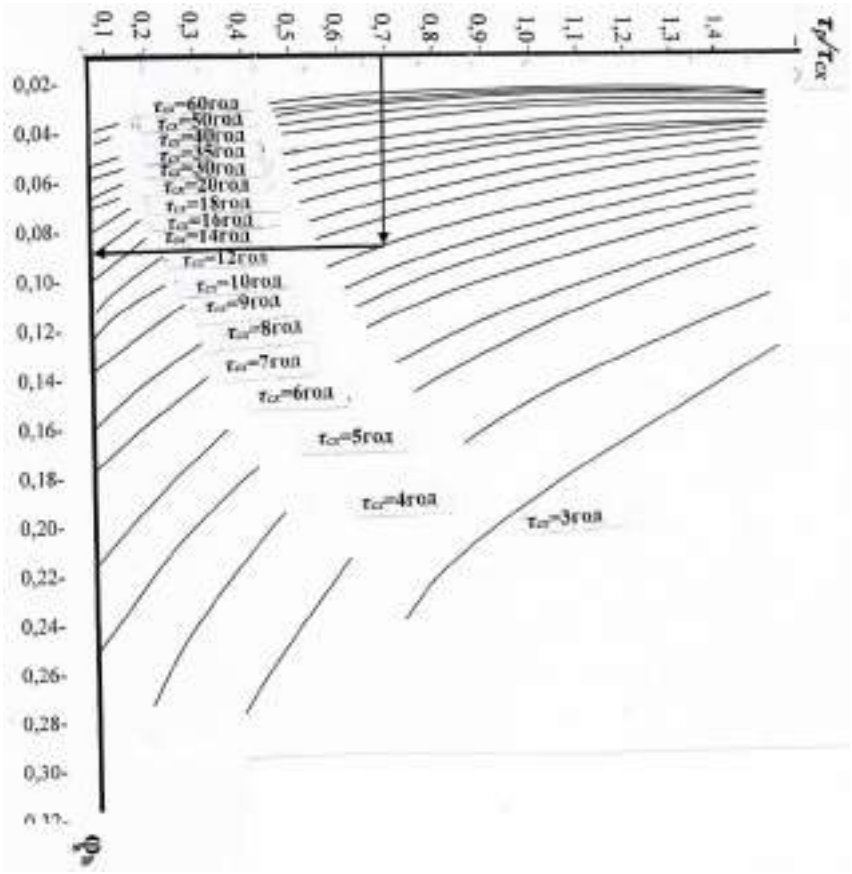


Рис.6.13. Номограма для визначення коефіцієнта діючого шару водоутворення

6.3. Формування втрат стоку та їх розрахунок

Втрати дощових вод починаються з моменту початку дощу і протікають весь період його випадіння при складній взаємодії комплексу чинників: інтенсивності дощу, підстилаючої поверхні, типу грунту та його вологості, сільскогосподарського використання, рівня грунтових вод [1.17].

Багатьма дослідниками відмічено, що встановлена інтенсивність поглинання води у грунт залежить від інтенсивності дощу, типу грунту і його водно-фізичних властивостей (рис. 6.14.).

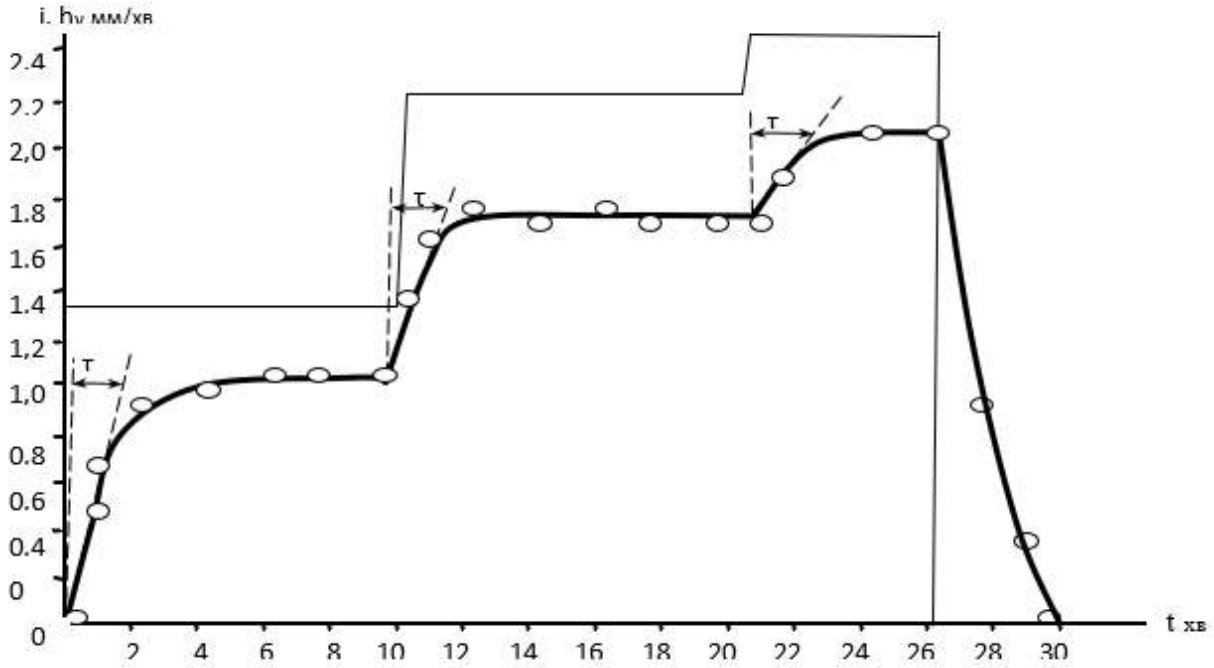


Рис. 6.14. Графік стоку, суміщений із графіком зміни інтенсивності опадів
(с. Бодячів Волинської обл., Україна. Культурне пасовище)

Зміна інтенсивності дощу, на думку автора, добре узгоджується з ходом інтенсивності поглинання тільки у мікровпадинах, що обумовлено зміною площі, суцільного затоплення та висотою шару води на поверхні грунту.

При інтенсивності дощу різний характер процесу поглинання.

Основними причинами, що зумовлюють вплив інтенсивності дощу на інтенсивність поглинання, автор вважає:

1. Зростання крупності крапель дощу, що викликають збільшення динамічного тиску на поверхню землі.
2. Збільшення шару води на поверхню грунту.
3. Зміну співвідношення між діючими силами поглинання.

Після випадання опадів завжди спостерігається помітне ущільнення розпушеного грунту за рахунок енергії падаючих крапель дощу. Автором, на підставі експериментального матеріалу, встановлено, що руйнування грунту від опадів у при поверхневому шарі торф'яних грунтів, особливо помітна на глибину 4 см, мінеральних суглинних грунтів - до 2 см, а мінеральних супіщаних - до 3 см.

Слід зазначити, що стійкість агрегатів грунту, по відношенню до води, певною мірою визначається і вологістю ґрунту. Механічне опрацювання поверхневого шару грунту трохи зменшує інтенсивність поглинання, особливо на початку дощу, але воно незначне. Процес руйнування структури грунту від дощу до дощу збільшується, а після ряду поспіль злив, які пройшли, може досягти значних розмірів. Таким чином, сумарна кількість попередніх опадів може служити непрямою характеристикою зміни щільності підстилаючої поверхні, яка у свою чергу, викличе зміну поглинання.

6.3.1.Фактори підстилаючої поверхні

До основних факторів підстилаючої поверхні, що впливає на поглинання, відносяться: мікрорельєф, ухил, шорсткість схилу, сільськогосподарське використання земель та рівень обробки грунту.

Вплив мікрорельєфу на інфільтрацію проявляється наступним чином: з однієї сторони, у замкнутих мікродепресіях акумулюється шар води від опадів, поглинання яких відбувається тільки після припинення дощу, тобто на спаді стоку; з іншого боку - неоднорідність поверхні ділянки обумовлює його динаміку затоплення у часі та просторі. Неоднорідність рельєфу місцевості - одна із причин впливу інтенсивності дощу на просочування води у грунт. Даних, що характеризують мікрорельєф поверхні територій, дуже мало.

Ухил також робить істотний вплив на поглинання. Із збільшенням ухилу зменшуються втрати на поглинання за рахунок

зменшення обсягу і площ мікродепресії, а також скорочення часу контакту води із поверхнею грунту та посилення концентрації стоку, обумовленого зростанням енергетичної здатності струменів. Вплив ухилу на поглинання не однаковий і позначається у різних напрямках по різному; ухил впливає на загальний шар втрат через час добігання на спаді; вплив рельєфу проявляється через мікрорельєф, яким визначається швидкістю злиття крапель у струмки. Слід зазначити, що незважаючи на великий експериментальний матеріал штучного дощування майданчиків, автору не вдалося досить чітко визначити вплив ухилу на величину інфільтрації. Причина цього, в основному, відсутність великих ухилів на природних та антропогенних територіях. Сільськогосподарське використання грунтів на поглинання проявляється через шорсткість, яка на відміну від ухилу, сприяє збільшенню часу добігання, що відбивається на загальному шарі втрат. Величина шорсткості змінюється в залежності від часу вегетаційного періоду, через фази розвитку рослин, виду сільгоспкультури та рівня обробки грунту.

Більш детально вплив зазначених факторів на інфільтрацію розглядається авторм нижче, у процесі аналізу формул поглинання.

Грунт - складна динамічна система, яка включає три фази: тверду, рідку та газоподібну. Ставлення до води, у першу чергу, визначається фізико-технічними і фізико-хімічними властивостями грунту. Поглинальна здатність грунту залежить від мікро та макропористості, які пов'язані із її структурою та наявністю у ній пір аерації, викликаних діяльністю біологічних агрегатів і механічним складом. Структура грунту, умови життя в ньому обумовлені гумусністю та сольовим режимом. Це означає, що головною інтегральною характеристикою поглинання слід вважати генетичний тип ґрунту, в залежності від його механічного складу та сільськогосподарського використання [1.58].

Ґрунтовий покрив північній частині України, Білорусі та Росії характеризується великою різноманітністю. Найбільш поширеними типами грунтів у цих районах є різні види дерново-підзолистих, дернових, лучно-болотних, торф'яних, торф'яно-болотних та сірих лісових грунтів. За механічним складом це, як правило, супіщані і

суглинні грунти. Дерново-підзолисті ґрунти зустрічаються у комплексі із дерново-карбонатними ґрунтами.

Ґрунтовий покрив, через фільтрацію, головним чином впливає на процес переводу опадів у підземні води, відіграючи при цьому, основну роль у формуванні стоку. Грунт здатний затримувати воду у період підвищеної водності та віддавати її у період маловоддя. Від типу грунту та його механічного складу залежить водопоглинаюча здатність водозборів. Режим стоку річок, басейни яких складаються, в основному, піщаними або супіщаними ґрунтами, помітно відрізняються від аналогічних басейнів, але складених на поверхні суглинками або суглинними грунтами, за рахунок того, що водовіддача піщаних грунтів, у порівнянні з суглинками, значно вища. У списку грунтів регіону значиться 87 їх типів, які діляться на 182 ґрунтових види. Значне різноманіття грунтів досліджуваного регіону створює великі труднощі у розрахунках поводкового стоку за розробленою автором нижче методикою. Для спрощення зазначеного, використовуючи весь наявний матеріал та грунтові карти, шляхом аналізу і узагальнення існуючих грунтових різниць, на підставі зіставлення їх водно-фізичних властивостей та механічного складу, а також значень фільтраційних властивостей, автором зроблена спроба генералізації грунтового покриву, об'єднуючи багато із них в одну грунтову групу через незначні розбіжності у зазначеному, що дозволило скласти карто-схему ізоліній шару втрт дощового стоку у вегетаційний період 1% імовірності для північної частини України, Білорусі і Росії , стосовно до розрахунку дощового стоку (рис. 6.15.). Числові значення інфільтрації, представлені на карті, коливаються від 30 - у районі м. Житомира і центральної частини р. Случ розглянутої території, до 70-80 - у районі міст Києва та Могильова, відображаючи вплив на інфільтраційне живлення річок кліматичних, орографічних та інших зональних факторів. Максимальні значення інфільтрації спостерігаються у Білорусі (район Могильова) та у північній частині України (район Києва і області). Зазначене пояснюється, головним чином, кількістю випадання у цих місцях більш приватних та

інтенсивних зливових дощів рідкісної повторюваності, а також територіальним переважанням різних видів водопроникних грунтів.

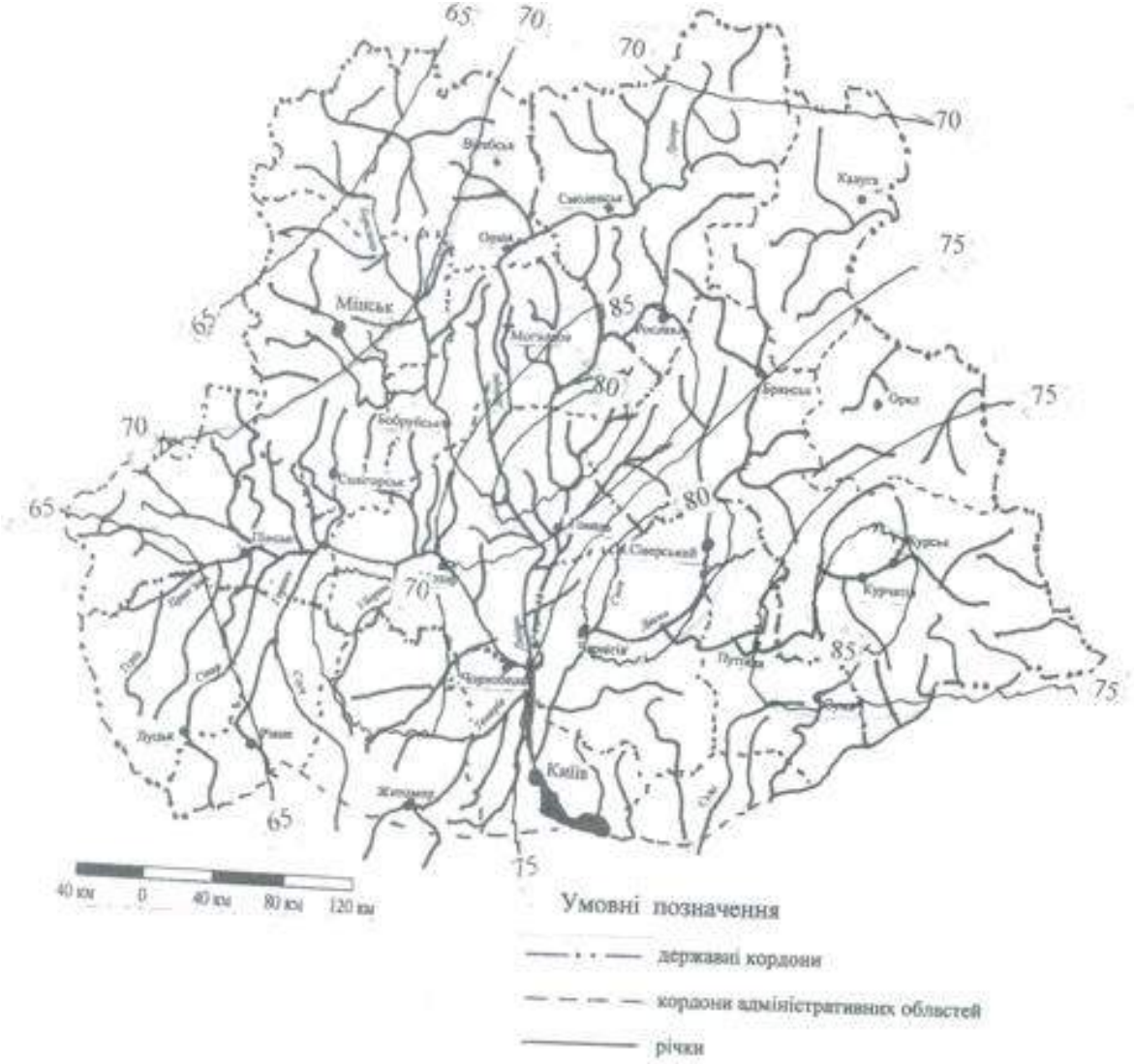


Рис. 6.15. Карта-схема ізоліній шару втрат дощового стоку у вегетаційний період 1% імовірності

Ґрунтовий покрив, використаний, при цьому, наступний: 1. Дерново-слабопідзолисті піщані і супесчано-піщані; 2. Дерново-середньопідзолисті супіщані; 3. Дерново-підзолисті глеєві, переважно глинисто-піщані; 4. Дерново-підзолисті у комплексі із карбонатними та чорноземами; 5. Світло-сірі опідзолені суглинисті; 6. Темно-сірі опідзолені суглинисті; 7. Торф'яно-болотні ґрунти та торфовища; 8. Чорноземи опідзолені суглинкові; 9. Чорноземи потужні середньогумусні, пилувато-середньо важко суглинкові; 10. Чорноземи звичайні середньогумусні, перехідні до потужних середньогумусних,

важкосуглинисті і легкосуглинкові; 11. Чорноземи лучні; 12. Дернові, лучні та болотні заплавні грунти.

Аналогічної роду генералізацію грунтів, якщо у цьому необхідність, стосовно до розрахунку стоку, можна виконати для будь-якої території.

6.3.2. Поглинання та зволоженість грунту

Втрати на поглинання залежать від освоєння земель, яка сприяє зміні водно-фізичних та фільтраційних властивостей ґрунтів, що тягне за собою зміну поглинання. Характерною ознакою грунту є її неоднорідність за глибиною активного шару, що створює великі труднощі при суворому розрахунку інфільтрації. Тому при обчисленні втрат води на поглинання, автор використовував середні значення коефіцієнта фільтрації для орного горизонту.

Одним із важливих чинників втрат паводкового стоку є зволоженість грунту. Від вологості грунту залежить швидкість надходження опадів у грунт та величина початкових втрат. З ростом вологості грунту швидкість надходження води зменшується (рис.6.16) На рис. 6.16. зв'язки побудовані при перерві між штучними дощами 40 хвилин. Досліди, використані при цьому , дають можливість зробити висновок про те, що при збільшенні вологості торф'яних грунтів фільтрація їх зменшується, за рахунок набухання верхніх шарів грунту.

Зволоженість грунту не постійна величина, а змінюється протягом вегетаційного періоду і залежить від режиму ґрунтових вод, механічного складу та капілярного підживлення. Значний вплив на зміну зволоженості грунту надає меліорація земель. Отримувати розрахункові формули поглинання, у яких би зволоженість грунту оцінювалася через дефіцит вологості, дуже важко, оскільки вимірювані, зазвичай, в окремих точках дефіцити вологості не можуть бути репрезентативними для річкових басейнів, це зумовлено винятковою мінливістю зволоженості грунту як за площею, так і за глибиною[1.56, 1.58].

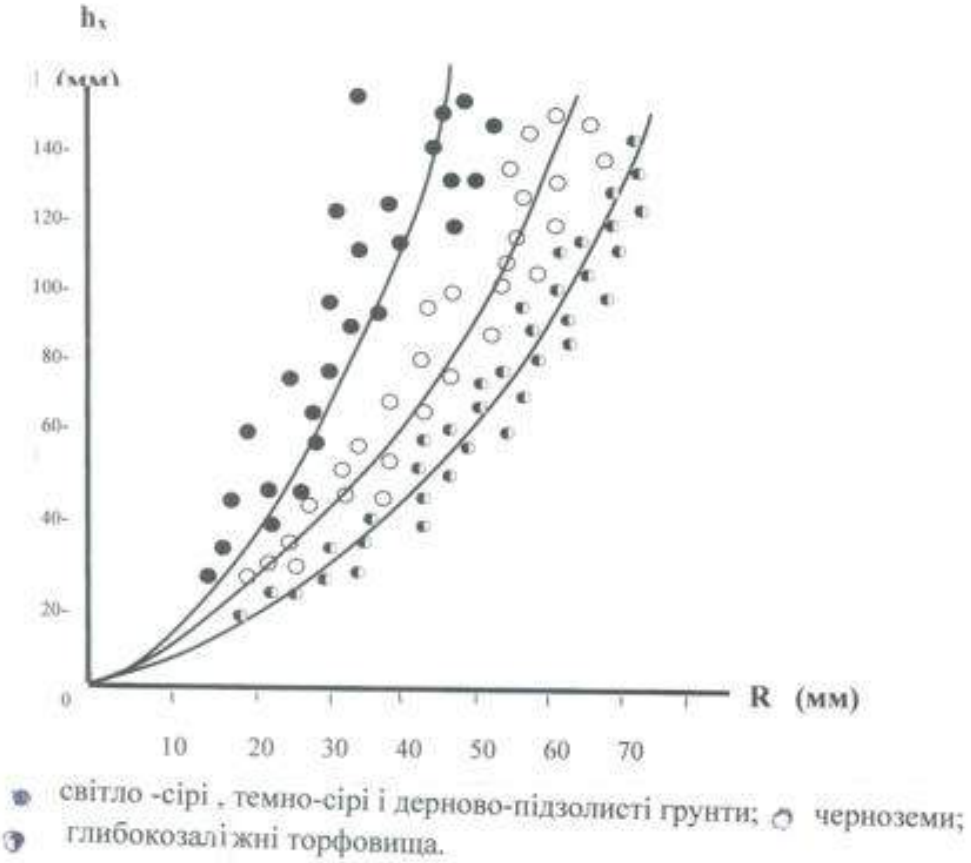


Рис. 6.16. Зв'язок шару опадів з вологістю грунтів вегетаційного періоду для різних типів меліорованих грунтів

У практиці набули застосування непрямі показники (індекси), наближено характеризуючі зволоженість грунту через попередні гідрометеорологічні умови. Н.Ф. Бефані, у цьому випадку, запропонований індекс зволоження, аналітичний вираз якого має вигляд:

$$I_W = \sum_{i=0}^{i=t_M} \alpha_i \cdot h_{x_i}, \qquad (6.18.)$$

де - h_{x_i} -опади за i-тий інтервал часу Δt; t_m - загальна тривалість часу, за який враховуються попередні опади; α_i - частки опадів h_{x_i} що залишилися у грунті на розрахункову дату.

При інтервалах часу понад добу, числові значення коефіцієнтів встановлювалися автором і за матеріалами стічних станцій шляхом побудови зв'язків I_W та вологості грунту W. За розрахункові значення приймалися α, що дають найбільш тісний зв'язок індексу множення із

вологістю ґрунту *W*, що відповідало коефіцієнту кореляції 0,812 ± 0,035 і критерію якості S/δ рівному 0,28. Розміри інтервалів часу при опадах до доби і відповідні їм величини коефіцієнтів *α* встановлювалися на підставі експериментів, шляхом побудови тих же зв'язків при *r* = 0,826 ± 0,021. У результаті були отримані формули індексу зволоження для виділених типів грунтів досліджуваного регіону при різному їх сільгоспвикористанні.

У таблиці 6.9 інтервали часу прийняті від 1/4 доби до 30 діб, рахуючи назад від моменту випадання дощу, і відповідають середнім температурам повітря вегетаційного періоду.

Таблиця 6.9

Значення коефіцієнтів *α* формули індексу зволоження для різних грунтів при різних інтервалах часу

Грунт	Сільського сподарське використа-ння	Значения коефіцієнтів *α* при інтервалах чау у добі							
		0– 1/4	1/4–1/2	1/2–1	1–2	3 -5	6-10	11-20	21-30
лугові, потужні, опідзолені і вилужені чорноземи	Картопля, кукурудза, буряк	0,95	0,85	0,75	0,65	0,55	0,45	0,40	0,30
Піщані грунти	Луки, пасовище, багаторічні трави	—	0,95	0,8	0,7	0,65	0,55	0,35	0,20
	Картопля, жито, буряк, пшениця	1,0	0,9	0,85	0,75	0,65	0,55	0,35	0,15
Сірі, ясно і темно-сірі опідзолені	Змішаний ліс	—	0,85	0,75	0,65	0,60	0,50	0,35	0,15
	рілля, горох, кукурудза, картопля, буряк	—	0,9	0,85	0,70	0,65	0,60	0,40	0,20
дерново-середні і слабопідзолисті	Луки, пасовище, багаторічні трави	1,0	0,85	0,75	0,60	0,55	0,45	0,3	0,15
	рілля, озиме	—	1,0	0,85	0,70	0,60	0,45	0,3	0,15

	жито, картопля, буряк								
торф'яно-болотні торф'яні і лучно-болотні	Пшениця, буряк, горох, кукурудза, картопля	—	0,95	0,8	0,75	0,65	0,55	0,4	0,25

Наведені формули досить добре характеризують частку участі різних опадів у формуванні готівки вологозапасів грунту.

Коефіцієнти, при опадах усередині першої доби, швидко зменшуються, що відображає швидку ліквідацію гравітаційної вологи, що полегшувала б подальше поглинання шляхом відтоку її із верхніх шарів, а подальше їх уповільнене спадання пов'язане із більш повільним витрачанням вологи на випаровування. У практичних розрахунках автор рекомендує вводити такі поправки до значень α табл. 6.9. при зниженні температури повітря від 15°. Для піщаних грунтів необхідно значення α збільшити у 1,2 рази, прийнявши перші три значення $\alpha = 1$, а під картоплею, житом, буряком та пшеницею - у 1,2 рази. Для сірих, ясно і темно-серіх опідзолених грунтів під змішаним лісом - у 1,1 рази, під ріллею, горохом, картоплею, буряком та кукурудзою - у 1,15 рази, при цьому перші два значення $\alpha = 1$. Для дерново-середньо і слабопідзолистих грунтів - у 1,15 рази. Для торф'яно-болотних і лучно-болотних освоєнних ґрунтів відповідно - у 1,2 рази, прийнявши при цьому перших три значення $\alpha = 1$.

Розглянувши фактори, що впливають на поглинання, розробимо теоретичну модель формування втрат на поверхневе поглинання освоєнних грунтів, використавши для цього існуючі розробки та висновки з даного питання.

Процес поглинання води у грунт в природних умовах відображений у роботах багатьох вчених, що представляють найрізноманітніші галузі знань [1.6, 1.57, 1.58].

У короткому огляді з основних теоретичних досліджень втрат дощу на інфільтрацію у природних умовах, найбільш докладно

розглядаються ті роботи, які безпосередньо відносяться до процесу поглинання дощової води у грунт.

М.А. Велетнів запропонував формулу втрат на поглинання у вигляді:

$$\nu = \nu_0 \cdot e^{-Kt}, \qquad (6.19.)$$

де - ν_0 початкова інтенсивність втрат, K - коефіцієнт, величина якого залежить від механічного складу грунту.

Застосовуючи рівняння балансу вологонасичення грунту, допускаючи, при цьому, сталість за глибиною дефіциту вологості грунту та коефіцієнта фільтрації і вирішуючи його. Г.А. Алексєєв отримав вираз для обчислення швидкості інфільтрації води у грунт:

$$K_t = K_ф + \frac{A_в}{t^n}, \qquad (6.20.)$$

Застосовуючи рівняння балансу вологонасичення грунту, допускаючи, при цьому, сталість за глибиною дефіциту вологості грунту та коефіцієнта фільтрації і вирішуючи його, Г.А. Алексєєв отримав вираз для обчислення швидкості інфільтрації води у грунт:

$$K_t = K_ф + \frac{A_в}{t^n}, \qquad (6.20.)$$

де K_t - інтенсивність втрат на поглинання; t - час; $K_ф$ - коефіцієнт фільтрації; $A_в$. n - параметри, що залежать від типу грунту та сільгоспвикористання земель.

Перевагою теоретичних досліджень Г.А. Алексєєва, А.І. Будаковского, Е.Г.Попова, К.І. Кашина та ін. є те, що вони дали повний аналіз фізичного змісту явища надходження води в ізотропний дрібнозернистий грунт, при різному покритті поверхні водою. Н.Ф. Бефані здійснила аналіз поглинання поверхонь із різними ухилами, що володіють непостійністю фільтраційних властивостей за площею. Вона розділяє поверхню схилу на три зони. Перша зона розміром ω1 (відноситься до підвищень мікро-рельєфу) із коефіцієнтом фільтрації $K_ф > h_o$, h_o - інтенсивність дощу. У цій зоні поглинаються всі опади, за винятком деякої частки. Друга зона площею ω_1 характеризується нестійкими капілярними силами. Дану зону вона називає зоною

часткового пульсуючого затоплення. Верхня та нижня межа, відповідно, відповідають умовам К = h_o та $K_ф + \frac{K_ф H}{S} = h_0$. Останній кордон поступово пересувається за схилами мікрорельєфу угору при зростанні S. В даних виразах $K_ф$ - коефіцієнт фільтрації грунту біля нижньої межі другої зони; H - сила капілярного поглинання нижніх менісків; S - глибина промочування.

В цілому для басейну, з урахуванням виконаних досліджень, Н.Ф. Бефані отримала формулу мало чим відрізняючу від двочлена Г.А. Алексєєва, швидше за що, є його удосконаленням. Перераховані формули взагалі не враховують ніяких змін, що відбуваються у природному середовищі, хоча вище зазначалося, що антропогенний вплив, наприклад, вносить істотні зміни у водно-повітряний режим грунтів та їх водно-фізичні властивості, підвищує рівень сільськогосподарської освоєнності території за рахунок збільшення розораності і т. д., що є визначальними факторами у процесі поглинання води у грунт. Тому, з огляду на зазначене, в роботі, автор спробувала усунути зазначений пробіл, запропонувавши наступну модель формування втрат.

Явище інфільтрації дощової води в однорідний грунт, при ламінарному її надходженні, автор розглядає, використовуючи рівняння Дарсі. Автор пропонує враховувати при цьому: глибину залягання грунтових вод, так як від останньої залежить вологість активного шару грунту; висоту капілярного підживлення; тиск шару води; тип ґрунту та рівень її обробки; сільскогосподарське використання; силу тяжіння стовпа води над поверхнею грунту та інфільтруючі води; мікрорельєф і його зміну, у зв'язку з осушенням та зміною водно-фізичних властивостей ґрунтів, що виникають у процесі освоєння меліорованих земель.

У зв'язку з антропогенним впливом значно змінюється і мікрорельєф місцевості, за рахунок ущільнення та осідання торфовищ, оранки грунтів, нарізки каналів і т.д. Вимірювані сантиметрами, отримані у результаті освоєння нерівності природної поверхні, сприяють відведенню дощової води у знижені ділянки освоєнної

місцевості. Тому можливе повне зникнення води з поверхні малої ділянки ґрунту раніше моменту випадання на неї наступної порції або наступного дощу, навіть, коли середня інтенсивність дощу перевищить інфільтраційну здатність грунту. Описане явище матиме місце і у межах ділянок, прилеглих до освоєних мікроводорозділів. На цих ділянках, у результаті повного поглинання води ґрунтом, в орному шарі утворюються верхні меніски, які за дією протилежні поглинаючій силі нижніх менісків. Таким чином, поглинання буде залежати від результуючої сили, що утворюється періодично, тільки при наявності верхніх менісків, які постійно спостерігаються при випаданні злив. Результуюча сила капілярного поглинання у даному випадку дорівнює $П_к = П_к^н - П_к^в; П_к^н, П_к^в$ - силі капілярного поглинання нижніх і верхніх менісків. Приймемо майданчик повного прояву поглинальної сили нижніх менісків при постійному покритті дощовою водою будь-якого шару через $f_н$,, а відносну площу ділянок з верхніми менісками через $f_в$. Тоді швидкість поглинання, згідно рівняння Дарсі, виразиться залежністю виду:

$$v_ф = K_ф + \frac{K_ф \cdot h}{H_в} + \frac{K_ф}{H_в}\left[П_к^н - \frac{f_в П_к^в}{f}\right], \qquad (6.21.)$$

де $v_ф$ – швидкість поглинання води грунтом; *Кф* - коефіцієнт фільтрації; *h* - шар води на поверхні грунту; $H_в$ - потужність грунту насиченого водою.

Залежність 6.21. є щось інше, як формула Дарсі, тільки замість П, тут

$(П_к^н - \frac{f_в П_к^в}{f})$ являє собою втрату сили капілярного поглинання за рахунок верхніх менісків. Тобто, там де існують верхні меніски $П_к = П_к^н - П_к^в;$, а де їх немає $П = П_к^н$.

У зв'язку з сучасним впливом, у значній мірі змінюються водно-фізичні властивості ґрунтів, особливо коефіцієнт фільтрації, про що докладно описано вище (пункт 5.1.). Торфовища та мінеральні грунти легкого механічного складу, у результаті освоєння, зменшують у більшій мірі вертикальну фільтрацію, проте, незначно змінюючи її

горизонтальну складову, яка у процесі освоєнняя земель перевищує вертикальну, тому для визначення інтенсивності поглинання води у грунт за формулою 6.21, для цих грунтів необхідно вводити значення горизонтального коефіцієнту фільтрації або їх рівнодіючу. На мінеральних суглинистих грунтах, у результаті антропогенних змін, збільшується вертикальна фільтрація, тому у формулу 6.21 вводяться її вертикальні значення.

Зв'язок коефіцієнтів фільтрації після антропогенних змін, із Кф в природному стані, а також залежності вертикальної та горизонтальної складових фільтрацій, представлені автором у пункті 5.1. даної роботи.

Для усунення у формулі 6.21 відсутності впливу змін поглинання грунтів, у зв'язку з освоєнням, автор рекомендуе ввести в неї два коефіцієнти a_1 і a_2. При цьому a_1 - коефіцієнт, враховуючий зміни фільтрації грунтів у басейні, у зв'язку з антропогенним впливом на землі; a_2 - коефіцієнт, що враховує зміну поглинання, в залежності від часу вегетаційного періоду, режиму рівнів грунтових вод та фаз розвитку рослин.

У розділі 5.2. автором відзначалося, що зона дії освоєння на прилеглу до неї територію, у залежності від типу грунтів, коливається від 500 до 5000 м і більше. Періодично виникають верхні меніски на смужці, довжиною L і шириною l, навколо осушуваного масиву, площею f_{oc} . Наприклад, при зоні дії освоєння на прилеглу територію тільки до 500 м, на кожен погонний кілометр, останній буде на площі 100 га, а при осушення 1 км^2 за даних умов f $f_{прил} \approx 4$ км^2 , тобто, $f_b \approx 4$, а при зоні впливу до 5000 м, f_b збільшується до 40 разів, тобто грає істотну роль у процесі формування стоку, тому неврахування сили капілярного поглинання верхніх менісків веде до значних завищень поглинання в умовах меліорацій. У природі, як відомо, зливи і зливові дощі випадають зі змінною інтенсивністю, що викликає зміну компонентів формули 6.21. за рахунок збільшення інтенсивності поглинання ΔK_t. Для однієї інтенсивності дощу формула поглинання (6.21) буде мати вигляд:

$$\vartheta_{\phi}^{I} = K_{\phi} + \frac{K_{\phi}}{H_b^I}\left(\Pi_{\kappa}^{н} + h^I - \Pi_k^b \frac{f_{прил}}{f_{ос}}\right) \quad (6.22),$$

для наступної інтенсивності:

$$\vartheta_{\phi} = K_{\phi} + \frac{K_{\phi}}{H_b}\left(\Pi_{\kappa}^{н} + h - \Pi_k^b \frac{f_{прил}}{f_{ос}}\right) \quad (6.23)$$

При цьому:

$$\pm \Delta K_t = \vartheta_{\phi}^{I} - \vartheta_{\phi} = K_{\phi}\left(\Pi_{\kappa}^{н} + \Pi_k^b \frac{f_{прил}}{f_{ос}}\right)\frac{\left(H_b^I - H_b\right)}{H_b - H_b^I} + K_{\phi}\left(\frac{h^I}{h_b^I} - \frac{h}{h_b}\right) \quad (6.24)$$

Де h – шар води на поверхні ділянки, відповідний даній інтенсивності дощу; h '- шар води, утворений новою (більшою) інтенсивністю опадів. Аналогічне стосується і H_B та H_B^I. Знак плюс у формулі 6.24 буде при збільшенні інтенсивності опадів, а мінус - при її зменшенні.

Ставлення коефіцієнта поглинання до глибини промочування $\left(\frac{K_{\phi}}{H_b}\right)$ в залежності від режиму ґрунтових вод, шару опадів, їх інтенсивності та тривалості, являє собою параметр обліку вологості грунту та інтенсивності дощу у залежності від репродукції поглинання U.

Вираз $\left(\Pi_K^H + h - \Pi_k^b \frac{f_{прил}}{f_{ос}}\right)$ залежить від механічного складу ґрунтів, їх типу і стану, а також режиму грунтових вод. Позначимо його через *Л.* Тоді формула поглинання води у грунт, що рекомендується автором, з урахуванням освоєння земель та вологооборoту зони аерації, стосовно до розрахунку паводкового стоку, матиме такий вигляд:

$$K_t + a_1 K_{\phi} + a_2 U\left(\Pi_K^H + h - \Pi_k^b \frac{f_{прил}}{f_{ос}}\right) \pm \Delta K_t = a_1 K_{\phi} + a_2 ИЛ \pm \Delta K_t \quad (6.25)$$

На підставі виконаних теоретичних досліджень всмоктування води у грунт, нами зроблено ряд висновків, які можуть здійснити правильне узагальнення фактичного та експериментального матеріалу із поглинання.

Вираз в дужках формули (6.25). представляє параметр поглинання, що залежить від площі розглянутої території, виду

культури, вологості грунту, в залежності від капілярного підживлення та режиму грунтових вод. При заповненні надлишкової водою мікропонижень, площа повного прояву поглинаючої сили нижніх менісків зростає у залежності від інтенсивності дощу та вологості грунту і змінюється, у зв'язку з освоєнням земель. Змінна $f_{прил}$, яка входить у рівняння, тісно пов'язана із кількістю води, яка йде на поверхневе затримання. Тому при розрахунку втрат на поглинання, необхідно враховувати втрати води на поверхневе затримання. Ми не враховуємо зміни поглинання у залежності від ухилу місцевості, у зв'язку із незначністю його на освоєнних землях.

Таким чином, формула втрат води, представлена у виразі 6.20, виражається двочленом. Значить, поглинання води у грунт залежить від типу грунту, інтенсивності дощу, сільськогосподарського використання, антропогенного впливу, підстилаючої поверхні та її вологості, яка, як було зазначено, є функцією рівня грунтових вод, капілярного підживлення та часу вегетаційного періоду.

У результаті антропогенного впливу та у процесі освоєння торф'яні і лучно-болотні грунти дають значні усадки, які вже на протязі першого року експлуатації можуть скласти до 1 м і більше, а у наступні 5-6 років їх освоєння, усадки можуть досягати до 2-3 м . Окрім цього, у районах меліорації розглянутої території, функціонує значна кількість промислових підприємств, що займаються торфорозробками, який використовується як сировина для виробництва добрив та палива. У даний час площі торфорозробок досягають великих територій, що обчислюються млн. га. Наприклад, тільки в Україні ці площі становлять понад 260 тис. га. Зазначене вище, значною мірою, позначається на зміні мікрорельєфу поверхні, особливо малих басейнів річок, сприяючи при цьому, збільшенню обсягу води на поверхневе затримання, що вимагає врахування його при розрахунку втрат паводкового стоку.

У загальному вигляді поверхневе затримання $R_з$ - це шар води, який витрачається на заповнення безстічних ділянок рельєфу місцевості. Як правило, величина поверхневого затримання на багато менше поглинанння, за винятком плоских рівнин із важкими грунтами.

При ухилах територій більше 3° для розрахунку паводкового стоку поверхневе затримання можна не враховувати. Обчислити обсяг води на поверхневе затримання можна тільки при наявності даних про площі мікродепресій або об’ємів, які отримати досить складно. Тому використовуючи експонентну формулу поверхневого затримання О.Г. Попова, а також дані про густоту яружно-балочну, автодорожну, річкову, меліоративну мережу, прийнявши, при цьому, що втрати залежать від густоти мережі та шорсткості схилу, тобто $\left(R_o = me^{-n\rho}\right)$, у чому проявляє себе антропогенний вплив, автором отримана наступна розрахункова залежність для обчислення поверхневого затримання, стосовно розрахунку паводкового стоку антропогенної території:

$$R_3 = me^{-n\varsigma}\left[1 - e^{-\left(\frac{h_{b_{\max}}}{m}\right)e^{n\varsigma}}\right] = me^{-n\varsigma}\left[1 - e^{-h_{b_{\max}}\varphi}\right], \qquad (6.26)$$

де ρ - густина річкової, яружно-балкової меліоративної та іншої мережі; $h_{b\max}$ - максимальне водонакопичення; *m, n* - коефіцієнти. Для басейну річки Прип'ять (Українське Полісся) $m = 11,5;\ n = 2,30;\ \varphi = 10,3$. Для басейну річки Дніпро (Україна) $m = 9.4;\ n = 3,6;\ \varphi = 10,3$. Для басейну річки Прип'ять (Білорусь) $m = 14,8;\ n = 2.9;\ \varphi = 11.6$. Для басейну річки Дніпро (Росія) $m = 23,4;\ n = 2,5;\ \varphi = 16,3$. Для інших річок регіону $m = 16,8;\ n = 3,1;\ \varphi = 13,4$.

При наявності у басейні торфорозробних родовищ величина коефіцієнта *m* може бути збільшена до 5 разів, залежно від відсотку площі, зайнятої під торфорозробками. Для практичного використання формули поглинання, при обчисленні втрат дощового стоку і підтвердження висловлених нами міркувань, необхідно виконати експериментальні дослідження, які дадуть можливість встановити числові значення параметрів, запропонованих автором формул для досліджуваного регіону, уточнивши, при цьому, умови формування паводкового стоку.

6.3.3.Експериментальні дослідження

В Україні, і за кордоном, набули широке примінення експериментальні методи дослідження втрат води на поглинання- це метод майданчиків, що заливаються і штучнонго дощування.

Ідея першого методу складається у створенні та підтримці на поверхні грунту певної верстви води протягом усього досліду. Прилад складається із двох кілець - зовнішнього та внутрішнього. Для запобігання бічного розтікання між кільцями, що забиваються у землю, заливалася вода. За швидкістю догляду води у внутрішньому кільці визначається інтенсивність інфільтраціі.

У природних умовах процес поглинання протікає при змінній інтенсивності дощу, а стікання води зі схил здійснюється не суцільним шаром, а у вигляді струмочків. Тому, головний недолік першого методу полягає у значному відхиленні експериментальних умов набухання та поглинання води у грунт від природних. Метод штучного дощування майданчиків дозволяє максимально наблизити умови експериментів до природних і більш точно розкрити вплив кожного зазначеного вище чинника на інтенсивність поглинання води у грунт, а також найбільш повно розкрити процесс організованості стоку, починаючи від стадії його зародження на площадці, до концентрації води у мережі струмків. Цим методом можна відтворювати також явища, які можуть зустрічатися у природі один раз у десятки і, навіть ,сотні років.

Зупинимося коротко на окремих конструкціях дощувальних установок у роботах, присвячених експериментальному дослідженню втрат паводкового стоку. Великий обсяг експериментальних робіт, при різних конструкціях дощувальних апаратів, був виконаний В.В. Лебедєвим, С.Ф.Федоровим, Е.В. Болбановим, Г.П Сурмачом, А.Н. Бефані, С.І. Харченком та С.С. Роде, Г.В. Назаровим, І.І. Кірюшиним, В.Д. Биковим, Я.О. Мольчаком та ін. Всі експериментатори застосовували різного роду дощувальні апарати із площею зрошення від 1 х 1 до 100 кв. м і більше. Принцип дії апаратів був заснований на викиданні води із різних насадок, під напором, угору або униз, для наближення ударної сили штучного дощу до природного та

рівномірним зрошенням майданчика. Кількість стічної води із дослідного майданчика вимірювалося трикутним водозливом або іншими мірними посудинами. Дослідні майданчики з усіх або трьох сторін захищали екраном для усунення бокового розтікання.

Цінним у висновках С.Ф. Федорова є непрямий облік впливу ухилу на величину поглинання, виявлення ролі грунтового повітря та ґрунтової кірки, що зменшують величину поглинання, встановлення впливу інтенсивності дощу на величину втрат тощо. Г.П. Сурмач на підставі аналізу експериментального матеріалу встановив, що характер поглинаючої поверхні знаходяться в одному ряду з такими загальновизнаними факторами, як зволоженість та тип ґрунтового покриву.

Г.В. Назаров, у результаті аналізу матеріалів зі штучного дощування майданчиків показує, що генетичний тип ґрунту має суттєвий вплив на величину поверхневого стоку.

Відзначимо загальні недоліки, властиві усім зазначеним дощувальним установкам: середнього діаметра крапель штучного дощу природному, відсутність ідентичності інтенсивності дощів, а також заниження ударної сили штучного дощу, порівняно із природним, обмеженість варіювання, під час досліду інтенсивності дощу.

Для встановлення числових значень параметрів формули поглинання (6.20) автором виконаний експериментальні дослідження поглинання води у грунт методом штучного дощування майданчиків, який є найбільш обґрунтованим, стосовно розрахунку втрат дощового стоку. Реалізувати зазначене можна за допомогою дощувальної установки. Тому, з огляду на недоліки, властиві вітчизняним та зарубіжним установкам, автор розробила та сконструювала дощувальний апарат [1.57]. Відмінність розробленої установки від існуючих, яка у процесі роботи постійно удосконалювалася, полягає у тому, що вона повністю розбірного та переносного типу, що дозволяє одному експериментатору у зібраному вигляді легко її транспортувати. Запропонована дощувальна установка дозволяє виконати експерименти при мінімальній кількості експериментаторів

- одна - дві людини. Дощувальна установка влаштована так, що у широкому діапазоні миттєво можна варіювати інтенсивністю штучного дощу.

Основними конструктивними елементами дощувальної установки є: пристрій живлення, дощувальник, рама-огорожа, стокоприймальня частина та вітровий захист за контуром майданчика [2.106].

Дощувальний апарат установки являє собою дві - три - чотири металевих трубки, у залежності від площі зрошення, що утворюють рухливу дощувальну раму. Відстань між трубками 0.15 - 0.25 м. Рівномірно (через 3-5 см) у трубку угвинчені капсули з отворами 0.10, 0.25, 0.50 і 0,75 мм, які спрямовані угору, що дозволяє варіювати розміром крапель штучного дощу.

За допомогою напрямних полозів, виготовлених із алюмінієвих куточків, дощувальна рама приводиться у коливальний рух, що створює рівномірне зрошення майданчика.

Принцип дії установки аналогічний розробленій раніше Я.О.Мольчаком. Вода із живильного бака ємністю 100 -150л подається у напірний бачок, що підтримує постійний натиск за допомогою поплавка сифонного типу. Із напірного бачка вода надходить у рухому дощувальну раму, з якої рівномірно розбризкується по всій експериментальній площадці. За кількістю наявної води у живильному баку можна спостерігати за допомогою водомірного скла. З метою запобігання бокового розтікання по контуру майданчика, у землю на глибину 10-50 см із трьох сторін влаштлвується загородження. Для прийому стічної води, у нижній частині майданчика встановлюється металевий лоток, забезпечений козирком. Облік стікаючої води здійснювався об'ємним способом. Дощувальна установка дозволяє створювати великий діапазон інтенсивностей дощу. Вивчення втрат зливових вод у польових умовах проводилися на майданчиках, які мали однакові з полем відповідні умови.

Під час досліду фіксувався початок дощу, поява калюж, початок стоку та кінець поглинання [1.58]. Обробка експериментального

матеріалу полягала у визначенні інтенсивності дощу, стоку та інфільтрації.

Перш, ніж виконати експериментальні роботи зі встановлення втрат дощового стоку, автором здійснювалося рекогносцирувальне обстеження місцевості, мета якого полягала у призначенні місць та кількості дослідних майданчиків. Місця закладки дослідів підбиралися таким чином, щоб охопити основні особливості місцевості (відмінність рослинності, рельєфу, обробітку грунту і т.д.). Залежно від зазначеного, на кожній обраній ділянці призначалося до 3-5 майданчиків, на яких виконувався експеримент. На одних і тих же майданчиках досліди зі штучного дощування проводилися протягом вегетаційного періоду. Обчислені параметри кривих інфільтрації тієї чи іншої грунтової різниці, при певному рослинному покриві, дозволили встановити втрати і здійснити їх територіальне узагальнення.

Для кожного досліду обчислювалися параметри формули нння. Це дозволяло отримати регіональні розрахунки формули всмоктування зливових вод для найбільш поширених типів грунтів верхнього та середнього Подніпров'я.

Виявлення дослідного майданчика на схилі може створювати умови, дещо відмінні від природних. Так на дослідній площадці, незважаючи на її огорожу, може спостерігатися бічне розтікання по всьому периметру.

В природних умовах, здебільшого, значну величину від загального шару втрат становить поверхневе затримання у безстічних депресіях поверхні території. Дані про стік та шар втрат експериментальних майданчиків відображає лише затримання у мікродепресіях. До того ж слід мати на увазі, що експериментальний майданчик є тільки моделлю природного схилу. Безсумнівно, що при закладці експериментальних майданчиків, автором враховувалося, що вони повинні бути досить доброю моделлю природного схилу. У зв'язку з цим, виконані автором дослідження показують, що дані експериментальних майданчиків про поглинання та затримання у мікропониженнях можуть бути поширені на природні схили.

Загальновідомо, що водопроникність розорюваного шару грунту протягом року має свою динаміку. Розпушений навесні або восени грунт поступово ущільнюється. У верхньому шарі, під впливом дощу, порушується міцна грудкувата структура і відбувається її ущільнення. Ущільненню сприяє також і розвиток кореневої системи рослин. Отже, водопроникність, у міру розвитку рослинного покриву, зменшується, досягаючи при рівних умовах своїх мінімальних значень у кінці літнього періоду. Тому, часом для проведення експериментальних робіт із вивчення поглинаючої здатності та ерозії грунту, був весь вегетаційний період, що дозволяє охопити всі фази розвитку рослин. Безсумнівно, високі максимуми стоку можуть формуватися і до періоду максимального ущільнення грунту. Однак, ймовірність високих максимумів стоку все ж велика, у період найбільшого її ущільнення.

Дослідження поглинаючої здатності найбільш характерних типів грунтів регіону виконана автором експериментальним шляхом на землях Волинської, Рівненської та Житомирської областей.

При обробці експериментального матеріалу, автором враховувалося, що хід втрат на поглинання залежить від умов і природи процесу формування дощового стоку.

Від отриманої умовної кривої поглинання необхідно перейти до фактичної. Час добігання $T_{ск}$ визначається як відрізок від початку стоку до точки перегину кривих поглинання від увігнутого положення до опуклого (рис. 6.14, 6.17) . При цьому необхідно враховувати, що кожній інтенсивності дощу відповідає певна інтенсивність всмоктування. Із графіка (рис. 6.17), де показано побудова кривої всмоктуючої здатності за дослідними даними штучного дощування малих площадок видно, що до початку стоку випавші опади повністю проникають у грунт.

Після початку стоку крива поглинання повинна задовольняти умові: $\int_{o}^{t_0} K_t dt = R$; а $K_{t_0} = K_{x_0}$. При цьому t_0 - час початку стоку, виміряний за кривою втрат. Ординати кривої поглинаючої здатності, у даному випадку, повинні бути віднесені до наведеного часу

$t = t_{on} - 0{,}5t_c - 0{,}5\Delta t - (T_0 - t_0)$ (рис. 6.17.). Якщо прирівняти при $n \neq 1$ об'єми ABFL і O'MF врахувавши, що $K_t = K_0 + \frac{A}{t^n}$, то отримаємо вираз для визначення часу добігання виду:

$$T_0 = \frac{K_0}{h_0} t_0 + \frac{1}{1-n}\left(1 - \frac{K_0}{h_0}\right)(t_0 + 1)\left[(t_0 + 1)^{1-n} - 1\right], \qquad (6.27)$$

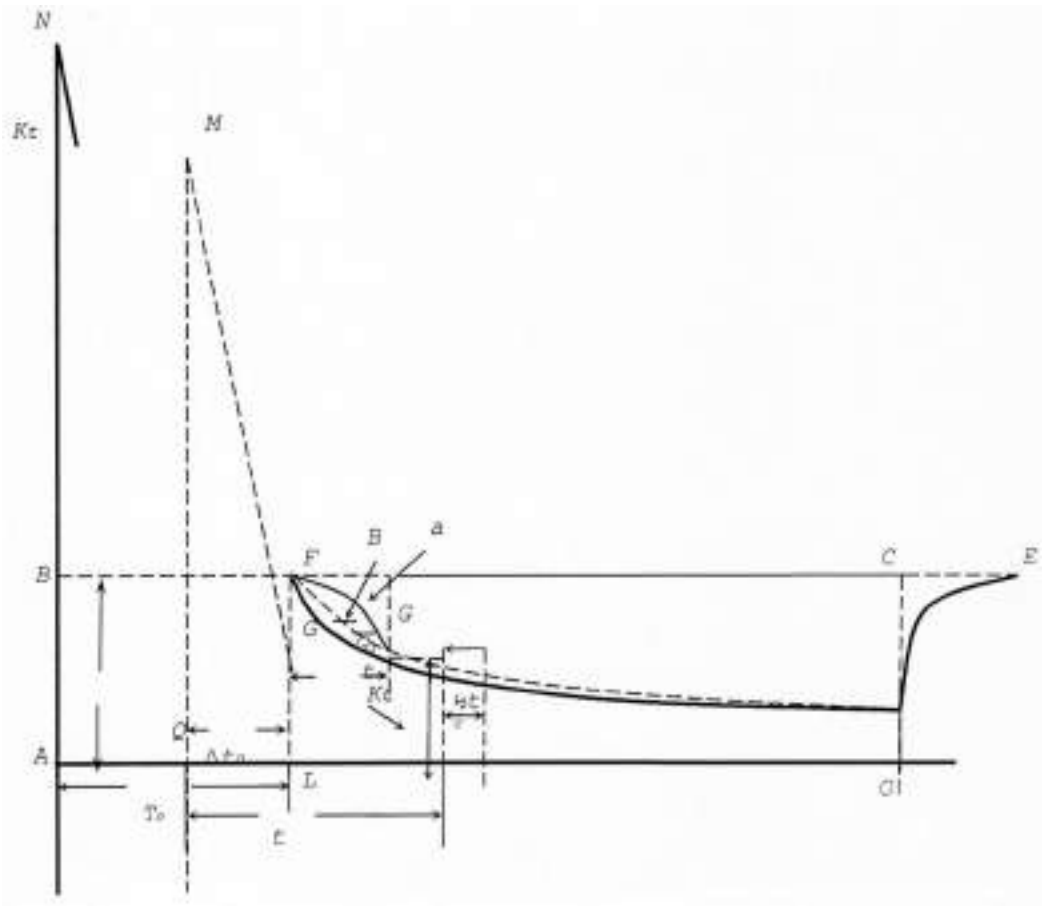


Рис. 6.17. Побудова кривої поглинаючої здатності за експериментальними даними

Величина t_0 визначається з умови рівності шару інфільтрації до початку стоку T_o та шару інфільтрації за прийнятою кривої всмоктування. Параметр t_0 можна визначити графічним та аналітичним шляхами. Однак, для спрощення розрахунків із визначення часу добігання, авторами складена спеціальна номограма (рис.6.18).

За побудованою, таким чином, кривою поглинання, знаючи дані про дощ, можна обчислити втрати на поглинання та величину паводкового стоку.

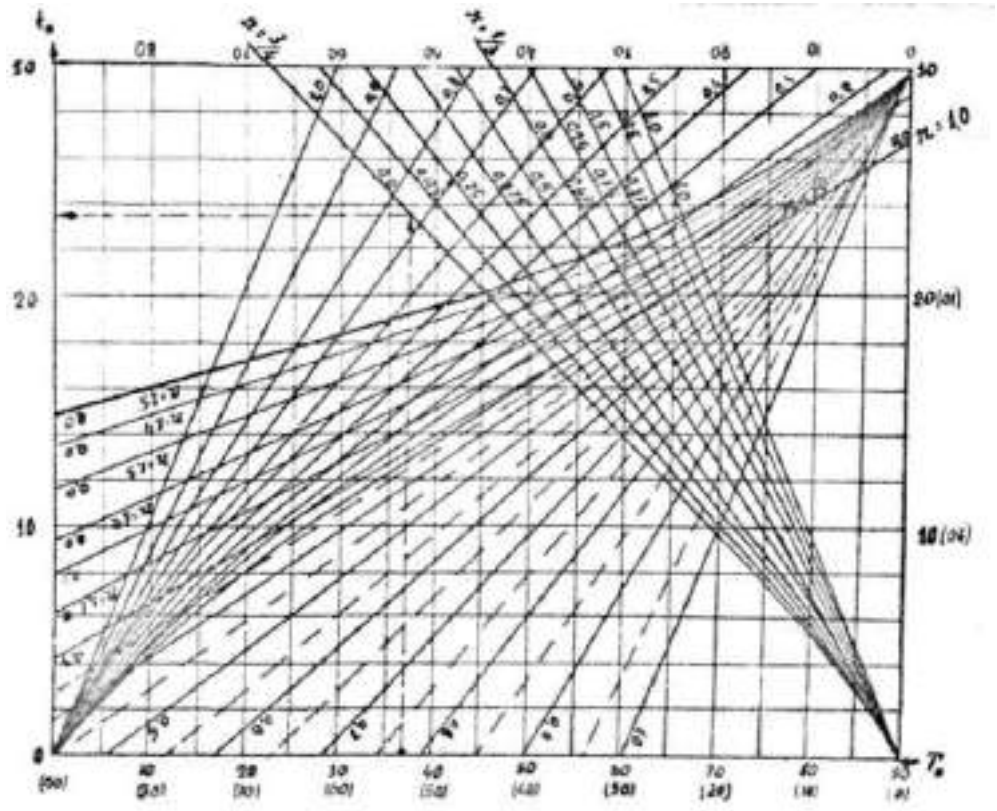


Рис. 6.18. Номограма залежності між розрахунковим (t_0) та дослідним часом початку стоку (T_0).

При виконанні експериментальних робіт може бути і такий випадок, коли грунтові води залягають глибоко, а бічне розтікання відбуватиметься під огорожею, зазначене спостерігається на мінеральних супіщаних однорідних, за глибиною, грунтах і добре розкладених потужних торфовищах. У цьому випадку криві поглинання, після наявного убування, стабілізуються дуже швидко через те, що глибина промочування досягає межі огорожі майданчика. При цьому, за дослідними даними, криву поглинання будують інакше. До зламу виміряні дані з інфільтрації приймають за реальні, а після зламу, за встановленими даними, необхідно вводити поправочні коефіцієнти на бічне розтікання $\delta_{бр}$, які представляють собою відношення площі експериментальної ділянки до площі території, з урахуванням бокового розтікання фільтраційного потоку.

Зазначене дуже помітно проявляється на освоєнних торфових грунтах, у зв'язку із збільшенням горизонтальної фільтрації. Автором,

у цих умовах, установлено, що для мінеральних піщаних однорідних грунтів, при влаштуванні загородження до 50-60 см та глибині грунтових вод більше 0,9 м $\delta_{бр} = 0{,}95$, а при тих же умовах, але глибині загородження до 30-40 см, $\delta_{бр} = 0{,}85 - 0{,}90$. Аналогічного роду коефіцієнти, отримані і для інших грунтів.

Декілька відмінними від природних схилів, є втрати на схилах, підвержених сучасноиу впливу через зміни водно-фізичних властивостей ґрунтів (див. пункт 5.1). У зв'язку з цим, на території сучасного басейну, при глибокому заляганні РГВ, у результаті збільшення фільтраційних властивостей мінеральних грунтів, визваних освоенням інфільтрація носити провальний (рис. 6.19 "а")

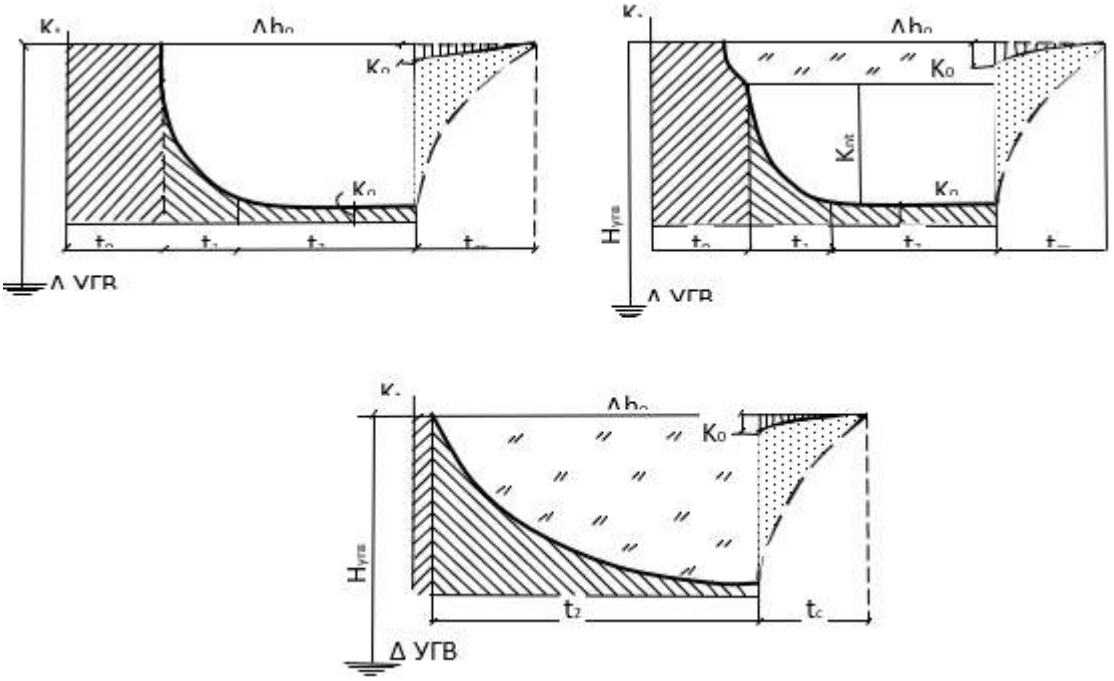
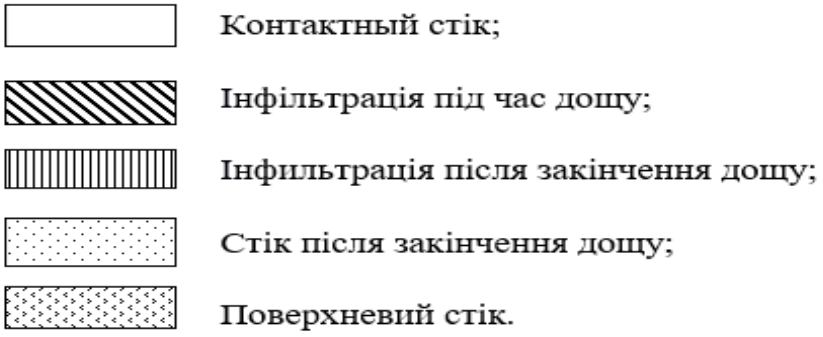


Рис. 6.19. Схема ходу поглинання та паводкового стоку зі схилів, в умовах антропогнннях змін



або виражений характер (рис. 6.19 "б"). А у результаті зменшення вертикальних фільтраційних властивостей, особливо торф'яних грунтів, викликаних освоєнням, поглинання набуває слабо вираженого характеру (рис. 6.19 "в").

6.3.4. Типи стоку

В залежності від типу поглинання води у грунт та формування стоку він може носити як поверхневий, так і контактний типи і т.д. За різницею інтенсивності дощу та інтенсивності інфільтрації води у грунт, можна обчислити величину провального поглинання. Якщо грунт на початку дощу був сухим, то сума кількості води, затриманої грунтом до стадії найменшої вологоємкості V_{HB} та кількості тимчасово затриманої води V_B дадуть повну грунтову акумуляцію V_a. При насиченні ґрунту водою до водоутримуючої здатності та подальшому, при цьому, випаданні опадів, кількість тимчасово затриманої вологи у грунті буде дорівнювати, відповідно: $V_B=V_a-V_{HB}$ або сумі шару стоку за час спаду та шару інфільтрації за той же час спаду. Зазначена умова залежить від глибини залягання грунтових вод. При глибокому від поверхні грунту залягання грунтових вод величина V_B має більші значення, ніж при близькому їх заляганні і, причому на значну величину, крім того, при близькому заляганні грунтових вод від поверхні землі, ємність грунту легко заповнюється водою і виникає підпертий поверхневий стік, при цьому його шар дорівнює:

$$h_{пп} = h_x - V_{HB} + V_g - R_{СП}\,, \tag{6.28}$$

де $h_{пп}$ - підпертий поверхневий стік; h_x - опади; $R_{СП}$ - обсяг втрат на спаді стоку; V_g - запас вологи від попередніх опадів. Величини V_{HB} і V_g залежать від глибини грунтових вод та величини капілярного підживлення, яку можна виразити коефіцієнтом $K_П$, тоді вираз (6.28), з урахуванням зазначеного, набуде вигляду:

$$h_{пп} = h_x - K_П\left(V_{HB} + V_g\right) - R_{СП} \tag{6.29}$$

Досліди зі штучного дощування майданчиків показали дуже велику редукцію кривих поглинання.

При значному поверхневому поглинанні (рис. 6.19 "б"), яке спостерігається на торф'яних та мінеральних грунтах легкого механічного складу, відразу після їх освоєння , а також на антропогенних мінеральних грунтах важкого механічного складу, особливо після 5-6 річного їх освоєння, на ділянках, зайнятих листяними та широколистяними деревами (сірі, ясно-і темно-сірі легкосуглинкові грунти), утворюється контактний стік. Хоча подекуди, особливо по тальвегах, може спостерігатися підвішений поверхневий стік. При досягненні лінії фронту промочування нижньої межі поверхневого орного шару поглинання досягає мінімальних значень і залежить, при цьому, від коефіцієнта фільтрації верхнього орного шару грунту, товщини даного шару та капілярного напору, який утворюється по лінії розділу грунтового шару.

Зазначене, значною мірою, залежить від глибини залягання грунтових вод, водоспоживання сільськогосподарських культур, а, значить, і часу вегетаційного періоду. На малюнку 6.19 "б" показана модель ходу стоку та втрат при наявності підвішеного поверхневого стоку, коли надлишок дощу перевищує поглинання. При цьому поверхневий стік розпочинається раніше контактного. Дощові опади, що надійшли у грунт, витрачаються, при цьому, на акумуляцію, поглинання у підстильний шар та контактний стік. Представлені і розглянуті схеми пояснюють утворення поверхневого стоку. При близькому заляганні від поверхні грунту грунтових вод величина поверхневого стоку збільшується, за рахунок зменшення його контактної складової.

Слабка величина поверхневого поглинання спостерігається на ущільнених ділянках місцевості, наприклад, при збиранні врожаїв в осінній період, на ділянках меліорованих торф'яних грунтів після 6-7 річного їх освоєння і т.д. Якщо у грунтовому профілі під глинистими грунтами лежить дренуючих шар, то може спостерігатися контактний стік, за рахунок тріщин, ходів тварин та рослин, а при його відсутності, буде відбуватися чисто поверхневий тип стоку.

Відмінність моделі стоку, представленої на рис. 6.19."б", від вищеописаної полягає у тривалості насичення, незначною початковою

акумуляцією та малою стабілізацією поверхневого поглинання, особливо у перші моменти формування стоку, що призводить до плавності кривої поглинання. Для розрахунку стоку, у цьому випадку, необхідно мати криву поглинання, яку будують аналогічно методу, описаного вище.

Така методика розшифровки кривих поглинання прийнята автором у даній роботі. Максимальна водонакопиченість враховує зональні фактори, місцеві ж -грунтово-ботанічні, гідрографічні та геоморфологічні фактори, у значній мірі змінюють умови організованості стоку, особливо після припинення дощу, які враховуються у втратах стоку на спаді паводку.

6.3.5.Розрахунок втрат стоку

Величина втрат стоку на спаді паводку, $R_{СП} = a_{ТП} P_{EU}^{2/3} h_{b_{\max}}^{0,5}$ залежить від шару максимального водонакопичення, типу та стану грунтів, представленого параметром d_{TC}, розчленованості місцевості річковою, яружно-балочною, автомобіледорожною, залізничною та меліоративної мережею, вираженої параметром $P_{EИ}$ (рис.6.8) і виражається у вигляді коефіцієнта обліку втрат стоку на спаді паводка ($K_{СП}$).

Згідно виразу втрат стоку на спаді паводку. та виконаних розрахунків, коефіцієнт обліку втрат стоку на спаді паводку повинен бути менше одиниці, тобто складати якусь частину від загальних втрат стоку на спаді паводку $R_{СП}$.

Зазначене автор пропонує виразити емпіричною формулою виду:

$$K_{СП} = \sqrt{\frac{1}{R_{СП}}} = \sqrt{\frac{1}{d_{TC} \cdot P_{EИ} \cdot \gamma_{OC} \cdot h_{b_{\max}}^{0,5}}} = c \cdot h_{b_{\max}}^{-\frac{1}{4}} \qquad (6.30)$$

де $h_{b_{\max}}$ - максимальне водоутворення C - параметр, враховуючий тип і стан грунту, а також розчленованість місцевості $C = \sqrt{\frac{1}{d_{TE} \cdot P_{EИ} \cdot \gamma_{oc}}}$; d_{TC} - параметр обліку типу і стану грунту; $P_{EИ}$ - параметр обліку розчленованості місцевості, γ_{oc} - поправка на густоту природньої та антропогенної мережі. Детально про параметр d_{TC} викладено у пункті 4.3., а тут зупинимося на розробці його числових значень. Однак,

відзначимо, що $d_{ТС}$ характеризує вплив на стік якостей склонової поверхні, тобто мікрорельєфу, рослинності або сільськогосподарського використання земель та типу грунтів. Вище було відзначено, що на процес поверхневого стоку істотно впливає рівень обробки грунту та час вегетаційного періоду. Для спрощення визначення числових значень параметра $d_{ТС}$ виразимо його добуток на шар водоутворення через $d_{TC} \cdot h_{b_{\max}}^{0,5}$. Тому для обчислення параметра $d_{ТС}$ спочатку необхідно визначати величину $d_{П}$ і встановити його зв'язок із водоутворенням. Для виконання зазначеного, необхідно використовувати матеріал водно-балансових та стічних станцій. Промоделювати процес спаду схилового стоку у залежності від типу грунтів та його стану, а також шару водоутворення можна експериментальним шляхом- методом штучного дощування елементарних майданчиків.

У зв'язку із зазначеним, для визначення параметра $d_{ТС}$ автором, окрім експериментального матеріалу зі штучного дощування майданчиків, використані дані спостережень стічних та водно-балансових станцій, що дозволяли промоделювати процес стоку через велику кількість і купчасто розташованих експериментальних басейнів і стічних майданчиків. Числові значення параметра $d_{П}$ визначалися за даними про шар стоку від одного і того ж дощу, але різних значеннях розчленованості місцевості, шляхом побудови залежності шару стоку від P_{Ei}. Для здійснення зазначеного, на підставі матеріалів стічних станцій, вибирається кілька поруч розташованих стічних майданчиків, що мають різні за крутизною та розчленованості схили, за формулою 4.14. для кожного вибраного стокового майданчика визначалися значення параметра P_{EI}. Далі підбираються зливові дощі, що зрошують площадку, яка розглядається і від якої розраховується шар стоку кожної обраної ділянки. За отриманими даними шару стоку, відповідно визначеному значенню параметра P_{EI}, будуються графіки $h_x = f(P_{EИ})$. Аналогічної роду значення можна отримати експериментальним шляхом. Вибирається кілька близько розташованих меліоративних карт будь якої осушувальної системи. Карти вибираються з таким розрахунком, щоб вони мали різні

значення, характеризуючи параметр P_{EI}. На кожній карті встановлюється один або декілька (у залежності від наявності) польових дощомірів для фіксації шару опадів від одного і того ж дощу. У замикаючому створі меліоративної карти встановлюється величина підземного стоку від випавшого дощу. Різниця шару опадів та підземної складової стоку за період дощу дасть величину шару поверхневого стоку, який і буде розрахунковим. За отриманими даними будуються аналогічного роду залежності. Зручно аналогічного роду експерименти виконувати на дослідних майданчиках методом штучного дощування, так як на останніх легко створювати штучні дощі будь-якої інтенсивності та тривалості, а головне, їх легко повторити на будь-якому майданчику, що має різні значення P_{EI}.

При побудові графіків і розрахунку шару стоку від одного і того ж дощу, що випадає на різні стокові майданчики, необхдно дотримуватись умови, щоб вологість грунту на всіх розглянутих майданчиках не відрізнялася більш, ніж до 10-15%. Зволоженість грунту можна оцінювати індексом зволоження, а у польових умовах, при виконанні експериментальних робіт, останній краще визначати або ваговим способом або тензіометрами. Експериментальні майданчики або стічні басейни повинні відповідати одному і тому ж типу і стану грунтів.

Мінімальна кількість стічних майданчиків, при визначенні параметра d_{TC} відповідного одному з типів грунтів, повинно бути не менше трьох. За отриманими даними для кожного дощу будується графік зв'язку $d_{TC} = f\left(h_{b_{\max}}^{0,5}\right)$ для відповідного типу грунтів та різного його стану. Кут нахилу прямої на графіку дає можливість встановити усереднені числові значення параметра d_{TC}. Дуже зручно із задовільною точністю, яка доповнює відмічену вище методику, можна обчислити значення параметра обліку типу і стану грунтів d_{TC}, якщо використовувати наявні дані про шорсткості поверхні схилів, які характеризуються коефіцієнтом m. Тривалість водонакопичення та втрат стоку на спаді паводку, необхідні для обчислення d_{TC} за формулою $d_{TC} = \left(1/m \cdot t_{b_H}\right)^{0,5}$ встановлюються або за експериментальними даними штучного дощування, або за реальними дощами. Наприклад,

згідно із БНіП коефіцієнт *m* для схилів під звичайним травостоєм дорівнює 0,25, $t_{b_н} = 30\,мин$, тоді $d_{TC}=0,36$. Зазначеними вище способами для найбільш характерних типів грунтів були отримані числові значення параметра d_{TC} для найбільш поширених ґрунтів північної частини України.

При цьому виявлено, що величина параметра d_{TC} змінюється і протягом вегетаційного періоду, зазначене пояснюється різною шорсткістю поверхні схилів протягом вегетаційного періоду, викликаного зміною фізіології рослин, структурою грунтів та режимом грунтових вод. Тому для розрахунку втрат стоку на спаді паводку розроблена таблиця значень параметра d_{TC}, в залежності від часу вегетаційного періоду, стосовно до всієї розглянутої території (табл. 6.10).

Таблиця 6.10.

Значення параметра обліку типу та стану грунтів d_{TC}

Грунти	Стан схилів	Значення параметра d_{TC} для місяців		
		IV-V	VI-VII	VIII-IX
Дерново-середні і слабо-підзолисті, супіщані, піщані і глинисто-піщані, а також дерново-підзолисті глеюваті та глейові, переважно глинисто-піщані	розорані	0,41	0,31	0,26
	задерновані	0,43	0,37	0,33
	заліснені	0,38	0,34	0,29
Світло-сірі, сірі лісові опідзолені легкосуглинкові на лесовидних суглинках	розорані	0,33	0,32	0,26
	задерновані	0,42	0,37	0,33
	заліснені	0,38	0,35	0,30
Чорноземи лугові та опідзолені вилужені суглинні, малогумусні, пилувато-легко і середньо-суглинисті	розорані	0,33	0,32	0,25
	задерновані	0,41	0,36	0,31
Темно-сірі лісові середньо-суглинисті грунти на лесовидних суглинках	розорані	0,34	0,33	0,26
	задерновані	0,45	0,38	0,35
	заліснені	0,40	0,37	0,32

Дерново-лучні, лучно-болотні та торф'яно-болотні заплавні осушеного грунту підстилаються суглинками	розорані	0,46	0,40	0,35
	задерновані	0,49	0,45	0,41
Торф'яно-болотні, торфові осушені заплавні, підстилаються супесями	розорані	0,33	0,28	0,23
	задерновані	0,38	0,35	0,27

Як видно із табл. 6.10. найменше значення d_{TC} мають дерново-середньо і слабопідзолисті грунти, а найбільше - торф'яні та чорноземні грунти. Істотно збільшується значення параметра d_{TC} від оброблюваних грунтів до заліснених схилів та задернованих поверхонь. Зазначене пояснюється, головним чином, зміною шорсткості схилів та поглинаючою здатністю грунтів. Розрахунковий час вегетаційного періоду для вибору значення параметра d_{TC} (табл. 6.10.), стосовно до визначення втрат паводкового стоку, приймається той же, що і при уточненні водоутворення, відповідно до карти рис. 6.7. У пункті 4.3. автором встановлено, що однією із основних характеристик при розрахунку втрат дощового стоку на спаді паводка є, окрім усього, розчленованість місцевості річковою, яружно-балочною, меліоративною дорожною та іншею мережею, що виражається параметром $P_{EИ}$.

Необхідність обліку розчленованості місцевості антропогенною мережею полягає у тому, що остання збільшує густоту природньої мережі на одиницю площі у 10-15 і більше разів. Так, наприклад, густота річкової мережі у верхів'ї річки Турія становить 0,3 км / км^2, будівництво меліоративних систем на площі 17,38 км^2 , при загальній довжині відкритої
мережі 96,5 км, сприяє збільшенню густоти мережі до 5,4 км / км^2, тобто у 16 разів, що позначається на умовах формування поверхневого стоку.

Для обчислення параметра $P_{EИ}$ використані карти густоти яружно-балочної мережі та ухилу, складених С.С. Соболєвим, технічні проєкти осушувальних систем та дані про їх дослідження,

великомасштабні карти та річні звіти з технічної експлуатації меліоративних систем тощо.

Зіставлення ухилів, знятих із карт С.С. Соболєва, з дійсними, дозволили встановити перехідні коефіцієнти $К_К$, при $I \geq 0,03$ $К_К = 0,2$, а при $I > 0,03$ $К_К = 0,35$. Зазначене дало можливість усунути похибки у визначенні параметра $P_{ЕИ}$ за різними даними. За основу визначення параметра $P_{ЕИ}$ була покладена формула 4.14 та наступна методика. Маючи крупномасштабні карти і завдавши на них меліоративну мережу, у залежності від масштабу, останні розбивали на сітку різновеликих квадратів зі сторонами від 1 до 10 км. У точках перетину ліній сітки по нармалян до ізогієтів, знімалися значення довжини схилу і його перевищення. За отриманими даними і вираховували, відповідно до виразу 4.14, значення параметра $P_{ЕИ}$.

Практичного використання заслуговує встановлена автором залежність параметра $P_{ЕИ}$ від густоти річкової мережі ς, поскільки у довідковій літературі, у даний час, є достатня кількість про неї даних (рис. 6.20.).

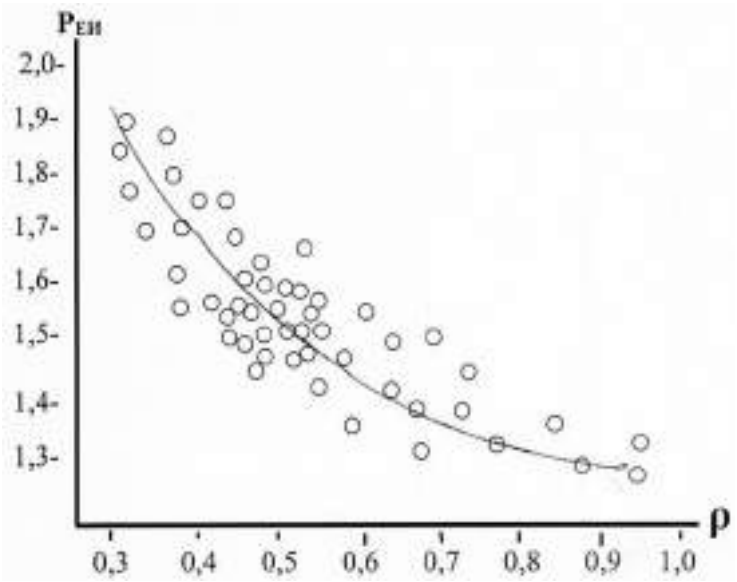


Рис. 6.20. Залежність параметра P_{EI} від густоти сучасної мережі ρ

Простіше з меншими затратами часу можна визначити величину $P_{ЕИ}$, якщо використовувати для цього профілі поздовжнього перерізу каналів та плани меліоративних систем у горизонталях, що і виконувались автором.

Зазначене спрощує визначення ухилів схилів та їх довжини, так як останні нанесені на профілі і плани системи. Перевага планів меліоративних систем перед звичайними крупномасштабними картами полягає у тому, що на них нанесена, окрім усього, меліоративна мережа, що дає можливість визначити без особливих труднощів розчленованість місцевості меліоративною мережею, на підставі чого обчислити значення параметра $P_{ЕИ}$ для кожного виділеного квадрата. У результаті зазначеного були встановлені значення поправок на густоту меліоративної мережі та структуру їх прокладки і встановлено, що освоєння сприяє зменшенню втрат стоку на спаді паводку. Абсолютна величина цього значення залежить від % освоєння басейну (рис. 6.21). На підставі чого мож¬но рекомендувати, що при $f_{ос} < 50\%$ $\gamma_{ос} \approx 0,85$, при $f_{ос} = 30\text{-}50\%$ $\gamma_{ос} \approx 0,9$, при $f_{ос} < 30\%$ $\gamma_{ос} \approx 0,95$ та при $f_{ос} < 15\%$ і при $f_{ос} <15\%$. Останній не впливає на зміну втрат стоку на спаді паводку, тому $\gamma_{ос} = 1,0$.

В умовах північної частини України, Білорусі та Заходу Росії,порівняно близькі значення величин параметра $P_{ЕИ}$ відзначаються на досить великих площах, що дозволило побудувати картограму параметра розчленованості місцевості $P_{ЕИ}$ стосовно розрахунку паводкового стоку (рис. 6.21), доповнивши тим самим, раніше виконані Мольчаком Я.О. розробки щодо геоморфологічного параметра *ф*.

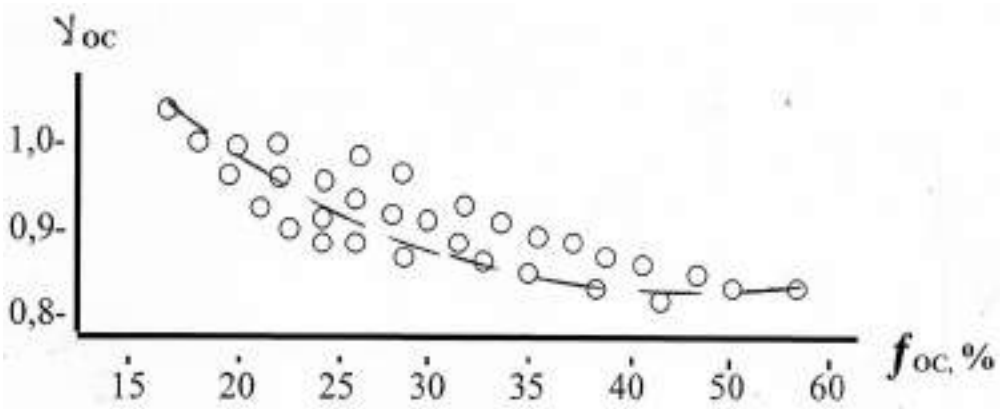


Рис. 6.21. Графік зміни поправки $\gamma_{ОС}$ у залежності від відсотка освоєння басейну $f_{ОС}$

Отримана карта параметра $P_{ЕИ}$ добре узгоджується із картою фізико-географічного районування. Як випливає із карти, найменші

значення $P_{EИ}$ спостерігаються у межах підвищених територій. У міру переходу до рівнинних та заболочених районів величина параметра $P_{EИ}$ поступово зростає. Значення параметра $P_{EИ}$ у межах розглянутої території коливаються від 1,3 до 1,9. Якщо шуканий басейн річки перетинає кілька ізоліній із різними значеннями $P_{EИ}$, то розрахункове значення параметра встановлюється як середньозважена. Аналогічної роду карти і розрахункові залежності можуть бути побудовані для будь-якої антропогенної території.

Таким чином, за отриманими значеннями параметрів $a_{ТП}$ і $P_{EИ}$, у залежності від часу вегетаційного періоду, легко розрахувати коефіцієнт обліку втрат дощового стоку на спаді паводка або обчислити втрати на всмоктування після припинення випадіння опадів.

Проблема розрахунку втрат зливових вод на поглинання для визначення дощового стоку має першорядне значення. Сучасний стан теоретичних досліджень поглинання води у грунт дозволяє розробити обґрунтований розрахунок втрат води на фільтрацію. Безсумнівно, що пряме використання кривих інфільтрації за рядом точок дослідних даних, для розрахунку втрат, зустрічає у практиці великі труднощі. Головне заключаєтся у тому, що результат експериментальних досліджень, виконаний, як правило, на елементарних майданчиках, важко використовувати при розрахунках інфільтрації на річкових водозборах. Це послужило причиною того, що у даний час багато авторів, замість прямого використання кривих інфільтрації, користуються його інтегральною характеристикою, вираженої коефіцієнтом стоку. Зараз існує багато підходів до дослідження та розрахунку втрат стоку. У гідрологічних розрахунках і прогнозах широко використовується, для розрахунку втрат і шару стоку за паводок, у залежності від визначальних чинників, побудова зв’язків сумарних втрат [1.73]. При цьому втрати на поглинання та затримання враховуються сумарно. Побудова сімейства багатофакторних коаксіальних графіків виконують графічно таким чином, щоб кривизна графіків краще відповідала вихідним даним, застосовуючи при цьому додаткові теоретичні передумови, які дозволяють перейти від діючих

факторів до кривих втрат. Особливість коаксіальних кривих та, що фактори стоку враховуються, по черзі, незалежно один від одного. Ці графіки найкраще застосовувати для вирішення прогностичних, і до того ж локальних завдань, так як тут приймаються постійні, найбільш нестійкі, особливо у вегетаційний період, фактори: грунт та його обробіток, лісистість тощо. Недоліком багатофакторних кривих є те, що вони не враховують хід дощу, а це призводить до заниження стоку.

Однак, Н.Ф. Бефані [1.6] пропонує обумовлений перехід від інфільтрації на елементарній площадці до басейну у цілому за допомогою територіально загальних формул втрат на інфільтрацію та затримання як функцію часу, отриманих як за експериментальними даними, так і за матеріалами опорної гідрометричної мережі. Ця методика, на думку автора, заслуговує на увагу і практичне використання, так як результати розрахунків показують, що такий метод забезпечує достатню точність розрахункових величин максимального дощового стоку. Автор пропонує перехід від елементарних майданчиків до басейну у цілому здійснювати за допомогою регіональних кривих або спеціально розроблених формул втрат на поглинання, а при необхідності, враховувати ще й поверхневе затримання, отримане за експериментальними даними штучного дощування малих майданчиків. Значення поглинання повинні коригуватися матеріалами спостережень стічних станцій.

Як зазначалося вище, визначальними чинниками поглинання є: характер грунту, його обробіток, зволоженість, інтенсивність дощу та ухил місцевості. Вплив ухилу та шорсткості схилу на поглинання проявляється, в основному, на спаді паводку, характеризуючи, у деякій мірі, його тривалість, тому ухил і шорсткість необхідно враховувати найкраще при розрахунку втрат стоку на спаді паводку.

Структура розрахункових формул втрат на поглинання прийнята автором за запропонованим нею рівнянням (6.25), отриманого теоретичним шляхом. Розглянемо докладно параметри формули (6.25) та їх числові значення, встановлені автором за даними штучного дощування майданчиків.

Параметр K_o є граничний мінімум поглинання, який встановлюється при $t \to \infty$. Якщо врахувати, що при цьому фільтрація залежить від інтенсивності дощу та вологості грунту I_W, то можна записати, що:

$$K_0 = K_{\min} + a i_{h_0} - B I_w, \qquad (6.31)$$

де a і B параметри; i_{h_0} - інтенсивність дощу; Iw – індекс зволоження.

Для однорідного за глибиною грунту K_0 не змінюється на протязі усього процесу поглинання. Але, як правило, у більшості випадків коефіцієнт фільтрації зменшується із ростом глибини грунту. У зв'язку із цим, із збільшенням глибини прокачування K_0 буде змінюватися, прагнучи до мінімального значення, рівному коефіцієнту фільтрації ущільненого ілювіального горизонту або підгрунтового шару. Це мінімальне значення і слід вводити у формулу поглинання. Його можна визначати двома способами: шляхом середніх даних, безпосередньо виміряних у польових або лабораторних умовах на монолітах, з порушеною структурою, або шляхом тривалості дощування експериментальних майданчиків, приймаючи за K_0 різницю між інтенсивністю дощу та стоку у кінці дощування. Спосіб дощування майданчиків використаний для визначення K_0. Оскільки, інфільтраційні властивості ґрунтів дуже різноманітні, необхідна тривалість дощування майданчиків при визначення K_0 неоднакова. Експериментальні дані свідчать про те, що, зазвичай, через 20-30 і трохи більше хвилин після початку дощу, поглинання практично стабілізується. Величина K_0 залежить від інтенсивності дощу i_{h_x} [1.6, 1.58]. Наявність зв'язку між K_0 і i_{h_x} обумовлено нерівномірністю водопроникності грунту за площею. При невеликих інтенсивностях дощів стік дають тільки найменш проникні ділянки поверхні, а на решті частини майданчика поглинаються всі випадаючі опади. При збільшенні інтенсивності дощу площа, що дає стік, охоплює ділянки, які характеризуються більш високим поглинанням. На решті ж частини схилу поглинається вода, навіть, при більш значних інтенсивностях дощів.

Величина сталої інтенсивності поглинання K_{min},, для виділених типів грунтів, визначалася за графіком її залежності від середньої за період дощу інтенсивності опадів, як нижню межу точок інтенсивностей поглинання, зафіксованих у кінці досвіду із наявністю високого початкового зволоження. За розрахункову прийнята нижня огинаюча, орієнтована на дослідні точки, отримані при найбільш тривалому дощуванні, в умовах добре зволоженого грунту [1.58].

Характерним є те, що зазначений зв'язок спостерігається на всіх видах грунтів. Вплив стану грунтів, тобто їх сільгосвикористання, на величину сталої інтенсивності поглинання не виявлено, так як воно проявляється при загальній величині поглинання і враховується у другому параметрі формули 6.25. Однак, у сталій величині поглинання помітно проявляється механічний склад грунтів і глибина залягання грунтових вод. Вплив інтенсивності опадів на сталу інтенсивність поглинання проявляється тільки для поверхневого шару грунту.

На торф'яних ґрунтах із задернованою поверхнею вплив інтенсивності дощу та вологості грунту на сталу величину поглинання значно слабкіше. При глибокій обробці торф'яних грунтів вплив інтенсивності дощу на сталу інтенсивності поглинання позначається сильніше, ніж для тих же грунтів, але із задернованою поверхнею.

Параметри U та $Л$ формули 6.25. визначалися за дослідними даними шляхом побудови логарифмічної анаморфози кривої втрат. Параметр U відповідає максимальній величині поглинання при $t \rightarrow 0$ і залежить від дефіциту вологості грунту, її обробітку та сільськогосподарського використання, а величина параметра $Л$ є функцією механічного складу, типу і стану грунтів, а так само режиму грунтових вод. Деякий вплив на $Л$ надає і інтенсівность дощу. Отримані значення параметрів формули втрат на поглинання води грунтом, використавши методику, запропоновану Н.Ф. Бефані [1.6], коректувалися матеріалами воднобалансових та стічних станцій. Уточнені значення параметрів формул поглинання є територіально загальними залежностями, які враховують індивідуальні особливості водозборів. Формула поглинання 6.25, згідно викладеного вище, для

практичних розрахунків організованості паводкового стоку, автором рекомендується у вигляді:

$$K_t = \left(Ю - BI_W + ai_{h_0}\right) + \frac{Д - \Gamma I_W}{I_w^{ц} t^n}, \qquad (6.32)$$

Аналіз представлених у додатку 6 значень параметрів формул втрат показує, що найбільше значення K_{min} мають торф'яні і лучно-болотні грунти, мінімальне – дерново-подзолисті глейові супіщані та суглинні грунту. Вплив обробки поверхні проявляється на всіх типах грунтів, у напрямку підвищення величини K_{min}. Залежність параметра K_{min} від інтенсивності опадів на досліджених грунтах має однаковий характер, за виключенням сірих лісових грунтів, для яких вплив i_{h_0} на K_{min} не виявлено. Відсутність впливу інтенсивності дощу на мінімальну величину поглинання пояснюється тим, що енергія дощових крапель гаситься кронами дерев, а лісова підстилка охороняє грунт від ерозії. Найбільший вплив i_{h_0} на K_{min} встановлено для дерново-підзолистих піщаних грунтів. Як показують візуальні спостереження у полі, ці причини характеризуються нерівномірним ущільненням у межах експериментальних майданчиків. Параметр K_{min} є лінійною функцією індексу зволоження. Для дерново-підзолистих та сірих лісових грунтів при $Iw \leq 16$ залежність K_{min} від індексу зволоження виявити не вдалося. Мабуть, при такому малому попередньому зволоженні майданчиків, фільтраційні властивості ґрунтів залишаються незмінними.

Показник редукції n має значення $1/3$ або $¾$. Причому $n = 1/3$ характеризує втрати при слабо розвиненому стоці, що спостерігається, як правило, на менш ущільнених грунтах (добре оброблене поле, овочі тощо), а $n = ¾$ при розвиненому стоці, який спостерігається, переважно, на більш ущільнених поверхнях (стерня жита, ячменю, луки, пасовище і т.д.).

На торф'яних ґрунтах показник редукції n залежить від степені зволоженості грунту. Із ростом її зволоженості збільшується редукція втрат у часі.

Залежність параметра *U* і *Л* від індексу зволоження для різних грунтів різна. Слід зазначити, що у деяких випадках при малому, так і при великому зволоженні грунту, ця залежність відсутня.

Обчислення втрат дощових вод на інфільтрацію для реальних водозборів за запропонованим вище розрахунковим залежностям, призводить все ж до похибок, причиною цього є маловивченість та складність питання переходу від інфільтрації на елементарній площадці до басейну у цілому. Відмінність експериментальної (малої) площадки від природного водозбору полягає у тому, що стік на ній формується на відносно малій довжині. У реальних умовах стікаюча по схилах цівками вода, концентрується у відносно великі струмочки, що викликає збільшення швидкостей течії стічної води. У загальному процесі стокоутворення схожому на дослідному майданчику та басейні і полягає у швидкому збільшенні стоку на підйомі паводку, його подальшої стабілізації та зменшення на спаді після припинення дощу до повного зникнення. Тому і криві поглинання мають однакову форму. Використовуючи це, автор для здійснення переходу від елементарних майданчиків до реальних басейнів, зіставляв значення коефіцієнтів стоку, отриманих за дослідними даними штучного дощування та обчислених за матеріалами воднобалансових і стічних станцій, із використанням даних табл. 5.2. Основні умови при зіставленні коефіцієнтів стоку були наступні: однакова інтенсивність дощу, ідентичні грунти та вирощувані на них сільськогосподарські культури. Побудовані, таким чином, графіки зв’язку добре апроксимуються кривими. Для практичних розрахунків переходу від поглинання і стоку на елементарних майданчиках до басейну у цілому, автор пропонує графік (рис. 6.22), розроблений нею для виділених типів грунтів північної частини України, Білорусі та західної частини Росії стосовно розрахунку паводкового стоку, що дає можливість встановити значення перехідного коефіцієнта $\Delta\varphi$ у залежності від коефіцієнта стоку та інтенсивності дощу. Коефіцієнт $\Delta\varphi$ представляє собою відношення коефіцієнта стоку на водозборі до елементарного майданчику. Спільний аналіз коефіцієнтів стоку на водозборах і дослідних майданчиках показав, що на слабо фільтруючих грунтах

коефіцієнт стоку на майданчиках 1 м^2 вище, ніж на водозборах, а на добре водопроникних грунтах – навпаки.

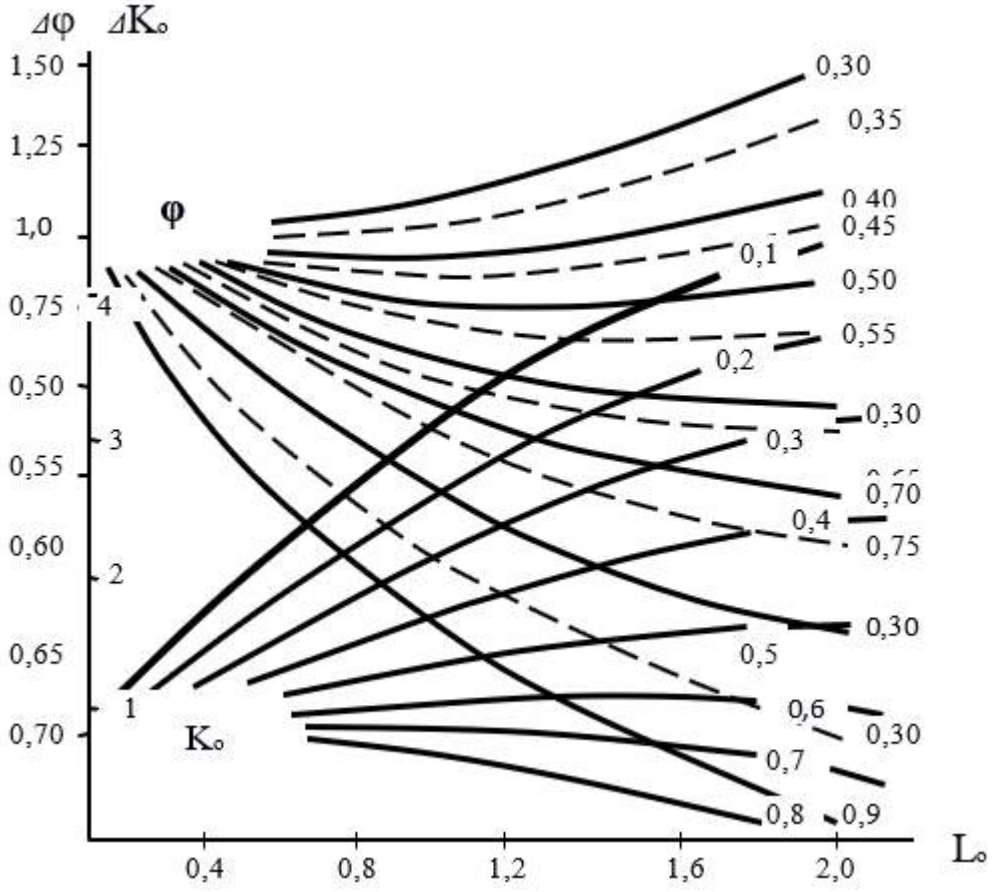


Рис. 6.22. Графік для визначення перехідного коефіцієнта поглинання *Δφ* від елементарної площадки до водозбору в цілому, в залежності від інтенсивності дощу і коефіцієнта стоку

Для вивчення умов організованості паводкового стоку та його розрахунку, авторами використовує відмічений зв'язок шару сумарної інфільтрації від опадів теплого періоду року, що дає можливість простежити за зміною інфільтрації як функції від загального шару опадів на освоєнних землях, різних за водністю роками вегетаційного періоду.

Автором виявлено, що загальні втрати дощових вод на інфільтрацію залежать, крім того, від глибини залягання грунтових вод, причому цей зв'язок дуже помітно виражений при глибині залягання їх від поверхні грунту до 1,0 м (рис. 6.22). При глибинах грунтових вод більше 1.0 м, останні не впливають на величину втрат дощового стоку. Використовуючи експериментальний матеріал

штучного дощування майданчиків і дані воднобалансових станцій, авторами установлено, що крім виявленого вище, величина втрат дощових вод на інфільтрацію залежить і від виду грунту (рис. 6.23).

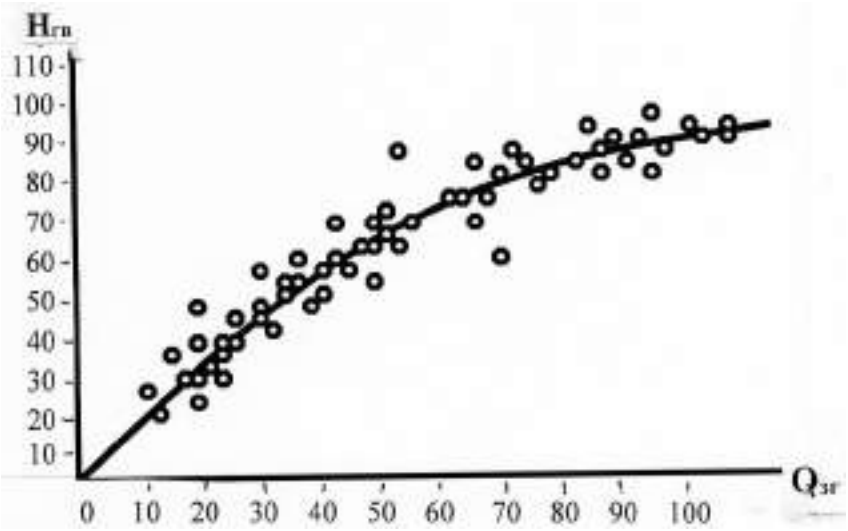


Рис.6.23. Розподіл відсотка втрат на інфільтрацію у залежності від глибини залягання грунтових вод

У зв'язку з тим, що величина втрат дощових вод на інфільтрацію залежить від глибини грунтових вод, типу грунту і часу вегетаційного періоду, то виявлене ще раз підтверджує правильність теоретичних міркувань та висновків щодо формування дощового стоку в умовах осушувальних меліорацій та його розрахунку, як функцію часу вегетаційного періоду, режиму грунтових вод, типу грунтів і рівня його обробітку та їх змін, у зв'язку із антропогенним впливом.

У зв'язку з тим, що у результаті антропогенного впливу змінюються водно-фізичні властивості грунту, то значення втрат, установлені в природному стані, стосовно до розрахунку дощового стоку із антропогенних басейнів, вимагають коректування. Для усунення зазначеного, автор рекомендує в формулу 6.32. ввести поправочні коефіцієнти, про що докладно зазначалося у теоретичних розробках поглинання дощових вод (див. Пункт 5.1, формула 6,25). Для першого члена формули 6.32, відповідно до залежності 6.25, повинен вводитися коефіцієнт a_1, а для другого – a_2. Коефіцієнти a_1 і a_2 враховують зміну втрат дощових вод на поглинання, викликаних осушенням земель, у порівнянні з тими ж значеннями поглинання, але спостерігаючими до меліорації, тобто дають можливість як

прогнозування майбутніх змін втрат, у зв’язку із меліорацією земель, так і характеризувати справжні їх зміни. Тобто параметри a_1 і a_2 комплексно характеризують, викликані меліорацією зміни вологооборoту зони аерації та водно-фізичні властивості ґрунтів. У зв'язку з тим, що параметр a_2 характеризує зміну першого члена формули поглинання, а a_2 її другого члена, тобто, у сукупності відображають загальні зміни втрат води на поглинання, виражаючи їх якимось значенням, яке може бути і меншим, і більшим одиниці.

Тому автор рекомендує для спрощення обліку зазначеного, не змінюючи його фізичного сенсу, єдиний коефіцієнт $a_м$ – представляє собою зміну втрат паводкового стоку на поглинання, у зв’язку з освоєнням грунтів, тобто він, у сукупності, характеризує параметри a_1 *і* a_2. Автором було встановлено, що меліорація торф’яних та мінеральних грунтів легкого механічного складу призводить до зменшення їх фільтраційних властивостей, що обумовлює зменшення втрат на поглинання, це означає, що значення коефіцієнта $a_м$ повинні бути менше одиниці. Освоєння же мінеральних суглинних і глинистих грунтів сприяє збільшенню їх фільтрації, що тягне за собою збільшення втрат, тому величина параметра $a_м$ повинна бути більше одиниці. Величини коефіцієнта $a_м$ встановлювались авторами як експериментальним шляхом, так і за матеріалами воднобалансових та стічних станцій як відношення втрат на поглинання двох, порівняних грунтових різниць до освоєння і після нього цих земель, з урахуванням терміну їх експлуатації. Для встановлення зазначених зв’язків використовувався також матеріал досліджень проєктних інститутів «Гіпроводхоз», а також дані УкрНДІГіМа і БелНДІМіВГ. Для аналізу зміни фільтраційних властивостей ґрунтів, що викликають зміну втрат паводкового стоку на поглинання, були використані викладені у пункті 5.1 висновки і графіки зв’язків (рис. 5.5, 5.6, 5.7). Отримані дані про величини коефіцієнтів $a_м$, для різних видів освоєнних земель, об’єднувалися в одну групу, у залежності від механічного складу грунтів. У результаті цього для відповідних, за механічним складом грунтів, будувалися графіки зміни коефіцієнта $a_м$, у залежності від терміну освоєння земель $a_м = f(T_{осв})$.

Побудова зазначених графіків зв'язку для грунтів легкого механічного складу наведено на рис. 6.24, а для важких за механічним складом грунтів описані залежності представлені на рис. 6.25.

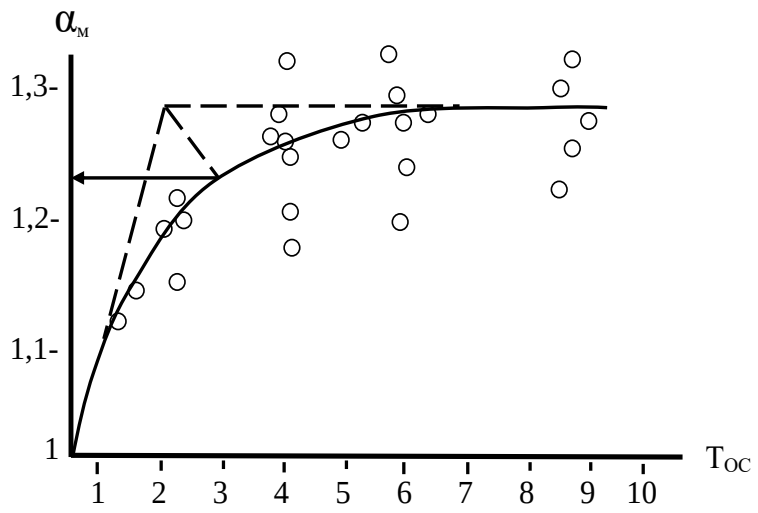


Рис.6.24.Зміна коефіцієнта $a_м$ в залежності від терміну освоєння земель ($T_{ос}$) для важких за механічним складом грунтів

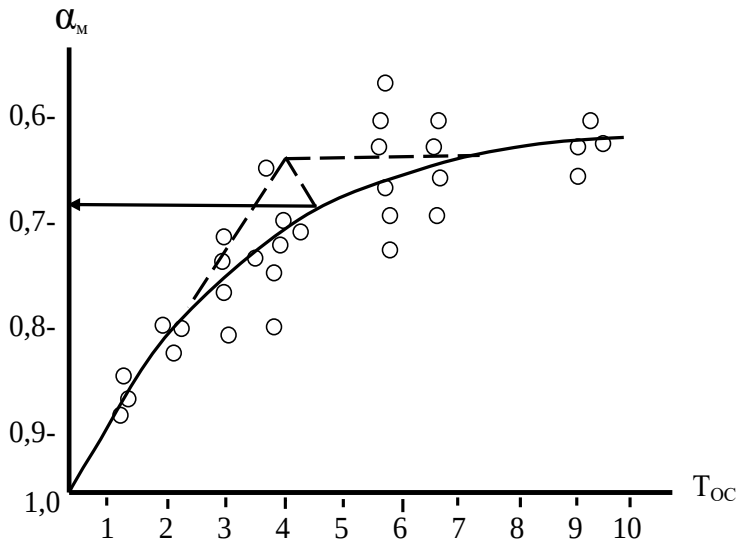


Рис.6.25. Зв'язок $a_м = f(T_{ос})$ для грунтів легкого механічного складу

Наведені на графіку значення втрат води на поглинання відповідають середнім їх величинам за площею та глибиною розрахункового шару грунту. Розкид точок на графіку пояснюється різницею у сільгоспвикористанні освоєнних земель, різних за часом вегетаційних періодів, коли визначалися втрати, а також тим, що

значення втрат на поглинання не завжди визначалися в одних і тих же місцях, декілька різних умов вологості грунту передували дослідам і ряду інших факторів.

З графіків видно, що значення параметра $a_м$ спочатку значно змінюються протягом 5-6 років освоєння земель, а потім стабілізуються, досягаючи майже постійної величини. Розрахункове значення коефіцієнта $a_м$, згідно побудованих графіків, автори пропонують визначати у такий спосіб (див. Рис. 6.24, 6.25).

До кривої, на графіку, до моменту початку вигину її стабілізації і після вигину проводимо дві дотичні до їх перетину. Через точку перетину дотичних відновлюємо перпендикуляр до графіка зв'язку. Точка перетину перпендикуляра із графіком дасть розрахункове значення параметра $a_м$ для розглянутого типу грунтів. У результаті виконаних побудов та розрахунків, встановлені числові значення поправочного коефіцієнта $a_м$, у зв'язку із антропогенними змінами земель для різних за механічним складом грунтів.

Для мінеральних грунтів, представлених легким механічним складом, величина коефіцієнт $a_м = 0,72$. Для мінеральних грунтів важкого механічного складу коефіцієнт $a_м = 1,24$. Коли у межах розглянутої антропогенної ділянки грунти легкого та важкого механічного складу, то коефіцієнт $a_м$ можна прийняти рівний одиниці, при освоєнні різного роду торф'яних грунтів, підстелених грунтами легкого механічного складу, коефіцієнт $a_м = 0,75\text{-}0\ ,85$, а для тих же грунтів, але підстелених грунтами важкого механічного складу значення коефіцієнта $a_м = 1,10\text{-}1,15$. Отримані числові значення коефіцієнта $a_м$ можуть бути застосовані при уточненні втрат на поглинання, у зв'язку із антропогенними змінами для всієї розглянутої територій, де виконуються аналогічного роду роботи.

Застосування зазначеного коефіцієнта при антропогенному впливі має істотне значення, так як останній передбачає облік викликаних ним змін вологообороту зони аерації та інших явищ. Це має дуже важливе значення у прогнозі і раціональному використанню водних ресурсів та їх охороні. Коефіцієнти $a_м$ можуть бути використані для методів аналогії, інтерполяції та екстраполяції, викликані

антропогенними змінами паводкового стоку і водних ресурсів, а також переходу від експериментальних ділянок до всієї території. Неврахування параметра $a_м$ у водогосподарському проєктуванні – одна із головних причин неякісної роботи існуючих систем, ГТС на них, вимокання сільгоспкультур, переосушення територій та інших наслідків. У параметрі $a_м$ криється одна із причин невисокої точності розрахункової величини витрат паводкового стоку на малих водозборах.

За формулами поглинання можна обчислити втрати на інфільтрацію тільки під час випадання дощу. Для встановлення загальних втрат на поглинання необхідно знати шар втрат на інфільтрацію та втрати після припинення дощу, тобто втрати на спаді. У першому наближенні величину втрат на спаді можна обчислити за виразом:

$$R_{СП} = 0{,}4\left(i_{h_x} - i_{k_0}\right)t_{СП} \quad , \qquad (6.33)$$

де - i_{h_x} інтенсивність останнього ступеня дощу; i_{k_0} - інтенсивність поглинання, що встановилася; $t_{СП}$ – час спаду. Однак, згідно із теоретичними розробками автора (пункт 4.3), величина втрат стоку на спаді паводку, стосовно розрахунку паводкового стоку, рекомендується обчислювати за виразом:

$$R_{СП} = a_{ТП} P_{EU}^{2/3} \, h_{b_{\max}}^{0,5} \quad , \qquad 6.34)$$

де - $a_{ТП}$ параметр обліку типу і стану грунтів, P_{EU} – параметр розчленованості місцевості річковою, дорожною, яружно-балочною, меліоративною та іншою антропогенною мережею.

Застосовуючи запропоновані вище графіки, номограми та розрахункові залежності, і використовуючи, при цьому накопичуваний гідрометричний матеріал, автором обчислювалися значення шару загальних втрат на інфільтрацію за період випадання видатних дощів.

У природі спостерігаються багатоступінчасті графіки дощів. У цьому випадку шар інфільтрації визначається окремо від кожного ступеня дощу. Для кожного нового ступеню дощу поглинання є продовженням попереднього процесу. Наближено приймемо, що у момент початку деякої наступної інтенсивності *hi + 1* поглинання

пов'язано із шаром раніше випавшого дощу, якому відповідає еквівалентна інтенсивність тривалістю $\tau = \sum h_{xi} / i_{h_{i+1}}$ із сумою опадів за попередній інтервал часу (Σh_{xi}). Розрахункова або як його називають "наведений час", відповідає початку даного такту дощу, кінець якого відповідає часу $\tau = \sum h_{x_{i+1}}$. Проробивши такі операції для кожного ступеня дощу і підсумувавши їх, отримаємо шар інфільтрації під час його випадання.

Рівність інтенсивності дощу та інфільтрації відповідає початку паводкового стоку. Отримані, таким чином, дані з інфільтрації від дощу, піддавалися статистичній обробці, що дало можливість побудувати криві забезпеченості інфільтрації від дощу вегетаційного періоду рідкісної повторюваності .

Перехід від 1% забезпеченості до будь-якої заданої здійснюється за допомогою коефіцієнта λ_p, значення якого представлені у таблиці 6.11.

Таблиця 6.11.

Значення перехідного коефіцієнту λ_p

Територія	Площа водосбору, км^2	Коефіцієти λ_p при вірогідності Р, %					
		0,1	1	2	5	10	25
Північна частина України	> 100	1,40	1,0	0,87	0,69	0,55	0,36
	50-100	1,42	1,0	0,87	0,67	0,53	0,34
	10-50	1,46	1,0	0,83	0,65	0,50	0,39
	1-10	1,48	1,0	0,83	0,64	0,48	0,30
	< 1	1,52	1,0	0,80	0,60	0,46	0,30
Білорусь	> 100	1,48	1,0	0,84	0,55	0,50	0,32
	50-100	1,50	1,0	0,84	0,65	0,46	0,30
	10-50	1,54	1,0	0,82	0,60	0,42	0,28
	1-10	1,58	1,0	0,87	0,58	0,42	0,28
	< 1	1,58	1,0	0,76	0,56	0,40	0,28
Росія	> 100	1,51	1,0	0,86	0,57	0,52	0,34
	50-100	1,53	1,0	0,86	0,66	0,45	0,32
	10-50	1,56	1,0	0,84	0,62	0,44	0,30
	1-10	1,60	1,0	0,89	0,60	0,43	0,30
	< 1	1,60	1,0	0,79	0,58	0,41	0,29

Таким чином, втрати паводкового стоку та їх розрахунок є однією із головних проблем розрахунку дощових паводків. Визначальними факторами втрат є тип ґрунту, інтенсивність дощу, підстилаюча поверхня та зволоженість грунту. Однак, освоєння, зокрема осушення територій, сприяє значній зміни втрат паводкового стоку за рахунок перетворення водно-фізичних властивостей ґрунтів і водно-повітряного режиму грунтів аерації, розораності територій та їх освоєння. У зв’язку з освоєнням, головним чином, протягом перших шести років освоєння грунтів легкого механічного складу викликає зменшення втрат дощових вод до 30%, а освоєння грунтів важкого механіческого складу сприяє збільшенню втрат до 25%. Освоєння ж торф'яних грунтів, у залежності від механічного складу підстилаючих їх грунтів та глибини торф'яної товщі, викликає зміну втрат як в сторону зменшення, так і збільшення, коливаючись у межах 15-25%. Зазначене є головною причиною зміну стоку, у зв'язку із освоєнням земель. Облік виявленого повинен враховуватися у географічних прогнозах при антропогенних змінах, а також раціональному використанню та охороні водних ресурсів у межах усієї розглянутої території, де виконуються різного роду роботи, так як у цьому головна причинна незадовільної роботи існуючих систем, що викликає затоплення територій та вимокання сільгоспкультур або переосушення земель тощо.

Значить, у зазначеному, ключ для розгадки секрету незадовільності існуючих формул із розрахунку дощового стоку, особливо в сучасних умовах.

6.4. Облік факторів сучасних змін

Вивченню запасів вод Українського Полісся, Білорусі та західної частини Росії і їх змін, у зв'язку з антропогенними змінами, присвячено мало літератури. Дуже важливим і недослідженим, до цього часу, залишається питання про вплив антропогенних чинників на величину дощового стоку [3.60,3.156]

6.4.1. Освоєння

В даний час, як зазначалося автором вище, у багатьох районах середнього та верхнього Подніпров'я, площі освоєнних земель

досягають 40-60% і більше від загальної площі орних земель, а до сучасного періоду, майже всі землі будуть освоєнні, що, безумовно, відіб'ється і на зміні умов організованості дощового стоку. Освоєння є крупним антропогенним фактором вливу на формування дощового стоку. Проте чітких конкретних висновків для практичних рекомендацій, а також кількісного та якісного аналізу антропогенного впливу на величину максимального дощового стоку поки немає. Тому автором у даній роботі і приділено стільки уваги водному режиму грунтів, балансу ґрунтових вод та їх зміні, сільскогосподарськоиу використанню, розчленуванню місцевості різноманітною мережею, у зв'язку з антропогенним впливом та інше. На підставі виконаних досліджень які предсталені вище, автор спробував усунути зазначений пробіл у науці.

Аналіз наявного гідрометричного матеріалу, мережі та режимних скважин, площ освоєння земель, роботи осушувальних систем північної частини України, Білорусі, Росії шляхом зіставлення та математичної обробки його, а також постановкою спеціальних експериментів, дозволив доповнити існуючі, із розглянутого питання розробки, і зробити конкретні практичні висновки, стосовно формування та розрахунку максимального дощового стоку в умовах антропгенних змін [1.59, 1.66]. Сутність аналізу вихідного матеріалу, виконана автором, була у наступному. Вибиралися річки, у басейнах яких були побудовані різні системи, або здійснювався інший антропогенний вплив, оснащені мережею режимних свердловин та гідрометричним обладнанням, причому враховувався переважаючий на територіїї тип грунтів за механічним складом. Для цієї мети, широко використовувався матеріал гідрогеолого-меліоративної партії та експедиції.

За отриманими даними, для відповідних басейнів річок, будувались графіки відповідних зв'язків, підраховувалась сума середніх значень за роками шару опадів, середніх, за вегетаційний період величин максимальних витрат від дощових паводків, ввод за роками в експлуатацію меліорованих площ тощо. Для встановлення впливу площ освоєння із урахуванням переважаючої більшості

освоєнних видів грунтів на величину витрат води малих річок вегетаційного періоду, а також отримання розрахункових математичних залежностей, показуючих зміну стоку у залежності від антропогенного навантаження будувались зв'язки Q_{max}, введених в експлуатацію площ осушення для одного і того ж розрахункового створу. Зазначене дало можливість виявити, що характер і ступінь антропогенного впливу залежать, у першу чергу, від складу грунтів та площ осушення. Під впливом освоєння земель помітно змінюються витрати вегетаційного періоду, як у сторону збільшення, так і зменшення, коли площі осушення перевищують 13-15%, від загальної площі басейну вплив осушення на величину дощового відтоку проявляється незначно і у розрахунках може не враховуватися.

Аналіз виконаних досліджень з виявлення впливу освоєння на дощовий стік, дозволив зробити висновки про те, що характер і ступінь зазначеного впливу залежать від розмірів, розташування освоєнного масиву у басейні річки, а також способу осушення. Збільшення дощового стоку після меліорації заболочених і перезволожених земель спостерігається на різних типах торф'яних та мінеральних грунтів легкого механічного складу. Пояснюється це скиданням вод заакумульованих у ґрунтах шляхом каналізації територій мережею каналів та дрен, зволоженням активного шару грунту, що зменшує фільтрацію грунтів, додатковий приплив грунтових вод від заглиблень русел річок та бічної мережі, а також за рахунок того, що відповідними каналами відводиться стік з окремих, раніше безсточних басейнів, де вода в минулому витрачалася, в основному, на випаровування та поповнення ґрунтових вод.

Для пояснення антропогенного впливу на зміни паводковогоо стоку скористаємося висновками та пропозиціями, отриманими у даній роботі, при розгляді "Вологість грунту" (пункт 5.1).

Дослідження, виконані автором зі встановлення зміни фільтраційних властивостей грунтів у результаті їх освоєння (пункт 5.1), показали, що величина дощового стоку на різних торф'яних і торф'яно-болотних грунтах, при різному їх сільськогосподарському використанні, пояснюється за рахунок зменшення фільтраційних

властивостей активного шару грунту, що сприяє зменшенню втрат води на інфільтрацію, а значить, збільшення поверхневого стоку від дощових паводків.

Зменшення паводкового стоку найчастіше спостерігається на суглинистих і глинистих типах дерново слабо і середньопідзолистих грунтах, вилужених чорноземах, сірих, ясно-і темно-сірих та інших типів грунтів (пункт 5.1.). Зазначене пояснюється значним збільшенням фільтраційних властивостей згаданих типів грунтів, у зв'язку з їх освоєнням, що призводить до поповнення запасів грунтових вод та зменшення поверхневого стоку. Зменшення дощового стоку пояснюється і збільшенням сумарного випаровування з освоєнних та інтенсивно використовуваних сільськогосподарських угіддях, збільшенням втрат стоку на заповнення акумулюючої ємності грунтів прилеглих схилів, а також збільшення втрат стоку на заповнення замкнутих знижень, що утворюються від нерівномірних опадів осушуваних покладів у межах басейну і т.д.

Відсутність антропогенного впливу на паводковий стік спостерігається там, де легкі і важкі грунти за механічним складом меліоруються у річковому басейні порівну.

Таким чином, при обчисленні максимальних витрат дощових паводків з басейнів, в умовах антропогенних змін у межах яких введені землі, у розрахункові формули необхідно вводити поправку-коефіцієнт обліку зміни паводкового стоку, у зв'язку з антропогенним впливом [2.34, 2.54]. Якщо відсоток площі освоєння басейну знаходиться у межах 15-60%, то величина коефіцієнта обліку рівня сучасних змін, може бути розрахована за наступними, найбільш прийнятним для практичних розрахунків виразами для:

- освоєнних торф’яних та мінеральних грунтів легкого механічного складу:

$$K_M = \sqrt{0{,}87 + \frac{f_{\text{осуш}}}{100}}, \qquad (6.35)$$

- освоєнних суглинистих та глинистих грунтів:

$$K_M = \sqrt{0{,}87 + \frac{100 - f_{осуш}}{85}}, \qquad (6.36)$$

де $f_{осуш}$.- площа освоєння земель від загальній площі басейну. Наведемо приклад застосування коефіцієнта обліку рівня антропогенного впливу у практичних розрахунках. Наприклад, необхідно обчислити значення коефіцієнта *Км* для басейну р. Вирка у п. Сварині, де антропогенні площі складають 60% від загальної площі водозбору, з них 20% - осушені землі легкого механічного складу, а 40% - освоєнні суглинисті грунти. У цьому випадку на площі 20% меліорація сприятиме збільшенню паводкового стоку, тобто відповідно до формули 6.35, $K_M = \sqrt{0{,}87 + \frac{20}{100}}$ = 1,04, а на 40% площі буде спостерігатися зменшення дощових витрат, у зв'язку з осушенням. Тому згідно формули 6.36, $K_M = \sqrt{0{,}87 + \frac{20}{100}}$ = 0,64. Тоді розрахункова величина коефіцієнта Км для басейну р. Вирка у п. Сварині з урахуванням зазначеного буде становити:

$$K_M = \frac{0{,}84 \cdot 40 + 1{,}04 \cdot 20}{85} = 0{,}91 .$$

Провівши аналогічного роду розрахунки для річкових басейнів даного регіону, у межах яких виконані і будуть здійснюватися різні роботи, пов'язавши їх з переважаючими за механічним складом грунтами, автором виконано антропогене районування зі зміни паводкового стоку, у зв'язку з освоєнням земель (рис.6.26) , що доповнило та уточнило раніше виконані автором розробки [1.15, 1.56]. На карті-схемі виділено три райони із переважною мірою того чи іншого механічного складу грунтів, освоєння яких тягне за собою деякі помітні зміни максимальних витрат дощових паводків: I район - збільшення дощового стоку, викликане антропогенним впливом територій; II район - зменшення повеневих витрат; III район - відсутність значного антропогенного впливу на розрахункову величину дощового стоку. При виділенні районів враховувалися: зміна водного балансу та водних ресурсів, головний чином, малих річок, у зв’язку з освоєнням; переважаючий тип грунтів, та в першу чергу, їх механічний склад; особливо зміни водно-повітряного режиму та

водно-фізичних властивостей ґрунтів у результаті антропогенного впливу; водоспоживання сільськогосподарських культур; режим ґрунтових вод та інші питання [1.54], детально досліджені і описані раніше.

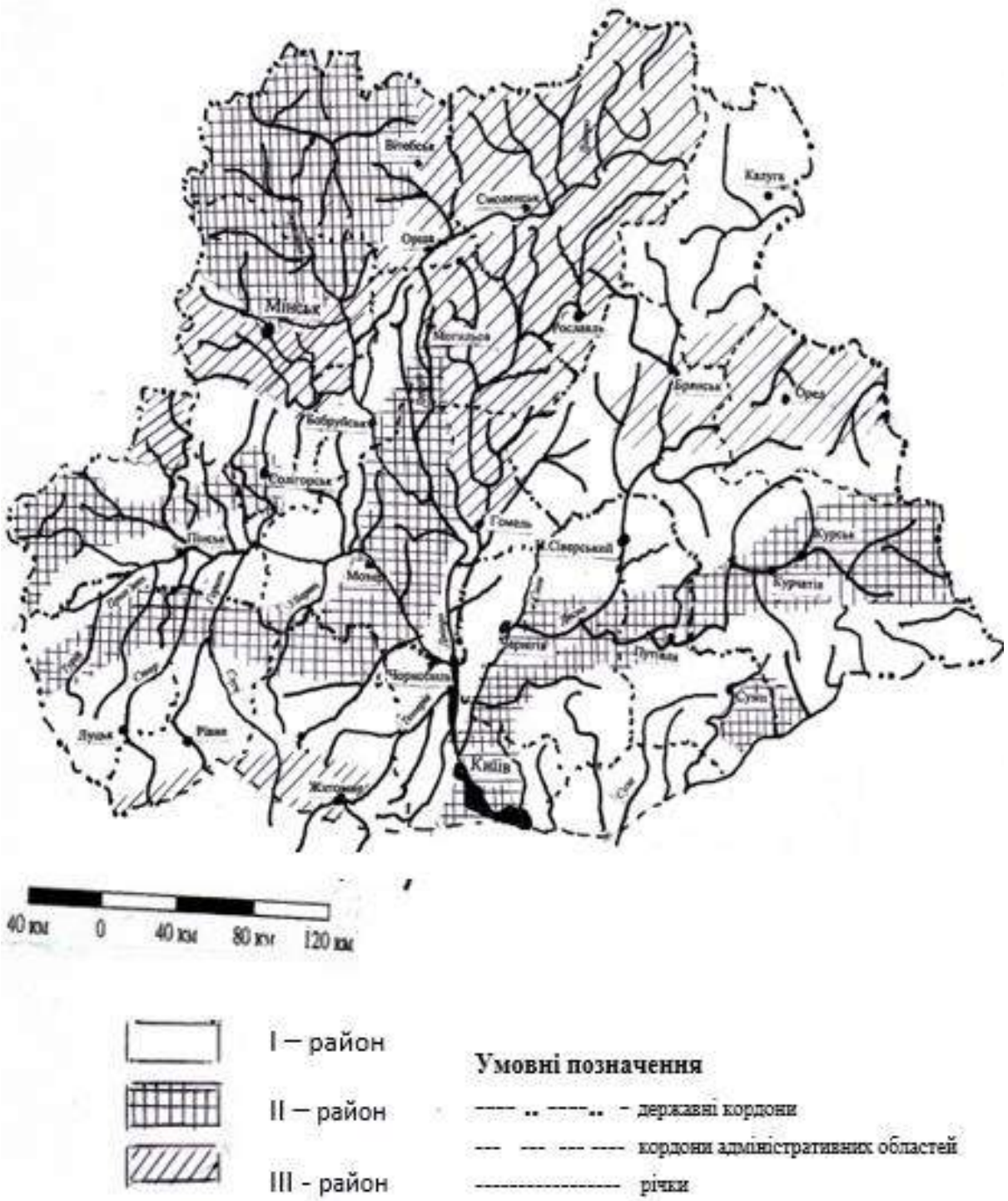


Рис. 6.26. Карта районування сучасного впливу на організованість дощових паводків річок середнього і верхнього Подніпров'я

Перший район об'єднує переважну більшість освоєнних торф'яних та мінеральних земель легкого механічного складу, другий - суглинних і глинистих ґрунтів, а третій - легкі та важкі грунти, які освоюються , приблизно порівну.

Представлена карта на рис.6.26 добре узгоджується із картою грунтів та картою фізико-географічного районування. Аналіз карти дає можливість зробити висновок про те, що головним визначаючим фактором, що впливає на процес змін паводкового стоку, є механічний склад грунтів, і переважаючий його тип, на другому місці - рельєф місцевості, площа освоєнних земель та час вегетаційного періоду. Характерним є те, що у тих місцях, де давно ведуться роботи із освоєння земель, де переважають як легкі, так і важкі за механічним складом грунти, помітної просторової зміни в паводковому стоці не відбулося. Окремі зміни повеневих витрат на малих річках тимчасових водотоків Полісся України, Білорусі та Росії дуже відчутні. Що ж стосується районів, перехідних від низовин до височин, то в залежності від механічного складу грунтів, спостерігається різка зміна паводкового стоку. Аналогічний висновок стосується і височинних територій. Значить, рельєф місцевості, окрім усього іншого, має суттєвий вплив на стік в умовах антропогенних навантажень. Представлена карта на рис.6.26$_a$ і зроблені вище висновки, дають можливість оцінити і виконати прогноз змін, паводкового стоку у будь-якому районі даної території, де виконуються і будуть виконуватися антропогенні навантаження. Якщо відомі механічні властивості грунтів, відмічені отримані висновки дозволяють оцінити зміну водних ресурсів будь-якого району, у зв’язку з майбутнім антропогенним впливом і передбачити доцільність освоення території та негативні наслідки.

Це має важливе значення для охорони та раціонального використання водних і, взагалі, природних ресурсів. Виконані дослідження дозволяють здійснити антропогенне районування будь-якої території і встановити зміну паводкового стоку або взагалі водних ресурсів як освоенних територіях, так і прилеглих до них районів.

Якщо дані про освоєнні площі відсутні, то для приблизних практичних розрахунків значення величин коефіцієнтів обліку змін стоку

у зв'язку із сучасним впливом $К_{сз}$ можна визначити за картою (рис.6.27), складеної автором на підставі виконаних досліджень.

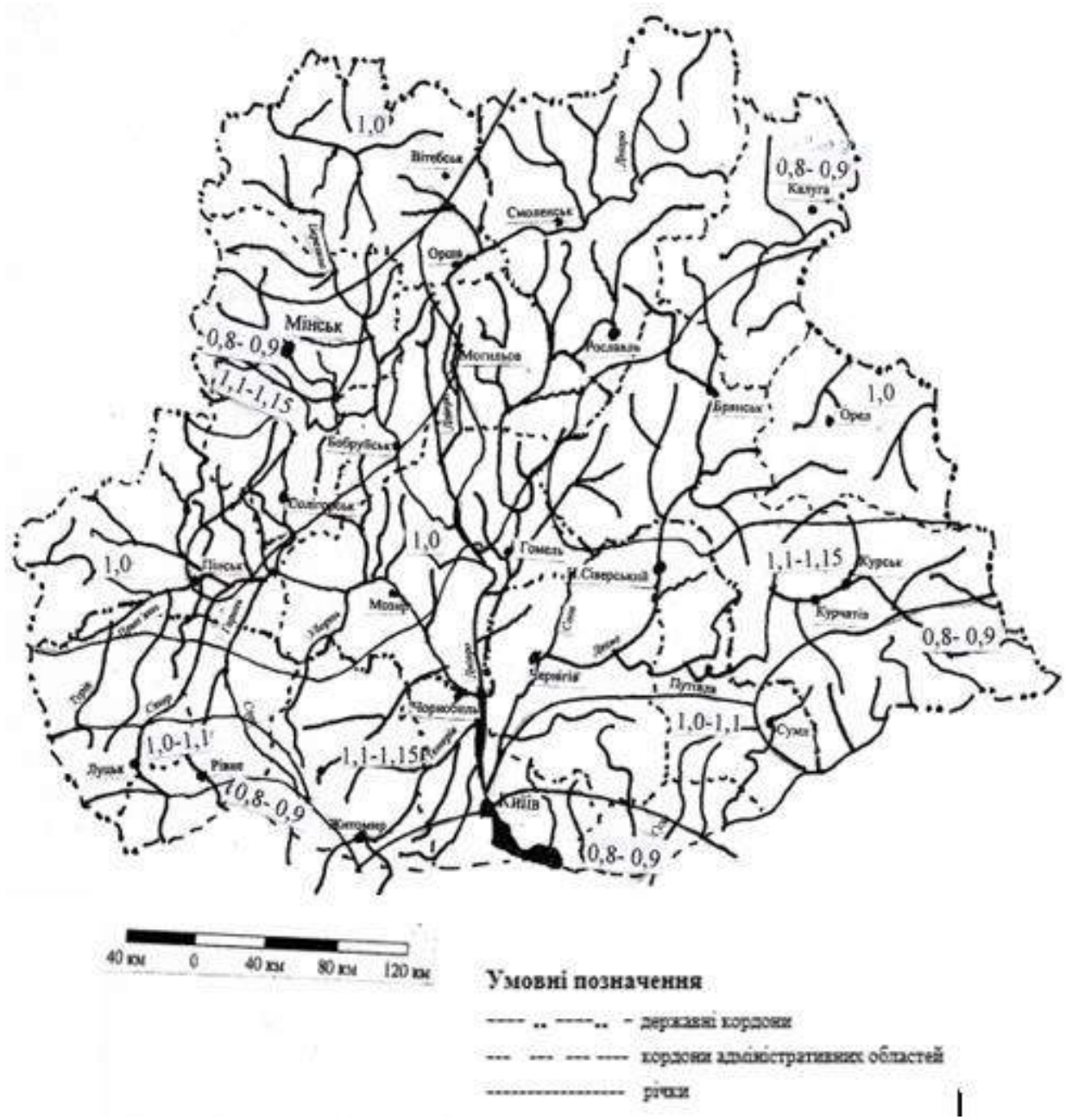


Рис. 6.27. Карта коефіцієнтів $К_{сз}$ обліку сучасниз змін стоку для розрахунку паводкового стоку

Отримані методи та пропозиції, а також представлені карти і розрахункові залежності, можуть бути використані для гідрологічних прогнозів стоку та повинні враховуватися при проєктуванні природоохоронних заходів.

6.4.2. Карст

Характерна особливість обраного району досліджень складається

в існуванні тут карстових процесів. Розвиток карстових процесів сприяє більшій обводненості території, скороченню поверхневого стоку та зміни максимальних витрат дощових паводків, що повинно відображатися у розрахункових характеристиках паводкового стоку.

Дослідженню карсту, особливо на Україні, присвячена обширна література, а впливом його на стік займалися мало. У 1977 році Б.Н.Іванов намітив перші контури карстових районів, а у 1981 році розробив принципи карстологічних районів Гірського Криму і тільки у 1982 році опублікував схему карстових областей та районів України.

Із 1984 року, отримана ним раніше карта була уточнена, але вже у масштабі 1: 500000. У 1970 році А.А.Ломаєв опублікував карту поширення карстових порід на території Волино-Поділля, виділивши тут 9 карстових областей. У 1972 році він виклав принципи районування карсту, а у 1979р. докладніше описав геологічні умови районів Волино-Поділля. У І976 р. В.А.Лорженевський опублікував схему районування карсту України. Багато зробив у дослідженні карста України В. М. Дублянський.

На території північної частини України карст найбільше поширений у межах Волино-Подільської плити та Дніпровсько-Донецької западини. Значна кількість соляного типу його знаходиться у Дніпровсько-Донецькій западині, на решті частини, тобто Волино-Подільської плиті та північно-східній частині Чернігівського Полісся, переважає, в основному, карбонатний тип карсту. Карст у даному регіоні розвивається, завдяки близькому до поверхні землі залягання карбонатних порід крейди та неогену. Розвитку карстових процесів впливає і значна обводненість території. Використавши дані Рівненської геологічної експедиції із дослідження карсту, а також відповідні матеріали інших організацій і досліджень, автор вивчила стан карсту, на підставі чого, уточнили розроблену Б.Н.Івановим карто-схему поширення його стосовно до розрахунку дощового стоку. За характером та інтенсивністю розвитку карстових процесів на даній території, використовуючи рекомендації Н.В.Лаликана і Б.Н.Іванова, автор рекомендує виділити наступні карстові райони (рис.6.28) :

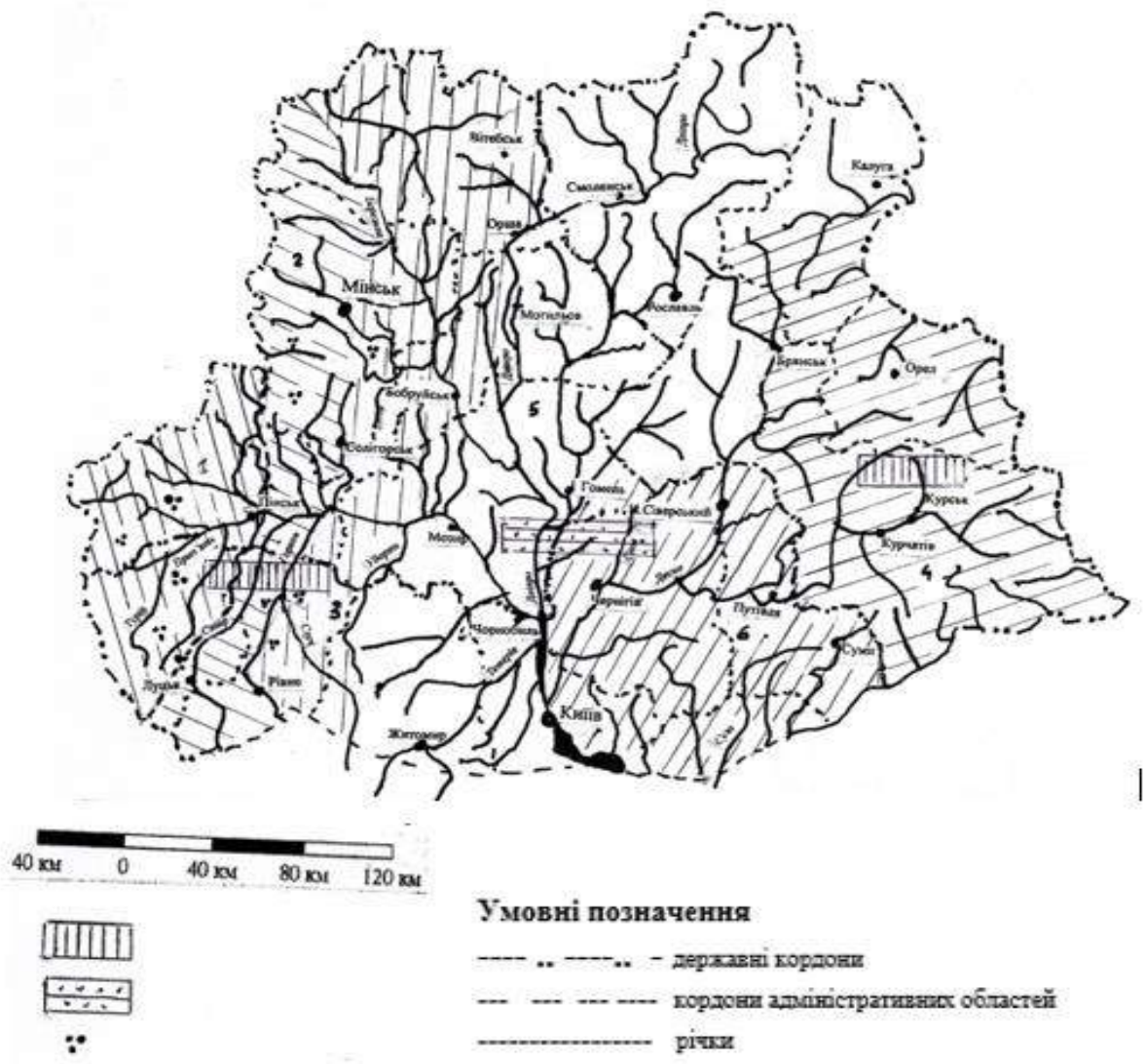


Рис. 6.28. Карта-схема районів розповсюдження карста на території верхнього і середнього Подніпров'я, стосовно розрахунку паводкового стоку

солянний карст, карбонатний карст, карстові воронки, ----межа карстових районів, 2- номер району.

1. Район, який охоплював р. Прип'ять у межах України і Беларусі, басейн річок Вижівка та Турія, а також Турія-Стоходське межиріччі, переважно із карбонатних типом карсту.

2. Район, що включає верхів'я басейну р. Західний Буг, а також басейни і межиріччя річок Стохід, Горинь, із наявністю карбонатних карстових джерел.

3. Район, що охоплює межиріччя басейнів річок Горинь та Случ, з переважанням карбонатних провальних воронок.

4. Північно-східний, розташований головний чином, у басейнах річок Десни і Сейму, із карбонатними і соляними карстовими воронками та джерелами.

5. Чернігівський, що охоплює, головним чином, північну частину басейну Дніпра та південну Десни до басейну р. Остер.

6. Район, що включає басейни річок Остер, Удай, Ромен і Супій з їх межиріччями та переважанням соляних форм карсту.

7. Район який охоплює верхню територію та частково середню частину Подніпров'я переважають карбонатні типи карсту і частково соляні його форми.

Карст, приурочений до абсолютних відміток 240-280 м (підвищеня) і 130-150 м, а іноді менше, як правило, у долинах річок [1.58], вирівняність поверхні та плоске залягання підземних шарів сприяє уповільненню циркуляції карстових вод, що призводить часто до обводнення території карстовими водами. Використовуючи класифікацію Л.А.Володимирова, автор на території північної частини України виділяє наступні типи живлення річок карстовими водами:

1.Річки, з негативним підземним водообміном, де дренуюча значна частина поглиненого стоку йде за межі даної площі басейну.

2. Річки, з позитивним підземним водообміном, що харчуються змішаним стоком, поруч розташованих басейнів або водозборів.

3. Річки з нейтральним підземним водообміном, дренуючі стік, поглинений у межах розглянутих водозборів річок або струмків.

Зіставленням величин модулів стоку карстових річок (g_k) із зональними значеннями модулів стоку (g_3), у межах північної частини України, визначався тип карстових річок. Представником першого типу є річки Полісся України та Білорусі, а другий тип спостерігається на середній частині Дніпра, Радоставка, Бобер та ін. Нейтральний режим характеризується відсутністю явно вираженою тієї чи іншою формою підземного водообміну і характарний для верхівья р.Дніпра.

Результати зіставлень значень модулів стоку дощових паводків для карстових річок, з їх зональними величинами, дозволили підтвердити існуючий висновок про необхідність введення у розрахункові формули максимальних витрат дощових паводків

додаткового коефіцієнта, враховуючого зміну поводкового стоку, викликаного наявністю карсту.

Величину коефіцієнта $\delta_к$, в залежності від типу водообміну та % і закарстованості водозбору, рекомендується приймати за табл. 6.12.

Таблиця 6.12.

Величина коефіцієнта закарстованості водозбору $\delta_к$

Тип водообміну	Закарстованість водозбору у %			
	≤ 5	6 - 12	13 - 20	≥ 20
Позитивний	1,12	1,17	1,23	1,28
Нейтральний	1,0	1,0	1,0	1,0
Негативний	0,95	0,90	0,85	0,80

Для врахування впливу карсту на величину дощових витрат води при їх обчисленні, але невідомому типі підземного водообмену, особливо для карстових річок, необхідно мати попередні гідрологічні та геологічні спостереження, а також дані про площі та типи карсту.

6.4.3. Перехідний коефіцієнт К

При проєктуванні водогосподарських будівель, автомобільних доріг, мостів тощо, необхідно знати середньодобові витрати. У зв'язку з цим досліджено співвідношення між середньодобовим Q_{ce} та миттєвими $Q_{mг}$ максимумами стоку. З генетичної схеми організованості дощового стоку слідує, що співвідношення $K = \frac{Q_{cc}}{Q_{MГ}}$ можна розглядати у залежності від тривалості добігання та площі водозбору [1.38]. Дослідження перехідного коефіцієнта K , виконано автором за 68 водотоками північної частини України, 31 водотоками Білорусі та 52 водотоками Росії, мають площі водозборів від сотих часток км до декілька тисяч км. Значення параметра К визначалися як середні для максимальних витрат 1-25% -ної забезпеченості. У зв'язку із тим, що співвідношення між максимальною середньодобової та миттєвою інтенсивностями дощу для даної території, яка находиться у межах однієї і тієї ж фізико-географічної зони, постійні, то можна розглядати К залежно від часу руслового добігання τр (рис. 6.29).

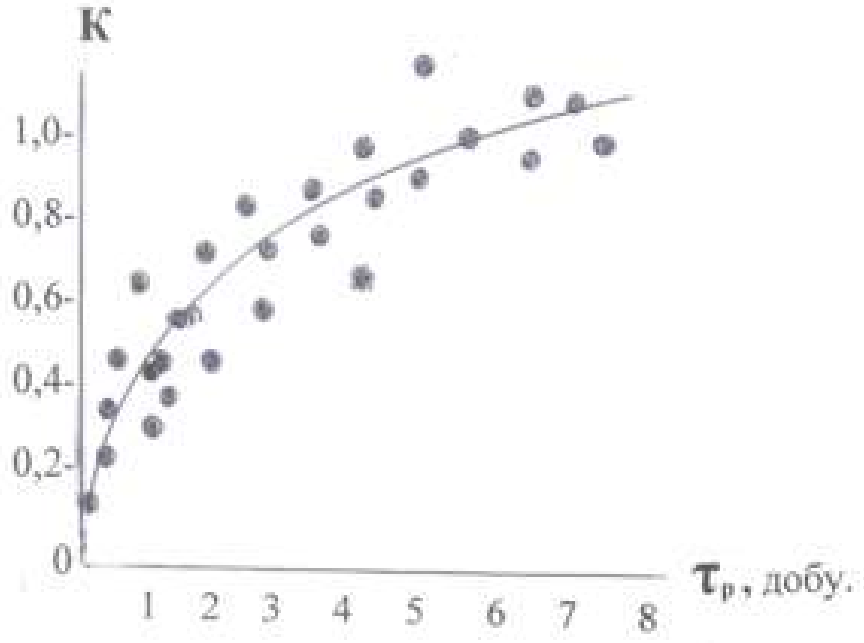


Рис.6.29. Зв'язок між коефіцієнтом **К** та часом руслового добігання

Необхідні для визначення часу руслового добігання швидкості визначалися за формулою, приведеною вище. Аналіз вихідних гідрометричних даних дозволив автору встановити досить тісну залежність К від площі водозбору річки А (рис.6.30).

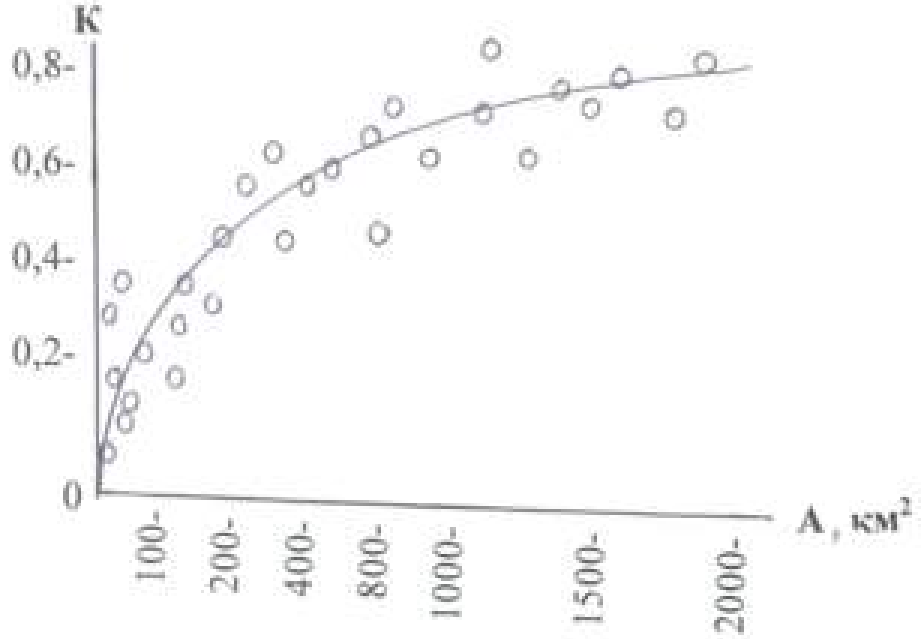


Рис.6.30. Зв'язок коефіцієнта **К** із площою водозбору **А**

Активним антропогенним фактором, який спричиняє зміни у заплавно-русловому комплексі (ЗРК) річок верхнього та середнього Подніпров'я є освоєння земель.. При відповідних умовах ці зміни сприяють розвитку негативних явищ - обміління річок, заростання русел, замулення, пересихання та інше.

Питанням антропогенного навантаження на річки (русла і заплави) присвячені роботи Шікломанова І.А. (1975, 1978, 1992), Купріянова В.В. (1977), Олександрова Т.Д. (1990), Маккавєєва М.І. (1971), Берковича К.М. (1988), Ковальчука І.П. (1997), Чалова Р.С. (2001) та інших вчених.

Антропогенні зміни викликають збільшення руслоформуючих витрат води розрахункової забезпеченості, які спостерігаються на кордонах заплавних територій. Після проведення освоєння земель у басейнах малих річок, у зв'язку з ліквідацією струмків та випрямлення русел, гідрографічна мережа у природному стані скорочується, але при цьому, збільшується кількість штучних каналів. Отже, виникає підвищення абсолютних значень руслоформуючих витрат води, які відповідають затопленій заплаві.

Для будівництва каналів часто використовують русла існуючих річок, спрямляючи їх. Наприклад, тільки у межах Волинської обл. (Україна), загальна протяжність усієї річкової мережі, яка становить 4356 км, примусово випрямлені 2010 км або 46,1%. Магістральні канали прокладають на заплавах. Напрямок їх збігається із напрямком заплавного потоку, який сприяє періодичному природному промиванні меліоративних каналів водами повеней, або паводків.

6.4.4. Руслові деформації

Пухкі четвертинні породи, які поширені у поверхневому шарі грунту сприяють безпідставному розвитку руслових деформацій на річках регіону, так як вони легко піддаються розмиву. В умовах освоєння малі річки та струмки, як правило каналізовані. На досліджуваній території середні річки каналізовані до 25-30%, малі річки більш, ніж на 60-65%, а ряд річок каналізовані до 100%. У природному стані знаходяться вільні вигини (петлеподібні і сегментні) до 28-35% від усієї довжини русел середніх і великих річок.

Антропогенні зміни у заплавно-руслових комплексах, викликані освоєнням територый, привели до зміни структури річкової мережі, морфології русел і заплав, а також зміни гідрологічний режим заплав і русел [2.39]. Антропогенний фактор вплинув на скорочення середньої довжини річок, в зв'язку з будівництвом меліоративних каналів та інших споруд [1.84].

Аналіз топокарт масштабу 1: 50000 за 40-річний період дав можливість виявити збільшення щільності річкової сітки. Найбільш відмічені зміни спостерігаються у басейнах річок Цирь, Стубла, Коростінка, Неретва та інших - на 25-35%, найменші - на півдні розглянутої території та у басейні р. Десна до - 8-12%.

Зниження рівнів ґрунтових вод від 1,5 м до 2-4 м і більше викликає пересихання струмків та малих річок, а у зв'язку із цим і використання їх у сільському господарстві. Зазначене викликало невеликі зменшення розчленованості територій річковою мережею, наприклад, у басейні р. Прип'ять на 0,10-0,20 км/км^2, р. Десна до 0,10 км/км^2 та інше. Антропогенний вплив викличе інтенсивне замулення та заростання русла по всій довжині річки, яке сприяє її обмілінню і втраті водності до 30-50%, а іноді, і більше. Характерний приклад - річки Цирь, Конопелька, Чорногузка та інші [1.58].

Змінює морфологію русел також повторне меандрування, тобто розвиток нових рукавів у спрямленому стані. Це явище спостерігається на малих річках, рідше - на середніх і майже відсутня - на великих річках. [2.69]. Трансформація річкової мережі оцінювалася за показником зміни її середньої густини, довжини, ухилу річки, площі водозбору, а також форми басейну і виражається коефіцієнтом трансформації заплавно-руслового комплексу. Визначення коефіцієнтів трансформації, кількості і довжини річок різних порядків здійснено за методикою, запропонованою І.П. Ковальчуком. Дослідження, виконані автором дали можливість врахувати всі показники, які характеризують стан річкових систем за будь який проміжок часу і оцінити масштаби змін, які відбуваються у басейнах річок. Для визначення коефіцієнтів трансформації використовувалися топографічні карти масштабів 1: 50000, 1: 100000, проєкти освоєння

територій та інша інформація.

Встановлено, що коефіцієнт трансформації заплавно - руслового комплексу загальної кількості штучних водотоків у середньому становить 15,6 при його коливанні, в окремих басейнах від 9,6 до 22,3. Коефіцієнт трансформації, у середньому, становить 7,2 від загальної їх довжини. Із загальної кількості штучних річок (магістральних каналів) на водотоки першого порядку доводиться 73,4%, другого порядку 19,8% і третього порядку 6,2%. Загальна довжина річок, за період 1955-1985 р.р., коли інтенсивно проводилися різного роду роботи, збільшилася на 62%. Найбільш це характерно для басейну річки Прип'ять (Україна, Білорусь). Якщо на кінець 1995 року загальна кількість річок І порядку становила 387, то у 2005році їх налічувалося вже 1732, тобто з'явилося 1345 нових водотоків. Збільшилася кількість водотоків другого порядку до 4-6 разів і до 2- 3 разів - третього порядку змінили і паводковий стік. Виконаний комплекс досліджень дав можливість здійснити районування басейнів малих річок верхнього і середнього Подніпров'я за ступенем антропогенного перетворення заплавно-руслових комплексів (рис. 6.31).

1. Поліський. 2. Мозирсько-Курський. 3. Житомирсько-Бєлгородський. 4. Бобруйський. 5. Брянський. 6. Мінський. 7. Калужський. 8. Вітебський. 9. Смоленський.

Критерії виділення районів:

а) сумарна зміна середньої щільності річкової мережі за 35- 40-річний період;

б) ступінь меліорованих перетворень басейнів річок;

в) зміна морфологічних типів річкових заплав і русел;

г) зміна структури річкових систем.

Під час районування враховувався тип і форма рельєфу за П.Н. Цісьом і О.М. Мариничем, меліоративно-геоморфологічне районування за В.П. Палієнком. Всього у межах верхнього та середнього Подніпров'я виділено 9 районів, які умовно об'єднані у три групи (райони із сильним перетворенням заплавно-руслового комплексу, райони із середніми і райони зі слабкими перетвореннями ЗРК), вони характеризуються різним ступенем антропогенних

території. Значну роль відіграють каналізовані русла.

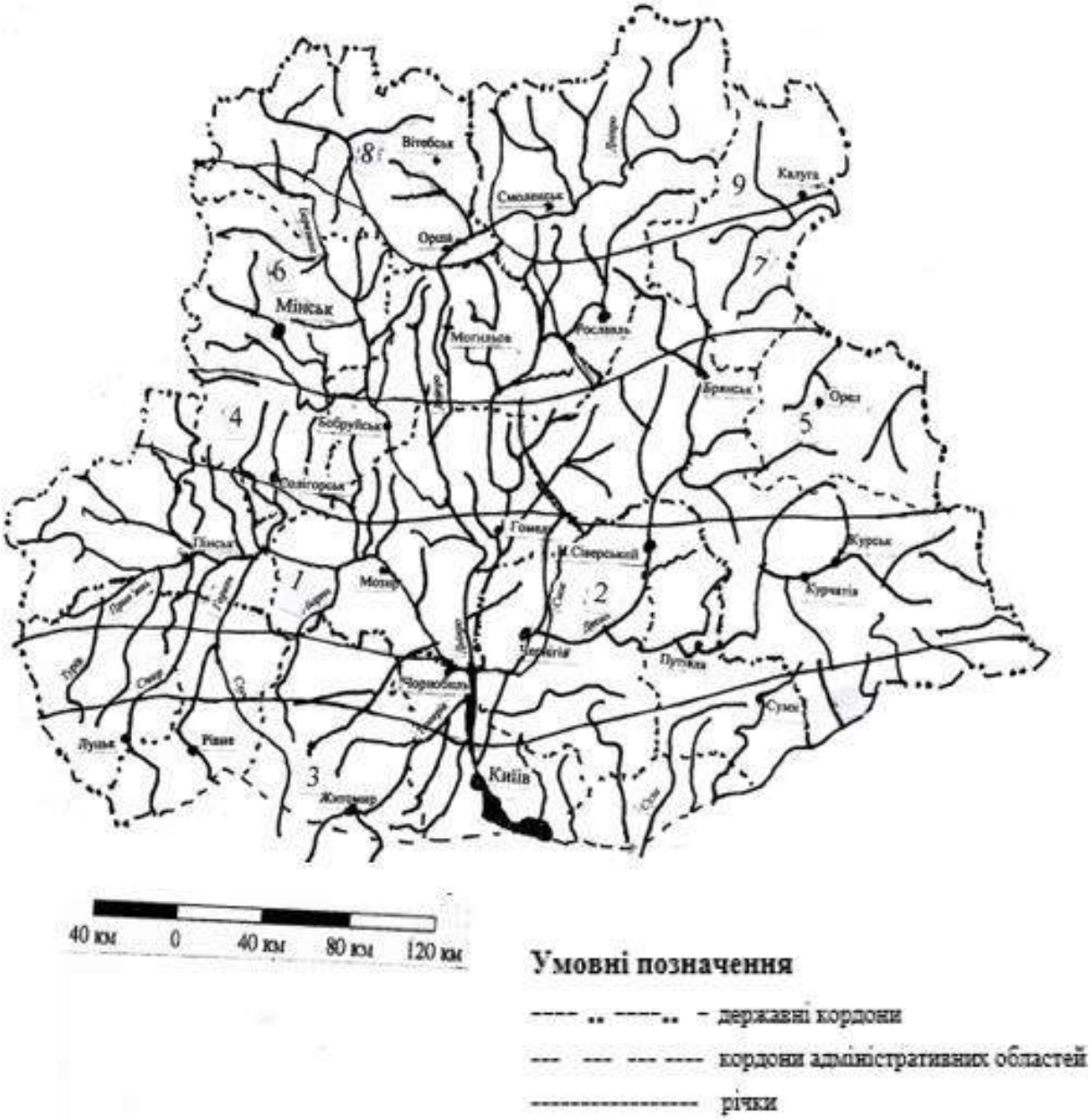


Рис. 6.31.Карта-схема районів перетвореності заплавно-руслового комплексу

Райони із найбільш зміненими заплавно - русловими комплексами відрізняються високим ступенем антропогенних змін басейнів малих річок від 30 до 50% і більше, що відобразилося на морфології заплав та русел річок. Антропогенні заплави змінюють рельєф місцевості та її біоценоз. У природі спостерігається, окрім усього, вторинне заболочування територій, розвиток еолових процесів та інші явища.

Освоєння територій збільшує середню щільність річкової мережі від 0,1 км / км^2 до 0,25 км / км^2. Зниження середньої щільності річкової мережі за рахунок антропогенного впливу (пересихання, засипка і т.д.) найбільш поширене у південній частині регіону. Антропогенні території із середніми перетвореннями ЗРК коливаються від 10 до 20-25%.

Морфологічний тип русел та заплав зберігся у природному стані тільки на середніх і великих річках [2.34]. Розвиток еолових процесів спостерігається у нижніх течіях малих та середніх річок, тобто у районах, які розташовані у зонах акумулятивних рівнин (Полісся).

Райони із слабкими перетвореннями ЗРК - території, на яких збереглися ландшафти мало змінені в екологічному відношенні, тобто освоєнність території не перевищує 5-10%, гідромережа представлена струмками, підземними джерелами або невеликими меліоративними каналами. У цих районах сумарне збільшення щільності розчленованості території річковою мережею не перевищує 0,5 км/км^2. У зв'язку з освоєнням заплав, змінилися ландшафти, а разом із цим рослинно-тваринний світ.

6.5. Зміна водних ресурсів в залежності від умов

Верхнє і середнє Подніпров'я належить до регіонів із високою концентрацією промислового та сільськогосподарського виробництва. Тут, практично, всі землі використовуються у сільськогосподарському відношенні (табл.6.13).

Таблиця 6.13.

Сільськогосподарська освоєнність земель верхнего і середнього Подніпров'я

Держава	Загальна площа земель, тис.га	Сільськогосподарські угіддя		Рілля	
		тис.га	%	тис.га	%
Україна	29140,0	19910,7	68,3	15516,0	53,2
Білорусь	11861,3	5126,4	43,2	3196,7	27,0
Росія	10180,0	6052,5	59,5	4212,6	41,4

6.5.1.Господарське використання територій

Як показує аналіз, в басейні Дніпра використання грунтового покриву часто нераціональне. З однієї сторони ще зберіглась система спеціалізації сільскогосподарського виробництва, яка практично не враховувала екологічні наслідки. Спеціалізація передбачала інтенсивне ведення різних галузей землеробства або тваринництва, що обмеживало використання природоохоронної організації території сільхозпідприємств адміністративних районів і навить областей. З другої сторони, наслідки кризи в сільскому господарстві породили дії сільхозвиробників і землебудівельних служб. Тому у водоохоронних зонах, а також у прибережних ділянках стали не тільки нераціонально використовуватись землі, а розпочали використовувати землі під садово – огородні ділянки, будівництво невеликих поселень, невеликих ферм і переробних підприємств. Припинились насадження водоохоронних лісокущових насаджень тощо. Все це потребеє корінної зміни у підходах до ведення сільськогосподарського виробництва і землебудівельних робіт в Дніпровському басейні. Сучасний рівень розораності негативно відбивається не тільки на біологічному різномаїтті, а збільшує антропогенне навантаження на ладшафти і змінює умови організованості дощового стоку. Сумарна площа водного дзеркала усіх штучних водойм становить 0,92 га / км^2, побудовано багато різних каналів, водопроводів централізованого водопостачання, транспортних комунікацій, автомобільних доріг тощо. Тому для розробки загальної стратегії водогосподарського освоєння територіі необхідні дані про кількісні та якісні зміни водних ресурсів, які відбулися у результаті здійснення господарських заходів.

Затяжна дискусія в Україні і за кордоном про ступінь впливу окремих видів і всього комплексу господарських факторів на водні ресурси, у сучасних умовах і на перспективу, певною мірою виявилося гальмом у дослідженнях, які стосуються економічної інтерпретації наслідків освоєння водних ресурсів, економічної ефективності існування всього промислового і сільськогосподарського комплексу території [1.25]. Разом з тим, численні дослідження щодо впливу комплексу господарських факторів на зміни водності річок, вказують

на односторонні тенденції зменшення річкового стоку, погіршення якості природних вод [1.58].

У даний час частково вивчено вплив агролісомеліоративних заходів, ставків і водосховищ на кількісні зміни річкового стоку. При оцінюванні впливу агролісомеліоративних заходів необхідно враховувати ступінь розораності території, глибину оранки, площу поширення лісових смуг та ін. Зазначені заходи впливають на стік у початковій стадії його організованості. Тому розрахунки впливу цих видів господарських заходів на стік проводяться воднобалансовими методами, із використанням експериментальних даних спостережень на стокових майданчиках. Безпосередній облік впливу агролісотехнічних заходів на стік здійснюється за рівнянням:

$$\Delta У = \left(\sum_{1}^{n} \Delta У_{n,лсп} * f_{n,лсп} + \sum \Delta W_{n,лсп} \right) * сп, сг \qquad (6.37)$$

$$\Delta У = \sum_{1}^{n} \Delta E_{n,лсп} f_{n,лсп} \qquad (6.38)$$

де ΔB - зміна сумарного стоку річки; $\Delta У_{n,\ лсп}$ - середнє багаторічне зменшення схилового стоку, відповідно на оранці, з урахуванням компенсації накопиченої вологи у басейні за рахунок додаткового снігозатримання в гідрографічній мережі та лісосмугах; $\Delta W_{n,\ лсп}$ - середнє збільшення грунтового стоку на кордонах площ, які зайняті сільськогосподарськими угіддями і лісовими смугами; ΔE_n - зміна сумарного випаровування, відповідно на сільськогосподарських угіддях та лісових смугах; $f_{n,\ лсп}$ - площі окремих угідь в частинках від одиниці, за яку береться загальна площа басейну у межах зайнятих територій супіщаними (сп), легкосуглинковими, суглинними, важкосуглинистими грунтами.

Більш достовірні результати в розрахунках можна отримати, якщо у районах сільськогосподарських угідь виділити диференційовані площі з відповідними межами схилів водозборів. У цьому випадку можливі зміни в річковому стоці розраховують за формулою:

$$\Delta У = (\Delta \overline{У} + \Delta \overline{W})_1 \times f_1 + (\Delta \overline{У} + \Delta \overline{W})_2 \times f_2 + ... + (\Delta \overline{У} + \Delta \overline{W})_n \times f_n, \qquad (6.39)$$

де $(\Delta\overline{У}+\Delta\overline{W})$, $(\Delta\overline{У}+\Delta\overline{W})_n$ – сумарна величина змін річкового стоку на площах $f_1 \ldots f_n$ із відповідними ухилами схилів та глибиною до рівня грунтових вод.

Площі $f_1 \ldots f_n$ межа угідь виражена у частках від загальної площі водозбору. Облік впливу агротехнічних заходів на ресурси поверхневих вод щодо побутового стоку здійснюється за формулою:

$$\Delta У = \frac{\Delta У}{У} \times 100\%, \qquad (6.40.)$$

де ΔB – зміна річного стоку; B - середній річний стік за період спостережень.

Облік впливу агролісотехнічних заходів на стік здійснюється у період випадання опадів, які дорівнюють нормі і менше її для більшості факторів, а саме: середніх ухилів водоскидів, середніх глибин залягання рівнів грунтових вод на водоскиді, глибини оранки до 25 см і більше. Якщо річка із постійним ґрунтовим живленням протікає по території кількох природних зон, то зміни у стоці замикаючого створу визначаються як середньозважені від величин змін стоку, які отримані в різних природних зонах. Тоді загальна зміна стоку у замикаючому створі визначається за формулою:

$$\Delta У = \frac{\Delta\overline{У}_{лз} + \Delta\overline{У}_{лст} + \Delta\overline{У}_{стз}}{\overline{У}} \times 100\%, \qquad (6.41)$$

де $\Delta\overline{У}_{лз} + \Delta\overline{У}_{лст} + \Delta\overline{У}_{стз}$ - зміни стоку, відповідно, у лісовій, поліський та лісостеповій зонах; $\overline{У}$ - стік у замикаючому створі.

Необхідно відзначити, що дані про зміни у річковому стоці, встановлені на експериментальних воднобалансових станціях, отримані для водозборів повністю розораних або частково засаджених лісовими смугами. Тому при оцінці впливу агролісотехнічних заходів на стік цю обставину необхідно мати на увазі.

Серед усього комплексу агротехнічних заходів, переважно, вивчено вплив зяблевої оранки із різною його глибиною та лісосмуг на річний стік, так як сучасні воднобалансові станції найбільш придатні для вивчення цих видів господарської діяльності. На ці види господарської діяльності визначалися масштаби змін річкового стоку. В якості вихідних матеріалів, для практичних розрахунків змін

річкового стоку, за рахунок розораності і лісосмуг, були використані матеріали воднобалансових станцій, фізико-географічного районування України, Білорусі та Росії, а також карти різних призначень: гідрогеологічні, грунтові, гіпсометричні.

Експериментальні дані про можливе відносне зменшення середнього річного стоку під впливом агролісотехнічні заходів із глибиною оранки до 25 см і більше, в залежності від глибини залягання грунтових вод, ухилу водозборів, опадів і т.д., взяті з відповідних довідників.

Найбільші показники річкового стоку під впливом агролісотехнічних заходів мали місце на річках Сіверський Донець та Південний Буг, які протікають у лісостеповій зоні, найменші - на річках, які протікають у лісовій, на півночі лісостепової зон: Прип'ять, Десна, Дніпро. По гирлових ділянках цих річок, спостерігається більш помітне зменшення стоку, так як у цьому регіоні здійснюється найбільший обсяг агротехнічних заходів, гідрологічний ефект яких, в умовах місцевого клімату і відповідного залягання ґрунтових вод, максимальний. Встановлено, що кількісний ефект агролісотехнічних заходів підпорядковується зональним закономірностям: із півночі на південь.

У маловодні роки вплив агролісотехнічних заходів ускладнюється, що необхідно враховувати у водогосподарських розрахунках. Відповідно до проведених розрахунків, зменшення річкового стоку, наприклад, для гирлової ділянки р. Прип’ять було максимальним і склало більше 50% від норми стоку. У багатоводні роки вплив агротехнічних заходів дуже маленький, так як площа розораних земель практично стабілізувалася за останні 20 років, а рівень агротехнічних прийомів за цей час мало змінився. У зв'язку з цим, величина зменшення річного стоку, у даний час, не відчуває істотних змін.

На ділянках, в окремо взятій зоні економічних районів, зміна стоку визначається за формулою:

$$\Delta\overline{У} = \Delta\overline{У}_1 \times f_1 + \Delta\overline{У}_2 \times f_2 + ... + \Delta\overline{У}_n \times f_n, \qquad (6.42)$$

де $\Delta\overline{Y}_1 ... \Delta\overline{Y}_n$ - зміна стоку з ділянок водозборів окремо взятої зони; $f_1 ... f_n$ - площі частин водозборів в частках від загальної площі всіх водозборів в ділянках даної зони. Результати розрахунків містяться у таблиці 6.16.

При оцінці змін річкового стоку на майбутні 20-30 років робилися такі припущення: загальна площа посівів на богарних землях в майбутньому практично залишається на незмінному рівні, якщо будуть відбуватися збільшення посівних площ одних культур, що відповідно скоротяться площі посівів інших сільськогосподарських культур, що не позначиться на загальній площі богарних посівів; щорічно буде проводитися оранка у комплексі із протиерозійними заходами; дотримуватимуться оптимальні умови внесення добрив на полях, застосовуватися ефективні методи снігозатримання; збільшення полезахисного лісорозведення можна очікувати на 2%-10%, будуть впроваджуватися високоврожайні, сухостійні сорти сільськогосподарських культур; буде здійснюватися обробка насіння і сільськогосподарських рослин ефективними біостимуляторами. Взагалі у регіоні зменшення стоку може скласти 3,2-4,3 км^3.

Для порівняння кількісної оцінки впливу агролісотехнічних заходів на розрахунки водного балансу у дослідженнях встановлено додатковий параметр випаровування із богарних земель. Насправді, якщо вважати, що господарська діяльність істотно не вплинула на опади ($\Delta X \approx const$) - основний елемент водного балансу, - то ці припущення дають можливість порівняти розрахункові значення додаткового випаровування до змін річного стоку і після його змін, за рахунок агролісотехнічних заходів:

$$\Delta Z = \Delta Y, \qquad (6.43)$$

Таким чином, вірогідність розрахунків зміни стоку контролюється незалежними розрахунками оцінки змін сумарного випаровування. Однак, зіставляючи дані розрахунків (табл. 6.13), можна відзначити, що схожість отриманих результатів не у всіх

випадках достатня, оскільки точність розрахунків випаровування невисока.

У перспективі збільшення врожайності слід чекати, орієнтовно, на 30-35%. За даними А.Г. Булавко, підвищення ж врожайності на 30-35% може супроводжуватися збільшенням випаровування на 9-24%.

У зв'язку із вищевикладеним, акцентуємо увагу на наступному:

1. Стік рік у лісовій зоні регіону під впливом здійснюваних агролісотехнічних заходів, змінився незначно. Таке зменшення річкового стоку слід враховувати у гідрологічних і водогосподарських заходах, які здійснюються, відповідно до зональних закономірностей.

2. Вплив агролісотехнічних заходів на стік посилюється у маловодні роки, особливо лісостепової зони. Збільшення стоку може становити до 40-50%, що необхідно враховувати при інженерно-гідрологічних розрахунках.

3. Вплив агролісотехнічних заходів у багатоводні роки практично відсутній (табл.6.14).

6.5.2. Штучні водойми

Для зменшення нерівномірності розподілу водних ресурсів у часі і по території верхнього і середнього Подніпров'я побудовано багато штучних водойм. На всіх етапах розвитку суспільства водосховища грають важливу роль у розвитку продуктивних сил. З ними пов'язано соціально-економічне

Таблиця 6.14

Зменшення стоку у природних зонах України

Природна зона, економічний район	Вплив агролісотехнічних міроприємств на середній багаторічний стік, %			
	середній багаторічний стік	маловодні роки	до 50 %	понад 50%
Лісова	1,0	1,0	1,0	1,0
Лісостепова	2,0	5,0	1,3	2,8
Степова	5,0	9,5	3,5	7,4

благополуччя нації. Тому тенденція збільшення будівництва штучних водойм майже в усіх країнах світу зберігається.

У даний час серед усіх країн досліджуваної території , Україна займає одне із перших місць за кількістю створених ставків та водосховищ (27100), сумарна площа яких становить майже 1173,0 тис. га, де зібрано 57,9 км^3 водних ресурсів. Корисний об'єм водосховищ, які використовуються для регулювання стоку, сягає майже 26-35 км^3, що становить близько 53% місцевих водних ресурсів, які формуються на території України. Порівняно з 1980 р. площа штучних водойм, наближено, виросла у 5 разів, їх обсяг - майже у 8 разів (без урахування каскаду дніпровських водосховищ і великих штучних водойм на р. Дніпро). З усієї кількості водосховищ регіону 89% складають штучні водойми, повний обсяг яких сягає 10 млн.м^3 . Майже 2% водосховищ мають обсяг 100 млн.м^3 і більше. Обсяг води штучних водойм на одного мешканця України складає 1143 м^3 на рік. На 1 км^2 території припадає 1,96 га водної поверхні ставків та водосховищ.

Призначення водосховищ, переважно, комплексне. На більшій частині українського Полісся вони використовуються як джерела водоспоживання сільських населених пунктів, зволоження осушених земель, а також водоприймачів дренажних вод.

У гірській частині вони використовуються, здебільшого, для гідроенергетики, риборозведення та водопостачання. У центральних районах Лісостепу і на півдні ставки, водосховища призначені для зрошення та зволоження сільськогосподарських угідь, водопостачання та риборозведення. Через великі терміни експлуатації ставків і невеликих водоймищ, безгосподарність більшої частини штучних водойм призвела до заростання та замулення. Із загальної кількості ставків майже 80-85% їх мають середню глибину тільки 0,5-1,5 м. Площа водного дзеркала - до 5,0 га. Такі маленькі водойми добре прогріваються і перетворюються у штучні басейни-випаровники. В результаті цього значна частина водних ресурсів втрачається. Водовіддача багатьох штучних водойм низька, що викликано прогресуючою деградацією ставків, маленьких і середніх річок. Багато ставків і водосховищ знаходиться у незадовільному стані через

технічно низьку якість будівництва земельних і дерев'яних мостів, водозбірних споруд, які практично не підлягають ремонту та реконструкції. Значна кількість штучних водойм втратила своє господарське значення. Більш складні еколого-економічні проблеми виникають при створенні великих водосховищ у рівнинних умовах. Перш за все, регулювання стоку великими водоймищами призводить до різкого зниження швидкості водообміну. У результаті створення Дніпровського каскаду вона зменшилася у 7-13 разів, при повному обсязі водосховищ. Це призвело до кардинальних змін гідрохімічного, гідробіологічного, санітарно-токсикологічного режимів у річкових екосистемах. У маловодні роки спостерігається буйне цвітіння синьо-зелених водоростей - найбільш токсичних і стійких компонентів водного середовища. Окрім цього, відбуваються суттєві зміни в режимі твердих і річних стоків. Це далеко не весь перелік можливих негативних наслідків створення великих водосховищ на рівнинних територіях.

Незважаючи на те, що у методичному змісті розрахунки впливу штучної зарегульованості на стік були ідентичними, але кінцеві результати виявилися різними. Різниця в підрахунках зміни середньорічних величин стоку сягала більше 15-20%.

Відповідно із останніми даними зменшення водних ресурсів місцевого формування відбулося на 1-2%, для середнього за водоносністю року, у північній та північно-західній частинах регіону, на 5-7% - у Лісостепу. У маловодні роки гідрологічний ефект впливу водосховищ на стік посилюється. У ці роки втрати води за рік можуть зменшитися у 2-3,5 рази.

З урахуванням каскаду великих водосховищ на річках Дніпро та Дністер величина зменшення повного річного стоку коливається у межах 5-5,5 км^3/ рік - в залежності від водності року. Однак, отримані значення, які часто використовуються для водогосподарських розрахунків, трохи завищені. Справа у тому, що обсяг втрат води обумовлений додатковим випаровуванням (*U)* повинен визначатися такими параметрами:

$$U = U_з + U_п - U_{пбз}, \qquad (6.44)$$

де $U_З$ - обсяг втрат із зони затоплення водосховищем; $U_п$ - теж із зони підтоплення; $U_{пбз}$ – обсяг втрат за рахунок зміни рівня води у нижніх б'єфах водосховищ.

Останній параметр, як правило, не враховується у розрахунках впливу великих водосховищ на річний стік. Втім, у природних умовах втрати стоку в заплавах рівнинних річок великі. При створенні великих штучних водоймищ спостерігається помітне зниження втрат стоку за рахунок зменшення площ заливаючих заплав у нижніх б'єфах гідровузлів і продовження стояння весняних рівнів води, у результаті акумуляції паводкового стоку. Наприклад, втрати стоку за весняний період при регулюванні стоку на Волзі сягали 5,1 км^3, а після створення каскаду водосховищ - 1,8 км^3, у зимовий же період сумарні втрати знизилися на 2,2 км^3. Середнє значення затоплення заплави зменшилося на 10%, а його тривалість - на 25%. Аналогічні розрахунки здійснювалися на Дніпрі. Однак, відповідно до даних ГВК слід зазначити, що у результаті створення водосховищ, загальна тривалість весняних рівнів у заплаві Дніпра зменшилася на 10-15 діб, що виразилося у різкому зниженні врожайності багаторічних трав у заплавній частині Дніпра. Площа затоплення заплави зменшилася більш, ніж на 15%. Причини неточностей у розрахунках впливу Дніпровського каскаду водосховищ на ресурси поверхневих вод також аналогічні. Розрахунок складових водного балансу здійснювався не за місячними інтервалами часу; обсяги втрат розраховувалися, виходячи із постійної площі водного дзеркала при НПУ, без вирахування площі акваторії зайнятої руслом річки; річковий стік у зимовий період піднімається за рахунок акумуляції опадів у водосховищах, які, у певній мірі, компенсують втрати води на випаровування.

При водогосподарських розрахунках, втрати на випаровування з водоймищ Дніпровського каскаду сягають 3,5-3,8 км^3/ рік. На думку автора, зазначені величини є завищеними у 1,6-1,7 рази.

Таким чином, у середньому по Україні втрати стоку, за рахунок постійних ставків і водосховищ, досягають, в умовах сьогодення, меж від 3,7 км^3 до 3,9 км^3, а у маловодні роки - 4,0-4,2 км^3/ рік.

Таке ж зменшення ресурсів поверхневих вод очікується і у перспективі, оскільки будівництво нових великих водосховищ в рівнинних умовах не передбачається. Основний обсяг водогосподарських робіт буде спрямований на реконструкцію ставків і водосховищ, часткову ліквідацію нерентабельних маленьких штучних водойм та підвищення ефективності використання заакумулльованих водних ресурсів [1.75].

Найбільш складні розрахунки за кількістю і оцінкою впливу господарських заходів на стік, відображені в умовах значно урбанізованих територій, до яких, наприклад, належить Донбас. Тут стік річок змінюється під впливом викидів шахтних і стічних вод, ставків і водосховищ, агролісомеліорації та зрошення, урбанізації та інших факторів. В таких умовах доцільно використовувати методи розрахунку, які базуються на виявленні ролі кожного виду господарської діяльності, з подальшою оцінкою впливу всього комплексу техногенезу на стік. Нижче викладено методику та порядок розрахунків впливу певних видів господарської діяльності на величину середнього багаторічного стоку малих річок Донбасу. Кількісна оцінка впливу комплексу господарської діяльності на середній багаторічний стік річок може бути визначена з рівняння:

$$M_{окл} = M_{ош} + M_{ос} + M_{оу} - M_{осх} - M_{оор} - M_{оаг}, \qquad (6.45)$$

де: $M_{ош}$ – середній багаторічний розрахунковий шахтний водозлив; $M_{ос}$ – середнє багаторічне скидання стічних вод; $M_{оу}$ - середній багаторічний додатковий стік з урбанізованих територій; $M_{осх}$ – середні багаторічні втрати річного стоку за рахунок штучної зарегульованості; $M_{оор}$ – середній багаторічний водозабір на зрошення з урахуванням зворотних вод; $M_{оаг}$ - середнє багаторічне зменшення стоку під впливом агролісомеліорації.

У результаті аналізу впливу кожного виду господарських заходів у формулі вдалося скоротити ряд параметрів, рівних за абсолютними показниками, але протилежних за знаком напрямку ($M_{оу}$ *и* $M_{оаг}$).

Найбільший вплив на середній багаторічний стік надають шахтні й стічні води. Тому сумарний ефект перерахованих заходів підсилює

напрямок антропогенного впливу. Із семи розглянутих річок комплексна поправка для приведення побутового стоку до природного перевищила допустиму величину стоку у 4-х випадках, в інших випадках ця поправка склала не більше 5%.

За фактичними даними про щорічний стік був зроблений аналіз однорідності гідрологічних рядів за окремими річками. Для цього в дослідженні використовували непараметричний критерій Вілкінсона. Дослідження однорідності гідрологічних рядів стосувалися річок Кальміусу, Кривого Торця, де помітним є вплив господарської діяльності, а також - Міуса, де антропогенний вплив на річковий стік невеликий. Для інших річок застосування даного критерію є неприйнятним через нетривалість рядів спостережень за стоком.

Гіпотеза однорідності рядів нехтується у разі, якщо число інверсії обчислене за емпіричним рядом перевищує теоретичне значення інверсії, яке розраховане при рівню значень 0,05, і навпаки, якщо $1 < 1_{0,05}$ гіпотеза однорідності рядів не відкидається.

Перевірка однорідності рядів показала наявність відмінності гідрологічних рядів по річці Кальміус. Те ж спостерігається і по річці Крива Торі. Зазначене говорить про те, що коливання річкового стоку в цих басейнах визначалися не тільки за кліматичними факторами, але і антропогенним. Для річки Міус річні величини стоку виявилися однорідними.

Основні висновки щодо оцінки впливу комплексу антропогенних факторів на стік р. Дніпро можуть бути виражені у таких положеннях:

1. Середній багаторічний стік досліджуваних річок збільшився за рахунок переважаючого норму впливу викидів шахтних та стічних вод.

2. Збільшення водності річок Кальміус, Лугані, Крінхи, Кривої Торі вплинуло на величину, яка перевищує точність обчислення витрат води. Тому в розрахунки водних ресурсів необхідно вводити відповідні поправки. В інших річкових басейнах також спостерігається збільшення стоку під впливом комплексу господарської діяльності, але ці збільшення незначні [1.12, 1.14].

3. При розрахунках середнього багаторічного природного стоку використовувати тільки справжні розміри впливу господарської діяльності було б помилковим. Необхідно розглядати вплив кожного антропогенного чинника в окремому та багаторічному аспекті (якщо є дані) або за певні періоди.

4. За характером коливань річного стоку не виявлено односторонньої тенденції змін водності річок. Це говорить про те, що більший вплив на величину стоку надають кліматичні чинники, ніж штучні. Однак, на гідрологічні умови, які формують стік, значний вплив мають фактори, пов'язані із господарською діяльністю. Останні не можуть принципово змінити природної рівноваги, встановленого між основними елементами гідрометеорежиму.

5. Дослідження впливу господарської діяльності на річний стік спрямовані на те, щоб відповісти на запитання: чи не викличе це значного зменшення водних ресурсів, при якому у кінці з'ясовується економічна недоцільність вже здійснених господарських заходів. При цьому необхідно звернути особливу увагу на питання, пов'язані з охороною водних ресурсів від забруднення. Ця проблема вимагає самостійних наукових досліджень і здійснення практичних заходів з будівництва очисних споруд.

6. Відсутність експериментальних даних про вплив агротехніки, меліоративного землеробства та урбанізації територій на річний стік малих річок, а також недолік у системі ведення упорядкованого обліку використання вод у народному господарстві не дозволили досить точно визначити масштаби впливу комплексу господарських заходів.

У зв'язку з цим рекомендується для конкретних умов верхнього і середнього Подніпров'я здійснити наступні заходи:

а) на всіх водозаборах та скидних спорудах необхідно встановити витратоміри або гідрометричні споруди для обліку водоспоживання та водовідведення із відповідною тарировкою відповідних споруд;

б) замість разової реєстрації відомостей про кількість забраної та скинутої води необхідно налагодити систематичний її облік;

в) реєстрацію кількості шахтних вод треба здійснювати і у низинних ділянках балок за допомогою водозливів різних конструкцій, у залежності від величини відкачуваних шахтних вод;

г) облік вод слід організовувати у централізованому порядку. У зв'язку з цим необхідно здійснити періодичне видання гідрологічних щорічників, де вказувалася б кількість і якість зібраних та відведених вод на кордонах річкових басейнів;

д) з огляду на науково-технічний прогрес у промисловості і сільському господарстві, доцільно опубліковувати багаторічні характеристики водоспоживання і водогосподарського використання за всіма первинними водокористувачами. Публікаціям таких відомостей повинен передувати довідник, де вміщалися б загальні відомості про водокористувачів, про використання поверхневих і підземних вод та всі інші необхідні відомості про параметри водогосподарських систем, промислові та сільськогосподарські властивості річкових басейнів;

є) очевидно, для такого обсягу інформації необхідне створення телеметричних систем для автоматичного виявлення масштабів господарської взаємодії;

ж) в районі досліджень також необхідне створення експериментальних воднобалансових станцій. Більше того, через відсутність відповідних річок-аналогів доцільно створювати гідрологічні заповідники для дослідження зміни водності річок під впливом комплексу господарських заходів.

Водогосподарське освоєння території верхнього та середнього Подніпров'я має свою історію. До п'ятидесятих років проєувалися прості осушувальні системи, розраховані на скидання надлишкових поверхневих вод. Однак, у процесі освоєння територій, технічна концепція подальшого освоєння Полісся була відкоригована. У післявоєнний період була доведена необхідність будівництва осушувально-зволожувальних систем. В її основу закладено принципи роботи систем, націлених на відведення надлишку вологи у період перезволоження території, з подальшим забором води на зволоження при настанні посушливих років. Першими такими осушувально-

зволожувальними системами були Ірпінська та Трубіжська, які працюють і в даний час. Разом з тим проєктування навіть більш досконалих систем здійснювалося без належного еколого-економічного обґрунтування. Внаслідок цього виникла необхідність реконструкції ряду систем, які не виправдали себе у технічному та екологічному відношеннях. Через недостатність фундаментальних досліджень з проблем дощового стоку в умовах техногенезу, залишається низькою якість проєктування меліоративних систем (схема меліорації Прип'ятської низовини), а розробка обгрунтованої концепції впливу осушувальних меліорацій на стік розтягнулася на невизначений термін, який є однією з основних причин перешкод у подальшому освоєнні природних ресурсів Полісся.

Дані про кількісні зміни водності річок носять різний характер. За деякими з них йде мова про однозначне збільшення, а в інших - зменшення річного стоку після осушення. Одна із причин таких розбіжностей полягає у тому, що організованість стоку після освоєння земель відбувається під впливом двох основних взаємопротилежних процесів. З одного боку, після проведення освоєння збільшується потужність зони аерації, яка збільшує втрати поверхневого стоку, з іншого боку через наявність розвиненої штучної гідрографічної мережі (відкрита і закрита дренажна мережа) на освоєнних землях помітно збільшується швидкість стікання води і поліпшується відведення талих та дощових вод, які зумовлюють збільшення річкового стоку. Вплив освоєння на стік, за часом, позначається по різному. Механізм цього впливу досить складний. На початковому етапі, відразу після освоєння, спостерігається збільшення стоку за рахунок спрацьовування вікових запасів ґрунтових вод, що спричиняє деяке зменшення сумарного випаровування з освоєнних територій. Згодом, на етапі сільськогосподарського освоєння територій, режим стоку вирівнюється, водність річок відновлюється. І при інтенсивному освоєнні осушених територій, у зв'язку із додатковим збільшенням випаровування з сільськогосподарських угідь, спостерігається зниження водності річок - така найбільш поширена концепція впливу осушення на стік, яка передбачає у кінцевому результаті зменшення

річного стоку. Однак, останнім часом багатьма вченими все більше відстоюється думка про збільшення річного стоку річок Полісся, тому і робляться, у зв'язку з цим висновки про благотворний вплив осушувальних меліорацій на водні ресурси.

Ступінь збільшення або зменшення водності річок в умовах повного освоєння територій залежить від кількості опадів, що випадають, їх річного розподілу, технічного стану різних систем, характеру регулювання водного режиму і т.д. Якщо гідротехнічна система була побудована, відповідно до правильно розрахованих параметрів - норма осушення (глибина закладки дрен, відмітка підпірних шлюзів та шлюзів-регуляторів), розрахункова забезпеченість роботи осушувальної мережі та режиму вологості, - то при нормальній її експлуатації водність річок взагалі буде більше залежати від режиму випадання опадів.

У більшості випадків експлуатація та технічний стан систем знаходяться у незадовільному стані. На це впливає неправильна система водокористування - коли обсяг води, використаний на полях, визначається заданим планом її відправки, яке здійснюється в залежності від фактичної вологості тієї чи іншої території. До цього слід додати, що матеріальна зацікавленість робітників, які обслуговують осушувальну мережу, знаходиться у прямій залежності від обсягу води, поданої на поля, а не від кінцевого виробленого продукту. У зв'язку з цим режими вологості та зрошення не дотримуються. У багатьох випадках допускається перерозподіл води, оскільки в її економії при існуючих методах економічного стимулювання мало хто зацікавлений. За попередніми розрахунками сумарний перерозподіл води за останні 20 років в областях народного господарства тільки української частини Полісся, за період після здійснення осушення, перевищило 3,0 км^3.

Ці обставини не могли не позначитися на загальній тенденції зміни водності окремих річок, а особливо у маловодні роки. Більш детальний аналіз причин змін водності річок, зроблений на прикладі водотоку р. Турія *(F = 1480 км^3)*, показав наступне. За багаторічні спостереження були відзначені періоди як підвищеної, так і зниженої

водності, яка здебільшого обумовлювалася відповідними змінами метеорологічних факторів. Різна інтегральна крива опадів за багаторічний період 1946-2005 р.р. показує динаміку зміни річного стоку. Виділяються два періоди загальної вологості території.

До освоєння спостерігалася тенденція зниження зволоженості території опадами (1946-1974 р.р.). У наступні роки, коли площа осушення досягла близько 16% всієї території водозбору, намітилася тенденція збільшення суми опадів (1975-2015 р.р.). На такому фоні була визначена загальна тенденція збільшення стоку за багаторічний період спостереження, викликана природно-кліматичними чинниками.

Показники стоку вищі від так званого критичного значення опадів, що відповідає односторонній тенденції збільшення стоку після осушення, порівняно із водністю, яка спостерігалася до меліорації. Як у цьому, так і в іншому випадках абсолютні значення збільшення та зменшення водності р. Турія неоднакові у різні, за зволоженістю, роки. Максимальні відхилення від природних показників стоку спостерігаються при опадах 95% та 5% забезпеченості. У першому випадку збільшення річного стоку знаходиться на кордоні 8-10%, в іншому - зменшення водності може досягти 10-12% від норми повного річкового стоку. Кордон коливань зміни річного стоку в інтервалі 20-30 днів може бути значно більшим.

Отримані висновки про ступінь впливу освоєння мають мінливий характер, але вносять деякі уточнення в наші уявлення про концепцію такого впливу у майбутньому. Не можна, наприклад, вважати, що після освоєння боліт стік зміниться тільки в бік збільшення або зменшення. Ефект такого впливу залежить від фону, на якому відбувається організованість дощового стоку.

Однак з теоретичної точки зору виявлене тимчасове збільшення стоку більш обумовлено випаданням опадів, ніж впливом освоєння . Якщо ж у цьому збільшенні є частка освоєння територій, цю обставину, із суто теоретичної точки зору, не можна віднести до сприятливих наслідків, як це стверджується в науковій літературі впродовж десятків років. Справа у тому, що водні ресурси складаються із запасів динамічних (які щорічно відновлюються) і статистичних

(вікових) вод. У наш час, в результаті осушення боліт протягом тривалого часу відпрацьовуються статистичні запаси водних ресурсів, накопичення яких відбувалося протягом багатьох століть. Тому спрацьовування грунтових вод, яке має місце на Українському Поліссі, не можна віднести до фактору, який сприятливо діє на водні ресурси. Правильніше вважати, що спрацьовування статистичних запасів водних ресурсів - негативне явище. Відомі випадки, коли спрацювання вікових запасів рано чи пізно призводить до екологічних безповоротних процесів. З цих причин збільшення стоку у басейні верхнього Дніпра за рахунок освоєння боліт (0,7 км^3/рік) не можна віднести до сприятливих факторів господарського впливу. Взагалі спрацьовування статичних запасів неприпустимо через непередбачуваність все можливих наслідків в майбутньому, тим більше, що на початок XXI століття прогнозувалося зменшення стоку верхнього Дніпра під впливом освоєння на 1,8-2,0 км^3. Окрім цього, подальше осушення боліт може призвести до вимивання та видування радіонуклідів, які накопичилися у торфовищах, які погіршать стан водних екосистем. Таким чином, потрібно встановити екологічно виправданий кордон спрацьовування вікових запасів води з огляду на екологічну ситуацію, яка склалася на Поліссі після аварії на ЧАЕС, а значить граничну площу освоєння. З цією метою потрібно розширити експериментальні воднобалансові дослідження із використання нових методів дистанційних спостережень за водним режимом, із застосуванням супутникової інформації, оскільки існуюча мережа не забезпечує достатньої інформації для заключних висновків про ступінь впливу осушувальних меліорацій на водні ресурси Полісся. Однак уже зараз можна сказати, що там, де площі осушення складають 10-15% від водозбірної площі річок, нове водогосподарське освоєння території недоцільне та економічно не виправдане.

6.5.3. Зміни в режимі річок

Вищеописані короткі відомості про вплив окремих видів господарської діяльності на стік відображають локальні зміни водних ресурсів різних регіонів. З метою розробки загальної стратегії подальшого розвитку народного господарства, ефективного

використання водних ресурсів необхідно добре знати, які відбуваються зміни в режимі річок у результаті антропогенного впливу. І хоча проблема якісної оцінки впливу комплексу водогосподарських факторів на водні ресурси залишається досить важким завданням, а точність розрахунків має, порівняно, невелику точність, все ж такі дослідження дуже актуальні і завжди необхідні.

Оскільки основний обсяг ресурсів поверхневих вод формується у басейнах великих річок - Дніпра, Дністра, Південного Бугу, Сіверського Дінця, - то доцільно зупинитися на даних фактичних змін у стоці річок, які відбуваються в сучасних умовах. Встановлено, що вплив господарської діяльності на стік стало помітно у 1990-2010 р.р. Саме у цей період практично найбільший обсяг існуючих матеріальних і природних ресурсів був використаний у господарському обігу України, при відносно стабільному рівні розвитку продуктивних сил.

Із середини 1990-х років спостерігається явний спад у розвитку господарства України. На початку 2015 р були виявлені істотні зміни водного режиму. Відповідно до опублікованих даних за стоком за 2015 рік, а також довідковими відомостями, найбільш суттєві зміни у водності виявлені у верхньому і середньому Подніпров'ї.

Дані про ступінь впливу комплексу антропогенних факторів на кількісні зміни річного стоку отримані на основі порівняння відновлених і природних витрат води, з урахуванням приведення їх до однорідного рівня кліматичних умов за різні періоди року. Зменшення природних водних ресурсів по Дніпру оцінюється для маловодного року 75% забезпеченості 28,9% від його загальної величини. У середній за водністю рік зменшення річкового стоку названої річки становить, наближено, 25,6%. За даними ДП, абсолютне зменшення ресурсів поверхневих вод Дніпра склало 14,4 км^3/ рік, який практично збігається із розрахунками, зробленими в УкрНДГМІ та колишній Українській філії ЦНДІКВВР. Однак в прогнозних розрахунках зменшення водності Дніпра для року 75 і 50% забезпеченості в результаті господарської діяльності, відповідно, становить 30,4 і 23,0 км^3/ рік, тобто відрізняється на 7,4 км^3. Не зупиняючись детально на причинах зазначених розбіжностей в розрахунках, потрібно

підкреслити, що автор користувалася гіпотезою розвитку народного господарства, орієнтованої на екстенсивний характер майбутнього використання водних ресурсів і, у зв'язку з цим на незначний обсяг економії води в областях народного господарства. Що стосується розрахунків фактичного зменшення водності Дніпра під впливом комплексу господарської діяльності, то вони також перебільшені через неповний облік характеру дії компенсуючих факторів на річковий стік, про що згадувалося вище, а також за неможливістю об'єктивної оцінки особливостей взаємодії штучного та природного кругообігу води в змінених умовах географічного середовища. Остання обставина є важливим фактором, особливо якщо врахувати, що за 1984-2015 р.р. відмінність між фактичними спостереженнями витрат вод різних забезпеченостей і відновленими їх значеннями не підтвердила розрахованих величин зменшення стоку Дніпра. Ймовірно, що помилки у розрахунках фактичного зменшення річкового стоку складаються не в зовсім точному визначенні безповоротного водопостачання в областях господарства, яке є основним елементом витраченої частини водогосподарського балансу Дніпра. Цей майже непоправний недолік, який характерний для всіх розрахунків, які стосуються оцінки кількісного зменшення стоку, повністю відобразився на визначенні дефіциту водних ресурсів для більшої частини території країни. Про перебільшення величин зменшення стоку, у тому числі і по Дніпру, йдеться і в ряді публікацій ДП. На думку деяких авторів, в період активної господарської діяльності, стік Дніпра зменшується всього на 8-9 км^3, що у 1,5-2,0 рази менше показників, рекомендованих свого часу для практичних розрахунків. Це стосується і прогнозних величин зниження водності Дніпра, тим більше, якщо взяти до уваги той факт, що народне господарство України у перспективі має розвиватися інтенсивним шляхом, на якому, в основному, будуть здійснюватися роботи, пов'язані із реконструкцією та ліквідацією нерентабельних промислових і сільськогосподарських підприємств.

Відносна величина зменшення річкового стоку під впливом господарської діяльності названа найбільш низькою для басейну

Дніпра. Тут витрати на випаровування і безпосереднє водопостачання сягають 11,12% і 18% від величини стоку, відповідно у середній за водністю рік і маловодні роки - 75% і 95% забезпеченості. За даними ДП у середній за водністю рік зменшення стоку Дніпра становить близько 20%. Потрібно вказати, що наведені цифри також не є зовсім точними.

Оцінка ступеня зміни водності Дніпра під впливом комплексу антропогенних чинників здійснювалося шляхом відновлення природних водних ресурсів при використанні імітаційних моделей, в основу яких покладено залежність між стоком в різних гідрометричних створах, де формується 52% ресурсів поверхневих вод. Встановлено, що у результаті господарської діяльності в кількісному відношенні змін і перспективі (з урахуванням здійснених широкомасштабних заходів з економії водних ресурсів в областях народного господарства) зниження стоку верхнього Дніпра не потрібно очікувати. Проте відповідно до даних водного кадастру у перспективі зниження водності у замкнутому створі Дніпра можна очікувати у розмірі 4,9 км^3. З цим твердженням важко погодитися, у зв'язку з явними завищеннями розрахункових значень безпосереднього водоспоживання у зрошувальному землеробстві і перекидання стоку для Рівненської та Хмельницької АЕС. За попередніми розрахунками, прогнозна величина зменшення стоку внаслідок господарської діяльності повинна не перевищувати 1,5 км^3/ рік, за умови раціонального використання місцевих водних ресурсів.

Таким чином, без урахування припливу транзитних вод Дунаю по Кілійському рукаву, маленьких річок Причорномор'я, Приазов'я сумарне зменшення водних ресурсів України, у середній за водністю рік у результаті здійснення водогосподарських заходів, складе, приблизно, 16,7 км^3/ рік. Разом з тим, за розрахунками ДП, тільки у басейнах річок Дніпра і Дністра зменшення ресурсів поверхневих вод склало 16,6 км^3/ рік. З огляду на невисоку точність і складність розрахунків впливу антропогенних факторів на стік, можна було б прийняти за основу наведені вище цифри. Однак, на думку автора,

отримані величини фактичного зменшення стоку внаслідок господарської діяльності завищені, як мінімум, на 20%.

За умови реалізації заходів щодо жорсткої економії водних ресурсів в областях народного господарства, впровадження ефективного економічного регулювання водокористування у перспективі важливого зниження водності річок не відбудеться. Впровадження ринкових відносин створить умови, при яких виникне заморожування тенденцій зниження водності річок взагалі.

Поруч із кількісними змінами в стоці річок спостерігається погіршення якості природних вод у результаті господарської діяльності. У відповідному розділі монографії дана характеристика загальних тенденцій змін в якісному складі природних вод України, внаслідок здійснення господарських заходів. Одночасно з цим потрібно підкреслити, що зміни якості річкових вод під впливом антропогенних факторів у багаторічному аспекті для більшості водозборів не досліджувалася. Це пов'язано із неповною інформацією про забруднення водних джерел, порівняно коротким періодом спостережень за концентрацією окремих інгредієнтів, відсутністю надійної апаратури для реєстрації фактичного змісту деяких шкідливих речовин і т.д.[1.12, 1.58].

У справжніх дослідженнях оцінка впливу комплексу господарських факторів на якісні зміни природних вод розглядається тільки на прикладі басейну середнього і верхнього Дніпра за багаторічний період з окремих інгредієнтів. Аналіз зміни якості річкових вод здійснювалося за 7 показниками хімічного складу: Ca, Mg, HCO3, SO4, Na і сумою іонів, які, в основному, визначають іонний стік верхньої і середньої частин басейну Дніпра. Відновлення характерних фонових значень C_{ej} за період із зміненим режимом іонного стоку здійснювався за моделями, які описують статистичні співвідношення вмісту іонної речовини з релевантними природними факторами у навколишньому середовищі. Побудова робочих моделей кожного інгредієнта здійснювалася за даними фактичних спостережень у гідростворах до 2015 року, коли господарська діяльність не робила істотного впливу на формування якості

природних вод. При побудові моделей для зазначених створів, як залежну, брали витрати води, що проходять до моменту відбору проби, а також репрезентативні дані про концентрацію основних компонентів іонного стоку. Для встановлення таких залежностей використовувався алгоритм, реалізований для ЕОМ, а також програма для визначення двопараметричного рівняння для згладжування кривої за незгрупованими даними методом найменших квадратів.

Для гідростворів річок верхнього Подніпров'я відновлення природних характеристик окремих інгредієнтів здійснювалося за такими апроксимованими залежностями:

Для гідростворів річок верхнього Подніпров'я відновлення природних характеристик окремих інгредієнтів здійснювалося за такими апроксимованими залежностями:

$C_{SO_4} = 80{,}64Q^{-0{,}20}$, (6.46); $C_{Ca} = 3{,}34C_{SO_4}^{0{,}77}$ (6.47); $C_{HCO_3} = 5{,}04C_{Ca}^{0{,}85}$, (6.48)

$C_{Cl} = 0{,}02C_{Cl}^{1{,}75}$, (6.49); $C_{Na} = 0{,}003C_{HCO_3}^{1{,}85}$, (6.50); $C_{Mg} = 0{,}22C_{Ca}$, (6.51);

$$C_{\sum н} = 246C_{HCO_3}^{0{,}96}, \qquad (6.52)$$

Зовсім інші генетичні залежності отримані для гідростворів річок середнього Подніпров’я:

$C_{SO_4} = 27{,}35Q^{-0{,}09}$, (6.53); $C_{HCO} = 236{,}16Q^{-0{,}09}$, (6.54);

$C_{Ca} = 0{,}17C_{CHO_3}$, (6.55); $C_{Cl} = 9{,}46C_{Ca}^{2{,}74} \cdot 10^{-8}$, (6.56);

$$C_{Na} = 0{,}229C_{HCO_3} - 0{,}688C_{Ca} + 0{,}518C_{SO_4} - 6{,}024 \sum_{н} \qquad (6.57);$$

$$C_{Mg} = 0{,}34C_{Cl} - 0{,}25C_{SO_4} + 0{,}20C_{HCO_3} - 0{,}48C_{Na} - 0{,}60C_{Ca} + 0{,}13 \sum_{н} \qquad (6.58);$$

$$C_{\sum н} = 246C_{HCO_3}^{0{,}96}, \qquad (6.59)$$

У наведеній групі рівнянь для розрахованих створів: Q - річні витрати води; C - відповідна концентрація хімічних елементів; $\Sigma_н$ - сума іонів, які розглядаються.

Статистичні параметри у зазначених рівняннях (6.46-6.59): коефіцієнти кореляції коливаються у межах 0,53-0,96, а середньоквадратичне відхилення змінюється від 7 до 50%.

Найбільш значні зміни якості води спостерігалися за рахунок надходження сульфатів магнію та натрію.

Внаслідок господарської діяльності загальна мінералізація річок верхнього Подніпров'я збільшилася майже удвічі, а вміст таких іонів, як HCO_3 і Са, залишилася незмінною (аналітичні розрахунки за відповідними рівняннями). Зроблені розрахунки не претендують на високу точність, проте можуть бути використані як методична основа для розрахунків зміни якості води за всіма іншими інгредієнтами не тільки у басейні Дніпра, а й у інших водозборах.

6.6. Методика визначення параметрів за розробленою залежністю

Отримавши розрахункові вирази, а також побудувавши схеми, карти і номограми, що дають можливість встановити параметри разробленою автором формули 6.1. для розрахунку максимального дощового стоку, зупинимося на практичному застосуванні її, підкріпивши при цьому окремими прикладами.

Визначення параметрів формули 6.1. та обчислення максимального зливового стоку за запропонованою методикою виконується у наступній послідовності:

6.6.1. Послідовність розрахунку

1. Визначається площа водозбору і довжина водотоку. Якщо необхідно обчислити витрату максимального дощового стоку для якоїсь частини річкового басейну, то визначається площа цієї частини і ставлення її до всієї площі басейну.

Площа басейну і довжина водотоку балки, річки, струмка і т.д., або частина їх, встановлюються за літературними джерелами, якщо вони містять відомості про них, або вимірюються за великомасштабними картами.

По карті (рис.6.12) для шуканого басейну встановлюють район для визначення середньозваженого ухилу. Знаючи ставлення розрахункової площі до всієї площі басейну, в залежності від номера встановленого району, користуючись (рис. 6.10 або рис. 6.11), визначаємо величину середньозваженого ухилу (1%).

2. За топографічними картами або довідковій літературі визначають залісненість, заболоченість, зарегульованість. Користуючись матеріалами водогосподарських організацій, встановлюють площі освоєнних земель або відсоток їх зайнятості від усієї площі басейну, а також виписують характеристику русла і за ним встановлюють заплановану врожайність сільгоспкультур та сівозміни. За грунтовою картою або даними досліджень для річкового басейну встановлюють тип ґрунту і відсоток зайнятості нею площі басейну.

3. Основний розрахунковий параметр формули – водоутворення $hв_{max,1\%}$ мм визначається за картою (рис.6.6).

Для малих площ водозборів водоутворення встановлюється інтерполяцією, а для басейнів, що перетинаються декількома ізолініями із різними значеннями $hв_{max,1\%}$ розрахункова величина обчислюється як середньозважена. За картою (рис.6.7.) встановлюється розрахунковий місяць вегетаційного періоду у залежності від якого визначається рекомендована глибина підтримки грунтових вод у цей період (табл.5.6, 5.7). За значенням рекомендованого рівня грунтових вод, типу грунту і виду сільгоспкультури встановлюється поправочний коефіцієнт $\varphi_{гв}$ (табл.6.1) для уточнення максимального водоутворення, якщо необхідно обчислити максимальну дощову витрату забезпеченістю, відмінною від 1%, то за табл.6.2. визначається перехідний коефіцієнт λр.

4. З карти (рис.6.8.) знімаємо значення параметра розчленованості місцевості $P_{ЕИ}$, а якщо відома густота річкової мережі, то $P_{ЕИ}$ можна встановити за графіками або формулами.

5. За табл.6.12 в залежності від типу грунту, часу вегетаціонного періоду та сільськогосподарського використання земель визначаємо параметр обліку типу і стану грунту d_{TC} .

6. За формулою 6.30 обчислюємо коефіцієнт обліку втрат стоку на спаді паводку $К_{сп}$.

7. Тривалість схилового добігання встановлюємо за залежністю 6.13 або табл. 6.6.

8. Обчислюємо швидкості руслового добігання за виразом 6.14, із використанням даних табл.6.6, залежно від швидкостей руслового добігання, за співвідношенням $\tau_p = 24 \cdot \frac{L}{V}$ визначаємо тривалість руслового добігання.

9. Залежно від співвідношення тривалості руслового добігання τ_p і схилового добігання $\tau_{ск}$, користуючись рис.6.13., встановлюємо значення коефіцієнта чинного шару максимального водоутворення φ.

10. За формулою 6.6., з використанням даних табл. 6.3, визначається радукціровний коефіцієнт максимального водоутворення $hв_{max.A.}$

11. За даними табл.6.8. обчислюється гідрографічний коефіцієнт Кг, попередньо визначивши для цього параметр n за табл.6.6. й коефіцієнт $\Psi=\tau p/\tau c$.

12. Коефіцієнт обліку зарегульованості $\delta_{зр}$ визначається за формулою БНіП 2.01.14-83, а коефіцієнт К, який представляє собою співвідношення середньодобових і миттєвих максимальних витрат дощових паводків, розраховується за графіками (рис. 6.29 або 6.30).

13. Коефіцієнт обліку рівня сучасних антропогенних змін $К_{аз}$ встановлюється в залежності від площі антропогенного впливу, з використанням карти (рис.6.26) і формул 6.35 або 6.36, а при відсутності відповідних даних про площі антропогенних змін використовується карта (рис.6. 27, 6.29) .

Визначивши числові значення параметрів формули 6.1., обчислюється максимальна витрата дощових паводків заданої забезпеченості для будь-якого району території, де виконується або буде виконуватися антропогенний вплив.

Формула 6.1. побудована таким чином, що для обчислення максимальної витрати спочатку необхідно розрахувати швидкість руслового добігання, яка визначається в залежності від шуканої

величини $Q_{m,1\%}$, що підлягає розрахунку. Тому спочатку задають попередні значення максимальної витрати дощових паводків. Потім при відомих значеннях інших компонентів формули 6.1. обчислюється величина максимальної витрати води дощових паводків заданої забезпеченості. Якщо обчислена максимальна витрата дощових паводків буде відрізнятися від попередньо заданої витрати більш, ніж на 5%, то роблять розрахунок другого наближення. У цьому випадку, як попередньо заданого, приймають витрату, отриману у першому наближенні. Розрахунок проводиться до тих пір, поки розбіжність між обчисленим і попередньо прийнятим раніше значенням витрати не буде перевищувати зазначеного відсотка. Підбір максимальної витрати декілька ускладнює розрахунок. Для спрощення відміченого автором побудовані графіки зв'язку *Qm,1%=f(A)* (рис. 6.32.), що дають можливість вирахувати попередню величину максимальної витрати дощових паводків 1% забезпеченості. У загальному вигляді формулу для обчислення попередньої величини максимальної витрати дощових паводків заданої забезпеченості можна представити у вигляді:

$$Q_{p1\%} = Q_{m,1\%} \cdot \delta \cdot \lambda_p \text{ ,м}^3/\text{с}$$

де $Q_{m,1\%}$ - максимальна витрата 1% забезпеченості, яка встановлюється за графіком (рис.6.31.), δ - коефіцієнт обліку впливу на стік озер, λp - коефіцієнт переходу від забезпеченості 1% до будь-якої заданої, встановлюється за даними (табл.6.11)

Для оцінки результатів розрахунку максимального дощового стоку рідкісної повторюваності, за допомогою формули 6.1., виконані перевірочні розрахунки для річок басейнів Прип'яті, Дніпра та інших річок досліджуваного регіону. Розрахунки величин максимальних витрат дощових паводків для річок північної частини України, Білорусі та Росії зіставлені з фактичними значеннями максимальних витрат 1% забезпеченості, встановлених на підставі натурних даних спостережень, представлені у (додатку 1). У результаті зазначеного встановлена надійність запропонованої формули. Оцінка відносної середньоквадратичної похибки розрахунку виконана за формулою:

$$G = \sqrt{\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}\left(\frac{Q_{1\%i}^{ф} - Q_{1\%i}^{в}}{Q_{1\%i}^{ф}}\right)^{2} \cdot 100\%} \qquad (6.40)$$

де $Q_{1\%i}^{ф}$ - фактичні значення максимальних витрат; $Q_{1\%i}^{в}$ - обчислені за формулою 6.1. значення максимальних дощових витрат; n - число членів ряду.

Згідно порівняльних розрахунків, представлених у додатку 10, величина похибки $\sigma = 10.6\%$. Зазначене говорить про те, що запропонований метод розрахунку максимальних дощових витрат дає задовільні результати розрахунків. У зв'язку із цим формула 6.1. може застосовуватися для обчислення максимальних витрат дощових паводків малих річок і тимчасових водостоків із площами водозборів, від сотих часток квадратних кілометрів до річок із площами, що сягають кількох тисяч квадратних кілометрів.

6.6.2.Приклад розрахунку

Наведемо приклад розрахунку паводкового стоку за розробленою методикою: обчислити максимальну зливову витрату води забезпеченістю 5% для розрахункового створу р. Вижівка біля с. Рудка. При цьому загальна площа водозбору річки до останнього створу становить 722 км^2.

Основні вихідні дані: площа басейну A = 141 км^2; довжина річки L = 14 км; площа озер і ставків - 13%; водойма неширока, лугова, в окремих місцях заболочена; площу освоєнно 30% від площі басейну; заболоченість заплави становить 10% території; грунти розорані дерново-слабопідзолисті піщані і глинисто-піщані - 70% території та торф'яно-болотні з торфовищами - 30% території.

Рішення: величина максимального водоутворення 1% забезпеченості $h'в_{\max}$ *1%,* встановлене за картою (рис. 6.6), становить 11.5мм. Згідно рис.6.7, розрахунковим місяцем вегетаційного періоду, стосовно розрахунку дощового стоку, є липень, для якого, згідно даних (табл.5.6 і 5.7) значення рекомендованих рівнів ґрунтових вод, для торф'яних грунтів становлять 0,8 м, а для мінеральних - 0,70-0,80, і так, як мінеральні грунти займають більшу частину басейну річки, то за розрахункове приймемо середнє для них значення грунтових вод,

тобто 0,75 м. Зазначеному рівню грунтових вод, згідно (табл.6.1.), відповідає $\varphi_{ГВ}$=1,13. Тоді уточнена величина водонакопичення, з урахуванням рекомендованих рівнів ґрунтових вод, буде $hв_{max,1\%}$=0,3 $hв_{max}$*$\varphi_{гв}$+0,7 $hв_{max}$=0,3*11,5*1,13+0,7*11,5=12, згідно табл.5.2., значення перехідного коефіцієнта $\lambda_{5\%}=0,63$, тоді $\lambda b_{max5\%}$=0.63*12.0=7.5 мм.

Величина параметра $P_{ЕИ}$ з карти (рис.6.8) дорівнює 1,8. З урахуванням γос=0,9; $P_{ЕИ}$=0,9*1,8=1,62. Параметр обліку типу і стану грунту (табл.6.10) для липня місяця дерново-сдабопідзолистих оброблюваних грунтів дорівнює d_{TC}=0,33, а для торф'яних d_{TC}= 0,40. Розрахункове значення параметра d_{TC}=0.33*0.7+0.40*0.3=0.352.

При цих параметрах коефіцієнт обліку втрат стоку на спаді паводку, згідно з формулою 6.16., дорівнює K_{cn} = 0.7I. Для визначення швидкості руслового добігання, обчислимо попередню величину максимальної витрати води 5% забезпеченості, скориставшись графіком (рис. 6.32), тоді $Q_{5\%} = 41 \cdot 0,85 \cdot 0,64 = 22,3$

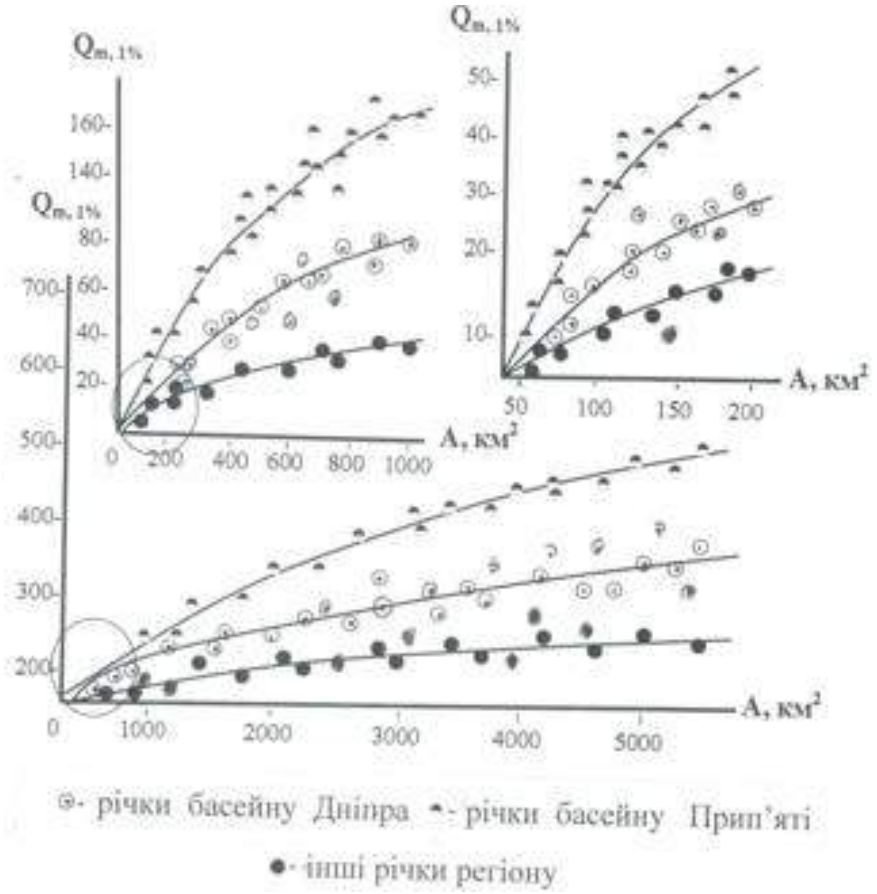


Рис.6.32. Графік зв'язку $Q_{1\%}$=f (A)

Згідно рис.6.12. басейн річки відноситься до другого району, тоді при $\frac{A_{част}}{A_{общ}} = \frac{141}{722} = 0{,}195$ або 19,5% (рис.6.10) виходить, що Іср.взв. = 1,0%. При цьому значенні Іср.взв. швидкість руслового добігання, згідно табл. 6.6. та формули 6.14., дорівнює:

$$V = 15 \cdot 22.3^{0.28} \cdot 1.0^{0.33} = 32.4 \text{ км/доб.}$$

Тривалість руслового добігання обчислюється за формулою:

$$\tau_p = 24 \cdot \frac{14}{32{,}4} = 10{,}37 \text{ часа}$$

Тривалість схилового стоку, згідно формул (6,13) або даних (табл.6.6.), буде дорівнювати $\tau_{ско}$=40год. Коефіцієнт чинного шару максимального водоутворення, згідно рис.6.13. $\psi = \frac{\tau_p}{\tau_{ск_0}} = 26$ и $\tau_{ско}$ =0,052. $\varphi_{сб}$=0,052. 30% освоєнних земель займають глинисті та суглинні грунти, тоді згідно формули 6.36. $K_м = \sqrt{\frac{100-30}{85}} = 0{,}9$. Коефіцієнт редукції водоутворення зливового стоку, згідно формули 6.6. та даних табл.6.3. для розглянутих типів грунтів, дорівнює

$$K_{Ah_в} = 0{,}7 \cdot \frac{1}{1 + 0{,}0036 \cdot A^{0{,}81}} + 0{,}3 \cdot \frac{1}{1 + 0{,}003 \cdot A^{0{,}81}} = 0{,}85 .$$

Коефіцієнт К при А = 141, дорівнює 0,83. Величина гідрографічного коефіцієнта $К_Г$ - при Ψ = 0,26 і n = 2,0 (табл. 6.8) дорівнює $K_Г$ = 1.055. Коефіцієнт закарстованості, згідно карти (рис.6.28), при негативному водообміні дорівнює *δк=0,9*. Уточнене втратами на спаді: $h_{bmax}=h_{bmax,5\%}*К_{сп}$=7,5 *0,71=5,30. У першому наближенні величина максимальної витрати дощових паводків $Q_{5\%}$ забезпеченості, згідно формули 6.1. буде дорівнювати :

$$Q_{5\%} = (141 \cdot 0{,}052 \cdot 1{,}055 \cdot 0{,}85 \cdot 0{,}83 \cdot 0{,}90 \cdot 0{,}9) = 23{,}2 \text{ м}^3 / \text{С}.$$

Величина отриманих витрат 23,2 м^3 / с, відрізняється від попередньо обчисленого 22,3 менш, ніж на 5%. Тому за кінцевий результат приймається максимальна витрата 5% забезпеченості, розрахована за формулою 6.1. у першому наближенні, тобто $Q_{5\%}$=23,2м^3/с. Для прискорення розрахунків, економії робочого часу

та масовості застосування в обчисленнях, можна використовувати ЕОМ.

7. Використання досліджень дощового стоку

Використовуючи комплексне дослідження сукупності теоретико-методологічних та конструктивно - географічних особливостей організованості паводочного стоку в сучасних умовах змін, особливостей антропогенно зміненого гідрологічного режиму та гідрологічних процесів, що відбуваються, у зв'язку з освоєнням територій, а також розроблених теоретичних і методичних положень, [2.9, 2.11, 2.24, 2.63], виконаємо вдосконалення редукційної формули і сталої інтенсивності стоку (БНіП 2.0 1.14-83) і методів розрахунку максимальних витрат дощових паводків за ними [1.63].

Основна переслідувана мета при цьому - підвищення ефективності гідрологічної достовірності в сучасних умовах змін, проєктування та будівництва ГТС, мостів на автомобільних і залізничних дорогах та інших господарсько-промислових об'єктів, а також раціонального природокористування і управління оптимальним водно-повітряним режимом освоєнних земель. Зазначене дозволить підтвердити висновок про те, що виконані дослідження не обмежуються самостійністю, а можуть бути широко використані у різних водогосподарських та гідрологічних розрахунках територій України, Білорусі та Росії.

7.1.Покращення редукційної формули

При розрахунках максимальних витрат для площ водозборів від 50 до 500-км, у межах лісової зони, використовують редукційну формулу БНіП, яка представлена у даній роботі, у пункті 3.1 (формула 3.1).

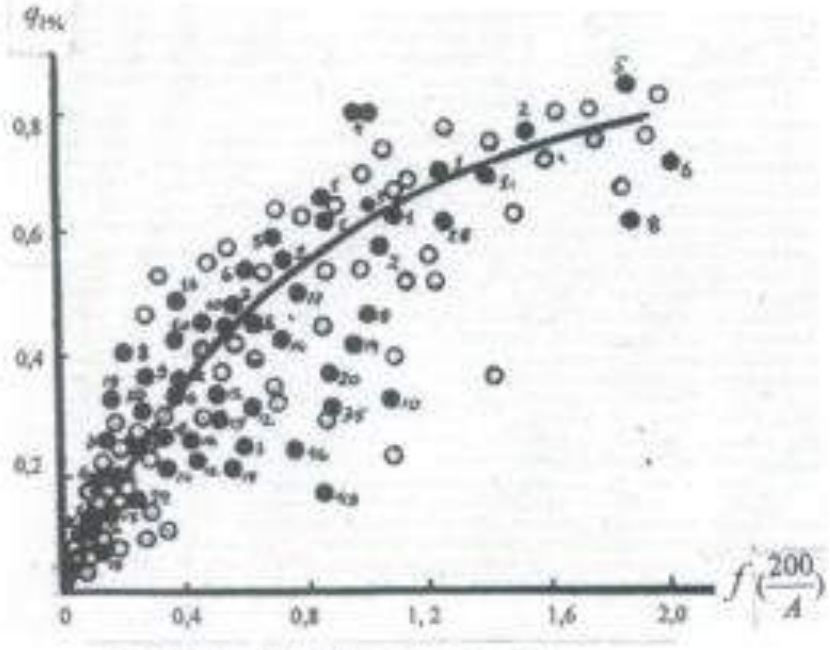
На підставі отриманих у роботі висновків, використовуючи при цьому накопичений конструктивно-географічний матеріал, автор уточнила параметри редукційної формули, з урахуванням сучасних умов, продемонструвавши це на водозборах річок середнього та верхнього Подніпров'я.

7.1.1. Уточнення параметрами сучасних умов

Одним з основних параметрів формули 3.І. є модуль максимальної миттєвої витрати води q_{200}. БНіП рекомендує його визначати інтерполяцією, заснованої на сукупності даних спостережень сусідніх гідрологічно вивчених річок у досліджуваному районі.

Автором параметр q_{200} визначався за даними про стік річкових водозборів досліджуваного регіону із використанням залежності $q_{1\%} = f(\frac{200}{A})$ · Показник ступеня *n* визначався через зв'язок між логарифмами $q_{1\%} = f(\frac{200}{A})$. (рис.7.1.) У результаті проведених досліджень отримані числові значення параметра *n*, що дозволило виконати його районування (рис.7.2).

На карті виділено чотири райони із значеннями *n* від 0,4 до 0,65. Зміна значень параметра *n* трактується різними умовами організованості паводкового стоку і відмінністю рельєфу місцевості. Характерним є те, що у північно-західному напрямку показник ступеня *n* збільшується. Зазначене пояснюється зменшенням, у цьому



● некарстові річки, o карстові річки
У точок, відповідаючих некарстовим річкам, виписані відсотки заболоченості басейна

Рис.7.1. Залежність $q_{1\%} = f(\frac{200}{A})$

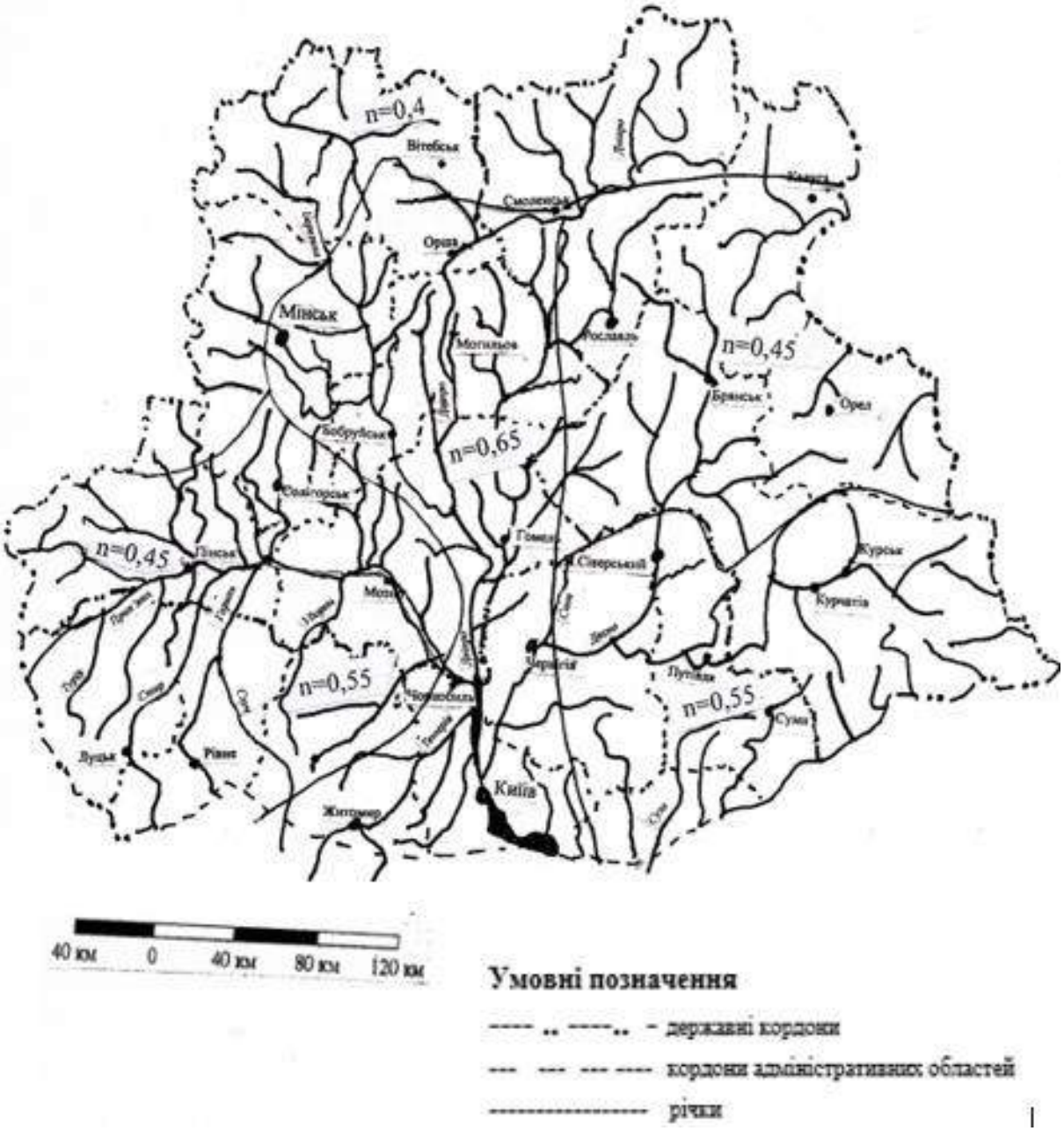


Рис. 7.2. Схема районних значень показника ступеня редукції n максимального модуля дощового стоку території середнього та верхнього Подніпров'я

ж напрямку, середньорічної кількості опадів. Карта параметра *n* добре узгоджується із картою фізико-географічного районування та картою середньорічної кількості опадів. Представлена карта уточнює, у значній мірі, аналогічного роду карту параметра *n* БНіП, де на останній він змінюється від 0,2 до 0,8.

З використанням отриманих значень показника ступеня *n* за даними про стік 167 річок, автором була побудована карта ізоліній

максимальних миттєвих модулів дощового стоку 1% забезпеченності q_{200} для території середнього та верхнього Подніпров'я (рис.7.3). На карті, рис. 7.3., величина параметра q_{200} коливаються від 0,3 до 1,3. Значна зміна параметра q_{200} виступає на території Прип'ятського Полісся України.

Максимуми значеннь модуля стоку отримано у верхів'ї річок Случ та Березина. Висловлене пояснюється, головним чином, великою кількістю випадання у цих районах дощів рідкісної повторюваності і деякою специфікою місцевості щодо грунтів та наявністю важких, за механічним складом, великої кількості грунтів.

У пункті 3.1 автором було встановлено, що антропогенні чинники істотно впливають на водний режим грунтів, змінюючи його, і залежать, при цьому, від механічного складу ґрунтів. У межах досліджуваної території переважно поширені чотири типи боліт: низинні осокові, низинні гіпнові, перехідні сфагново-осокові та сосново-сфагнові, а також верхові болота осокового і гіпнового походження, чого не враховує таблиця БНіП 2.01.14-.83 . У зв'язку з цим, уточнена таблиця значень коефіцієнтів β формули $\delta_2 = \beta \cdot \lg(0.1 \cdot A + 1)$ для різних типів боліт, рекомендованих БНіП, стосовно аналізованої території, представивши її у наступному вигляді (табл.7.I).

Формула БНіП 2.01.14-83 не враховує впливу закарстованості на стік, хоча він значно змінює його, про що докладно викладено у пункті 6.4.

Зіставляючи модулі стоку закарстованих річок із зональними значеннями стоку, які були зняті із карти (рис.7.3.), визначався тип закарстованих річок. У зв'язку з цим встановлено, що до значень модуля стоку, знятим із карти (рис. 7.3.) у межах тих районів, де є карст, необхідно вводити додатковий коефіцієнт, враховуючий зміну стоку за рахунок закарстованості $\delta_{к'}$, величина якого аналогічна, встановленому вище (пункт 6.4.2.) в залежності від типу водообміну та відсотка зайнятості ним басейну застосовується рівною: при

Таблиця 7.1

Значения коефіцієнтів β для різних типів боліт України, Білорусі, та Росії

Тип болота	Значення коефіц.β в залежності від механічного складу грунтів		
	Глиниста і важко-суглиниста	Середньо-суглиниста і суглинис-та	Супіщана, піщана та легкосуг-линиста
Низинні осокові болота, заболочені ліси та луки	0,60	0,70	0,80
Низькі гіпнові болота, заболочені ліси та луки	0,50	0,60	0,70
Перехідні болота як сфаг-новоосокового, так і сосново сфагнового походження. Забо-лочені ліси та луки	0,40	0,50	0,60
Верхові болота осокового та гіпнового походження	0,30	0,40	0,50

негативному водообміні $\delta_к$ = 0,75 - 0.95 при позитивному водообмене $\delta_к$ = 1,10-1,25, і нейтральному водообміну $\delta_к$ = 1,0.

На величину максимального дощового стоку, відповідно до засад теорії розрахунку паводкового стоку в умовах антропогенних змін, розроблених автором, істотно впливає освоєння земель, змінюючи розрахункову величину дощових витрат як у сторону збільшення, так і зменшення. Останнє виражається автором у вигляді коефіцієнта обліку рівня антропогенних змін $К_{аз}$, про що докладно викладено вище (пунк 6.4).

Зіставлення максимальних витрат 1%-ної забезпеченості з максимальними витратами інших ймовірностей перевищення дало можливість уточнити величину коефіцієнта λр, стосовно території Білорусі, Росії та північної частини України (табл.7.2).

Зіставлення результатів розрахунку, виконаних за вдосконаленою формулою БНіП 2.01.14-83 (7.1.) із фактичним

матеріалом показали нормальні результати при відповідній середньоквадратичній похибці розрахунку σ = 18,4%.

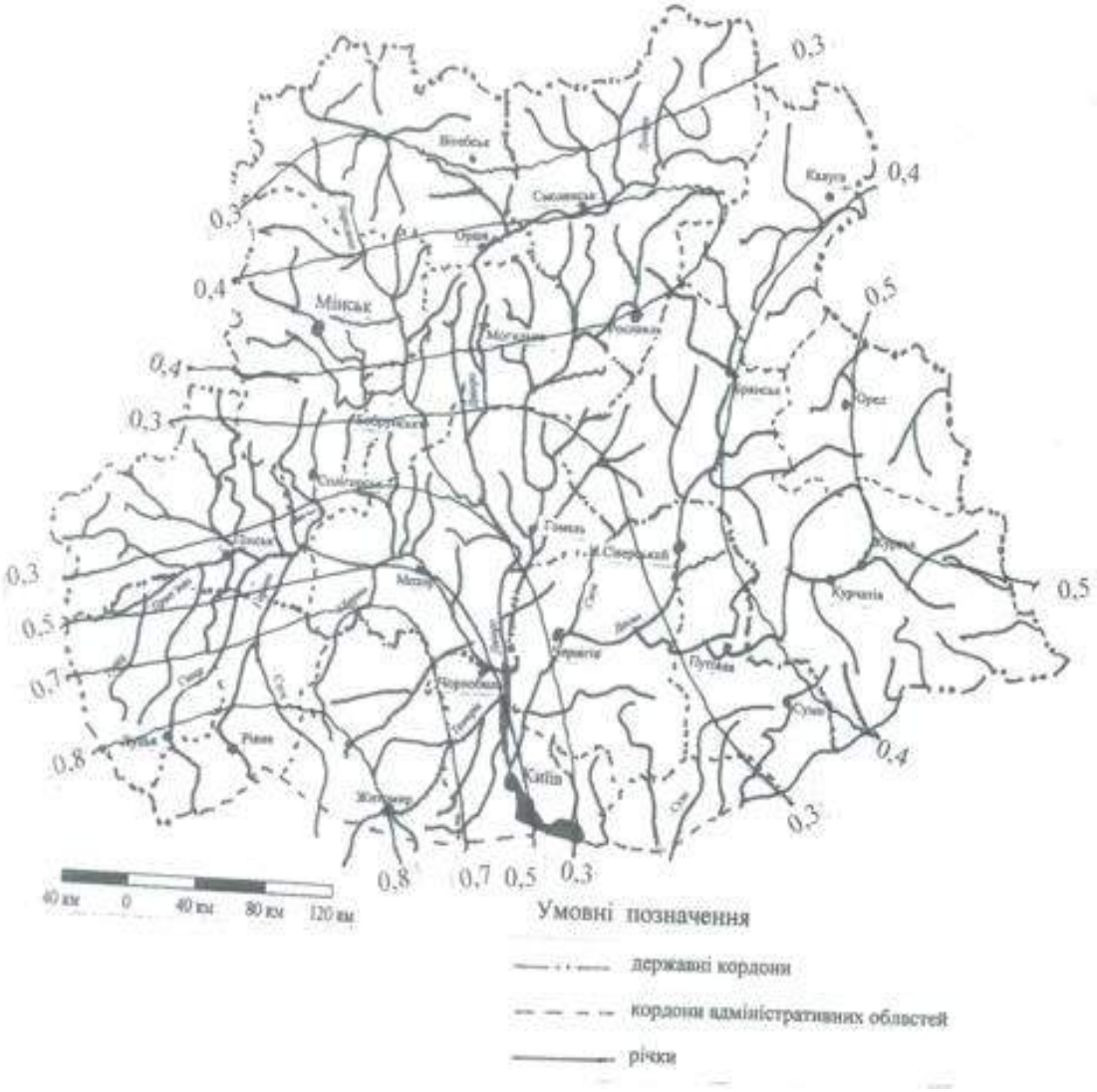


Рис.7.3. Карта ізоліній параметра q_{200} ($м^3/с·км^2$)

Таким чином, з урахуванням виконаних досліджень, удосконалена авторами редукційна формула пункт 3.1, стосовно сучасних умов може бути рекомендована у наступному вигляді:

$$Q_{p\%} = (\frac{200}{A})^n \delta \cdot \delta_2 \cdot \delta_к \cdot K_м \cdot \lambda_p \cdot A \qquad (7.1)$$

Невисока точність розрахунків, навіть у цьому випадку, пояснюється тим, що дощовий стік формується під впливом багатьох факторів, непостійних у часі та просторі, про що докладно викладено вище і чого не враховує редукційна формула.

Таблиця 7.2

Значення коефіцієнта λ_p редукційної формули

Площа водосбору, км^2	Коефіцієнт λ_p при забезпеченості, %						
	0,1	0,3	1,0	2	5	10	25
Північна частина України							
50 - 1000	1,92	1,51	1,0	0,83	0,54	0,41	0,23
понад 1000	1,74	1,40	1,0	0,92	0,63	0,47	0,30
Білорусь							
50 - 1000	1,86	1,45	1,0	0,71	0,50	0,38	0,20
понад 1000	1,70	1,36	1,0	0,86	0,59	0,42	0,26
			Росія				
50 - 100	1,78	1,39	1,0	0,68	0,45	0,35	0,18
понад 1000	1,61	1,29	1,0	0,79	059	0,40	0,26

Однак при розрахунках паводкового стоку, в сучасних умовах, редукційна формула може примінятися при обчисленні попередніх величин витрат води, тобто використовуватися у сукупності із запропонованою нами залежністю 6.1.

7.2. Покращення формули сталої інтенсивності стоку

Формула сталої інтенсивності стоку, на відміну від редукційної, вже враховує деякі фактори, що характеризують умови формування дощового стоку.

Практика показала, що формула сталої інтенсивності стоку БНіП не забезпечує надійної точності визначення максимальних витрат для струмків і малих водотоків антропогенних територій для площ менше 5-10км. Пояснюється це недостатнім обліком місцевих факторів (грунтів, сільскогосподарського використання, геоморфології, режиму грунтових вод, розчленування поверхні і т.д.), наближеним розрахунком коефіцієнта стоку та інших параметрів, а головне неврахуванням тих змін, які відбуваються у зв'язку з антропогенним впливом; зміною водно-повітряного режиму грунтів та їх водно-

фізичних властивостей, гідрографії місцевості, сільськогосподарського освоєння територій та ін.

Для усунення зазначеного, використовуючи запропоновані у даній роботі конструктивно-географічні засади організованості формування паводкового стоку в сучасних умовах, а також запропоновані висновки та пропозиції, стосовно розрахунку дощових витрат, автором виконано уточнення параметрів формули, на прикладі басейнів річок середнього і верхнього Подніпров'я, на підставі чого вдосконалено методику її розрахунку. Здійснення зазначеного досягнуто шляхом використання наявного гідрометричного матеріалу, а також даних експериментів зі штучного дощування малих площадок, виконаних на польових землях Українського Полісся.

БНіП 2.0І. 14-83 рекомендує визначати стік за даними, найближчих до басейну досліджуваного водотоку, метеорологічних станцій, які мають найбільшу тривалість спостережень.

Величина максимального добового шару опадів, визначалася автором за матеріалами метеорологічних станцій та агрометеорологічних постів з періодом спостережень більше 50 років, що охоплюють всі райони даної території, включно 2020 рік. За кожен досліджуваний рік за метеостанцією або постом, вибиралася максимальна величина добової суми опадів від дощів, випавших за вегетаційний період. Отримані дані піддавалися статистичній обробці, що дало можливість побудувати криві розподілу максимальних добових шарів опадів від дощів рідкої повторюваності.

Параметри аналітичних кривих розподілу встановлювались за отриманими рядами спостережень, з використанням ЕОМ, згідно формул і рекомендацій БНіП. Розрахункові значення величин коефіцієнта асиметрії і коефіцієнта варіації приймалися як середні із значень, встановлених за даними групи річок із найбільш тривалими спостереженнями за розглянутою гідрологічною характеристикою у гідрологічно однорідному районі. Застосування методики спільного аналізу даних спостережень дозволило уточнити характеристики максимального стоку.

За отриманими, таким чином, кривими забезпеченостей визначались заданої імовірності перевищення максимальних шарів опадів від дощів вегетаційного періоду рідкісної повторюваності. Нанесення обчислених значень шарів опадів на карту, у місця їх визначення та з'єднавши останні відповідними ізолініями, була побудована карта ізоліній максимального шару опадів 1% забезпеченості, стосовно до розрахунку паводкового стоку (рис. 7.4.).

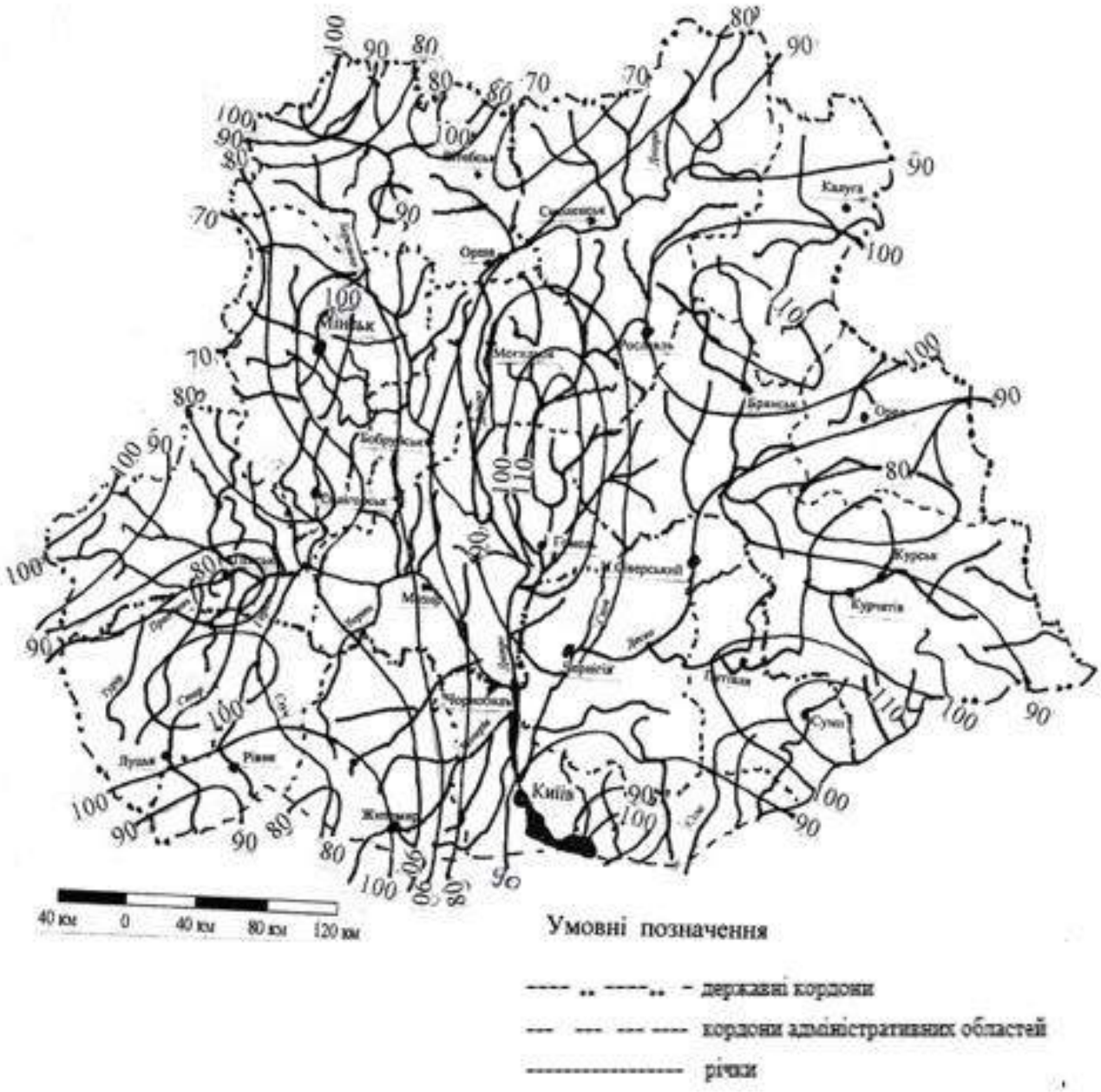


Рис. 7.4. Розподіл максимального шару добових опадів 1% забезпеченості

На карті виділені райони із максимальним та мінімальним шаром опадів. Мінімум спостерігається у районі міст Вітебська, Пінська, у верхів'ї річок Березіна, Неман та Горинь. Максимуми приурочені до верхів'я річки Трубіж, міст Гомель, Луцьк, Гродно, Мінськ та інших районів.

Обчислити величину гідроморфометричної характеристики русла $Ф_р$ за формулою БНіП занадто трудомістко, тому автором, для спрощення розрахунків, була використана методика, запропонована Н.В.Лаликіним, яка полягає у встановленні зв'язків між $Ф_р$ з густотою річкової мережі ρ і ухилом видатків *I*. Відмічені зв'язки досліджувалися на 125 водотоках малих річок та струмків із площами водозборів від 2.0 до 10.0 км^2, розміщених у межах північної частини України, Білорусі та Росії. Для обчислення значень параметра $Ф_р$ використовувалися великомасштабні карти, карти розчленованості місцевості річковою, яружно-балочною, дорожною та меліоративною мережею, карти густоти яружно-балочної мережі та ухилу схилів, складених С.С.Соболєвим, проєкти осушувальних систем і дані досліджень під них, а також наявні гідрографічні матеріали. За отриманими, таким чином, значеннями будувалися зв'язки $Ф_р = f(\rho)$ і $Ф_р = f(I)$ (рис.7.5. та 7.6). Аналіз представлених на графіку точок, що

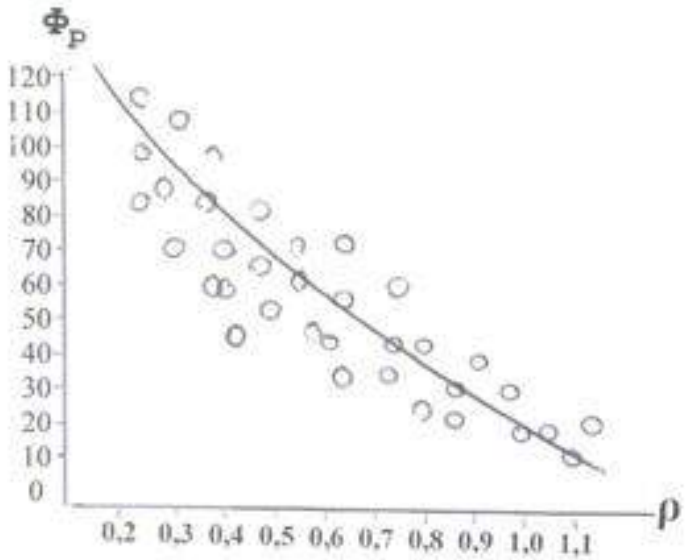


Рис.7.5. Залежність параметра $Ф_р$ від р для річок басейнів верхнього і середнього Подніпров'я

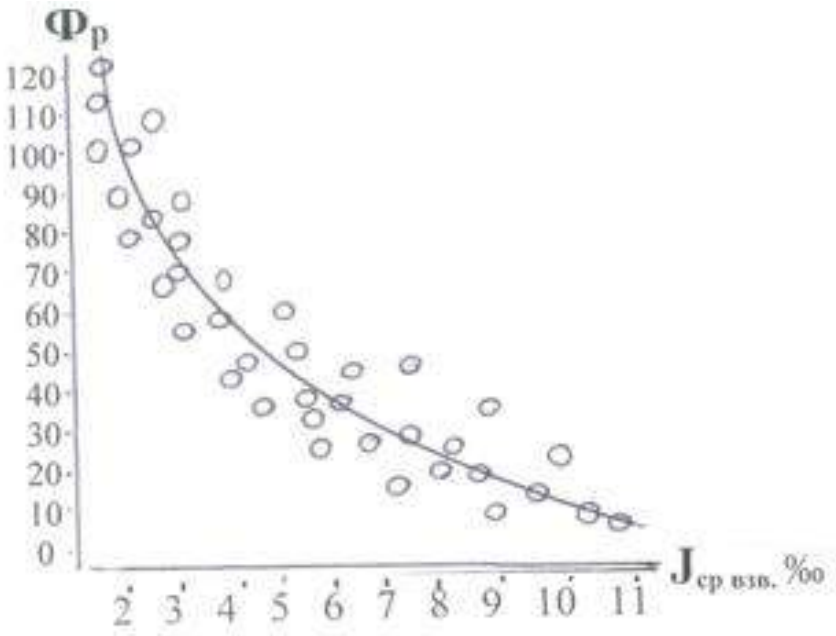


Рис.7.6. Залежність параметра $Ф_р$ від $J_{ср.взв\%}$ для річок басейнів верхнього і середнього Подніпров'я

характеризують зв'язок $Ф_р$ з середньозваженим ухилом водотоку та густотою річкової мережі досліджуваної території, дозволив виділити наступні наближенні емпіричні залежності для річок басейну Прип'яті України та Білорусі:

$$\Phi_p = 190 - 188 \cdot \rho \quad \text{чи} \quad \Phi_p = \frac{180}{e^{0,12 \cdot Iср.взв.}} \quad (7.2)$$

річок басейну Дніпра та інших річок досліджуваного регіону:

$$\Phi_p = 168 - 139 \cdot \rho \quad \text{або} \quad \Phi_p = \frac{150}{e^{0,12 \cdot Iср.взв.}} \quad (7.3)$$

При збільшенні густоти гідрографічної мережі, чому сприяють антропогенні зміни, значно зменшується величина гідро-морфометричної характеристики $Ф_р$, змінюючи, при цьому, і паводковий стік. Придатність в практичних розрахунках рекомендованих формул 7.2 і 7.3 перевірена при зіставленні результатів розрахунку із формулою СНіП за даними 154 малих водотоків, що дало задовільну збіжність обчислених величин при середньоквадратичній похибці σ = 11%. У зв'язку з цим, з метою спрощення розрахунків за встановленням величини гідроморфометричної характеристики русла Фр, автором складена карта коефіцієнта густоти сучасної мережі (річкової,

меліоративної автодорожної, залізничної), стосовно до розрахунку паводкового стоку за запропонованою методикою (рис.7.7).

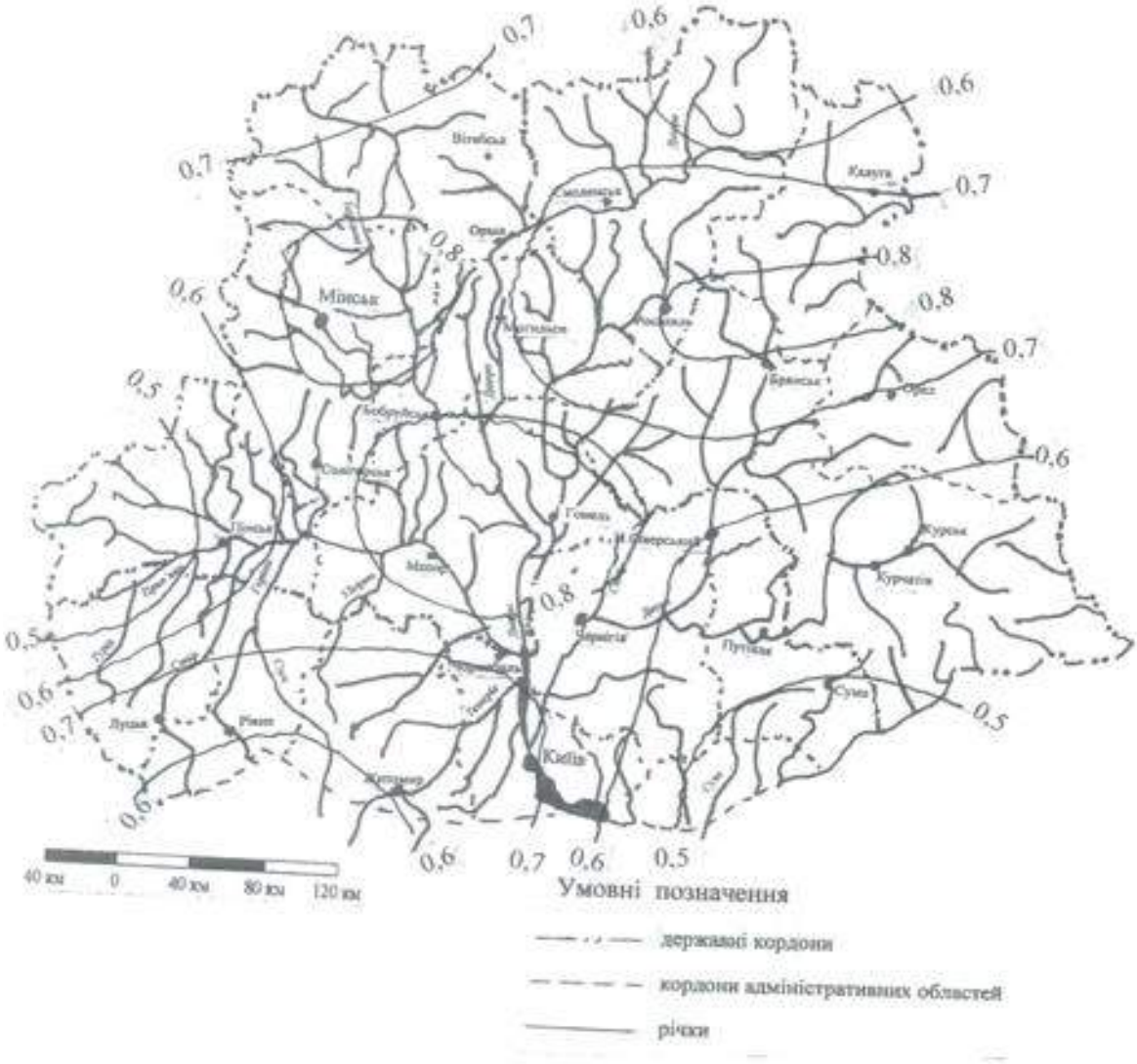


Рис. 7.7. Карта - схема коефіцієнта густоти сучасної мережі δ

Однією із основних, найбільш важко визначуваних характеристик формули сталої інтенсивності стоку, є коефіцієнт поводкового стоку (що представляє собою відношення шару стоку до випавших на ту ж площу водозбору, опадів).

На величину коефіцієнта стоку істотно впливає ряд факторів: клімат, рельєф, рослинність, тип та стан грунту, її вологість і т.д., що призводить до значних труднощів визначення коефіцієнта паводкового стоку.

Розробити сувору об'єктивну методику розрахунку коефіцієнта стоку не представляється можливим, у зв'язку з тим, що незначний обсяг відомостей про коефіцієнт стоку відноситься до невисоких паводків, забезпеченістю $P_{5\text{-}10\%}$. При дощових паводках ще більш рідкісної повторюваності, відсутні дані спостережень або за стоком, або за опадами. Коефіцієнти стоку, обчислені за наявними фактичними даними спостережень, характеризують їх середні значення за весь паводок, а при розрахунку максимального дощового стоку необхідні відомості про коефіцієнти стоку тільки за період формування максимуму. При розробці БНіП 2.01.14-83 для розрахунку дощового стоку була прийнята шкала φ складена із використанням кривих водовіддачі, запропонованих Н.Н.Чегодаєвим. Коефіцієнт стоку визначався, як відношення рівно забезпечених значень водовіддачі, обчисленої для різних категорій грунту. Водовіддача для грунту першої категорії, при зміні часу добігання $\tau_{сх}$ від 0 до 90-240 хв. обчислені, таким чином, значення коефіцієнтів стоку, були впорядковані для найбільш характерних за величиною водозборів ($\tau_{сх}$ = 1000 хв.). Далі, значення максимальних коефіцієнтів стоку групувалися за окремими районам, у залежності від типу кривої редукції опадів і категорій поглинання, де добовий шар опадів приймався 1% забезпеченості. Таблиця значень коефіцієнта стоку φ_o БНіП та розрахункова формула для обчислення збірного коефіцієнта стоку не відображає всього того різноманіття грунтів, ступеня їх обробки, характеру рельєфу, господаського використання земель, які мають місце, на сучасній території Білорусі, північній частині України та Росії. Для його уточнення були використані матеріали штучного дощування малих майданчиків. При розробці таблиці коефіцієнтів стоку були використані також матеріали Богуславської, Бучанської і Мінської стічних станцій.

7.2.1.Уточнення параметрами сучасних умов

Експериментальний матеріал зі штучного дощування площадок, дозволив розробити параметри формул втрат для різних

грунтів, побудувати типові криві поглинання та обчислити значення коефіцієнтів стоку (див. пункти 6.3).

При визначенні коефіцієнтів стоку за матеріалами стічних станцій, а також гідрометричними даними, будувалися графіки зв'язку шару стоку та шару паводкоутворюючих опадів. Кут нахилу осередненої лінії і являє шуканий коефіцієнт стоку.

Використовуючи розроблені авторами основи теорії розрахунків паводкового стоку в сучасних умовах, виявилося можливим уточнити таблицю значень максимальних коефіцієнтів стоку БНіП 2.01.14-83 для грунтів північної частини України, Білорусі та Росії і класифікувати його, у залежності від типу грунтів, сільгоспвикористання земель, площі водозбору та добового шару опадів (табл.7.3).

Розрахункове значення коефіцієнта паводкового стоку φ - при здійсненні обчислень дощових витрат у межах басейнів, де розташовані окремі угіддя, що мають різні типи грунтів та їх сільгоспвикористання, здійснюється наступним чином. На основі матеріалів вишукувань або ґрунтових карт встановлювався відсоток зайнятості басейну тим чи іншим типом грунтів та його стан (залісненість, розораність, зайнятість культурними пасовищами і луками). Наприклад, у межах басейну струмка без назви, у с. Кальсберг (Білорусь), площею 6,0 км^2, 30% цієї площі займають дерново-середньопідзолисті супіщані грунти мають 62% розораності і 38% освоєнності, а решта 70% - площі зайняті торф'яно-болотними освоєнними грунтами, що підстилаються супесями. З них 60% зайнято луками, а 40% розорюються. Тоді, згідно із табл.7.3, для дерново середньопідзолистих супіщаних грунтів, зайнятих розораними схилами φ_o = 0,41, а задернованних φ_o = 0,43. При цьому, середнє значення $\varphi_{оср}^{дпп} = 0{,}41 \cdot 0{,}62 \cdot +0{,}43 \cdot 0{,}38 = 0{,}42$. Для торф'яно-болотних, відповідно, по луках $\varphi_o = 0{,}37$, а по розорюваних $\varphi_o = 0{,}30$.

Таблиця 7.3

Значення максимальних коефіцієнтів паводкового стоку φ_0 для грунтів, підданих обробці з різним сільськогосподарським використанням земель

	Грунти	Сільськогос-подарське використання земель	Максимальний коефіцієнт φ_o при площах водосборів, кв.км.							
			<0,1	0,1-1,0	1,0-10	>10	<0,1	0,1-1,0	1,0-10	>10
			Розрахунковий шар добових опадів $H_{1\%}$, мм							
			≤ 90				>90			
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
1.	Дерново-середньо і слабопід-золисті глинисті. Дерново-підзолисті, переважно гли-нисті, а також поверхнево оглеєні, підстелені суглинками	Розорані схили	0,46	0,43	0,41	0,38	0,49	0,44	0,42	0,39
		Задерновані поверхні	0,56	0,53	0,50	0,47	0,61	0,55	0,52	0,49
		Заліснені схили	0,51	0,45	0,43	0,40	0,54	0,47	0,45	0,4
2.	Дерново-середньо та слабо-підзолисті піщані і супіщані. Дерново-підзолисті піщані підстилаються пісками та лісовидними супесями	Розорані схили	0,32	0,3	0,27	0,25	0,36	0,32	0,3	0,28
		Задерновані схили	0,43	0,41	0,38	0,35	0,46	0,43	0,4	0,38
		Покриті лісом поверхні	0,38	0,36	0,34	0,32	0,4	0,38	0,35	0,32
3.	Сірі і світло-сірі лісові опідзолені легко-суглинисті на лесовидних суглинках	Розорані схили	0,37	0,34	0,33	0,31	0,39	0,36	0,34	0,33
		Задерновані схили	0,52	0,47	0,44	0,4	0,56	0,51	0,46	0,44
		Заліснені поверхні	0,41	0,38	0,37	0,36	0,43	0,4	0,39	0,38

Продовження таблиці 7.3

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
4.	Темно-сірі лісові середньо-суглинисті на лесовидних суглинках	Оброблювані поверхні	0,49	0,44	0,41	0,34	0,51	0,46	0,43	0,4
		Задерновані схили	0,59	0,54	0,5	0,46	0,61	0,56	0,53	0,5
		Покриті лісом схили	0,51	0,46	0,42	0,35	0,53	0,48	0,44	0,4
5.	Чорноземи лугові і опідзолені вищолочні, суглинні, малогумусні, пилевато легко і середньо-суглинисті	Розорані поверхні	0,49	0,45	0,42	0,36	0,51	0,47	0,44	0,41
		Луки, пасовища багаторічні трави, сінокоси, багаторічні поклади	0,6	0,55	0,48	0,41	0,63	0,56	0,5	0,46
6.	Дернові, лучні, лучно-болотні та торф'яно-болотні заплавні осушені, підстелені суглинками	Оброблювані поверхні	0,57	0,53	0,5	0,37	0,58	0,5	0,52	0,4
		Луки, пасовища, багаторічні трави, багаторічні поклади	0,64	0,60	0,54	0,43	0,66	0,62	0,56	0,4
7.	Торф'яно-болотні, торф'яно-підзолисті та торф'яні осушені подстелені супесями	Розорані схили	0,40	0,35	0,30	0,25	0,45	0,40	0,32	0,3
		Луки, пасовища, сінокоси	0,50	0,46	0,37	0,31	0,54	0,49	0,4	0,36

Середнє значення $\varphi_{оср}^{тбп} = 0{,}41 \cdot 0{,}6 \cdot +0{,}3 \cdot 0{,}4 = 0{,}0{,}22 + 0{,}12 = 0{,}34$. Тоді середнє значення φ_o для розглянутих типів грунтів буде $\varphi_0 = \varphi_{оср}^{дпп} \cdot 0{,}3 + \varphi_{оср}^{тбп} \cdot 0{,}7 = 0{,}42 \cdot 0{,}3 + 0{,}34 \cdot 0{,}7 = 0{,}36$ яке і є розрахунковим.

Представлені у таблиці 7.3. значення максимальних коефіцієнтів стоку, згідно запропонованих розрахунків стоку, дають можливість визначити величину втрат стоку осереднену за площею. Автором було встановлено, що істотний вплив на втрати паводкового стоку надає поверхня водосбору через її ухил і розчленованість як річковою, яружно-балковою так і іншою антропогенною мережею, що викликає зміни втрат паводкового стоку, виражені у втратах стоку на спаді паводку. Зазначеного не враховує формула БНіП. Для усунення відміченого, з урахуванням виконаних розробок стоку, автор пропонує вводити у розрахункову формулу не максимальну величину коефіцієнта стоку φ_0, а збірний коефіцієнт, величина якого залежить від типу і стану грунтів, шару опадів, характеристики схилу та максимального коефіцієнта стоку. Значення збірного коефіцієнта пропонується обчислювати за формулою:

$$\varphi_{сб} = \varphi_0 \cdot K_{\varphi} \tag{7.4}$$

де φ_0 - максимальний коефіцієнт стоку зі схилів водозбору; $K\varphi$ - коефіцієнт, що враховує зміну стоку, у зв'язку із зміною характеристики схилу - його довжини та ухилу, а також розчленованості території і величини максимального добового шару опадів 1% забезпеченості.

Значення максимальних коефіцієнтів паводкового стоку φ_0 для грунтів, схильних до обробітку із різним сільськогосподарським використанням земель. При наявності на пасовищі, сіножаті тощо густого травостою, максимальні значення коефіцієнтів паводкового стоку, відповідні $H_{1\%} \leq 90$ мм, зменшуються на 15%, при наявності на схилі дрібного чагарнику значення відповідних граф, для всіх котегоріі грунтів, зменшуються до 20 %. При наявності на схилі переважної більшості листяного лісу, у середньому і похилому віці, значення коефіцієнтів стоку відповідних категорій грунтів зменшуються до 20%. При обробці сільськогосподарських культур поперек схилу числові значення коефіцієнтів паводкового стоку, відповідні

розораним та оброблюваним поверхням, слід зменшити до 15%, а під кутом - до 1.

Величину коефіцієнта *Кφ* рекомендується обчислювати за залежністю виду:

$$K_{\varphi} = \sqrt{\frac{1}{\varphi_0 \cdot \Phi^{1/3} \gamma_0 \cdot H_{1\%}^{1/4}}}; \quad \text{або} \quad K_{\varphi} = \sqrt{\frac{1}{\varphi_0 \cdot \Phi^{1/3} P_{EH} \cdot H_{1\%}^{1/4}}} \qquad (7.5)$$

Де, *Ф* - параметр обліку характеристики схилу; $H_{1\%}$ - величина максимального шару опадів 1% забезпеченості. Параметр обліку характеристики схилу *(Ф)* умовно представляє собою відношення суми довжин тальвегів до їх середньозваженого ухилу та густоти, які знаходяться в межах басейну різного роду гідрографічної мережі, тобто, це свого роду параметр розчленованості місцевості річковою, яружно-балочною та іншою сучасною мережею, виражений в умовних одиницях. Для його визначення розроблена карта (рис.7.8), в основу побудови якої закладена карта розчленованості місцевості річковою, яружно-балочною та ншою сучасною мережею (рис.6.8), а також аналіз великомасштабних карт із залученням інших картографічних джерел, результатів досліджень для проєктування різних систем, відомостей про ухили схилів та інші матеріали проєктно-вишукувальних організацій, розташованих у межах території Білорусі, північної частини України та Росії.

За змістом коефіцієнт *Кφ* являє собою щось подібне коефіцієнту обліку втрат стоку на спаді паводку. Важковизначальним параметром формули сталої інтенсивності стоку БНіП є тривалість схилового добігання t_{cx}, так як для її визначення необхідні великомасштабні топографічні карти і досить кропіткі виміри по них, що потребує великих витрат часу.

Використавши виконане у даній роботі дослідження часу схилового добігання із сучасно змінених водозборів та скориставшись висновками і рекомендаціями щодо розрахунку часу схилового добігання ($\tau_{\text{сх}}$):

$$t_{ск} = B \cdot m \cdot H_{1\%} \cdot \varphi_{сб} \qquad (7.6)$$

де m - коефіцієнт шорсткості схилів; B - параметр, величина якого визначається за графіком залежно від параметра обліку характеристики схилу та шару добових опадів (рис.7.9).

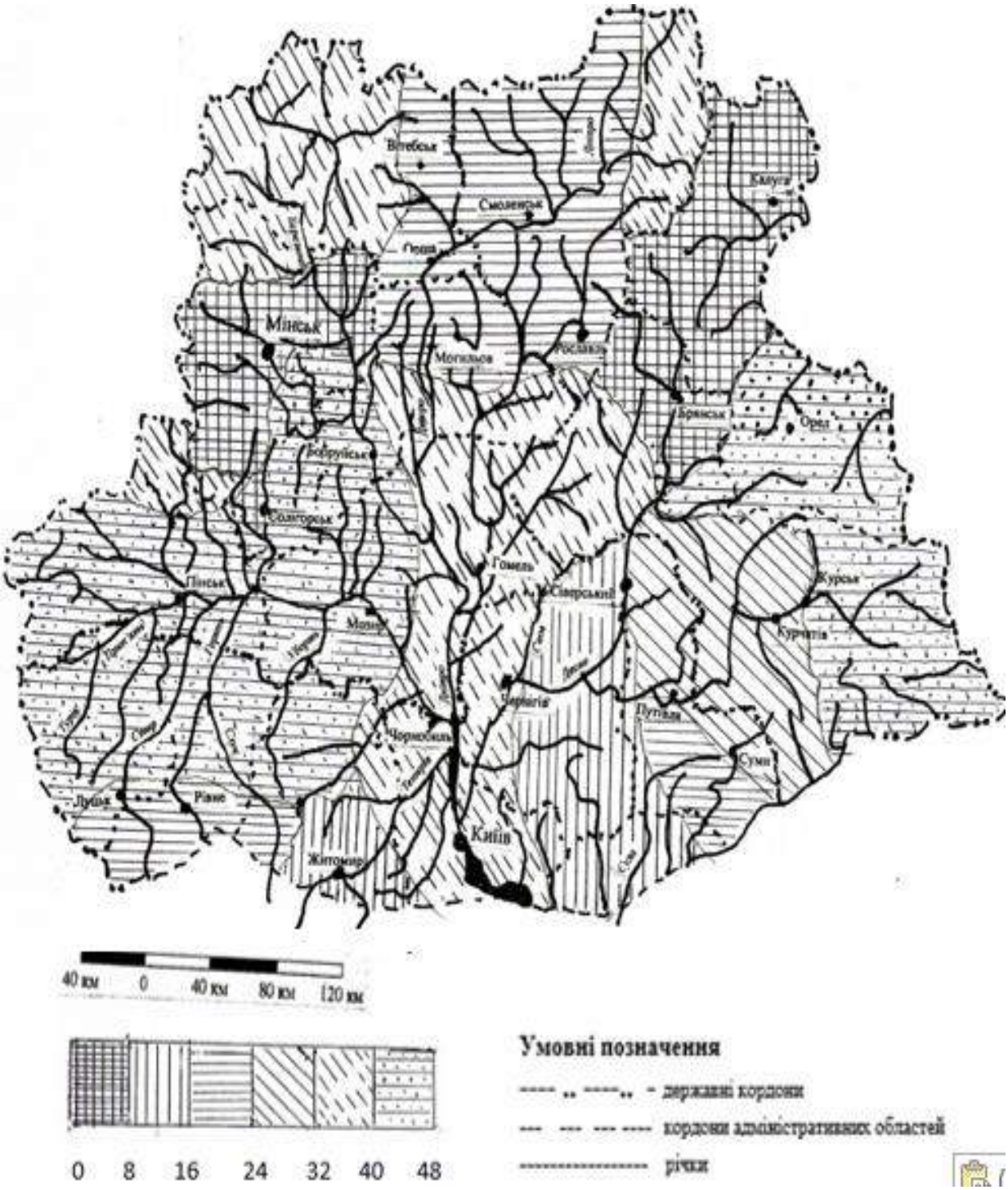


Рис.7.8. Карта параметра обліку характеристики схилу Ф.

Графік складено при збірному коефіцієнті $\varphi_{еб}$ рівним 0,35. При збільшенні $\varphi_{сб}$ до 0,5 і більше набутих значень параметра B , необхідно

зменшувати на 25-30%, а при зменшення $\varphi_{сб}$ до 0,2 - навпаки збільшувати до 30%. Використовуючи виконані вище розробки (пункт 6.3), а також дані табл.7.4., з урахуванням експериментального матеріалу зі штучного дощування майданчиків, авторкою була розроблена таблиця коефіцієнта шорсткості схилів *m* стосовно до визначення часу схилового добігання.

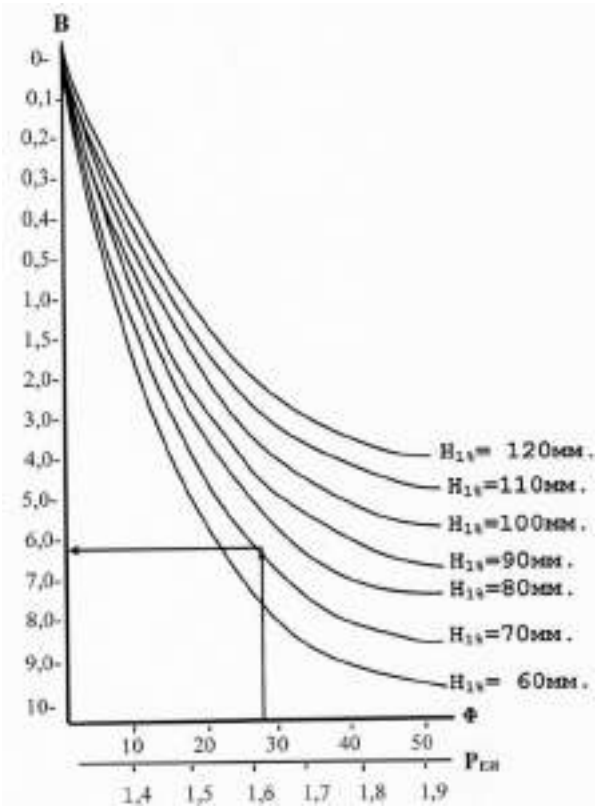


Рис.7.9. Графік для визначення параметра В формули часу схилового добігання $\tau_{сх}$.

Таблиця 7.4.

Значення коефіцієнтів шорсткості схилу m

№ з/п	Характеристика поверхні схилу	m
1.	Просапні з обробкою уздовж схилу. Схили добре сплановані	0.30-0.40
2.	Зернові із борознами уздовж схилу	0.41-0.49
3.	Розоране поле. Борозни оранки добре виражені	0.50-0.62
4.	Пропашні культури з обробкою поперек схилу	0.63-0.70

5.	Стерня зернових культур. Борозни мало помітні	0.71-0.75
6.	Культурне пасовище, луки, з добрим середнім травостоєм	0.76-0.79
7.	Ліс у молодому віці, кустарник	0.80-0.85
8.	Заліснені схили. Купиновата заросла поверхня. Густий травостій	0.86-0.95

Для визначення максимального модуля зливового стоку, крім зазначеного, необхідно знати час схилового добігання, який розраховується за запропонованою тут залежністю 7.6. Крім того, для встановлення відносної величини максимального стоку необхідні дані про гідроморфометричну характеристику русла, яка встановлювалася, як за формулою БНіП, так і формулами автора 7.2.- 7.3. На підставі чого автором побудована номограма для обчислення величини максимального модуля паводкового стоку, яка представлена на рис.7.10.

Значення коефіцієнта, що враховує зниження максимальної витрати води, зарегульованого проточними озерами, обчислюється за виразом 5.1., 7.2.

$$\delta = (1 - f_{оз})/(1 + 25 f_{оз}) \quad , \qquad (7.7.)$$

де, $f_{оз}$ - площа дзеркала озер і водосховищ у частках від усієї площі водозбору.

Облік впливу на паводковий стік антропогенного впливу, який заключається у зміні водно-фізичних властивостей ґрунтів, режиму ґрунтових вод та інших факторів, здійснюється за допомогою коефіцієнта обліку рівня антропогенних змін $К_{аз}$, який вводиться у формулу при наявності у басейні більше 13-15% антропогенних земель від усієї його площі. Встановлюється $К_{аз}$ у залежності від площі антропогенно змінених земель та механічного складу грунтів, про що докладно викладено у пункті 6.4 (рівняння 6. 35, 6.36). Формула сталої інтенсивності стоку БНіП не враховує впливу закарстованості на стік, хоча, як це було зазначено авторами у пункті 6.4., він змінює його.

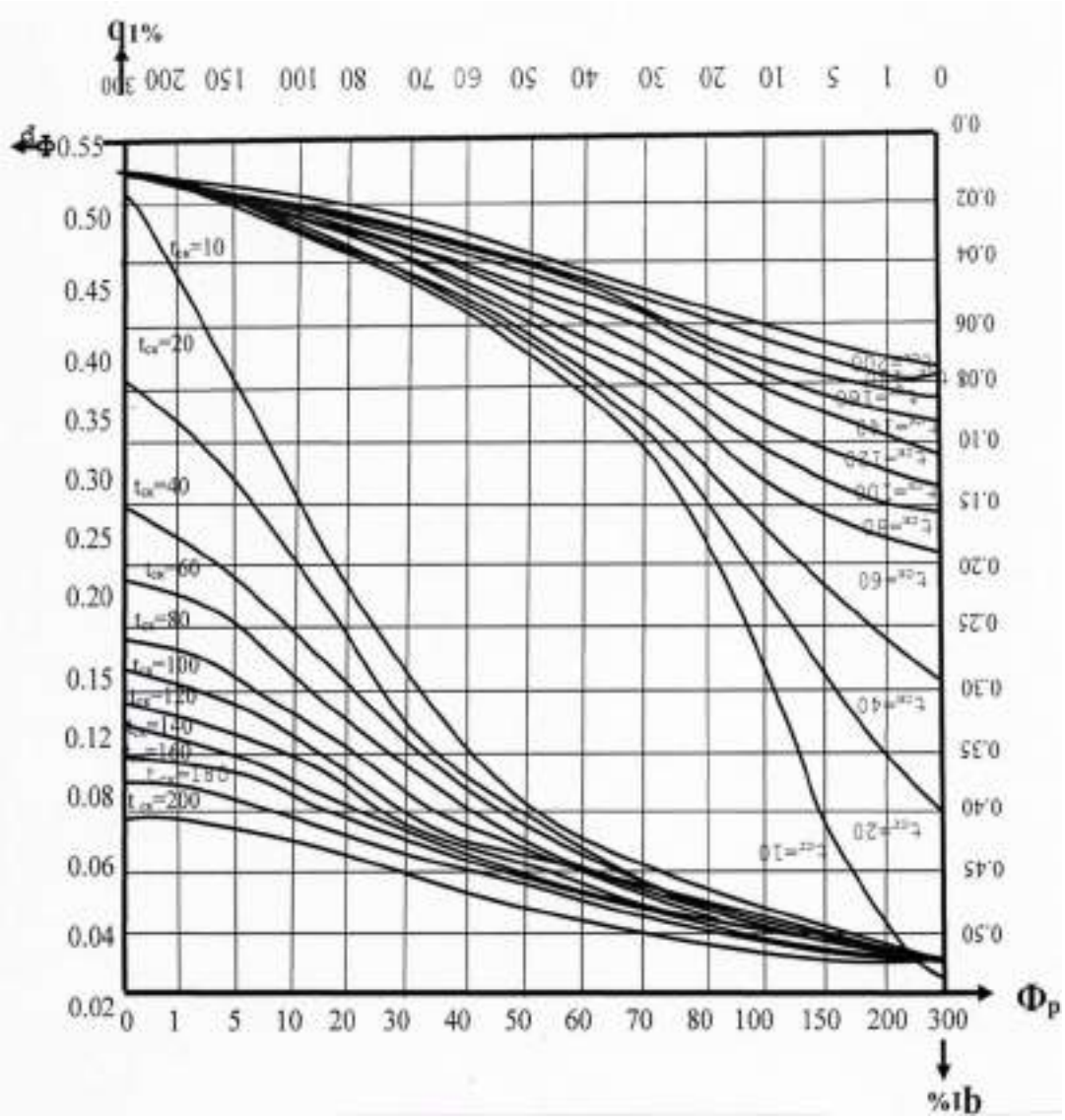


Рис. 7.10. Номограма для обчислення максимального модуля паводкового стоку q 1% в залежності від часу схилового добігання $t_{сх}$ і гідроморфометричної характеристики русла $Ф_р$

У зв'язку з цим, автор вводить у формулу коефіцієнт обліку закарстованості $\delta_к$, величина, якого визначається за розробленою вище методикою (див.пункт 6.4.

Автор уточнила і таблицю значень коефіцієнта λр, запропоновану БНіП, стосовно регіону, який розглядається, для розрахунку паводкового стоку за розробленою нею методикою (табл.7.5.).

Формула сталої інтенсивності стоку БНіП не враховує впливу закарстованості на стік, хоча, як це було зазначено автором у пункті 6.4., він змінює його. У зв'язку з цим, автор вводить у формулу

коефіцієнт обліку закарстованості $\delta_к$, величина, якого визначається за розробленою вище методикою (див.пункт 6.4.2.).

Таким чином, із використанням розроблених автором теоретичних і методичних положень з обліку впливу на організованість паводкового стоку, особливостей гідрологічного режиму та гідрофізичних процесів, що відбуваються на водозборах, у зв'язку з сучасними умовами, удосконалена формула сталої інтенсивності стоку БНіП для малих річок із наявністю сучасних змін, рекомендується у наступному вигляді:

$$Q_{p\%} = q_{1\%} \cdot \varphi_{сб} \cdot H_{1\%} \cdot \delta \cdot \delta_к \cdot K_м \cdot \lambda_p \cdot A \qquad (7.8)$$

Шар дощового стоку заданої імовірності перевищення пропонується обчислювати за розробленою залежністю:

$$h_{p\%} = H_{1\%} \cdot \varphi_0 \cdot\cdot \lambda_p \cdot \nu \cdot P \quad , \qquad (7.9)$$

Таблиця 7.5.

Числові значення коефіцієнта λ_p для уточненої формули сталої інтенсивності стоку

Територія	Площа водозбору	Коефіцієнті λp при вірогідності, %				
		0,3	3	5	10	25
Північна частина України	>100	1,32	0,78	0,64	0,48	0,28
	50-I00	1,35	0,75	0,64	0,47	0,25
	10-50	1,40	0,73	0,60	0,43	0,22
	1-10	1,45	0,70	0,50	0,34	0,15
	≤1	1,50	0,66	0,46	0,730	0,12
Білорусь, Росія	>100	1.35	0.76	0.58	0.40	0.21
	50-100	1.50	0.73	0.50	0.34	0.15
	10-50	1.60	0.69	0.44	0.26	0.10
	1-10	1.65	0.65	0.40	0.23	0.08
	≤1	1.65	0.60	0.40	0.23	0.08

де $h_{p\%}$ - розрахунковий шар дощового стоку забезпеченістю Р%; $H_{1\%}$ - максимальний добовий шар опадів 1% забезпеченості у мм, приймається за картою ізоліній (рис.7.4.); λ_p - перехідний коефіцієнт від шару дощового стоку 1% забезпеченності до заданої, визначається за табл.7.5. ν- коефіцієнт врахування зміни шару дощового стоку в залежності від використання земель., визначається за табл.7.6.

Величина параметра *P* для басейнів річок Прип'яті приймається рівною 2.0-2.10, для басейнів річок Дніпра - 1.80-1.85, для інших басейнів річок Білорусі - 1.90-1.95.

Розрахунок паводкового стоку за вдосконаленою формулою сталої інтенсивності стоку БНіП пропонується здійснювати у такий спосіб: за картою (рис.7.4) встановлюється значення максимального добового шару опадів 1% забезпеченості. Величина максимального коефіцієнта паводкового стоку φ_0 для грунтів басейну, у залежності від їх сільгоспвикористання, добового шару опадів і площі басейну визначається за табл.7.3.

Таблиця 7.6.

Значення коефіцієнта використання схилів ν

.

Використання схилів	ν
Вигін із середнім і хорошим травостоєм, стерня зернових культур	0.91-0.95
Чагарник в перемішку із лісом у молодому віці	0,86-0,90
Лісові схили із зарослої густою травою і купинястою поверхнею	0,81-0,85
Просапні і зернові з обробкою вздовж схилу	0,76-0,80
Зернові та просапні з обробкою під кутом схилу. Поверхні добре сплановані	0,70-0,75

За картою рис.7.8. встановлюється параметр характеристики схилу Ф, а за формулою 7.3. обчислюється коефіцієнт *Кφ*. Використовуючи вираз 7.4., визначається збірний коефіцієнт паводкового стоку $\varphi_{сб}$. За формулою 7.6., із застосуванням значень

параметра *m* (табл.7.4) і даних величини параметра *B* (рис.7.9.) вираховується значення часу схилового добігання ($t_{сх}$), за яким у залежності від гідроморфометричної характеристики русла (*Фр*), встановленої за формулою 7.2 або 7.3, із застосуванням карти рис.7.7. Згідно номограми (рис.7.10.) визначається відносне значення максимального модуля стоку 1% забезпеченості ($q_{1\%}$). Величина параметра *δ* встановлюється за формулою 7.7., а $\delta_к$ - за картою, рис. 6.28 та табл.6.10. Параметр $K_{ав}$ розраховується за залежністю 6.35 або 6.36. Перехід від 1% забезпеченості до будь-якої заданої здійснюється за допомогою коефіцієнта λр, значення якого виписується з даних табл.7.5.

Основні труднощі при розрахунках максимальних витрат дощового стоку за формулою сталої інтенсивності є визначення середнього нахилу водозбору ($i_в$) та збірного коефіцієнта паводкового стоку (φ.) Автором розроблені формули та відповідна методика для визначення відміченого. Пропонується наступна формула для розрахунку визначення середнього нахилу водозбору $i_в = \Delta_0 (L+ \Delta L)/ A$, де Δ_0 - перевищення між найбільш близькою та найвищою відмітками на водорозділі відносно витоку річки і відміткою у розрахунковому створі основної річки, у м.; L – довжина основного русла річки, км; Δ L - відстань від витоку основної річки до найбільш близької та найвищої відмітки на водорозділі річки, км; A – площа водозбору, км^2. В окремих випадках на водозборі, крім основного водотоку, є значні притоки з відмітками на водорозділі, які перевищують відмітки на водорозділі основного водотоку. У цьому випадку розрахунки здійснюються за цією ж формулою.

Сутність виводу представленої формули у наступному. Якщо умовно прийняти, що відносно основного водотоку водозбір розташований симетрично по обидва боки та за довжиною рівномірно, то середня ширина водозбору (B) буде дорівнювати: B = A/L, із врахуванням Δ L , $B'' = A/ (L + \Delta L)$, для різного перерізу прийнятої форми водозбору перпендикулярного до випрямленої довжини основного русла. Середній нахил ($i_в$) буде представлений залежністю: $i_i = 2 \Delta_i (L + \Delta L) / A$. Інтегруючи переріз за усією довжиною (L + Δ L)

та враховуючи, що Δ_i змінюється від 0 до Δ_0 , а середнє значення $\Delta_i = \Delta_0 /2$, отримаємо першочергову формулу: $i_в = \Delta_0 (L+ \Delta L)/ A$. Для розрахунку збірного коефіцієнту стоку φ , згідно попередніх формул складена номограма за якою швидко та з достатньою точністю визначається φ.. (рис.7.11).

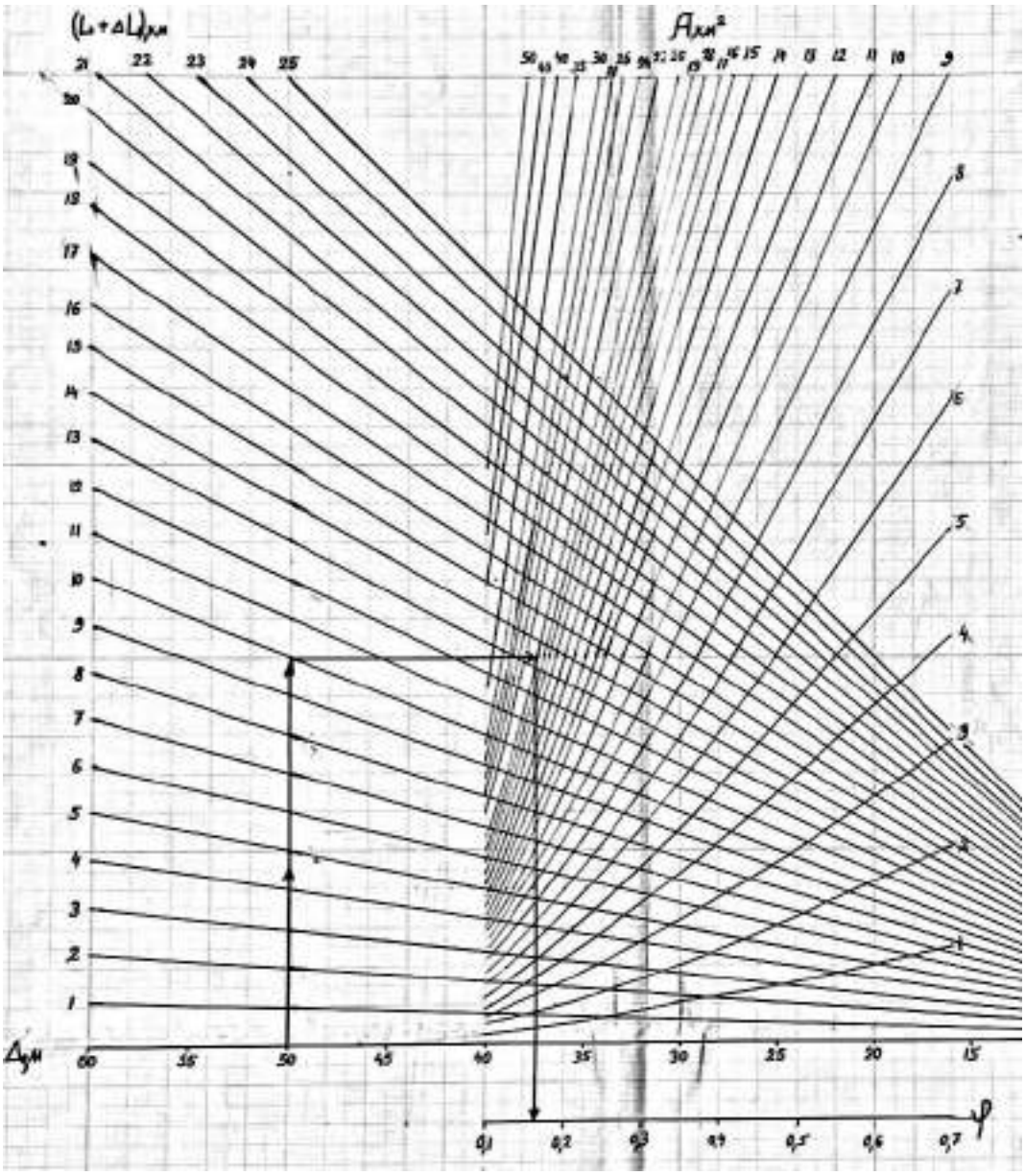


Рис.7.11.Номограмма для визначення збірного коефіцієнта стоку φ

7.2.2.Практичний приклад

Для демонстрації запропонованого методу розрахунку паводкового стоку за вдосконаленою формулою БНіП виконаємо один практичний приклад. *Приклад розрахунку*: обчислити максимальну витрату та шар стоку дощових паводків 5% забезпеченості для струмка

без назви, у с. Кальсберг (Білорусь). В*ихідні дані:* площа водозбору *А* = 6,0 км^2, *Іср.взв.* = 5,4%, розораність 62%, залісненість 38%, грунти дерново-середньопідзолисті супіщані.

Рішення: За картою ізоліній, рис.7.4., визначаємо значення максимального добового шару опадів 1% забезпеченості, $H_{1\%}$ = 90 мм. Із таблиці 7.3, з урахуванням використання поверхні басейну, установлюємо величину коефіцієнта φ_0= 0.27 х 0.62 + 0.34 х 0.38= 0.29. Для обчислення коефіцієнта K_ϕ, визначаємо за рис.7.8 параметр *Ф*. У зв'язку з тим, що басейн розташовується у двох зонах значень *Ф*, то приймемо, що половина площі басейну має *Ф = 10*, а друга половин *Ф = 40.* Тоді при цих величинах $K'_\varphi = \sqrt{\frac{1}{0{,}29 \cdot 10^{1/3} \cdot 90^{1/4}}}$ і $K''_\varphi = \sqrt{\frac{1}{0{,}29 \cdot 40^{1/3} 90^{1/4}}}$. Середнє значення $K\varphi_{сер}$ ($K\varphi_1$ +$K\varphi_2$)/2=0,64. Величина коефіцієнта $\varphi_{сб}=K^{сер}_\varphi+\varphi_0=0{,}64*0{,}29=0{,}19$. Для установлення максимального модуля стоку $q_{1\%}$, визначимо параметр $\Phi_р$ за формулою 7.3, $\Phi_р$ = $150/e^{0,12}$ $I_{ср.взв.}$= 59 . За виразом 7.6 вираховуємо час схилового добігання $t_{ск}=B*m*H_{1\%}*\varphi_{сб}$. Однак, попередньо, за рис.7.8, встановимо параметр, який для двох значень *Ф* буде дорівнювати: В = 0,5*0,2+0,5*5,4=2.8. Враховуючи, що $\varphi_{сб}$ менше 0.3, то величина параметра *В* повинна бути збільшена на 20%, тоді, В= *2,8+0,2*2,8=3,36*. З табл. 7.4. виписуємо значення коефіцієнта шорсткості для розораних і заліснених схилів m = 0.90 * 0.38 + 0.70 * 0.62 = 0.77. При отриманих значеннях $t_{сх}$ = 3.36 х 0.77 х 90 х 0.186 = 43.31. Користуючись рис.7.10, при $t_{сх}$ = 43.31 і $\Phi_р$ = 55, величина $q_{1\%}$ = 0.091. Тоді максимальна витрата 5% забезпеченості при λр = 0.52 (табл. 7.5) згідно виразу 7.8 дорівнюватиме $Q_{5\%} = q_{1\%}* \Phi_{сб}*H_{1\%}* \lambda_p*=0{,}058*0{,}186*90*6{,}0*0{,}52=3{,}03$ м^3/с.

Зіставлення результатів розрахунку паводкового стоку за удосконаленою формулою БНіП 2.01.14-83 із фактичними даними спостережень приведено у додатку II. На підставі порівняння результатів розрахунку за формулою 6.13. із фактичними даними, розрахована відносна середньоквадратична похибка розрахунку, яка дорівнює *σ = 14,8%*. Це дає можливість застосування її для обчислення

максимальних витрат дощових паводків малих річок в умовах антропогенних змін.

7.3. Ерозійна небезпека

При проєктуванні протиерозійних заходів, у межах досліджуваної території, у даний час використовується "Інструкція щодо визначення розрахункових гідрологічних характеристик при проєктуванні протиерозійних заходів на Європейській території" [1.41]. У зв'язку з тим, що запропонована розрахункова формула в "Інструкції ..." не враховує впливу на процес формування поверхневого стоку антропогенних змін, водоспоживання, режиму ґрунтових вод, гідрографії місцевості тощо, то отримані за нею результати розрахунків не відбивають реальної картини ерозійних процесів в антропогенних умовах, що призводить до малоефективних, розрахованих за нею, протиерозійних міроприємств.

7.3.1. Оцінка зливового стоку

У зв'язку з цим, оцінка зливового стоку при виявленні ерозійно-небезпечних земель, у межах досліджуваної території, виконувалась автором на підставі запропонованих нею конструктивно-географічних особливостей формування паводкового стоку та розробленого методу його розрахунку, із застосуванням формули 6.1 та використанням висновків і пропозицій, отриманих у роботі [2.39]. Це дало можливість підвищити ефективність гідрологічного обгрунтування виявлених ерозійно-небезпечних земель, кількісно оцінити змив грунту за показниками ерозійного індексу опадів, рельєфу місцевості, сільськогосподарського використання земель та рівня їх освоєння [1.76, 2.38,].

Використовуючи запропоновану методику, стаціонарне вивчення площинного змиву, грунтову карту-схему із відповідною водно-фізичною характеристикою представлених на ній грунтів, карти ерозійного індексу опадів (рис.7.11.), розчленованості місцевості річковою, яружно-балковою та іншою антропогенною мережею (рис. 6.8), впливу антропогенних змін на паводковий стік (рис.6.26.) та карту середньозважених ухилів місцевості, з урахуванням розроблених основ теорії формування паводкового стоку описаних

вище, автор склала карту-схему районів ерозійно-небезпечних земель середнього та верхнього Подніпров'я, з урахуванням освоєнності територій та спричинених паводками наслідків (рис. 7.12).

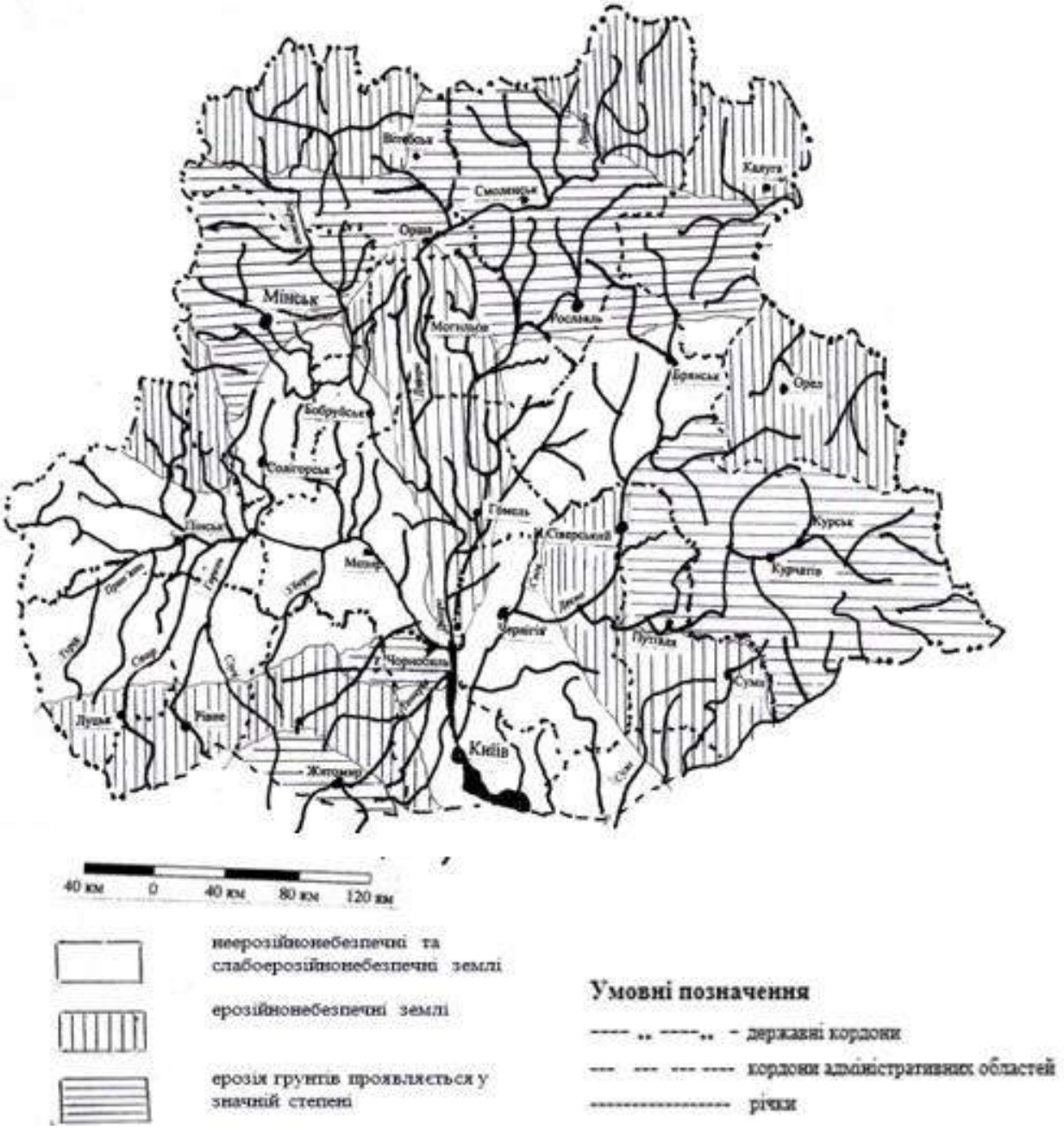


Рис. 7.12. Карта-схема ерозійно небезпчних територій з урахуванням сучасних умов та наслідків від дощових паводків

Основним орним фоном північної частини України, Білорусі та Росії є різні типи дерново-підзолистих, торф'яних та сірих лісових грунтів. Сірі лісові грунти відрізняються від дерново-підзолистих більшою потужністю гумусного горизонту. Темно-сірі від світло-сірих

відрізняються інтенсивністю гумусонакопичення та зменшенням підзолистого процесу. У зв'язку з цим, сірі лісові грунти більш стійкі до ерозійних процесів, ніж підзолисті. Найбільш ерозійностійкими є дерново-підзолисті ґрунти на пісках [1.8, 1.76, 2.37].

Аналіз карти (рис.7.12.) ерозійно-небезпечних земель розглянутої території свідчить про те, що найбільш ерозійно-небезпечними, з урахуванням крутизни схилів, випадання і поширення опадів, в умовах антропогенних змін, є землі у межах півдня та південного заходу північної частини України, а також північного сходу та північного заходу Білорусі. У центральних районах північної частині України, Білорусі та Росії розвитку ерозії сприяє, окрім того, майже безмежне сільськогосподарське освоєння території (підвищена розораність за рахунок меліорації і т.д.) Зменшення ерозійних процесів у північно-західних і північних районах України і Білорусі та Росії пов'язано із наявними тут великими територіями лісових масивів, пасовищ, вирощуванням багаторічних трав. Представлена карта (рис.7.12.) дає наочне уявлення про місця можливого прояву водної ерозії грунтів в сучасних умовах, що має важливе значення при розробці методів боротьби із нею .

Якщо говорити про ерозію ґрунтів, відзначимо, що висока розораність території, до 60-80%, а також тривале розорювання земель більше 200-300 років, велика питома вага просапних культур (до 25-35% від посівних площ), невисока грунтозахисна здібність агрофонів, сприяють створенню умов інтенсивного розвитку ерозійних процесів [1.78]. Найбільш уражені поверхневим зливовим змивом розорювані схили, крутизною понад 3% і більше. Аналіз зливових опадів за наявний період спостережень свідчить про те, що кількість опадів сумою понад 25 мм за дощ, складає 10-12% від усієї суми опадів. Саме ці дощі викликають інтенсивний змив грунту до 70-80% від усього обсягу змиву за сезон [2.20]. Ось чому дослідження умов організованості дощового стоку рідкісної повторюваності для вивчення ерозійних процесів має першочергове значення. Аналіз та узагальнення вихідного матеріалу у цьому напрямку, виконані автором, свідчать про те, що змив грунту, у залежності від агрофону,

змінюється у межах 0,20-0,40 і більш м^3/га. Найбільша інтенсивність змиву грунту характерна для просапних культур, незалежно від посіву їх поперек або уздовж схилу. Іноді інтенсивність змиву грунту під цими культурами тільки від однієї зливи сягає 4-6 м^3/га. Найменшим змивом володіє грунт під конюшиною та багаторічними травами. За ту ж зливу змив грунту під ними сягає 0,10-0,18 м^3/га. [1.9]. Інтенсивність змиву зливовим стоком зростає зверху вниз по схилу, особливо, при його опуклому профілі. Зазначене пояснюється наростанням обсягу дощового стоку, який концентрується у мікрострумковій мережі за рахунок збільшення швидкостей течії. Так, наприклад, змив грунту зливовим стоком досягає у верхній частині схилу 0,2-0,8 мм /сезон, а у середній та нижній частинах, відповідно, 2,2-7,0 та 2,8-11,0 мм/сезон [1.9]. Причому, у досліджуваному регіоні змив зливовим стоком до 2 і більше разів вище змиву від талого стоку.

Зливи та зливові дощі забезпеченістю 1-5% на схилах, крутизною понад 10%, при розораності їх уздовж схилів, створюють змив грунту у верхній частині до 6,0 і більше м^3 / га, а у середній і нижній частинах - до 17,0 і більше м^3/ га.

Таким чином, розвиток ерозійно-акумулятивних процесів у басейнах річок визначається величиною шару зливового стоку, розорюваністю, структурою сільгоспугідь, розчленованістю місцевості, типом і станом грунту та мікрокліматичними особливостями території [1.76]. Через високий рівень землеробської освоєнності території, антропогенна ерозія стала тут провідним геоморфологічним процесом.

7.3.2. Фактори ерозії ґрунтів та їх географія

Ерозійно-схилова система – головний елемент потокової структури ландшафтів. Номенклатура факторів ерозії ґрунтів – це властивості компонентів ландшафту, що зумовлюють можливість утворення схилового стоку, контролюють енергію потоків та його просторовий розподіл, що забезпечують ґрунтозахисну здатність рослинності. Формування схилового стоку – водопроникність ґрунтів – визначаються не тільки фізичними параметрами ґрунту, його структурністю, порізністю тощо, але й біокомпонентами ландшафту

(вид рослинності) та хімічним складом ґрунтів, а також ерозійними характеристиками дощу.

При аналізі ролі просторово-тимчасової варіабельності необхідно враховувати географічні масштаби та пов'язані з ними особливості регіональної та зональної ландшафтної будови території. Ґрунтозахисна здатність агроценозу, в межах сівозміни, інваріантна, а для великого господарства або річкового басейну істотно мінлива.

Просторово – тимчасова варіабельність чинників ерозії грунтів є найважливішою властивістю. Обговорення географії факторів ерозії обмежується, як правило, антропогенною землеробською ерозією, що панує за інтенсивністю та значимістю екологічних та економічних наслідків. Антропогенне перетворення рослинності ґрунтів, і як наслідок поверхневого схилового стоку, змінює ерозійні процеси. На оброблюваних землях якісно змінилися механізми впливу зливових опадів на ґрунт.

Основною ознакою глобальної територіальної диференціації факторів ерозії є поділ ерозії ґрунтів, згідно ландшафтно – генетичної класифікації на природну, антропогенну та антропогенну, обумовлених різницею способів господарського використання земель: землеробське, пасовищне, лісопромислове.

Найважливішим чинником ерозії є схиловий стік - його розподіл на стік талий, дощовий і змішаний - тало-зливовий. Генезис визначає найважливіші, в ерозійному відношенні, риси режиму схилового стоку, його тривалість, періодичність, повторюваність та інтенсивність. Основними параметрами, які характеризують стік дощових вод, є інтенсивність, шар, повторюваність опадів, стокорегулюючі властивості ґрунтів та рослинності.

Ґрунтово – ерозійні процеси охоплюють значні простори, але безпосередньо виявляються на орному полі, схилі чи ерозійно-схилової системі. Вирізняють чотири групи факторів, що характеризують просторово – тимчасову мінливість факторів ерозії ґрунтів: кліматичні, фактори рельєфу, ґрунтові, рослинності та агротехнічні.

Кліматичні фактори ерозії – це складні взаємозв'язки клімату із процесами стоку та поверхневої ерозії. В теплу пору року зародження схилового стоку забезпечується випаданням значного шару дощових опадів. Шар опадів, при цьому, має бути більшим за поверхневе затримання, а інтенсивність дощу перевищуватиме фільтрацію поверхневого шару ґрунту. При моделюванні зливової ерозії ґрунтів для географічного аналізу найбільш зручний емпірично обґрунтований показник ерозійного потенціалу дощових опадів – ерозійний індекс опадів ($R_{30,1\%}$). Внутрішньорічна нерівномірність випадання зливових опадів ерозійно - значуща, у зв'язку з циклічними змінами ґрунтозахисної здатності агроценозу. Просторова варіабельність середніх величин одиничних злив більш згладжена, її абсолютне значення менше, порівняно з мінливістю річних ($R_{30,1\%}$). Інтенсивність змиву ґрунтів у поодинокому випадку стоку залежить від гідрометеорологічних умов осінньо-весняного періоду та типу погоди. Ерозійний потенціал дощу повинен зростати із зростанням загального шару опадів теплого періоду, що спостерігається у цей момент.

Значення рельєфу як фактора визначається його роллю у перетворенні потенційної енергії поверхневих вод у кінетичну енергію схилових потоків та його функціями у формуванні та просторовому перерозподілі багатьох компонентів ерозійно-схилових підсистем та ландшафту в цілому, тобто, атмосферних опадів, ґрунтів, рослинності, типу використаних земель.

Фізичною основою ролі рельєфу у перетворенні потенційної енергії поверхневих вод у кінетичну енергію схилових потоків служить залежність гідрологічних та гідравлічних параметрів схилових потоків від крутості, довжини та форми схилу. Ухил водної поверхні схилового потоку визначається крутістю схилу, яка, у свою чергу, є складною функцією довжини та форми схилу. Розбіжність антропогенних і природних рубежів стоку - повсюдне явище.

Мікро – та нанорельєф орних земель – це особлива категорія надзвичайно динамічного агтропогенного рельєфу, який відіграє визначальну роль у процесах концентрації стоку та формуванні мікрострумкової мережі, який є головним агентом мобілізації та

транспорту ґрунтових частинок. Морфометричні параметри схилу територіально – є надзвичайно варіабільними на всіх рівнях оцінки та водночас найбільш інформаційно забезпеченими, завдяки наявності топографічних карт.

Фактор ґрунту є головним фактором у системі поверхневої ерозії – формування шару стоку води та протистояння процесам власного руйнування стікаючими водами. Основними показниками стокорегулюючої функції ґрунтів є їх водопроникність та водоємність, про що докладно було викладено вище. Протиерозійна стійкість грунтів оцінюється різноманітними та різнорозмірними показниками, що характеризують або інтенсивність змиву, або опір змиву.

Водопроникність та протиерозійна стійкість ґрунтів пов'язані між собою, внаслідок спільності основних факторів обох функцій ґрунтів. Це демонструє порівняння результатів визначення водопроникності методом штучного дощування майданчиків та обчислених оцінок коефіцієнта фільтрації основних типів орних земель середнього та верхнього Подніпров'я (табл. 7.7.).

Таблиця 7.7.

Водопроникність та відносний змив грунтів верхнього та середнього Подніпров’я

Грунти	Водопроникність, Кф, мм/хв.	Відносна водопроникність	Змив, т/га	Відносний змив
Дерново - підзолисті	0,55	0,32	3,1	2,15
Сірі -лісові	0,87	0,40	2,9	1,82
Темно – сірі лісові	1,51	0,75	2,4	1,5
Світло -сірі опідзолені	1,32	0,52	2,1	1,4
Чорноземи лукові	1,7	0,82	1,5	0,9
Чорноземи типові	2,13	1,03	1,9	0,8
Чорноземи опідзолені	1,9	1,0	1,6	1,0

Торф’яно - болотні	2,32	1,16	2,1	1,4
Луково - болотні	2,0	1,2	1,8	1,3

При розгляді ерозії грунтів фактор рослинності є одним із визначальних ланок. Вплив рослинності на стік та змив найбільш тісно взаємопов'язаний з іншими факторами: агротехнікою, протиерозійною стійкістю ґрунтів, інтенсивністю опадів та крутістю схилів. Прямі та зворотні зв'язки рослинність – стік - ерозія надзвичайно багатоваріантні та ландшафтно обумовлені. Фізичну сутність впливу рослинності на ерозію та стік становлять: затримання опадів надземними частинами рослин та рослинним опадом; транспірація вологи та підвищення інфільтраційних властивостей ґрунту, а також збільшення порізності ґрунту та зниження швидкості стікання води за рахунок зміни шорсткості поверхні річкового басейну.

Залежність ґрунтозахисних властивостей польових культур від агротехніки та тимчасового розподілу опадів яскраво проявляється при аналізі географії цих властивостей та великих територій. Аналіз кількісних оцінок ґрунтозахисних властивостей польових культур при зливовій ерозії показує, що ефективність захисту озимих культур зростає в досліджуваних регіонах до 2 разів, а ефективність захисту густопокривними ярими в 1,5 і більше разів. Менш контрастні відмінності, зумовлені різноманіттям регіональних співвідношень стадії обробки та розвитку культур та внутрішньосезонним розподілом злив, становить 1,2 -1,3 рази.

7.3.3.Заходи боротьби з ерозією

У завдання досліджень автора не входила розробка заходів боротьби з ерозією. Проте, якщо скористатися окремими отриманими даними за закономірностями прояву ерозійних процесів, при організованості дощового стоку на антропогенних землях, можна запропонувати ряд заходів боротьби із нею [2.45, 2.79]. Природньо, для цього необхідна постановка тривалих спеціальних досліджень, що

дає можливість встановити придатність та розробити ефективні протиерозійні заходи [1.58].

Одним із активних методів боротьби з ерозією грунтів, як відмічає Ц.Е.Мірцхулава, є гідротехнічні заходи, а також раціональний підбір сільськогосподарських культур у сівозміні, що дає можливість знизити ерозійну небезпеку грунтів особливо там, де високі значення ерозійного індексу опадів. М.Н.Заславський (1983 р.) рекомендує при проєктуванні протиерозійних заходів враховувати грунтозахисний коефіцієнт культур у період із мінімальним грунтозахисним проєктивним покриттям її. Використовуючи, виконані у даній роботі дослідження та розробки, шляхом аналізу і обробки їх, з урахуванням рекомендацій інших дослідників, автором складена спеціальна таблиця, яка дає можливість оцінити грунтозахисні властивості рослинного покриву за структурою посівів для досліджуваної території (таблиця 7.8).

Таблиця 7.8

Значення грунтозахисних властивостей рослинного покриву в залежності від виду культури та динаміки проєктного покриття

Територія	Назва культур	Динаміка проєктного покриття культур за місяцями, %						Коефіцієнт грунтозахисних властивостей культур за місяцями					
		V	VI	VII	VIII	IX	X	V	VI	VII	VIII	IX	X
Північна частина України	Озимі	40	80	85	5	10	30	10	34	57	0	25	280
	Ярові	25	50	90	60	0	0	8	30	67	100	0	0
	Картоп-ля	8	25	40	70	40	0	5.4	7	12	110	175	0
	Кукуруд за	8	20	40	90	20	0	5.4	7	28	200	75	0
	Багаторічні трави	90	80	75	70	90	70	98	28	29	40	270	600
	Цукро-вий буряк	15	35	55	80	80	20	6	12	22	53	12	180

Білорусь, Росія	Озимі	30	70	90	0	10	30	16	46	69	0	13	280
	Ярові	20	30	90	80	0	0	10	20	59	126	0	0
	Кар-топля	5	20	30	60	50	0	8.5	10	16	120	200	0
	Куку-рудза	5	20	40	90	20	0	8.5	10	29	230	85	0
	Багато-річні трави	90	90	70	90	90	70	63	39	33	30	300	600

Аналіз даних табл.7.8. дає можливість зробити висновок про те, що для зменшення прояву змиву, у найбільш небезпечні періоди вегетації, для збільшення грунтозахисних її властивостей за відношенням до ерозійних процесів, необхідно змінювати структуру посівних площ, та забезпечити захист грунтів від ерозії.

Дослідження із вивчення площинного змиву грунтів на досліджуваній території показали, що змив грунту, а також ерозійні процеси сягають значних величин, а іноді, катастрофічних розмірів [2.80, 2.81]. За даними Волинського обласного АПК в області на слабо змитих дерново-підзолистих грунтах урожай озимих знижується до 25%, а кормових коренеплодів - до 30-35%, на середньозмитих - на 30-40% і на сильнозмитих - до 40-60%, у порівнянні із нормальними незмитими грунтами. Збільшення водопроникності грунтів важкого механічного складу за рахунок освоєння веде до зменшення змиву. Навпаки - зменшення фільтраційних властивостей ґрунтів легкого механічного складу у результаті їх освоєння сприяє розвитку ерозійних процесів. На дрібних торфовищах, підстилаємих супесями і пісками, освоєння сприяє сильному розвитку водної ерозії.

У результаті ерозійних процесів змінюється механічний склад дерново-підзолистих грунтів. За рахунок змиву грунту відбувається винос мілкозему у русла річок та тимчасових водотоків.Для зменшення ерозійних процесів необхідно збільшувати водопроникність грунтів, що сприяє поліпшенню їх водопоглинаючої здатності. Зазначеного можна досягти шляхом оранки верхніх шарів на глибину до 35-40 см, застосовуючи для цього різні прогресивні

методи. Для постачання більш безпечного скидання води, водопоглинаючу здатність грунту найкраще проводити під кутом до горизонталей.

Автором запропоновані протиерозійні заходи для орних земель середнього і верхнього Подніпров'я (табл.7.9).

Таблиця 7.9

Протиерозійні заходи

Морфометрія схилів	Змив грунтів	Перелік протиерозійних заходів
Поверхні крутизною до 6%, прямі довжиною до 320 м і більше	Незмиті, переважно легкого механічного складу	Оранка і розміщення рядків під кутом 3-5^0 до напрямку горизонталі місцевості. Культивація зябу під кутом 8-13^0 до напрямку посіву, сходи просапних культур та озиму під кутом 10-15^0 по відношенню до рядків.
Поверхні крутизною до 5%, складної форми, з балками довжиною понад 320 м.	Незмиті та слабо змиті меліоровані, переважаючі легкого механічного складу	Те ж, + періодичне грунтопоглиблення до 50 см
Поверхні крутизною 5-9% прямі, довжиною до 320 м.	Незмиті та слабо змиті різного механічного складу	Оранка грунту і розміщення рядків під кутом 2-3^0 до горизонталів, періодичне грунтопоглиблення до 40 см, обробка просапних культур та зябу під кутом 8-13 ° до напрямку сівби.
Поверхні крутизною 5-9%, складної форми з поєднанням балок довжиною понад 320 м	Незмиті, слабо змиті різного механічного складу	Те ж + періодичне глеювання на глибину до 45-55см через 4 м
Поверхні крутизною 8-12% різної форми та довжини	Слабо та середньо- змиті осушені та неосу-	Обробка грунту під кутом 8-12 ° до напрямку сівби, посадка просапних під кутом

	шені легкого механічного складу	3-5^0 до горизонталей, грунтопоглиблення до 50 см, шелювання на глибину до 60 см через 3 м
Поверхні крутизною понад 10%, різної форми та довжини	Середньо-змиті, але осушені, лег-кого механіч-ного складу	Грунтозахисні сівозміни з густо-покривними культу-рами, грунто-поглиблення до 30-45 ом, шелювання через 3 м, посівом просапних або вирощування їх смугами із багаторічними травами (40 м - просапні, 12м- трави);

Польові обстеження показують, що найчастіше самі господарства сприяють посиленню розвитку ерозійних процесів, завдяки оранці схилів уздовж їх створення дуже глибоких борозен при вирощуванні картоплі та інших сільскогосподарських культур, надмірного і неправильного створення польових доріг, особливо внутрігосподарського користування, нерегулювання поверхневого стоку, недостатню організацію землекористування і т.д.

ВИСНОВКИ

У роботі сформовані та обгрунтовані теоретико-методологічні та конструктивно-географічні засади організованості дощового стоку води в сучасних змінених умовах річкових басейнів верхнього та середнього Подніпров'я. Висвітлено просторово- часові особливості динамики випадання опадів, формування від них дощових паводківі та їх впливу на ерозійні процеси. Доповнені існуючі методи розрахунку дощових витрат антропогенними змінами. Результати досліджень та їх аналітичне узагальнення дозволили зробити наступні висновки:

1.Виходячи із комплексного конструктивно-географічного підходу до виявлення впливу факторів природного ландшафту та сучасних антропогенних чинників на річковий стік, здійснено аналіз фізико-географічних та кліматичних умов організованості дощових паводків. Встановлено, що в умовах сучасних глобальних змін

клімату, пов'язаних із підвищенням температури повітря, особливо у літні місяціі і, як наслідок, спостереження тенденції збільшення зливових опадів, що викликають дощові паводки.

2.У сучасних умовах, коли вплив людини на довкілля досягає значних величин, організованість дощового стоку здійснюється більш в складних умовах і залежить від додатково виникнених факторів: інтенсивності дощів та динаміки випадання їх у часі і просторі, втрат опадів, що залежать у свою чергу, від типу, вологості і стану грунтів, ухилу поверхонь та їх мікрорельєфу, режиму ґрунтових вод; періоду часу, протягом якого здійснюється процес стоку та рівня господарської діяльності людини, чого певною мірою не враховують існуючі методи розрахунку із визначення максимальних витрат дощових паводків. Заліковує відмічене запропонований автором конструктивно - географічний підхід, який включає визначення характеристик стоку води, опадів, випаровування, водного балансу, динаміки водних мас, режиму грунтових вод, водно – фізичних властивостей грунтів тощо, із врахуванням їх просторово – часових змін.

3.Узагальнено досвід вітчизняних та зарубіжних вчених до підходів дослідження агросфери, ПТК, гідросфери, виявлення та оцінювання кризових явищ. Науково обгрунтовано конструктивно-географічний підхід до організованості дощового стоку як в природних, так і порушених людиною умовах, розкрито його змістовне наповнення. Сформовано й обгрунтовано нові положення про вплив людини на зміну складових дощового стоку та обгрунтовано методологію їх оцінювання і врахування.

4. У зміні конструктивно-географічних характеристик басейнів річок та їх водного режиму проявляється вплив сучасних чинників, тому стан басейну річки розкриває особливості антропогенних змін структури і стану водозбірної площі, що є основою у формуванні стоку води та її якості. Сучасні зміни, викликані дією людини, спричиняють еволюцію грунтів, особливо їх гідроморфних типів, зміну водно-повітряного режиму і водно-фізичних його властивостей, розчленування поверхонь різного роду дорожною сіткою, а

техногенні чинники змінюють, окрім усього, ландшафтні параметри басейнів річок, що враховано автором у його теоретичній блок-схемі і розрахунковій формулі дощового стоку.

5. У заплавно-русловому комплексі річкових басейнів верхнього та середнього Подніпров’я антропогенні зміни, викликані їх каналізованістю до 45%, що змінює загальну довжину річок. Виконане районування регіону за ступенем перетворення заплавно-руслового комплексу малих річок від сучасних навантажень, які умовно об'єднані у три групи (райони із сильним перетворенням заплавно-руслового комплексу, райони із середніми і райони зі слабкими перетвореннями ЗРК) і враховують зміну щільності річок, ступінь освоєнності, зміну морфологічних типів заплав, русел та структури річкових систем. У зв'язку з освоєнням заплав змінилися ландшафти, а разом із цим рослинний і тваринний світ.

6. Сучасний аналіз і виконана оцінка господарського використання територій виявила, що існуючий комплекс господарських факторів негативно впливає не тільки на біологічне різномаїття, а й збільшує антропогенне навантаження на ладшафти і змінює умови організованості дощового стоку. Установлено, що кількісний ефект агролісотехнічних заходів підпорядковується зональним закономірностям із півночі на південь. Для зменшення нерівномірності розподілу водних ресурсів у часі і за територією верхнього і середнього Подніпров'я побудовано багато штучних водойм. У середньому, тільки в Україні, втрати стоку за рахунок постійних ставків і водосховищ, сягають в умовах сьогодення 3,7-3,9 км^3.

7. Аналіз наслідків впливу сучасних антропогенних змін на організованість дощового стоку води дозволив розробити методику їх оцінки за комплексом інформативних критеріїв, а рівень антропогенних навантажень компенсується відповідними коефіцієнтами обліку рівня сучасних змін, який визначається за спеціальною картою, розробленою для водозборів річок верхнього та середнього Подніпров’я, із детальним аналізом складових, що спричиняють ці зміни.

8. Проведене конструктивно - географічне районування параметрів дощового стоку в умовах інтенсивного використання земель, базується на водно - балансових дослідженнях, аналізі водно - повітряного режиму та водно-фізичних властивостях ґрунтів та їх змін тощо, викликаних сучасним впливом на річкові басейни.

9.Проведений комплекс досліджень конструктивно-географічних особливостей у режимоформуючих факторах стоку, які відбуваються на водозборі, дав можливість уточнити формули дощових витрат БНіП параметрами антропогенних змін (зміною водно-повітряних та водно-фізичних властивостей грунтів, гідрографії місцевості, сільгоспосвоєння, режиму ґрунтових вод, водоспоживання сільськогосподарських культур, стану грунтів та інше), що істотно впливає на процес організованості паводкового стоку води і його розрахункову величину, які представлено автором у вигляді таблиць, карт, номограм, графіків, схем і матаматичних залежностей, що зменшило середньоквадратичну похибку розрахунку до 15-18%.

10. Використовуючи великомасштабні топографічні карти на яких, окрім рельєфу, нанесена уся гідрографічна мережа, фізико-механічні властивості ґрунтів, сівозміни сільськогосподарських культур, проєктна врожайність, грунт та його площі, шари опадів за дощ, дані про рівні грунтових вод, була побудована для розрахунку дощового стоку карта ізоліній водоутворення, як різниця перевищення шару опадів над інфільтрацією під час дощу, з урахуванням водоспоживання сільгоспкультур.

11. Здійснено конструктивно-географічне районування верхнього і середнього Подніпров'я за розчленованістю річковою, яружно - балковою, автодорожньою та іншою мережею і їх зміною при подальших антропогенних навантаженнях, стосовно організованості та розрахунку дощового стоку.

12. Оцінка конструктивно-географічних особливостей зливового стоку, зв’язків дощових витрат води з основними утворюючими факторами та розробленого методу його розрахунку, вивчення площинного змиву, використання грунтових карто-схем із водно-фізичними їх характеристиками, карт опадів, розчленованості

місцевості річковою, яружно-балковою та іншою мережею, карту середньозважених ухилів місцевості, з урахуванням визначальних складових організованості дощового стоку, автор склала карту-схему районів ерозійно-небезпечних земель верхнього та середнього Подніпров'я, що дає можливість зменшити ерозійно-небезпечні території, підвищити ефективність їх виявлення, оцінити змив грунту та рівень їх освоєння.

13.Основні труднощі при розрахунках максимальних витрат дощового стоку за формулою сталої інтенсивності є визначення середнього нахилу водозбору і збірного коефіцієнта паводкового стоку ($\varphi_{сб}$.). Визначення збірного коефіцієнта стоку $\varphi_{сб}$ здійснюється за спеціально складеною номограмою, за якою швидко і з достатньою точністю він встановлюється., а середній нахил водозбору розраховується за представленою формулою.

14. Запропоновано нову конструктивно-географічно обгрунтовану методику розрахунку максимальних витрат води дощових паводків із водозборів малих річок, в умовах сучасних змін, що базується на врахуванні усіх основних факторів, які впливають на процес його організованості, просторовий і часовий аспекти випадання опадів та їх формування у дощовий стік, вологість грунту, режим грунтових вод, водовіддачу та водоспоживання культур, розчленування місцевості та інші визначальні фактори.

Робота, в цілому, є рішенням єдиного науково - виробничого цикла конструктивно-географічних засад організованості дощового стоку в сучасних умовах від теоретичних уявлень про нього до методів його розрахунку, із втіленням у практику результатів досліджень. Відмічене у сукупності являє собою новий науковий напрямок у конструктивній географії, що є значним вкладом у розв’язання важливих народногосподарських проблем.

ЛІТЕРАТУРА

1. Книги, монографії, посібники, підручники тошо

1.1. Аерокосмічні дослідження геологічного середовища / А.Г. Мічак,В.С. Філіпович, В.Л.Приходбко та ін. Міністерство охорони

навколишнього природного середовища України. Державна геоогічна служба. – К., 2010. – 246 с.

1.2. Алексеев Г.А. Методы оценки случайных погрешностей гидрометеорологической информации [Текст]: Монография / Г.А.Алексеев- Л.: Гидрометеоиздат, 1975 . - 94 с.

1.3. Барановський В.А. Стійкість природного середовища / В.А.Барановський, П.Г.Шищенко.- К.: Всеукраїнська екологічна ліга, 2002.-14с.

1.4. Белгородская область. Природа, история, промышленность, сельское хозяйство, культура [текст] // Отв. ред. Н. Грунов - Воронеж.: Центральное Черноземное книжное издательство, 1989. – 276 с.

1.5. Бефани А.Н. Региональные методы формирования паводочного стока на территории СССР. [Текст]: Монография / А. Н. Бефани, Н.Ф. Бефани, Е.Д. Гопченко. - Обнинск, 1981. – 60 с.

1.6. Бефани Н.Ф. Прогнозирование дождевых паводков на основе территориально общих зависимостей [Текст]: Монография /Н.Ф.Бефани - Л.: Гидрометеоиздат, 1977.-182с.

1.7. Беручашвили Н.Л. Методы комплексных физико-географичных исследований [Текст]: Монография / Н.Л.Беручашвили, В.К.Жукова. – М.: Изд-во МГУ, 1997. – 320 с.

1.8. Болюх О.И. Конаш М.Г. Стационарное изучение плоскостного смыва в Предкарпатье [Текст]: Монография /О.И.Болюх, М.Г. Конаш и др.- Львов: (Выща школа),1976.-114 с.

1.9. Буравлев Є.П. Безпека навколишнього середовища / Є.П.Буравлев, - К., 2004. – 320 с.

1.10. Владимиров А. М. Гидрологические расчеты: учебник для вузов/. / А. М. Владимиров. – С-Пб, : Гидрометеоиздат, 1990. – 366 с.

1.11. Вилейско-Минская водная система [Текст]: Монографыя /В.Н.Плужникрв, Р.А.Станкевич, М.И.Малижонок, Д.Ф.Жуков. – Минск: изд-во « Университетское», 1987, - 63 с.

1.12. Вишневський В.І Річки і водойми України. Стан і використання [Текст]: Монографія/ Вишневський В.І.- К,:Віпол,2000.-376.

1.13. Вишневский В.И. Гидрологические характеристики Днепра и Десны у г. Киева // Ред. Гидробиолог. Журн, - К.,1994. 23 с. Деп. В ВИНИТИ 16.06.94 № 1495 – 894 с.

1.14.Водохранилища Белоруссии: природные особенности и взаимодействие с окружающей средой [Текст]: Моногрфыя / Под ред. В.И.Широкова. – Минск: изд-во «Университетское»,1991.-207 с.

1.15. Вознюк С.Т. Перезволожені грунти та їх меліорація. [Текст]: Монграфія/ С.Т.Вознюк, В.А.Оліневич, Я.О.Мольчак та ін. –К.: Урожай, 1984. -104 с.

1.16. Волошин І.М. Ландшафтно-екологічні основи моніторингу: автореф. дис. на здобуття наук. ступеня докт. геогр. Наук / І.М. Волошин. – К., 1996. – 58 с.

1.17. Гідрометеорологічні умови формування та проходження дощових паводків на річках Карпат у липні 2008 року // Технічний звіт Українського гідрометеорологічного центру. – К., 2008. - 48 с.

1.18. Государственный водный кадастр. Ресурсы поверхностных и подземных вод, их использование и качество. Ежегодное издание. СПб.: Гидрометеоиздат, 1985-2000. -90 с.

1.19. Генсірук С.А. Географія лісових ресурсів України. [Текст]: Монографія / С.А.Генсірук, М.С. Нижник .- Львів: Світ, 1995.- 123 с.

1.20. Голченко М.Г. Влагообеспеченность и орошение земель в Белоруссии. [Текст]: Монография/ М. Г. Голченко – Минск : Урожай , 1976.-179с.

1.21. Гопчак І.В. Екологічна оцінка стану поверхневих вод Волинської області та нормування їх якості: Дисер. на здобуття наук. ступеня канд. геогр. Наук / І.В. Гопчак. – К., 2007. – 378 с.

1.22. Горев Л.Н. Методика оптимизации природной среды обитания. [Текст]: Монография / Л.Н. Горев, В.И.Пелешенко, В.В.Кирничный –К., 1992 – 528 с.

1.23. Гуцуляк В.М. Еколого-геохімічний аналіз природно-антропогенних ландшафтів: автореф. дис. на здобуття наук. ступеня д-ра. геогр. наук / В.М. Гуцуляк. – К., 1994. – 35 с

1.24. Гродзинський М.Д. Ніші ландшафтів України у просторі кліматичних факторів [Текст]: Монография / М.Д.Гродзинський, Д.В.Свідзінська. –К.: ВГЛ «Обрій», 2008.- 259 с.

1.25. Гребінь В. В. Сучасний водний режим річок України (ландшафтно-гідрологічний аналіз) [Текст]: Монографія / В. В. Гребінь. – К.: Ніка - Центр, 2010. – 316 с.

1.26. Гушля А. В. Водно-балансовые исследования. [Текст]: Монография/ А.В. Гушля, В.С. Мезенцев. К.: Выща школа, 1982. - 229с.

1.27. Денисик Г.І. Антропогенні ландшафти Правобережної України [Текст]: Монография / Г.І.Денисик.- Вінниця: ПП ТД»Едельвейс і К», 2012. – 240 с.

1.28. Державний водний кадастр. Багаторічні дані про режим та ресурси поверхневих вод суші (за 1981 – 2000 рр. та за весь період спостережень) .Част.1. – Т.2. Вип.2. – К., 2005. – 373 с.

1.29. Дементьева В.А., Романовский Н.Т. География Беларуси. [Текст]: /В.А.Дементьева, Н.Т. Романовский . - . Мн.: БИТУ, 1997 г.

1.30. Денисова А.И., Тимченко В.М., Нахшина Е.П. и др. Гидрология и гидрохимия Днепра и его водохранилищ. К.: Наукова думка, 1999. – 216 с.

1.31. Днепр: проблемы великой реки. Киев: ООО «Ай Би», 2003. - 55 с.

1.32. Доброумов Б. М. Преобразование водных ресурсов и режима рек центра ЕТС. [Текст]: Монография/ Б. М. Доброумов, Б. С. Устюжанин. – Л.: Гидрометеоиздат, 1980. – 209 с.

1.33. Дмітрук О.Ю. Ландшафтно- урбанізовані системи : конструктивно - географічні основи оптимизації та управління [Текст]: Монография / О.Ю. Дмитрук. – К.:ВГЛ Обрій, 2004. – 216 с.

1.34. Дрозд В.В. Река Припять. [Текст]: Монография / В.В.Дрозд, О.З.Ревера. – Минск: Изд-во «Университетское», 1988.- 80 с.

1.35. Ежегодники за 1975 – 2020 г.

1.36. Економіка і екологія водних ресурсів Дніпра. [Текст]: Монографія / За ред. В.Я.Шевчука.- К.: Вища школа, 1996. – 208 с.

1.37. Екологічна енціклопедія : у 3-х т. _ К.: ТОВ «Центр екологічної освіти та інформації», 2007- Т.2. – 416 с.

1.38. Єгорова Т.М. Ландшафтна екологія України / Т.М. Єгорова. – Кам'янець – Подільский. Видавець Зволейко Д.Г.., 2009.- 192 с.

1.39. Зербіно Д.Д. Екологічні катастрофи у світі та в Україні / Д.Д.Зербіно, М.Р.Гжегоцький. – Львів: БаК, 2005. – 280 с.

1.40. Зотин А.И. Направление, скорость и механизмы прогрессивной эволюции / А.И.Зотин, А. А. Зотин. – М.: Наука, 1999.- 495 с.

1.41. Инструкция по определению расчетных гидрологических характеристик при проектировани противоэрозионных мероприятий на Европейской территории СССР [Текст]: - Л.: Гидрометеоиздат, 1973. – 25 с.

1.42. Клімат України / За ред.В.М.Липинського, В.А. Дячука, В.М. Бабиченка.// Київ.: Вид-во Раєвського, 2003. – 343 с.

1.43 Клімат України: у минулому…і майбутньому? / Монографія [Кульбіда М.І., Барабаш М.Б., Єлістратова Л.О. та ін.]: За ред.М.І. Кульбіди, М.Б. Барабаш.- К.: Сталь, 2009. -234 с.

1.44. Котляков В.М. География в меняющемся мире / В.М.Котляков. – М.: Наука, 2001. – 411 с.

1.45.Колмогоров А.Н. Математическая логика / А.Н.Колмогоров , А.Г.Драгалин. – К.: УРСС, 2005. – 240 с.

1.46. Колобаев А.Н. Рациональное использование и охрана водных ресурсов [Текст]: Монография / А.Н.Колобаев. - Мн.: БНТУ, 2005. - 172 с.

1.47. Кучмент Л.С. Речной сток (генезис, моделирование, предвычисление) [текст] /Л.С.Кучмент. – М.: 2008, 394 с.

1.48. Кучмент Л. С. Формирование речного стока. Физико-мат. модели. [Текст]: Монография/ Л.С. Кучмент, В.Н.Демидов, Ю. Мотовилов. - М.: Наука, 1983.-216с.

1.49. Левківський С.С. Раціональне використання і охорона водних ресурсів [текст]/ С.С. Левківський, М.М. Подун. – К. : Либідь, 2006, 280 с.

1.50. Лобода Н.С. Расчеты и обобщение характеристик годового стока рек Украины в условиях антропогенного влияния [текст] / Н.С.Лобода // Одесса: Экология, 2005, 208 с.

1.51. Малі річки Укоаїни [Текст]: Монографія / За ред. А.В.Яцика . – К.: Урожай, 1991. – 296 с.

1.52. Матвеев А.В. Рельеф Белорусского Полесья. [Текст]: Монография/ А.В.Матвеев, В.Ф. Моисеенко. - Минск: Наука и техника, 1982. – 131с.

1.53. Мельнійчук М.М. Методи географічних досліджень [Текст]: Монография / М.М. Мельнійчук, Ю.В. Білецький, - Луцьк, 2010. – 102 с.

1.54. Міщенко Л.В. Геоекологічне районування: [Текст]: Монография
за редпкцією О.М. Адаменка / Л.В. Міщенко. – Івано- Франківськ* Симфонія форте, 2011. - 408 с.

1.55. Мониторинг, использование и управление водными ресурсами бассейна р.Припять.[Текст] Монография / Под общей ред. М.Ю. Калинина, А.Г. Ободовского . – Мн.: Белсэнс, 2005. – 269 с.

1.56. Мисковець І.Я. Річки та їх басейни в умовах техногенезу. [Текст]: Монографія/ І.Я.Мисковець, З.В. Герасимчук, Я.О. Мольчак.- Луцьк, РВВ ЛДТУ, 2004. - 336 с.

1.57. Мисковец И.Я. Потери дождевого стока (експеримент). [Текст]: Монография/ И.Я.Мисковец, Я.А. Мольчак. - Луцьк: РИО ЛГТУ, 2007.- 347с.

1.58. Мисковец И.Я. Дождевой сток в условиях антропогенных изменений. [Текст]: Монография/ И.Я.Мисковец, Я.А. Мольчак.- Луцьк, РВВ ЛНТУ, 2009. - 431 с.

1.59, Мисковець І.Я. Геоінформаційне моделювання та екологічна оцінка природного агроресурсного потенціалу [Текст]: Монографія/ І. Я. Мисковець, І. В. Андрощук, Я.О. Мольчак. - Луцьк, РВВ ЛНТУ, 2014. -268 с.

1.60. Мисковець І.Я. Поверхневі води Волині. [Текст]: Монографія/ І. Я. Мисковець, Я.О.Мольчак та ін. - Луцьк: ІВВ ЛНТУ, 2019.- 365 с.

1.61. Ободовский А.Г. Руслові процеси: підручник / Ободовський О.Г.- К: ВПЦ «Київський університет» ,2017.- 511 с.

1.62. Ободовский А.Г. Гидролого – экологическая оценка русловых процессов. [Текст]: Монография/ А.Г.Ободовский. - К.: Ника – Центр, 2001.-274с.

1.63. Определение расчетных гидрологических характеристик. (СНиП 2.01.14-83) [Текст]: – М.: Госстройиздат, 1985.- -97 с.

1.64. Осадчий В.И. Информационный менеджмент экологического оздоровления международного бассейна Днепра [текст] /В.И. Осадчий, В.Н. Самойленко, Ю.Б. Набиванец // Киев.: Изд. НИКА – Центр, 2004, 152 с.

1.65. Пазинич В.Г. Геоморфологічний літопис великого Дніпра [текст]/ В.Г.Пазинич// Ніжин.: «Гідромакс», 2007. -372 с.

1.66. Петлін В.М. Теорія природних територіальних систем: у 4-х т. [Текст]: Монографія/ В.М.Петлін. -Львів: Видавничий центр ЛНУ ім. Івана Франка, 2016.- т.1 -564 с.; т.2- 624 с.; т.3- 540 с.; т.4 – 436 с.

1.67. Петлін В.М. Організація та організованість природних територіальних систем [Текст]: Монографія / В.М.Петлін . – Луцьк:: Вид. центр ВНУ ім.Лесі Українки. Простір-М, 2020.- 1036 с.

1.68. Петлін В.М. Конструктивна географія [Текст]: Монография / В.М.Петлін . – Львів: Видавничий центр ЛНУ ім.Івана Франка,, 2010.- 544 с.

1.69. Петлін В.М. Методологія та методика експериментальних ландшафтознавчих досліджень [Текст]: Монография / В.М.Петлін . – Львів: Видавничий центр ЛНУ ім.Івана Франка,, 2009.- 400 с.

1.70. Пособие по определению расчетних гидрологичних характеристик [Текст]: - Л.: Гидрометеоиздат, 1984. – 448 с.

1.71. Природа Белоруссии : Популярная энциклопедия [Текст]: Монографыя / Ред И.М.Шамякин и др.. – Минск: Изд-во «Университетское»,
1989. – 599 с.

1.72. Пузаченко Ю.Г. Математические методы в экологических и географических исслкдованиях [Текст]: Учеб. Пособие для студ. Вузов. / Ю.Г. Пузаченко. – М.: изд. Центр «Академия», 2004. – 416 с.

1.73. Результаты специализированных экспедиционных исследований качества поверхностных вод в бассейне Днепра (в пределах Республики Беларусь) / Под общей редакцией М.Ю. Калинина и С.П. Уточкиной. [Текст]: Монография / Мн.: «БЕЛСЭНС», 2004. -80 с.

1.74. Ресурсы поверхностных вод СССР. Том 5. Белоруссия и верхнее Поднепровье. Ч. 1 / Под ред. В.В.Куприянова. – Л.: Гидрометеоиздат, 1966.- 721с.

1.75. Романенко В.Д. Комплексна оцінка екологічного стану басейну Дніпра [текст] /В.Д. Романенко, М.Ю. Євтушенко, П.М. Линник та ін. // К.: НАНУ, 2000, 101 с.

1.76. Светличный А.А. Эрозиоведение: теоретические и практические аспекты[текст] / А.А. Светличный, С.Г. Чорный, Г.И. Швепс. – Сумы: Университетская книга, 2004. -410 с.

1.77. Стихійні метеорологічні явища на території України за останнє десятиріччя (1986–2005): монографія / за ред. М.В. Ліпінського, В.І. Осадчого, В.М. Бабіченко – К.: Ніка центр, 2006. – 311 с.

1.78. Україна у цифрах у 1998 році. [Текст]: Монографія/ Відп. За випуск О.Г.Осауленко.- К.:ІВЦ Держкомстату України, 1999. – 211 с.

1.79. Хільчевський В. К. Гідролого- гідрохімічна характеристика мінімального стоку річок басейну Дніпра [Текст]: Монографія / В. К. Хільчевський, М. І. Ромась, І. М. Ромась та ін. – К.: Ніка – Центр, 2007.-184 с.

1.80. Хільчевський В.К. Водний фонд України: штучні водойми – водосховища і ставки: [текст] / В.К. Хільчевський, В.В. Гребінь. – К.: Інтерпрес, 2014, 164 с

1.81. Чалов Р.С. Русловедение: теория, география, практика.Т.1. Русловые процессы: факторы, механизмы, формы проявления и условия формирования русел [текст] / Р.С. Чалов. – М.: ЛКИ, 2008. – 608 с.

1.82. Черногаева Г.М. Экологическое состояние бассейна Днепра на территории России [Текст]: Монография /Г.М.Черногаева,

М.С.Зеленова, А.С.Зеленов, И.О. Кулик. - М.:Метеоагенство Росгидромет, 2011.- 230 с.

1.83. Швебс Г.І. Каталог річок і водойм України: навчально – довідковий посібник /Г.І. Швебс, М.І. Ігошин// Одеса.:Астропринт, 2003.392 с.

1.84. Шикломанов И.А. Антропогенные изменения водности рек. [Текст]: Монография/ И.А.Шикломанов. - Л.: Гидрометеоиздат,1979. - 302 с.

1.85. Экология бассейна Верхнего Днепра [Текст]: Монография / Н. Н. Бамбалов и др// Смоленск: МНР России по Смоленской области, 2003. - 177 с.

1.86. Эрозионно-русловые системы: монография/ под.ред. Р.С. Чалова, В.Н. Голосова, А.Ю. Сидорчука. – М.: ИНФРА – М, 2017. – 702 с.

1.87. Яцик А.В. Водогосподарська екологія: у 4 т. [Текст]: Монографія / А.В. Яцик, – К.: Генеза, 2004.- 410с.

2. Статті

2.1. Адаменко О.М. Конструктивно- екологічний напрямок природоохоронної діяльності / О.М.Адаменко. - //Науковий вісник Інституту менеджменту та економіки «Галицька академія» , - Івано-Франківськ: Полум'я, 2007. – С.54-58.

2.2. Алексеев Г.А. О методах решения четырех главных вопросов в расчетах максимального дождевого стока на неизученных реках/ Г.А.Алексеев// Труды IУ всесоюзного гидрологического съезда. -Л.: Гидрометиоизд. Том.3, 1975, С. 312-327.

2.3 Беднарчик Л. І. Порівняльний аналіз умов формування та проходження катастрофічних паводків в басейні р. Сірет влітку 1969 та 2008 років/ Л. І. Беднарчик, М. Г. Настюк // Наукові записки Вінницького державного педагогічного університету імені Михайла Коцюбинського: Серія: Географія – Вінниця, 2009. - Вип.18. - С. 25-32.

2.4. Бондарь О.І. Онтологія природоохоронних досліджень боліт и торфовищ України / О.І. Бондарь, В.В. Каніщук // Агроекол. журн. – 2012. - № 2. С.57-60.

2.5. Балабух В.О. Траєкторії циклонів, що зумовлюють небезпечну і стихійну кількість опадів в Україні в теплий період року / В.О. Балабух // Наук. праці УкрНДГМІ. – Ніка-Центр, 2004. – Вип. 253. – С. 103-119.

2.6. Быков В. Д. О методах расчета максимальных расходов дождевых паводков /В. Д. Быков, Э. И. Гаррисон, В. М. Евстигнеев, А. В. Христофоров// В сб.: Географические аспекты исследований и использование водных ресурсов в СССР. М., 1982, С.79-94.

2.7. Васенко О.Г. Оцінка динаміки якості поверхневих вод басейну р. Дніпро / О.Г. Васенко // Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. – 2001. – Т. 2. – С.389-398.

2.8. Васенко А.Г. Доклад о состоянии окружающей среды в бассейне Днепра: цель и задачи. / А.Г.Васенко, Г.М.Черногаева // Информационный бюллетень Программы ПРООН-ГЭФ экологического оздоровления бассейна Днепра. №5. - Оттава, 2003. - С. 10-14.

2.9. Вишневський В.І. Про стан малих річок України //Меліорація і водне госп-во. – 1994. – Вип. 80, - С.47-58.

2.10. Вишневський В.І. Паводки, посухи та інше /В.І.Вишневський, М.Ворончук // Надзвичайна ситуауія, -1999. -№3. С.40-41.

2.11. Вишневський В.І. Мережа спостережень – основа функціонування галузі / В.І. Вишневський, Н.Ф. Токар // Наук. праці УкрНДГМІ. – 1998. – Вип.246. – С.5-20.

2.12. Власюк О.А. Сучасний стан осушених грунтів / О.А. Власюк, Л.К. Колошко // Таврійський науковий вісник: Зб. наук. пр. Херсон [б.в.], 2007. – С. 188-195.

2.13. Галущенко М.Г. Исследование потерь дождевого стока на малых водосборах равнинной территории Украины/ М.Г. Галущенко// - Труды Укр. НИГМИ, вып.107, Л., С.34-46.

2.14. Галущенко О.М. Водні баланси і водні ресурси річкових водозборів басейну Дніпра та їх використання (в межах України) [текст] / О.М. Галущенко // Вісник Київського ун-ту імені. Тараса Шевченка. Серія: Географія. – 1998. – Вип.43. – С.77-81.

2.15. Галущенко О.М. Водний баланс річкових водозборів басейну Дніпра за маловодні і багатоводні роки [текст]/ О.М. Галущенко// Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. – 2000. – Т.1. – С.173-176.

2.16. Гаськевич В.Г. Оцінка сучасного стану мінеральних осушених грунтів Малого полісся / В.Г. Гаськевич // Генеза, географія та екологія грунтів: Зб. наук.пр. – Львів: ВЦЛНУ, 2013. – С.95-101.

2.17. Гопченко Є. Д. До побудови нової нормативної бази в галузі максимального стоку на річках України / Є. Д. Гопченко // Гідрологія, гідрохімія, гідроекологія. Т.2.- 2001. – С.219 – 225.

2.18. Гребінь В.В. Пропозиції щодо схеми ландшафтно – гідрологічного районування території України [текст] / В.В. Гребінь // Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. - 2009. Т.17. - С.26-39.

2.19. Заболоцька Т. М. Небезпечно сильні опади в Україні та можливі причини їх утворення / Т. М. Заболоцька, В. М. Підгірська, Т.М. Шпиталь // Наукові праці Укр НДГМІ. – 2006. – випуск 255. – С. 25-41.

2.20. Заславский М.Н. Карта эрозионного индекса дождевых осадков ЕТС и Кавказа/ М.Н. Заславский, Г.А.Ларионов и др// - В кн. Эрозия почв и русловые процессы, выпуск 8. – М.: изд-во МГУ, 1981,С.17-29.

2.21. Зеленова М.С. Формирование речного стока в современных климатических условиях (на примере р. Днепр) М.С.Зеленова // Использование и охрана природных ресурсов в России. Информационноаналитический бюллетень № 6. - М.: НИА-Природа, 2005. - С. 42-47.

2.22. Зеленова М.С. Экологическое состояние Верхнего Днепра и его бассейна и прогноз на ближайшую перспективу // М.С.Зеленова, О.Н.Кулик, Г.М.Черногаева Экологические проблемы крупных рек - 3. Материалы международной конференции. - Тольятти: ИЭВБ РАН, 2003. - С. 305-309.

2.23. Зеленова М.С. Формирование речного стока в современных климатических условиях (на примере р. Днепр) / М.С.Зеленова // Использование и охрана природных ресурсов в России.

Информационно-аналитический бюллетень № 6. М.: НИА-Природа, 2005. - С. 42 -47.

2.24. Ібатулін Ш.І. Теоретико- методологічні основи формування природно –господарських териториальних систем в Україні / Ш.І.Ібатулін, О.В.Срепенко // Журнал «Інвестиуії: практика і досвід». – К.: 2013. - №19 С.6-10.

2.25. Иванников И. Трактат о времени / И.Иванников // Слово и дело №3, 2008. – С.16-23.

2.26. Костріков С.В. Геоінформаційний підхід до визначення фрактальних характеристик природно-антропогенного довкілля / С.В. Костріков, Н.В. Максіменко / Фізична географія та геоморфологія. Міжвідомчий наук. збірник. – Київ, 2010. – Вип. 4(61) – С. 20-35.

2.27. Купріков І. В. Вплив клімату на внутрірічний хід річкового стоку та атмосферних опадів в Україні / І В. Купріков, С. І. Сніжко // Вісник Київського нац. ун-ту ім.Т.Шевченка. Серія Географія. – 2009. – Вип. 56. – С. 25 - 28.

2.28. Литвин Л.Ф. Современная динамика земледельческой эрозии в России [текст] / Л.Ф. Литвин, З.П. Кирюхина, Н.Г. Добровольская // Эрозия почв и русловые процессы. Вып.18. – М.: Геогр. ф-т МГУ, 2012. – С. 6-23.

2.29. Лобода Н. С. Закономірності коливань річного стоку річок України при змінах клімату на початку XXI стотліття / Н. С. Лобода // Гідрологія, гідрохімія, гідроекологія. – 2010. – Т. 18. – С. 62 - 70.

2.30. Лук'янець О.І. Річки правобережжя Прип'яті в періоди високої водності: повторюваність дощових паводків та особливості гідрологічного режиму /О.І Лук'янець, М.М. Сусідко // Гідрометеорологічні дослідження в Україні. – 1999 . – Вип. 247. – С.137-143.

2.31. Лютик П. М. Расчетные характеристики дождевых осадков в Украинских Карпатах / П. М. Лютик, Е. Н. Киптенко, В. Т. Бедратенко // Труды УкрНИГМИ. – 1982. - Вип.119. – С. 19-32.

2.32. Мамай И.И. Итоги и проблемы изучения динамики ландшафтов: //Современные проблемы ландшафтоведения и геоекологии / И.И. Мамай.- Минск: Изд. Центр. БГУ, 2008. – С. 29-39

2.33. Мольчак Я.А. Расчет максимальных дождевых расходов рек Белоруского Полесья/ Я.А.Мольчак//- Мелиорация и водное хозяйство.- Минск,1978 ,С.16-19.

2.34.Мольчак Я.А. Исследование геоморфологического параметра бассейнов рек Белорусии для расчета максимального дождевогостока. Гидромелиорация и гидротехническое строительство/ Я.А. Мольчак//- Львов: Изд-во при ЛГУ, №7 1979, С.96-99.

2.35. Мольчак Я. А. Расчет дождевого стока с учетом мелиорации земель и влагооборота зоны аэрации Полесья/ Я.А.Мольчак//- Проблемы расчета и прогнозирования паводков.- Одесса,1980, С.71-75.

2.36. Мольчак Я.А. Расчет максимальных расходов воды и слоев стока дождевых паводков с мелеорируемых водосборов рек Белорусии/ Я.А. Мольчак, Г.П. Артюгин// - Мелиорация и водное хозяйство.- Минск,1986, С.15-23.

2.37. Мольчак Я. О. Ерозія ґрунтів і руслові процеси в умовах трансформації геосистеми Полісся під впливом осушувальних меліорацій / Я. О. Мольчак, М. М. Мельнійчук, В. Ф. Тарасенко // Географические аспекты природопользования Волыни. – 1991. – № 1. – С. 123–125

2.38. Мольчак Я. А. Формирование и расчет дождевого стока в условиях мелиорации земель и его влияние на эрозию почв // Я. А. Мольчак // Теория и методы гидрологических расчетов. Том 6. (Труды У Всесоюзного гидрологического съезда). – Л.: Гидрометеоиздат, 1989, С. 255-262.

2.39. Мисковець І.Я. Еколого-географічні дослідження ерозії грунтів в умовах інтенсивних антропогенних навантажень./ І.Я.Мисковець, Я.О.Мольчак, О.Ф.Картава // – «Вежа». Київ – Луцьк. 2000. С. 127-128.

2.40. Мисковець І.Я. Розрахунки дощового стоку малих річок Волині в умовах антропогенних змін/ І.Я.Мисковець, Я.О.Мольчак//. Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. ДТУ 2002, № 4, Київ - Луцьк, РВВ Луцького. С.102-104.

2.41. Мисковець І.Я. Еколого-географічна оцінка сучасного стану антропогенної трансформації природного середовища Волинської області/ І.Я.Мисковець, В.О. Фесюк, Я.О. Мольчак// Наукові записки Вінннницького державного педагогічного університету імені Михайла Коцюбинського. Серія: Географія – Вінниця, 2003. – Вип.5. – С. 147-151.

2.42. Мисковець І.Я. Формування заплавно-руслового комплексу річок Волині в умовах антропогенних змін/ І.Я.Мисковець, В.О. Фесюк, Я.О. Мольчак // Захист довкілля від анропогенного навантаження. Вип. 8(10). – Кременчук. – ПП "Швидка", 2003. – С.32-39.

2.43. Мисковець І.Я. Сучасний стан і наслідки прояву ерозійно-дефляційних процесів грунтів Волинської області/ І.Я.Мисковець, В.О. Фесюк, Я.О. Мольчак // Генеза, географія і екологія грунтів. Збірник наукових праць, присвячений 10-річчю кафедри грунтознавства і географії грунтів ЛНУ ім. Івана Франка. – Львів, 2003. – С.250-253.

2.44. Мисковець І.Я. Ландшафтно-господарське районуваня території Волинської області / І.Я.Мисковець, В.О. Фесюк, Я.О. Мольчак // Фізична географія та геоморфологія. – К.: ВГЛ "Обрії", 2004. – С. 231-237.

2.45. Мисковець І.Я. Розробка ефективної стратегії управління інтенсивністю ерозійно-акумулятивних процесів в долинах річок Волинської області в умовах антропогенних змін / І.Я.Мисковець, В.О. Фесюк, Я.О. Мольчак // Ерозійно-акумулятивні процеси і річкові системи освоєних регіонів: Збірник наукових праць III українсько-польсько-російського з вивчення флювіальних форм рельєфу і процесів у гірських височинних і низовинних регіонах. – Львів: ВЦ ЛНУ, 2006. – С. 120-128.

2.46. Мисковець І.Я., Екологічна ефективність використання і охорони водно-ресурсного потенціалу Волині. / І.Я.Мисковець, Я.О.Мольчак // Екологічні проблеми Волині – матеріали круглого столу (23-24 березня 2018 року) – Луцьк: ІВВ ЛНТУ, 2018.- С.38-42.

2.47 Мисковець І.Я. Критерії оцінки антропогенних змін в басейнах малих річок/ І.Я.Мисковець, Я.О.Мольчак, Б.П.Клімчук //

Екологічні проблеми природокористування та охорониа навколишнього середовища.Зб.наукових праць,м.Рівне, 2013р. - Житомир Вид-во ЖДУ ім.І.Франка С.166-168.

2.48. Мисковець І.Я. Антропогенні зміни в басейнах річок Волині та їх оцінка / І.Я.Мисковець, Я.О.Мольчак// Матеріали Міжнародній науковій конференції молодих вчених «Сучасна гідрометеорологія : актуальні проблеми та шляхи їх вирішення» 2014р., ОДЕУ,Одеса. С. 92-94.

2.49. Мисковець І.Я. Формування та розрахунки дощових витрат в умовах техногенезу/ І.Я.Мисковець, Я.О.Мольчак// Матеріали шостої Всеукраїнської наукової конференції з міжнародною участю. «Проблеми гідрології, гідрохімії,гідроекології » ДНУ ім.О.Гончара ,Дніпрпетровськ, 2014, С.203-205.

2.50. Мисковець І.Я. Екологічна безпека водокористування м. Луцька / И.Я.Мисковець, Я.О.Мольчак // Екологічні проблеми Волині – Матеріали щорічного круглого столу– Луцьк: ІВВ ЛНТУ, 2019.- с.32-35.

2.51. Мисковець І.Я. Економічні важелі та стимули раціонального водокористування/ І.Я.Мисковець, Л.М.Труш , Я.О.Мольчак// Матеріали Міжнародої науков конференції молодих вчених «Економіко-екологічні проблеми сучасності у дослідженнях молодих науковців» - Одеса: ОДЄУ, 2017.- С.65 – 67.

2.52. Мисковець І.Я. Реалізації стратегічних пріоритетів економічного і соціального розвитку міста Луцька./ І.Я.Мисковець, Л.І.Дубинчук, І.В.Андрощук. International Scientific Conference The Modern Trends in the Development of Business Social Responsibility: Conference Proceedings, May 19th, 2017. Lisbon, Portugal: Baltija Publishing. 296 pages.

2.53. Мисковець І.Я.Природно-екологічний стан Волині/ І.Я.Мисковець, Я.О. Мольчак, О.І. Мисковець, // Наукові записки Сумського державного педагогічого університету ім.А.С.Макаренка// Науковий журнал, вип.9. - Суми ДПУ, 2018. – С.56-62.

2.54. Мисковець І.Я. Стратегія розвитку інтегрованого управління ТПВ в регіональному контексті [Текст]: /І.Я. Мисковець, Я.О.

Мольчак, І.В.Андрощук.- «Інноваційний розвиток економіки: глобальні тенденції та національні особливості. Ун-т ім.Олександра Стульгінського, вид-во Izdevnieciba “Baltija Publishing” (м.Рига, Латвія).-лютий 2019. С.496-506 .

2.55. Настюк М. Г. Особливості формування та проходження катастрофічного паводку 11 серпня 2010 року на території водозбору р. Путила / М.Г.Настюк // Наук. вісник Чернівецького ун-ту. Серія Географія. – 2011. - Вип. 553-554. – С. 55-58.

2.56. Настюк М. Г. Формування та проходження катастрофічних паводків на р. Білий Черемош / М. Г. Настюк // Наук. Записки Вінницького держ. пед. ун-ту. Серія Географія. – 2010. – Вип. 20 - С. 44 - 49.

2.57. Настюк М. Г. Оцінка зливових опадів під час формування дощових паводків на річках басейнів Верхнього Пруту та Сірету / М. Г. Настюк, Ю. С. Ющенко // Актуальні проблеми дослідження довкілля. Збірник наукових праць– 2013. – С. 211 - 214.

2.58. Опыт разработки электронной базы данных о бассейне Днепра / Э.А. Резник, Ю.А. Малеванов, Г.М. Черногаева, А.С. Зеленов // VI Международный конгресс «ЭКВАТЭК-2004. Воды: экология и технология». Тез. докл. М., 2004. - С. 150 — 151.

2.59. Петлін В.М. Стан ландшафтних систем природоохоронніх територій- як індикатор загального стану ландшафтної сфери / В.М. Петлін // Гідрологія, гідрохімія і гідроєкологія: Наук. збірник. – Київ-Луцьк РВВ Луцького ДТУ, 2002. – Том 4. – С. 247-250.

2.60. Піціль А.О. Екологічні особливості формування талого та дощового поверхневого стоку міста (на прикладі міста Житомира) / А. О. Піціль // Вісник Житомирського нац. агроекологічного ун-ту. – 2011. - № 1 (28). – С. 393 - 400.

2.61. ПРООН-ГЭФ программа экологического оздоровления бассейна реки Днепр. Трансграничный диагностический анализ бассейна реки Днепр. 2003 г.- С. 10-45

2.62. Романенко В.Д. Стратегічні напрямки водно – екологічної політики в Україні / В.Д. Романенко // Наукові записки. – Серія: Біологія. -2001.- №3 (14). Спец. вип.: Гідроекологія. – С.3-5.

2.63. Слободенюк М. О. Вплив антропогенних факторів на екологічний стан річки Тетерів. / М. О. Слободенюк, В.В. Підліснюк // Наук. Вісник Нац. аграрного ун-ту. – 2006. – Вип. 95. Ч. 2. – С. 166 - 171.

2.64 Шерешевський А.И. Оценка естественного стока р.Днепра. / А.И.Шерешевський В.А.Войцехович //Тр. УкрНИГМИ.- 1990, - вып. 235. – С.43-50.

2.65. Цемко В. Економіко-екологічна оцінка сучасного стану, причин та наслідків деградації земель // Современные проблемы охраны земель: (сб. трудов в 3-х ч.): статьи / Володимир Цемко, Олексій Новоторов. – К.: СОПСУкраины, НАНУ, 1997. – Ч.1. – С. 8–17.

2.66. Ющенко Ю.С. Зв'язки між добовими опадами видатних зливових дощів та характеристиками максимального стоку у системах Верхнього Пруту та Сірету / Ю.С. Ющенко, М.Г. Настюк В.М. Опеченик // Проблеми гідрології, гідрохімії, гідроекологі: Мат. 6-ої Всеукр. Наук. Конф. З міжнар. Участю (Дніпропетровськ 20-22 травня 2014 р.). – Дніпропетровськ: ТОВ «Акцент ПП», 2014.- С.344-346.

2.67. Ющенко Ю. С. Вплив зливових опадів на формування високих паводків у басейнах верхнього Пруту та Сірету / Ю. С. Ющенко, М. Г. Настюк // Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. –Т.2 (27). – 2012. – С. 30 - 38.

2.68. Ющенко Ю. С. Вплив катастрофічного паводку 2008 року на русла річок Передкарпаття / Ю. С. Ющенко, О. В. Паланичко // Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. – К.: Київський національний ун-т ім. Т. Шевченка, 2009. – Т.17. – С. 40 - 55.

2.69. Явкін В.Г.Особливості впливу господарської діяльності на процеси деформації русла р.Прут / В.Г.Явкін, А.О. Кирилюк // Наук.Вісник Чернівецького ун-ту. – Географія. Чернівці.: Рута, 2005. Вип.238. С.20-34.

2.70. Askbrant S., Melin J., Sandalls J., Rauret G., Vallejo R., Hinton T., Cremers A., Vandecasleele C., Lewickyj N., Ivanov Y.A., Firsakova S.K., Arkhipov N.P., Alexakhin R.M. Mobility of radionuclides in undisturbed and cultivated soils in Ukraine, Belarus and Russia six years

after the Chernobyl fallout. J. Environ. Radioactivity, v.31, #3. - 1996. - P. 287-312.

2.71. Bartkovski T. Upon classification of antropogenic landscapes // Wiss Beitr. M.-Int.-her-Univ. Halle Wittenberg. – 1986.-Q.N18. – P. 102-119.

2.72. Chernogaeva G. “Ecological state of the Upper Dnieper and its basian and prospects for the near future”/ Environmental Health Risk II. WITpres, 2003. - P. 25-33.

2.73. Gumnicka N. Monitoring geosystemow – aspecty wspolpracy miedzynarodowej // Edukacja ekologiczna i ochrona srodowiska na pograniczach. – Lublin, 1993. – S. 89-92.

2.74. Dworak T.Z. Przedsztafcenia srodowiska na terenach dziafalnosci przemyslowej // Ochr. Srod. Przyr. I zasobow miner. – Krakow, 1996. – S. 286-288.

2.75. Victor M. Samoylenko, Vuriy S. Tavrov. The establishment of water protection zones for water quality improvement in river basins // Freshwater Contamination. – JANS Publication no. – 243. – 1997. – P. 385-391.

2.76. Kowalczuk I., Malsky M., Szablij O. Sytuacja geoekologiczna dorzecza Bugu Zachodniego oraz sposoby jej poprawy // Edukacja ekologiczna i ochrona Srodowiska na pograniczach. Pod red. K.N. Wojciechowskiego. – Lublin, Pektor. – 1993. – S. 41-48.

2.77. Kozlowski S. Problemy miedzynarodowej wspolpracy w zakresie ochrony srodowiska na pograniczu polsko-ukrainskim // Edukacja ekologiczna i ochrona srodowiska na pograniczach. – Lublin, 1993. – S. 11-13.

2.78. Locafelli L. Training of Ukrainian environmental entrepreneurs // Стан екологічного менеджменту Дніпра. – Тези міжнародної конференції. К., 2000. – С. 6.

2.79. Program regionalnego monitoringu wod powirzchniowych dla zlewni wybranej rzeki. –Zamosc: Biblioteka Monitoringu Srodowiska. 1996.–71 s.

2.80. Schoqoleb I.V. Fluctution and trends in breedinq populations of colonial waterbirds in the Dnestr delta. Ukraina. Blask Sea // Colonial Waterbirds. 1996 -№19. – P. 91-96

2.81. Semenova N.A., Zelenov A.S. Using Information System for Environmental Impact Assessment // ENVIROSOFT 2004: Theses of the International Conferences. - Ancona, Italy: WIT Press, 2004. - P. 93. 165.

2.82. World Water Resources. A new appraisal and assessment for the 21st century. - Paris: UNESCO, 1998. - 37 p.

2.83.www.dnipro-ecobase.org.ua – сайт міждержавної електронної бази даних басейну Дніпра.

http://www.rada.gov.ua

http://www.km.gov.ua

http://www.ukrstat.gov.ua

http://review3l.ru/stolberg-f-v-ekologiya-goroda

http://www.allbest.ru

micrometer.com.ua/ru/knigi/4/

a-starosta.narod.ru/index/0-68

http://www.google.earth.com

http://www.climatechange. su/

http://www.citi-adm.ru.ua

http://www.rovno.com.ua

http://www.rivne –post.rv.ua

http://www.cqrivne.com.ua

http://www.goroda.com.ua

www.ukranalyt.com.ua

www.rostok-elekom.com

www.menr.gov.ua

www.ekoteh.ru

www.uralbc.ru

www.ecoinstrument.ru

Додаток 1

Зведено-перевірочна таблиця для оцінки надійності обчислених значень максимальних витрат дощових паводків за розрахунковою схемою уточнення параметрами сучасних умов формул БНіП з їх спостереженими значеннями

Річка-пункт	Період	$A_{кв.км}$	$Q_{обч}$	$Q_{ф}$
1	2	3	4	5
Вижівка - Руда	1930-1933,1945-	141	51	47
Віжівка - Ст. Вижівка	1940-2021	722	128	119
Турія - Ягідне	I948-2021	459	86	72
Турія - Ковелъ	1922-1933,1939-1941, 1943-2021	1480	122	138
Стохід - Богушівка	I954-2019	692	132	129
Стохід - Любешів	1923-1933,1941, 1945-2021	2970	279	288
Іква - Радянське	1944-2021	632	129	119
Іква - Млинів	1939-2015	1960	172	182
Горинь - Ямпіль	1935-1941,1943-1949, 1952-2021	1400	152	139
Бережанка - Поліське	1928-2021	187	51	43
Случ - Данців	1926-1940,1945-	2480	275	298
Хомора - Понинка	1916-1940,1954-	1410	158	144
Тня - Броники	1947-2021	982	302	323
Смолка - Суслів	1945-2010	632	209	225
Уборть - Рудня Іванівська	1927-1940,1945-	510	185	202
Уборть - Перга	1940-2021	2380	353	369
Уж - Коростень	1936-1940,1945-	1456	167	180
Уж - Поліське	1915-2021	5690	689	720
Жерев - Бабиничі	1969-2021	1440	232	219
Грезля - Броди	1967-2021	553	179	155
Родоставка -Троїця	1935-2021	316	219	189
Ірша - Вол. Волинський	1944-2021	208	129	115
Словечна - Кузьмичі	1947-2021	914	198	178
Чертень - Накрашевка	1930-1940-2021	445	79	61
Ірша - Українка	1926-1933,1935-	2600	461	489

Устя - Рівне	1927, 1928,1930-1933, 1940-2021	558	126	119
Басейн р. Дніпро (Україна)				
Тетерів - Троща	1946-2021	227	136	151
Тетерів - Житомир	1924-1942,1944-	5270	579	618
Гнилоп'ять - Головинка	1926-1928, 1934-1941 1945-2021	1200	174	161
Гуйва - Городковка	1940, 1941, 1943, 1944, 1946-2021	312	120	115
Гуйва - Пряжів	1945-1970	1440	158	148
Гуйва -Н. Вили	1937-1941,1943-	1460	153	169
Здвиж - Гавронщина	1937-1940,1942-	837	149	160
Ірпінь - Личе-Раковка	1945-2021	242	55	68
Ірпінь - Мостище	1912-1919, 1924-1948, 1954 -2021	2840	235	220
Унава - М. Волиця	1946-2021	105	95	72
Горлянка - Немешаєво	1945-2019	34,4	49	35
Десна - Олександрівка	1950-2000	1710	140	161
Соля - Мальцево	1950-2000	39,4	38	25
Сейм - Лебяже	1950-2021	4870	108	119
Стругна - Здоровка	1955-2021	186	95	86
Рось - Круподеренці	1945-2021	618	210	222
Рось - Фесюри	1931-2021	3900	379	368
Роська - Скала	1945-2021	309	179	192
Роставиця - Матюші	1925-2021	1320	148	161
Росавка - Степанці	1944-2021	1470	228	242
Супой - Піщане	1928-1949,1945-	1900	65	78
Золотоноша- Золотоноша	1945-2019	431	42	52
Сула – Зеленківка	1931-1941,1944-	427	77	62
Сула - Ромни	1926-1940,1945-	1020	146	123
Терн - Будки	1936-1941,1944-	840	64	72
Вовча - Олександропіль	1931-1940,1944-	1310	165	181
Гребелька - Немешаєво	1938-2021	11,5	10,5	12,0
Удай - Прилуки	1936-1941,1943-	1520	164	179
Многа - Воронки	1953-2021	506	133	121
Тясмин – Б. Яблунівка	1945-2021	1780	266	246
Тясмин – Чигирин	1912-1919,1925-	4120	128	139
Псел - Крупець	1927-1941,1948-	4700	109	121
Грунь - Римарівка	1943-2021	958	84	69
Богуславка - Богуслав	1950-2021	11	33	41
Топорець - Немешаєво	1947-2021	560	23	32

Бик - Іванівка	1930-1941,1954-	1130	102	86
Мерля - Краснокутськ	1926-1941,1944-	1290	149	162
Ворскла - Козинка	1929-1941, 1944-1949, 1952-2021	1970	135	120
Ворсклиця - Березівка	1930-1941,1944-	1460	87	77
Басейн р. Десни (Україна)				
Шостка- Туранівка	1945-2021	110	63	51
Головесня - Покошичі	1930-1941,1944-	29,5	41	52
Убедь - Кудрівка	1926-1940	970	98	90
Клевань - Шарківка	1930-1940	2440	106	91
Есман - Ротівка	1920-2021	628	134	126
Остер Кривицький	1924-1944,1953-	2570	232	251
Івотка - Івот	1928-1941,1952-	1310	135	149
Липино - Покошичі	1948-2021	0,12	1,52	1,31
Петрушино - Покошичі	1944-2021	1,20	9	12
Басейн р. Дніпро (Білорусь)				
Ухлясть - Ридьків	1929-1940, 1944-	252	29	38
Друдь - Румок	1936-1940, 1945-	4636	165	179
Ржавка - Чорна Вирня	1946-2021	276	35	46
Березина - Борисів	198I-19I7, 1921,1922, 1926-	5638	142	158
Плиса - Трубенки	1933-1940,1946-	370	32	22
Бобр - Клинівка	1929-1939,1946-	2140	95	105
Свислоч - Заріччя	1933-1939,1942-1950 1960-2021	592	116	134
Свислоч - Теребути	1936-1939,1945-	40,5	109	90
Струмок – Целянка	1949-2021	37,9	24	15
Струмок -Троїцький	1948-2021	8,1	3,4	2,4
Басейн р. Західний Буг (Білорусь)				
Копаювка - Черек	1949-2021	215	14	10
Муховець - Пружани	1947-1960	100	10	13
Лісова - Замости	1946-2021	1835	114	106
Басейн р. Неман / Білорусь/				
Серувеч - Кривичі	1947-2021	795	84	75
Гуйка - Радошковичі	1946-2021	97,1	67	60

Нароч - Нароч	1945-2021	1480	116	102
Котра - Котра	I949-2021	1870	117	124
Вілія - Вілейка	1949-2021	4190	615	628
Вілія - Залісся	1925-1933, 1939,1943, 1945-	6832	484	479
Неман- Столбці	1922-1933, 1939, 1940, 1944-2021	3072	187	210
Березина - Нерови	1951-2021	1066	61	72
Жижма - Гельвинці	1950-2021	382	26	14
Шара - Вовча Воля	1947-2021	6460	120	139
Гривда - Іванцевичі	1940,1945-2021	694	54	41
Свислоч – Суха Долина	1948-1985	17106 -	118	131
Басейн р. Зах. Двіни /Білорусь/				
Дисна - Козяни	1946-2021	1722	111	95
Дисна - Шарковщина	1945-2021	4539	461	431
Мяделка - Русаки	1945-2021	460	198	176
Свольна - Пользино	1930-1940,1945-	1460	56	45
Касигя - Лепино	1950-2021	4935	270	250
Лучеса - Лускинопіль	193I-I939, 1945-	3280	168	182
Струмок без назви	1946-2015	28,8	6,8	6,0
Ула - Промисли	1929-1939,1946-	3330	157	171
Усвейка – Загаття	1946-2021	240	25,6	23,0
Оболь - Ломоносово	1927, 1928, 1930-1940, 1945-2021	392	14,3	13,1
Полота - Янково	1927, 1928, 1930-1940, 1945-2021	618	37	45
Нача - Горовці	1928-1931, 1936-1940, 1945-2021	212	22	35

Додаток 2

Зведено-перевірочна таблиця для оцінки надійності розрахункової схеми запропонованої автором

Річка-пункт	Період	A (км2)	$Q_{обч}$	Q
1	2	3	4	5
Басейн р. Дніпро (Білорусь)				
Ухлясть - Ридьків	1929-1940, 1944-	252	29	34
Друдь - Румок	1936-1940, 1945-	4636	165	174
Ржавка - Чорна Вирня	1946-2021	276	35	42
Березина - Борисів	198I-19I7, 1921,1922, 1926-	5638	142	154
Плиса - Трубенки	1933-1940,1946-	370	32	29
Бобр - Клинівка	1929-1939,1946-	2140	95	99
Свислоч - Заріччя	1933-1939,1942-1950 1960-2021	592	116	127
Свислоч - Теребути	1936-1939,1945-	40,5	109	94
Струмок – Целянка	1949-2021	37,9	24	17
Струмок -Троїцький	1948-2021	8,1	3,4	3,0
Басейн р. Західний Буг (Білорусь)				
Копаювка - Черек	1949-2021	215	14	11
Муховець - Пружани	1947-1960	100	10	14
Лісова - Замости	1946-2021	1835	114	110
Басейн р. Неман / Білорусь/				
Серувеч - Кривичі	1947-2021	795	84	80
Гуйка - Радошковичі	1946-2021	97,1	67	62
Нароч - Нароч	1945-2021	1480	116	106
Котра - Котра	I949-2021	1870	117	129
Вілія - Вілейка	1949-2021	4190	615	622
Вілія - Залісся	1925-1933, 1939,1943, 1945-	6832	484	472
Неман- Столбці	1922-1933, 1939, 1940, 1944-2021	3072	187	198

Березина - Нерови	1951-2021	1066	61	69
Жижма - Гельвинці	1950-2021	382	26	15
Шара - Вовча Воля	1947-2021	6460	120	138
Гривда - Іванцевичі	1940,1945-2021	694	54	47
Свислоч – Суха Долина	1948-1985	17106 -	118	127
Басейн р. Зах. Двіни /Білорусь/				
Дисна - Козяни	1946-2021	1722	111	110
Дисна - Шарковщина	1945-2021	4539	461	439
Мяделка - Русаки	1945-2021	460	198	118
Свольна - Пользино	1930-1940,1945-	1460	56	52
Касигя - Лепино	1950-2021	4935	270	259
Лучеса - Лускинопіль	193I-I939, 1945-	3280	168	177
Струмок без назви	1946-2021	28,8	6,8	6,2
Ула - Промисли	1929-1939,1946-	3330	157	168
Усвейка – Загаття	1946-2021	240	25,6	23,3
Оболь - Ломоносово	1927, 1928, 1930-1940, 1945-2021	392	14,3	12,8
Полота - Янково	1927, 1928, 1930-1940, 1945-2021	618	37	30
Нача - Горовці	1928-1931, 1936-1940, 1945-2021	212	22	27
Басейн р. Прип’ять (Україна)				
Вижівка - Руда	1930-1933,1945-	141	51	42
Віжівка - Ст. Вижівка	1940-2021	722	128	113
Турія - Ягідне	I948-2021	459	86	78
Турія - Ковелъ	1922-1933,1939-1941, 1943-2021	1480	122	136
Стохід - Богушівка	I954-2021	692	132	123
Стохід - Любешів	1923-1933,1941, 1945-2021	2970	279	284
Іква - Радянське	1944-2021	632	129	120
Іква - Млинів	1939-2021	1960	172	179
Горинь - Ямпіль	1935-1941,1943-1949, 1952-2021	1400	152	136
Бережанка - Поліське	1928-2021	187	51	46

Случ - Данців	1926-1940,1945-	2480	275	292
Хомора - Понинка	1916-1940,1954-	1410	158	141
Тня - Броники	1947-2021	982	302	331
Смолка - Суслів	1945-2000	632	209	221
Уборть - Рудня Іванівська	1927-1940,1945-	510	185	206
Уборть - Перга	1940-2021	2380	353	364
Уж - Коростень	1936-1940,1945-	1456	167	183
Уж - Поліське	1915-2021	5690	689	721
Жерев - Бабиничі	1969-2021	1440	232	215
Грезля - Броди	1967-2021	553	179	158
Родоставка -Троїця	1935-2021	316	219	184
Ірша - Вол. Волинський	1944-2021	208	129	119
Словечна - Кузьмичі	1947-2021	914	198	172
Чертень - Накрашевка	1930-1940-2021	445	79	65
Ірша - Українка	1926-1933,1935-	2600	461	482
Устя - Рівне	1927, 1928,1930-1933, 1940-2021	558	126	116
Басейн р. Дніпро (Україна)				
Тетерів - Троща	1946-2021	227	136	149
Тетерів - Житомир	1924-1942,1944-	5270	579	612
Гнилоп’ять - Головинка	1926-1928, 1934-1941 1945-2021	1200	174	157
Гуйва - Городковка	1940, 1941, 1943, 1944, 1946-2021	312	120	111
Гуйва - Пряжів	1945-1970	1440	158	150
Гуйва -Н. Вили	1937-1941,1943-	1460	153	162
Здвиж - Гавронщина	1937-1940,1942-	837	149	162
Ірпінь - Личе-Раковка	1945-2021	242	55	65
Ірпінь - Мостище	1912-1919, 1924-1948, 1954 -2021	2840	235	221
Унава - М. Волиця	1946-2021	105	95	79
Горлянка - Немешаєво	1945-2021	34,4	49	37
Десна - Олександрівка	1950-2021	1710	140	156
Соля - Мальцево	1950-2021	39,4	38	29
Сейм - Лебяже	1950-2021	4870	108	114
Стругна - Здоровка	1955-2021	186	95	90
Рось - Круподеренці	1945-2021	618	210	227
Рось - Фесюри	1931-2021	3900	379	362
Роська - Скала	1945-2021	309	179	198

Роставиця - Матюші	1925-2021	1320	148	158
Росавка - Степанці	1944-2021	1470	228	239
Супой - Піщане	1928-1949,1945-	1900	65	74
Золотоноша- Золотоноша	1945-2021	431	42	40
Сула – Зеленківка	1931-1941,1944-	427	77	68
Сула - Ромни	1926-1940,1945-	1020	146	129
Терн - Будки	1936-1941,1944-	840	64	64
Вовча - Олександропіль	1931-1940,1944-	1310	165	179
Гребелька - Немешаєво	1938-2021	11,5	10,5	11,8
Удай - Прилуки	1936-1941,1943-	1520	164	172
Многа - Воронки	1953-2021	506	133	129
Тясмин – Б. Яблунівка	1945-2021	1780	266	252
Тясмин – Чигирин	1912-1919,1925-	4120	128	135
Псел - Крупець	1927-1941,1948-	4700	109	118
Грунь - Римарівка	1943-2021	958	84	71
Богуславка - Богуслав	1950-2021	11	33	39
Топорець - Немешаєво	1947-2021	560	23	29
Бик - Іванівка	1930-1941,1954-	1130	102	84
Мерля - Краснокутськ	1926-1941,1944-	1290	149	158
Ворскла - Козинка	1929-1941, 1944-1949, 1952-2021	1970	135	121
Ворсклиця - Березівка	1930-1941,1944-	1460	87	70
Басейн р. Десни (Україна)				
Шостка - Туранівка	1945-2021	110	63	55
Головесня - Покошичі	1930-1941,1944-	29,5	41	49
Убедь - Кудрівка	1926-1940	970	98	92
Клевань - Шарківка	1930-1940	2440	106	95
Есман - Ротівка	1920-2021	628	134	130
Остер Кривицький	1924-1944,1953-	2570	232	242
Івотка - Івот	1928-1941,1952-	1310	135	141
Липино - Покошичі	1948-2021	0,12	1,52	1,38
Петрушино - Покошичі	1944-2021	1,20	9	11

Додаток 3

Значення коефіцієнтів паводкового стоку φ_0

Грунти	Сільсько-господарське використання земель	Коефіцієнти φ_0 при площах водозбору, кв. км							
		< 0,1	0,1-10	1,0-10	> 10	< 0,1	0,1-1,0	1,0-10	> 10
		Розрахунковий шар добових опадів $H_{\%}$, мм							
		≤ 90				> 90			
Дерново-середньо та слабопідзолисті глеєваті, глинисті і суглинкові	Рилля	0,47	0,45	0,43	0,40	0,50	0,48	0,46	0,42
	Пасовища багаторічні трави	0,58	0,55	0,51	0,48	0,62	0,56	0,50	0,47
	Ліс	0,49	0,46	0,42	0,39	0,52	0,46	0,43	0,40
Дерново-підзолисті дерново-середньо – слабопідзолисті піщані і супіщані на лесовидних супесях	Рилля	0,30	0,29	0,26	0,24	0,34	0,33	0,30	0,28
	Пасовища багаторічні трави	0,46	0,42	0,40	0,37	0,44	0,42	0,39	0,38
	Ліс	0,37	0,35	0,36	0,35	0,39	0,37	0,34	0,30
Сірі, світло-сірі, темно-сірі опідзо-лені на лесовидних суглинках	Рилля	0,36	0,35	0,34	0,36	0,41	0,39	0,36	0,37
	Пасовища багаторіч-ні трави	0,50	0,46	0,45	0,42	0,50	0,53	0,42	0,45
	Ліс	0,43	0,41	0,39	0,38	0,44	0,42	0,41	0,40
Чорноземи лугові, опідзолені, суглинкові, малогумусні	Рилля	0,51	0,54	0,50	0,46	0,50	0,48	0,42	0,40
	Луки, пасовища	0,62	0,57	0,52	0,48	0,60	0,54	0,49	0,47
Дернові,	Рилля	0,54	0,55	0,52	0,40	0,60	0,55	0,53	0,42

лугові,лу-гово-болотні заплавні грунти	Пасовища багаторічні трави	0,52	0,62	0,56	0,46	0,68	0,63	0,57	0,48
Торф"яно-болотні і торф"яні осушені	Рилля	0,42	0,39	0,34	0,30	0,46	0,42	0,34	0,31
	Пасовища багаторічні трави	0,52	0,48	0,39	0,34	0,56	0,52	0,42	0,38

Примітка: При наявності на схилах дрібних кущів, листяного лісу середнього і похилого віку, а також при обробці грунту поперек схилу, числові значення коефіцієнтів стоку слід зменшити на 20%.

Додаток 4

Значення коефіцієнтів шорсткості схилів

№ п/п	Використання поверхностей	n
1	Обробка вздовж схилу. Просапні культури	0,30
2	Обробка вздовж схилу. Зернові культури	0,40
3	Рилля	0,50
4	Стерня зернових	0,60
5	Багаторічні трави	0,70
6	Залісені поверхні	0,80

Додаток 5

Значення перехідного коефіцієнта λ_p

Площа басейну річки (км^2)	Значення коефіцієнта λ_p , при забезпеченні					
	0,1	0,5	1	5	10	25
до 0,1	2,8	1,30	1,0	0,50	0,35	0,28
0,1 – 1,0	2,6	1,27	1,0	0,55	0,38	0,30
1,0 - 10	2,3	1,24	1,0	0,60	0,41	0,33
більше 10	2,1	1,20	1,0	0,62	0,45	0,35

Додаток 6

СИЛЬНІ ЗЛИВИ НА ДОСЛІДЖУВАНІЙ ТЕРИТОРІЇ НА МЕЖІ XX – XXI СТОЛІТЬ

Дослідження багаторічної динаміки та просторово-часовий розподіл сильних злив в межах басейнів річок середнього Подніпров'я в умовах глобального потепління показав, що зливові опади найчастіше випадають у період травень - серпень, максимум їх відмічається у літні місяці (липень). Але в останні роки зливові опади почали відмічатися у квітні, вересні та жовтні. У десятиріччі 2001–2010- 2020 рр. кількість злив зросла більше, ніж удвічі, порівняно з попередніми десятиріччями. Найбільше випадків сильних злив в усі десятиріччя спостерігається в АР Крим та Одеській області. Найменшу кількість злив за період 1986–2015 рр. зареєстровано в Рівненській та Луганській областях (Україна). Аналіз умов атмосферної циркуляції, яка зумовлює явище сильних злив дозволив виявити, що більшість випадків із сильними опадами влітку пов'язані з висотними ізольованими циклонами (відсічення), які зазвичай малорухомі й тривалий час впливають на територію дослідження, переважно у першій половині літа. Наприкінці літа сильні опади пов'язані із синоптичними процесами у взаємодії з квазістаціонарним гребенем на сході Європи. Про підвищення імовірності надмірних опадів зазначалося у звітах Міжурядової комісії зі змін клімату (IPCC) та спеціальному звіті, присвяченому проблемам адаптації до природних небезпечних явищ, у тому числі до атмосферних опадів. У ньому зазначено, що на фоні незначної зміни загальної кількості опадів добова їх кількість у багатьох регіонах планети має значущі додатні тренди. Надмірні опади в літній період іноді мають особливо небезпечні наслідки, з утворенням значних паводків у досліджуваному регіоні, а також у будь-якій території під час тривалого дощу, або сильної зливи. Тому їхнє дослідження у період збільшення інтенсивності екстремальних та стихійних явищ є особливо актуальним для економіки, зокрема аграрної галузі, транспорту тощо. До небезпечних

гідрометеорологічних явищ, що зумовлюють небезпечну і стихійну кількість опадів відноситься дуже сильний дощ, сильна злива, тривалий дощ. За сильну зливу прийнято вважати кількість опадів 30 мм і більше, яка випала за 1 год та менше. Зазвичай сильні зливи спостерігаються у комплексі з такими стихійними явищами, як шквали, грози та град. Загалом дані досліджень підтверджуєть зв'язок між характером зливоутворення та інтенсивністю градових процесів. У теплий період року максимальна кількість небезпечно сильних опадів на досліджуваній території пов'язана з циклонічною діяльністю, яка зазнала особливих змін на межі XX–XXI ст. У помірних широтах регіону спостерігається зростання меридіональної й послаблення зональної циркуляції атмосфери, яке зумовило зміну траєкторії переміщення циклонів, їхньої інтенсивності й сезонного розподілу. Переважна більшість циклонів, які в теплий період року своїм центром переміщуються на територію середнього і верхнього Подніпров’я, формуються під впливом південних і західних синоптичних процесів і виходять на її територію з південною складовою і зумовлюють більшу половину небезпечних і стихійних сильних і дуже сильних опадів. Найбільш активно південні та західні синоптичні процеси в теплий період року проявляються в південних, центральних і західних областях України, Білорусі та Росії. Саме через цей регіон пролягає до 90 % траєкторій циклонів, зумовлених цими процесами. Переважно це циклони, що утворюються на заході Чорного моря та над Нижньодунайською низовиною. Через східні області України також пролягає багато траєкторій циклонів. Рухаються вони, як правило, з великою швидкістю, що призводить до того, що небезпечна і стихійна кількість опадів утворюється значно рідше і на меншій площі. Найбільший внесок у розподіл небезпечних і стихійних півдобових сум опадів у досліджуваних регіонах дають циклони, що виходять з південного заходу, півдня та південного сходу. При цьому в західних, південних і східних областях їхній вплив проявляється значно більше, а в північних – менше. Метою даної роботи є дослідження багаторічної динаміки і просторово-часового

розподілу сильних злив у теплий період року в 1991–2020 рр., а також аналіз умов атмосферної циркуляції, які зумовлюють це явище. За відмічений період. зареєстровано 374 випадки сильної зливи. У середньому за рік відмічається 15 випадків. Проте в окремі роки їхня кількість змінювалася від одного у 1992 р. до 30 у 2002 р. У 1994 р. сильної зливи на території України не було зовсім. В окремі часові періоди (п'ятиріччя) кількість випадків сильної зливи дещо змінюється. Найменша їхня кількість (16) відмічалася у 1991–1995 рр. Найбільша (107 випадків) у 2001–2005 рр. Найбільше сильних злив спостерігалося у 2002 р. (30 випадків), по 26 випадків у 1999 та 2004 рр., 23 випадки – у 2010 р., 22 – у 2015 р.

Аналіз багаторічної зміни випадків сильної зливи на території України в умовах сучасного клімату показав, що кількість випадків з цим явищем, починаючи з кінця минулого (XX) і початку XXI ст., значно збільшилася. Тренд, виражений поліномом другого ступеня, відображає чітку тенденцію до зростання кількості випадків із сильною зливою. Про достовірність тенденції щодо зміни кількості випадків сильної зливи можна судити за даними по 2014 р. Сильні зливи характеризуються значною просторовою неоднорідністю і різною кількістю пунктів, де вони зафіксовані. Така їхня особливість пояснюється багатьма чинниками: характером та інтенсивністю атмосферних процесів, фізико-географічними особливостями території (рельєф, місцеві умови) та ін. На п'ятиріччя 1991–1995 рр. припадає найменша кількість пунктів (26), охоплених сильною зливою. Найбільша кількість їх (114) зареєстрована в 2001–2005 рр. Найбільше (28 пунктів) в 2004 р., у 1997 р. – 26, 1999 р. – 27, 2002 р. – 26, у 2003 та 2010 рр. – по 24 пункти, у 2008 та 2014 рр. – по 22.

Найбільш розповсюдженим стихійним метеорологічним явищем в верхньому та середньому Подніпров’ї є дуже сильний дощ. Він зумовлює катастрофічні зливи, селі, повені, затоплює значну територію сільськогосподарських угідь, помешкання і промислові приміщення, в окремих випадках призводить до людських жертв і великих матеріальних збитків.

Таблиця1

Кількість випадків стихійних метеорологічних явищ в окремі роки на території України

Явище	1980-1989	1990-1994	1995-2000-	2001-2009	2010	2012	2015	2018	2020	2010-2020
Дуже сильний дощ	218	224	301	335	70	41	47	53	56	267

За розглянутий період відмічено 1335 випадків такого дощу, або 44 % від всієї кількості стихійних метеорологічних явищ, що спостерігалися в Україні, у тому числі за 2006 – 2010 рр. 268 випадків. У середньому щорічно реєструється 53 випадки дуже сильного дощу. За досліджуваний період це явище спостерігалось в 3712 пунктах, що становить 53% від загальної кількості пунктів, де вони відмічались, тобто у середньому щорічно дуже сильний дощ буває в 148 пунктах, а в 2006 – 2010 рр. вони спостерігались у 1242 пунктах. Особливо виділяється 2010 р., коли було зафіксовано 58 випадків дуже сильного дощу. За період 1991–2020 рр. найчастіше сильні зливи відмічалися у липні (36 %). Майже з однаковою частотою вони бувають у червні (27 %) та серпні (23 %). У травні та вересні повторюваність сильних злив становить відповідно 8 і 5,5 %. По 0,25 %, тобто по одному випадку сильної зливи зафіксовано в квітні та жовтні. Проаналізована також повторюваність різної кількості опадів під час сильної зливи в окремі п'ятиріччя (табл. 2).

Слід відзначити, що у всіх п'ятиріччях найчастіше повторюються сильні зливи з опадами 30–40 мм У чотири–п'ять разів зменшується повторюваність злив з опадами 41–50 мм (17 %), 8 % становлять зливи з опадами 51–60 мм, 4 % – 61–70 мм, 2 % – 71–80 мм, 1 % і менше – з опадами 80 мм і більше. У 2001–2005 рр. зросла кількість сильних злив з опадами 51–60 і 61–70 мм. За розглянутий період найбільша кількість опадів під час сильної зливи становила 128 мм, і спостерігалася у серпні 1997 р.

Таблиця 2

Повторюваність (кількість випадків, %) різної кількості опадів під час сильної зливи в окремі п”ятирічки

Роки	Кількість опадів, мм								
	30-40	41-50	51-60	61-70	71-80	81-90	91-100	101-110	понад 110
1990-1995	15	5	5	6	2	-	-	-	-
1996-2000	62	20	8	4	2	2	1	-	-
2001-2005	71	23	15	7	4	2	-	-	-
2006-2010	65	19	11	4	1	1	-	-	-
2011-2015	53	14	6	3	1	-	-	-	-
2016-2020	61	19	6	3	2	-	-	-	-
Україна,%	69	19	11	6	2,34	1,12	0,46	0,34	0,29

Проведені дослідження мають практичне значення, бо стосуються повторюваності та просторово-часового перерозподілу дуже сильних злив по розглядаемої території, в умовах потепління клімату, яке супроводжується подальшою зміною характеру зливових явищ, що дало можливість виділити райони, де зливова діяльність проявляється найбільш активно і приносить найбільші збитки економіці держави. На початку XXI ст. в Україні відмічається тенденція до збільшення кількості випадків сильної зливи, що пояснюється зростанням меридіональної й послабленням зональної циркуляції атмосфери в цей період. У десятиріччі 2001–2010 рр. кількість сильних злив зросла більше ніж у двічі порівняно з попереднім. У 2011– 2015 рр. суттєво збільшилася кількість випадків сильної зливи. Найчастіше повторюються сильні зливи з опадами 30–40 мм. У чотири-п'ять разів зменшується повторюваність злив з опадами 41–50 мм. У 2001– 2005 рр. відмічено збільшення кількості

сильних злив з кількістю опадів 51–60 і 61–70 мм. Характерною особливістю зливової діяльності початку XXI ст. є наявність сильних злив у квітні та жовтні і збільшення їхньої кількості у вересні, що можна вважати ознакою подальших змін сучасного клімату.

В Смоленський області з 25 червня 2020 року почались паводки, викликані сильними дощами. Підтоплено 17 ділянок доріг, разрушено 13 автомобільных мостів. Водою розрушено більше 1200 домів, ще понад 4000 підтоплено.

За період 1986-2020 рр. зафіксовано 1355 випадків такого дощу (це 44% від усієї кількості СМЯ, що спостерігалися в Україні в цей період). В середньому щорічно реєструється 53 випадки дуже сильного дощу. Повторюваність дуже сильного дощу в різні роки може істотно коливатися в залежності від синоптичних процесів, але, незважаючи на це, їх кількість за період 1996-2010 рр. в порівнянні з періодом 1986-1995 рр. істотно зросла Крім того, розподіл випадків дуже сильного дощу нерівномірен по території України. Також зростає кількість дуже сильних дощів, які охоплюють значні території. Найвища повторюваність дуже сильних дощів (30 мм і більше за 12 годин і менше) для досліджуваної території України, Білорусі та Росії характерна для літнього сезону - 61%, а липень місяць в останні роки в середньому по країні випало 124 мм опадів, що склало 143 % від кліматичної норми. Така і більша кількість опадів в середньому по країні буває в липні приблизно один раз в 5 років. Територією опади випадали нерівномірно. Найбільша кількість опадів випало в Гомельській області - 167,8 мм (191% від кліматичної норми). Тут така і більша кількість опадів буває, приблизно, один раз в 15 років. У Брестській області кількість опадів була найменшою - 94,5 мм (110% від кліматичної норми). По ряду метеостанцій (Могильов, Кличе, Жлобин, Чечерск, Гомель, Лельчічи) кількість опадів перевищила дві місячні кліматичні норми, причому в Клічеві і Жлобіні був побитий рекорд місячного максимуму опадів. Дощі йшли часто, в окремі дні відзначалися сильні зливи, які нерідко супроводжувалися посиленням вітру, грозами, випаданням граду. За добу по ряду метеостанцій випадало більше 30 мм опадіва а 20119

році 26 і 27 липня в Жлобіні випало, відповідно, 73 і 63 мм опадів, що двічі перевищило абсолютний річно-добовий 30 максимум даної метеостанції. У Чечерському 27 липня випало 114 мм опадів (124% від кліматичної норми), тут також перевищено абсолютний р. добовий максимум опадів (рис.1). Рекорд добової кількості опадів побитий і в Могильові, де за добу 27 липня випало 90 мм опадів. У Мінську, Гомелі та Гродно в окрему добу випадало також значна кількість опадів (56, 66 і 62 мм відповідно), проте добовий максимум ні перевищено.

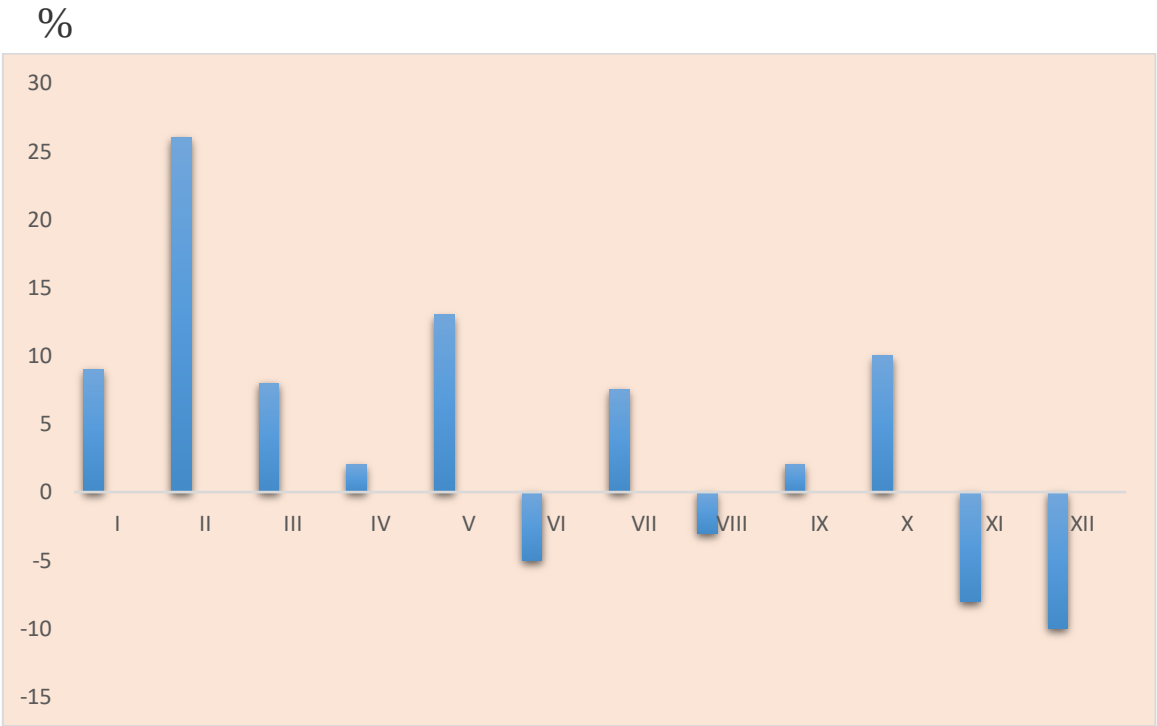


Рис.1.Відхилення місячних сум опадів за 1990-2020 р від кліматичної норми в Білорусі, (%)

Додаток 7

Фото катастрофічних дощових паводків на території верхнього та середнього Подніпров'я

Річка Горинь (Рівненська область,Україна)

Річка Стохід Любешів (Україна)

Річка Свіслоч Заріччя (Білорусь)

Річка Стир вийшла з берегів (Україна)

У Києві сильна злива 29 липня 2020 року затопила кілька вулиць і підземних переходів.

В Смоленській області (Росія) з 25 червня 2020 року почалися паводки, викликані сильними дощами. Підтоплено 17 ділянок доріг, зруйновано 13 автомобільних мостів. Вода зруйнувала понад 1200 будинків, ще понад 4000 підтоплено.