

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ЧЕРНІВЕЦЬКИЙ НАЦІОНАЛЬНИЙ УНІВЕРСИТЕТ
ІМЕНІ ЮРІЯ ФЕДЬКОВИЧА

Географічний факультет
Кафедра географії України та регіоналістики

Дослідження особливостей зміни стоку річки Білий Черемош

Кваліфікаційна робота
Рівень вищої освіти – другий (магістерський)

Виконав:

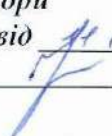
студент 2 курсу, 617 групи

Катринін Олександр Олександрович

Керівник:

кандидат географічних наук

Настюк М.Г.

До захисту допущено
на засіданні кафедри
протокол № 20 від 14 грудня 2023 р.
Зав. кафедрою  проф. **Костащук І.І.**

Чернівці – 2023

АНОТАЦІЯ

Катринін Олександр Олександрович

*Здобувач другого (магістерського) рівня вищої освіти
галузі знань 10 – Природничі науки, спеціальності 103 – Науки про Землю,
ОПП «Гідрологія» кафедри географії України та регіоналістики
Чернівецького національного університету імені Юрія Федьковича,
м. Чернівці, Україна*

ДОСЛІДЖЕННЯ ОСОБЛИВОСТЕЙ ЗМІНИ СТОКУ РІЧКИ БІЛИЙ ЧЕРЕМОШ

Анотація. Річковий стік є важливою характеристикою річок. У науковій роботі розглянуто питання формування та зміни стоку гірської річки Білий Черемош.

Проаналізовано чинники формування стоку р. Білий Черемош. Описано річкову мережу та її гідрологічний режим. Досліджено зміну стоку та проведено комплексний аналіз причин його мінливості. Визначено гідрографічні характеристики водозбору річки до гідрологічного поста Яблуниця.

Дослідження дозволяє поглибити розуміння процесів формування та мінливості стоку гірських річок регіону.

Ключові слова: річковий басейн, водність річки.

ABSTRACT

Katrynin Oleksandr

*Obtainer of the second (master's) level of higher education
fields of knowledge 10 – Natural sciences, specialties 103 – Earth sciences,
EPP «Hydrology»
of the Department of Geography of Ukraine and Regional Studies
of the Yuriy Fedkovich Chernivtsi National University,
Chernivtsi, Ukraine*

RESEARCH ON THE PECULIARITIES OF CHANGES IN THE FLOW OF THE WHITE CHEREMOSH RIVER

Abstract. River flow is an important characteristic of rivers. The work considers the issues of formation and changes in the flow of the mountain river White Cheremosh.

The factors of the White Cheremosh river flow formation are analyzed. The river network and its hydrological regime are described. The changes in the flow are investigated and a comprehensive analysis of its causes of variability is carried out. The hydrographic characteristics of the river catchment up to the Yablunytsia hydrological post are determined.

The study allows to deepen the understanding of the processes of formation and variability of the flow of mountain rivers in the region.

Keywords: river basin, river water content.

Кваліфікаційна робота містить результати власних досліджень. Використання ідей, результатів і текстів наукових досліджень інших авторів мають посилання на відповідне джерело.



(підпис)

О.О. Катринін

ЗМІСТ

ВСТУП	7
РОЗДІЛ 1. ТЕОРЕТИКО-МЕТОДОЛОГІЧНІ ОСНОВИ ВИВЧЕННЯ СТОКУ РІЧОК	10
1.1. Формування знань про водний режим річок	10
1.2. Дослідження водного режиму річок суббасейну Прут	18
РОЗДІЛ 2. ПРИРОДНІ УМОВИ ФОРМУВАННЯ СТОКУ РІЧКИ БІЛИЙ ЧЕРЕМОШ	22
2.1. Геологічна будова	22
2.2. Рельєф	26
2.3. Кліматичні умови	29
2.4. Ґрунтово-рослинний покрив	32
РОЗДІЛ 3. ВИКОРИСТАННЯ ARCGIS ДЛЯ АНАЛІЗУ ВОДОЗБОРУ РІЧКИ БІЛИЙ ЧЕРЕМОШ	34
3.1. Визначення плану дій на основі геоморфологічного аналізу щодо застосування ArcGIS	34
3.2. Побудова растрових зображень за допомогою програмного комплексу ArcGIS	36
РОЗДІЛ 4. ГІДРОЛОГІЧНА МЕРЕЖА БАСЕЙНУ БІЛИЙ ЧЕРЕМОШ	45
4.1. Річкова мережа водозбору річки Білий Черемош	45
4.2. Гідрологічна вивченість басейну річки Білий Черемош	49
РОЗДІЛ 5. АНАЛІЗ ВОДНОГО РЕЖИМУ РІЧКИ БІЛИЙ ЧЕРЕМОШ	51
5.1. Водний режим річки білий Черемош	51

5.2	Вплив лісу на формування гідрологічного режиму та небезпечних гідрологічних явищ	54
5.3	Внутрішньорічний розподіл стоку річки Білий Черемош	61
	ВИСНОВКИ	69
	СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ	72
	ДОДАТКИ	76

ВСТУП

Актуальність теми.

У широкому розумінні, стік річкової води є центральним компонентом глобального колообігу речовин та енергії на суходолі. Саме водний стік зумовлює всі інші види перенесення речовин та енергії в річкових системах, виступаючи рушійною силою цих процесів. Крім того, саме річкова вода є транспортувальником інших складників річкового стоку - наносів, розчинених речовин і тепла. Обсяг стоку цих компонентів залежить від водності річки та її кількісних характеристик, а також від вмісту наносів, розчинених речовин і тепла в одиниці водного стоку.

Річковий стік є однією з найважливіших характеристик водних об'єктів, що визначає ресурсний потенціал річок та водночас їх небезпечні явища у вигляді повеней і паводків. Особливий науковий та практичний інтерес становить вивчення закономірностей формування та особливостей зміни річкового стоку в гірських районах, де він характеризується підвищеною мінливістю і непередбачуваністю.

Однією з таких складних за водним режимом річок є Білий Черемош, що бере початок в Українських Карпатах. Враховуючи активний антропогенний вплив на його басейн, актуальним є комплексне вивчення всього різноманіття природних і штучних чинників, що зумовлюють формування та змінність річкового стоку Білого Черемошу.

З огляду на зазначене, у даній роботі ставиться за мету дослідити закономірності та регіональні особливості зміни стоку р. Білий Черемош на основі аналізу комплексу факторів його формування в межах басейну. Одним з досить цікавих елементів є лісовий покрив. Отримані результати розширять уявлення про гідрологічний режим гірських річок Українських Карпат та стануть основою для розробки заходів раціонального використання і охорони водних ресурсів регіону.

Останнім часом дослідження водного режиму лісових екосистем, започатковані наприкінці ХІХ століття, продемонстрували, що гідрологічна роль лісів залежить від комплексу природних чинників. Зокрема на неї впливають метеорологічні та кліматичні умови, особливості ґрунтів і рельєфу, розміри водозборів та їх лісистість, породний і віковий склад деревостанів, а також господарська діяльність у лісах. Відповідно гідрологічна роль лісів може суттєво варіювати залежно від природних умов конкретного регіону.

Загалом визнано, що ліси позитивно впливають на перерозподіл атмосферних опадів та формування річкового стоку, запобігають поверхневому стоку й ерозії. Водночас окремі лісогосподарські заходи можуть посилювати ерозійні процеси, а лісовідновлення не завжди оптимізує гідрологічний режим території.

Разом з тим донині залишаються дискусійними питання впливу лісів на обсяг та інтенсивність опадів, річну водність, здатність запобігати катастрофічним повеням тощо. Так само відкритим залишається питання методів посилення позитивного гідрологічного ефекту лісів.

Об'єктом дослідження є басейн Білий Черемош.

Метою дослідження є аналіз особливостей річкового стоку річки Білий Черемош.

Згідно мети можна поставити наступні **завдання**.

- Проаналізувати фактори формування стоку в басейні річки Білий Черемош.
- Ознайомитися із річковою мережею та гідрологічним режимом річок басейну.
- Проаналізувати особливості зміни стоку та його причини.
- Уточнити гідрографічні характеристики водозбору до гідрологічного поста Яблуниця.

Предметом дослідження є особливості зміни стоку річки Білий Черемош.

Для виконання цієї роботи були використані літературні джерела, результати гідрологічних спостережень, супутникові знімки (SRTM – Landsat 5, Landsat 7, Landsat 8, Sentinel-2, Digital Elevation Model) та топографічні карти: L-35-002, I-35-003, M-35-134, M-35-135. Також використано програмні забезпечення Microsoft Excel 2010, Microsoft Word 2010, WPS Office, Adobe Photoshop CC 2017, ArcGIS 10.5, а саме програмні модулі цієї програми: ArcMap 10.5 та ArcCatalog 10.5, та вебсайти: Sentinel Hub EO Browser та USGS — United States Geological Survey.

1. ТЕОРЕТИКО-МЕТОДОЛОГІЧНІ ОСНОВИ ВИВЧЕННЯ СТОКУ РІЧОК

1.1. Формування знань про водний режим річок

Вивчення природних вод розпочалося ще в стародавньому світі. У Стародавньому Єгипті сільське господарство було тісно пов'язане з річкою Ніл, адже розлив даної річки приносив не лише вологу на поля, а й родючий мул.

Натомість у Стародавній Греції та Римі деякі гідрологічні уявлення ґрунтувалися на системі філософсько-природничих поглядів і загальнонаукових досягнень. В праці «Метеорологіка» Арістотеля йдеться про походження та діяльність річок, а також описуються земні оболонки, їх взаємопроникнення, кругообіг води та повітря.

Важливою подією стала наукова праця П'єра Перро «Про походження джерел», 1674 р. Вона знаменує початок розвитку наукової гідрології. Перро було доручено побудувати акведук до Лувру. У ході цієї роботи він зробив розрахунки водозабезпечення (водний баланс). Він виміряв різні елементи кругообігу води і довів, що кількість опадів в одному районі верхнього басейну річки Сени приблизно в шість разів перевищує витрату води відповідної притоки Сени. Це означає, що опади з запасом забезпечують стік води в річках. Е. Маріотт розвинув та продовжив подібні розрахунки.

У сучасному світі для вивчення особливостей зміни стоку, режиму наносів, гідрохімічного режиму, термічного та льодового режимів, при проектуванні різноманітних об'єктів, таких як населені пункти, мости, електростанції на будь-якій річці потрібні знання динаміки водного режиму на цих річках.

Відповідно до праці С. С Левківського в річках гідрологічний режим обумовлюється безліччю чинниками, котрі поділяються на азональні та зональні. До азональних відноситься геолого-геоморфологічна будова басейну, його гідрографічні умови та гідрологічна характеристика,

грунтово-рослинний покрив та господарська діяльність людини. До зональних – кліматичні умови, зокрема це кількість опадів, випаровування. Розподіл стоку середніх та великих річок здебільшого зумовлений змінами саме зональних факторів.[17] Водночас, на розподіл стоку малих річок значний вплив мають азональні фактори. Вплив місцевих (азональних) факторів доволі часто викликає перерозподіл стоку посеред року, послаблюючи вплив кліматичних факторів. Внаслідок цього внутрішньорічний розподіл стоку може суттєво відрізнятись від основного типу розподілу, характерний для даного регіону. Місцеві геологічні та гідрографічні особливості, рослинний покрив та антропогенна діяльність людини доволі часто мають вирішальне значення для формування стоку невеликих річок.[18]

За підручником В. К. Хільчевського, О. Г. Ободовського, В. В. Гребеня та ін. «Загальна гідрологія» так званий водний режим – це коливання в часі рівнів і витрат води водних об'єктів, тобто режим їхніх рівнів і стоку.[38, с. 17]

"Витрата, рівні, похили, швидкості течії, глибини та інші – це елементи водного режиму. Оскільки режим річок пов'язаний зі змінами багатоводності, то витрата води в річці є її основною характеристикою. Тому зі змінами витрат пов'язані зміни інших елементів".[44, с. 151]

Водний режим річок залежить від комплексу фізико-географічних чинників, серед яких вирішальну роль відіграють кліматичні та метеорологічні умови. Однак ці фактори мають коливання різної тривалості, тому у водному режимі річок також спостерігаються різноперіодні зміни водності. Розрізняють вікові, багаторічні, внутрішньорічні (сезонні) та короткочасні коливання. Вікові коливання відображають вікові зміни клімату та зволоження материків з періодом сотні і тисячі років. Багаторічні коливання водності річок пов'язані з багаторічною мінливістю кліматичних параметрів з періодом десятки років. Короткочасні коливання можуть бути зумовлені метеорологічними явищами, геологічними процесами та антропогенним впливом. Внутрішньо-

річні коливання водності річок залежать від сезонних змін складових водного балансу річкового басейну.[38, с. 91]

Кліматичний фактор є важливим також і для багаторічних та сезонних коливань водності річок. Останні як правило і включають, власне, у поняття «водний режим». Вони носять найбільш закономірний характер і мають велике практичне значення.

"У внутрішньорічному водному режимі річок відзначається закономірне чергування періодів підвищеної та низької водності, які відбивають зміни умов живлення річки. Ці періоди називаються фазами водного режиму. Основними фазами останнього є водопілля, межень літня та зимова, фаза осінніх дощових паводків. На рівнинних річках помірних широт зазвичай спостерігаються всі чотири фази, на гірських річках частіше бувають лише дві фази: паводкова та меженна".[38, с. 91]

Водопілля – це щорічний, порівняно тривалий підйом рівнів та збільшення витрат води, зумовлений надходженням води від головного джерела живлення.[38, с. 91]

Походження водопілля може бути різним - сніговим, снігово-дощовим або дощовим, залежно від джерела живлення. За часом настання розрізняють весняні водопілля від танення снігу на рівнинах і невисоких горах; весняно-літні від танення снігів у горах; літні від танення вічних снігів, льодовиків та випадання мусонних дощів. За формою гідрографа весняні та весняно-літні водопілля здебільшого бувають одновершинними, тоді як літні - багатoverшинними, що пов'язано із коливаннями температури повітря та інтенсивності опадів. Кожне водопілля характеризується датами початку і кінця, датою максимуму, об'ємом. Тривалість становить від декількох днів на малих річках до 4-5 місяців на великих. Під час весняного водопілля річки можуть проносити близько 50% річного стоку на півночі і 90-100% - на півдні.[38, с. 91-92]

Відповідно до роботи В. Гребінь пише, що "...різноманітністю водопіль є повені – дуже високі водопілля, які призводять до затоплення значних площ у долинах річок...".[38, с. 92]

Повінь – це фаза водного режиму, яка, в даних кліматичних умовах, повторюється в одну пору року і характеризується великою водністю річки, високим та тривалим підняттям рівнів води.[44, с. 151-152]

"Розрізняють такі основні види повені: 1) весняна снігова повінь, характерна переважно для рівнинних річок помірного континентального клімату; 2) весняно-літня та літня повінь гірських річок, що живляться талими водами льодовиків та високогірних снігів; 3) дощова повінь, вологої (теплої) пори року, характерна для річок мусонного та теплого сезонно-дощового клімату. Повені можуть бути однопіковими та багатопіковими".[44, с. 151-152]

Паводки – це відносно швидкі й короткочасні підйоми рівнів і збільшення витрат води в річці.[38, с. 92]

"На відміну від водопіль вони виникають нерегулярно, хоча в кожному конкретному районі настають в один і той же сезон. Паводки найчастіше формуються внаслідок випадання дощів і злив, а також сніготанення під час зимових відлиг. За часом настання паводки можуть бути зимовими, літніми та протягом усього року".[38, с. 92]

Паводки характеризуються аналогічними параметрами, що і водопілля. Розрізняють транзитні, або верхові, утворені дощами вище за течією річки та місцеві паводки, сформовані опадами безпосередньо в даному регіоні. Дослідження свідчать, що швидкість поширення паводкової хвилі річковим руслом часто у 1,5-2 рази перевищує середню швидкість течії та залежить від похилу річки, характеру її русла і паводкової витрати води. На гірських річках швидкість поширення паводка досягає понад 4 м/с, тоді як на рівнинних - 1-1,5 м/с. Обсяг паводкового стоку визначається кількістю і тривалістю опадів, а також величиною втрат на просочування та випаровування. Висота паводко-

вої хвилі пов'язана з інтенсивністю дощу і морфологією русла та заплави річки.[38, с. 92-93]

Прогнозування водопіль та паводків має велике практичне значення. На відміну від паводків, які можна спрогнозувати лише за кілька годин до їх настання, водопілля можливо передбачити завчасно, за 2-3 місяці. Тому прогноз водопілля дає більше часу на підготовку, на відміну від раптових та стрімких паводків. Можливість завчасного передбачення рівнів води при водопіллі має важливе практичне значення.[38, с. 93]

У праці [44, с. 152] межень – це фаза водного режиму, яка щорічно повторюється в одну пору року, характеризується малою водністю річки та тривалим стоянням низьких рівнів. Під час межені річки живляться в основному підземними водами. Основними видами межені є літня та зимова. Але можуть бути і інші (наприклад літньо-осіння). Під час межені деякі річки на окремих ділянках пересихають (уходять в ґрунт).

При вивченні водного режиму часто використовують гідрологічний рік, який не збігається з календарним. Гідрологічний рік включає повний цикл гідрологічних сезонів або фаз. Його початок пов'язують з настанням вираженої фази водного режиму. Найчастіше це настання зими, коли на річках виникають льодові явища і річки переходять на підземне живлення. Гідрологи використовують гідрологічний рік для прогнозування весняного стоку, розрахунку внутрішньорічного розподілу стоку тощо. Стандартна обробка та публікація документів спостереження за витратами та рівнями здійснюється за календарними роками.[38, с. 93]

"Багатоводність річок є основним показником стоку води з суходолу. Кількісними характеристиками цього процесу є витрати води та об'єми стікання за певні періоди часу. Об'єми стоку, шар стоку, модуль стоку, безрозмірний коефіцієнт стоку — це кількісні характеристики стоку, котрі широко використовують у дослідженнях водності річок".[44, с. 152]

Аналіз наукових публікацій свідчить, що середньорічний стік є однією з ключових характеристик режиму річок. Тому вивченню просторових закономірностей річкового стоку, зокрема його середньорічних значень, традиційно приділялася значна увага, оскільки є великий масив даних тривалих гідрометричних спостережень. Це дало змогу проводити ґрунтовні дослідження на основі розрахунків та узагальнень.

Перше узагальнення середньорічного стоку річок Європейської частини Радянського Союзу виконав Д. І. Кочерін у 1927 р. в роботі «Середній довгостроковий річний та місячний стік у європейській частині Союзу». У 30- 70-х роках минулого століття багато наукових розробок присвячено не лише просторовим закономірностям середнього річного водного стоку, а й класифікації річок, гідрологічному районуванню СРСР, а також методам вивчення складових водного балансу. Цим займалися М. І. Львович, Б. Д. Зайков, В. А. Троїцький, П. С. Кузін та ін. Водночас наші українські гідрологи проводили відповідні дослідження стосовно території України – у 1962 р. за редакцією Г. І. Швеця вийшла книга «Гідрологічні розрахунки для річок України» [43]. Глава цієї книги «Розрахунок річного стоку і розподіл його в році» була підготовлена відомими українськими гідрологами А. Б. Крижанівською, Г. О. Чіппінг [41], Й. А. Железняком. У цей же період (протягом 1966-1971 рр.) видаються випуски «Ресурсів поверхневих вод СРСР», в яких наведено детальні характеристики середнього річного стоку річок України [35]. Серед сучасних досліджень середньорічного стоку річок України слід відзначити наукові праці В. І. Вишневського., О. О. Косовця [3, 4], монографію В. В. Гребеня [10]. Останні ґрунтовні дослідження характеристик середнього річного стоку річок України та їх багаторічної мінливості наведено у дисертаційній роботі Л. О. Горбачової [9], де проаналізована відповідна інформаційна база даних від початку спостережень до 2010 р. включно. Ряд публікацій останніх років присвячено дослідженню середньорічного стоку окремих річок чи басейнів України, зокрема роботи Н. С. Лободи, Є. Д. Гопченка, С. В.

Мельника, Ю. В. Божок [20, 21, 28], О. Г. Ободовського [31, 32, 46], О. І. Лук'янець [22, 23, 25, 40, 46, 47], Ю. О. Чорноморець [40], О. С. Коноваленко [23, 31], В. О. Корнієнко [25, 31, 32], С. О. Москаленко [26], Е. Р. Рахматулліної [32] та ін.

Спробу класифікувати річки за їхнім внутрішньорічним режимом стоку води виконав вчений В. Зайков. Він виконав розподіл усіх річок колишнього СРСР на три основні групи:

I – річки з весняним водопіллям;

II – річки з водопіллям у теплу пору року;

III – річки з паводковим режимом. [38, с. 93]

До групи річок з весняним водопіллям належить більшість річок. За характерними особливостями весняного водопілля та режиму в цілому, річки цієї групи поділяють на п'ять типів: казахстанський, східноєвропейський, західносибірський, східносибірський та алтайський. Кожен тип має свої характерні риси весняної повені та інших параметрів режиму. [38, с. 93]

Для річок казахстанського типу характерне дуже різке і високе весняне водопілля. В інші пори року вони майже пересихають або мають дуже низьку водність, оскільки живляться переважно талими сніговими водами. Такі річки розташовані в посушливих регіонах Казахстану, Заволжя, Туранської низовини, де сніговий покрив є основним і майже єдиним джерелом їх живлення. [38, с. 93]

Для річок східноєвропейського типу характерне високе весняне водопілля, низька літня та зимова межень і підвищений осінній стік завдяки дощам. Найбільш типовими представниками цього типу є такі великі річки, як Волга, Дніпро та Дон. [38, с. 95]

Для річок західносибірського типу характерне невисоке і розтягнуте в часі весняне водопілля, підвищений літньо-осінній стік та низька зимова межень. Згладжений характер водопілля зумовлений як рівнинним рельєфом,

так і значним заболоченням території Західного Сибіру (річки Об, Іртиш).[38, с. 95]

Східносибірський тип характерним є високе весняне водопілля, паводки в літньо-осінній період та дуже низька водність взимку, коли річки можуть повністю перемерзати. Це пов'язано з незначною роллю підземного живлення через наявність багаторічної мерзлоти в цьому регіоні. Прикладами таких річок є Алдан, Колима та інші.[38, с. 95]

У річках алтайського типу характерне невисоке і розтягнуте в часі весняне водопілля, підвищена водність в літньо-осінній період та низький зимовий стік. Такий режим водопілля визначається особливостями танення снігу в горах та умовами стоку дощових опадів. Поступове танення снігу в горах по висотних зонах і схилах призводить до надходження талих вод у річки з невеликих площ, що розтягує водопілля. Окрім Алтаю (річки Том, Бія), такий режим мають річки на Кавказі, в Середній Азії та на Сахаліні.[38, с. 95]

"Групу річок із водопіллям у теплу пору року поділяють на два типи: далекосхідний і тянь-шанський".[38, с. 95]

Для річок далекосхідного типу властиве невисоке і значно розтягнуте у часі водопілля в теплий період року та низька водність протягом решти часу. Основним джерелом живлення цих річок є дощові опади. Багато річок цієї групи взимку повністю перемерзає. До далекосхідного типу належать річки Далекого Сходу Росії (Амур, Зея), Забайкалля та Яно-Індигірського району (Яна), Східного Саяну.[38, с. 95]

Річки тянь-шанського типу мають подібність до далекосхідних за характером водопілля, однак їхнє водопілля формується не дощовими, а талими сніговими та льодовиковими водами і тісно пов'язане з температурним режимом в горах. Такий гідрологічний режим властивий для гірських річок Великого Кавказу (Терек), Паміру (Вахш, Нурек), Камчатки, Тянь-Шаню.[38, с. 95]

"Серед річок із паводковим режимом виділяють три типи: причорноморський, кримський і північнокавказький".[38, с. 95]

Річки кримського типу характеризуються паводки в холодну пору року. Влітку та восени більшість таких річок пересихає. Цей тип поширений в Криму (річки Салгір, Альма, Кача), Ленкорані та деяких інших регіонах.[38, с. 95]

Для річок кримського типу характерні паводки в холодну пору року. Влітку та восени більшість таких річок пересихає. Цей тип поширений в Криму (річки Салгір, Альма, Кача), Ленкорані та деяких інших регіонах.[38, с. 95]

Річки північнокавказького типу характеризуються сталою зимовою меженню та частими паводками в теплий період року. До цього типу належать переважно річки східної частини північного схилу Великого Кавказу, такі як Великий Зеленчук, Малий Зеленчук, Кума та інші.[38, с. 96]

1.2. Дослідження водного режиму річок суббасейну Прут

Водний режим річок Українських Карпат добре вивчений тому що це питання має велике значення — насамперед щодо максимальних рівнів і витрат води. Коливанню водності річок Українських Карпат, присвячено багато досліджень, одні з безмежного переліку можна відмітити такі [1, 2, 19, 23, 31, 36]. Звичайно найбільшу увагу приділяють трьом найбільшим річкам: Тиси у Закарпатті, а також Дністру і Пруту у Прикарпатті. Унікальні особливості має кожен басейн (правобережна частина річкового басейну Дністра, суббасейни Тиси, Пруту і Сірету) При одній і тій же середній висоті водозборів в суббасейні Пруту та Сірету утворюються найменші модулі стоку води, а в суббасейні Тиси – найбільші. А водозбори правобережжя Дністра займають серединне положення на даній залежності.

Дослідженнями водного режиму річок суббасейну Прут займалися Є. Д. Гопченко, П. М. Лютик, М. І. Ромащенко, Д. П. Савчук, М. М. Сусідко, М. І. Кирилюк, Б. В. Кіндюк, В. В. Гребінь, В. Г. Явкін, Ю. С. Ющенко, В. М. Бойко. Процесами формування займався Бефані, який один з перших радянських науковців розробив теорію схилового формування стоку. Є.Д. Гопченко присвятив свої роботи уніфікації розрахунку схем максимальних витрат води. Цікавою є просторова модель формування дощового стоку, розроблена О.Г. Іваненком. Важливим напрямом у дослідження паводкового стоку є розроблені підсистеми короткотермінового прогнозування стоку у басейнах Прута, Сірету – М. М. Сусідко, О. І. Лук'янець. Над можливим оцінюванням водності працював М. М. Сусідко. Питання водного балансу річок Українських Карпат та формування катастрофічних паводків досліджено в працях М. І. Кирилюка, визначено цикли високих і низьких рівнів води, їх тривалість, та встановлено, що річки цієї території переходять у фазу підвищеної водності. Праці Б. В. Кіндюка присвячені коливанням рівня води в малих річках і вивченню максимальної витрати води, яка обґрунтовується деякими геоморфологічними параметрами басейну. Досить цікавими є розрахунки В. С. Олійника щодо запасів води у вигляді снігонакопичення в лісі та на відкритій території. А також Чубатий, Дьяков проводили дослідження про вплив складу насаджень на водний режим гірських ґрунтів Карпат.[10, 11, 15, 16, 24, 27, 36, 37, 44]

На відміну від існуючої просторової ієрархії ландшафтногідрологічних систем, яка була запропонована О. М. Антіповим, В. В. Гребінь пропонує виділяти гірські ландшафтно-гідрологічні країни (ЛГК) через особливі умови формування тепло- і вологообігу. Таких країн в межах України виділено дві – Карпатську та Кримську, та мають ландшафтно-гідрологічні провінції.[10, с. 152]

"Прут-Дністровська ландшафтно-гідрологічна провінція розташована в межах Передкарпатської височини, Зовнішньокарпатської та частини Водо-

дільно-Верховинської областей Українських Карпат. До неї належать праві притоки Дністра, що беруть початок у Карпатах, а також басейни Пруту і Сірету в межах України. Тут поширені заплавні, низько- та високотерасні, горбисто-пасмові, низькогірні та середньогірні схиліві і міжгірно-улоговинні ландшафти. Річкова сітка достатньо розвинута, її густота досягає 2,0-2,5 км/км². Басейн Прута від 0,94 км/км² до 2,5 км/км² – басейн Білого Черемоша. Річки мають гірський та напівгірський характер, значні похили (до 10-15 м/км) і швидкості течії (1,5-2,0 м/с в межень і до 3,0-3,5 м/с в період паводків). Середня лісистість басейнів досягає 20-30%, у верхів'ях річок – до 70-80%; заболоченість практично відсутня. Норма річного кліматичного стоку коливається від 280 до 750 мм".[8, с. 159]

Ю. С. Ющенко та М. Г. Настюк у праці «Вплив зливових опадів на формування високих паводків у басейнах Верхнього Пруту та Сірет» визначили, що у басейні Пруту високі паводки формуються в двох районах - верхів'ях самого Пруту та його притоки Черемошу. В залежності від збігу хвиль паводків, що надходять з цих частин водозбору у часі, формується максимальна висота паводків на ділянці Пруту нижче впадіння Черемошу. Високі дощові паводки формуються при випадінні сильних опадів протягом 2-3 діб. У період високих дощових паводків територія відносно рівномірно охоплена дуже сильними зливовими опадами. При виконанні дослідження 2010 року були виділено паводки, коли територія охоплена сильними та дуже сильними зливовими опадами розташована у гірській частині водозборів Пруту (верхів'я Пруту та Черемошу) та Сірету. [36, с. 32]

"Річки басейну Пруту характеризуються проходженням паводків з березня по серпень, під час яких річки проносять, в середньому, 55-70% річного стоку. Сезоном, на який припадає найменша частка стоку (10-15%) є зима. В цьому ж сезоні спостерігається і найменший місячний стік – біля одного відсотка від річного; найчастіше це буває у лютому, рідше – у січні. Враховуючи такий режим стоку річок, лімітуючим періодом при розподілі розрахунко-

вого стоку у роки різної водності прийнята осінньо-зимова межень (вересень-лютий), а в якості лімітуючого сезону – зима. Виділення меженого періоду на річках даного району є достатньо умовним, оскільки паводки спостерігаються впродовж всього року".[16, с. 188-189]

2. ПРИРОДНІ УМОВИ ФОРМУВАННЯ СТОКУ РІЧКИ БІЛИЙ ЧЕРЕМОШ

2.1. Геологічна будова

Геологічна будова басейну річки Білий Черемош є складною та неоднорідною. Басейн розташований на межі двох областей – західної частини Чернівецької та південно-східної частини Івано-Франківської. За геоструктурним районуванням ця територія належить до Карпатської геосинклінальної складчастої області, яка характеризується дуже складною будовою. Ця область поділяється на дві головні структурні одиниці – власне складчасті Карпати та Передкарпатський крайовий прогин.

У геологічній будові складчастих Карпат беруть участь відклади крейдового та палеогенового періодів, які зазнали інтенсивного згинання у складки. Ці відклади представлені так званим флішем – ритмічним чергуванням пісковиків, алевролітів та аргілітів. Водночас більш древні домезозойські, тріасові та юрські породи трапляються лише у південній частині Карпат – зокрема у Чивчинських горах, у верхів'ях річки Сарата.[7, с. 12]

На території Івано-Франківщини на поверхні відслонюються різновікові породи: палеозойські, мезозойські, палеогенові, неогенові і четвертинні. Найдавніші палеозойські відклади мають обмежене поширення, їх виходи на поверхню відомі лише в Чивчинських горах. Нещодавно рифейські і палеозойські утворення були розкриті глибокими свердловинами в межах Передкарпатського прогину.[6, с. 10]

У геологічній будові Чивчинських гір беруть участь домезозойські утворення, що належать до Мармароського кристалічного масиву. Вони представлені потужними товщами метаморфічних порід - різноманітними сланцями, гнейсами та кварцитами. Вік цих порід точно не визначений. Регіональний метаморфізм відбувався 342-322 млн років тому, що відповідає верхам дево-

ну – ранньому карбону. На метаморфічних породах місцями залягають відклади карбону та пермі. Кам'яновугільна система – це 50-100 метрова товща темно кольорових пісковиків, алевролітів, вапняків та глинистих сланців з графітизованими рештками рослин. Більш молоді утворення – пермські – залягають на розмитій поверхні карбону і знизу вверх.

Вони представлені:

- конгломератами й гравелітами;
- вулканогенно-осадовими породами (зеленуваті та червоні туфопісковики з прошарками лав);
- теригенно-гіпсоносною товщею (зеленуваті й фіолетові алевроліти й аргіліти).

Загальна потужність пермі не перевищує 200 м.[7, с. 14]

Відклади тріасової системи виявлено лише у Чивчинських горах. Вони представлені вапняками і доломітами загальною потужністю до 100 м. У верхів'ях басейну Білого Черемошу, а саме у річках Сарата та Перкалаб тріасовий розріз починається з кварцового конгломерату потужністю 2-7 м, який вище переходить у 4-5 метрову пачку червоних і зеленуватих пісковиків та аргілітів. Детальні дослідження дозволяють виділити в межах Чивчин два основні літолого-фаціальні типи тріасового розрізу: доломітовий (пов'язаний з південною частиною Чивчин, райони – Мінчельський і Маскотинський, а також вапняковий, який тяжіє до зони насуву Мармароського кристалічного масиву на Рахівську зону, які поступово змінюються строкатими (білими, червоними) карбонатними породами. Тріасова потужність в загальному сягає 200 м.[4, с. 12]

У Чивчинських горах наявні відклади всієї юрської системи - від нижньої до верхньої. Тут сформувалися світло-сірі щільні вапняки, які місцями прорвані базальтами. Окремі прошарки цих порід, сильно насичені базальтами, нагадують конгломерат. Загальна потужність юрських відкладів у Чивчинських горах сягає 100 м.[7, с. 13]

На території області крейдові відклади представлені морськими фаціями двох типів - платформними та геосинклінальними (флішовими). Платформні фації поширені в межах Зовнішньої зони Передкарпатського прогину, тоді як геосинклінальні флішові - у складчастій області Карпат. У розрізі крейдових платформних відкладів виділяються породи верхнього альбу, сеноману, туруну та сенону.[6, с. 13]

Більш верхні горизонти сантонського, кампанського і монастирського ярусів в основному складаються з крейдо-подібних мертелів, крейдо-подібних вапняків і рідше мергелястих алевролітів. Вивчення геосинклінальних відкладів крейди дозволяє помітити велику різницю між розрізами Чивчинських гір і рештою території складчастої області, яка протягом усієї крейди інтенсивно прогиналась і заповнювалась потужними (до 2-2,5 км) флішовими відкладами. Область Чивчин в той самий час то покривалась неглибоким морем, в якому відкладались карбонатно-уламкові відклади не флішового типу, то піднімалась і часом, в окремі моменти, ставала сушею. З альбською трансгресією пов'язується утворення потужної товщі (1000 м) конгломератів, пісковиків і алевролітів соймульської світи (верхній альб-сеноман). Відсутність більш молодих відкладів крейди дає підстави припускати, що в пізньо-крейджаний час вся територія Чивчин знову була сушею.

Зовсім інша картина спостерігається на північ від Чивчин в області флішевого басейну. У ранній крейді тут майже всюди відкладалися темно-кольорові товщі карбонатно-теригенного флішу (рахівська світа). Початок пізньо-крейдового часу ознаменувався утворенням своєрідної пачки строка-тих (червоних та зелених) глинистих порід з радіоляритами і смугастими кременистими породами, яка до верху переходить у товщу сірого або темно-сірого піщано-глинистого флішу (стрийська, скуповська і чорногірська світи). Загальна потужність верхньо-крейдових утворень дуже велика і звичайно перевищує 1000 м.

Нижньо-крейдові відклади також дуже поширені на території Сухівської зони. Потужний комплекс крейди тут поділяється на дві світи: білотисенську (баррем-альб) і буркутську (альб-сеноман). Перша з них представлена переверстуванням тонко-ритмічних алевроліто-аргілітових (місцями мергелястих) пачок з грубо-верстуватими пісковиками і навіть гравелітами. Загальна потужність порід досягає 1000-1200 м. Друга складається з грубо-ритмічного піщаного флішу, потужністю понад 800 м.[6, с. 13-14]

Неоген. У кінці пізнього олігоцену вся територія Складчастих Карпат, яка на протязі крейди та палеогену інтенсивно прогиналась і заповнювалась потужними флішевими відкладами, раптово піднімається та перетворюється на суходіл. З обох боків піднятих Карпат утворюються неглибокі морські затоки рукавоподібної форми - Закарпатський і Передкарпатський неогенові прогини. У їх межах впродовж усього міоцену продовжується інтенсивне прогинання та накопичення потужних теригенних, подекуди соленосних відкладів моласового типу. На початку міоцену Передкарпатський моласовий басейн являв собою морську лагуну, обмежену на півдні піднятими складчастими Карпатами, а на півночі - острівним пасмом, складеним давніми метаморфічними породами. Саме завдяки інтенсивного розмиву метаморфічних і флішевих відкладів у цій області сформувались потужні теригенні моласові товщі.[7, с. 19-20]

Завершує моласовий комплекс неогенових осадів товща глинистих алевролітів і нижньо-сарматських глин, серед яких трапляються окремі прошартки пісковиків і туфогенних уламкових порід. В загальному, потужність цих відкладів сягає до 300 м. У межах Передкарпатського прогину вони відомі під назвою дашавської світи.[7, с. 21]

Більш молоді верхньо-тортонські відклади на території Передкарпатського прогину досягають значної потужності і належать до двох світ: тираської і косівської. Перша з них представлена гіпсами і ангідритами з проверстками мертелів, глин та алевролітів. Місцями трапляються невеликі лінзи

кам'яної солі. Її потужність звичайно дорівнює 20-40 м, досягаючи в окремих місцях 200 м.[6, с. 16]

Складчасті Карпати в Чернівецькій області представлені п'ятьма структурно-фаціальними одиницями: Скибовою, Чорногірською, Сухівською, Рахівською і Мармароською. Однією з характерних особливостей цього регіону є лусковато-покривний характер геологічної будови. Кожна з цих одиниць має покрив шар'яжного типу, в якому виділяються другорядні луски та структури. Складна будова Складчастих Карпат сформувалася під час трьох фаз складчастості, що відзначаються найактивнішими проявами складчастих рухів. Перша фаза відбулася у ранньому міоцені, перед-бурдигальська фаза. Друга фаза, верхньо-тортонська, відбулася у пізньому тортоні. Нарешті, третя фаза, після-сарматська, відзначилася в період пліоцену. Важливо відзначити, що останні дві фази відіграли вирішальну роль у формуванні гірської області Карпат та Передкарпаття.[7, с. 24]

В південно-східному напрямі амплітуда розривних дислокацій значно збільшується і три південні складки (Максимця, Плоского і Брусного) переходять у справжні луски.[6, с. 19]

2.2. Рельєф

У низькогір'ї Путильського регіону гірські хребти проявляються як невиразні, з плоскими вершинами і переважно положистими схилами, що супроводжується численними зсувами. Абсолютні висоти хребтів в середньому коливаються від 700 до 800 м, і навіть на найвищих з них не перевищують 1100 м. Максимецьке лісове середньогір'я складається з трьох пар хребтів (Максимець – Погар, Путила – Мелеш і Микитин – Кобила), які, в цілому, відповідають Чорногорській тектонічній зоні. Висота хребтів сягає 1200–1400 м, їх вершини мають опуклу форму та покриті буково-ялицевими і ялицево-

смерековими лісами, що на вершинах змінюються полонинами. Максимецьке середньогір'я перетинається долиною річки Яловичора, де виокремлюються добре виражені тераси та менші абсолютні висоти. Ця область відзначається наявністю заселених і значно збезлісених територій, нагадуючи за характером описане раніше Путильське низькогір'я.[39, с. 185]

Чивчинські гори – орографічне продовження Чорногірського хребта. Чивчини є північною окраїною Мармароського масиву. У межі Івано-Франківської області входять тільки північні схили Чивчин. Вони характеризуються тією ж системою висотних поясів рослинності, що й Чорногора. Тут є майже незаймані ліси, добре зберігся пояс чагарникового криволісся, гірше, роздрібнено виявлені пояси субальпійських і альпійських лук. Давні консеквентні долини Білого Черемоша місцями мають вигляд глибших ущелин. Деякі притоки набувають поздовжнього характеру вздовж м'яких зон черемоської світи. В розширеннях долин добре виявлено 5 терас. Вздовж скиду-здвигу утворилася глибока ущелина р. Пробійної (ліва притока Білого Черемошу).[39, с. 185]

Гринявські гори розташовані в межиріччі Чорного та Білого Черемошів. Хребет простягається майже меридіонально від Верховинського пониження до верхів'їв Білого і Чорного Черемошів. Висоти нарастають у південному напрямку. Найвища точка - гора Баба. Східний схил пологий та невисокий, розчленований численними долинами лівих приток Білого Черемошу. Найбільша з них - долина річки Пробійна з найбільшим населеним пунктом цього району - селом Гринява. Завдяки м'якому рельєфу та відносно доступним гірським долинам Гринявський район щільно заселений та добре освоєний. Верховинське пониження розташоване на півночі Гуцульських Карпат у східній частині давньої Ясиня-Черемоської долини. В межах Івано-Франківської області воно лежить між Ворохтою на заході та долиною Білого Черемошу на сході, обмежене з півдня Гринявськими горами. Рельєф тут значно знижений

у порівнянні з навколишніми горами. Абсолютні висоти сягають 600-800 м, до Ворохти більше 900 м.

Центральне пасмо хребтів Яловичорських гір має суцільну лінію вододілу від Білого Черемошу до Сучави. Вона дуже звивиста, оскільки хребти глибоко та щільно розчленовані долинами річок і потоків. Найвищі вершини з крутими схилами розташовані подалі від лінії вододілу. Осьовим хребтом групи Лосової є Максимець – Лосова. Відносні перепади висот сягають 300-400 м. Абсолютні висоти - до 1345 м (г. Максимець), 1429 м (г. Лосова). Найвищі точки розміщені на невеликому масиві на південь від ущелини Яловичери (г. Яровець - 1580 м).[39, с. 186]

Ворохта-Путильське давньотерасове низькогір'я. Смуга низькогір'я відповідає південно-східному відрізку Центральної синклінальної зони і зв'язана з перетворенням давньої Ясиня-Черемоської поздовжньої долини. Давня ріка, напевно, мала стік у Серет в напрямку його сучасної притоки Молдови. Вздовж бортів тепер розчленованої поздовжньої долини простежуються високі терасові рівні (VIII і IX). Основна частина низькогір'я зайнята шостим терасовим рівнем, що зберіг карпатський галечник, покритий товщею жовто-бурих суглинків. Цей рівень і є останнім днищем «Ясиня-Черемоської», або «пра-Молдовської» ріки. Знижуючись у напрямку Ворохта – Жаб'є – Путала до 900 м і нижче. Верхів'я пра-Тиси, пра-Пруту і пра-Черемошу, що лежали поблизу давньої долини в рис-вюрмський час, врізалися в її днище. В систему цих рік, після перехвату, були включені сучасні верхів'я Білого Черемоша. Ця ріка тепер перетинає днище давньої долини, де мають 5 терас. Дальша ерозія значно перетворила VI терасовий рівень омертвілої долини.[4, с. 182-183]

2.3. Кліматичні умови

Формування клімату значною мірою визначається атмосферною циркуляцією. Активна циклонічна діяльність впливає на утворення хмар та опадів. З переміщенням повітряних мас із півночі пов'язані низькі температури, особливо в перехідні сезони та зимовий період.

"Вітровий режим певною мірою відбиває умови циркуляції повітряних мас над місцевістю. Тому частково з напрямком вітру пов'язані температура і вологість повітря. Проте, напрямок вітру залежить від розподілу атмосферного тиску і сильно спотворюється рельєфом місцевості. У районах Передкарпаття для року в середньому переважають північно-західний та південно-східний напрямки вітру".[6, с. 51] Вітри західних напрямків з боку Атлантичного океану приносять на територію області основну частину вологи. Східні вітри зумовлюють влітку зменшення вологості та підвищення температури, а взимку – зниження температури повітря. Зниження температури повітря взимку зумовлюють східні вітри. Слід зазначити, що загальне простягання Українських Карпат значною мірою надає переважання південно-східних вітрів і північно-західних на рівнинній частині області. На висоті 3-4 км вони стають домінуючими, це пов'язано з тим що йде зменшення впливу Карпат, з підйомом у вільну атмосферу відбувається збільшення повторюваність західних вітрів. У самих Карпатах напрямок вітру визначається орієнтацією гірських долин.[7, с. 61-63]

Для даної території характерний континентальний річний хід температури повітря. У гірській частині області температура повітря значно залежить від висоти місцевості та складності рельєфу. Про ступінь впливу висоти можна судити за вертикальними температурними градієнтами – в Карпатах липневі температури знижуються на $0,7^{\circ}\text{C}$ на кожні 100 м підйому. Тому середні температури липня в горах, на висотах близько 1700-1800 м знижуються до $9-10^{\circ}\text{C}$. У січні вертикальний градієнт температури в 2 рази менший, ніж

липневий. Тому в цей час зниження температури зі збільшенням висоти відбувається повільніше.[6, с. 51-52]

В гірській частині даної області можливі приморозки на початку і в кінці літа. Різке зниження температури повітря спостерігається вночі, особливо коли надходить холодне повітря з півночі, а також внаслідок радіаційного випромінювання. У середньому, в січні та лютому, менше половини днів у гірській області мають відлиги, а в грудні цей показник становить приблизно 2/3 всіх днів. У рівнинній частині області відлиг менше. Тривалість періоду з відлигами визначає температуру повітря, яка може сягати 10°C у січні та 15°C у лютому, хоча зазвичай значення коливаються від 0 до 5°C. Відлиги пов'язані з проникненням на територію теплих повітряних мас з заходу і південного заходу, а також з інсоляційним прогріванням. Перше стійке охолодження восени та весною триває невеликий час - переважно один, рідше два-три дні. Найбільше ймовірності осінніх приморозок спостерігається у жовтні, а весняних - у квітні. Приморозки можна передбачити, і підвищення температури на 2-3°C вже дозволяє уникнути негативного впливу на рослини. Важливими характеристиками клімату є дати стійкого переходу температури повітря через різні межі, наприклад, стійкий перехід температури через 0°C весною визначає масове танення снігу.[7, с. 59-60]

Опади визначають режим зволоження в значній мірі. Цей метеорологічний елемент характеризується великою варіабельністю як у часі, так і по території. У басейні річки річні надходження опадів залежать від висоти місця, коливаючись в межах від 600 до 1400 мм та навіть більше. У горах кількість опадів зростає на 11% для кожних 100 метрів підняття висоти у порівнянні з опадами на рівнині на висоті 300 метрів.[6, с. 54]

"У холодну пору року в гірській частині кількість їх збільшується до 175-250 мм, а в найбільш високій частині – до 300 мм. В окремі роки спостерігається значне відхилення сум опадів від середніх багаторічних. Особливо

великі відхилення місячних сум опадів у теплу пору року, коли вони найбільш інтенсивні і часто мають зливовий характер".[7, с. 65]

Отож, збільшення кількості опадів в горах може бути пояснене переважно частішим випаданням, що підтверджується тісним зв'язком між загально-річною кількістю опадів і кількістю днів з опадами. Найбільше опадів припадає на зимові місяці. У холодний період року простежується зменшена сума опадів, це свідчить про те, що зимові опади менш інтенсивні, ніж опади в теплу пору року. Це ситуація може бути пов'язана із такими факторами: зменшенням вологовмісту повітря взимку та збільшенням східного перенесення в холодний період року.[7, с. 66] Проте зволоження місцевості не визначається лише кількістю опадів, оскільки вони можуть значно випаровуватися. Тому для оцінки зволоження користуються коефіцієнтом зволоження, який являє собою відношення кількості опадів місця до величини можливого за даних кліматичних умов випаровування.[6, с. 54]

Поява снігового покриву зазвичай припадає на третю декаду листопада, хоча в роки з теплою осінню він може з'явитися навіть наприкінці грудня. Стійкий сніговий покрив утворюється зазвичай лише в третій декаді грудня. За період відлиг у горах стійкий сніговий покрив може бути відсутнім лише певні зими. Найбільшої товщини сніговий покрив набуває у другій декаді лютого – на рівнинних територіях від 10 до 20 см, а в гірських областях від 20 до 40 см. Проте у горах можливі випадки, коли максимальна товщина снігового покриву може бути досягнута навіть на початку холодного періоду. Слід відзначити, що висота снігового покриву залежить не лише від обсягу опадів та температури, але й від швидкості вітру та рельєфу місцевості. При збільшенні швидкості вітру спостерігається інтенсивне здування снігу з навітряних територій, його перенесення на завітряні схили та в захищені місця на височинах. З третьої декади лютого розпочинається активний процес сніготанення, і до 20 березня сніговий покрив повністю зникає. У деяких теплих зимах сніговий покрив може зникнути вже наприкінці лютого, хоча у менше

ніж половині всіх зим він залишається на рівнині до середини квітня. У басейні спостерігаються такі атмосферні явища, як тумани, ожеледь, мжичка, завірюхи, грози та град. У горах, в середньому за рік, буває до 30-20 днів з цими атмосферними явищами, і їх кількість залежить від рельєфу, зокрема розміщення гірських долин відносно панівних вітрів, висоти гір та наявності лісистості.[7, с. 66-67]

2.4. Ґрунтово-рослинний покрив

Територія басейну Білий Черемош об'єднує гірські та передгірні ландшафти. Кожному з них властивий свій специфічний рослинний покрив. Тому і в сучасному, і в минулому флора характерна і багатством, і строкатістю флористичних елементів.

В передгір'ї велику популярність мають луки, що розташовані в долинах рік і на масивах між річками. Серед них найширше поширені справжні луки, що включають мітлицю тонку і медову траву шерстисту. Характерною особливістю рослинності цих лук є також присутність тимофіївки лучної, перстача прямостоячого, волошки фригійської, щучника дернистого, королиці звичайної, мітлиці собачої та інших видів.[7, с. 88]

У гірському регіоні спостерігається виражена вертикальна поясність в структурі рослинних угруповань. Крім того, формування лук суттєво вплинуло господарська діяльність людини, зокрема, на зведення лісів. Гірські луки мають різноманітність, засновану на різних формаціях, зокрема, костриці червоної, мітлиці тонкої, вовчуги польового, конюшини середньої, костриці лежачої, тонконога альпійського, що визначає їх унікальний характер у субальпійському поясі. Травостої лук також включають елементи формацій, таких як пахуча трава звичайна, трясучка середня, грястиця збірна, костриця лучна, тимофіївка лучна, тонконога лучного. Деякі бобові представники, такі

як конюшина лучна, панонська, гірська, гібридна, повзуча, заяча конюшина споріднена, лядвенець рогатий, також є характерними для цих травостоїв. На висотах понад 900 м над рівнем моря кількість бобових рослин у складі травостоїв лук зменшується. З підняттям гірських хребтів у травостоях лук з'являються нові види, такі як арніка гірська, ахірофорус одноквітковий, скорцонера рожева, брусниця, чорниця та інші.[7, с. 93-94]

На північно-східній частині Чивчинських гір виростають субальпійські ялинники зелено-мошники II–III класів бонітету. Трав'янистий покрив цих ялинників характеризується присутністю таких видів, як підбілик альпійський, брусниця, плаун баранець, одноквітка звичайна та інші. Окрім бореальних рослин, на цих теренах спостерігаються і неморальні елементи, такі як зубниця залозиста і бульбиста, яглиця звичайна, переліска багаторічна, анемона дібровна та інші. Це свідчить про те, що ці ялинові ліси сформувалися на місці колишніх буково-ялицевих, і можливо, букових лісів. На верхній межі лісового поясу можна виявити ялинове криволісся з ялівцем сибірським. Однак суцільного покриву ялина не формує, і вільні площі вкриті лучною високогірною рослинністю. Серед цих рослин рідко можна зустріти сосну гірську.

3. ВИКОРИСТАННЯ ARCGIS ДЛЯ АНАЛІЗУ ВОДОЗБОРУ РІЧКИ БІЛИЙ ЧЕРЕМОШ

3.1. Визначення плану дій на основі геоморфологічного аналізу щодо застосування ArcGIS

Для виконання даного етапу роботи використовувалися супутникові знімки Digital Elevation Model (SRTM), Landsat 5, Landsat 7, Landsat 8, котрі було отримано з бази даних геологічної служби США (USGS — United States Geological Survey), Sentinel-2 з джерелом даних вебсайту "Sentinel Hub EO Browser". Дані знімки в системі координат WGS-84. Роздільність SRTM та супутникових знімків: Digital Elevation Model (надалі DEM – цифрова модель рельєфу) становить 30×30 метрів; Landsat (покоління 5, 7 та 8) становить 30×30 метрів на піксель; Sentinel-2 – 13×13 метрів на піксель. Вони подаються в форматі "GEOTIFF" та "TIFF".[47,48] Також, в цій системі координат, було прив'язано серію карт генерального штабу 1976 року з масштабом 1:100 000. Всі карти додано до програмного забезпечення ArcGIS 10.5 від ESRI та прив'язано в єдиній системі координат WGS_1984_UTM_Zone_35N. Перелічені необхідні дані представлені у вигляді рисунків у наступних додатках: А, Б, В, Г, Д, Е, Ж, И, К.

Геоморфологічний аналіз дозволяє оцінити вплив рельєфу на формування та розподіл поверхневого і, зокрема, річкового стоку в межах певної території. Для басейну річки Білий Черемош до гідрологічного поста "Яблуниця", основними геоморфологічними чинниками, що визначають формування та розподіл стоку, є: рельєф, похил поверхні, експозиції схилів, густина річкової мережі та шорсткість, яка значною мірою залежить від рослинного покриву (лісистості).

Аналіз цих параметрів для даного басейну було виконано за допомогою можливостей програмного комплексу ArcGIS 10.5 від ESRI та його групи ін-

струментів для просторового аналізу Spatial Analyst розташованої в модулі ArcMap 10.5. Даний функціонал дозволяє розрахувати та побудувати карти висоти, похилів, експозиції схилів, густоти річкової мережі, а також проаналізувати лісистість території за растровими даними. Загальну схему виконаного нами дослідження відображено на Рис. 3.1.1.

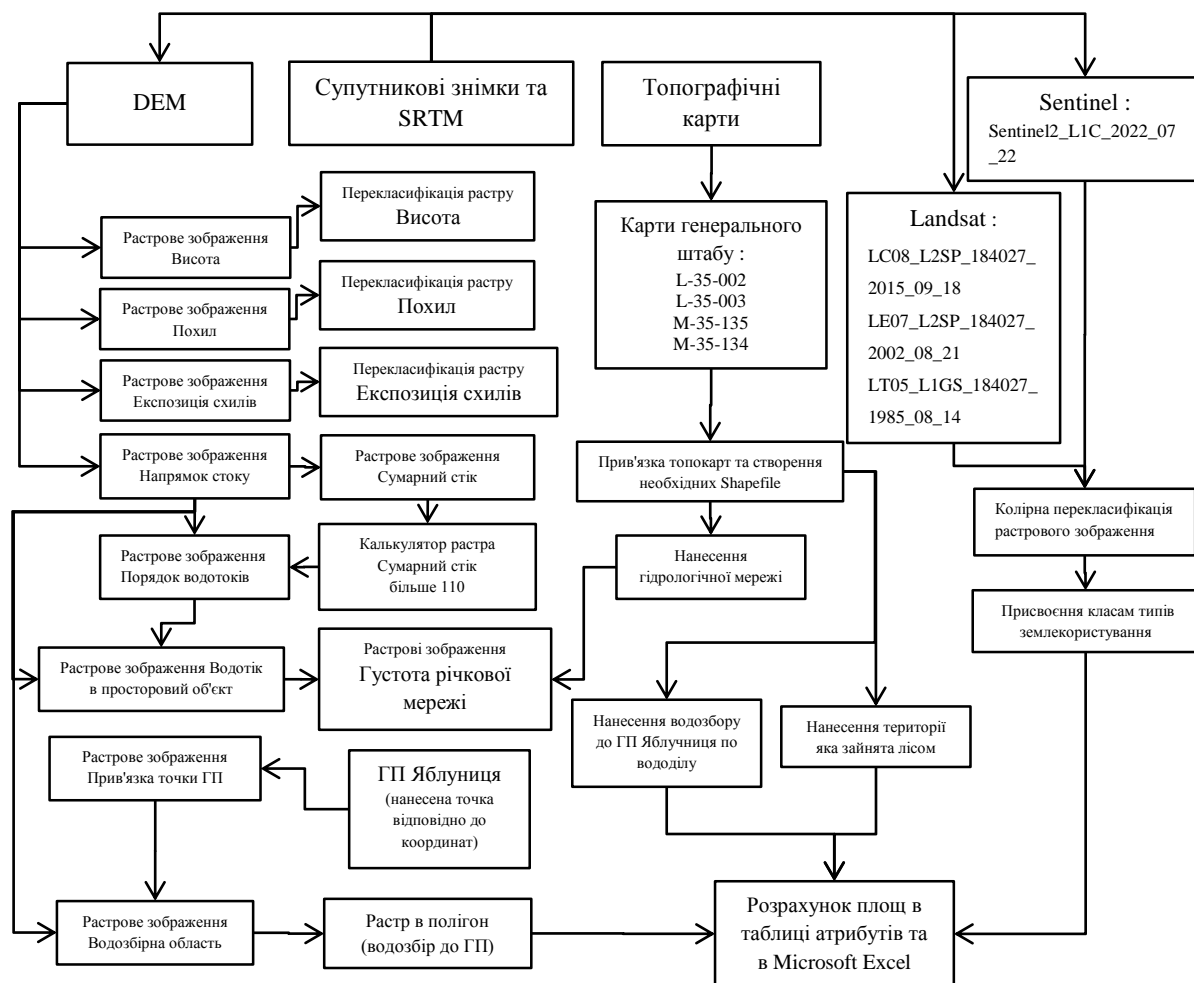


Рис.3.1.1. Алгоритм побудови растрових карт за допомогою ArcGIS на основі геоморфологічного аналізу.

3.2. Побудова растрових зображень за допомогою програмного комплексу ArcGIS

Перед побудовою карт-чинників необхідно виконати попередній етап – побудувати гідрологічну мережу та визначити водозбірний басейн річки Білий Черемош до гідропоста Яблуниця. Для цього етапу було здійснено два варіанти побудови зазначеного водозбору.

Перший варіант полягав у ручній побудові на основі топографічних карт. За допомогою модуля ArcCatalog 10.5 програмного комплексу ArcGIS 10.5 було створено необхідні Shapefile та імпортовано їх в ArcMap 10.5. У редакторі ArcMap розпочато редагування, і за допомогою інструмента Line нанесено гідромережу, а інструментом Polygon побудовано водозбірний басейн відповідно до вододілу (див. рис. 3.2.1). Розрахована площа даного полігону, в таблиці атрибутів, становить 555 км². Це на 3 км² більше від фактичної площі водозбору яка становить 552 км², проте після перевірки нанесеного полігону результат даних не змінився, адже поверхи прив'язаних топографічних карт генерального штабу СРСР всі нанесені точки прив'язки розташовані правильно, по вододілу.



Рис. 3.2.1. Річкова мережа річки Білий Черемош до ГП Яблуниця на основі топографічної карти.

Другий варіант базувався на використанні даних цифрової моделі рельєфу – DEM. Цей підхід є складнішим і вимагає виконання великої кількості послідовних кроків обробки та аналізу даних. Проте, в результаті він дозволяє отримати набагато більший обсяг і деталізацію інформації, у порівнянні з топографічною картою. За допомогою групи інструментів Hydrology в наборі інструментів Spatial Analyst було проведено алгоритм дій відповідно до рисунку 3.1.1. Після створення шару "Flow accumulation" з шару "Flow direction" у властивостях шару (вкладка символи) було проведено класифікацію на 2 класи із такими заданими діапазонами: 1 клас діапазон від 0 до 110; 2 клас – від 110 до 635936 (максимального, визначеного програмою, значення). Далі було визначено порядок водотоків, а наступним кроком було перетворення водотоку в просторовий об'єкт. В кінцевому результаті створено, необхідні для даної роботи, наступні дані: гідрологічну мережу та водозбірний басейн до гідрологічного поста Яблуниця див. рис. 3.2.2. Розрахована площа,

в таблиці атрибутів даного шару, межі водозбору до ГП Яблуниця становлять 555 км².

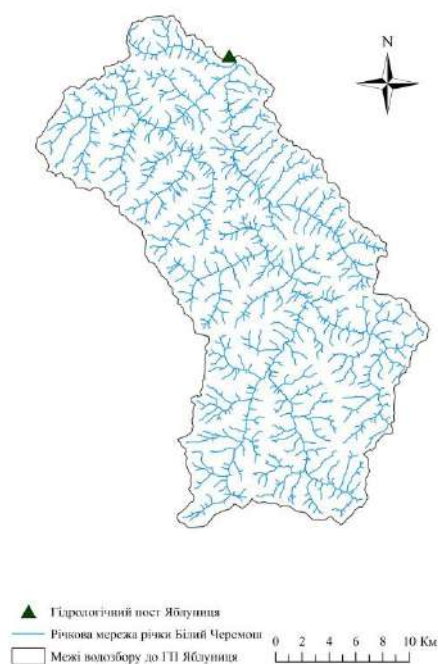


Рис. 3.2.2. Річкова мережа річки Білий Черемош до ГП Яблуниця.

Оскільки два результати збігаються, надалі в даній роботі буде використовуватися дана розмірність площі водозбірного басейну річки Білий Черемош до гідрологічного поста Яблуниця. Дані внесені до табл. Л.1.

Проте, рис. 3.2.1. та рис. 3.2.2. мають відмінність. Наочно проаналізувавши дані рисунки варто зазначити, що в другому рисунку простежується більша кількість річок 1 порядку. Це пояснюється більш детальним аналізом цифрової моделі рельєфу (DEM), кривизни схилів та їх напрямком, аніж із топографічної карти. Причиною даного визначення може слугувати недостатнє (із можливими невеликими похибками) вивчення гідрології в даній місцевості, в період, коли провідні науковці визначали необхідні дані для побудови карт генерального штабу. Проте дане твердження можна підтвердити лише в польових дослідженнях на місцевості.

З цього можна висловити наступне припущення. Відповідно даних рисунків нижня межа густоти водозбору до ГП річки Білий Черемош повинна бути вищою ніж у випадку на основі топографічної карти, а максимальна густина повинна бути приблизно однаковою.

За допомогою аналізу поверхні ArcGIS – Spatial Analyst створено растрове зображення класів висоти досліджуваної території з цифрової моделі рельєфу – DEM, представленого у додатку Д. На основі растру, за допомогою інструменту Classify Raster виділено 8 класів висот, від 400 м до 2000 м, з кроком 200 метрів дивись рис. 3.2.3. Найнижча точка знаходиться біля гідрологічного поста Яблуниця та становить 593 м., а найбільша висота зафіксована на безіменній горі – 1838 м.

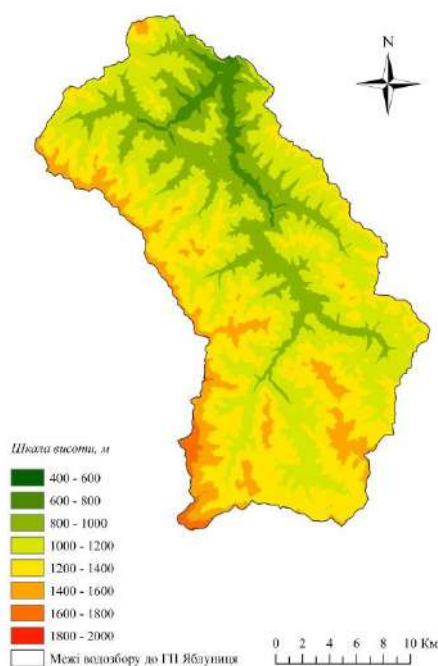


Рис. 3.2.3. Картосхема класів висот.

Для побудови растрового зображення похилу (крутизни) схилів використано інструмент Slope, котрий розташований в модулі Spatial Analyst. Побудова виконана з того самого файлу DEM, представленого у додатку Д, що і картосхема висот. Величина похилу растрового зображення в нашій роботі

подається в градусах. Дана величина була вибрана у відкритому вікні даного інструмента, також тут в полі, де коефіцієнт Z , вписали необхідне значення – 0,0000135. В досліджуваній території похил знаходиться в діапазоні від 0° до $60,4^\circ$. За допомогою інструменту Classify Raster, на основі даного растру, виділено 5 класів похилу (крутизни) схилів, з кроком 15° . (див. рис. 3.2.4)

З використанням модуля Spatial Analyst, інструментом Aspect, на основі DEM, побудовано растрове зображення експозиції схилів з кроком 45° , що дає змогу виділити 8 класів експозиції схилів та плоску територію. Схили з відповідним орієнтуванням зображуються різними кольорами (див. рис. 3.2.4.)

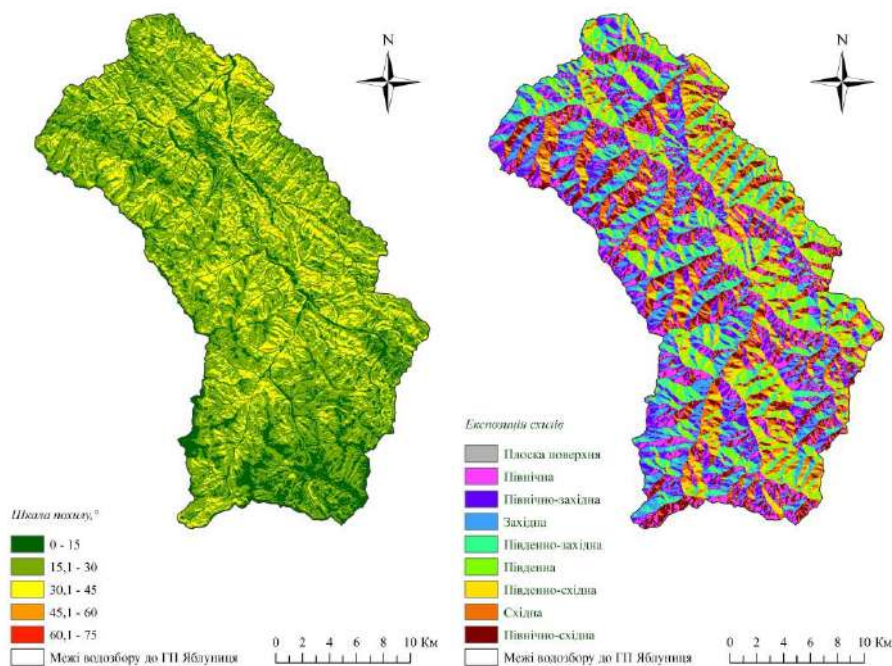


Рис. 3.2.4. Картоschema класів похилу та експозиції схилів.

Густота річкової мережі побудована у двох прикладах, на основі растрових даних представлених на (рис. 3.2.1) та (рис. 3.2.2). Перший побудований на основі оцифрованої гідрологічної мережі поверхи топографічних карт генерального штабу, а другий – на основі визначеної гідромережі із цифрової

моделі рельєфу (DEM). Розмір, у двох випадках, вихідних клітинок та радіус пошуку виставлено по 1000, одиниці площі – км² (див. рис. 3.2.5).

В першому випадку, відповідно (рис. 3.2.5(а)), густина становить діапазон від 0,22 до 2,97 км/км². У випадку (б) – 0,54 до 2,94 км/км².

Як видно з результатів, наші теоретичні прогнози справдилися, мінімальна густина збільшена на 0,32 км/км², а максимальна становить майже однакове значення з різницею – 0,03 км/км².

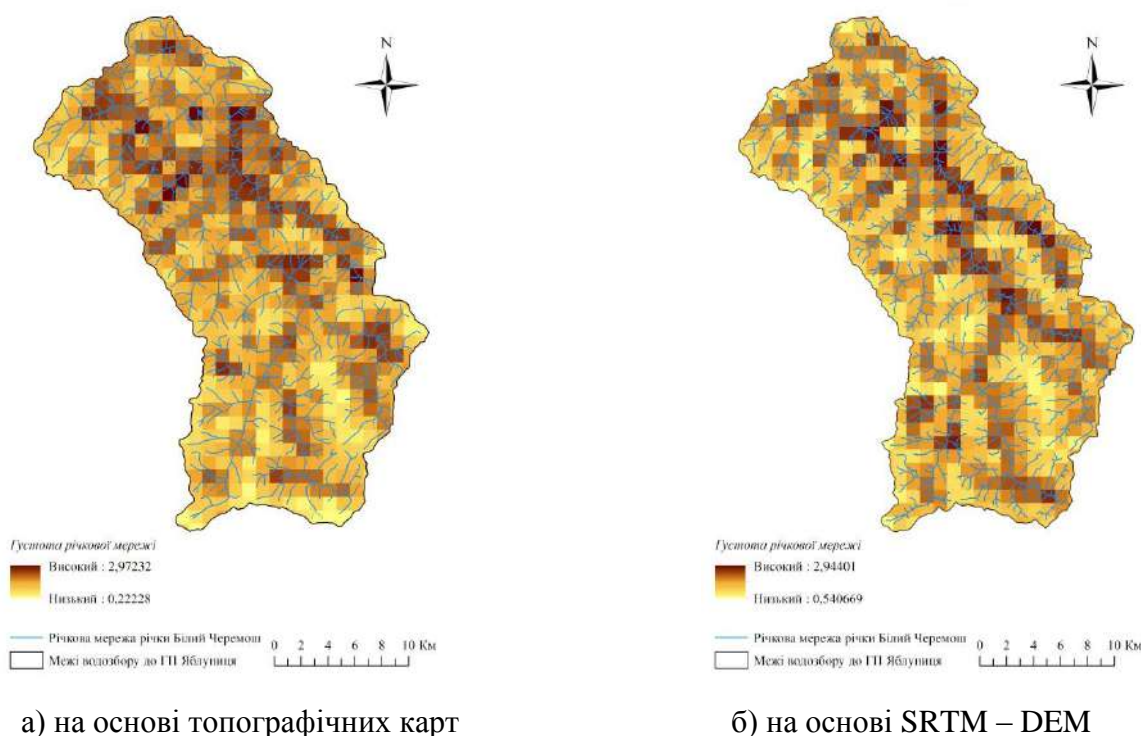


Рис. 3.2.5. Густина річкової мережі річки Білий Черемош до ГП Яблуниця.

В даній роботі спочатку виконано два часових зріза меж лісового покриття та проаналізовано землекористування в межах басейну в такі часові зрізи: 1976 та 2022 рік.

Для цього в модулі ArcCatalog було створено Shapefile типу – полігон, та перенесено до модуля ArcMap. Далі за допомогою відповідних інструментів, як і у випадку виділенні меж водозбірного басейна було нанесено межі лісового покриття поверхи відображених карт генерального штабу 1976 року

(див. рис. 3.2.6 (а)). Площа меж лісового покриву часового зрізу 1976 року, яку розраховано в таблиці атрибутів, становить 374 км².

Часовий зріз 2022 року. На основі супутникового знімка Sentinel-2 за допомогою інструмента ISO Cluster Unsupervised Classification, модуля Spatial Analyst, було опрацьовано та виділено 8 класів території, які були перекласифіковані в 4 класи території зайнятих рослинністю (див. рис. 3.2.6(б)).

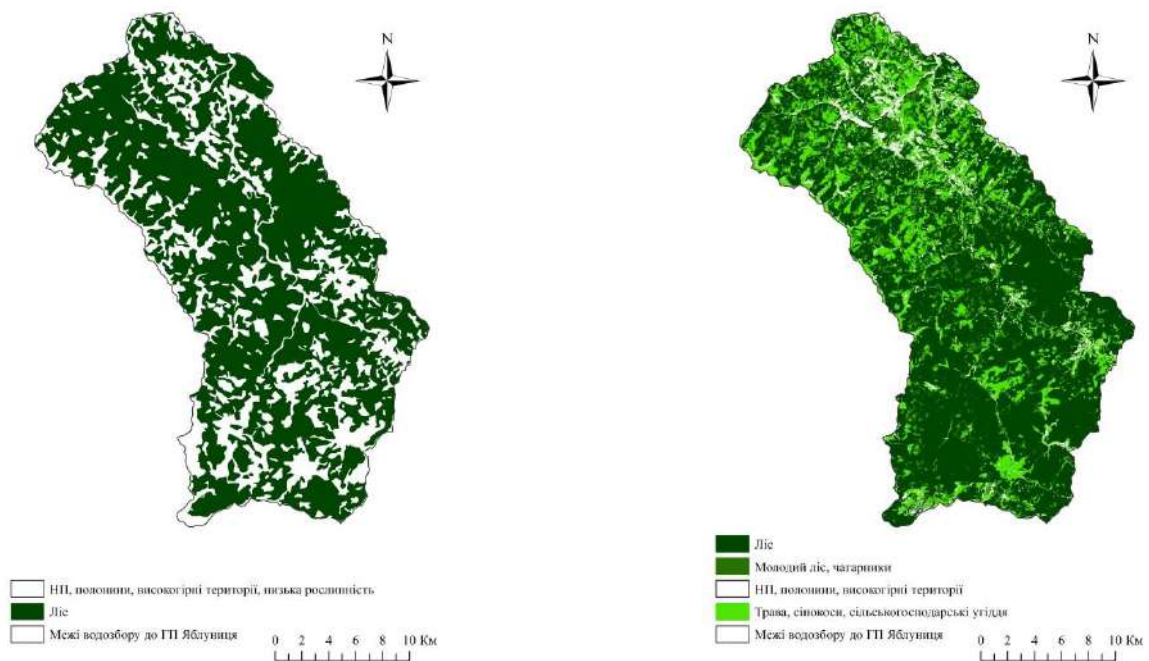


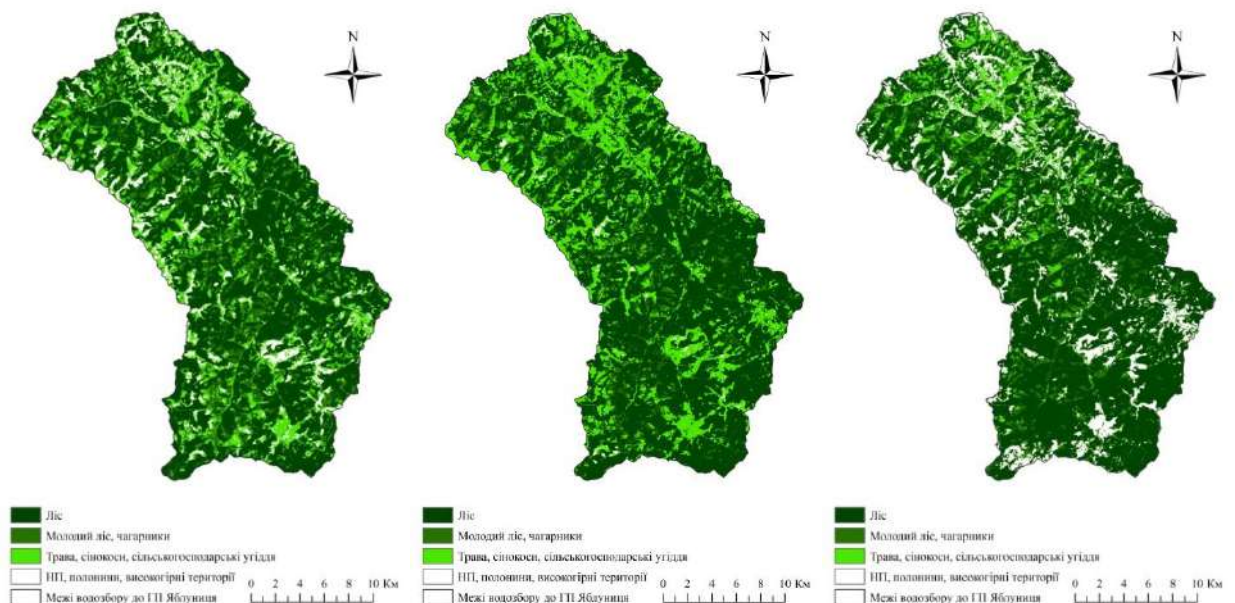
Рис.3.2.6. Території зайняті рослинним покривом (шорсткість) за результатами аналізу топографічних карт та супутникового знімка Sentinel-2.

Задля розрахунку площ, часового зрізу 2022 року, дане растрове зображення перетворено в полігональні просторові об'єкти. В таблиці атрибутів надано класифікацію 220470 полігонам, відповідно до gridcode, а також визначено їх площу в км². Оскільки представлена велика кількість полігонів, дану таблицю експортовано в Microsoft Excel, в котрій проведено підсумування площ відповідно до класів див табл. Л.1.

Відповідно в роботі буде використано наступні дані. За 1976 рік площа лісових насаджень становить 374 км², а за часовий зріз 2022 року – 441 км². Оскільки молодий ліс з чагарниками має набагато більшу густоту високої рослинності ніж старий ліс, то їх було додано в площинні данні лісу. Ці вихідні дані додано в табл. Л.2.

Також було проведено аналогічні дії та класифікацію для часових зрізів в роки 1985, 2002 та 2015 роки на основі супутникових знімків Landsat 5, Landsat 7 та Landsat 8 відповідно, дивись рис. 3.2.7. Розраховані площі класів внесено до табл. Л.1.

В цьому випадку прослідковується аналогічна ситуація з доданими класами молодого лісу, чагарників до площинних даних лісу. За часовий зріз 1985 рік площа лісових насаджень становить 412 км², за 2002 рік – 427 км², 2015 – 441 км². Ці вихідні дані також додано в табл. Л.2.



а) часовий зріз 1985 року

б) часовий зріз 2002 року

в) часовий зріз 2015 року

Рис.3.2.7. Території зайняті рослинним покривом (шорсткість) за результатами аналізу супутникових знімків Landsat 5, Landsat 7 та Landsat 8.

Для наочного відображення змін класів рослинності за період спостереження, було вибрано часові зрізи в 1985 та 2022 роки, відповідно до цього були використані готові розраховані растри (рис. 3.2.7 (а) та рис. 3.2.6 (б)). За допомогою інструмента перетинання – Intersect, виконано виділення нових полігонів та створено новий Shapefile. В таблиці атрибутів додано колонку "Зміна класу" та за допомогою калькулятора поля, відповідно формули (3.2.1), визначено класи котрі зазнали змін, також додано колонку в котрій було вираховано, калькулятором геометрії, площинні дані даних перемін. В кінці дану таблицю, як і в попередніх випадках, експортовано в Microsoft Excel, в котрій проведено підсумування площ відповідно до класів. Дана таблиця представлена у табл. Н.1.

$$[\text{Класи 1985 року}] + " - " + [\text{Класи 2022 року}], (3.2.1)$$

Після проведення незліченних маніпуляцій в модулі ArcMap 10.5, програмного середовища ArcGIS, створено картографічне відображення зміну класів рослинного покриву за період 1985-2022 роки (див. додаток М) та зміну площ класів шорсткості, яку відображено у вигляді стовпчастої діаграми у додатку П.

За результатами можна висловити наступне. За період спостереження з 1976 по 2022 рік прослідковується збільшення території зайнятої лісом з 374 км² до 421 км². Максимальна лісистість становила 433 км² в 2015 році, мінімальна – 374 км² в 1976 році.

4. ГІДРОЛОГІЧНА МЕРЕЖА БАСЕЙНУ БІЛИЙ ЧЕРЕМОШ

4.1. Річкова мережа водозбору річки Білий Черемош

Межа водозбору – ділянка суходолу та товща ґрунту й гірських порід, звідки природні води стікають у річкову систему, озеро та інші водні об'єкти. Басейн кожної річки складається з поверхневого та підземного водозборів.[3]

Поверхневий водозбір – це ділянка суходолу, з якої надходять води в дану річкову систему або певну річку. Підземний водозбір формується в результаті наявності глибоких і розрізаних відкладень, через які вода потрапляє до річкової мережі. Зазвичай поверхневий та підземний водозбори не збігаються. Проте існують випадки, коли площі поверхневих і підземних водозборів річки збігаються, і тоді концепція водозбору стає ідентичною басейну річки.[5, 13]

Оскільки визначення меж підземного водозбору практично неможливе, розмір річкового басейну визначається поверхневим водозбором. Отож басейн Білий Черемош рівний поверхневому водозбору та розмежовуються лініями вододілів.[5, 13]

Серед основних гідрографічних характеристик водозбірної площі виділяють: розміри (ширину, довжину, площу), форму, середній похил поверхні, розташування річки в межах басейну. Ці параметри, зокрема площа як головна характеристика водозбору, визначають за даними топографічних карт, матеріалами аеро- та космічного знімання за допомогою планіметра чи палетки. Отже, встановлення основних гідрографічних показників басейну здійснюється на підставі картографічних матеріалів з обов'язковим урахуванням рельєфу поверхні.

У басейні Білий Черемош можна виділити таку річку, на якій розташований гідрологічний пост: р. Білий Черемош.

Білий Черемош – права притока річки Черемош. Бере свій початок у Чивчинських горах на північний захід від села Сарати. Ця річка – типовий приклад чисто гірської водойми. За своєю природою вона протікає в глибокій і вузькій долині, оточеній крутими і залісеними схилами. Деякі ділянки ріки, зокрема в нижній частині течії, мають тераси та заплави. Русло річки вибігає звивистим, а його ширина коливається від 15 до 20 метрів, а глибина змінюється від 0,2–0,4 метра у верхів'ї до 1 метра у нижній частині. У період максимальних рівнів води ширина річки може збільшуватися до 50–80 метрів. Площа водозбірного басейну 632 км². Похил річки 9,5 м/км, на деяких місцях 14 м/км. Густота річкової мережі тут становить 2,3-2,5 км/км² і більше.[35]

Праві притоки річки Білий Черемош.

Річка Сарата бере початок на південних схилах хребта Томнатикул в Яловичорських горах, на південний захід від перевалу Семенчук (територія Румунії). Спочатку Сарата тече на захід, у межах однойменного села повертає на північний захід, протікаючи між хребтами Чорний Діл та Яловець. Довжина річки становить близько 15 км, середній похил - 25 м/км, площа басейну - 72,4 км². У гирлі Сарата зливається з річкою Перкалабою, утворюючи Білий Черемош. Частина приток Сарати беруть початок в Румунії. Основні притоки - гірські потічки.

Річка Яловичора (або Яловичера) бере початок на південь від села Верхній Яловець, неподалік (з північного боку) від гірського перевалу Семенчук. Далі Яловичора тече територією гірського масиву Яловичорські гори, спочатку здебільшого на північ, згодом повертаючи на північний захід, місцями на захід. Це типова гірська річка із численними перекатами та кам'янистим дном. Русло слабозвивисте. Яловичора впадає до Білого Черемошу в районі села Нижній Яловець. Довжина річки становить 18 км, площа басейну - 67,1 км², середній похил - 31 м/км. Основна притока - права Торниківський.

Лопушна – довжина 11 км, площа водозбірного басейну 42,6 км². Річка типово гірська – з багатьма перекатами і кам'янистим дном. Річище слабо-

звивисте. Похил річки 31 м/км. Впадає в річку Білий Черемош. Притоки річки Лопушна: струмок Сенець (права), гірські потічки.

Стреженський (струмок) – бере початок на південно-західних схилах хребта Максимець. Тече переважно на південний захід і впадає у річку Білий Черемош біля села Голошина. Довжина струмка приблизно 5 км. Притоки струмка: формується з багатьох безіменних струмків.

Калела (струмок) – бере початок на південно-східних схилах хребта Максимець. Тече переважно на південний захід й впадає у річку Білий Черемош. Довжина струмка приблизно 4 км. Притоки струмка: формується з численних безіменних струмків.

Дудця (струмок), витік якого розташований на південно-східних схилах хребта Максимець, направлена переважно на південний захід і впадає в річку Білий Черемош. Загальна протяжність Дудця становить близько 4 кілометрів. Струмок формується завдяки об'єднанню численних безіменних потоків.

Доней (струмок) – бере початок на північному заході від хребта Максимець. Тече переважно на південний захід і впадає у річку Білий Черемош. Довжина струмка приблизно 3 км. Притоки струмка: формується з численних безіменних струмків.

Марониці (струмок) – бере свій початок на північному заході від села Плай. Перед впадінням у річку Білий Черемош тече переважно у північно-західному напрямку. Довжина даного струмка становить приблизно 4 км. Притоки струмка: формується з численних безіменних струмків.

Ліві притоки річки Білий Черемош:

Річка Перкалаб бере початок на території Румунії, у південно-східній частині гірського масиву Чивчини, який є складовою Мармароського масиву. Перкалаб тече спершу на північ, потім повертає на північний схід. Біля місця злиття з річкою Сарата Перкалаб утворює річку Білий Черемош. Довжина Перкалабу становить 15 км, площа басейну - 63,2 км². Це типова гірська річка з вузькою, глибокою долиною та похилом 49 м/км. Русло слабозвивисте,

місцями без заплави. Основні притоки – Минчель, Великий Прилучний і Маскотин (ліві).

Річка Яловичора (або Яловичера) бере початок на південь від села Верхній Яловець, неподалік (з північного боку) від гірського перевалу Семенчук. Далі Яловичора тече територією гірського масиву Яловичорські гори, спочатку здебільшого на північ, згодом повертаючи на північний захід, місцями на захід. Це типова гірська річка із численними перекатами та кам'янистим дном. Русло слабозвивисте. Яловичора впадає до Білого Черемошу в районі села Нижній Яловець. Довжина річки становить 18 км, площа басейну - 67,1 км², середній похил - 31 м/км. Основна притока - права Торниківський.

Річка Пробійна має свій початок на південний захід від села Пробійнівка, розташованого на схилах північно-західної частини хребта Пнів'є, що входить в масив Гринявські гори. Починаючи свій шлях, вона спочатку направляється на північний схід, а в межах села Пробійнівка змінює напрямок на схід і південний схід (частково), при цьому від гирла притоки Грамітний вона рухається на північний схід. Річка впадає у ріку Білий Черемош між селами Гринява і Яблуниця. Її річище є слабозвивистим, а загальна довжина становить 18 км, площа водозбірного басейну – 139 км². Нахил річки становить 41 м/км. Пробійна відзначається типовим гірським характером, маючи швидку течію та кам'янисте дно. Долина річки вузька, V-подібної форми, переважно вкрита лісом. До числа приток Пробійної входять Грамітний (правий) та гірські потічки.

Кекача (струмок) бере свої витoki на південно-західних схилах гори Скупова. Він протікає переважно на південний схід і впадає у річку Білий Черемош в селі Яблуниця. Загальна довжина цього струмка становить приблизно 10 км. Його притоки формуються з численних безіменних струмків.

Яблуницький (струмок) бере свій початок на сході від села Сеньківське. Його росло переважно направлено на південний схід, і в селі Яблуниця він

впадає у річку Білий Черемош. Довжина цього струмка становить приблизно 4 км, а його притоки формуються з численних безіменних струмків.

Кохан (струмок) – бере початок на північному сході від села Голови. Тече переважно на південний схід понад селом Кохан, впадає в річку Білий Черемош у Довгополі. Загальна довжина струмка приблизно 6 км. Його притоки формуються з численних безіменних струмків.

Гостовець (струмок) – бере початок на південь від села Голошина. Тече переважно на північний схід попри село Голошина, впадає в річку Білий Черемош. Довжина струмка приблизно 9 км. Притоки струмка: струмок Подявора (права), також формується з численних безіменних струмків.

Срибник (струмок) – бере початок на південний-схід від витоку струмка Гостовець. Впадає в річку Білий Черемош. Довжина струмка приблизно 5 км. Притоки струмка: формується з численних безіменних струмків.

4.2. Гідрологічна вивченість басейну річки Білий Черемош

Основу мережі гідрологічних постів складають такі пункти спостережень, які наведено у табл. 4.2.1.

Таблиця 4.2.1.

Гідрологічні пости в межах водозбору Білий Черемош

Індекс поста	Назва	Водний об'єкт	Висота нуля графіка поста, м БС	Площа водозбору, км ²	Номера гідростворів розташованих біля поста
42194	Яблуниця	р. Білий Черемош	592,11	555	№ 3

Гідрологічний пост Яблуниця (р. Білий Черемош) розташований на південно-східній околиці села, в 0,5 км нижче впадіння лівобережного струмка без назви, в 1,4 км нижче впадіння р. Пробійна, в 3,0 км нижче впадіння лівобережної притоки р. Гринівка.[29, с. 26]

В програмному комплексі ArcGIS 10.5, а саме в модулі ArcMap, за допомогою інструмента лінійка, було виміряна відстань, по картах генерального штабу, від гідрологічного поста Ябулуниця до гирла річки Біли Черемош. Дана відстань становить 16,6 км.

Прилегла місцевість гірська. Долина річки шириною до 200-350 м. Схили її круті і дуже круті, розсічені, терасовані. Заплава шириною 10-80 м, суха, заросла чагарником, складена супіском з великою кількістю каміння, починає затоплюватись при висоті рівня води 300 см над нулем поста (уточнено). Русло звивисте, нестійке, дно гальково-валунне, з виходом скельних порід. Береги круті, обривисті, висотою 4-6 м, складені хрящуватим і скельним ґрунтом. На ділянці поста спостерігаються зажори і затори льоду.

Пост розташований на лівому березі і складається з паль, рейки і самопису рівня води типу "Валдай". Під час липневого паводка 2008 р. самопис пошкоджено, не працює. На даному гідрологічному посту Яблуниця прийнята Балтійська система висот, в 1960 р. передана нівелюванням IV класу ГМС. Відмітка нуля поста становить 592,11 м (БС). Гідроствор № 3 розташований в створі поста, обладнаний підвісним містком і дистанційною гідрометричною установкою ГР-70, яка не працює з 1993 р. Температура води вимірюється в створі поста, біля берега, товщина льоду - в створі поста, на середині річки і біля берега.

Інформація з даного гідрологічного поста є основною довгострокових прогнозів ходу весняного водопілля та короткотермінового прогнозування дощових паводків. Рівномірність розташування пунктів гідрологічних спостережень на досліджуваній території доцільно проаналізувати за басейновим принципом.[29, с. 26]

5. АНАЛІЗ ВОДНОГО РЕЖИМУ РІЧКИ БІЛИЙ ЧЕРЕМОШ

5.1. Водний режим річки білий Черемош

У немалій кількості гідрологічної літератури виділяють п'ять основних чинників формування водного режиму. Сюди відносять : клімат, геологія, рельєф, ґрунти, рослинність. Рослинність посідає останнє місце, а основними чинниками виступає клімат та метеорологічні умови. Для водного режиму басейну р. Білий Черемош виділено чотири основні фази гідрологічного режиму: весняна повінь, літньо-осінні паводки, літньо-осіння межень, зимова межень.

Цей режим описаний за допомогою додатків Р, С, У, Х, Ц– даних витрат води за багаторічний період та внутрішньорічного розподілу стоку, а також ходу рівнів води за багато- та маловодний період, 2008 та 2009 роки відповідно. Меженні витрати за увесь період спостереження влітку можуть зменшуватись до $0,58 \text{ м}^3/\text{с}$, взимку – до $0,21 \text{ м}^3/\text{с}$, а під час паводків можуть зростати до катастрофічних $750 \text{ м}^3/\text{с}$. Середня багаторічна витрата води по гідрологічному посту Яблуниця становить $9,21 \text{ м}^3/\text{с}$.

Положення гірської системи Карпат, що знаходиться під впливом азовського і сибірського антициклонів, і особливості атмосферних процесів над даною територією, обумовлюють випадання рясних рідких опадів тут протягом всього року. В активній зоні зливової діяльності, в якій основна риса режиму річок, впродовж значної частини року, виступають дощові паводки.

Оскільки Білий Черемош належить до гірських річок то на даній ділянці спостерігається змішаний тип живлення. Збільшення водності в річці відбувається не лише шляхом випадання дощу на поверхню водозбору, а і також внаслідок танення снігу. Тому в основі живленні річки виступає дощовий та сніговий тип. Водний режим річки Білий Черемош характеризується вираже-

ним, проте не значним водопіллям. Вище висоти 1200 метрів, максимальний стік високо в горах відмічається в травні.

Весняне водопілля (повінь) ускладнене дощовими й тало-дощовими паводками. Оскільки нині на даній території прослідковується нестійка зима, то в березень – квітень під впливом плюсових температур на території водозбору, як наслідок, випадають рідкі опади. В результаті чого відбувається прискорене сніготанення на даній території та до середини квітня здебільшого сніг повністю зникає. Процеси сніготанення у більшості випадків протікають повільно з поступовим підвищенням водності річки та супроводжуються різкими підняттями внаслідок дощів. Частина опадів та талої води переходить в ґрунтове живлення, частина затримується на мікродисперсіях схилів та невелика частина рослинами, через те що вегетаційний період рослин в цей час не розпочався. Витрати води, а також рівні весняного водопілля завжди є нижчими від дощових паводків, що і підтверджується режимом південно-східного мікросхилу Карпат. Згідно з графіками у цій фазі водного режиму прослідковують різкі підняття з частотою в 3-5 разів за фазу.

Влітку характерні найбільші витрати та рівні. Літні паводки часто проявляються в червні, липні, а осінні в свою чергу – в жовтні. Формуються під впливом короткочасних дощів, а також довготривалих зливових опадів. На території водозбору даної річки в середньому дощові паводки різної інтенсивності формуються приблизно 10-15 разів на рік. Паводки 50% забезпеченості відзначаються один раз на 2-3 роки, а катастрофічні регіональні паводки формуються раз на 10-15 років. Значна частина паводків характеризується виходом води на заплаву із затопленням пасовищ та сільськогосподарських угідь, житлових та господарських об'єктів. Повторюваність літніх паводків становить приблизно 7-10 випадків на рік і мають найбільшу руйнівну силу. Осінні паводки не мають таку часту повторюваність та потужність як літні, всього лише 2-5 випадків, але все одно можуть нести небезпеку. Амплітуда коливання рівнів може становити близько 5 метрів.

Літньо-осінні меженні фази не є стійкими, вони ускладнені локальними дощовими та зливовими опадами які спричиняють невеликі, різкі коливання рівнів води. Найнижчі рівні відмічаються в серпні, вересні, жовтні. Амплітуда коливання рівнів досить низька. Хоча можна зауважити, що в багатоводному періоді після літнього паводка відбулися руслові деформації, які вплинули на меженний період. Основним типом живлення річки виступає підземне.

Під час зимової межени прослідковується відлига, випадіння рідких опадів на території водозбору. Це зумовлено нестійкою зимою на даній території. Витрати води в цей період є меншими ніж витрати літньої межени. Проте, як видно з графіків, під час зимової межени рівні мають різкі підняття та коливання і є набагато вищі ніж літом. На коливання рівнів води протягом року впливають місцеві локальні явища підпору води, що є причиною підняття рівнів води і не пов'язані з витратою води. Причина такого підпору досить логічна – це створення штучних водосховищ, вплив бічних приток, зажори в зимовий період року. Штучні водосховища мають значний вплив на водний режим річки, тому що в минулому столітті у верхів'ях були створені так звані “кляузи” для підтримки високих рівнів при сплаві лісу. Хоч з 80-х років сплав на даних річках припинено, дані споруди стоять не розібрані і вони створюють сприятливі умови для затримки водного, а також твердого стоку. Протягом зими льодовий покрив може порушуватися відлигами, де вони нерідко супроводжуються рясними дощами, які викликають паводки і затори льоду.

Живлення під час зимової межени на даній річці підземне, межень розпочинається з утворенням льодоставу. Здебільшого вона припадає на кінець грудня, початок січня і завершується початком водопілля, та має в собі уявлення про мінімальні рівні води. Зникнення льоду на ріках відбувається в порядку, зворотному замерзанню, – спочатку в нижній частині басейна, а потім у верхній.

5.2. Вплив лісу на формування гідрологічного режиму та небезпечних гідрологічних явищ

Гірські хребти Карпат розташовані в шляху переміщення вологих повітряних мас з Атлантичного океану, взаємодіє з цими масами повітря та впливає на їхній західно-східний рух та еволюцію баричних утворень. Цей взаємодія призводить до активізації потужних зливових опадів, які можуть одночасно охоплювати значні території. У таких сценаріях кількість опадів за 24 години може досягати значень, що перевищують місячні норми, в межах 150-250 мм. У Карпатах щорічно випадає від 1000 до 1600 мм опадів, а на окремих ділянках ця цифра може сягати 2000-2400 мм, значно перевищуючи аналогічні показники на рівнинній території України, де середньорічна кількість опадів становить від 400 до 600 мм.

За даними метеопоста с. Селятин побудовано комплексний графік ходу річної суми опадів із даними поста Яблуниця – середньорічної витрати води (додаток Ф). В середньому за багаторічний період річна сума опадів становить 841 мм. Максимальна кількість опадів зафіксована 1970 року та становить 1177 мм, середньорічна витрата в цей рік становить 17,3 м³/с. Мінімальна сума опадів зафіксована у 2011 році та становить 588 мм, а витрата – 5,29 м³/с. На ньому чітко простежується пряма залежність витрати від опадів. Чим менше випадає атмосферних опадів на території водозбору за рік, тим менша водність річки Білий Черемош. Проте в останнє десятиліття зв'язаний графік не відповідає бажаному типу зв'язку. В даний період витрати води у більшості випадків становлять менше середнього значення 9,21 м³/с, а опади навпаки, становлять показники вище середнього. Причина даного вигляду поки що невідома.

В горах, навіть на обмежених площах, відзначається вертикальна зональність клімату, ґрунтів і рослинності. Ця зональність, у поєднанні з різною експозицією і крутістю схилів, а також орієнтацією гірських хребтів відносно

вологоносних повітряних течій, виявляє суттєвий вплив на розподіл атмосферного зволоження, складових водного балансу, включаючи стік річок. Вплив різних факторів на річковий стік може маскувати ефект лісового покриття. У надмірно зволжених гірських ландшафтах водорегулюючої властивості лісу значною мірою залежать від здатності лісового пологую затримувати опади, а також здатності лісового ґрунту переводити воду під серединно-ґрунтовий і ґрунтовий стік. При оптимальному поєднанні цих факторів різко зменшується поверхневий, паводковий стік в зволожені періоди року і зростає ґрунтове харчування річок в сухі сезони.[33]

Лісові масиви відіграють помітну роль у процесах накопичення та танення сезонного снігового покриття на досліджуваній гірській території Карпат. Ці процеси безпосередньо пов'язані з обсягом та інтенсивністю весняного сніготанення, що живить річки під час водопілля. За даними досліджень, у період максимального снігонакопичення висота снігового покриття в лісі в середньому на третину менша у порівнянні з відкритими галявинами. Відповідно, запаси води в снігу під пологом лісу майже удвічі поступаються накопиченню на не заліснених ділянках. Аналіз В. С. Олійника показує, що взимку обсяг води у сніговому покриві лісу менший у порівнянні з відкритими місцями приблизно на величину атмосферних опадів, які перехоплюють крони дерев. Навесні інтенсивність танення снігу на відкритих ділянках становить 2,7-12 мм/добу залежно від погодних умов, тоді як у лісі - 0,6-8,9 мм/добу. Проте оскільки в лісах снігу накопичується менше, загальна тривалість сходження снігового покриття тут і на галявинах дуже близька.[34, с. 19-24]

В насадженнях поверхнєве вбирання вологи в ґрунт становить 9-35 мм/хв, а на сіножаті - 0,5 мм/хв, нерідко знижуючись до 0,2 мм/хв. Оскільки в Карпатах інтенсивність зливових дощів може перевищувати 1,1 мм/хв, досягаючи в окремих випадках 9 мм/хв, поверхневий стік в основному формується на безлісних угіддях. У лісі через високу водопроникність ґрунтів надлишок вологи перекладається лісовою підстилкою і ґрунтом в ґрунтовий та внутрі-

шньоґрунтовий стік. Позитивно впливаючи на опади, снігозапаси і властивості ґрунту, лісовий покрив в умовах Карпат грає надзвичайно важливу роль в поліпшенні режиму річкового стоку. Лісовий покрив водозборів представлений смерековими, змішаний з бука, ялиці та смереки насадженнями і ріже буковими деревостанами близькою вікової структури.

Стоко-регулюючий вплив лісу простежується через зв'язок між коефіцієнтом природної зарегульованості стоку і лісистістю водозборів.

Відповідно ліс сприяє збільшенню зарегульованості стоку річок. Вельми істотна роль лісу в збільшенні стоку в межові періоди, коли відбувається обміління річок і їх водність визначається виключно ґрунтовим і підземним живленням. У такі періоди річковий стік під впливом лісу може зростати більш ніж в 12 разів.

Згідно з літературними даними (Чубатий, 1972; Дьяков, 1976), полог чистих ялинових насаджень Карпат затримує за рік від 44 до 36% опадів, а букових - 16-21%. Таким чином, в умовах надмірного зволоження Карпат найбільшу кількість атмосферної вологи затримується пологом чистих ялиників, менше - змішаних темнохвойно-букових насаджень і саме незначне - чистих букових лісів.[12, 42]

З метою оцінки водорегулюючих властивостей гірських лісів водозбору річки Білий Черемош у період 1976-2022 років було проведено дослідження режиму стоку з водозбору річки Білий Черемош, до гідрологічного поста Яблуниця на основі чотирьох часових зрізів оцифрованих карт в роки – 1976, 1985, 2015 та 2022 (див. рис. 3.2.6, 3.2.7 та табл. К.1, К.2), а також даних середньорічної витрати води в період спостереження 1958-2022 років. Ці дані представлені у додатках: Л, У. Спостереження проводилися на гідрологічному пості – Яблуниця.

Визначена площа водозбору до гідрологічного поста Яблуниця – 555 км². Площі території зайнятої лісами, станом на 1976 рік становить 374 км², а станом на 2022 рік – 421 км². В процентному відношенні площі території за-

йнятої лісами від загальної становлять відповідно: 67,4% та 75,9%. Як бачимо, за цей період лісистість басейну збільшилась на 8,5%.

Поєднуючи отримані дані з графіку ходу середньорічної витрати води який представлений у додатку П, а саме нанесену лінію тренду яка проведена в спадному напрямку, а також визначені площі меж водозбору й площі меж території зайнятої лісом можна сказати, що при збільшенні лісистості басейну в період спостереження йде зменшення середньорічної витрати води в середньому на 1,18 м³/с. Тоді на кожен 1% зміни площі лісної території, в ту чи іншу сторону, зміна витрати становитиме в середньому 0,14 м³/с.

В цілому вплив лісу буде максимальним при суцільному залісенні річкових басейнів. Але в зв'язку зі значною господарським освоєнням Карпат рідко басейни мають таку лісистість або можливість її досягнення. В цьому відношенні за цілком задовільний нижню межу лісистості можна прийняти 65%, при якому паводкова складова стає відносно стабільною. У водозборі басейна лісистість перевищує 65%, мінімальні модулі стоку зростають в середньому в 8 разів, максимальні знижуються в 6 раз і загальна зарегульованість стоку зростає більш ніж в 1,6 раза.

Таким чином, результати досліджень свідчать про зменшення водності гірської річки під впливом збільшенням лісистості водозборів. На цей час з'ясовано, що карпатські ліси здатні зменшувати піки паводків пересічно у 3-4 рази, збільшувати ґрунтове живлення річок у сухі сезони у 10-12 разів, покращуючи тим самим річковий режим у два рази. Однак на тлі переважного впливу метеорологічних і ряду інших природних факторів формування стоку ця роль лісів чітко не виражена, що ускладнює її кількісну оцінку.

Сніговий покрив, який містить величезну кількість води, на території лісу тане повільно і обумовлює підтримання високого рівня води в річках у межений період. На високогір'ї опадів випадає значно більше, ніж в передгір'ях, і водоохоронна роль лісів тут найбільш значна. Місцевість здебільшого не лавинонебезпечна, особливою є залісена територія. Важливою особ-

ливістю формування лавин в Українських Карпатах є те, що, навіть не дивлячись на загально прийняте уявлення, що лісисті території вважаються безпечними від лавин, лавинні події також спостерігаються серед лісових масивів.

На основі аналізу та узагальнення довгострокових спостережень за сніговими лавинами, здійснених у рамках гідрометеорологічної мережі Українського гідрометеорологічного центру, спеціалізованих обстежень лавинонебезпечних територій, гірських ділянок та окремих лавин, проведених КГПП ЦГО та сніголавинним загonom Української гідрометеорологічної експедиції УкрГМІ, був складений каталог лавинних осередків на території Українських Карпат. Згідно з цим каталогом, в басейні річки Білий Черемош визначено 10 сніголавинних осередків.[14]

Лавини виникають унаслідок сильних хуртовин, що призводять до двох основних типів - лавин хуртовинного снігу, які відбуваються в січні-лютому після обвалу снігових карнизів, та лавин свіжого снігу, що виникають після значних снігопадів. Максимальна лавинна небезпека спостерігається в період з березня до початку квітня, коли виникають лавини мокрого снігу. Утворення цих лавин пов'язане з фільтрацією дощових і талих вод через сніговий покрив та накопичення води на поверхні льодових та снігових кірок, або в ґрунті.

Лавина об'ємом у 10 м^3 становить потенційну загрозу для життя людини чи легкої техніки. Великі лавини мають здатність руйнувати як капітальні інженерні споруди, так і створювати значні завали на транспортних маршрутах. Також варто зазначити, що кожен кубометр мокрого снігу може важити до 300 кг, що є фактором, що підсилює ризик та масштаб можливих наслідків випадку лавинного обвалу.

На деяких річках селеві потоки стають причиною руйнування автодорожнього покриття, мостових переходів. За візуальними обстеженнями, однією із передумов формування селів, трансформації наносів, що потрапляють у рі-

чкуву мережу є вирубування лісів, розорювання та урбанізація. Осипи, зсуви та селеві потоки, що є основним джерелом надходження наносів у русло, активізувалися в останні роки.

Селі – це короткочасні грязьо-кам'яні потоки, що найчастіше формуються в руслах гірських річок. Вони являють собою розріджені, опливні або зсувні маси. Причинами селей можуть бути землетруси, сильні снігопади, зливи, інтенсивне танення снігу, а також обрушення у русло річки великої кількості крихкого матеріалу. На відміну від звичайних потоків селі рухаються, як правило, не безупинно, а окремими валами (хвилями). Об'єми селевих потоків можуть досягати сотень тисяч, а інколи мільйонів кубічних метрів, розміри уламків – 3-4 м, маса – 100-200 тонн. Основна небезпека селей – це величезна кінетична енергія грязьових потоків, швидкість руху яких може досягати 15 км/год.

За силою селеві потоки поділяються на групи:

- слабкі (менше десяти тисяч м³);
- середньої сили (від десяти до ста тисяч м³);
- сильні (винос понад сто тисяч м³ селевої маси).

Селеві потоки виникають раптово, швидко зростають та тривають звичайно 1-3 години, іноді 7-8 годин. Селі прогнозуються за результатами спостережень та метеорологічним прогнозом. Місцевості, розміщені при виходах гірських долин на рівнину, часто страждають від дії селей.

Положення гірської системи Карпат, що знаходиться під впливом азовського і сибірського антициклонів, і особливості атмосферних процесів над даною територією обумовлюють випадання рясних рідких опадів тут протягом всього року. В розміщеній зоні активної зливної діяльності основною рисою режиму річок, впродовж значної частини року, є дощові паводки.

Густа гідрографічна мережа і значні похили поверхні водотоків, а також під дією паводко-утворюючих дощів з шаром опадів, який перевищує 100 мм, підсилюють процеси формування високих паводків. Найбільші визначні

дошові паводки були зафіксовані в такі дати: 1911, 1927, 1941, 1955, 1969, 1970, 1974, 2008, 2010, 2020 роках.

Під час експедиційних досліджень М. Г. Настюка в басейні річки Білий Черемош було підтверджено, що "...паводок 2008 року перевищив всі попередні за весь період спостережень. Встановлено, що одним із визначальних чинників формування такої високої паводкової хвилі стала діяльність людини. При проходженні паводку важливу роль відіграли старі водорегулюючі споруди, які колись накопичували воду, щоб використати її для сплаву лісу. Цей фактор, а також те, що в руслі та заплаві р. Білий Черемош знаходилась велика кількість відходів від лісозаготівлі, спричинили те, що в районі колишньої греблі-кляузи Маріїни, на місці значного штучного звуження русла, відбулося завалення русла деревами, накопичення сміття, відходів лісозаготівель; утворилася так звана «гребля». Це призвело утворення штучного водосховища перед греблею на ділянці розширення днища долини, де утворилися досить значні 3-5 м наживи руслового матеріалу, які на думку автора могли утворитися при зміні умов протікання руслового потоку. Можна припустити, що при зростаючому водоутворенні 26 липня 2008 року в районі греблі – кляузи накопичилися досить значні об'єми води, що пояснює утворення такої високої паводкової хвилі, не тільки на р. Білий Черемош, але і на р. Черемош ділянці с. Устеріки – гирло. Прорив цієї штучної греблі викликало утворення високої паводкової хвилі, що призвела до значних руйнувань, які посилювалися наявністю значної кількості, сміття та гірських порід які надходили у русло річки із схиловим стоком тимчасових водотоків та при формуванні селевих потоків".[30, с. 47-48]

5.3. Внутрішньорічний розподіл стоку річки Білий Черемош

У регіоні даного басейну основними джерелами живлення річок є опади, які значно впливають на стік у протягом як теплого, так і холодного періоду року. Таким чином, внутрішньорічний розподіл стоку піддається впливу кліматичних елементів, зокрема опадів і температури повітря. Кліматичні умови визначають зміни у харчуванні річок і розподілі стоку на протязі року. Інші фізико-географічні фактори, такі як рельєф, ґрунти, лісові покриви, озера, та заболочені території, відображають природну і штучну регуляцію стоку в басейні річки. Ці фактори можуть в значній мірі змінити внутрішньорічний розподіл стоку, що є характерним для даного кліматичного району. Важливо зауважити, що озерність та заболоченість не впливають на даній ділянці об'єкта.

Вводячи загальну формулу водного балансу (5.1) та нехтуючи випаровуванням та іншими характеристиками можна побачити, що стік буде рівний сумі атмосферних опадів даного водозбору, а зміна запасів вологості у вигляді снігу (накопичена – витрачена) впродовж гідрологічного року в басейні буде рівна нулю.

$$X = Y - Z \pm U, (5.1)$$

де X – сума атмосферних опадів, мм;

Y – стік, мм;

Z – випаровування, мм;

U – зміна запасів вологи в басейні, мм. У сухі роки волога в басейні витрачається ($-U$), у вологі – накопичується ($+U$)

Відповідно, для даного об'єкта дослідження можна виділити чотири сезони (зима, весна, літо, осінь) розподілу стоку. На основі багаторічного спо-

стереження, з 1958 по 2015 роки можна стверджувати, що розподіл витрат води впродовж року не є рівномірним. Найбільша частка припадає на весняний стік – 37,7%, на літній сезон – 34,9%, а на зимову та осінню – 10,4% та 17% відповідно (рис.5.1). Найбільші витрати води спостерігаються в травні, найменші у січні див. рис. 5.2. Розглянувши 3 групи внутрішньорічного розподілу стоку (Табл. Р.1, Р.2,Р.3) можна сказати наступне. Що в першому періоді простежується найменший внутрішньорічний стік 267109920 м³, а середньорічна витрата становить 8,47 м³/с, в другій простежується збільшення стоку до 314098560 м³ з середньорічною витратою 9,96 м³/с, третя група знизилась 293600160 м³ із середньою витратою за даний період 9,31 м³/с.

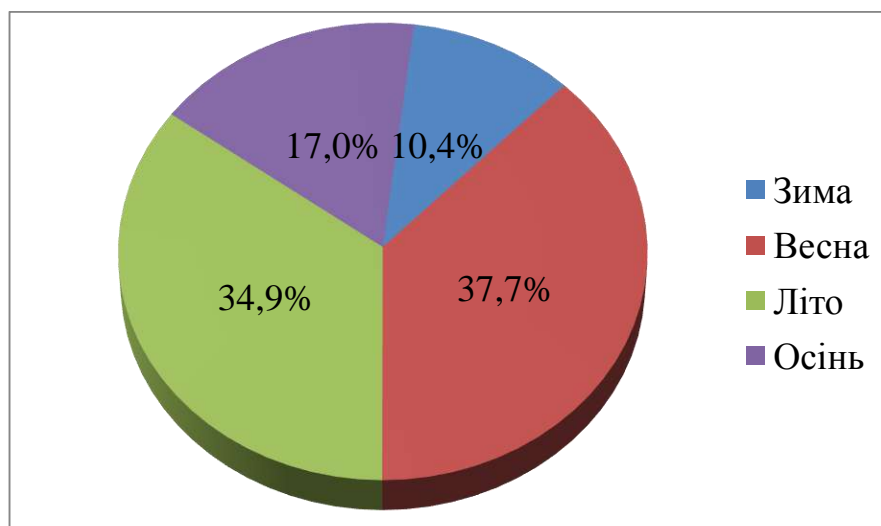


Рис. 5.1. Сезонний розподіл стоку у басейні ріки Білий Черемош 1958-2015 роки

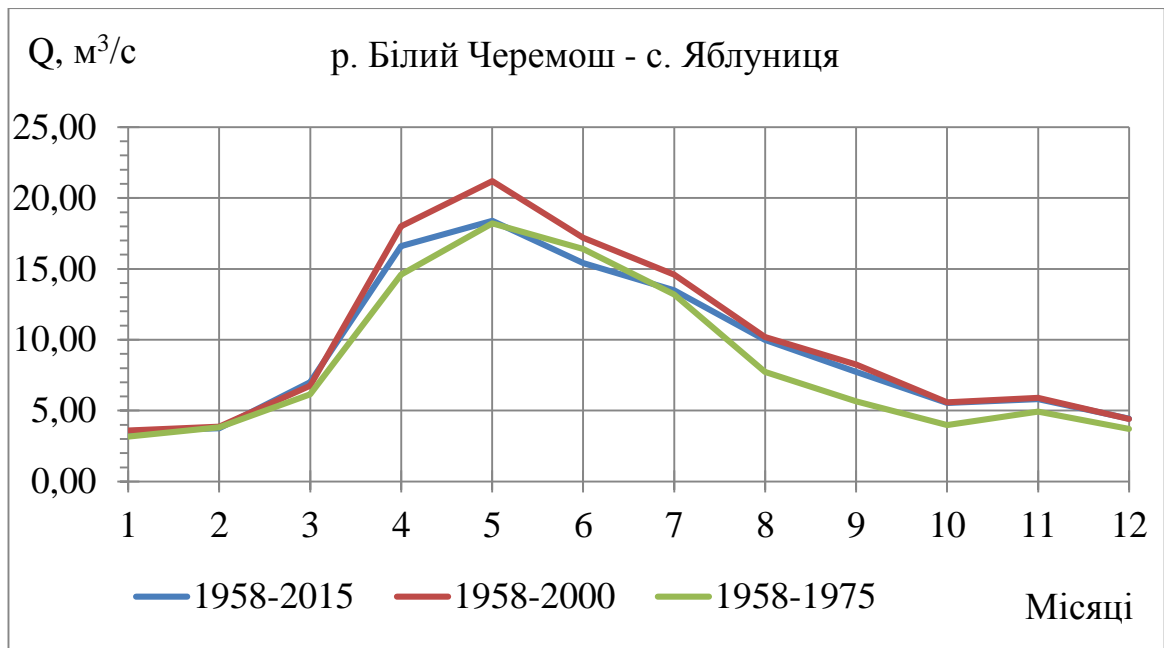


Рис. 5.2. Внутрішньорічний розподіл стоку р. Білий Черемош

Можливість формування стоку внаслідок опадів, які випадають за даний проміжок часу, залежить від ряду причин. Як видно з рисунка 5.2 поверхневого стоку в цей період майже немає, це пояснюється тим, що зимою випадає переважна більшість твердих опадів у вигляді снігу тому при від'ємних температурах повітря вони зберігаються на поверхні річкового басейну, тому в даний період основним живленням виступає підземне та прослідковується зимова межень з мінімальними витратами та рівнями. Очевидно, що в зимовий період опади певною мірою впливають на зміну величини (+U) у рівнянні водного балансу (5.1), а у квітні на зміну величини (-U), з початком сніготанення утворюється потужний стік, на нього впливає плюсова температура та досить часті рідкі опади.

Якби опади випадали лише у вигляді дощу (рідкі опади), то внутрішньорічний розподіл стоку визначався режимом опадів і здатністю ґрунтів вбирати певну кількість вологи. Останнє залежить від фізичних властивостей ґрунту та від ступеня його зволоження, які в свою чергу теж тісно пов'язані з температурним режимом повітря.

Також беручи до уваги розраховані дані таблиць додатку Л та додатку Р впливає наступне ствердження. За період 1958 по 2015 роки було виконано 4 часових зріза території зайнятої лісом, в наступні роки: 1976, 1985, 2002 та 2015. З плином часу простежується пряма залежність від лісових насаджень до середньорічної витрати періодів розподілу стоку, зі збільшенням лісу відбувається збільшення витрат води. За даний час спостереження лісистість збільшилась на 59 км², а середньорічна витрата – 0,84 м³/с.

Перший період. Середньорічна витрата становить 8,47 м³/с, лісистість – 374 км² в 1976 році та 412 км² в 1985 році.

Другий період. Середньорічна витрата становить 9,96 м³/с, збільшена на 1,49 м³/с, лісистість – 427 км² в 2002 році, збільшилась на 53 км² з 1976 р. та з 1985 р. збільшилась на 15 км².

Проте в останній період, дана пропорційність не простежується, відбулася обернена пропорційна залежність. За даний період лісистість у 2015 році не має особливих змін, збільшилась на 6 км² та становить 433 км², а середньорічна витрата становить 9,31 м³/с, вона зменшилась на 0,65 м³/с в порівнянні з попереднім періодом.

Можливо це пов'язано з аномально високою водністю в період з 1995 по 1999 роки, що в свою чергу потребує проведення детального дослідження та аналізу основних та додаткових факторів (переважного впливу метеорологічних факторів чи ряду інших природних факторів формування стоку) котрі вплинули на дану кореляцію. Згідно табл. С.1 даний період в 4 роки був ще зафіксований у 1978-1982 роки, проте він не є таким же одноманітним як перший за такими показники як: Витрата Q (м³/с), Об'єм стоку W (м³), Середньорічний модуль стоку M (л/с км²), Шар стоку Y (мм). Також наочно відображено, в інтегральній кривій наростаючої суми відхилень модульних коефіцієнтів, у додатку Н простежується стрімке зростання коефіцієнтів даних періодів, особливо чітко зображено – 1995-1999 роки.

За даними спостережень гідрологічного поста Яблуниця в період 1958-2022 років розраховано кількісну характеристику річкового стоку, яка записані в побудовану табл. М.1. В цій таблиці розраховано такі показники: об'єм стоку за формулою (5.2); середньорічний модуль стоку за формулою (5.3); шар стоку за формулою (5.4); модульний коефіцієнт за формулою (5.5); відхилення від середини модульного коефіцієнта К за формулою (5.6); модульний коефіцієнт К, наростаюча сума за формулою (5.7); підсумовування відхилень від середини модульного коефіцієнта К за формулою (5.8)

Об'єм стоку розраховується за формулою:

$$W = Q \times T, (5.2)$$

де W – об'єм стоку,

Q – середня витрата води,

T – число за період (число секунд у добі – 86400, у році $31,5 \times 10^5$).

Середньорічний модуль стоку розраховується за формулою:

$$M = \frac{Q}{F} \times 10^3, (5.3)$$

де M – середньорічний модуль стоку в л/с км²,

Q – середня витрата води,

F – площа басейну в км²,

10³ – переведення м³ в л.

Шар стоку розраховується за формулою:

$$Y = \frac{W \times 10^3}{F \times 10^6} = \frac{W}{F \times 10^3}, (5.4)$$

де Y – шар стоку (мм),

W – об'єм стоку (m^3),

F – площа басейну (km^2),

10^3 – переведення метрів у мм,

10^6 – переведення km^2 у m^2 .

Модульний коефіцієнт розраховується за формулою:

$$K = \frac{M_i}{M_{сер}}, (5.5)$$

де K – модульний коефіцієнт,

M_i – значення даного ряду,

$M_{сер}$ – середнє значення ряду.

Відхилення від середини модульного коефіцієнта K розраховується за формулою:

$$K - 1, (5.6)$$

де K – модульний коефіцієнт,

1 – один.

Модульний коефіцієнт K , наростаюча сума розраховується за формулою:

$$\sum_1^i (K - 1). (5.7)$$

Далі побудована інтегральна крива шляхом послідовного підсумовування відхилень від середини модульного коефіцієнта K за виразом:

$$\sum_1^i (K - 1) = f(t). (5.8)$$

Побудована різницева інтегральна крива яка представлена у додатку Т являє собою наростаючу суму відхилень модульних коефіцієнтів від середньобагаторічного значення ряду модуля стоку. Значення відхилень модульних коефіцієнтів при підсумовуванні за інтервал часу дають нахил різницевої інтегральної кривої відносно горизонтальної лінії, негативні їх значення - нахил кривої вниз, позитивні - вгору. Як видно, за даним графічним рисунком Т, виділяються характерні маловодні роки – це 1963-1977 рр. що характеризує посушливий період, а характерні багатоводні припадають на 1981-1985 рр. 1996-2012 рр.

Проаналізувавши додатково побудований графік ходу середньорічної витрати води який представлений у додатку У та проведену лінію тренду, то можна побачити, що лінія тренду проведена в спадному напрямку, яка характеризує зменшення середньорічної витрати води протягом даного періоду спостережень за об'єктом. Лінія тренду проведена з точки $9,80 \text{ м}^3/\text{с}$ 1958 року в точку $8,62 \text{ м}^3/\text{с}$ 2022 року. В цілому середньорічна витрата за період спостереження зменшилась на $1,18 \text{ м}^3/\text{с}$. Також на цьому графіку можна виділити 3 маловодних періоди в такі роки: перший – 1958-1968 роки, другий – 1983-1994 роки, третій – 2003-2022 роки, а також 2 багатоводних періоди: перший – 1969-1982 роки, другий – 1995-2002 роки. Екстремум функції (Рисунок П)

зафіксовані в 1979 році та становить 20,2 м³/с, а також в 1963 році та становить 3,73 м³/с.

Рівні води, річки Білий Черемош, в пункті Яблуниця коливаються в межах від 64 до 315 сантиметрів, при катастрофічному паводку може зростати до 600 сантиметрів. Амплітуда коливання рівнів становить близько 5 метрів. Як вже писалось раніше, витрати води становлять амплітуду – 750 м³/с.

ВИСНОВКИ

За результатами наукової роботи можна зробити наступні висновки.

1. Природними чинними умовами, котрі впливають на формування стоку басейну річки Білий Черемош, є: клімат, геологія, рельєф, ґрунти, рослинність. Рослинність посідає останнє місце, а основними чинниками виступає клімат та метеорологічні умови. Від кліматичних умов залежить зміна умов живлення річок, а також зміна в розподілі стоку протягом року. Інші фізико-географічні факторії (рельєф, ґрунти, лісистість), які відображають природну і штучну зарегульованість стоку в басейні річки, можуть значною мірою змінити внутрішньорічний розподіл стоку, характерний для даного кліматичного району.

Весь комплекс факторів, що впливає на річковий стік, складає три основні групи : зональні, азональні та антропогенні.

2. В річковій мережі можна виділити основну річку Білий Черемош яка бере початок в результаті злиття двох річок: права притока річка Сарата та ліва – Перкалаб. Також було виділено 8 правих, а також 8 лівих основних приток даної річки, та на основі оцифрованої всієї річкової мережі визначено густоту даного водозбору. Густина 2,94-2,97 км/км².

Для водного режиму басейну р. Білий Черемош виділено чотири основні фази гідрологічного режиму: весняна повінь, літньо-осінні паводки, літньо-осіння межень, зимова межень. Живлення річок басейну переважно здійснюється завдяки дощових і снігових опадів. Середньорічна кількість опадів - 840 мм. Протягом року спостерігається в середньому 10-15 паводків. Рівні та витрати води суттєво змінюються залежно від фази водного режиму: рівень – від 64 до 315 сантиметрів, при катастрофічному паводку може зростати до 600 сантиметрів; витрата – від 0,21 м³/с взимку до 750 м³/с під час паводків. Причиною утворення таких частих паводків є гідрологічна мережа, зливові дощі.

3. Для даного об'єкта дослідження можна виділити чотири сезони (зима, весна, літо, осінь) розподілу стоку. На основі багаторічного спостереження по періодах, з 1958 по 2015 роки, можна стверджувати, що розподіл витрат води впродовж року не є рівномірним. Найбільша частка припадає на весняний стік – 37,7%, на літню – 34,9%, а на зимову та осінню – 10,4% та 17% відповідно. Найбільші витрати води спостерігаються в травні, найменші у січні.

Білий Черемош належить до гірських річок. Проаналізувавши природні умови формування стоку можна зрозуміти, що основними є гідрометеорологічні та підстилаючі поверхня. Проте, лісистість не є визначальним фактором в басейні при формуванні стоку. В розумінні лісу, в гідрології, слід розуміти як один з чинників у формуванні водного режиму. Адже він здатний змінювати середовище на території яку він займає, а також проявляє водорегулюючі та водоохоронно-захисні функції.

В нашому дослідженні кореляція площ лісу та середньорічних витрат проходить наступним чином: при збільшенні лісистості водозбору відбувається зменшення водності русла, а при зменшенні – буде відбуватися збільшення водності. У середньому середньорічна витрата води при зміні площі «лісу» на 1% змінюється на $0,14 \text{ м}^3/\text{с}$.

Проте, на тлі переважного впливу метеорологічних і ряду інших природних факторів формування стоку ця роль лісів чітко не виражена, що ускладнює її кількісну оцінку.

Основний стік припадає на весняно-літні процеси. Завдяки розрахункам внутрішньорічного розподілу стоку можна більш якісно вивчити зміни водного режиму річок.

4. Також було уточнено наступні гідрографічні характеристики водозбору до гідрологічного поста Яблуниця: площа водозбору, карта висот, похил схилів, експозиція схилів, густина річкової мережі, лісистість.

Визначена площа водозбору річки Білий Черемош до гідрологічного поста Яблуниця становить 555 км², що на 3 км² більше ніж від фактичної площі. Висоти в даній області коливаються в межах від 593 до 1838 метрів над рівнем моря Балтійської системи висот. В досліджуваній території похил знаходиться в діапазоні від 0° до 60,4°. Побудовано растрове зображення експозиції схилів з кроком 45°, що дало змогу виділити 8 класів експозиції схилів та плоску територію. Схили з відповідним орієнтуванням зображуються різними кольорами. Густота річкової мережі водозбору річки Білий Черемош до ГП Яблуниця на території України відноситься до найгустіших і становить 2,94-2,97 км/км².

У 1976 році площа території зайнятої лісами становить 374 км², а у 2022 році – 421 км². В процентному відношенні площі території зайнятої лісами від загальної становлять відповідно: 67,4% та 75,9%. Як бачимо за цей період лісистість басейну збільшилась на 8,5%. В часові зрізи у 1985, 2002, 2015 рік площі даних територій становлять відповідно: 412, 427, 433 км².

СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ

- 1.Бойко В. М., Кульбіда М. І., Сусідко М. М. Визначний дощовий паводок на річках Закарпаття в листопаді 1998 р. *Наук. праці УкрГМІ*. 1999. Вип. 247. С. 91-101.
- 2.Вишневецький В. І. Максимальні витрати води на річках Українських Карпат. *Наукові праці УкрГМІ*. 1999. Вип. 247. С. 102–113.
- 3.Вишневецький В. І. Річки і водойми України. Стан і використання. Київ : Віпол, 2000. 376 с.
- 4.Вишневецький В. І., Косовець О. О. Гідрологічні характеристики річок України / за ред. В. І Вишневецького. Київ : Ніка-центр, 2003. 324 с.
- 5.Географічна енциклопедія України : у 3 т. / ред.: О. М. Маринич та ін. ; Київ : «Укр. Рад. Енциклопедія» ім. М. П. Баж., 1983. Т. 1 : А–ж. 416 с.
- 6.Геренчук К. І. Природа Івано-Франківської області. Львів : Львів. держ. ун-т, Вища школа, 1973. 160 с.
- 7.Геренчук К. І. Природа Чернівецької області. Львів : Львів. держ. ун-т, Вища шк., 1978. 160 с.
- 8.Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. Періодичний науковий збірник / гол. редактор В. К. Хільчевський. Київський національний університет ім. Тараса Шевченка. Київ. 2012. № 27. 147 с. URL: http://www.library.univ.kiev.ua/ukr/host/viking/db/ftp/univ/ggg/ggg_2012_27 (дата звернення 17.11.2022)
- 9.Горбачова Л. О. Гідролого-генетичний аналіз просторово-часових закономірностей водного стоку річок України: методологія, тенденції, прогноз: автореф. дис. ... докт. геогр. наук: 11.00.07. Київ, 2017. 400 с. 46.
- 10.Гребінь В. В. Сучасний водний режим річок України (ландшафтно-гідрологічний аналіз). Київ : Ніка-Центр, 2010. 316 с. URL: https://geo.knu.ua/old/images/doc_file/navch_lit/kafedra_gidrol_lit/10_n_lit_gidrol.pdf.pdf (дата звернення 17.11.2022)
- 11.Гребінь В. В., Лук'янець О. І., Андрела С. П. Характер змін режиму водності та повторюваності паводків в холодний і теплий періоди року в басейні Тиси (у межах України). *Український гідрометеорологічний журнал : Науковий журнал*. Одеса: Вид-во ПП «ТЕС», 2013. № 13. С. 147–154.
- 12.Дьяков В. Н. Вплив складу насаджень на водний режим гірських ґрунтів Карпат. *Лісознавство*, 1976. № 1. С. 11–17.
- 13.Енциклопедія сучасної України : у 24 т. / ред.: І. М. Дзюба та ін. ; Київ : Ін-т енциклопед. дослідж. НАН України, 2003. Т. 2 : «Б» – «біо». 872 с.
- 14.Каталог лавинних осередків гірських районів України. Звіт про НДР (1999) / УкрГМІ ; № д.р. 0198U005274 – К. 1999. 144 с.
- 15.Киндюк Б. В. Гідрографічна мережа та зливовий стік річок Українських Карпат. Одеса: ТЕС, 2003. 202 с.

16. Кирилюк М. І. Режим формування історичних паводків в Українських Карпатах. *Наукова збірка «Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія»*. Київ. 2001. № 2. С. 163–167.
17. Левківський С. С. Водні ресурси України. Використання та охорона. Київ : Вища школа, 1979. 200 с.
18. Левківський С. С. Падун. М. М. Рациональне використання і охорона водних ресурсів / за ред. С. С. Левківського. Київ : Либідь, 2006. 280 с.
19. Лобода Н. С. Ландшафтна різноманітність та районування характеристик стоку Українських Карпат. *Науковий вісник Чернівецького університету. Географія*. 2006. Вип. 305. С. 12–19.
20. Лобода Н. С., Божок Ю. В. Мінливість клімату та водних ресурсів Закарпаття. *Вісник Одеського державного екологічного університету*. 2011. Вип. 12. С. 161–167.
21. Лобода Н. С., Гопченко Є. Д. Нормування характеристик природнього річного стоку України. *Наукова праця УкрГМІ*. 2003. Вип. 252. С. 5–10.
22. Лук'янець О. І., Камінська Т. П. Закономірності та просторова синхронність багаторічних циклічних коливань водного стоку річок Українських Карпат. *Науковий вісник Чернівецького університету: збірник наукових праць. Географія*. Чернівці, Вип. 2015. № 744–745. С. 18–24.
23. Лук'янець О. І., Коноваленко О. С. Аналіз просторового розподілу та мінливості середнього річного стоку води річок Українських Карпат. *Збірник праць XII з'їзду Українського географічного товариства «Українська географія: сучасні виклики»*. Київ. 2016. Том 2. С. 175–177.
24. Лук'янець О. І., Сусідко М. М. Багаторічні коливання водності в Карпатах. *«Стихійні явища у Карпатах»* : матеріали міжнар. наук.-практ. конф. Рахів, 1999. С. 195–200.
25. Лук'янець О. І., Корнієнко В. А. Розрахункова характеристика середньорічного стоку води річок правобережної частини Прип'яті. *«Актуальні проблеми наук про Землю: використання природних ресурсів та збереження навколишнього середовища»* : зб. мат. міжнародної науково-практичної конференції. БрГУ імені О.С. Пушкіна, 2017. Ч.1. С. 180–183.
26. Лук'янець О. І., Москаленко С. А. Закономірності багаторічної мінливості водного стоку річок басейну річки Прип'ять (в межах України) та прогнозні оцінки їх водоносності. *«Актуальні проблеми наук про Землю: використання природних ресурсів та збереження навколишнього середовища»* : зб. мат. міжнародної науково-практичної конференції. БрГУ імені О.С. Пушкіна, 2017. Ч. 1. С. 184–188.
27. Лютик П. М. Умови формування та розрахунку паводкового стоку рік гірської системи Карпат. *Праці УкрГМІ*. 1983. Вип. 194. С. 3–18.
28. Мельник С. В., Лобода Н. С. Зміни характеру коливань стоку річок верхнього Дністра в сучасних кліматичних умовах. *Вісник Харківського національного університету імені В. Н. Каразіна, серія "Геологія. Географія. Екологія"* 2010. № 909. С. 117–127.

29.Настюк М. Г. Аналіз сучасних гідрологічних спостережень у басейнах Верхнього Пруту та Сірету. *Науковий вісник Чернівецького університету. Географія*. 2012. № 633–634. С. 25–29.

30.Настюк М. Г. Формування та проходження катастрофічних паводків на р. Білий Черемош. *Наукові записки Вінницького державного педагогічного університету імені Михайла Коцюбинського*. 2010. № 20. С. 44–49.

31.Ободовський О. Г., Лук'янець О. І., Коноваленко О. С., Корнієнко В. О. Середній річний водний стік річок Українських Карпат та особливості його територіального розподілу. *Наукова збірка «Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія»*. Київ, 2016. Т. 4 (43). С. 25–32. URL: http://www.library.univ.kiev.ua/ukr/host/viking/db/ftp/univ/ggg/ggg_2016_43.pdf (дата звернення 17.11.2022)

32.Ободовський О. Г., Лук'янець О. І., Рахматулліна Е. Р., Корнієнко В. О. Розподіл та узагальнення середнього річного стоку води річок правобережної частини Дніпра в межах України. «ОДЕКУ»: тези доп. Першого Всеукраїнського гідрометеорологічного з'їзду. Одеса: ТЕС, 2017. С. 158–159.

33.Олійник В. С. Особливості накопичення та танення снігу в ялинових лісах Карпат. *Лісознавство*, 1979. № 4. С. 85–88.

34.Олійник В. С., Парпан В. І., Чубатий О. В. Шляхи вдосконалення рубок головного користування в лісах Карпат. *Лісознавство*, 1986. № 3. С. 19–24.

35.Ресурси поверхневих вод СРСР: монографія у 20 т. / ред.: М.С. Каганера. Ленінград: Гідрометео видав., 1969. Т. 6: Західна Україна та Молдова. 884 с.

36.Ромашенко М. І., Савчук Д. П. Водні стихії. Карпатські повені. Статистика, причини, регулювання. / за ред. М. І. Ромашенка. Київ: Аграрна наука, 2002. 304 с.

37.Сусідко М. М., Лук'янець О. І. Паводки в Карпатах – причини їх виникнення та повторюваність. «*Стихійні явища у Карпатах*»: матеріали міжнар. наук.-практ. конф. Рахів, 1999. С. 316–321.

38.Хільчевський В. К., Ободовський О. Г., Гребінь В. В. та ін. Загальна гідрологія: підручник / за ред. В. К. Хільчевського та О.Г. Ободовського. Київ: Видавничополіграфічний центр «Київський університет», 2008. 399 с. URL: <https://uhe.gov.ua/sites/default/files/2018-07/REP0000672.PDF> (дата звернення 17.11.2022)

39.Цись П. М. Геомрофологія УРСР: навч. посіб. / ред. К. І. Геренчук. Львів: Вид-во Львів. ун-ту, 1962. 224 с. 6.

40.Чорноморець Ю. О., Павленко П. О., Лук'янець О. І. Відновлення середнього річного стоку води річки Дніпро. *Наукова збірка «Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія»*. Київ, 2017. № 4 (47). С.36–47.

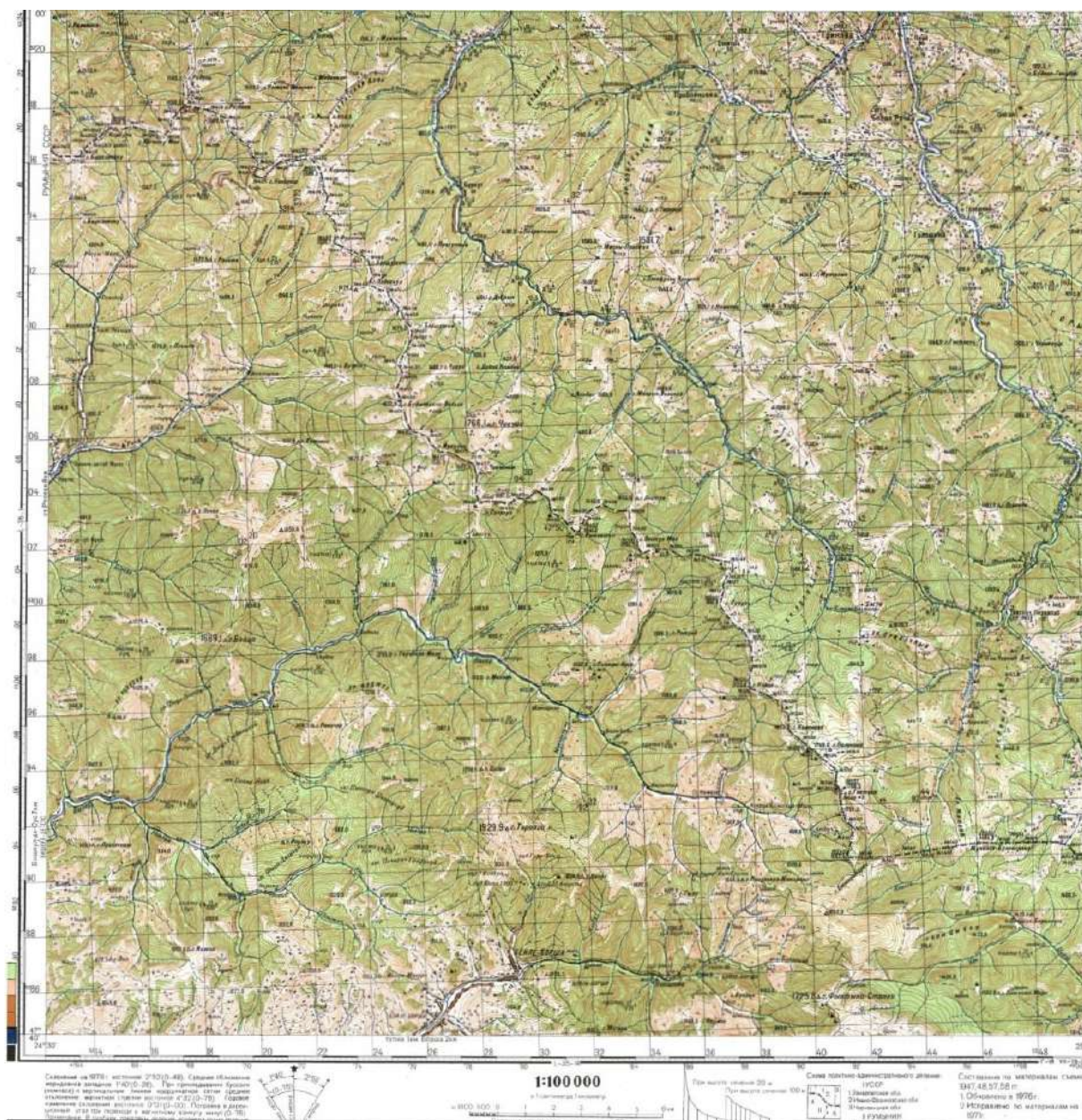
41.Чіппінг Г. О., Лисенко К. А. Річний та мінімальний стік на території України / за ред Г. О. Чіппінга Київ: АН УРСР, 1959.

42. Чубатий О. В. Водоохоронні гірські ліси. Ужгород : Карпати, 1972. 120 с.
43. Швець Г. І. Гідрологічні розрахунки для річок України. Київ. : АН УРСР, 1962. 390 с.
44. Ющенко Ю. С., Гринь Г. І., Масікевич Ю. Г., Моїсеєв В. Ф., Солодкий В. Д., Змарада А. О., Байрачний В. Б. Загальна гідрологія : навч. посіб. / Чернівці : Зелена Буковина, 2005. 368 с. URL: https://library.udpu.edu.ua/library_files/ece/6478_01.pdf (дата звернення 17.11.2022)
45. Явкін В. Г., Гопченко Є. Д. Еволюція досліджень паводкового стоку в Україні : матеріали міжнар. наук. конф., Чернівці : Чернів. нац. ун-т, 2009. С. 37.
46. Obodovskyi O., Lukianets O. Patterns and Forecast of Long-term Cyclical Fluctuations of the Water Runoff of Ukrainian Carpathians Rivers. *Scientific Journal of Environmental Research, Engineering and Management*. Kaunas University of Technology, 2017. Vol. 73. No. 1. P. 33–47.
47. Sentinel Hub EO Browser та USGS. URL: <https://apps.sentinel-hub.com/eo-browser/> (дата звернення 10.04.2022)
48. United States Geological Survey. URL: <https://earthexplorer.usgs.gov/> (дата звернення 10.04.2022)

ДОДАТКИ

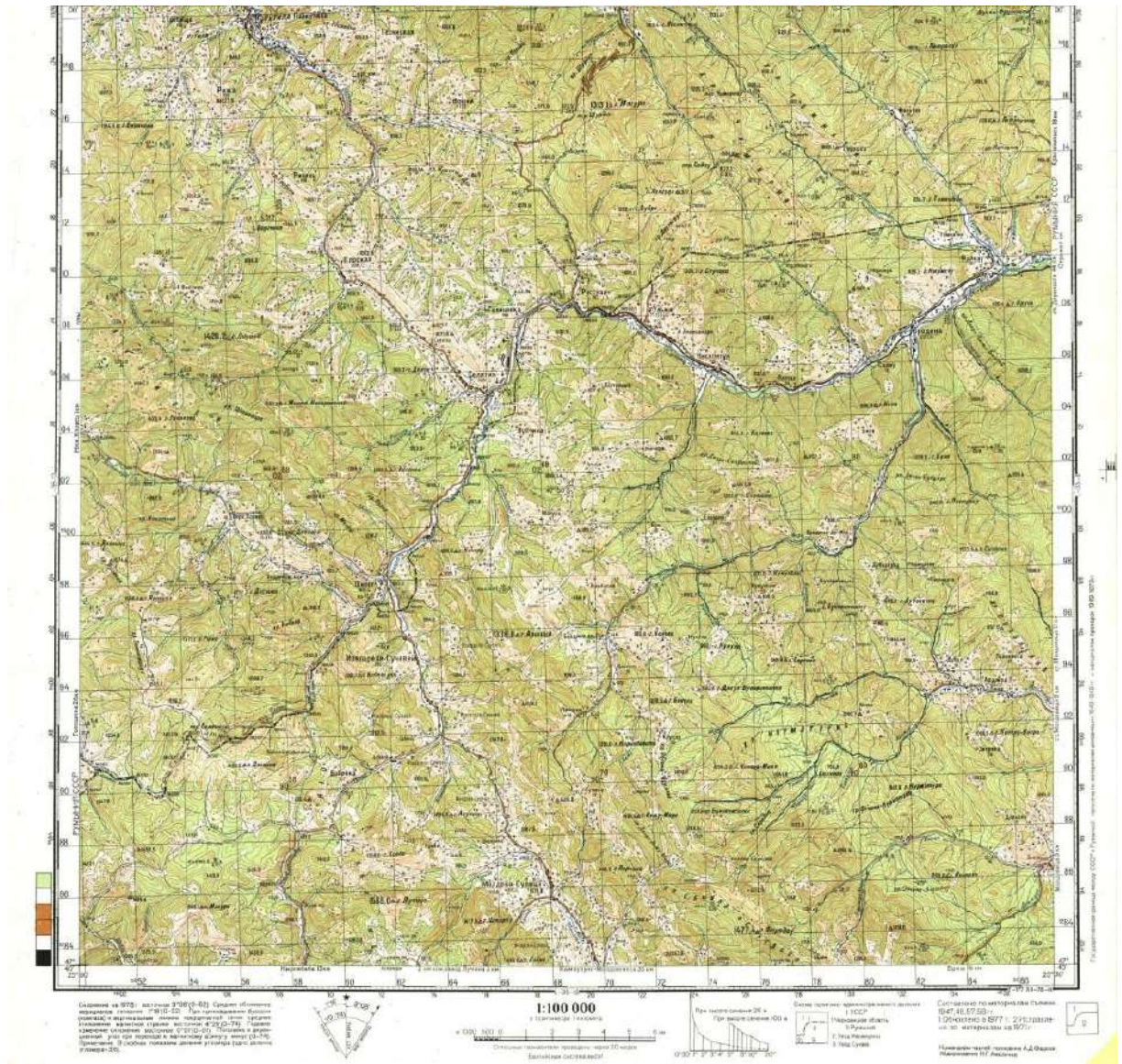
Додаток А

Карта генерального штабу СССР, видання 1978 року: L-35-002



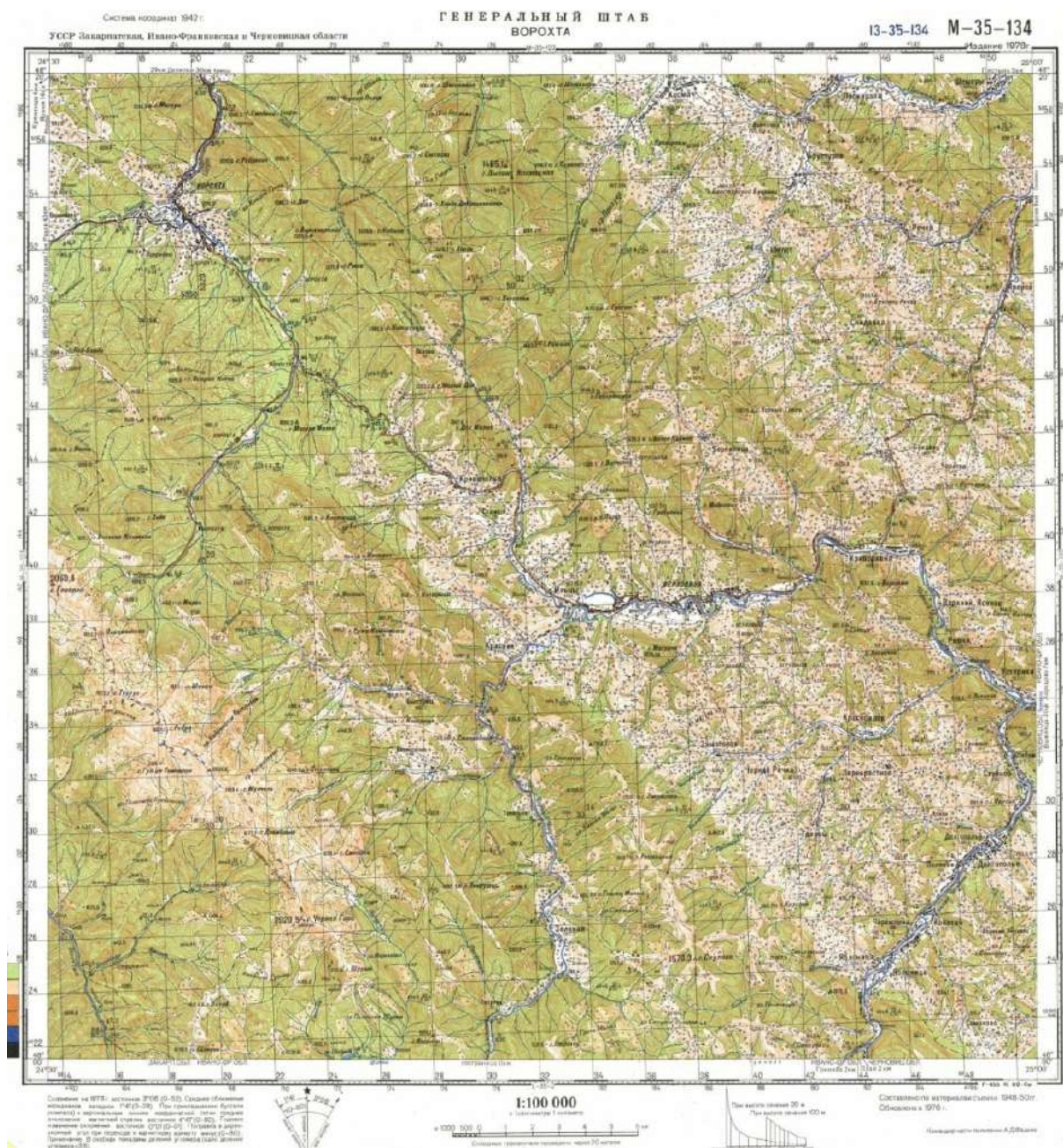
Додаток Б

Карта генерального штабу СССР, видання 1978 року: L-35-003



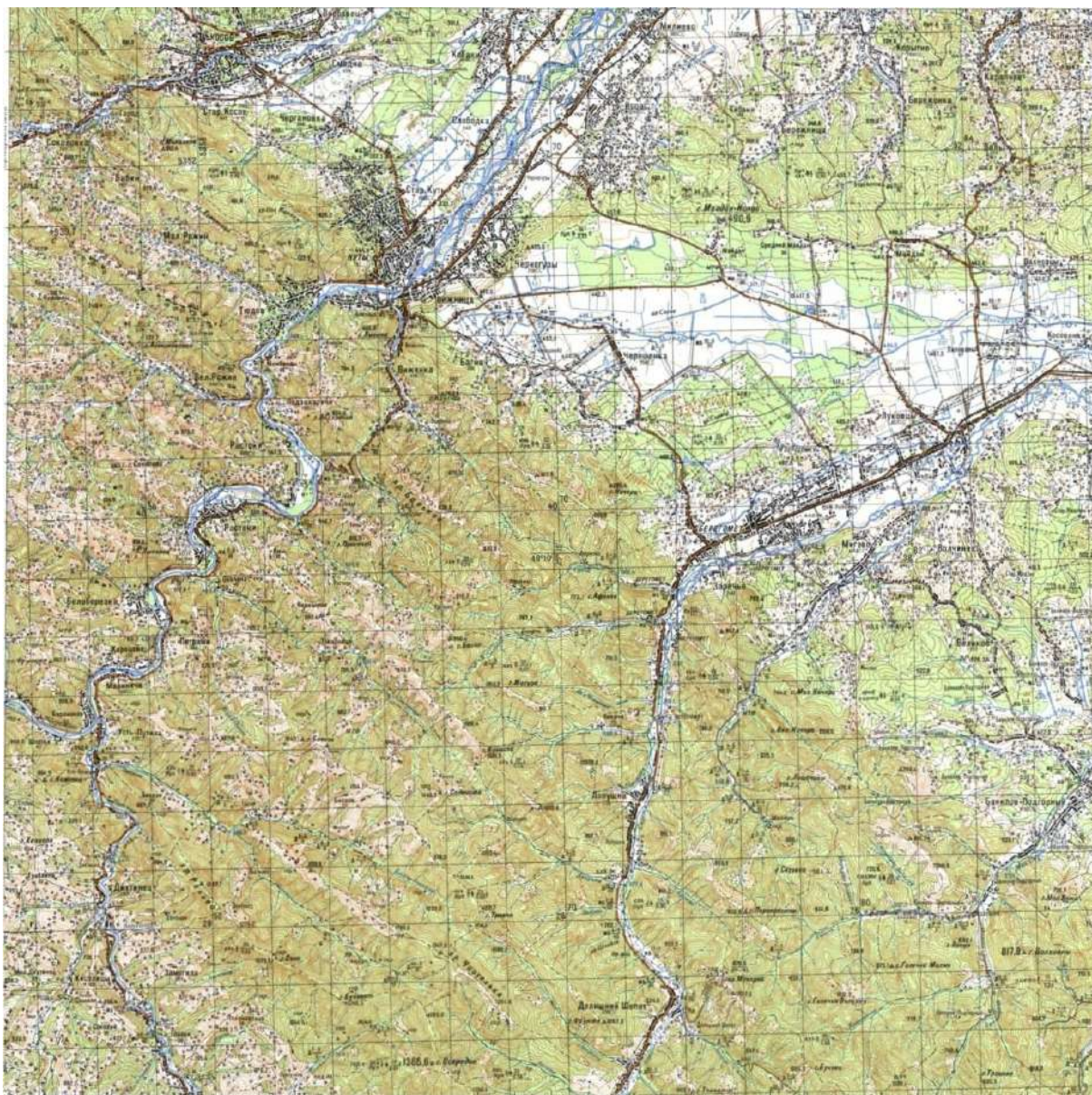
Додаток В

Карта генерального штаба СССР, видання 1978 року: М-35-134



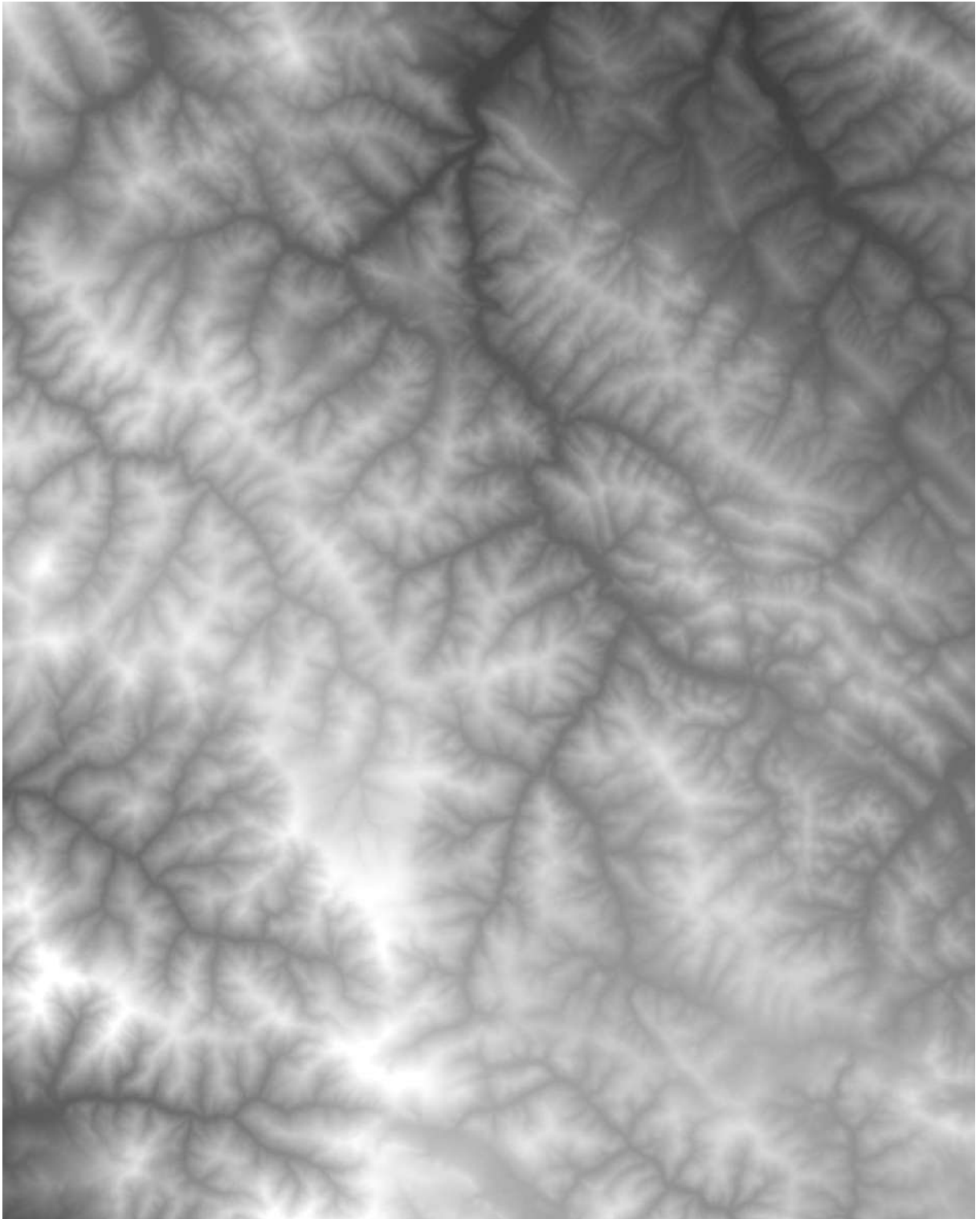
Додаток Г

Карта генерального штабу СССР, видання 1978 року: М-35-135



Додаток Д

Цифрова модель рельєфу – Digital Elevation Model (DEM)

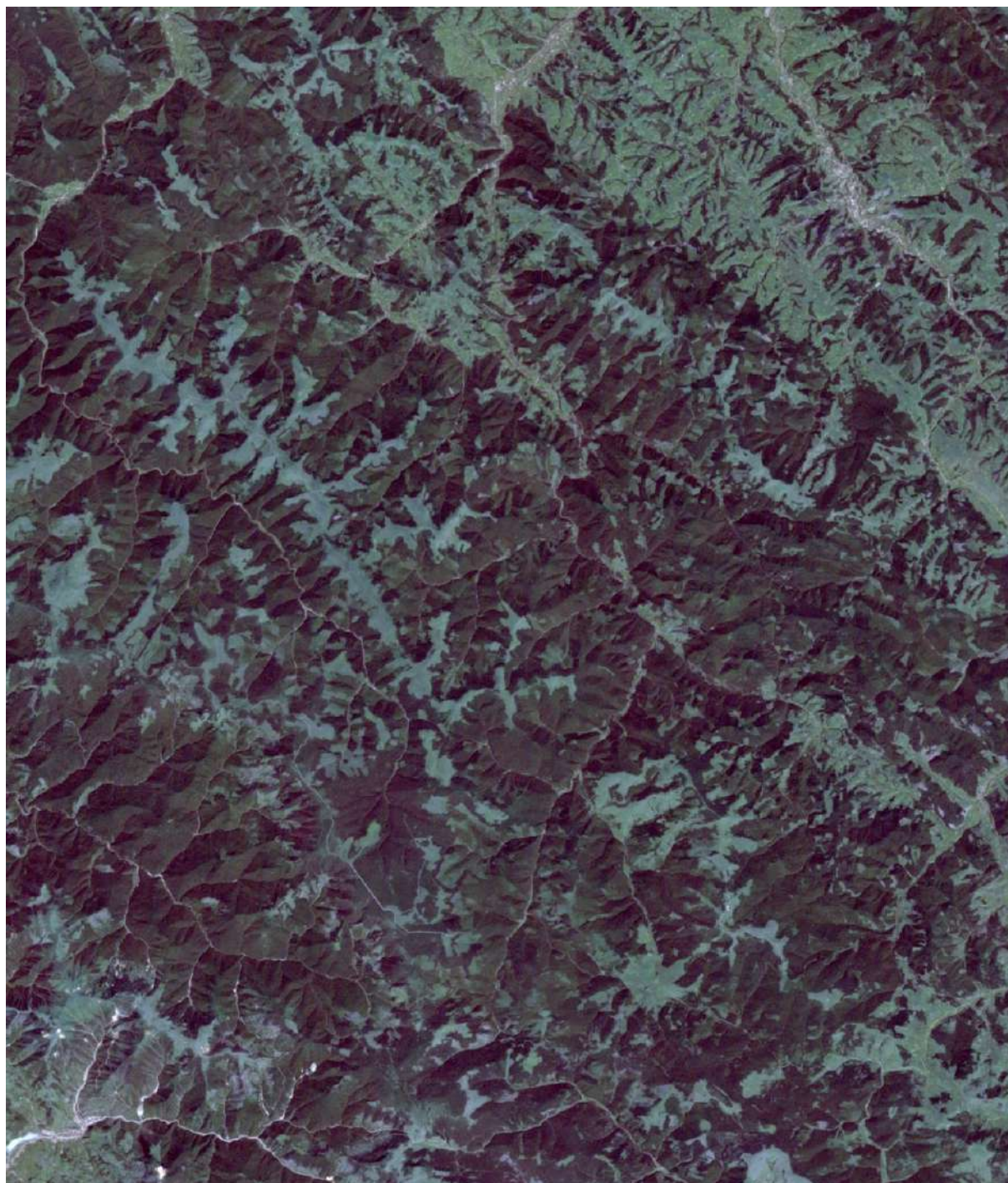


Додаток Е

Супутниковий знімок Landsat 5 L1GS за 14 серпня 1985 року

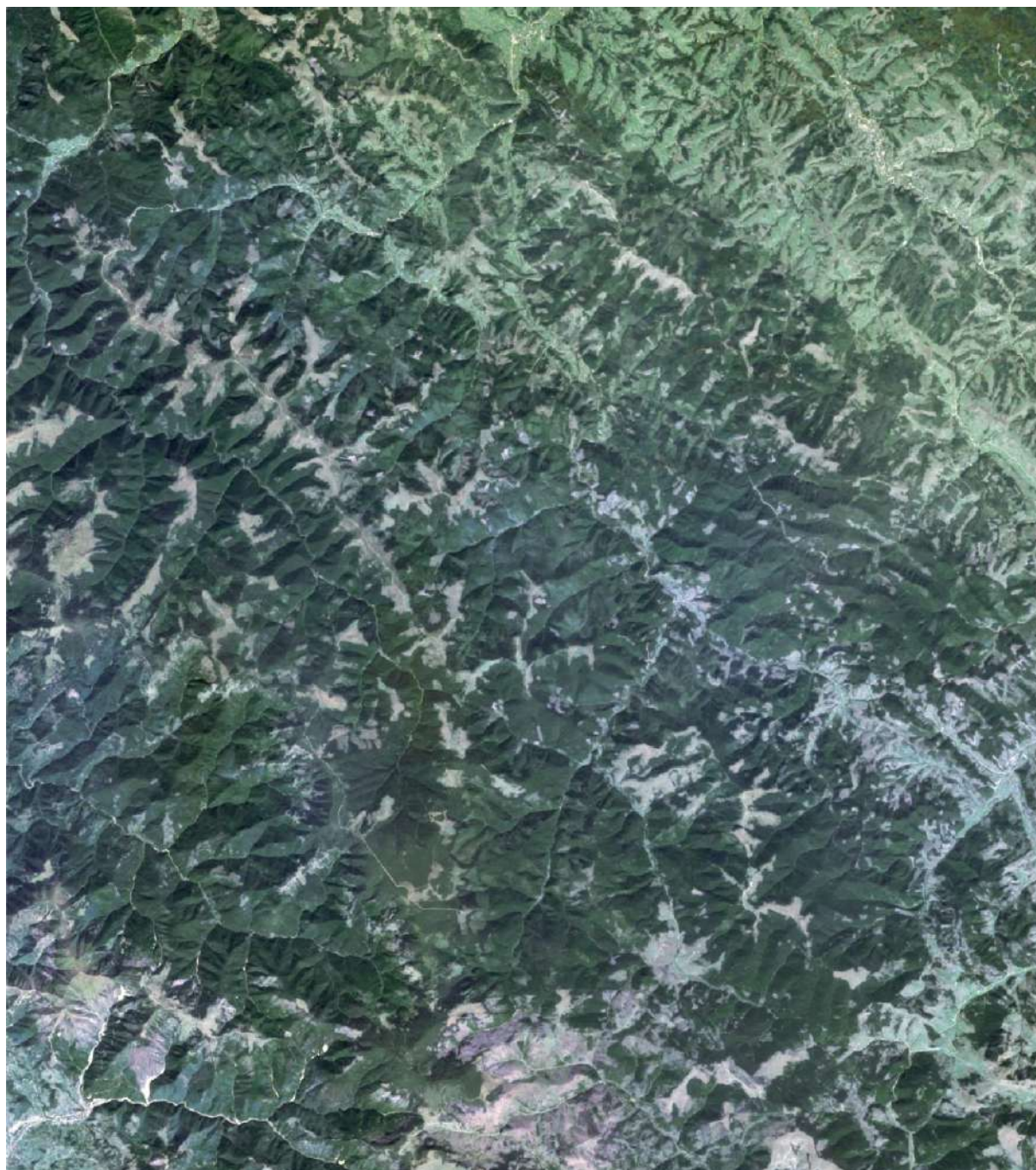


Додаток Ж
Супутниковий знімок Landsat 7 L2SP за 21 серпня 2002 року



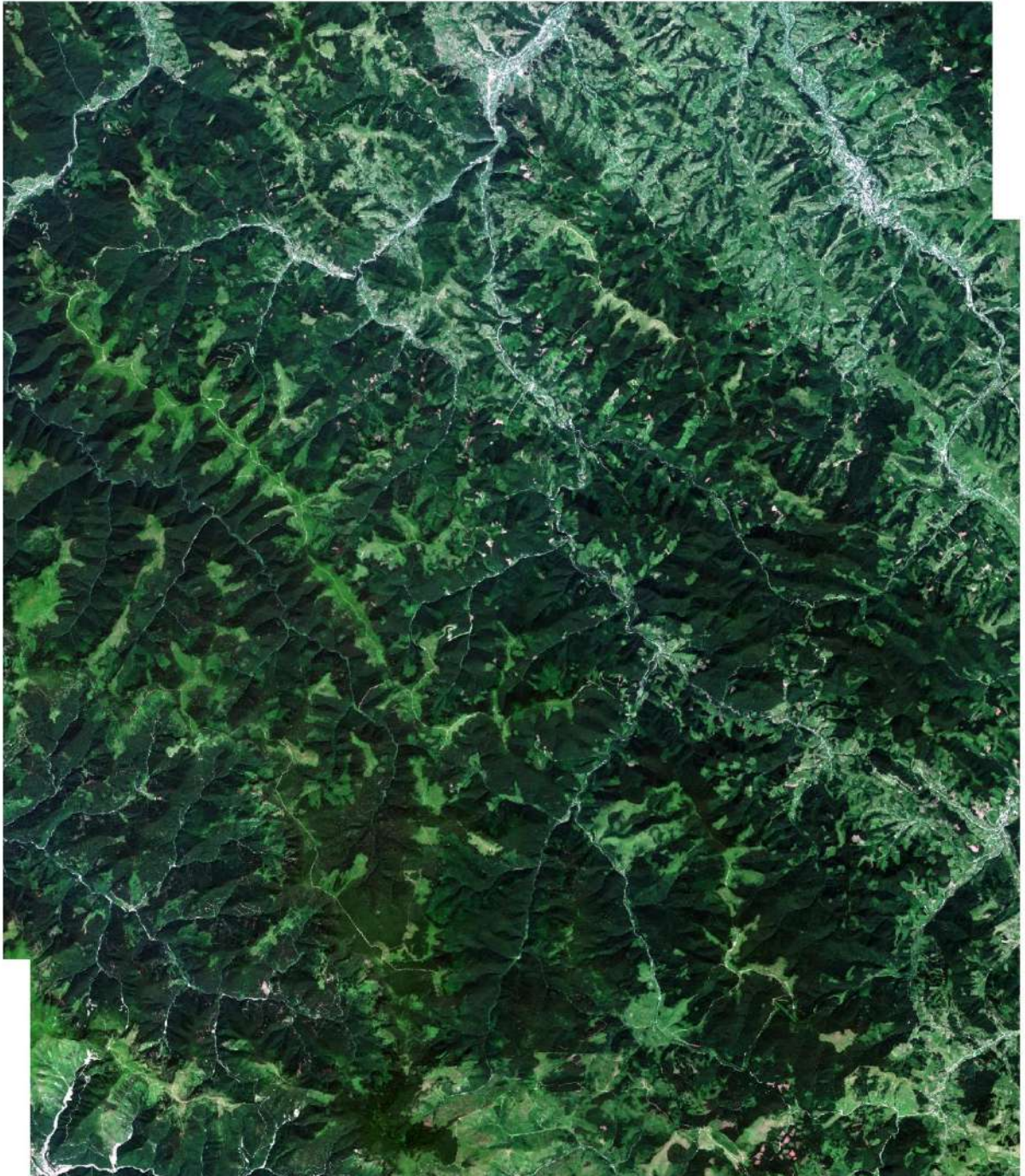
Додаток И

Супутниковий знімок Landsat 8 L2SP за 18 вересня 2015 року



Додаток К

Супутниковий знімок Sentinel-2 L2A за 22 липня 2022 року



Додаток Л

Таблиця Л.1

Площа класифікованої шорсткості на основі супутників SRTM

Назва класу	Площі за 1985 рік	Площі за 2002 рік	Площі за 2015 рік	Площі за 2022 рік
Ліс	307	332	334	337
Молодий ліс, чагарники	105	94,9	99,3	104
НП, полонини, високогірні території	43,8	6,59	76,6	32
Трава, сінокоси, сільськогосподарські угіддя	99,3	121	45,4	82
Загальна сума	555	555	555	555

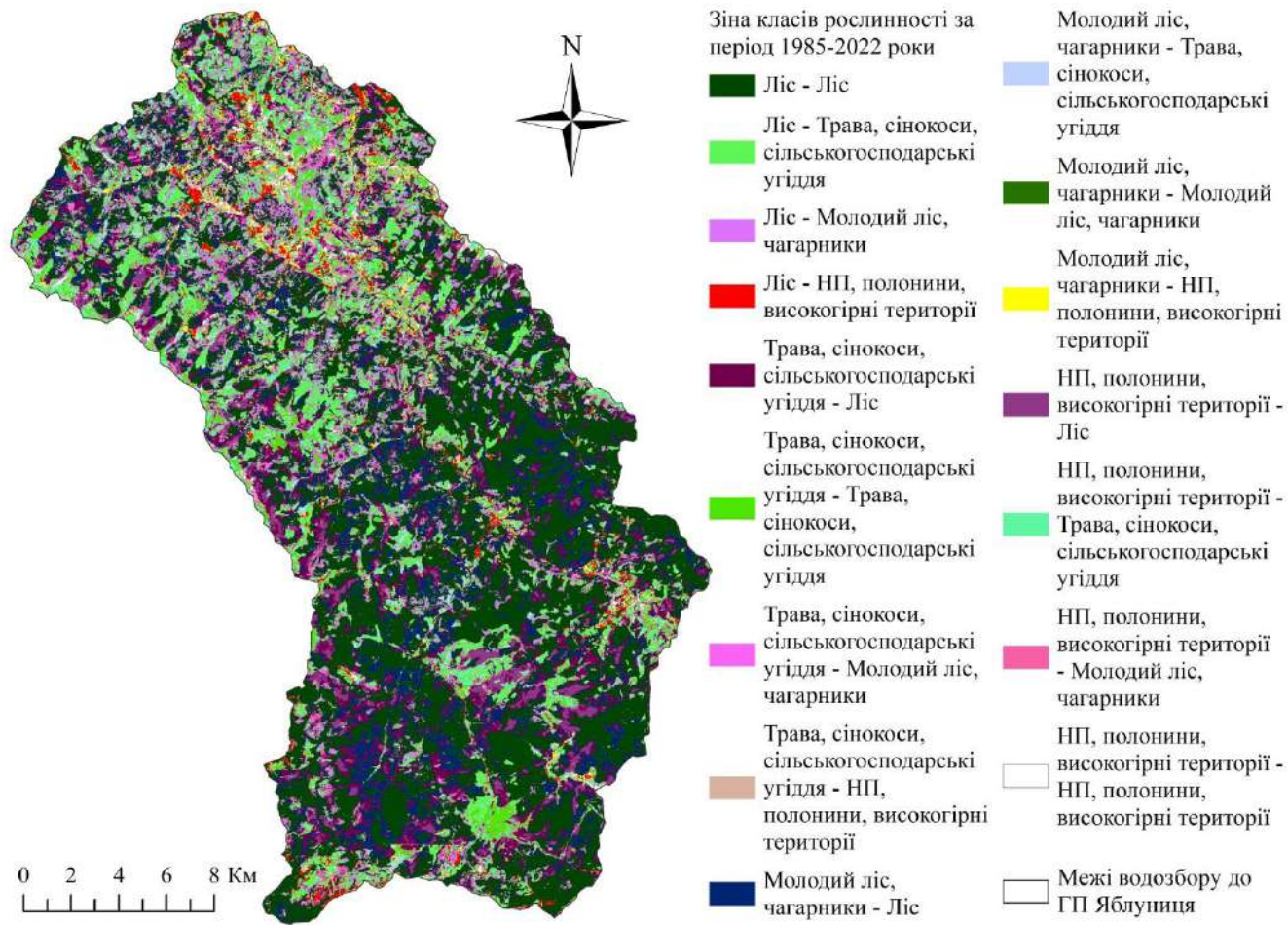
Таблиця Л.2

Вимірні дані площ водозбору басейна до гідрологічного поста Яблуниця та території зайнятих лісом

Об'єкт	Площа, км ²	Площа у процентному відношенні, %
Водозбір р. Білий Черемош до ГП Яблуниця	555	100
Межі лісу за 1976 рік	374	67,4
Межі лісу за 1985 рік	412	74,2
Межі лісу за 2002 рік	427	76,9
Межі лісу за 2015 рік	433	78,0
Межі лісу за 2022 рік	421	75,9

Додаток М

Картографічне відображення зміну класів рослинного покриву в часові зрізи: 1985 та 2022 роки



Додаток Н

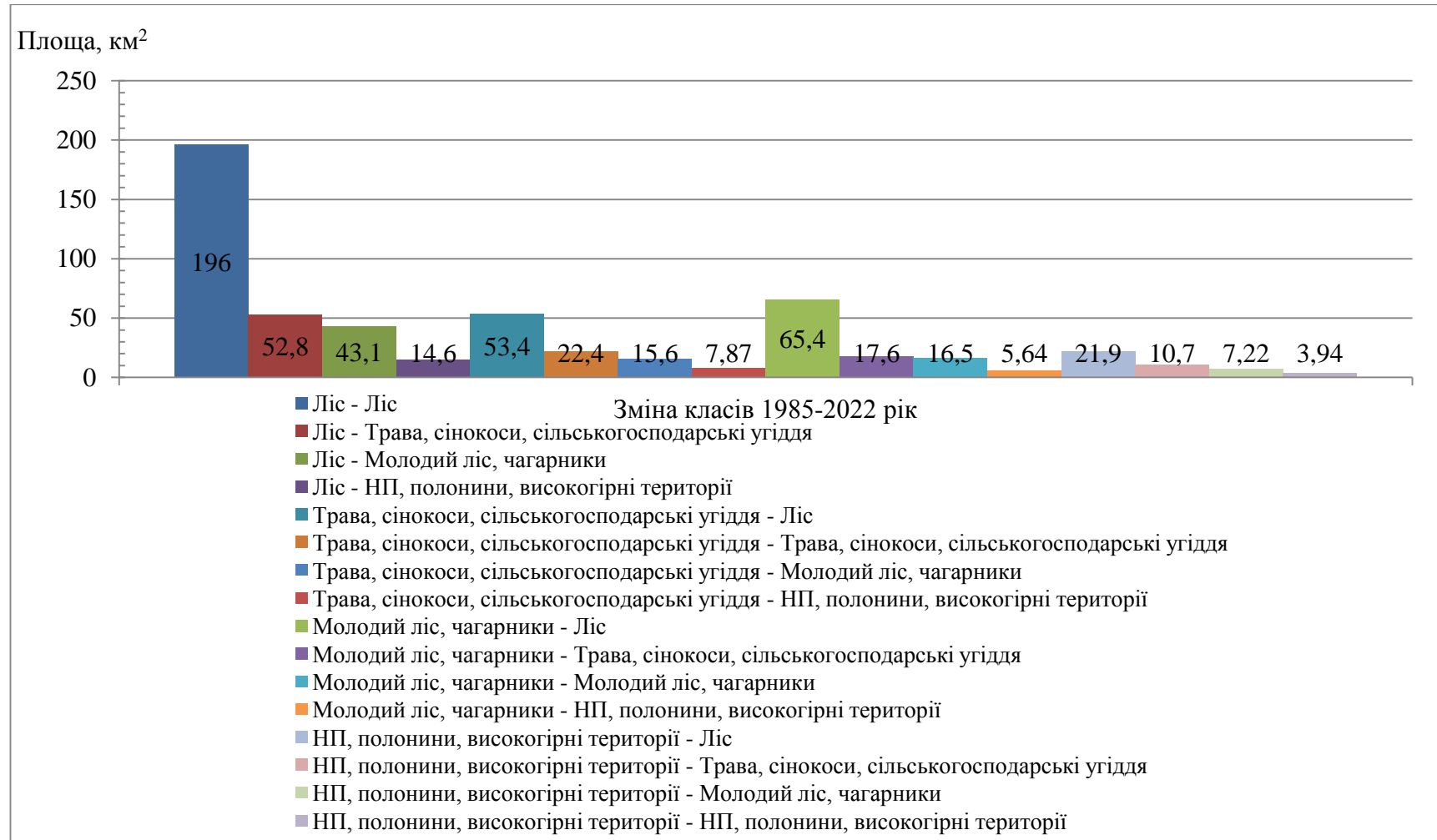
Таблиця Н.1

Зміна класів рослинного покриву в часові зрізи: 1985 та 2022 роки та їх площинні зміни

Зміна класів 1985-2022 рік	Площа території
Ліс - Ліс	196
Ліс - Трава, сінокоси, сільськогосподарські угіддя	52,8
Ліс - Молодий ліс, чагарники	43,1
Ліс - НП, полонини, високогірні території	14,6
Трава, сінокоси, сільськогосподарські угіддя - Ліс	53,4
Трава, сінокоси, сільськогосподарські угіддя - Трава, сінокоси, сільськогосподарські угіддя	22,4
Трава, сінокоси, сільськогосподарські угіддя - Молодий ліс, чагарники	15,6
Трава, сінокоси, сільськогосподарські угіддя - НП, полонини, високогірні території	7,87
Молодий ліс, чагарники - Ліс	65,4
Молодий ліс, чагарники - Трава, сінокоси, сільськогосподарські угіддя	17,6
Молодий ліс, чагарники - Молодий ліс, чагарники	16,5
Молодий ліс, чагарники - НП, полонини, високогірні території	5,64
НП, полонини, високогірні території - Ліс	21,9
НП, полонини, високогірні території - Трава, сінокоси, сільськогосподарські угіддя	10,7
НП, полонини, високогірні території - Молодий ліс, чагарники	7,22
НП, полонини, високогірні території - НП, полонини, високогірні території	3,94
Загальна сума	555

Додаток П

Зміна класів рослинного покриття в часові зрізи: 1985 та 2022 роки та їх площинні зміни



Додаток Р

Таблиця Р.1

Внутрішньорічний розподіл стоку за 1958-1975 роки

Місяць	Сер. Витрата по місяцях, м ³ /с	Сер. Внут.-міс. Стік, м ³	% частка стоку від року
1	3.17	8490528	3,17
2	3.82	9241344	3,46
3	6.15	16472160	6,16
4	14.6	37843200	14,15
5	18.2	48746880	18,23
6	16.4	42508800	15,89
7	13.2	35354880	13,22
8	7.74	20730816	7,75
9	5.66	14670720	5,49
10	3.99	10686816	4,00
11	4.94	12804480	4,79
12	3.70	9910080	3,71
Рік	8,47	267109920	100

Таблиця Р.2

Внутрішньорічний розподіл стоку за 1958-2000 роки

Місяць	Сер. Витрата по місяцях, м ³ /с	Сер. Внут.-міс. Стік, м ³	% частка стоку від року
1	3.60	9642240	3,06
2	3.87	9362304	2,97
3	6.77	18132768	5,76
4	18.0	46656000	14,81
5	21.2	56782080	18,02
6	17.2	44582400	14,15
7	14.6	39104640	12,41
8	10.2	27319680	8,67
9	8.26	21409920	6,80
10	5.58	14945472	4,74
11	5.90	15292800	4,85
12	4.42	11838528	3,76
Рік	9,96	314098560	100

Внутрішньорічний розподіл стоку за 1958-2015 роки

Місяць	Сер. Витрата по місяцях, м ³ /с	Сер. Внут.-міс. Стік, м ³	% частка стоку від року
1	3,55	9508320	3,23
2	3,76	9096192	3,09
3	7,00	18748800	6,37
4	16,6	43027200	14,6
5	18,4	49282560	16,7
6	15,4	39916800	13,6
7	13,5	36158400	12,3
8	10,0	26784000	9,10
9	7,73	20036160	6,81
10	5,55	14865120	5,05
11	5,80	15033600	5,11
12	4,43	11865312	4,03
Рік	9,31	293600160	100

Додаток С

Таблиця С.1

Кількісна характеристика річкового стоку

№ п/п	Рік	Витрата, Q (м ³ /с)	Площа водозбо- ра, F (км ²)	Об'єм сто- ку, W (м ³)	Середньоріч- ний модуль стоку, М (л/с км ²)	Шар стоку, У (мм)	Модульний коефіцієнт, К	(К-1)		К, наро- стаюча сума
								+	-	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
1	1958	10,8	555	34020000	19,46	61,30	1,17	0,17		0,17
2	1959	9,09	555	28633500	16,38	51,59	0,99		-0,01	0,16
3	1960	7,65	555	24097500	13,78	43,42	0,83		-0,17	-0,01
4	1961	4,83	555	15214500	8,70	27,41	0,52		-0,48	-0,49
5	1962	7,65	555	24097500	13,78	43,42	0,83		-0,17	-0,66
6	1963	3,73	555	11749500	6,72	21,17	0,41		-0,59	-1,25
7	1964	7,94	555	25011000	14,31	45,06	0,86		-0,14	-1,39
8	1965	7,08	555	22302000	12,76	40,18	0,77		-0,23	-1,62
9	1966	6,12	555	19278000	11,03	34,74	0,66		-0,34	-1,96
10	1967	7,17	555	22585500	12,92	40,69	0,78		-0,22	-2,18

Продовження таблиці С.1

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
11	1968	7,35	555	23152500	13,24	41,72	0,80		-0,20	-2,38
12	1969	10	555	31500000	18,02	56,76	1,09	0,09		-2,29
13	1970	17,3	555	54495000	31,17	98,19	1,88	0,88		-1,41
14	1971	6,9	555	21735000	12,43	39,16	0,75		-0,25	-1,66
15	1972	10,1	555	31815000	18,20	57,32	1,10	0,10		-1,56
16	1973	8,78	555	27657000	15,82	49,83	0,95		-0,05	-1,61
17	1974	8,79	555	27688500	15,84	49,89	0,95		-0,05	-1,66
18	1975	12,2	555	38430000	21,98	69,24	1,32	0,32		-1,34
19	1976	7,41	555	23341500	13,35	42,06	0,80		-0,20	-1,54
20	1977	10,0	555	31500000	18,02	56,76	1,09	0,09		-1,45
21	1978	18,1	555	57015000	32,61	102,73	1,97	0,97		-0,48
22	1979	20,2	555	63630000	36,40	114,65	2,19	1,19		0,71
23	1980	12,0	555	37800000	21,62	68,11	1,30	0,30		1,01
24	1981	12,7	555	40005000	22,88	72,08	1,38	0,38		1,39

Продовження таблиці С.1

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
25	1982	12,1	555	38115000	21,80	68,68	1,31	0,31		1,70
26	1983	8,09	555	25483500	14,58	45,92	0,88		-0,12	1,58
27	1984	7,51	555	23656500	13,53	42,62	0,82		-0,18	1,40
28	1985	8,28	555	26082000	14,92	46,99	0,90		-0,10	1,30
29	1986	5,09	555	16033500	9,17	28,89	0,55		-0,45	0,85
30	1987	5,93	555	18679500	10,68	33,66	0,64		-0,36	0,49
31	1988	9,60	555	30240000	17,30	54,49	1,04	0,04		0,53
32	1989	10,3	555	32445000	18,56	58,46	1,12	0,11		0,64
33	1990	5,91	555	18616500	10,65	33,54	0,64		-0,36	0,28
34	1991	10,8	555	34020000	19,46	61,30	1,17	0,17		0,45
35	1992	8,66	555	27279000	15,60	49,15	0,94		-0,06	0,39
36	1993	8,42	555	26523000	15,17	47,79	0,91		-0,09	0,30
37	1994	8,68	555	27342000	15,64	49,26	0,94		-0,06	0,24
38	1995	16,8	555	52920000	30,27	95,35	1,82	0,82		1,06

Продовження таблиці С.1

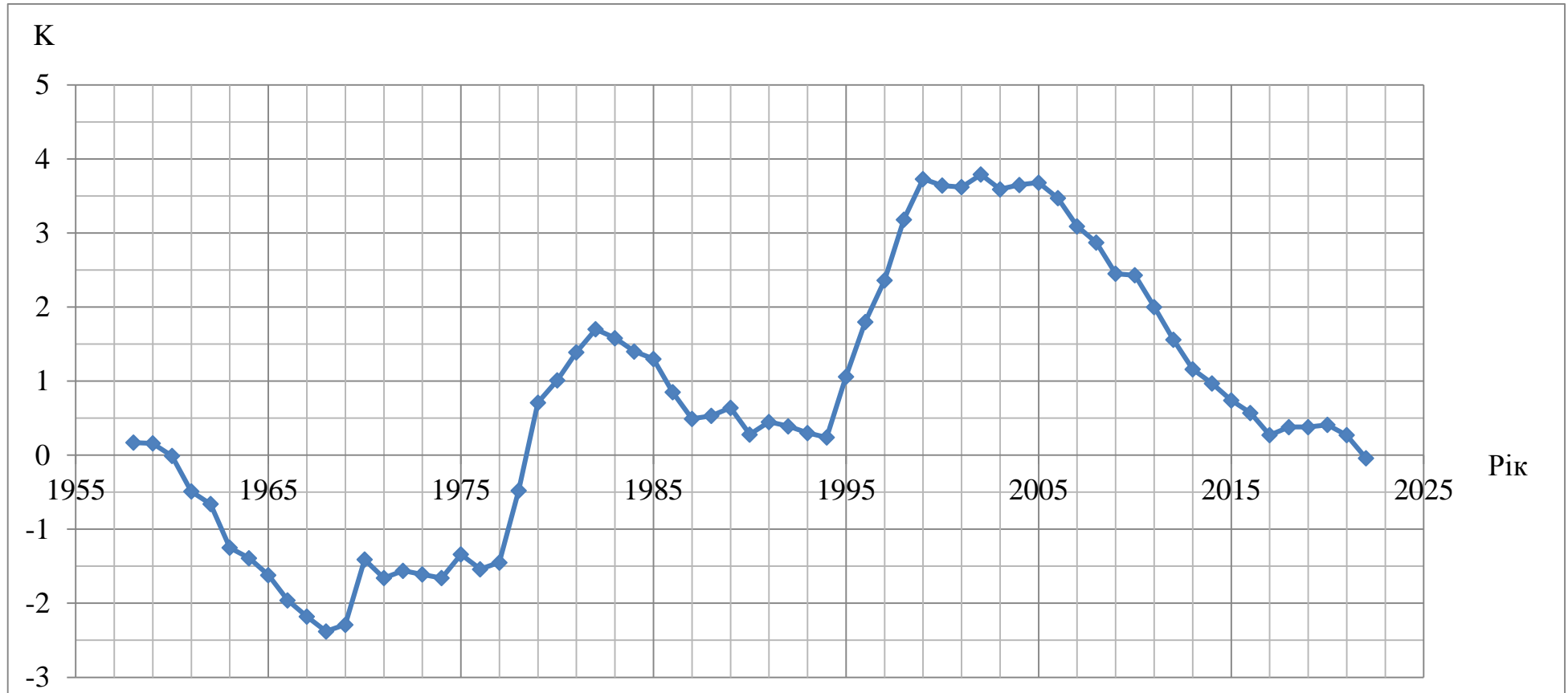
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
39	1996	16,0	555	50400000	28,83	90,81	1,74	0,74		1,80
40	1997	14,4	555	45360000	25,95	81,73	1,56	0,56		2,36
41	1998	16,8	555	52920000	30,27	95,35	1,82	0,82		3,18
42	1999	14,3	555	45045000	25,77	81,16	1,55	0,55		3,73
43	2000	8,34	555	26271000	15,03	47,34	0,91		-0,09	3,64
44	2001	9,00	555	28350000	16,22	51,08	0,98		-0,02	3,62
45	2002	10,8	555	34020000	19,46	61,30	1,17	0,17		3,79
46	2003	7,33	555	23089500	13,21	41,60	0,80		-0,20	3,59
47	2004	9,73	555	30649500	17,53	55,22	1,06	0,06		3,65
48	2005	9,46	555	29799000	17,05	53,69	1,03	0,03		3,68
49	2006	7,28	555	22932000	13,12	41,32	0,79		-0,21	3,47
50	2007	5,67	555	17860500	10,22	32,18	0,62		-0,38	3,09
51	2008	7,19	555	22648500	12,95	40,81	0,78		-0,22	2,87
52	2009	5,31	555	16726500	9,57	30,14	0,58		-0,42	2,45

Продовження таблиці С.1

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
53	2010	9,06	555	28539000	16,32	51,42	0,98		-0,02	2,43
54	2011	5,29	555	16663500	9,53	30,02	0,57		-0,43	2,00
55	2012	5,14	555	16191000	9,26	29,17	0,56		-0,44	1,56
56	2013	5,51	555	17356500	9,93	31,27	0,60		-0,40	1,16
57	2014	7,44	555	23436000	13,41	42,23	0,81		-0,19	0,97
58	2015	7,11	555	22396500	12,81	40,35	0,77		-0,23	0,74
59	2016	7,64	555	24066000	13,77	43,36	0,83		-0,17	0,57
60	2017	6,44	555	20286000	11,60	36,55	0,70		-0,30	0,27
61	2018	10,2	555	32130000	18,38	57,89	1,11	0,11		0,38
62	2019	9,23	555	29074500	16,63	52,39	1,00	0,00		0,38
63	2020	9,53	555	30019500	17,17	54,09	1,03	0,03		0,41
64	2021	7,95	555	25042500	14,32	45,12	0,86		-0,14	0,27
65	2022	6,39	555	20128500	11,51	36,27	0,69		-0,31	-0,04
		$Q_{\text{сеп}} =$ $\frac{\sum Q}{n} = 9,21$			$M_{\text{сеп}} =$ $\frac{\sum M}{n} = 16,59$					

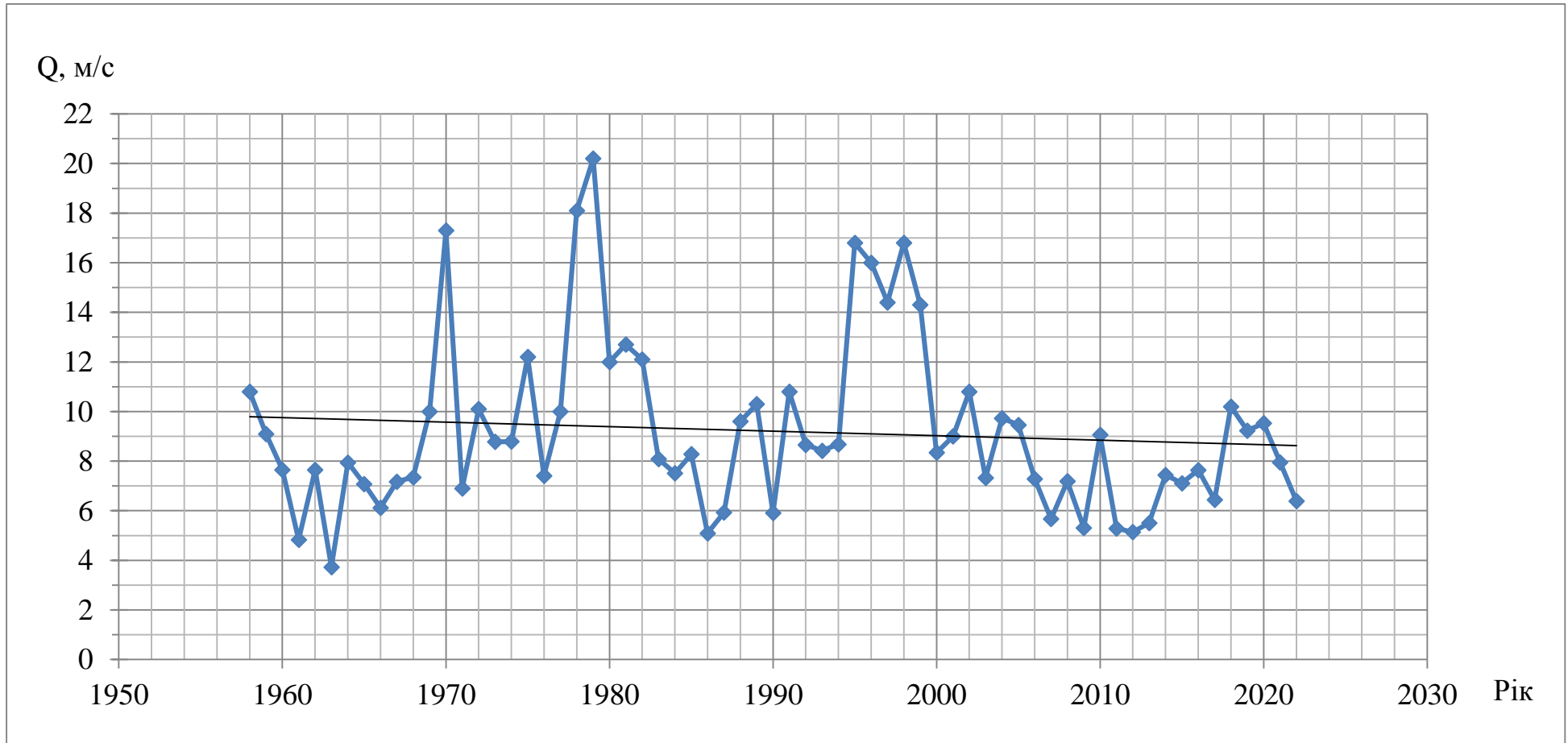
Додаток Т

Інтегральна крива наростаючої суми відхилень модульних коефіцієнтів за період 1958-2021 рр.



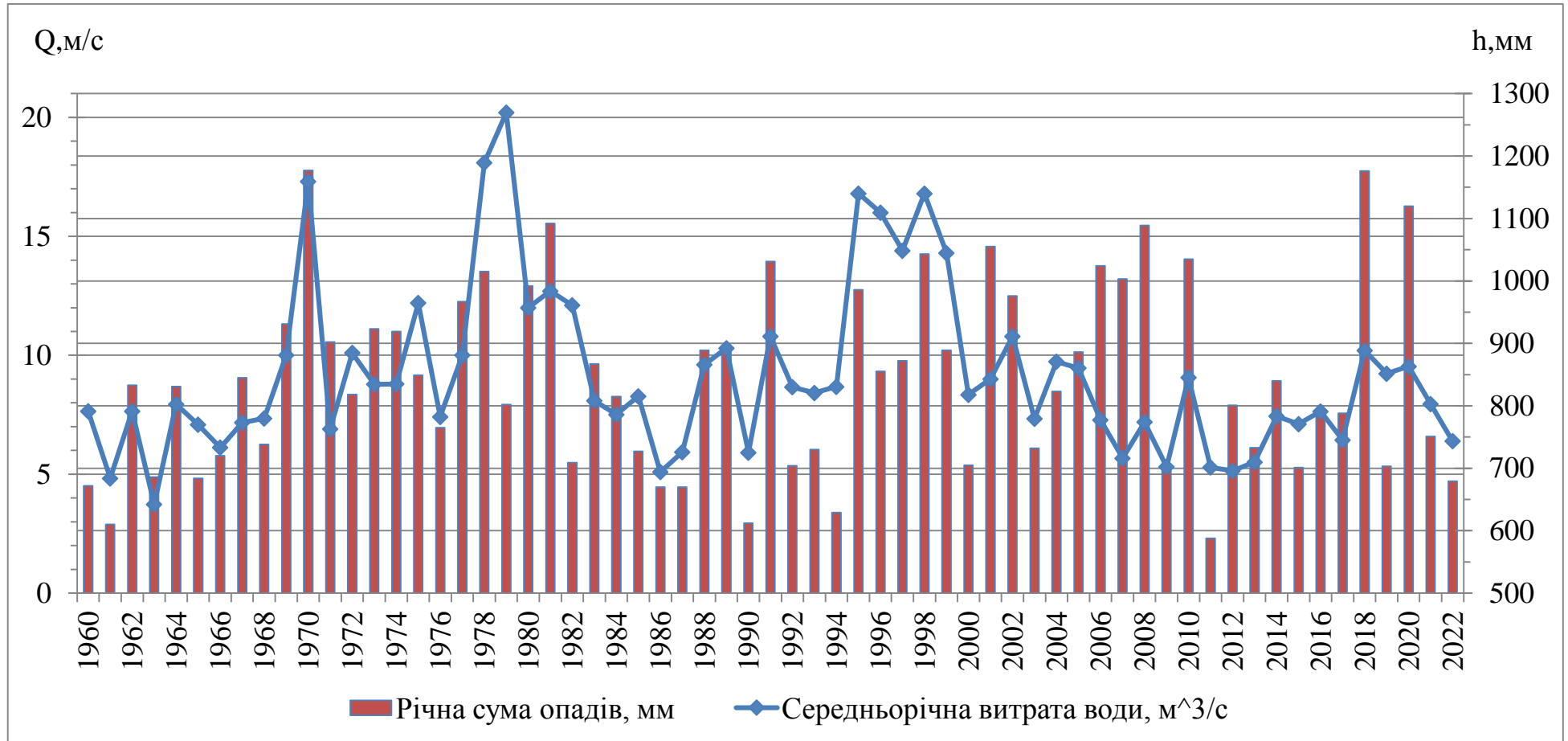
Додаток У

Графік середньорічних витрат води за період 1958-2021 рр.



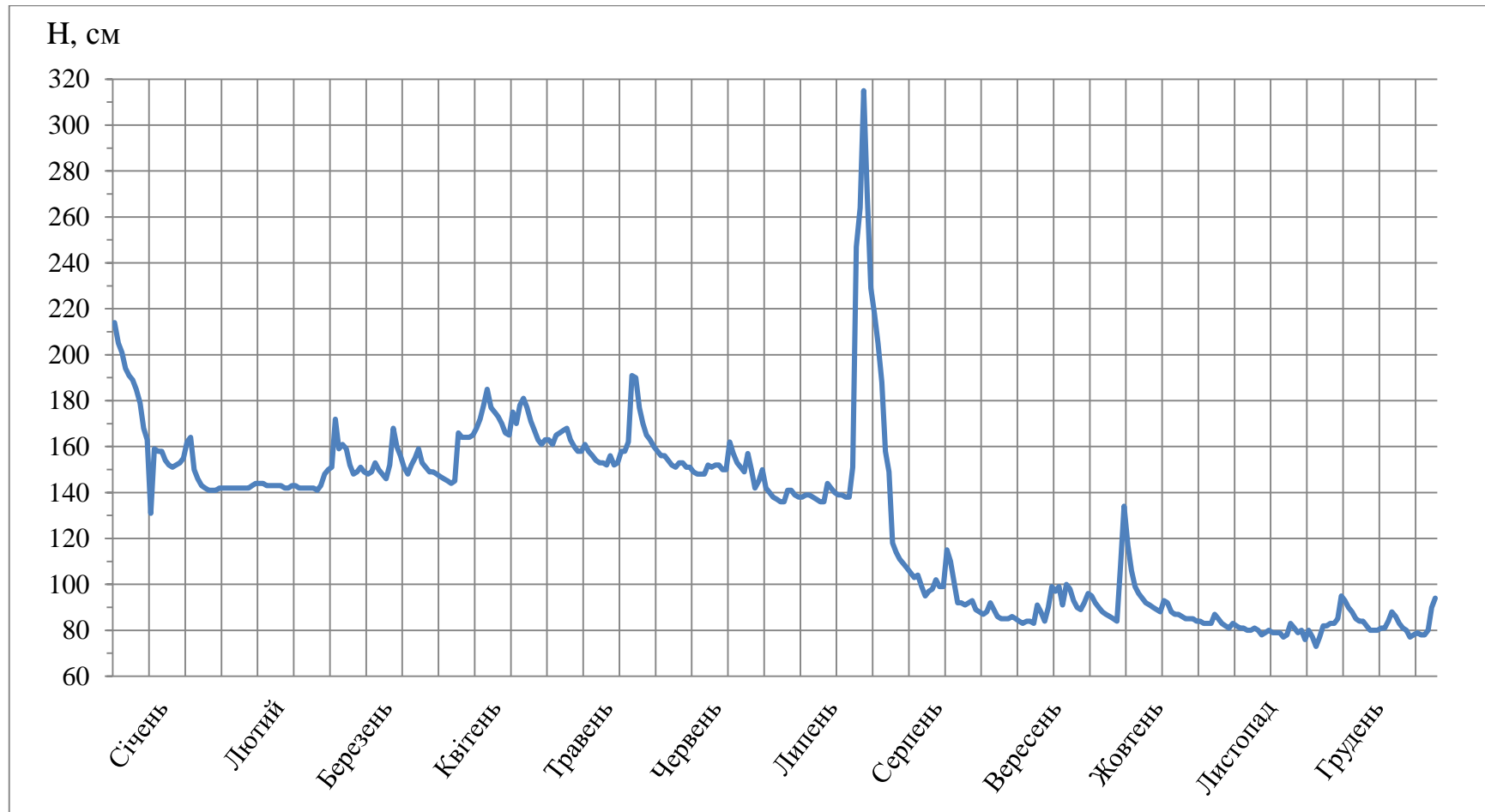
Додаток Ф

Графік середньорічних витрат води та річні суми опадів за період 1958-2022 рр



Додаток X

Графік ходу рівнів води р. Білий Черемош – с. Яблуниця за 2008 року (багатоводний рік)



Додаток Ц

Графік ходу рівнів води р. Білий Черемош – с. Яблуниця за 2009 року (маловодний рік)

