

Міністерство освіти і науки України
Львівський національний університет імені Івана Франка

Географічний факультет
Кафедра геоморфології і палеогеографії

Допущено до захисту.
Завідувачка кафедри

проф. Лідія ДУБІС
„_____” _____ 2023 р.

Федикович Марія Юріївна

**РЕЛЬЄФ І СУЧАСНІ ГЕОМОРФОЛОГІЧНІ ПРОЦЕСИ
ВЕЛИКОДІЛЬСЬКОГО МАСИВУ ТА ПРИЛЕГЛОЇ ЧАСТИНИ
ЗАКАРПАТСЬКОЇ РІВНИНИ**

Магістерська робота

Спеціальність 103 НАУКИ ПРО ЗЕМЛЮ (ГЕОГРАФІЯ)

Освітня програма “Глобальні зміни геоморфосфери і геозагрози”

Науковий керівник –
кандидат географічних
наук,

(підпис магістра)

(підпис)

ЛЬВІВ - 2023 року

ЗМІСТ

ВСТУП.....	4
РОЗДІЛ 1. ІСТОРІЯ ТА ОСНОВНІ ЕТАПИ ДОСЛІДЖЕННЯ РЕЛЬЄФУ ВЕЛИКОДІЛЬСЬКОГО МАСИВУ ТА ПРИЛЕГЛОЇ ЧАСТИНИ ЗАКАРПАТСЬКОЇ РІВНИНИ.....	7
Висновки до розділу 1.....	13
РОЗДІЛ 2. МЕТОДИ ДОСЛІДЖЕННЯ РЕЛЬЄФУ ТА СУЧАСНИХ ГЕОМОРФОЛОГІЧНИХ ПРОЦЕСІВ У МЕЖАХ ТЕРИТОРІЇ ДОСЛІДЖЕННЯ.....	14
Висновки до розділу 2.....	17
РОЗДІЛ 3. ЧИННИКИ ФОРМУВАННЯ РЕЛЬЄФУ І РОЗВИТКУ СУЧАСНИХ ГЕОМОРФОЛОГІЧНИХ ПРОЦЕСІВ У МЕЖАХ ТЕРИТОРІЇ ДОСЛІДЖЕННЯ.....	19
3.1. Орографічно-гідрологічні особливості території.....	19
3.2. Геологічна будова території дослідження.....	29
3.2.1 Дочетвертинні та четвертинні відклади.....	30
3.3 Клімат, як фактор формування і розвитку сучасних геоморфологічних процесів.....	43
3.4. Ґрунтово – рослинний покрив.....	47
3.5. Антропогенний вплив на рельєф та поширення й розвиток сучасних геоморфологічних процесів.....	50
Висновки до розділу 3.....	53
РОЗДІЛ 4. АНАЛІЗ ОСОБЛИВОСТЕЙ РЕЛЬЄФУ, ПОШИРЕННЯ Й РОЗВИТКУ СУЧАСНИХ ГЕОМОРФОЛОГІЧНИХ ПРОЦЕСІВ ВЕЛИКОДІЛЬСЬКОГО МАСИВУ ТА ПРИЛЕГЛОЇ ЧАСТИНИ ЗАКАРПАТСЬКОЇ РІВНИНИ.....	55
4.1. Морфоструктури.....	55
4.2. Морфоскульптури.....	64
4.3. Геоморфологічна регіоналізація території дослідження.....	70
4.3.1 Великодільський масив.....	70

4.3.1.1 Великий Діл.....	71
4.3.1.2 Хат (Гать).....	72
4.3.1.3 Іршавська улоговина.....	74
4.3.1.4 Мукачівське горбогір'я.....	74
4.3.2 Закарпатська рівнина.....	76
4.3.2.1 Березівське горбогір'я.....	76
4.4 Розвиток та поширення сучасних геоморфологічних процесів.....	78
4.4.1 Ерозійні процеси.....	80
4.4.1.1 Процеси площинної ерозії.....	80
4.4.1.2 Лінійна ерозія.....	82
4.4.2. Гравітаційні процеси.....	89
4.4.3 Карстові процеси.....	92
Висновки до розділу 4.....	93
ВИСНОВКИ.....	95
СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ.....	98

ВСТУП

Рельєф території дослідження є унікальним та своєрідним не тільки в межах Закарпатської області, а і в межах України. Через минулу активність вулканів, тут збереглися різноманітні вулканічні форми, такі як кратери, кальдери та ін., пов'язані з вулканічними процесами форми рельєфу. Також тут представлені різні вулканічні та вулканогенно-осадові породи: андезити, базальти, туфи, які є рідкісними для території України.

Територія дослідження, розташована у межах двох великих частин Карпатського регіону, гірської та передгірської, а власне Вулканічного пасма та Закарпатського внутрішнього прогину. Територія дослідження є об'єктом вивчення багатьох науковців вже багато років, проте питання про перебіг сучасних геоморфологічних процесів та історію розвитку рельєфу, вивчено недостатньо.

Для даної території питання вивчення сучасних геоморфологічних процесів, особливо це стосується ерозійно-денудаційних, набуває особливого значення у зв'язку з інтенсивним сільськогосподарським виробництвом, будівництвом, лісокористуванням, зростанням курортно-санаторного і рекреаційного навантаження. Ведення господарства призвело в наш час до активізації на досліджуваній території несприятливих геоморфологічних процесів. Спостерігається активізація зсувних процесів, лінійної та площинної ерозії. Порушення природного стоку в басейнах малих рік, яке виникло в результаті інтенсивної вирубки лісу, призвело до зменшення водності рік, збільшення кількості твердого стоку, їх замулення, виведення із сільськогосподарського використання цінних заплавних угідь, зниження врожайності сільськогосподарських культур, забруднення вод.

На сьогодні кількісна оцінка процесів сучасного рельєфотворення, їх розповсюдження і динаміки для досліджуваної території залишається слабо вивченою. Тому комплексний аналіз рельєфу, а також сучасних геоморфологічних процесів, виявлення закономірності їх розвитку і поширення

необхідні для того, щоб у майбутньому мінімізувати їх розвиток. Саме тому тема даної роботи є надзвичайно актуальною в наш час.

Основна мета роботи – вивчення сучасних геоморфологічних процесів Великодільського масиву та прилеглої частини Закарпатської рівнини. Ще одним важливим питанням, яке розглядається у роботі, є розвиток рельєфу цієї території.

Для поставленої мети необхідно розв'язати наступні завдання:

1. Систематизувати та узагальнити історію та основні дослідження рельєфу та сучасних геоморфологічних процесів в межах території дослідження.

2. Визначити основні чинники прояву сучасних геоморфологічних процесів.

3. Проаналізувати особливості розвитку рельєфу Великодільського масиву та прилеглої частини Закарпатської рівнини.

4. Визначити особливості поширення сучасних геоморфологічних процесів, в межах Великодільського масиву та прилеглої частини Закарпатської рівнини.

5. Дати оцінку інтенсивності розвитку сучасних геоморфологічних процесів в межах Великодільського масиву та прилеглої частини Закарпатської рівнини.

Об'єкт дослідження: рельєф та сучасні геоморфологічні процеси у межах Великодільського масиву та прилеглої території Закарпатської рівнини.

Предмет дослідження: сучасні морфодинамічні процеси, їх поширення та інтенсивність розвитку, а також характеристики рельєфу у межах Великодільського масиву та прилеглої частини Закарпатської рівнини.

Наукова новизна роботи:

1. На підставі власних польових досліджень уточнено поширення сучасних геоморфологічних процесів у межах Великодільського масиву та прилеглої частини Закарпатської рівнини.

2. Встановлено відмінності у розвитку сучасних геоморфологічних процесів у межах території дослідження.

3. Уточнено поширення четвертинних відкладів у межах Великодільського масиву та прилеглої частини Закарпатської рівнини.

Публікації. За результатами досліджень опубліковано статтю «Стан та перспективи використання пам'яток неживої природи Іршавської ОТГ (Закарпатська обл.)», у матеріалах до XIII науково-практичного семінару за міжнародної участі, присвяченому 85 – річчю з дня народження дослідника – геоморфолога, Заслуженого професора ЛНУ ім. І. Франка Ярослава Кравчука «Проблеми геоморфології Українських Карпат та прилеглих територій», що проходив 2-3 березня 2023 року (С.165 – 172).

Структура роботи відповідає поставленій меті та визначеним завданням. Вона складається зі вступу, чотирьох розділів (чотирнадцять підрозділів), основної частини, висновків, списку використаних джерел та літератури. Загальний обсяг роботи – 101 сторінка. Текст доповнено та проілюстровано таблицями і рисунками.

Подяку за допомогу у написанні магістерської роботи висловлюю працівнику Іршавського міського центру позашкільної освіти Пелиньо Людмилі, яка допомагала у польових маршрутах, у тому числі організувала відвідини кар'єрів.

РОЗДІЛ 1.

ІСТОРІЯ ТА ОСНОВНІ ЕТАПИ ДОСЛІДЖЕННЯ РЕЛЬЄФУ ВЕЛИКОДІЛЬСЬКОГО МАСИВУ ТА ПРИЛЕГЛОЇ ЧАСТИНИ ЗАКАРПАТСЬКОЇ РІВНИНИ

Територія Закарпатської області впродовж XVIII-XX ст. не раз переходила з-під влади однієї держави до іншої. Тому в історії дослідження рельєфу та сучасних геоморфологічних процесів, даної території дослідження, можна виділити кілька етапів, які умовно співпадають з пануванням тієї чи іншої держави [14].

Різні дослідники, по-різному, виокремлювали етапи дослідження. Так, К.І. Геренчук, пропонує виділяти три великі періоди: австро-угорський, чехословацький і радянський. Є.М. Тітов, виокремив два періоди – з початку XVIII ст. до 1945 р. і радянський з 1945 р. О.М. Адаменко, натомість виділив шість періодів: австрійський (1805 -1887 рр.), перший угорський (1887-1914), чеський (1914-1939), другий угорський (1939-1945), радянський (1945-1991) і український (з 1991 р.) [14].

Отже, узагальнивши все вище вказане, в історії дослідження рельєфу та сучасних геоморфологічних процесів даної території дослідження, можна виокремити п'ять основних етапів: австрійський, угорський, чеський, радянський і сучасний (український) [14].

Однією з перших робіт *австрійського періоду* була стаття польського вченого С. Сташица (Staszic, 1805) [35], з систематичним викладом досліджень рельєфу, геологічної будови та корисних копалин західних областей України, де також згадується і дана територія дослідження. Також це роботи К. Paul, E. Tietze C. (1887) [34], і Joz. Bonkowski (1887), в яких наведені описи геологічної будови, корисних копалин та геоморфологічних особливостей окремих річкових долин [14].

Чеський період (1919-1939 рр.) характеризується більшою детальністю робіт і спрямованістю досліджень на вирішення конкретних завдань. У цей час

проводиться регіональна зйомка, тематичні дослідження, вивчення корисних копалин. На цьому етапі С. Рудницьким разом з Д. Андрусовим проводили загальні рекогносцировні роботи з вивчення рельєфу [14].

Впродовж *угорського періоду* (1939–1943 рр.) у деяких загальних геологічних роботах подаються описи четвертинних і пліоценових відкладів (Кульгай, 1940). В першій угорській період продовжувались пошуки корисних копалин, але в роботах G. Petho (1989) і T. Posevitz (Atlas geologiczny Galicyi, 1887 - 1988) уже описані четвертинні відклади (*duluvio*) [1].

Отже, всі геологічні дослідження, які епізодично проводились австрійськими, угорськими, чеськими в тому числі і польськими та румунськими геологами, мали вузьке призначення і зводились, в основному, до описових мінералого-петрографічних робіт. До таких належать опубліковані праці з мінералогії берегівських алунітів М.Н. Клапрота (1807), Л. Кордьє (1820), І. Грима (1937), Ф. Циппе (1852), К. Зіпсера (1817) [14].

Найбільш повними для свого часу роботами були: дослідження Ф. Ріхтгофена (опубліковані в 1858, 1859 роках), який достовірно встановив міоценовий вік берегівських вулканічних утворень, проте помилково відніс їх до трахітів [27].

Роботи С. Рудницького (опубліковані в 1925, 1927 роках), що вперше підкреслив геологічну зумовленість Берегівських гір серед Закарпатської рівнини, як ліпаритових куполів та помилково відніс до них, базуючись лише на геоморфологічних дослідженнях, всі вулканічні утворення горбогір'я. Отже, в період, що охоплює проміжок часу з початку XVIII ст. до 1945 року, дослідження проводились на невеликих, порівняно оголених, доступних для вивчення з поверхні ділянках Закарпатської рівнини [27].

Проте не зважаючи на значну кількість літературних даних (більше 200 публікацій) до початку радянського періоду, рельєф території дослідження залишався мало вивченим. З цього часу починається детальна геологічна зйомка і детальні дослідження рельєфу [27].

Свої перші роботи радянські вчені присвятили підсумкам досліджень, що проводились у попередні періоди з їх доповненнями власними спостереженнями. Серед цих робіт слід відзначити колективні монографії М.А. Біхова, А.І. Спіридонова, К.І. Геренчука та ін. На цьому етапі розгортаються великі експедиційні роботи, спрямовані на дослідження рельєфу та геологічної будови Закарпатської області, включаючи і дану територію дослідження. Серед дослідників слід назвати В.Г. Бондарчука, О.С. В'ялова, В.С. Булова, та ін. [27].

Радянський період, передусім, відрізняється від попередніх етапів проведенням детальних геологорозвідувальних робіт із застосуванням технічних методів і різноманітних геодезичних робіт. Прогресує пізнання основних геолого-структурних особливостей регіону, результати вивчення яких знаходять своє відображення в звітах і працях співробітників науково-дослідних організацій [27].

Свого часу, залежно від прикладних і загально геологічних результатів робіт, радянський період Тітов Є.М., пропонував поділити на три етапи.

На першому етапі (1946-1953 рр.) пошуково-розвідувальні і тематичні дослідження зосереджувались в межах Берегівського горбогір'я. Завдання дослідження полягали в оцінці родовищ алунітів і каолінів, а також оцінці родовищ поліметалевих руд. Оцінку берегівських алунітів і каолінів провів М.П. Єрмаков (1947). В результаті проведених робіт складено схематичну карту Берегівського горбогір'я масштабу 1 : 25 000 [27].

Багато уваги приділялось проблемі взаємозв'язку геоструктур та рельєфу, закономірностям руху тектонічних структур, сучасній орогідрографії Карпат, що знайшло відображення в роботах Г.П. Алферєва (1948), К.І. Геренчука (1950), П.М. Цися (1951, 1954, 1956) та ін.. Початок геоморфологічних досліджень поклали праці Г.П. Алфер'єва (1948), М.П. Єрмакова (1948), П.М. Цися (1957), які вказали на основні риси будови рельєфу території дослідження, та основні етапи його розвитку [27].

Перші геолого-геоморфологічні роботи радянського періоду були проведені експедицією Четвертого геологічного управління. Як наслідок цих

робіт, були складені геоморфологічні карти і карти четвертинних відкладів в масштабі 1:200 000 для чотирьох листів, у звітах наведені описи великих геоморфологічних районів. Досить детально описано будову річкових долин. Усі дослідники вказують на збільшення відносних висот терас вверх за течією і виділяють у вододільних частинах два денудаційні рівні [27].

У звіті Владимирського (1947) по району Чоп-Мукачівської западини виділяється шість терас в передгір'ях Вигорлат-Гутинського пасма. Результатом досліджень Г.І. Раскатова і М.М. Жукова стало створення геоморфологічної карти і карти четвертинних відкладів масштабу 1 : 500 000. На схемі геоморфологічного районування в межах Закарпаття Г.І. Раскатов виділяє чотири великих геоморфологічних райони: Закарпатська низовина, район ерозійного рельєфу вулканічних гір, район внутрішньої системи пліоценових алювіальних долин і район структурно – денудаційного рельєфу внутрішніх Карпат з підрайонами [27].

На другому етапі (1954–1958) пошукові роботи (пошук нафти, газу, бурого вугілля) в районі були зосереджені переважно в його північній частині. В результаті цих робіт отримано значний фактичний матеріал, на основі якого сформовано перші цілісні уявлення про геологію цієї території. Передусім це стосується стратиграфії (роботи І.В. Венглинського, Г.Н. Гришкевич, В.М. Утробіна, В.Г. Шеремети та ін.) [27].

Третій етап післявоєнного періоду вивчення даної території дослідження (починаючи з 1959 р.) характеризується обширними пошуковими роботами на різні види корисних копалин в основному в районі Закарпатської рівнини, а саме Березівського горбогір'я і прилеглих територій. В ході досліджень отримано багато нових даних, що стосуються геолого-структурних особливостей району. Значний внесок у вивчення закономірностей розвитку рельєфу внесли праці І.Д. Гофштейна (1963), П.М. Цися (1961), М.С. Демедюка та ін. [27].

У роботі В.М. Зайцевої і Т.Ю. Піотровської (1966) відображені етапи неотектонічного розвитку Закарпатського внутрішнього прогину. За даними цих досліджень верхньопліоценові і антропогенові відклади утворились на третьому

етапі тектонічного розвитку Закарпатського прогину. У 70-х роках продовжувалися вивчення вулканічних утворень Вигорлат-Гутинського пасма. (Б.В. Мерліч, С.М. Спітковська, Л.Г. Данилович та ін.) [27].

З 1974 р. проводилися пошукові роботи, спрямовані на золоті копалини в межах Вигорлат-Гутинського пасма. Неотектонічні дослідження І.Д. Гофштейна (1964) [5] і А.В. Кожевникова (1965) були продовжені Ю.М. Швидким (1968), О.М. Адаменком, Р.С. Адаменко, Г.Д. Гродецькою, Г.М. Афанасьєвим та ін. (1977, 1979, 1981, 1987) [2]. У цей період вивчається спектр, поширення та інтенсивність розвитку сучасних геоморфологічних процесів у басейнах різнопорядкових річок, проводяться стаціонарні дослідження ерозійних та інших денудаційних процесів (Шушняк, 1988, 1989; Чверенко, 1991; Хомин, 1984, 1986) [27].

Сучасний (український) етап вивчення рельєфу території, розпочався у 1991 р. і триває до сьогоднішнього часу. На території дослідження, продовжувалось вивчення листів геологічної карти масштабу 1 : 200 000, пошуки і розвідка корисних копалин, окремі тематичні дослідження з геоморфології і палеогеографії. Характерним для цього періоду було розчленування великих геологічних експедицій на окремі приватні геологічні фірми, які діють тут і зараз [27].

На території перші системні дослідження басейнових систем, та екзогенних процесів, проводили Я.Б. Хомин (1991, 1992), Л.Ф. Дубіс (1988, 1995), І.П. Ковальчук (1993, 1994, 1995, 2000). На сучасному етапі проводяться масштабні дослідження рельєфу території дослідження. Початок цим дослідженням поклали фундаментальні праці Кравчука Я.С., І.П. Ковальчука (1997), В.В. Стецюка (1998), О.М. Адаменка, Г.І. Рудька, І.П. Ковальчука (2000), Б.В. Кіндюка (2002, 2003), М.І. Кирилюка (2001), В.І. Вишневського (2002) та інших вчених [27].

Складна геологічна будова і історія розвитку Вигорлат-Гутинського пасма, значні зміни природних умов зумовили розповсюдження на цій території різноманітних видів денудаційних процесів. Їх вивчення нерозривно пов'язане із

накопиченням знань про геолого-геоморфологічну будову і розвиток рельєфу, фізико-географічну характеристику території, опис окремих форм і видів прояву сучасних геоморфологічних процесів [23].

До одних із перших робіт, що дають досить повний геолого-геоморфологічний опис будови і тектонічних закономірностей Закарпаття відносяться роботи В.Углига (Uglic,1907), Р.Зубера (Zuber, 1901,1918), С.Рудницького (Рудницький, 1925). Зроблена перша спроба гідрологічної характеристики території і оцінки середньої багаторічної мутності рік в роботі Г.І.Шамова (1930) [23].

Після приєднання Закарпаття до УРСР суттєвий вклад у вивчення території внесли геологічні роботи А.А.Богданова (1949), О.С.В'ялова (1949), геоморфологічні дослідження Н.П.Єрмакова (1948), Н.П.Цися (1957,1963), В.Г.Бондарчука (1959), І.Д.Гофштейна (1964) [23].

Катастрофічні повені і паводки, активізація розвитку сучасних геоморфологічних процесів стали причиною всестороннього їх наукового дослідження. Тому багато робіт присвячені гідрологічним характеристикам річкового стоку, питанням його формування та прогнозу. Розрахунку середньомісячного середньобагаторічного стоку наносів, в залежності від впливу різних фізико-географічних і гідрологічних факторів, присвячені роботи Н.І.Дрозда і З.А.Горецького (1963, 1966,1969), С.Г. Кочубея (1971). Крім того, проводилися дослідження за іншими видами денудаційних процесів (Пасулько, 1963, 1967, Перехрест та інші, 1971) [23].

В 1980-1990 рр. співробітниками Закарпатської геолого-розвідувальної експедиції, було створено картування враження території сучасними геоморфологічними процесами (головним чином зсувами). 1981 року почалися комплексні стаціонарні і експериментальні дослідження інтенсивності і динаміки сучасних геоморфологічних процесів на території дослідження [23].

На сучасному етапі у вивчення сучасних геоморфологічних процесів помітний внесок зробили представники Львівського університету. І.П.Ковальчук вивчав динаміку ерозійних процесів, їх інтенсивність, розробив методику

стаціонарних, напівстаціонарних та експериментальних досліджень ерозійних процесів. Разом з Я.С.Кравчуком (1987) розробили теоретичні основи дослідження екзогенних геоморфологічних процесів передгірських та гірських регіонів [23].

В 1982 році Я.С.Кравчук встановив залежність сучасних геоморфологічних процесів від типологічних особливостей рельєфу. Поряд з Я.С.Кравчуком та І.П.Ковальчуком сучасні рельєфотворчі процеси південно-західних схилів Карпат вивчали Я.Б.Хомин (1992), та Л.Ф.Дубіс (1995) [23].

Висновки до розділу 1

1. У дослідженнях рельєфу Великодільського масиву та прилеглої частини Закарпатської рівнини, можна виокремити п'ять основних етапів: австрійський, угорський, чеський, радянський і сучасний (український).

2. На кожному з етапів, закордонні та вітчизняні вчені, докладали все більше зусиль для вивчення рельєфу. При цьому змінювались мета, предмет, завдання та методи досліджень.

3. В кінці ХХ на початку ХХІ століть, у зв'язку з посиленням ролі антропогенного впливу, почалися більш детальні дослідження різних сучасних геоморфологічних процесів, які негативно відображаються на розвитку рельєфу території і по сьогодні.

РОЗДІЛ 2.

МЕТОДИ ДОСЛІДЖЕННЯ РЕЛЬЄФУ ТА СУЧАСНИХ ГЕОМОРФОЛОГІЧНИХ ПРОЦЕСІВ

Комплексне дослідження рельєфу, а також динаміка та інтенсивність розвитку сучасних геоморфологічних процесів проводилося в межах Великодільського масиву та прилеглої частини Закарпатської рівнини (рис.1). Територія Великодільського масиву – це гірський масив Українських Карпат та центральна частина Вигорлат-Гутинського вулканічного хребта. прилегла частина Закарпатської рівнини, – Березівське горбогір'я. Таке розміщення території дослідження, накладає помітний відбиток на просторово-часову диференціацію сучасних геоморфологічних процесів, їх спектр та інтенсивність, що було також одним із завдань нашого дослідження.

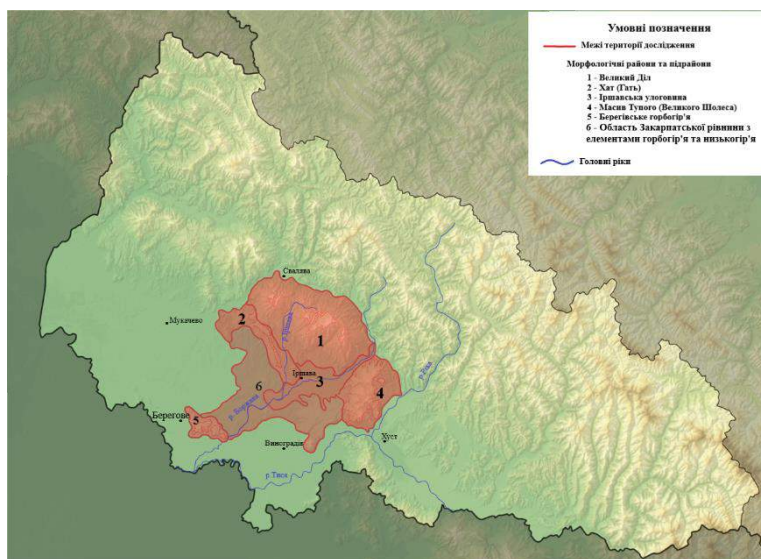


Рис.1 Територія дослідження Великодільський масив та прилегла частина Закарпатської рівнини

Використання різних методів для дослідження рельєфу та сучасних геоморфологічних процесів дозволяє здійснювати детальний аналіз та розуміти різні аспекти розвитку рельєфу та сучасних геоморфологічних процесів [4].

Для визначення належних методів для дослідження рельєфу та сучасних геоморфологічних процесів, для даної магістерської роботи, був використаний алгоритм до методів дослідження, який включає три етапи.

Перший етап – підготовчий, де в основі лежало використання загальнонаукових методів дослідження, а саме теоретичних методів: аналізу, синтезу та узагальнення.

Метод аналізу, був використаний для проведення детального дослідження та оцінки різних літературних та картографічних джерел, з метою отримання глибокого розуміння про розвиток рельєфу та поточний стан території дослідження. Даний метод дозволив ретельно вивчити доступні літературні та картографічні джерела, виділити необхідні ключові аспекти і закономірності різних наукових праць, для дослідження даної території у подальшому.

Для поєднання інформації з різних літературних та картографічних джерел, був використаний метод синтезу. Даний метод допоміг правильно поєднати інформацію для створення комплексного розуміння поширення розвитку сучасних геоморфологічних процесів та сформуванню уявлення про структуру та розвиток рельєфу у межах території дослідження.

Метод узагальнення, був використаний для аналізу результатів попередніх маршрутів території дослідження, з метою складання власного польового маршруту.

Другий етап – польовий. Мета етапу – зібрати фактичний матеріал, потрібний для складання характеристики рельєфу та сучасних геоморфологічних процесів досліджуваної території.

На даному етапі використовувались такі методи дослідження, як: польовий, картографічний, метод морфометричного аналізу та літологічний метод.

Польовий метод дослідження - це комплексний підхід, який передбачає виїзд на дослідницьку територію. Протягом етапу обстежують геоморфологічні об'єкти, збирають колекцію порід, формують судження про будову досліджуваної території і розвиток на ній сучасних екзогенних процесів [4].

Основна форма польового етапу, яку ми використовували – це експедиції або маршрутні дослідження, які були сплановані на підготовчому етапі. Саме

маршрутні дослідження передбачають вивчення території шляхом послідовного обстеження характерних форм рельєфу, процесів, геологічної будови [4].

Отже, нам вдалося провести польові дослідження в карпатській та закарпатській частині межиріччя Тиса-Латориця (рис.2).

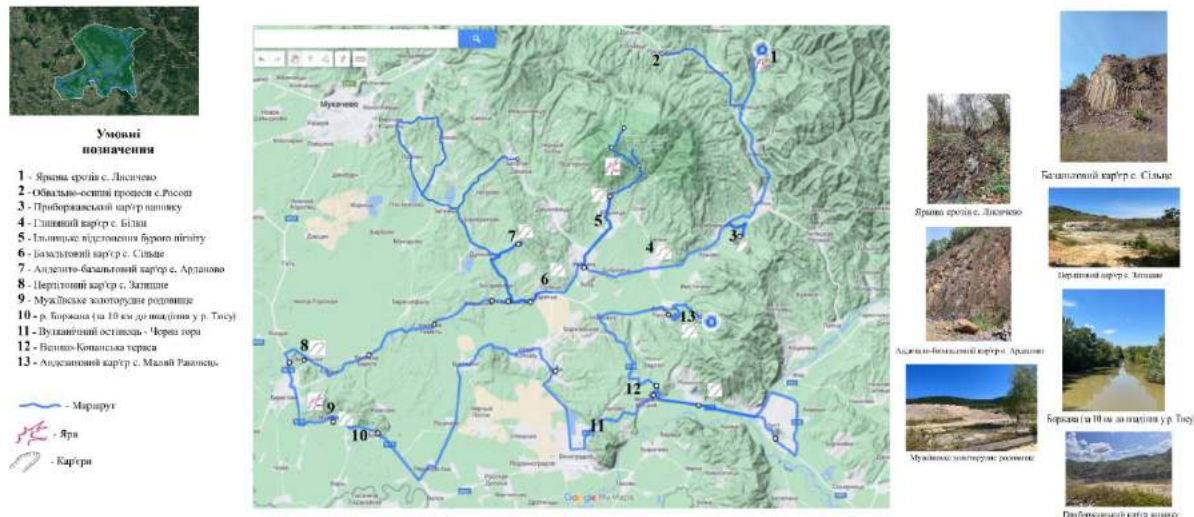


Рис. 2 Картосхема маршрутів території дослідження

Упродовж польових днів вдалося відвідати кілька кар'єрів та відслонень, в яких на поверхню виходять різновікові утворення (від юрських до четвертинних) осадового та вулканічного походження. Ерозійні та акумулятивні форми рельєфу, розвиток яких і на сьогодні часто є дуже швидким, дали змогу сформувати уявлення про розвиток даної території дослідження упродовж антропогену та пізнього неогену. Нам вдалося відібрати зразки різних порід, описати та закартувати різні форми процесів.

Картографічний метод дослідження був використаний з метою:

- виявлення основних видів сучасних геоморфологічних процесів, які приймають участь у перебудові рельєфу території;
- вибору ділянок для спостереження і дослідження за розвитком сучасних геоморфологічних процесів.

Водночас вивчалась роль природно-географічних та антропогенних чинників, які впливають на рельєф та відповідно процеси сучасного рельєфотворення.

Метод морфометричного аналізу базується на вивченні розмірностей рельєфу. О.І. Спиридонов (1975) зазначає, що морфометричні показники дають точні об'єктивні критерії для визначення різних форм рельєфу і їх природних угруповань, тому морфометрія рельєфу має велике загальнотеоретичне значення [4].

Літологічний метод дослідження був використаний для вивчення будови товщі гірських порід, яка доповнює морфологічну характеристику досліджуваного рельєфу. Саме склад порід та їхні властивості визначають морфологічні обриси рельєфу, видозміни порід виявляють зміни у формуванні рельєфу, а генезис, зокрема четвертинних відкладів, пов'язаний з генезисом рельєфу [4].

Третій етап дослідження – камеральний. Камеральний етап – це завершальний етап польових досліджень [4]. На даному етапі було використано два методи, це методи систематизації та узагальнення, які допомогли узагальнити польові дослідження, завершити геоморфологічні карти, відібрати фотоматеріали накреслити графіки та таблиці.

Висновки до розділу 2

1. Комплексне дослідження рельєфу, а також динаміки та інтенсивності розвитку сучасних геоморфологічних процесів проводилося в межах Великодільського масиву та прилеглої частини Закарпатської рівнини.

2. Для визначення належних методів для дослідження рельєфу та сучасних геоморфологічних процесів, був використаний алгоритм до методів дослідження, який включає три етапи: підготовчий, польовий та камеральний.

3. В процесі дослідження геоморфологічних процесів були використані різні методи, такі як аналіз, синтез, узагальнення, польовий метод, картографічний метод, морфометричний аналіз та літологічний метод. За допомогою яких було проаналізовано різні літературні та картографічні джерела Перший етап – підготовчий, де було проаналізовані літературні та картографічні джерела для створення розуміння розвитку геоморфологічних процесів і

структури рельєфу, зібрано фактичний матеріал про рельєф та процеси та проведено систематизацію і узагальнення отриманих даних для створення карт і графіків.

РОЗДІЛ 3.
ЧИННИКИ ФОРМУВАННЯ РЕЛЬЄФУ І РОЗВИТКУ СУЧАСНИХ
ГЕОМОРФОЛОГІЧНИХ ПРОЦЕСІВ У МЕЖАХ ТЕРИТОРІЇ
ДОСЛІДЖЕННЯ

3.1. Орографічно-гідрологічні особливості території

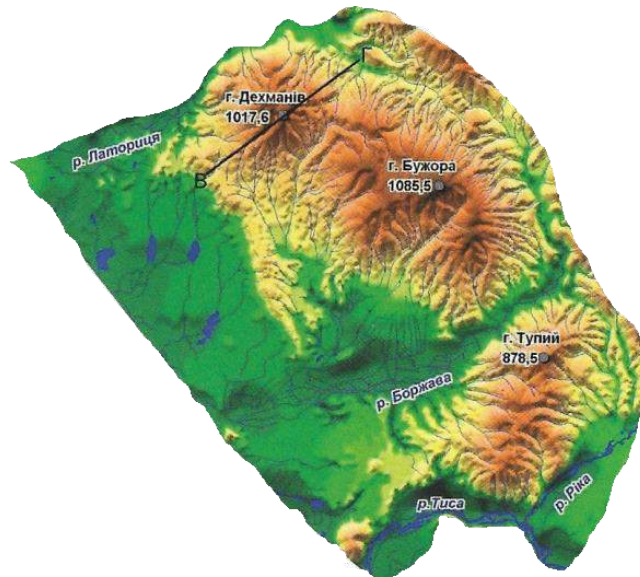


Рис. 3 Фрагмент об'ємної моделі рельєфу Великодільського масиву
(склав Ю. Карпець; Кравчук, Хомин, 2011)

Орографічні особливості. Масив Великого Доу розміщений на межиріччі Латориці-Боржави. Тут зосереджено найбільше вершин, абсолютні висоти яких перевищують 1 000 м. Зокрема, найвища вершина всього *хребта* – *г. Бужора* (1 085,5 м) [16].

У північно-східній частині межиріччя панівне положення в рельєфі належить *хребту Великий Діл*. Як і на межиріччі Ужа-Латориці, хребти, які прилягають до Березне-Ліпчанської (Тур'янської) долини, мають короткі і круті північно-східні схили, а також протяжні відроги південного і південно-західного напрямів [16].

Північно-західніше хребта Великий Діл розміщений масив з *вершиною Дехманів* (1 017,8 м). Від цієї вершини радіально розходяться відгалуження,

відокремлені глибоко врізаними долинами численних потоків (колишні баранкоси) [16].

Вулкан центрального типу Дехманів має конусоподібну форму. У будові цих відгалужень брали участь андезитові туфи та андезито-базальти гутинської світи, а також базальти і андезито-базальти бужорської світи [16].

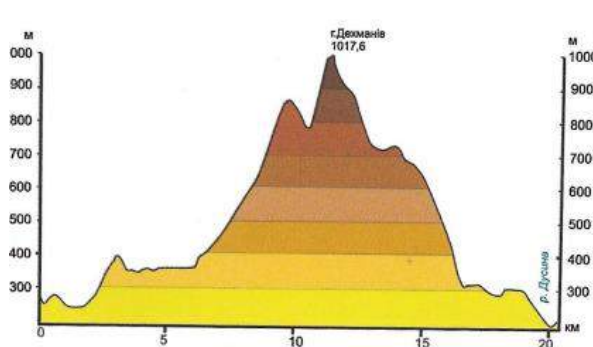


Рис. 4 Гіпсометричний профіль г. Дехманів (склав Ю. Карпець; Кравчук, Хомин, 2011)

Східніше г. Дехманів долина річки Іршави змінює свій напрям з широтного на меридіональний. Північно-східніше прямокутного повороту долини на її правому березі вершиною Шелелівський Верх розпочинається хребет Великий Діл [16].

На лівому березі р. Іршави простежується дугоподібний хребет з вершиною *Кривуля* (591,3 м), що з заходу обмежує зниження меридіонального простягання, в якому розміщені населені пункти Смологовиця, Локоть, Крайня Мартинка, Підгірне. З північного сходу і сходу його оточують куполоподібні масиви з вершинами Смологовицький Діл (926,3 м), Мартинський Камінь (989,0 м) і хребет з вершинами Береговий Діл (926,3 м) і Явір (717,0 м). Це зниження С. Рудницький (1925) вважав днищем своєї калдери, яке розчленоване долиною Чорного Потoku і його приток [16].

Східніше гори Мартинський Камінь розміщений кратер Бужори, обмежений з півночі і сходу хребтом Великий Діл з найвищою вершиною Бужора, із заходу і північного заходу хребтом між Мартинським Каменем і

Береговим Долом. Протяжність заглибини з північного сходу па південний захід 5 км, з північного заходу на південний схід – 3 км. У недалекому геологічному минулому заглибина кратера була заповнена водою. Сліди озера спостерігаються в урочищі Багна. Днище кратера дренується кількома витоками р. Іршави [16].

Східніше г.Бужори розміщена кальдера Синянки, днище і схили якої розчленовані долиною Синянки і її численних приток. З північного заходу і заходу кальдера обмежена вузьким хребтом меридіонального напрямку, що відходить від г. Бужори і простягається вздовж правого берега Сухої Синянки; на північному сході і сході обмежується хребтом Великий Діл, який у верхів'ях Синянки має дугоподібний вигин і набуває меридіонального простягання. Цю частину хребта фіксують вершини Камінь (957,2 м), Малий Синяк (1 035,2 м), Бистра (1 002,5 м) та ін. [16].

У південній та південно-західній частинах межиріччя Латориці-Боржави домінуючими елементами рельєфу слугують *хребет Хат (Гать) та Іршавська міжгірська улоговина*. Окрім того, між відрогами хребта Великий Діл та гір Берліїв Діл і хребтом Хат міститься поздовжня долина, яка простежується від долини Латориці (с. Вільховиця) до Іршавської улоговини (околиці Іршави та Ільниці) вздовж долини Іршави та її притоки Кривулі. Формування цього пониження пов'язане з інтенсивною ерозійною роботою р. Іршави та її приток у товщах туфів [16].

Від Закарпатської рівнини зниження відмежоване хребтом Хат (Гать) протяжністю 17-18 км, який на вирівняній привододільній поверхні фіксується одновисотними вершинами 402,8 м (поблизу с. Ділок), 434,5 м (г. Великий Камінь), 407,6 м (г. Великий Горотань) [16].

На вирівняній вулканогенно-осадовій поверхні залягають розсипи валунів і галечників. Вік цієї денудаційно-аку-мулятивної поверхні (Ділоцької) датують пізнім пліоценом, еоплейстоценом [5, 13].

Іршавська міжгірська улоговина сформувалася у долинах р. Боржави і її притоки Іршави між вулканічними масивами Великий Діл і Хат (Гать) на заході

і півночі та масивом Тупого-Товстого Верху на сході - південному сході. Її протяжність із заходу на схід і з півночі на південь близько 13 км [16].

У будові улоговини беруть участь товщі глин з прошарками алевролітів, пісковиків і лігнітів ільницької світи (паннон). У південно-західній частині улоговини поблизу с. Лоза на порівняно незначній площі поширені глинисті відклади із прошарками туфів і туфітів алмаської і луковської світ сармату. Значну площу в межах улоговини займають заплава і низькі надзаплавні тераси [16].

У межах Закарпатської рівнини виділяють *підобласть Чоп-Мукачівської рівнини*. Чоп-Мукачівська низовинна рівнина, як складова Закарпатської рівнини, сформувалася на північно-західній частині Закарпатського внутрішнього прогину і північно-східній окраїні Паннонської западини.

У межах рівнини за морфографічними і морфометричними показниками виокремлюють три різновеликі ділянки, дві, які є в межах досліджуваної території це: Берегівське горбогір'я і Шардинсько-Реметівську височинно-горбисту рівнину, в межах окремих вирізняються локальні морфоструктури різного порядку таксономічними одиницями геоморфологічної регіоналізації [16].

До складу Берегівського вулканічного горбогір'я зачисляють основний масив між м. Берегово і с. Квасово з найвищою вершиною 366,7 м, а також північно-західний Запсонь-Бійчанський виступ з вулканічними останцями. Максимальні абсолютні висоти цих горбів становлять 207,0 м (східніше с. Запсонь), 223,0 м (г. Косонь), 192,0 м (г. Бійганська) і 171,7 м (південно-західніше с. Великий Бійгань). Відносні їхні перевищення над майже плоскою рівниною сягають 60-110 м. Обидві ділянки мають спільну геологічну історію. Їхні формування пов'язують з сарматським ярусом - добротівська і луківська світи [16].

У північно-східній частині Чоп-Мукачівської рівнини поблизу відрогів Вулканічного пасма розташована *Шардинсько-Реметівська денудаційно-аккумулятивна рівнина* з вулканічними останцями та елементами горбогір'я. В її

межах виокремлюють два масиви - Шардинсько-Шаланський і Реметівсько-Залузький [16].

Для обох ділянок спільним є переважання денудаційно-аккумулятивного рельєфу (тераси пізньопліоценового - ранньоплейстоценового віку). *Шардинсько-Шаланський масив* денудаційно аккумулятивної рівнини з вулканічними останцями давно відомий у межах Закарпатської рівнини найбільшими потужностями давнього алювію. Абсолютні висоти коливаються в межах 200-300 м, відносні - 80-150 м. Вік алювію Шардинської тераси вважають пізньопліоценовим – ранньоплейстоценовим [16].

Реметівсько-Залузький масив денудаційно-аккумулятивної рівнини з елементами горбогір'я виокремлений на півдні від Шардинсько-Шаланського широкою каналізованою спільною долиною Іршави і Боржави. Максимальні усереднені абсолютні висоти не перевищують 150-200 м. Максимальні відносні висоти до долини р. Боржави коливаються від 35-50 до 80 м [16].

Гідрологічні особливості. Головна річка в межах території дослідження – річка Тиса зі своїми основними притоками – Боржава та Ріка (рис. 5). Проте наші дослідження були сконцентровані більше на р. Боржаві, так як басейн річки повністю лежить у межах досліджуваної території Великодільського масиву та прилеглої частини Закарпатської рівнини, відповідно на характеристиці якої зупинимось більш детально.

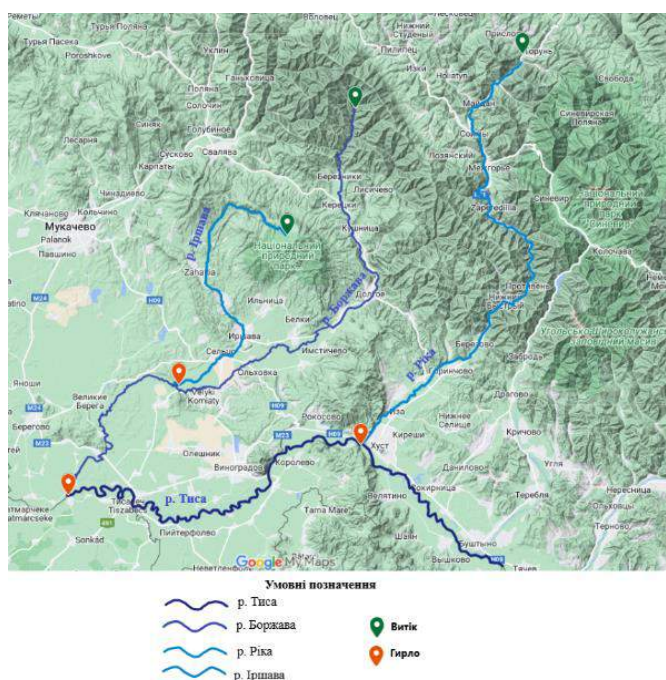


Рис.5 Головні річки території дослідження [Google Maps]

Річка Боржава бере початок на південно-західному схилі полонини Боржава, розміщеної на Полонинському хребті. Довжина річки – 106 км, площа водозбору 1360 км². Річка має гірський характер тільки у верхній частині до с. Довге, де тече по гірській V-подібній долині у південному напрямі. Швидкість течії у межах 0,6-1,2 м/с, середні витрати 10,1 м³/с (с. Довге). Долина річки порівняно вузька (гірська частина) на рівнині доходить до 4 км. Висота берегів становить 3-5 м, рідше 7 метрів, глибина 1-2,5 м. Максимальний підйом води складає 3,8 м. Нижче с. Довге, р. Боржава повертає на південний захід, перетинає невисокий хребет Вулканічних гір і виходить на Закарпатську низовину, де приймає найбільшу правобережну притоку Іршаву. Далі річка зберігає південно-західний напрям і біля с. Вари на кордоні з Угорщиною впадає в Тису [24].

Для річки характерні часті паводки (на березень — серпень припадає 70 % річного стоку). Пересічна витрата води 10 м³/с., максимальна — 293 м³/с, каламутність – від 50 до 500 г/м³. Замерзає наприкінці грудня – на початку січня, скресає в березні. В окремі роки льодоставу не буває. Річище дуже звивисте, є острови, в заплаві багато стариць, на окремих ділянках укріплене, у нижній течії

споруджено кілька дамб. Ширина річища від 0,6 до 53 м. Похил річки 13 м/км. Водність річки істотно змінюється протягом року [13].

Характерною особливістю внутрірічкового розподілу стоку є наявність паводків на річці протягом більшої частини року, нестійкої літньо-осінньої та зимової межени та нечітко вираженого весняного водопілля, сформованого талими і дощовими водами. Весь теплий період року характеризується частим випаданням зливових опадів, внаслідок чого на річці, щорічно утворюються дощові паводки (табл.1) [13].

Таблиця 1.

Багаторічні характеристики паводків на ріках Карпат
(за Л.І.Сакали, 1985)

Річка – пункт спостереження	Площа водозбірного басейну, км кв.	Період спостереження	Максимальні витрати води, м.куб/с (1-й рядок), шар стоку (2-й рядок)		
			Найбільші за період спостереження	Рік	Середній за багаторічний період
Боржава – с. Довге	408	1946-2002	287	1951	121
			118	1951	46
			439	1998	-
Іршава – м. Іршава	230	1955-1975	114	1955	43,2
			101	1955	42

Із таблиці 1 видно, що максимальна витрата води на р. Боржаві становила 287 м³/с у 1951 році із шаром стоку 118 мм. Середня витрата води за багаторічний період 121 м³/с, а шар стоку 46 мм [23].

Права притока р. Боржави – р. Іршава бере свій початок на західних схилах гори Бужори, що у гірському масиві Великий Діл, на північний схід від села Локіть. У верхній течії річка проходить між хребтом Великий Діл та горами

Борліїв Діл, у середній — між Великим Долем та хребтом Гат, біля міста Іршави виходить на Іршавську улоговину і далі на Закарпатську низовину.

Довжина річки 48 км, площа басейну 346 км². Долина переважно V-подібна, слабозвивиста, у верхів'ї подекуди має форму ущелини. Ширина її від витoku до гирла збільшується від 10 м до 2 км, пересічно становить 100—300 м. Річище слабозвивисте, у середній течії дуже розгалужене, ширина його від 5 до 30 м. Похил річки 18 м/км. Береги на окремих ділянках укріплені. Екологічний стан річки (особливо в середній та нижній течії) незадовільний [27].

Витрати води в р. Іршаві мінливі і коливаються в межах від 0,8 м/с (липень) до 62,7 м/с (грудень). Максимальне значення становило 114 м/с у 1955 році, а шар стоку – 101 м/с у 1965 році. Довжина основного водотоку становить 48 км. Порядок за Філософим-Страллером становить 4, а за А. Шайдегером – 7,3, кількість водотоків 1-го порядку – 57 [23].

Таблиця.2

Структурні показники будови річкових систем

Назва річки	Довжина основного водотоку, км	Площа басейну у км.кв.	Порядок за Філософим-Страллером	Загальна довжина, км	Порядок за Шайдегером	Витрата води, м.куб/с
р.Боржава	106	1360	5	1289,2	10,14	16,52
р.Іршава	48	346	4	290,3	7,3	4,94

На території дослідження наявні також природні озера – Боржава, Репинне та Липовецьке (рис.6).

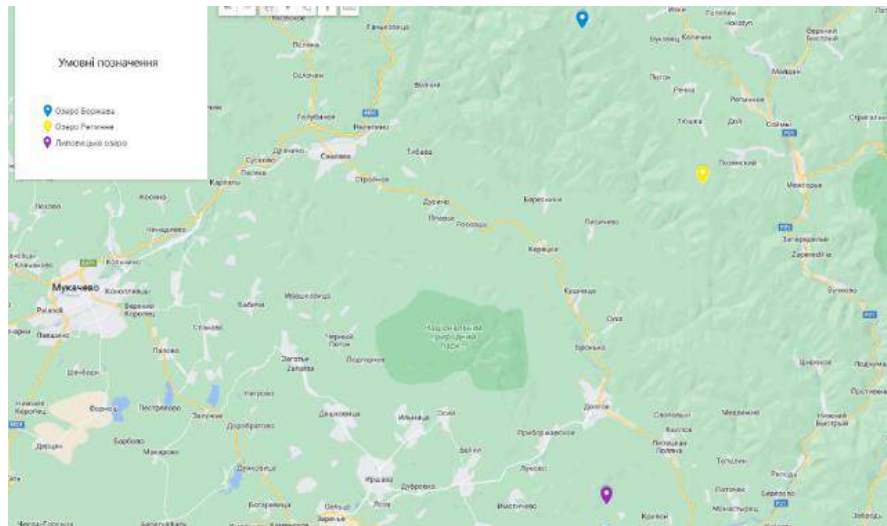


Рис. 6 Озера на території Великодільського масиву та прилеглої частини Закарпатської рівнини [Google Maps]

Озеро Боржава – гірське озеро площею 2,34 га розташоване на полонині Боржава. Гідрологічна пам'ятка природи місцевого значення в Україні. Об'єкт природно-заповідного фонду Закарпатської області. Статус надано для збереження кількох невеличких озер, які дають початок одному з витоків річки Боржава. Озера розташовані в сідловині на захід від вершини гори Гемба (масив Полонина Боржава) [12].



Рис. 7 Озера Боржава в сідловині на захід від Гимби (фото Крістіни Федорович)

Озеро Ретинне – мальовниче лісове озеро площею 0.97 га розташоване в 17 кварталі Лисичівського лісництва [12].

Липовецьке озеро - озеро вулканічного походження лежить у північно-східній частині гірського масиву Тупий на висоті 526 м над рівнем моря. Площа 0,18 га (за іншими даними — 0,3 га), глибина 5—7 м. Площа — 300 м², глибина —

45 м, на висоті 526 м над р.м., не замерзає. У 2016 році громадські активісти разом з рятувальниками намагалися виміряти глибину, але їм це не вдалося, адже на глибині 12 метрів починається вулканічний розлом, з якого відбувається наповнення озера водою. Холодна прозора вода озера заповнює воронкоподібну яму, яка виникла на місці бокового кратера згаслого вулкана. Озеро не має приток і значних витоків, живиться підземними водами, що надходять з великих глибин. Липовецьке озеро — цінна пам'ятка вулканізму в Карпатах [15].



Рис.8 Липовецьке озеро (фото – О.Цапулич)

[URL:<https://karpatium.com.ua/vodni-resursy/ozero-lypovetske>]

3.2. Геологічна будова території дослідження

Різкі відміни у ландшафтах Закарпатської області зумовлені великою різноманітністю геологічної будови та історії розвитку окремих її частин. Територія дослідження відноситься до великої депресійної геологічної структури — Закарпатського внутрішнього прогину. Великодільський масив розташований у межах Вигорлат-Гутинського вулканічного хребта, а прилегла територія Закарпатської рівнини у межах Припаннонської та Центральної зони Закарпатського прогину. Території відрізняються між собою як особливостями поширення в них осадових, метаморфічних і магматичних гірських порід, так і морфологією, комплексом корисних копалин [24].

Район Великодільського масиву розміщений на межиріччі Латориці – Боржави й охоплює територію Борлієвого Долю, Бужори, Малого Синяка (Синянки), хребта Гать, Іршавської улоговини і Мукачівського горбогір'я. Берегівське горбогір'я – це масив плосковершинних вулканічних горбів і розчленованих схилових поверхонь на правобережжі річки Боржави.

Геологічна будова території дослідження представлена юрською, крейдовою, неогеновою, палеогеновою та четвертинною системами з інтрузивними та вулканогенними утвореннями. У межах території дослідження безпосередньо на поверхні та на глибині виявлені осадові та метаморфічні утворення, від верхньопротерозойських до четвертинних. Площа поширення і потужність відкладів різко відмінні у різних вікових товщах. Закарпатський прогин — область розвитку молодих (міоценових і пліоценових) відкладів, а більш древні утворення виявлені тут тільки за допомогою буріння [24].

3.2.1. Дочетвертинні та четвертинні відклади

Дочетвертинні відклади.

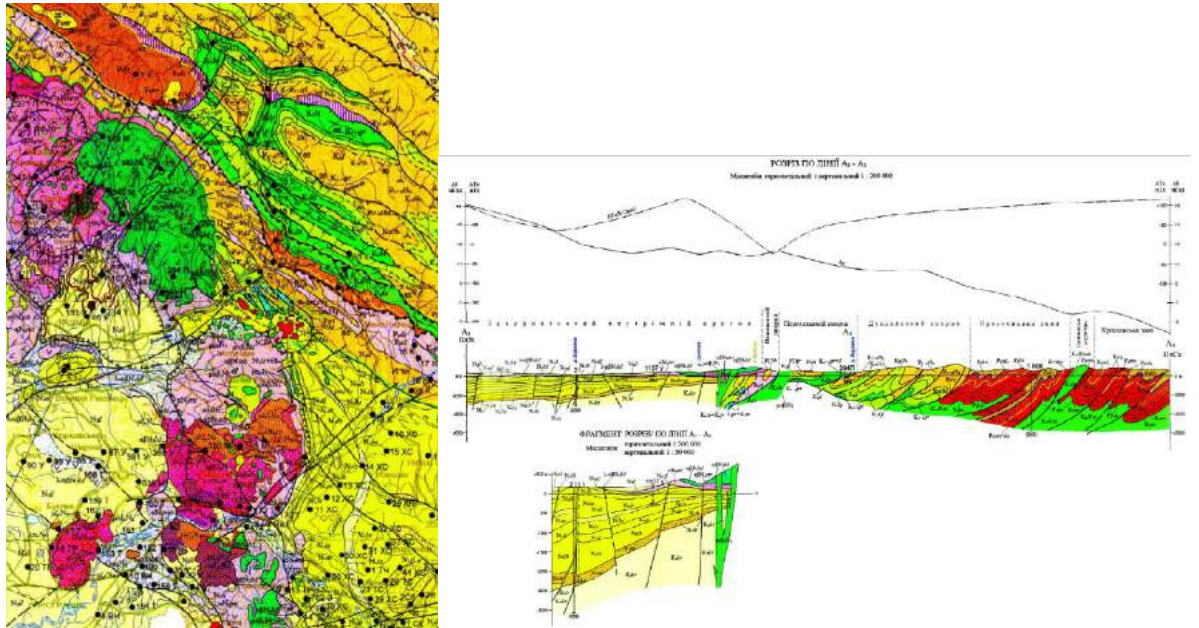


Рис.9 Фрагмент геологічної карти дочетвертинних утворень Великодільського масиву та прилеглої частини Закарпатської рівнини [Джерело: Державна Геологічна Служба : Державна Геологічна Карта України, Карпатська серія М-34-XXXVI (Хуст), L-34-VI (Бая-Маре), 2009 р.] Територія дослідження на розрізі зображена по лінії А₁-А₃

Юрська система нерозчленована (J)

Карбонатно-вулканогенна товща (Jkv) залягає в фундаменті Закарпатського прогину. Присутність утворень нижнього відділу доводиться знахідками амонітів (район м. Берегове). На цій підставі приймається вік товщі в межах нерозчленованої юрської системи. Потужність її 210-890 м [25].

Крейдова та юрська системи нерозчленовані (J-K) Гетангський-аптський яруси. Приборжавська світа об'єднана з перечинською, жубраківською та свалівською світою (J_{1pr} + K_{1sv}), у зв'язку з мізерними площами їх винаходів, які неможливо зобразити в масштабі карти окремо. Тектонічні блоки порід цього підрозділу розміром 0,2 x 0,3 км до 0,4 x 2 км закартовані в районі Свалява – с. Стройне, та в межиріччі Хустиці, Терєблі, Лужанки, Терешула. Блоки складені

вапняками сірими, рожевими масивними або тонкошаруватими з лінзами кременів, прошарками аргілітів та мергелів, місцями строкатих (сірих, кремових, червоних, зеленуватих). У вапняках, аргілітах, мергелях на різних рівнях розрізу виявлені багаті збори амонітів, белемнітів, кріноїдей, брахіопод та пелеципод, радіолярій, кальпійонел, що характерні для всіх ярусів юрської системи (від гетангського до титонського) та беріаського, валанжинського, готеривського, баремського і частини аптського ярусів нижньої крейди. Потужність відкладів підрозділу до 260 м [25].

Крейдова система (К)

Нижній – верхній відділи (K₁₋₂). Альбський-сеноманський яруси. Соймульська світа (K_{1-2sm}) вузькою смугою з перервами простежується від правобережжя р. Мала Шопурка до с. Довге на р. Боржава. Світа складена конгломератами, пісковиками, гравелітами, алевролітами з прошарками вапняків та аргілітів. Дуже багато вапняків, які складають найбільші за розміром скелі. Серед них виділяються як верхньоюрські, так і нижньокрейдові органогенні утворення. Характерним для них є широко проявлені карстові процеси (багато печер, є кам'яні мости і т. п.). Потужність світи 60-1000 м [25].

Альбський-туронський яруси. Поркулецька світа (K_{1-2pr}) представлена строкатими аргілітами, мергелями з прошарками алевролітів, лінзами та „буллами” вапняків і поширена на значній границі території правобережжя р. Боржава в районі с. Березник. В стратотипі світи представлена зелено-сірими, попелясто-сірими неясношаруватими або масивними мергелями, вапнистими аргілітами з численними буллами вапняків округлої, еліпсоїдної форми розмірами 0,1- 0,65 м (до 60 м) з лінзами вишнево-червоних мергелів (до 3-4 м), які розміщені в верхній частині розрізу, де теж перешаровуються з зеленими мергелями. Потужність розрізу до 100 м. Загальна потужність світи 25-200 м [25].

Аптський-маастрихтський яруси. Тисальська, пухівська та ярмутська світи об'єднані (K_{1ts}+K_{2jr}) картуються на поверхні на трьох відокремлених ділянках зони в басейні р. Латориця біля м. Свалява, на р. Боржава біля

с. Приборжавське та в межиріччі р. Ріка. Тут трапляються вапняки, базальні конгломерати, туфи. Потужність цієї частини розрізу до 200 м. Повна потужність підрозділу до 400 м [25].

Турон-маастрихтський яруси. Пухівська і ярмутська світи об'єднані ($K_2ph + jr$) закартовані у вузьких смугах (0,2-0,4 км) с. Довге на р. Боржава, де складені в нижній частині мергелями червоно-бурими з прошарками пісковиків пухівської світи, а в верхній тонкоритмічним флішем (зелено-сірим, з вкладками червоних аргілітів). Місцями в підшві флішу відзначається до 6 м різнозернистих пісковиків. Вони стратиграфічно нормально залягають на пісковиках та аргілітах соймультської світи і зі стратиграфічною перервою перекриті базальними конгломератами метовської світи палеогену [25].

Сеноманський-маастрихтський яруси. Кричевська світа (K_2kr) розкрита в фундаменті Закарпатського прогину на ділянці Іршава, на глибині 1500 м. Світа представлена аргілітами темно-сірими, вапнистими з прошарками пісковиків, вапняків та мергелів. Потужність прошарків порід 0,02-1 м, рідко 2-3 м. Потужність її до 1000 м [25].

Палеогенова система (Р)

Палеоцен – нижній еоцен (P_{1-2}), *Монтський-іпрський яруси. Метовська світа* (P_{1-2mt}) закартована в вузьких смугах (0,2-1,4 км) між рр. Лужанка і Боржава від с. Широкий Луг до с. Довге. Складають світу пісковики, гравеліти, алевроліти сірі, мергелі масивні строкаті, лінзи конгломератів. Загальна потужність світи 150-200 м [25].

Палеоцен-еоцен, Поркулецька СФЗ. Товща зеленого та строкатого флішу (P_{1-2zf}) представлена тонко- та середньоритмічним піщано-глинистим флішем, в складі якого переважають сіро-зелені, сірі аргіліти та алевроліти (0,01-0,15 м), дрібнозернисті зеленувато-сірі пісковики (0,01-0,1 м) з пачками та лінзами (0,1-15 м) червоних та зелених аргілітів та алевролітів, які переважають в верхній частині розрізу. Рідше зустрічаються потужні (до 3 м) прошарки різнозернистих пісковиків. Сама товща тут представлена фрагментом розрізу потужністю до 270 м, в якому в тонкоритмічному (0,01-0,1 рідко до 0,15 м) зеленому та

зелено-сірому фліші спостерігались вкладки (0,2-0,9 м) вишневих та червоних аргілітів. В правих притоках р. Дусина встановлено нормальне залягання на строкатому фліші цієї товщі чорних кремнистих аргілітів дусинської світи олігоцену. Загальна потужність товщі 500-700 м [25].

Іпрський-лютетський яруси. Вульхівчицька світа (P_{2vl}) складена пісковиками, гравелітами з пакетами тонкого і середньоритмічного флішу та базальними конгломератами. Світа поширена тільки в межах аркушу „Хуст”, де картується в басейні р. Боржава біля с. Приборжавське. В стратотипі на розмитій поверхні пухівських мергелів з кутовою незгідністю залягають (знизу вверху): 1 – конгломерати сірі поліміктові середньо- та крупногалечні, до валунних – 10-50 м; 2 – гравеліти світло-сірі з лінзами і пакетами пісковиків, аргілітів – 50-60 м; 3 – пісковики світло-сірі крупнозернисті, грубошаруваті – 150-200 м; 4 – перешарування тонко- та грубошаруватих пісковиків з пакетами флішу, прошарками алевролітів, лінзами гравелітів – 50-80 м; 5 – різноритмічне перешарування сірих пісковиків з зелено-сірими аргілітами – більше 100 м. В загальному подібний склад світа зберігає на всій вивченій території. Це єдиний грубий ритм від базальних конгломератів до флішу в верхній частині. Змінюються тільки потужності окремих видів порід [25].

Омбронський (менілітовий) регіоярус, Рюпельський-хатський яруси, Дусинська світа (P_{3ds}), складена чорними кремнистими аргілітами, мергелями, прошарками пісковиків, вапняків. Вони поширені в басейні р. Дусина від м. Свалява до с. Керецьки, вузькою смугою (до 0,2-0,4 км) протягуються від с. Довге через Липецьку Поляну. Світа всюди нормально стратиграфічно залягає на породах т. з. „шешорського горизонту” крупних глобігерин самих верхів еоцену (товщі зеленого та строкатого флішу, метовській або великобанській світах). Потужність розрізу 480 м. Загальна потужність світи 400-600 м [25].

Неогенова система (N)

Пліоцен (N₂) Дакійський-румунський регіояруси. Ільницька світа (N_{2il}) складена глинами з прошарками алевролітів, пісковиків, туфів та туфітів з лінзами лігнітів та конгломератів, які поширені в рівнинній частині

Чоп-Мукачівської западини в нижній течії рік Тиса та Боржава. Зі стратиграфічною перервою вони залягають на відкладах понту або паннону (кошелівській та ізівській світах), а також на вулканітах Вигорлат-Гутинського пасма і перекриваються четвертинними галечниками. В стратотипі на туфах матеківського комплексу в зведеному розрізі залягають (знизу вверх): 1 – конгломерати сірі, різногалечні, з добре обкатоною галькою кварцитів, кременів, пісковиків, андезитів на піщано-глинистому цементі – 0-15 м; 2 – глини сірі, піщанисті, вапнисті з лінзами (0,2-2 м) бурого вугілля (в тому числі 1-3 робочі пласти) – 20-40 м; 3 – алеврити, глини сірі з лінзами крихких пісковиків (до пісків), поліміктових гравелітів (0,2-2,5 м) та туфітів пеліто-псамітових – 50 – 70 м; 4 – туфи та туфіти кислого складу – 15-20 м; 5 – глини, алеврити, крихкі пісковики, туфіти з лінзовидними пластами (0,2-5,9 м) бурого вугілля – 80-110 м. Потужність розрізу 200-255 м. Для світи характерні значні фаціальні зміни. Виділяються вугленосні та безвугільні типи розрізів. Загальна потужність світи 200-590 м [25].

Четвертинні відклади.

Дослідження К.І.Геренчука та І.Д. Гофштейна, показали, що складна геологічна будова території, рельєф і досить тривала історія їх розвитку зумовили велику різноманітність будови наймолодших геологічних утворень — четвертинних або антропогенових відкладів, які часто називають також плейстоценовими. Численні дослідження дали змогу розчленувати їх на такі відділи: еоплейстоцен, плейстоцен, який поділяють на нижній, середній і верхній, та голоцен [24].

Еоплейстоцен

Сюди відносять верхню частину пліоценових відкладів в об'ємі апшеронського ярусу. Це озерно-річкові та болотні відклади чопської світи, річкові утворення Копаньської тераси та її аналогів у горах, а також древні елювіальні, делювіальні та пролювіальні відклади. У Чоп-Мукачівській низовині на відкладах ільницької світи, вік якої датують першою половиною пізнього пліоцену, узгоджено або місцями з розмивом залягають строкаті глини з

прошарками піску, алевролітів, галечників, рідко туфітів і лігнітів. Цей комплекс порід називають чопською світою. Потужність її змінюється від 100 до 120 м. Характерний для світи строкатий колір порід вказує на зміну кліматичних умов у пізньому пліоцені [24].

В ільницький вік в умовах вологого та теплого клімату формувались відклади зеленого кольору, а в чопський – їх змінили строкаті, причиною цього був більш засушливий, але, як і раніше теплий клімат. Цей висновок підтверджують споро-пилкові аналізи Н.О.Рибакової (1966), які вказують на зміну в чопський вік вологих широколистяно-хвойних лісів зі субтропічними елементами, характерними для ільницького віку, більш ксерофільним (засушливим) типом рослинності – хвойними сосновими лісами. Із відкладів чопської світи В.Г.Шеремета (1958) виділив небагаті комплекси остракод, які мають пізньопліоценовий вік [24].

Долина р. Боржави єдина серед рік Вулканічного пасма, де на верхній пліоценовій терасі на схилах г. Юриці є 20 – метрова товща галечників. Терасу зачислено до верхньопліоценової денудаційно-аккумулятивної Прирічкової верхньої (Ділоцької) поверхні [16].

На лівобережних схилах масиву Тупого, що підходять до Іршавської улоговини, між селами Великі і Малі Раківці широко представлені фрагменти нижньої пліоценової тераси, яка співставляється з денудаційними і денудаційно-аккумулятивними Прирічковою нижньою і Шардинською поверхнями.[16].

Копаньська, або Шардинська, тераса у вигляді широкого галечникового покриву обмежує з південного заходу підніжжя Вигорлат-Гутинської вулканічної гряди. Плоска поверхня тераси розчленована глибокими долинами та ярами і має висоту 80-120 м. Потужність алювію тераси коливається залежно від неотектонічного режиму блоків земної кори, які перетинає Тиса [24].

По периферії Чоп-Мукачівської рівнини алювій Копаньської тераси потужністю 80-100 м відносять до констративного типу. Це піщано-гравійно-галечні відклади, зцементовані червонобурою дуже твердою глиною. Часто спостерігається коса та діагональна шаруватість з лінзами та прошарками

глинистих пісків, якими товща Копаньської тераси розчленовується на багато пачок. Судячи з характеру відкладів, їх складу і шаруватості, це алювій передгірського типу, утворений досить великою гірською рікою [24].

Не виключено, що копаньський галечний масив сформували декілька гірських річок, які утворили широкий передгірський шлейф. При наближенні від Чоп-Мукачівської рівнини до Вигорлат-Гутинської гряди та піднятої неотектонічними рухами Солотвинської западини, Копаньська тераса розщеплюється на декілька рівнів і — самостійних високих терас, алювій яких складений із галечників червоного кольору. Це — дев'ята (200-300 м), восьма (130-150 м) та сьома (80-100 м) надзаплавні тераси. В алювії дев'ятої тераси на г. Скридей, а також на різних стратиграфічних рівнях Копаньської тераси зібрана викопна фауна ссавців (села Сосновий Гай, Онок, Нижні Ремети), яка визначає вік алювію Копаньської тераси від середини до кінця пізнього пліоцену [24].

До еоплейстоцену відносять також полігенетичні відклади, які поширені на пологих схилах або в древніх западинах так званих верховин. Це щербенисто-брилові відклади, зцементовані бурими та червоно-бурими дуже міцними глинами потужністю 3-8 м, елювіального, делювіального та пролювіального походження. Спільна їх особливість — значна вивітрілість мінеральних складових, збагачення гідроокислами заліза та глинистими мінералами [24].

Нижній плейстоцен.

На території дослідження до нижнього плейстоцену віднесені алювіальні відклади четвертої і п'ятої надзаплавних терас Тиси та її приток, а також покривні делювіальні утворення на Копаньській терасі. Це крупні та середні галечники, іноді без шаруватості, а частіше косо- та діагонально-шаруваті, з лінзами гравію, піску та глин вохристо-рудого, іржаво-бурого та цегельно-червоного кольору. Верхня частина розрізу майже завжди складена світло-жовтими суглинками та глинами. До нижнього плейстоцену належать також покривні делювіальні відклади, які майже суцільним шаром перекривають алювій Копаньської тераси. Це темно-коричневі глини потужністю до 2 м.

У кар'єрі біля с. Нижній Коропець у глинах спостерігається шар (0,5-1 м) викопних ґрунтів темно-бурого (зі зеленими плямами) кольору [24].

До відкладів середнього та верхнього плейстоцену даної території відноситься алювіальні утворення другої та третьої надзаплавних терас р. Тиси та її приток, а також вкриваючі їх аеральні утворення.

Згідно з геологічною картою корисних копалин четвертинних відкладів, складеною Державною Геологічною Службою України, четвертинні відклади майже суцільним плащем перекривають всі дочетвертинні утворення. Вони представлені континентальними фаціями, серед яких виділяються делювіальні, елювіальні, алювіальні, хемогенні, змішані та ін.: делювіально-колювіальні, елювіально-делювіальні, солово-делювіальні, елювіально-делювіальні та делювіально-зсувні утворення [25].

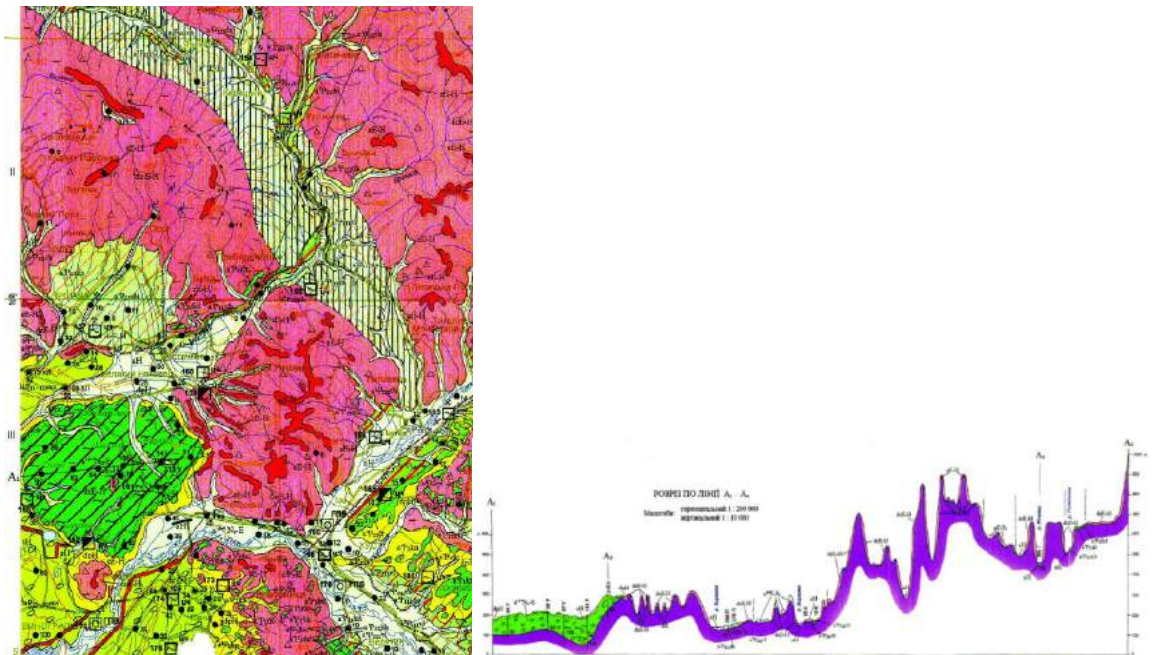


Рис.10 Фрагмент геологічної карти корисних копалин четвертинних відкладів Великодільського масиву та прилеглої частини Закарпатської рівнини

[Джерело: Державна Геологічна Служба : Державна Геологічна Карта України, Карпатська серія М-34-XXXVI (Хуст), L-34-VI (Бая-Маре), 2009 р.]

Територія дослідження на розрізі зображена по ліній А₁-А₃

Пліоцен та нижня ланка еоплейстоценового розділу нерозчленовані (N_2-E_1). Алювіальні відклади десятої та дев'ятої терас нерозчленованих ($a_{10-9}N_2-E$), складають так званий «Копанський масив» в межиріччі Боржави і Тиси в районі однойменного села. Розріз складають чудово обкатані галечники (до валунників), червоно-бурі суглинки, лінзи пісків і глин загальною потужністю 52- 137,1 м [25].

Еоплейстоцен-нижній неоплейстоцен

Алювіальні відклади VIII та IX терас нерозчленованих ($a^{9-8}E-P_1$) поширені у вигляді реліктових ділянок (нерідко позамасштабних), які зустрічаються в межах так званих «прохідних долин» або стародавньотерасового низькогір'я, в межиріччі Латориці, Боржави, Ріки (Завигорлатська улоговина). Складені вони галечниками з домішкою суглинків, глин, іноді супісків або щебеню. Потужність їх до 3,3 м, часто на поверхні тераси відзначаються лише окремі гальки або валуни. Представлені вони добре обкатаними уламками міцних карпатських пісковиків, кременю, кварцу, рідше вапняків. Еоплейстоцен-нижньонеоплейстоценовий вік їх прийнятий умовно, оскільки вони сформувались до перебудови річкової системи, до середнього плейстоцену [25].

Середньонеоплейстоценова та верхньонеоплейстоценова ланки нерозчленовані (P_{II-III}). Минайська світа. Озерно-алювіальні відклади ($laP_{II-III}m$) розвинуті в Закарпатті, де складають рівнину в долині та р. Боржава нижче с. Дубровиці. В складі світи переважають алювіальні відклади, представлені галечниками з валунами, лінзами гравійників та пісковиків. Озерно-болотні відклади утворюють лінзи (2-6 м) тонкошаруватих темно-сірих глин з лінзами алевритів [25].

Верхньонеоплейстоценова ланка (P_{III}). Ці утворення складають нижній комплекс терас практично на всій території дослідження.

Деснянський ступінь. Алювіальні відклади першої тераси ($a_1P_{III}ds$) розвинені у долині р. Боржави та її притоках. Вони складені галечниками з піском і валунами, лінзами гравію, піску та супіску, суглинку. Загальна потужність цих відкладів 10,2-18,9 м [25].

Еоплейстоцен-голоцен. Нерозчленовані відклади. Делювіально-колювіальні відклади (dcE-H) схилів найбільш розповсюджені в межах Іршавської улоговини, свердловина 84. Вони утворюються в результаті дії площинного змиву та гравітаційного зносу. Склад і потужність їх визначаються характером корінних порід та крутизною і експозицією схилів. Вони складені, переважно, погано відсортованими суглинками та супісками з домішкою щебеню та брил місцевих порід з лінзами глин. Круті схили, особливо їх підніжжя, переповнені розвалами ефузивних порід. Потужність відкладів складає від 1 до 30 м, в середньому 3-7 м [25].

Голоценовий відділ (H)

Алювіальні відклади (aH) складають заплаву водотоків. Вони представлені галечником з валунами, різнозернистими пісками, супісками, суглинками. В більшості рік спостерігається дві заплави: низька (до 0,5-1 м) та висока (до 1,5-2,5 м). Низькі заплави складені сучасними русловими відкладами, а в високих нерідко відзначаються і сучасні ґрунти потужністю до 0,15-0,3 м. Загальна потужність голоценового алювію від 1-2 м в горах до 10-30 м на рівнині. Алювіальні відклади виявлені у свердловинах 10, 15, 16, 35, 313.

Делювіально-пролювіальні відклади (dpH) розвинуті вздовж схилів високих терас на південному схилі Великодільського масиву. Вони також утворюють конуси виносу біля гирла потоків і ярів. Складені несорттованим, нерідко грубоуламковим матеріалом, що складається із суглинку, глини, піску з домішкою гальки, жорстви, брил різноманітних порід. Потужність їх від перших до 9 – 10 м. Сучасний вік їх визначається тим, що вони місцями перекривають заплаву [25].

Вулканогенні утворення

Вулканогенні породи відомі в складі багатьох стратонів Внутрішніх Карпат у віковому діапазоні від верхнього докембрію до неогену, рідше зустрічаються серед мезозойських, палеогенових та неогенових відкладів. Вони складають окремі потоки лав, лінзи туфів та туфітів основного, середнього та кислого рядів, що залягають серед осадових порід [25].

В межах Закарпатського внутрішнього прогину відомі потужні вулканогенні товщі, що формують Вигорлат-Гутинське пасмо. В його складі закартовано ланцюг вулканоструктур, побудованих лавами та пірокластами основного та кислого складів, рідше вулканоміктовими утвореннями. В межах території виділяють стратовулкани Дехманів (східну частину), Мартинський Камінь, Бужору, моновулкан Чорну Гору, Іршавську кальдеру, Вулканоструктури частково еродовані і місцями перекриті осадовою моласою неогену або четвертинними відкладами. Але при цьому в них ще чітко виділяються центри ерупцій, а також комплекси лавово-пірокластичних, екструзивних та інтрузивних утворень, що просторово зв'язані з цими центрами і відповідають певним періодам формування вулканів [25].

Кучавський комплекс ($\lambda-\alpha\beta N_1 k\check{c}$) поширений в нижній частині вулканоструктур в басейнах рр. Іршавка, Синявка, Боржава, на правобережжі Ріки та в долині Тиси в районі “Хустських воріт”. Комплекс складений андезитами, андезибазальтами, їх туфами, туфітами. Місцями в верхній частині розрізу відзначаються ріоліти та їх туфи. Породи комплексу незгідно залягають на теригенних відкладах ізівської, лувківської, алмашської світ, або на породах донеогенового фундаменту і зі стратиграфічною перервою перекриваються вулканогенними утвореннями матеківського комплексу або теригенними – ільницької світи. В межах території вулканічні центри кучавського комплексу передбачаються в периферійних частинах кальдер Мартинський Камінь в районі свердловин 345 та 42. Загальна потужність комплексу 40-350 м [25].

Матеківський комплекс ($\alpha N_2 mt$) формує нижню і середню частину структур Мартинський Камінь, і південно-західну частину Бужорської, де виходить на поверхню частини Вигорлат Гутинського пасма (від долини р. Іршавки до лівобережжя Тиси на кордоні з Румунією). Породи комплексу незгідно залягають на відкладах кучавського і перекриваються утвореннями синяцького, обавського або бужорського комплексів. На північно-східній та східній периферії структур Бужора, часто лежать безпосередньо на відкладах крейди-палеогену Пенінської зони або на моласових відкладах бадену-сармату

та паннону. Комплекс складають андезити, андезибазальти, їх туфи, лавобрекчії та туфіти. В загальному потужність горизонтів всіх цих порід становить від перших до десятків метрів і характеризується значною невитриманістю за простяганням [25].

В Іршавській кальдері вона розкрита свердловинами. В складі пачки переважають туфи андезибазальтів та андезитів (до 70-85% розрізу). Решта виповнена потоками (4-6) афірових олівінових андезибазальтів, що змінюються в верхній частині дрібно- та середньопорфіровими двопіроксеновими андезибазальтами, їх лавобрекчіями. Потужність лав зростає в центральній частині вулканоструктур, де місцями розріз складений тільки лавами (район г. Кितिця, св. 276). В периферійних ділянках структур і для цієї пачки відзначається перехід до осадово-вулканогенних фацій. Потужність пачки зростає від 80 м в Іршавській кальдері до 260-300 м в центральних частинах інших вулканоструктур, а в просадці Кितिці-Тупої досягає 400 м. Загальна потужність комплексу – до 800 м [25].

Обавський комплекс ($\alpha\beta N_{2ob}$) встановлений на незначній площі в центральній частині вулканоструктури Великий Шоллес та в верхів'ях р. Іршава в кальдері Дехманів. Він складений потоками нерівномірновкраплених двопіроксенових андезибазальтів або дрібно- та мікропорфірових олівінових базальтів з рідкісними лінзами їх туфів, які залягають на утвореннях матеківського або синяцького комплексів. Загальна потужність комплексу не перевищує 200 м [25].

Мартинський вулканічний комплекс ($\alpha\beta N_{2mr}$) виділений в межах однойменної вулканоструктури з центром на вершині Мартинський Камінь. Утворення його незгідно залягають на породах матеківського комплексу. В незначній мірі вони розвинені на північній периферії Бужорської структури, де крайові фації перекриваються потужними відкладами бужорського комплексу. Мартинський комплекс складають андезибазальти та андезити, їх туфи та лавобрекчії, в рідкісних випадках в його підшві відзначаються туфіти [25].

Бужорський вулканічний комплекс (β - $\alpha N_2 b \check{z}$) виділений в межах однойменної вулканоструктури з центром в районі г. Бужора. В складі комплексу перешаровуються базальти, андезибазальти та андезити з їх туфами. В басейні р. Синянки та на схилах хребта Великий Діл комплекс розділяють на три пачки. В підшві нижньої з них на крупнопорфірових андезитах мартинського комплексу залягає 10 м псефіто-псамітових туфів та туфітів, на них два потоки лейкократових двопіроксенових андезибазальтів, розділених малопотужною лінзою туфу (в сумі 70 м), та потужний пакет перешарування псефіто-псамітових та агломератових туфів, що вміщують до 15 потоків лав олівінових базальтів, андезибазальтів потужністю 7-15 м (в сумі до 420 м). На периферії структури зменшується кількість потоків лав і потужність пакету (до 230 м). В середній пачці потужністю до 400 м, що починається потоками середньо- та дрібнопорфірових густовкраплених двопіроксенових андезибазальтів (по 20-30 м) перешаровуються олівінові та двопіроксенові різновиди андезибазальтів та їх туфів. У верхній частині розрізу комплексу різко переважають потоки лав майже чорних скловидних двопіроксенових андезибазальтів до гіалобазальтів з рідкими лінзами їх туфів. Загальна потужність комплексу – до 600 м. Абсолютний вік порід комплексу за калій-аргоновим методом в районі г. Бужори – $12,75 \pm 0,1$ млн. р. [25].

3.3. Клімат, як фактор формування і розвитку сучасних геоморфологічних процесів

Клімат формується під впливом цілого ряду факторів. Головні з них – сонячна радіація, циркуляція атмосфери, характер підстилаючої поверхні. Дану територію дослідження відносять до області континентально-європейського клімату. Він має багато спільного з кліматом Угорщини та північної частини Балканського півострова і визначається географічним положенням та умовами орографії [20].

В умовах гірського і передгірського сильно розчленованого рельєфу з підвищеною кількістю атмосферних опадів інтенсивність розвитку окремих видів ерозійно-денудаційних процесів залежить від загальної кількості, режиму і інтенсивності випадання опадів, їх сезонного розподілу, температурного режиму, особливо під час весняного сніготанення [6]. Найближчі метеостанції на території дослідження знаходиться в м. Хуст, в смт. Міжгір'я та м. Берегове, що свідчить про високу метеорологічну вивченість досліджуваної території.

Один із основних чинників є радіаційний баланс. Радіаційний баланс і його складові істотно залежать від рельєфу місцевості, зі збільшенням висоти над рівнем моря він зменшується. Річні суми радіаційного балансу дорівнюють у низинних районах досліджуваної території Берегівське горбогір'я – 2011 МДж/м², у районах Великодільського масиву – 1311 МДж/м² [20].

Найвищих значень радіаційний баланс досягає у липні – 369 МДж/м². У травні, червні і серпні (Берегівське горбогір'я) він також значний близько 306 – 360 МДж/м² [17]. Період з плюсовим радіаційним балансом триває десять місяців, у січні та грудні він мінусовий [6].

Температурний режим та опади. Температурний режим формується під впливом радіаційного режиму, атмосферної циркуляції, характеру підстилаючої поверхні. На даній території дослідження розподіл температур дуже складний і визначається висотою над рівнем моря та особливостями рельєфу. У районах Великодільського масиву спостерігається зниження температури з висотою. Зі збільшенням висоти над рівнем моря температура повітря знижується [6].

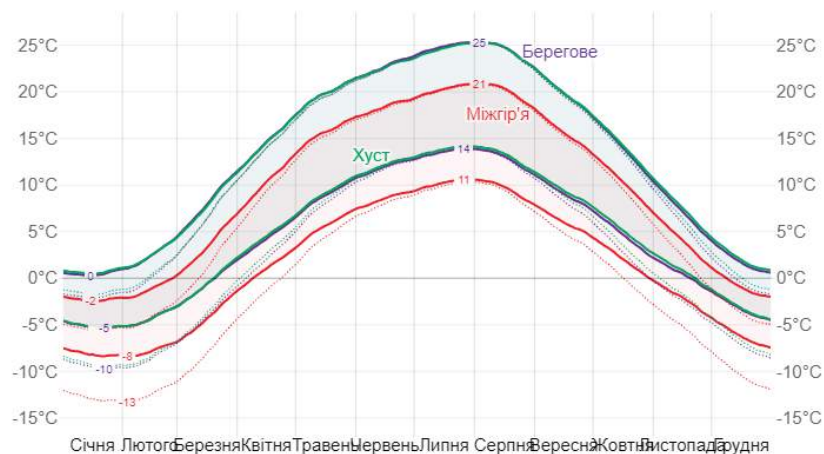


Рис.11 Середньодобова, максимальна і мінімальна температура повітря на висоті 2 метри над землею, за даними метеостанцій м. Хуст, Берегове, Міжгір'я. Тонкі пунктирні лінії – відповідні сприйняті температури.

[URL:<https://weatherspark.com/compare/y/88688~90159/Comparison-of-the-Average-Weather-in-Berehove-and-Khust#Sections-Precipitation>]

Середня температура січня становить – -8°C , липня – 21°C . У районі прилеглої частини Закарпатської рівнини середня температура січня становить – 0°C , липня $+25^{\circ}\text{C}$. Абсолютний максимум температури повітря становить в низинно-передгірних районах 41°C , в горах 37°C . Абсолютний мінімум температури повітря становить у низинно-передгірних районах мінус 33°C , в горах мінус 36°C . Безморозний період в низинно-передгірних районах в середньому триває 175, у горах – 150 днів [20].

Зима – період, обмежений датами стійкого переходу середньодобової температури через 0°C восени і навесні. У районі Закарпатської низовини вона починається у другій декаді грудня, а закінчується в другій половині лютого. В районах Великодільського масиву, настає раніше – в третій декаді листопада і продовжується до початку березня [6].

По кількості *опадів*, територія дослідження відноситься до зони надмірного зволоження. Річна кількість опадів на Закарпатській низовині 600-700 мм, на Великодільському масиві – 800 -1500 мм. Для річного ходу опадів характерний один максимум у літній період і один мінімум у зимовий період,

причому на частку рідких опадів припадає від 73 до 81% річної суми. Такий розподіл опадів з максимум літом (у вигляді злив) сприяє активізації ерозійно-денудаційних процесів [6].

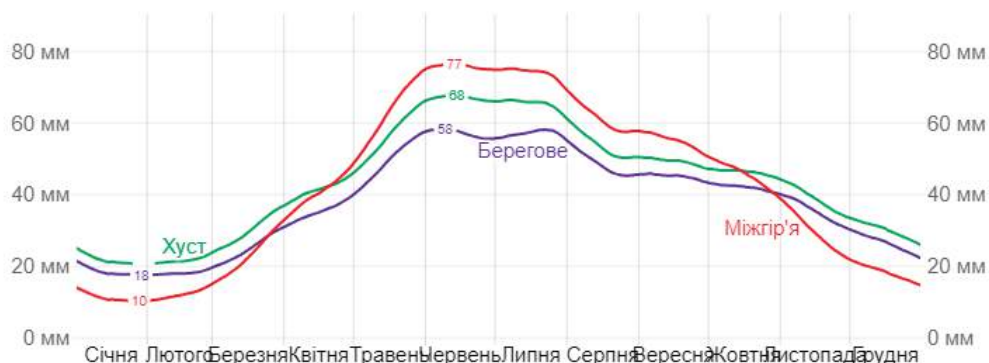


Рис.12 Середньомісячна кількість опадів за даними метеостанцій м. Хуст, Берегове та Міжгір'я

[URL:<https://weatherspark.com/compare/y/88688~90159/Comparison-of-the-Average-Weather-in-Berehove-and-Khust#Sections-Precipitation>]

Вітер. Напрямок вітру та його швидкість залежать від сезонного розподілу баричних систем і взаємодії між ними. В низинних районах взимку переважає південно-східний вітер, навесні – південно-східний та північно-східний, влітку – північно-західний, північно-східний, а восени – південно-східний. Більшість метеорологічних станцій розташовані в глибоких, захищених долинах і їх дані відтворюють лише місцевий вітровий режим, не характеризують розподіл вітру по території [6]. Так, в районі м. Берегове переважаючий південно-східний напрям вітру, в місті Хуст східний напрям вітру (табл.3).

Таблиця 3

Повторюваність вітрів різних напрямків і штилів за рік, %

(За Данилюк М.М., 1987)

Напрямок вітрів								Середнє число штилів
Пн	Пн-Сх	Сх	Пд-Сх	Пд	Пд-Зх	Зх	Пн-Зх	
По Берегівській								

13	12	8	24	14	8	6	15	26
По Хустській								
6	24	27	10	3	7	18	5	8

Протягом року в досліджуваних районах Закарпатської рівнини найбільше повторюється вітер зі швидкістю до 3,2 м/с (16-46 %), а Великодільського масиву до 3,1 м/с (15-72 %). Характерна також гірсько-долинна циркуляція, яка відбувається під впливом випромінювання тепла й охолодження приземних шарів повітря. Гірсько-долинні вітри – періодичні. Вони вдень дмуть з долин у напрямку гір, а вночі, навпаки, особливо в долинах Латориці та Боржави. Спостерігаються фени з високою температурою і пониженою відносною вологістю повітря. Вони прискорюють танення снігу, а в теплу пору року висушують повітря (нижче 30 %) [6].

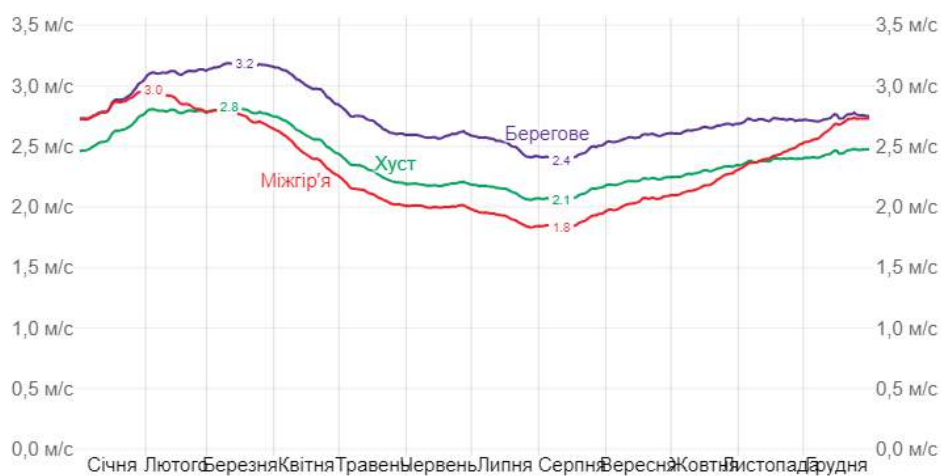


Рис.13 Середня швидкість вітру за даними метеостанцій м. Хуст, Берегове, Міжгір'я

[URL:<https://weatherspark.com/compare/y/88688~90159/Comparison-of-the-Average-Weather-in-Berehove-and-Khust#Sections-Precipitation>]

3.4. Ґрунтово-рослинний покрив

Вплив ґрунтово-рослинного покриву на формування рельєфу та на інтенсивність і динаміку розвитку сучасних геоморфологічних процесів, відбувається через зміну його, в процесі освоєння території та характеру використання людиною [23].

Ґрунти Великодільського масиву, формуються на продуктах вивітрювання вулканічних порід — андезитобазальтів, андезитів, рідше ліпаритів, дацитів. Відмінності у морфологічній будові ґрунтів зумовлені різницею ґрунтоутворних підстилаючих порід між окремими ділянками [23].

На Закарпатській низовині поширені ландшафти низкотерасових слабодренованих рівнин з дерново-підзолистими, дерновими глейовими, лучними, лучно-болотними та болотними ґрунтами на алювії [12].

Морфологія ґрунту дуже одноманітна, візуально не виділяються ні елювіальний, ні ілювіальний горизонти, немає істотних відмін в їх структурі та механічному складі. Ґрунти під буковими лісами на висоті до 700 м нрм відносять до світло-бурих гірсько-лісових, а розташовані вище до темно-бурих гірсько-лісових [12].

В умовах промивного й застійно-промивного водних режимів на мало дренованому й переважно нещербенистому елювії-делювії флішу і магматичних порід утворилися буроземно-підзолисті ґрунти, на добре дренованих щербенуватих породах – бурі лісові [12].



Рис.14 Ґрунти Великодільського масиву та прилеглої частини Закарпатської рівнини

[URL: <https://geomap.land.kiev.ua/obl-6.html>]

Бурі-гірсько-лісові ґрунти, як видно на картосхемі найбільш поширені на території дослідження. Вони розвинулись на схилах у межах лісового поясу від підніжжя гір до 1100-1200 м. Їх материнська порода — алювій-делювій флішу кристалічних порід та магматичних відкладів Вулканічного хребта. У процесі вивітрювання цих порід утворюються переважно суглинисті відклади, лише крупнозернисті пісковики дають супіски та піски. Породний склад лісів майже не впливає на характер буроземів. Практично однакові властивості вони мають під буковими, смерековими та мішаними лісостанами. Генетичний профіль бурих гірсько-лісових ґрунтів типового дернового габітусу. У непорушеному стані (під лісом) з поверхні залягає шар лісової підстилки (Ho), глибина якої зростає від 2-4 см в нижній частині лісового поясу до 6-8 см біля верхньої межі лісу. Гумусовий горизонт (H) неглибокий, від 12 до 25 см у різних відмін, має сіро-буре забарвлення, добре виражену зернисто-дрібногоріхувату структуру, яка разом з уламками корінних порід зумовлює добру дренажність і сприятливий водно-повітряний режим буроземів. Потужність верхнього перехідного горизонту (Hr) 30-60 см [24].

Буроземно-підзолисті оглесні ґрунти, поширені на території Великодільського масиву та території Берегівського горбогір'я. Вони утворилися локально на болотах, а у міжгірських депресіях сформувалися болотні ґрунти торфувато-болотних відмін. Будова ґрунтового профілю і властивості його горизонтів спричинюють незадовільний водно-повітряний режим ґрунтів. Вони швидко насичуються вологою, а надлишок опадів утворює поверхневий стік, який зумовлює змив та розмив верхніх горизонтів. Не випадково ґрунти цього типу найбільш піддаються водній ерозії [24].

Домінуючим типом ґрунтів у нижній течії рр. Латориця і Боржава, що примикають до Закарпатської низовини є *дерново – підзолисті оглесні ґрунти* поширені на надзаплавних терасах Тиси та її допливів. Дерновий, підзолистий та глейовий процеси стали вирішальними у їх утворенні. Вони відносяться до категорії родючих ґрунтів. Ґрунти давніх похованих терас є значно менш продуктивними, ніж сучасні молоді річкові алювіальні відклади [24].

Лучні та болотні ґрунти на алювії поширені в заплавах та в замкнених пониженнях. Сформувалися вони на алювіальних та алювіально-делювіальних відкладах в умовах неглибокого залягання ґрунтових вод під трав'янистою лучною та болотною рослинністю. Займаючи порівняно невеликі площі, ці ґрунти відзначаються значною різноманітністю [24].

Сучасний рослинний покрив даної території дослідження, як і Карпат в цілому, розпочав формуватися близько 12 тис. років тому. Лісовий покрив сформований в основному буком, ялиною, ялицею, дубом з домішкою явора, ясена, ільму та інших цінних порід. У лісових насадженнях твердолистяні породи складають 66,8% (в тому числі 57,2% бук), хвойні 27,9% (в тому числі ялина 26,4%), м'яколистяні та інші породи 5,3% [24].

Крутосхилловий верхній ярус гір (понад 650 м) масиву Великий Діл зайнятий буковими лісами, низькогір'я – залишками дубових дібров, садами й виноградниками. У рослинному покриві Іршавської улоговини, домінуючими фітоценозами є луки, значне місце займають чагарники та ліси. Луки майже повсюдно є розораними. І саме для цих ділянок характерний інтенсивний розвиток ерозійних і зсувних процесів. Територія прилеглої частини Закарпатської рівнини представлена фрагментами дібров і чагарникових заростей. Значні площі займають луки. Лісів мало – до 15 % [24].

3.5 Антропогенний вплив на рельєф та поширення й розвиток сучасних геоморфологічних процесів

Антропогенне навантаження на природу зростає з кожним роком. Людина виступає потужним агентом зміни рельєфоутворювальних процесів, а найбільше це стосується сучасного геоморфогенезу. Господарське освоєння території призводить до дисбалансу між рельєфом, водними об'єктами і ґрунтово-рослинними ресурсами, що проявляється у розвитку небажаних процесів, які завдають величезних збитків [18].

Рельєф та сучасні геоморфологічні процеси під впливом антропогенної діяльності, завжди зазнають кількісних та якісних змін. Процеси підсилюються, послаблюються, припиняються, перестають бути суттєво природними і набувають рис та характеру техногенних [22].

Антропогенна діяльність прискорює нормальну ерозію, яка значно відбувається поступово і безперервно. Основними видами людської діяльності, що впливають на поширення і розвиток сучасних геоморфологічних процесів, у межах досліджуваної території, є: землеробство, тваринництво, лісозаготівля та лісопереробка, розробка корисних копалин (різноманітні кар'єри), транспорт, будівництво та рекреація [23].

Вплив на рельєф та розвиток процесів, почався ще з давніх часів, коли людина почала освоювати території. Розробки кар'єрів, розорювання земель, будівництво, все це має відбиток на рельєфі і сьогодні. Наприклад, у 18-19 ст., починається інтенсивна вирубка дубових та букових лісів під виноградники – внаслідок чого інтенсивно розвивається площинна та лінійна ерозія. Велика частина матеріалу, поступаючи в русла рік виносилася з гір та акумулювалася в передгірських районах, в місцях виходу рік на Закарпатську рівнину [23].

З першої половини 20 ст. до наших днів триває етап масового винищення лісів. За останні 100-130 років заліснена площа зменшилася майже на 40% за рахунок вирубки дубових, букових, та ялицевих лісів, що призвело до збільшення інтенсивності сучасних геоморфологічних процесів, що у свою чергу призвело до змін у рельєфі [23].

Яскравим прикладом прискорення розвитку СГП в межах досліджуваної території є кар'єри. Одним з таких кар'єрів є глиняний кар'єр у с. Білки (рис.15)

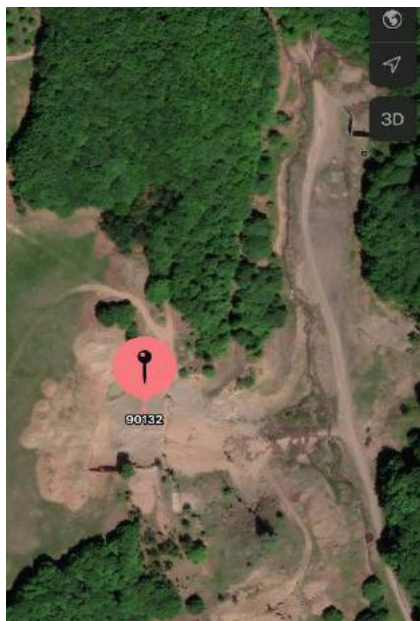


Рис.15 Глиняний кар'єр у с. Білки (знімок - Google Maps)

Довгий час з кар'єру видобували глину для Іршавського фарбозаводу. Після припинення експлуатації на прямовисному схилі кар'єру буквально за кілька років сформувалися великі лінійні ерозійні форми рельєфу (яри, ритвини, промоїни) та інтенсивно почалися розвиватись зсувні процеси. Зазначимо, що ніякі протиерозійні заходи в даному кар'єрі не проводилися.

Однією з проблем є також, терикони в околицях с. Ільниця. Терикони тут створені в результаті видобутку бурого вугілля (лігніту) (рис.16). Пуста порода займає значні площі в межах сільськогосподарських угідь. На схилах терикону спостерігаються процеси осипання [23].



Рис.16 Терикони створені в результаті видобутку бурого вугілля (лігніту)

Дуже поширеними у межах Великодільського масиву є процеси осипання, зсування по краях доріг. Під час прокладання або розширення доріг підрізаються схили, що є сприятливим підґрунтям для розвитку денудаційних процесів [23].

Спостерігається, інтенсивна лінійна ерозія на шляхах туристичних маршрутів (рис.17).

Територія по якій проходять туристичні маршрути, це територія Національного природного парку «Зачарований край», геологічного заказника загальнодержавного значення «Зачарована Долина», геологічної пам'ятки неживої природи «Смериковий камінь» та ін. гірських хребтів в межах досліджуваної території, знаходиться під постійним антропогенним впливом [23].

Щороку до повномасштабного вторгнення, тут нараховували тисячі туристів. На сьогодні кількість туристів менша, проте значний вплив на цінні природоохоронні території, та унікальний рельєф місцевості, не зменшився. Останнім часом популярності набирає джипінг – поїздки гірським бездоріжжям на різних транспортних засобах, який шкодить та нищить місцевість, а також призводить до розвитку ерозійних процесів, які з кожним роком збільшують площу свого поширення.



Рис.17 Наслідки антропогенного впливу на території Національного природного парку «Зачарований край»

Під сільськогосподарські угіддя використовуються майже всі придатні землі, які не зайняті лісом. Недотримання режиму природоохоронного землекористування на схилах призвело до такого розвитку денудаційних процесів, що деякі території, наприклад, с. Раковець та ін., перетворилися у справжній «бедленд» [3].

Територія дослідження, характеризується значним антропогенним впливом, що є сприятливим підґрунтям для розвитку сучасних геоморфологічних процесів.

Висновки до розділу 3.

1. Рельєф території дослідження є досить різноманітним і представлений гірськими вулканічними хребтами різного простягання (переважно північно-східне), відокремленими вершинами, а також долинами річок. Гідрологічні особливості впливають на формування території, в тому числі на спрямованість ерозійно-аккумулятивного процесу, як в руслах різнопорядкових водотоків, так і на схилових землях.

2. Територія дослідження розташована на великій депресійній геологічній структурі – Закарпатському внутрішньому прогині. Території відрізняються між собою як особливостями поширення в них осадових,

метаморфічних і магматичних гірських порід, так і морфологією, комплексом корисних копалин. Геологічна будова території дослідження представлена юрською, крейдовою, неогеновою, палеогеновою та четвертинною системами з інтрузивними та вулканогенними утвореннями. У межах території дослідження безпосередньо на поверхні та на глибині виявлені осадові та метаморфічні утворення, від верхньопротерозойських до четвертинних.

3. Ґрунти Великодільського масиву, формуються на продуктах вивітрювання вулканічних порід – андезитобазальтів, андезитів, рідше ліпаритів, дацитів. На Закарпатській низовині поширені ландшафти низькотерасових слабодренованих рівнин з дерново-підзолистими, дерновими глейовими, лучними, лучно-болотними та болотними ґрунтами на алювії. Великодільського масиву зайнятий буковими лісами, низькогір'я – залишками дубових дібров, садами й виноградниками. Територія прилеглої частини Закарпатської рівнини представлена фрагментами дібров і чагарникових заростей. Значні площі займають луки.

4. Територія дослідження, характеризується значним антропогенним впливом, що є сприятливим підґрунтям для розвитку сучасних рельєфотвірних процесів.

РОЗДІЛ. 4

АНАЛІЗ ОСОБЛИВОСТЕЙ РЕЛЬЄФУ, ПОШИРЕННЯ Й РОЗВИТКУ СУЧАСНИХ ГЕОМОРФОЛОГІЧНИХ ПРОЦЕСІВ ВЕЛИКОДІЛЬСЬКОГО МАСИВУ ТА ПРИЛЕГЛОЇ ЧАСТИНИ ЗАКАРПАТСЬКОЇ РІВНИНИ

4.1 Морфоструктури



Рис.18 Картосхема морфоструктур третього і четвертого порядків Вулканічного пасма Українських Карпат [Я. Кравчук, 2011]

Межиріччя Латориці-Боржави займає масив Великого Доу, у формуванні сучасного рельєфу якого провідну роль відігравала четверта фаза вулканізму, відклади бужорської світи, зокрема вулканогенні утворення платформеного циклу.

Західну частину масиву займає *морфоструктура Борлів Діл* з вершиною Дехманів (1017,6 м), один з найяскравіше виражених у рельєфі стратовулканів, який має конусоподібну форму з діаметром основи 10-15 км. Чітко простежуються центробіжний рисунок гідросітки, закладеної по баранкосах різного розміру [16].

У будові масиву переважають грубоуламкові вулканокластичні породи основного складу, а також потоки лав, які у привершинній частині перекриті покривами андезитів (Малєєв, 1964). Вулканогенні утворення прорвані

численними екструзіями андезиту, андезито-базальту і дациту, які переважно добре морфологічно виражені у рельєфі (куполи, дайки, шлакові конуси).

Численні невеликі купольні морфоструктури (прості, з диференційованими центрами або поверхнями) півкільцем оточують масив, а також розкидані по схилах. У середній частині південних і південно-західних схилів зустрічаються невисокі (10-20 м) конусоподібні підвищення, що сформувалася на численних центрах ерупції [16].

Аналізуючи поширення вулканокластичного матеріалу, Є.Малєєв (1964) зазначає, що найбільш грубоулакові туфи зосереджені на західних схилах Борового Долю в околицях сіл Плоскановиця і Брестів, де знаходився центр зруйнованого стратовулкану [16].

Східна частина масиву має менш розчленовані схили (до долини р. Іршави), що пов'язано з наявністю тут досить потужного андезитового покриву. У напрямі до г. Шелелівський Верх (729 м) горизонтальне залягання андезитів сприяло формування похило випуклих пригребневих поверхонь. Такі поверхні спостерігаються і в центральній найвищій частині Борлієва Долю, які приурочені до покриву базальтів платформеного циклу вулканізму. Площа лавових покривів в межах Борлієва Долю складає біля 50 км² при середній потужності 150 м (Малєєв, 1964) [16].

Східніше морфоструктури Борлієва Долю розміщена *морфоструктура Бужори*. Цей масив С.Рудницький (1928) називав системою Камінного Долю, яка творить подвійну підкову у вигляді букви "омега". Заглибина шириною 7-8 км сильно розчленована долинами Абранки (Локоцький), Чорної, Волоського та їх численними притоками. С.Рудницький, вважав її своєрідною кальдерою (порівнюючи з Валь де Бове з головним кратером Етна), над підковистою заглибиною якої підноситься згаслий кратер Бужори прямокутної форми (5 км × 3 км) [16].

Характерним для морфоструктури є наявність значних площ з лавовими покривами і потоками базальтів і андезито-базальтів. При цьому переважають покриви і потоки наймолодшого (пліоцен-плейстоценового) циклу вулканізму.

У межах г. Бужора лавовий покрив базальту має площу 4 км² (Малєєв, 1964), західніше г. Бужора базальт залягає у вигляді потоку шириною 0,5-0,8 км і довжиною 7 км [16].

Північні та північно-східні схили Бужорської морфоструктури сильно розчленовані численними притоками р.р. Дусини і Боржави. У привододільній частині схили крутизною 20-25° розчленовані баранкосами, до яких приурочені верхів'я численних потоків [16].

У межах морфоструктур Бужори і Малого Синяка лавові покриви четвертої фази вулканізму займають велику площу - 70 км², при середній потужності 150 м (Малєєв, 1964). Цим можна пояснити зосередження тут найвищих вершин Вулканічного пасма Українських Карпат, зокрема Бужори (1085,5 м). Покриви базальтів і андезито-базальтів служили панцирем, який сповільнював інтенсивність ерозійно-денудаційних процесів [16].

Передбачуваний кратер стратовулкану Бужори оконтурюється валом з вершинами Бужора на сході, Береговий Діл (926,0 м) на півдні, Мартинський Камінь (969,0) на заході і ділянкою хребта Великий Діл на півночі-північному сході з абсолютними висотами вершин 870,1 м і 862,2 м.

Вперше С.Рудницький (1925, 1928) звернув увагу на те, що в недалекому геологічному минулому в кратеровій заглибині існувало озеро, яке внаслідок активної регресивної ерозії верхів'їв Іршави пізніше було обезводнене. Сліди його найбільш помітні у південно-західній частині заглибини (урочище Багна) [16].

Північно-західну частину Бужорської морфоструктури займає виразна купольно-кільцева морфоструктура, з диференційованою *поверхнею Смологовицького Долу*. Із заходу, північного заходу, півночі і північного сходу її оконтурює долина Іршави, яка в цьому регіоні змінює свій напрямок під прямим кутом з меридіонального на широтний. В межах купольно-кільцевої морфоструктури чітко виокремлюють багато банеподібних вершин, серед яких найвиразнішими у рельєфі є г. Кривуля (591,3 м), Смологовицький Діл (807,1 м),

Мартинський Камінь. З півдня і південного заходу масив сильно розчленований долинами Абранки, Смологовиці, Чорної та їх приток [16].

У формуванні цієї морфоструктури велику роль відіграла діяльність двох стратовулканів: Борилового Доли на заході і Бужорського на сході [16].

Південну-південно-східну частину масиву Великого Доли займає *морфоструктура Малого Синяка (Синянки)*, що охоплює басейн р. Синянки, а також басейни потоків меридіонального напрямку Бистра, Перекоп, Хріновий (притоки р. Боржави). Цей масив С. Рудницький виділяв як кальдеру Синяка, що має еліпсоподібну форму, довжиною більше 6 км, а шириною біля 5 км. Північно-східний і східний її вал фіксується вершинами Бужора, Камінь (957,2 м), Малий Синяк (1035,2 м), Бистра (1002,5 м). На північному заході і заході її межі співпадають з вододілом між басейнами Синянки і Чорної [16].

У будові гори Малий Синяк і її південно-східних схилів покриви верхньопліоцен-плейстоценових андезито-базальтів охоплюють площу біля 15 км, потужність покриву від 50 до 100 м і більше (Малеев, 1964). Тут відзначають до восьми потоків базальтів з брекчієвими лавами і туфами потужністю 5-8 м кожний [16].

Північно-східні, східні і південно-східні схили (до долини р. Боржави) глибоко розчленовані типовими баранкосами, по яких протікають багаточисленні невеликі річки й потоки. Південні і південно-західні схили плавно понижуються до Іршавської улоговини в околицях населених пунктів Ільниця, Осій та Білки [16].

Південно-західну частину Латорице-Боржавського межиріччя займає *морфоструктура хребта Гать* і прилеглого вулканічного горбогір'я. Формування морфоструктури пов'язують із зоною поздовжнього (північно-західного-південно-східного напрямку) розлому третьої фази орогенного вулканізму. З хребтом Гать пов'язаний потужний покрив андезито-базальту майже горизонтального залягання. Переважаючі абсолютні висоти в межах хребта коливаються в межах 300-400 м, відносні – 220 – 270 м (стосовно долин Латориці та Іршави) [16].

У північно-західній частині морфоструктура представлена двома невеликими масивами: Лесовицьким між долиною р. Тиси і її притокою Лесовиця і Ділоцьким – між потоками Лесовиця і Перекоп. Максимальна абсолютна висота в околицях с. Ділок становить 402,8 м. Східніше долини поперечного потоку Перекоп розпочинається монолітний хребет Гать з максимальними абсолютними висотами 434,5 м (г. Великий Камінь) і 407,6 м (г. Великий Горотань). Привододільна частина хребта представлена субгоризонтальною поверхнею шириною від 400 до 850 м, яку відносять до найстарішої поверхні вирівнювання в межах Закарпатського прогину. У створенні цієї поверхні значну роль відіграли не тільки денудаційні процеси, але й геологічна будова, зокрема субгоризонтальне залягання андезито-базальтового покриву [16].

Уздовж північно-східного підніжжя хребта простежується поздовжня долина, по якій тече р. Іршава і її притока Колонційка-Кривуля. На південно-західних схилах хребта Гать дуже часто зустрічаються відслонення лавового покриву андезито-базальтів висотою 10-20 м і більше [16].

У північно-західній частині хребта Гать в околицях с. Загаття, встановлено (Малєєв, 1964) два центра вилування лав. З аналізу еруптивних центрів зроблено висновок, що виливи андезито-базальту пов'язані з тріщинами субширотного простягання [16].

Південно-західніше хребта Гать розміщена *морфоструктура Мукачівського вулканічного горбогір'я*. Слідом за Гауером і Ріхтофеном, С.Рудницький (1928) називає її туфовою Мукачівською плитою. Горбогір'я сильно розчленоване долинами невеликих рік і потоків, які у північно-західній частині беруть початок на схилах гір Борилового Долу і перетинають хребет Гать, а в південно-східній вузькій смузі стікають із схилів хребта Гать. У межі горбогір'я досить глибокими затоками, переважно по долинах річок, заходить Закарпатська низовинна рівнина [16].

У формуванні рельєфу цієї морфоструктури беруть участь вулканогенні утворення третьої і четвертої фаз вулканізму, зокрема платформеного циклу.

Форми рельєфу, які пов'язані з цими утвореннями нагадують острови серед моласових відкладів Закарпатської низовинної рівнини [16].

У північній частині м. Мукачево на лівобережжі р. Латориці розміщена г. Сарни (262,1 м), яка є останцем невеликого моногенного вулкану створеного в час третьої фази вулканізму. Свідченням цього є брилові агломератові туфи з блоками лави від 1 до 1,5 м (Малеєв, 1964), які прорвані екструзією андезито-базальту і характерні для автохтонної наземної фації довколажерлової зони [16].

На південно-східній околиці м. Мукачева розміщена г. Велика (площа біля 1,5 км², відносна висота 150 м), яка є типовим прикладом екструзії андезито-дациту цієї ж фази. На північ і схід від г. Великої вивчено (Малеєв, 1964) цілий ряд підвищень менших розмірів, з відносними висотами до 115 м (гори Кам'яниця, Кирал-Сек та ін.), які приурочені до лавового потоку андезито-дациту потужністю 80-100 м [16].

У цьому ж регіоні виявлено багато форм рельєфу пов'язаних з екструзіями андезито-базальтів і шлаковими конусами платформеного циклу вулканізму. Приклади двох таких останців детально описані Є. Малеєвим (1964) в околицях сіл Кучава і Бистриця на лівобережжі р. Латориці. Характерним для обох є наявність нека в центрі шлакових конусів, діаметр якого 30-35 м. У рельєфі їм відповідають підвищення з абсолютними висотами 280 м (біля с. Кучава) і 242,6 м (біля с. Бистриця), які мають овальну форму з двома вершинами і меридіональне простягання [16].

У південно-східній частині межиріччя Латориці-Боржави розміщена *Іршавська улоговина*. Сучасний рельєф улоговини сформувався на неогенових моласових відкладах Закарпатського прогину і алювіальних відкладах плейстоцену. З північного сходу, півночі і північного заходу вона оточена масивом Великого Долу, з південного заходу - південно-східним закінченням хребта Гать, зі сходу і південного сходу масивом Тупого і тільки на півдні і південному заході на невеликому протязі зливається із Закарпатською рівниною. Історія формування улоговини тісно пов'язана з формуванням Вулканічного

пасма і через це більшість авторів відносять її до міжгірської улоговини в його межах [16].

Переважаючими відкладами в межах Іршавської улоговини є відклади ільницької світи (верхній пліоцен), формування яких відбувалося одночасно з вулканогенними відкладами гутинської світи. В межах Іршавської улоговини ільницька світа представлена за В.Буровим у нижній частині розрізу потужною товщею прокlastичних порід і андезитів з прошарками туфогенних пісковиків і глин, а також бурого вугілля. Верхня частина розрізу складається переважно піщано-глинистими породами з прошарками туфів, туфітів і вугілля. У сучасному рельєфі Іршавської улоговини переважну площу займають заплава і низькі надзаплавні тераси [16].

Берегівське горбогір'я сформувалося в зоні Припаннонського глибинного розлому, який має горстову будову з чергуванням піднятих і опущених блоків. Найбільш припідняті в межах зони Земплінський, Берегівський і Вишківський блоки, а опущені – Чопський і Вилоцький (Живко, Петрушкевич, 1971). У піднятих блоках потужність неогенових молас становить 500-600 м, а в опущених до 2 000-2 300 м (Свириденко, 1986). По розломах, що обмежують блоки, відбувалися вулканічні виливи і формувалися гіпабісальні інтрузії. У будові горбогір'я беруть участь ліпаритові туфи і ліпарити доробратівської світи сарматського ярусу [16].

Максимальні абсолютні висоти приурочені до виходів інтрузій ліпариту в масиві ліпаритових туфів і глинистих відкладів доробратівської світи. З північного заходу на південний схід від околиць с. Запсонь до м. Берегове на фоні плоскої рівнини виразно вирізняються горби з абсолютними висотами 207,0 м, 223,0 м (г. Косонь), 192,0 м (г. Бійганська), 171,6 м. Відносні висоти коливаються в межах 60-100 м. Східніше м. Берегове на межиріччі р. Берке і р. Боржави горбогірний масив розширюється до 7,5 км. Зростають усереднені абсолютні (180-350 м) і відносні (70-330 м) [16].

Північно-західніше с. Мужієво знаходиться найвища вершина Берегівського горбогір'я з абсолютною висотою 365,7 м. Від цієї вершини

простежуються пасма у північному напрямі найвищими вершинами 271,5 і 250,1 м і в східному напрямі між с.с. Мужієво і Квасова з вершинами 283,0 м, 298,5 м, 241,2 м. 15-20 до 50-70 м [16].

У будові південної, південно-західної та східної частин морфоструктури беруть участь відклади ільницької світи пліоцену, які представлені алевритистими глинами, алевритами, пісковиками, туфітами з прошарками конгломератів та лігніту (Андрєєва-Григорович та ін., 2009). Моласи західної-південно-західної частини височини представлені сірими, місцями строкатими глинами з прошарками і лінзами пісковиків, конгломератів і туфів паннонського надяруссу [16].

Серед моласових відкладів зустрічаються різних розмірів вулканічні останці, серед яких найвиразніше у рельєфі виділяються локальні морфоструктури нижчих порядків: Чорна Гора (565,0 м) біля м. Виноградова, г. Шаланський Гельмець (368,7 м) між с.с. Шаланка і Великі Ком'яти, а також г. Керекат (307,2 м) біля с. Шард (Широке). У масиві Чорної Гори є ще дві подібні вершини з абсолютними висотами 553,7 і 411,3 м, які, ймовірно, також були еруптивними центрами в період активної вулканічної діяльності.

Серед вулканітів Чорної Гори переважають агломератові туфи, що перешаровуються з лавовими потоками андезито-базальтів і андезитів, які прорвані екструзіями дацитів та андезитів. Вік цих відкладів пов'язують з паннонським регіоярусом, а вік вулканітів масиву Шаланки (домінування андезитів) – з сарматським регіоярусом. Під час аналізу типологічних особливостей рельєфу, а також проведенні геоморфологічної регіоналізації, масив Чорної Гори доцільніше віднести до Шардинсько-Шаланського регіону. Від масиву Фрасини, з яким масив Чорної Гори має спільну геологічну історію, він відокремлений широкою ділянкою низовинної алювіальної рівнини на лівобережжі р. Тиси [16].

Переважну площу в межах Шардинської височинної рівнини займає денудаційно-аккумулятивна поверхня (давня тераса), яка займає межиріччя Тиси-

Боржави площею понад 140 км' і дістала назву від с. Шард. Переважаючи абсолютні висоти поверхні на цій ділянці 200-280 м, відносні біля 100 м [16].

В околицях с. Велика Копань зафіксована найбільша потужність алювію. Товща галечників у відслоненнях становить за даними І.Гофштейна 50 м, за Г.Раскатовим (1966) – біля 60 м. Потужність алювію за даними буріння удвічі більша. Домінує галька, жовтих і сірих пісковиків та білого кварцу. За підрахунками І.Гофштейна (1995) метаморфічні породи склали 20-25 % гальки, що свідчило про інтенсивний вріз р. Тиси у породи кристалічного масиву у другій половині пізнього пліоцену [16].

4.2 Морфоскульптури

До морфоскульптури відносять форми рельєфу, в утворенні яких головна роль належить екзогенним процесам [16].

В межах Вулканічного пасма Українських Карпат вирізняють такі типи морфоскульптур: 1) реліктові денудаційні та денудаційно-аккумулятивні поверхні вирівнювання; 2) успадковані морфоскульптури річкових долин з комплексом терас. Окрім цього, розглядаються характер розвитку і поширення сучасних екзогенних рельєфоутворювальних процесів, які створюють відповідні морфоскульптури [16].

Більшість дослідників у межах Вулканічного пасма (Вигорлат-Гутинського) Українських Карпат виокремлюють дві різновікові поверхні вирівнювання, в яких простежуються фрагменти денудаційних (педименти окраїнні, педименти долинні або прирічкові) і денудаційно-аккумулятивні, які пов'язуються з одновіковими високими терасами. Вік цих поверхонь датується верхнім пліоценом-давнім плейстоценом [16].

Наявність верхньопліоценових поверхонь підтверджена аналізом алювіальних відкладів. Відклади цього віку залягають у передгірській смузі до Чоп-Мукачівської низовини [16].

Найяскравіший приклад алювіальних відкладів верхнього пліоценового рівня описаний І.Раскатовим (1966) у долині р. Боржави на схилах г. Юриця (масив Грабової-Тупого) північно-східніше від с. Імстичово. Галечники, потужністю 20 м прихилені до туфогенних пісковиків і глин сармату на абсолютних висотах 430 - 450 м. У складі гальки (розмір 4 – 5 см) переважають флішові пісковики, сильно вивітрілі і озалізнені, зрідка трапляються гальки кварцу, кварцитів і кристалічних сланців [16].

Відносні висоти тераси коливаються в межах 250-300 м. Як зазначав Г.Раскатов (1966), в долинах інших рік, які перетинають Вигорлат-Гутинський хребет, на верхньому пліоценовому рівні відсутній аккумулятивний матеріал (так званий "рівень Темника") [16].

Максимальна потужність галечників (60 м) відслонюється поблизу села Велика Копань (масив Чорної гори) на правому березі р. Тиси. Домінує галька жовтих і сірих пісковиків і білого кварцу, зрідка кристалічних сланців діаметром 10 – 20 см. Галечники перекриті товщею строкатих глин і жовтих суглинків потужністю 15 – 20 м [16].

Поверхні пліоценового віку вздовж північно-східних і південно-західних передгір'їв Вулканічного пасма виокремлювали О.Спірідонов (1952),

П.Цись (1957), І.Гофштейн (1964, 1985, 1995), М.Демедюк (1981, 1982) та ін.

Вздовж південно-західного передгір'я Вулканічного пасма М.Демедюк виокремив одну денудаційно-акумулятивну поверхню (Велико-Копанську терасу), яка співпадає з Шардинською поверхнею І.Гофштейна.) [16].

Уперше в долинах гірських річок басейну р. Тиси (Ужа, Латориці, Боржави та ін.) М.Демедюк (1981, 1982) відзначив існування педиментів, ув'язавши їх з Прирічковим рівнем у Словацьких Карпатах, який виокремили і описали Я.Квіткович (1961) і Є.Мазур (1963) [16].

Прирічкову поверхню І.Гофштейн (1985, 1995) виокремив не тільки в долинах річок, але й на межиріччях Вулканічного пасма, а також на контакті Вулканічного пасма і Закарпатської рівнини. За аналогією з виокремленими педиментами у Передкарпатті, І.Гофштейн зачисляв до окраїнних або зональних педиментів педименти вздовж південно-західної окраїни Вулканічного пасма [16].

Найбільші площі Шардинська денудаційно-акумулятивна поверхня займає на межиріччі Тиси і Боржави між селами Рокосово і Велика Копаня в долині р. Тиси і селами Великі і Малі Раківці в долині р. Боржави. Потужність галечників, яка зафіксована у відслоненнях сягає 50 - 60 м, а за даними буріння - 80 -90 м. На схилах масиву Тупого (Великого Шолеса) в районі сіл Рокосова і Великі Раківці галечниковий покрив поступово виклинюється і денудаційно-акумулятивна поверхня зливається з одновисотними педиментами, які сформувалися на андезитах та їхніх туфах верхньопліоценового віку (левантин).

Як зазначає І.Гофштейн (1995), у цьому регіоні галечник залягає на андезиті з червоною корою вивітрювання (жовто-рожева смугаста глина), яка засвідчує правильність зачислення передгірної зони до педименту [16].

Невелику ділянку Шардинської денудаційно-акумулятивної поверхні І.Гофштейн (1995) виокремив на лівобережжі р. Латориці в околицях с. Кучави, яка на північному сході прилягає до дещо вищої Ділоцької поверхні [16].

У долинах рік найбільш підвищеної частини Вулканічного пасма, а також в Березне-Ліпчанській поздовжній долині, фрагменти цієї поверхні (Прирічкова нижня) трапляються значно частіше, ніж Прирічкової верхньої. Вони зосереджені на нижчих абсолютних (300 – 400 м) і відносних (130 – 160 м) висотах. У напрямі до Закарпатської рівнини абсолютні і відносні висоти понижуються. Малопотужні галечникові накопичення на цій поверхні зафіксовані тільки в межах Перечинської і Свалявської улоговин [16].

Вік Шардинської поверхні та її аналога Прирічкової нижньої визначають як пізньопліоценовий (друга половина), його підтверджено аналізом мікрофауни у червоноколірних галечниках [16].

Під час аналізу річкових долин, які перетинають Вулканічне пасмо, перше, на що звертають увагу - це невеликий перепад висот і ухил (табл. 4) [16].

Таблиця 4

Основні морфометричні характеристики головних рік у Вулканічному пасмі Українських Карпат
(за Кравчуком Я.С.)

Ріка	Абсолютні висоти		Перепад висот	Довжина відрізка	Ухил м/км
	На вході в масив	На виході з масиву			
Латориця	184 (Свалява, після впадіння р. Тур'ї)	128 (Мукачево, пн-сх. околиця)	56	19	2,94
Боржава	170	132	38	15	2,53

	(с.Довге)	(с. Білки)			
Тиса	157 (Хуст, гирло р.Ріки)	137 (с. Королево)	20	11	1,82

Наприклад, р.Латориця при перетині 19-кілометрового відрізка Полонинського хребта має перепад висот 148 м і ухил – 7,79 м/км. При перетині такого ж відрізка (19 км) Вулканічного пасма між Свалявою і Мукачевим перепад висот р. Латориці становить 56 м і ухил – 2,94 м/км. Перепад висот р. Уж у Полонинському хребті – 220 м, ухил – 5,64 м/км, а у Вулканічному, відповідно, 28 м і 1,33 м/км. Невеликі ухили у р. Тиси (на відрізку "Хустські Ворота") – 1,82 м/км і р. Боржави – 2,53 м/км [16].

Одним із чинників створення такого контрасту між Полонинським і Вулканічним хребтами слід вважати досить інтенсивні підняття в Полонинському хребті і повільні опускання в Закарпатському внутрішньому прогині протягом значного проміжку геологічного часу. Така ситуація зберігається і на сучасному етапі. За даними В.Сомова та І.Рахімової (1983) інтенсивність сучасних вертикальних рухів у Полонинсько-Чорногірських Карпатах зафіксована в межах +1,5 - + 2,0 мм/рік, у Вулканічних Карпатах - + 0,8 – 1,0 мм/рік [16].

Дещо більші ухили у річок Латориці і Боржави, а також те, що вони входять у Вулканічне пасмо на більших абсолютних висотах (184 м і 170 м), можна пов'язати з активнішою вулканічною діяльністю у басейнах цих рік в період четвертої фази; зокрема континентального циклу (бужорська світа). Такі процеси дещо сповільнили візування цих рік при перетині Вулканічного пасма [16].

Долина р. Боржави найкоротша у межах Вулканічного пасма. Відстань від с. Довге (вхід у масив) до північно-східної околиці с. Білки (вихід з масиву в Іршавській улоговині) становить приблизно 11 км. Долина р. Боржави єдина серед рік Вулканічного пасма, де на верхній пліоценовій на схилах г. Юриці є 20-

метрова товща галечників. Терасу зачислено до верхньопліоценової денудаційно-аккумулятивної Прирічкової верхньої (Ділоцької) поверхні [16].

На лівобережних схилах масиву Тупого, що підходять до Іршавської улоговини, між селами Великі і Малі Раківці широко представлені фрагменти нижньої пліоценової тераси, яка співставляється з денудаційними і денудаційно-аккумулятивними Прирічковою нижньою і Шардинською поверхнями [16].

В околицях с. Великий Раківець знайдено фрагменти нижньочетвертинної (середньочетвертинної) тераси висотою 30–40 м з малопотужним алювієм з гальки, кварцу, пісковиків і андезитів. Фрагменти п'ятої надзаплавної нижньочетвертинної тераси з відносними висотами 70 – 80 м також на межиріччі Боржави та Іршави північніше від с. Лози [16].

У межах Іршавської улоговини четверта (30 – 40 м) і третя (16 – 20 м) надзаплавні тераси представлені фрагментами в околицях сіл Імстичево, Білки, Великий Раковець, Вільхівка та ін. Переважаючі площі в межах улоговини зайняті 7 – 10 і 5 – 6 - метровими терасами, а також високою і низькою заплавами. У долині р. Іршави поблизу сіл Брід, Загаття, Чорний потік простежуються фрагменти низьких і середніх терас, а також знаходяться досить значні за площею вирівняні ділянки на відносних висотах 100 – 130 м, які нагадують тераси. Відносні й абсолютні висоти поступово зростають вгору по течії, отож, поза всяким сумнівом, є типовими долинними педиментами [16].

Морфоскульптура Чоп-Мукачівської рівнини чітко пов'язана з елементами рельєфу. Серед традиційних типів морфоскульптури вирізняються реліктові денудаційно-аккумулятивні поверхні й тераси, сучасні елементи морфоскульптури та терасові комплекси річкових долин [16].

У передгір'ях ця поверхня переходить в аккумулятивну терасу, хоча її відносні висоти незначно зменшуються - від 150 – 200 м до 120 – 180 м. Ця поверхня І.Гофштейном (1964,1985) названа Шардинською. Значні площі вона займає на межиріччі Тиси – Боржави з найбільшою потужністю галечників у відслоненнях до 50 м. За віком її зачисляють до другої половини пізнього пліоцену – еоплейстоцену (Гофштейн, 1995) [16].

Шардинська (Копанська тераса) обмежує з південного заходу підніжжя Вулканічного пасма. Аналіз алювію цієї поверхні проведений О.Адаменком та ін. (1977). Вона представлена піщано-гравійно-галечниковими відкладами потужністю до 100 м зцементованими червонобурою твердою глиною. Автори вважають, що передгірський алювій утворений досить великою рікою або ж кількома, які утворили широкий передгірський шлейф. За мікрофауною галечників він визначений як друга половина пізнього пліоцену [16].

За даними О.Адаменка та ін. (1977) з наближенням до Вигорлат-Гутинського пасма Шардинська (Копанська) тераса розщеплюється на декілька рівнів (самостійні високі тераси), алювій яких складається з галечників червоного кольору. До них належить дев'ята (200 – 300 м), восьма (130 – 150 м) та сьома (до 100 м) надзаплавні тераси. В алювії дев'ятої тераси на г. Скридей 485 м валуни і галька на г. Скридей такого ж складу, як і в районі Ділка [16].

4.3 Геоморфологічна регіоналізація території дослідження

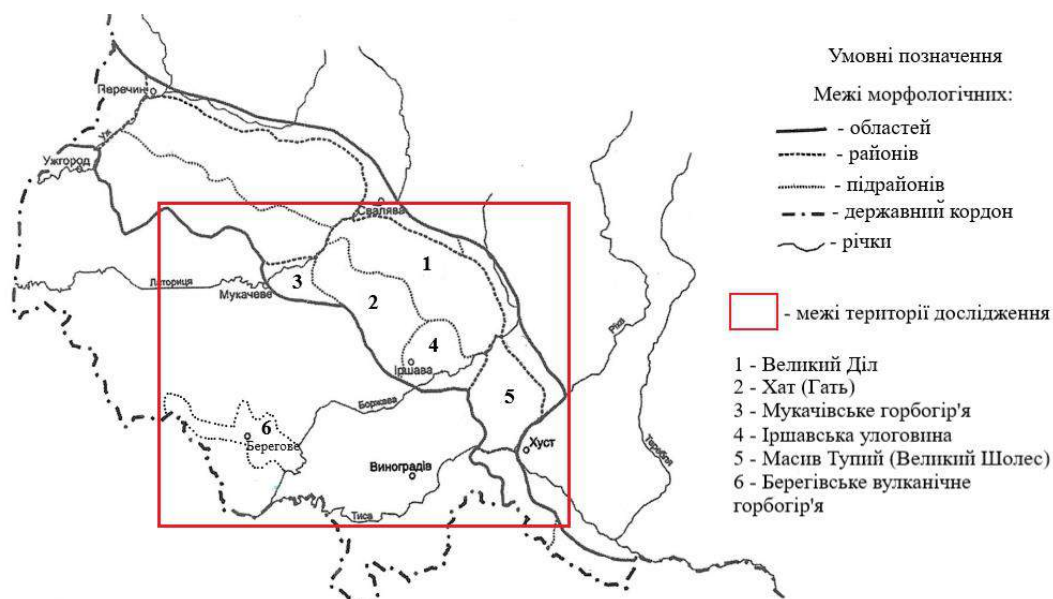


Рис. 19 Картосхема геоморфологічної регіоналізації Великодільського масиву та прилеглої частини Закарпатської рівнини [за Кравчуком Я.С.]

4.3.1. Великодільський масив

Геоморфологічний район Великодільського масиву розміщений на межиріччі Латориці – Боржави і охоплює територію шести локальних морфоструктур: Борлієвого Долю, Бужори, Малого Синяка (Синянки), хребта Гать, Іршавської улоговини і Мукачівського горбогір'я [16].

Для перших трьох морфоструктур, які охоплюють північно-східну частину району, характерний низькогірний рельєф, сформований яскраво вираженими стратовулканами конусоподібної форми (Борліїв Діл) з численними баранкосами. Характер рельєфу зумовлений переважанням тут лавових покривів і потоків базальтів та андезито-базальтів континентального циклу вулканізму, грубоуламкових пірокластичних порід, як результат діяльності стратовулканів Бужорського і Борлієвого Долю [16].

Серед форм мезорельєфу часто трапляються незначні підняття, сформовані на екструзіях андезиту, андезито-базальту і дациту в зоні впливу стратовулкана Борлієвого Долю, купольно- кільцеві і кільцеві морфоструктури нижчих порядків у зоні впливу Бужорського стратовулкана, типові баранкоси на схилах масиву Синянки (Малого Синяка).

У геоморфологічному районі Великодільського масиву зосереджено найбільше вершин, абсолютні висоти яких перевищують 1000 м, зокрема найвища вершина Вулканічного Хребта г. Бужора (1 085,5 м). Масиви і хребти з абсолютними висотами понад 1000 м в Українських Карпатах зачислено, здебільшого, до середньовисотних гір [16].

4.3.1.1. Великий Діл

Геоморфологічний район Великого Долю має геоморфологічну будову, подібну до попереднього регіону (межиріччя Ужа - Латориці). У північно-східній частині, яка прилягає до Березне-Ліпчанської (Тур'янської) долини, наявні максимальні абсолютні висоти, короткі й круті північно-східні схили, довгі пасма південного і південно-західного напрямів. Її зачислено до геоморфологічного підрайону Великого Долю. У північно-західній його частині розміщений масив Борлієвого Долю з вершиною г. Дехманів (1017,8 м) [16].

Від цієї вершини радіально розходяться численні відгалуження, відокремлені один від одного глибоко врізаними долинами численних потоків.

Наймасивніші з них у північному і північно-західному напрямках фіксуються вершиною г. Кичера (737,2 м). Інший – розміщений між двома витоками потоку Бистрого (понад 600 м) у південному напрямі - це відгалуження урочища Кривуля (822,7 м) [16].

У будові цих відрогів беруть участь андезитові туфи, андезито-базальти гутинської світи. На північних схилах є невеликі масиви базальтів і андезито-базальтів бужорської світи [16].

Меридіональним відрізком долини р. Іршави вулканічний масив Борлієвого Долю відмежований від масиву Камінного Долю (за С.Рудницьким, 1925). Східніше від г. Дехманів долина Іршави змінює свій напрям з меридіонального на широтний. Північно-східніше прямокутного повороту долини на її правому березі вершиною Шелелівський Верх розпочинається хребет Великого Долю [16].

На лівому березі Іршави простежується дугоподібний хребет з вершиною Кривуля (591,3 м). Він із заходу обмежує зниження меридіонального

простягання, в якому розкинулись населені пункти Смологовиця, Локоть, Крайня Мартинка, Підгірне. З північного сходу і сходу його оточують куполоподібні масиви з вершинами Смологовицький Діл (807,1 м), Мартинський Камінь (989,0 м) і хребет з вершинами Береговий Діл (926,3 м) і Явір (717,0 м). Це зниження С.Рудницький (1925), вважає днищем своєрідної кальдери, яке розчленоване долиною Чорного Потону і його приток [16].

Східніше від г.Мартинського Каменю розміщений кратер Бужори, обмежений з півночі і сходу хребтом Великого Долу з найвищою вершиною Бужора, із заходу і південного заходу - хребтом між Мартинським Каменем і Береговим Долом. Протяжність заглибини з північного сходу на південний захід 5 км, з північного заходу на південний схід - 3 км. Вважають, що в недалекому геологічному минулому заглибина кратера була заповнена водою [16].

Сліди озера спостерігаються в урочищі Багна. Днище кратера дронується кількома витокми р. Іршави [16].

Східніше г.Бужори розміщена кальдера Синянки, днище і схили якої розчленовані долинами Синянки і її численних приток. З північного заходу і заходу улоговина обмежена вузьким хребтом меридіонального напрямку, що відходить від г.Бужори і простягається вздовж правого берега Сухої Синянки. На північному сході і сході обмежується хребтом Великого Долу, який у верхів'ях Синянки має дугоподібний витин і набуває меридіонального про-стягання. Ця частина хребта фіксується вершинами Камінь (957,2 м), Малий Синяк (1035,2 м), Бистра (1002,5 м) [16].

4.3.1.2 Хат (Гать)

Південно-західну частину межиріччя Латориці – Боржави зачислено до геоморфологічного підрайону Хат (Гать), сформованого на потужних покривах андезито-базальтів (рис.20) [16].



Рис.20 Відслонення андезито-базальтів на південно – східному закінченні хребта Хат (Гать) (кар’єр на північній околиці с. Сільце)

Абсолютні висоти коливаються в межах 250 – 500 м. Від долини Латориці (околиця с. Вільховиця) до Іршавської улоговини (околиці Іршави та Ільниці) простежується вздовж долини Іршави та її притоки Кривулі міжгірське пониження з численними населеними пунктами. Його формування пов’язане з інтенсивною ерозійною роботою р.Іршави та її численних приток у товщах туфів. Від Закарпатської рівнини вона відокремлена хребтом Хат (Гать) північно-західного – південно-східного простягання, який фіксується одновисотними вершинами 402,8 м (поблизу с.Ділок), 434,5 м (г.Великий Камінь), 407,6 м (г.Великий Горотань) [16].

На вирівняній вулканогенно-осадовій поверхні залягають розсипи валунів і галечників. Вік цієї денудаційно-аккумулятивної поверхні (Ділоцької) датують еоплейстоценом [16].

Іршавську улоговину на схемах геоморфологічного районування П.Цися вирізнено як окремий геоморфологічний район Вулканічних Карпат. Сформувалася вона у долинах рік Боржави і її притоки Іршави між вулканічними масивами Великого Долу і Хату (Гаті) на заході - південному заході і тупого - на сході - південному сході. Її протяжність із заходу на схід і з півночі на південь близько 13 км [16].

4.3.1.3. Іршавська улоговина

Кравчук Я.С., вважає, що найдоцільнішим є виокремлення Іршавської улоговини, як підрайон геоморфологічного району Великого Долу. Вона цілковито вписується у цей район морфологічно, а також відповідатиме вимозі сумірності у випадку виконання геоморфологічної регіоналізації.

У будові беруть участь товщі глин з прошарками алевролітів, пісковиків і вугілля ільницької світи (панон), перекритих алювіальними відкладами (рис.21). У південно-західній частині улоговини поблизу с.Лоза на порівняно незначній площі поширені глинисті відклади з прошарками туфів і туфітів алмаської і луковської світ сармату. Значну площу в межах улоговини займають заплава і низькі надзаплавні тераси [16].



Рис. 21 Відслонення бурого вугілля на південній околиці смт Ільниця

4.3.1.4. Мукачівське горбогір'я

Мукачівське горбогір'я є продовженням прилеглої до Закарпатської рівнини смуги з горбогірно-низькогірним рельєфом, яка простягається від долини р. Уж до долини р. Латориці. Значна частина цього підрайону розміщена на лівобережжі р.Латориці. Виокремлення цього підрайону (за розмірами мікрорайону) з численними доволі масивними підвищеннями, які сформувалися на екструзивних куполах в околицях м. Мукачевого і сіл Куштановиця, Коноплевці, Верхній Коропець, Кучава та інших, цікаве для наукових і пізнавально – краєзнавчих цілей [16].

На межиріччі Боржави і Тиси розміщений меридіональний відрізок Вулканічного хребта довжиною 15-16 км, сформований уздовж Оашського розлому. Усереднені абсолютні висоти тут на 100-150 м нижчі, ніж на межиріччі Латориці – Боржави. Це межиріччя належить до геоморфологічного району Тупого /Великого Шолеса. У рельєфі району вирізняють кілька зруйнованих екзогенними процесами кальдер [16].

На західних схилах хребта (від вододілу до долини Боржави) С.Рудницький виокремлює три помітні кальдери – Клобука, Тупого, Товстого Верху, а також одну на східних схилах масиву Товстого Верху [16].

З півночі - північного сходу кальдерну улоговину Клобука оточує вал, який фіксується вершинами 452,7 м і 499,2 м на вододілі між правими притоками Малої Осави і лівими притоками Довгого. З півдня-південного заходу пониження оточує хребет з вершиною Грабова (782,5 м), Малий Клобук.

Кальдерне зниження Тупого з півночі обмежене хребтом Юриці (630,2 м), зі сходу – вододільним хребтом між Боржавою і Рікою з вершиною Кошелеве (720,5м) на півдні - південному заході – масивами гір Тупий і Китиця (841,0 м). Протяжність кальдери з півночі на південь від г. Юриця до г. Китиця становить 5 км. Розчленована вона верхів'ями Бистої і Раковецького потоку. Південніше розташована сильно зруйнована кальдера Товстого Верху (819,2 м), яка на півночі обмежена хребтом з вершиною Дошата (761,3 м), на півдні - південному сході – масивом Товстого і Порубища (474,9 м) [16].

На східних схилах масиву Товстого, у басейні потоку Вар (Городилового), простежується овальної форми кальдера, яка зі сходу обмежена незначними масивами з вершинами Ілліна гора (758,2 м), Роронд-Тете (554,0 м). Довжина кальдерного заглиблення сягає 6 км, ширина - 4 км. Як вважає Є. Малєєв (1964), масив Тупого сформований на місці зруйнованого полігенного стратовулкану [16].

Між долиною Тиси і кордоном з Румунією розміщена ділянка Гутинського ге морфологічного району. У межах Українських Карпат розглядаємо її як Оаш-Шаянський і Вишківський підрайони. Звужений відрізок долини р. Тиси

("Хустські Ворота") відмежовує його від масиву Тупого. Короткі круті схили підступають до заплави і безпосередньо до русла р.Тиси, над якими простежуються вершини Сагеть (394,7 м), Камінь (347,1 м), Пінтева Студня (467,7 м) та ін. Західніше від с. Велятина розміщена найвища ділянка підрайону з вершиною Фрасина (826,4 м), від якої у північному напрямі простежується хребет з вершиною Багно (602,3 м). У будові цієї ділянки беруть участь базальти і андезито-базальти бужорської світи [16].

Свого часу С. Рудницький виокремив тут великий "вулканічний вінець Фрасина" протяжністю до 15 км, а також кальдери ("перстінь") Широкого Верху (г.Широкий Верх, 811,6 м), розчленовану потоком Шаян. Простежується один з валів від г.Широкий Верх до г.Малий Кюблер і г.Шаян – 440,0 м [16].

Північно-західніше, західніше і південніше від Вишкова на відрогам масиву Оаш простежуються інтрузивні вершини Малий Череповець (456,3 м), Великий Горб, Гостра (577,3 м), Фекете-Хедь (769,4 м), Вар-Хедь (589,6 м) та ін. У їхній будові, здебільшого, беруть участь діорити і діорит-порфірити, які поблизу долини Тиси відслонюються серед сарматських глин.

Оаш-Шаянський геоморфологічний підрайон сформувався на морфоструктурі Фрасини-Оашу з низькогірним рельєфом, що виник на місці зруйнованого стратовулкана і моногенного вулкана, а також на численних екструзіях андезито – ліпаритів [16].

Вишківський підрайон з горбогірним рельєфом з елементами низькогір'я сформувався на різновікових вулканітах. У рельєфі домінують купольні і купольно-кільцеві локальні морфоструктури, пов'язані з інтрузіями діорит-порфіритів і гранодіорит-порфірів [16].

4.3.2. Закарпатська рівнина

4.3.2.1 Берегівське горбогір'я

До геоморфологічного району Берегівського вулканічного горбогір'я зачислено основний масив між м.Берегове і с.Квасове з найвищою вершиною 366,7 м, а також північно-західний Запсонь-Бийганський виступ з вулканічними останцями. Максимальні абсолютні висоти цих горбів становлять 207,0 м

(західніше від с.Запсонь), 223,0 м (г.Косонь), 192,0 м (г.Бийганська) і 171,7 м (південно-західніше від с.Велика Бийгань). Відносні їхні перевищення над майже плоскою рівниною становлять 60 – 110 м.

Обидві локальні морфоструктури мають спільну геологічну історію. Їхнє формування пов'язують з сарматським ярусом – доробратівська і луківська світи [16].

4.4 Розвиток та поширення сучасних геоморфологічних процесів

Під процесами загальної денудації території розуміється вся сукупність сучасних геоморфологічних процесів, які викликають знесення з її поверхні певної кількості матеріалу шляхом механічного і хімічного переміщення, що сприяє постійній зміні морфометрії рельєфу. Денудація як цілісна система розглядається з позиції нерівномірного розвитку у просторі і часі [23].

У просторовому аспекті її поділяють на "локальну" і "регіональну". Для локальної денудації характерне переміщення матеріалу на незначні відстані. Вона розвивається під дією схилового неруслового стоку, і тимчасових водотоків, підземного стоку, селів, обвалів, зсувів та іншими процесами.

Для "регіональної" денудації характерне переміщення матеріалу на великі відстані, виніс його в інші морфологічні райони і області. Основними агентами переносу є великі і середні ріки та льодовики [23].

У часовому аспекті, з врахуванням інтенсивності і кількості перенесеного матеріалу, виділяють "нормальну" денудацію, тобто таку, коли процеси із року в рік розвиваються з невеликою інтенсивністю не порушуючи динамічної рівноваги схилів, і "експериментальну", яка характеризується різким коливанням інтенсивності, значним об'ємом винесеного за короткий проміжок часу матеріалу, різноманітністю розвитку у просторі і часі. Вона залежить в основному, від кліматичного і тектонічного факторів, а також степені антропогенного впливу на рельєф [23].

Деякі види сучасних геоморфологічних процесів, можуть при певних фізико-географічних умовах переходити з одного виду в інший. Наприклад, процеси площинної ерозії при катастрофічних зливах переходять з "нормального" типу в "експериментальний" [23].

Територія дослідження розташована в межах гірської та передгірської частини, відповідно тут поширені різні види сучасних геоморфологічних процесів. Детальне крупномасштабне картування розповсюдження і розвитку сучасних геоморфологічних процесів, а також аналіз фондових матеріалів Закарпатської геолого-розвідувальної експедиції, показав, що основними

агентами денудації на досліджуваній території є ерозійні, зсувні, обвально-осипні, та подекуди карстові процеси [23]. Відповідно нами побудована карта сучасних геоморфологічних процесів, основний акцент звернуто на такі процеси, як ерозійні, гравітаційні та карстові.

Карту сформовано за допомогою програм Google Maps та Paint 3D, на основі власних спостережень, отриманих під час польових досліджень, та інформаційного щорічника щодо активізації небезпечних екзогенних геологічних процесів на території України за даними моніторингу ЕГП [11].

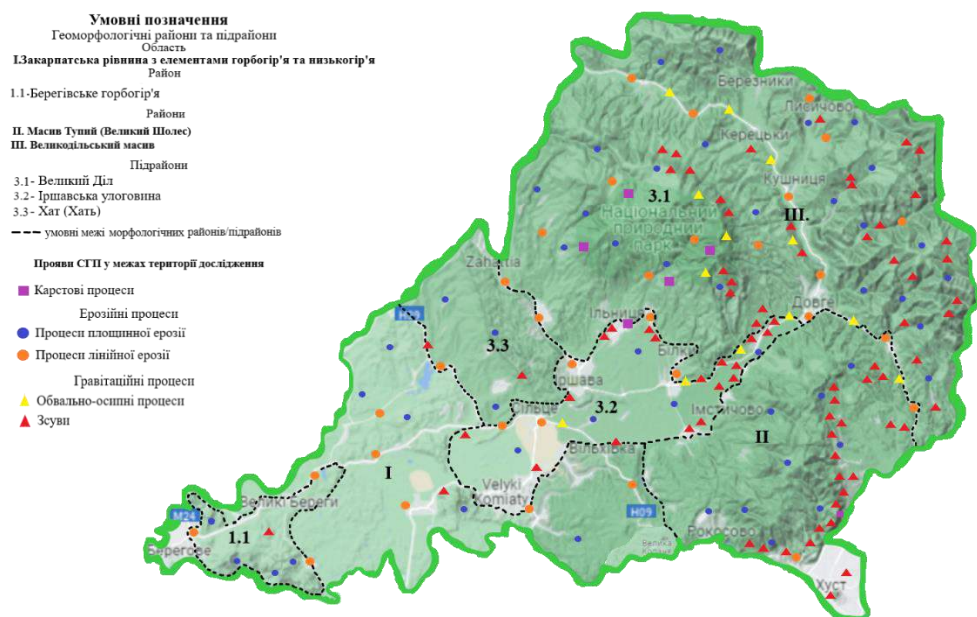


Рис. 22 Картосхема сучасних геоморфологічних процесів території дослідження [Google Map; Paint 3D]

4.4.1 Ерозійні процеси

Ерозійні процеси є одним із видів «нормальної» денудації і проявляються у вигляді механічного впливу на ґрунти і породи текучої води, яка відриває від поверхні дна потоку частинки і переміщує їх по напрямку руху. За формою розмиваючої діяльності водних потоків ерозійні процеси, поділяються на поверхневу або площинну ерозію, лінійну ерозію і руслову, яку ще поділяють на бічну і донну [7]. На відміну від площинної і лінійної ерозії, які розвиваються періодично в залежності від кількості і інтенсивності опадів, що потрапляють на поверхню схилів, руслова ерозія розвивається в руслах рік безперервно, змінюючи свою інтенсивність і направленість в залежності від водності потоку і похідних від нього характеристик [23].

4.4.1.1 Процеси площинної ерозії

Процеси площинного змиву протікають по-різному. Найінтенсивніше площинний змив відбувається на випуклих і прямих схилах крутістю 12–25°, де вирубували ліси. На більшій частині території переважають процеси слабого площинного змиву, що зумовлено сильною залісненістю (крім Берегівського горбогір'я), ще 70–80 років тому гори майже повністю були покриті лісом. Відомо, що ліс, як правило, – це чинник, який зберігає існуючі форми рельєфу. З іншого боку, широке поширення бурих гірсько-лісових, дерновобуроземних та буроземно-підзолистих ґрунтів із важким гранулометричним складом теж сповільнює процеси площинного змиву [19].

Ділянки з середньою інтенсивністю площинного змиву на території дослідження розташовані на найбільш освоєних людиною територіях. До таких районів належать, Берегівське горбогір'я, південно-західний схил хребта Хат, західний схил хребта Тупий та Іршавська улоговина [18].

На інтенсифікацію площинного змиву, крім особливостей рельєфу, також впливають структурно-літологічні особливості, зокрема поширення досить потужних товщ жовто-бурих суглинків, які сформувалися на корі вивітрювання андезитів та туфогенно-осадових відкладів (Іршавська улоговина). Все ж таки процеси площинного змиву тут дещо сповільнені. Основна причина

сповільнення полягає у надзвичайно важкому гранулометричному складі сильно оглеєних ґрунтів і кори вивітрювання вулканічних гір. В цих ґрунтах міститься понад 85% частинок діаметром менше ніж 0,01 мм, і тому вони мають мінімальну здатність поглинати воду. Під час дощів ґрунти і кора вивітрювання сильно набухають, а їх частинки набувають значної зв'язності. Тому вода, що з них стікає, не може спричинити значних змін на похилих схилах [18].

Між Берегівським горбогір'ям і хребтом Хат розташована горбистоувалиста рівнина, складена озерноморськими відкладами верхнього міоцену і нижнього пліоцену, які перекриті важкими лесоподібними суглинками. Тут переважають процеси слабкого площинного змиву, причиною якого є похилі і слабо спадисті схили (3–5°), а також невеликі площі водозборів, які в північній частині покриті лісом. Зовсім по-іншому проявляється площинна ерозія в області високих передгір'їв (300–450 м). Тут площинний змив дрібнозему, внаслідок великих кутів падіння схилів (25–37°), по яких струмені дощу течуть безперервно, відбувається з кожної позбавленої рослинності ділянки. Тому біля підніжжя схилів виникають невеликі конуси виносу, які займають значні площі [18].

Досить своєрідними є форми ерозійного рельєфу, які утворюються на корі вивітрювання та поєднують елементи як площинного змиву, так і лінійного розмиву. Вони спостерігаються переважно на не покритих рослинністю крутих схилах високих і низьких передгір'їв хребта Великий Діл та корі вивітрювання, яка залягає близько до поверхні. За відсутності рослинності на таких ділянках порушується режим стоку поверхневих і ґрунтових вод, відбувається площинний змив високої інтенсивності та формується густа сітка ярів, які, зрештою, утворюють непридатні землі типу “бедленди”. Це спостерігається на багатьох ділянках території дослідження. Особливо яскраво такі “бедленди” проявляються на західних відрогах хребта Тупий (біля с. Великий Раковець) та на північно-східних схилах Іршавської улоговини [18].

На вулканічних останцях Берегівське горбогір'я, переважають процеси площинного змиву слабкої та середньої інтенсивності. В привершинних

частинах схилів переважає площинний змив слабкої інтенсивності. Це зумовлено тим, що вершинні поверхні більшості останців заліснені. В нижніх частинах схилів процеси площинного змиву посилюються через інтенсивне освоєння значних ділянок під сільськогосподарські угіддя (сади, виноградники та ін.) [18].

4.4.1.2 Лінійна ерозія

Процеси лінійного розмиву на території дослідження виявляються у розмиванні, підмиванні берегів гідромережі та розмиванні схилів, яке супроводжується утворенням промивин та ярів [18].

Глибинна ерозія в межах території дослідження активізується, якщо різко зростає рівень опадів. Особливо такі процеси поширені в періоди повеней, паводків та зливових дощів, які на території дослідження є частими. Неабияке значення має і літологічний склад піддатливих до розмиву алювіальних та делювіально-пролювіальних четвертинних відкладів, а також стійких до вивітрювання вулканічних туфів, що підсилюються процесами вирубування лісів та розораністю схилів. Андезити, базальти та дацити, будучи стійкішими породами, менш піддатливі руйнуванню, хоча через інтенсивну роботу рік Латориці, Боржави, відбувся прорив вулканічного хребта, складеного цими породами [18].

При певному поєднанні різних факторів (кліматичних, гідрологічних, геоморфологічних, ґрунтово-рослинних) починається формування постійних водних потоків, для яких характерний концентрований рух води в лінійних від'ємних формах, які називають руслами [18].

Головною особливістю розвитку ерозійних процесів у руслах рік є їх часова неперервність, яка виражається у постійному ерозійному впливові водотоку на ґрунти. Кількісна оцінка інтенсивності руслової ерозії за невеликий проміжок часу в більшості випадків ускладнена [18].

Використання результатів спостережень за твердим стоком в замикаючих гідростворах не є правильним, оскільки неможливий поділ продуктів стоку на схилову і руслову складову, тим більше, що у водотоці відбувається їх поділ на транзитну і акумулюючу складову [18].

В періоди паводків внаслідок значного підвищенні рівня води, річковий потік заповнює все русло і розливається на заплаву. Власне в ці періоди значного підйому рівня води, зростання витрат і збільшення швидкості течії, набуває максимального розвитку ерозія, яка руйнує береги. На вигинах русел центробіжні сили творять поперечний похил, внаслідок чого в площині живого перетину потоку від випуклого берега до ввігнутого, а по дну в зворотньому напрямі. Рух води в потоці внаслідок накладки поперечної і повздожньої течії стає спіралеподібним, близьким до турбулентного і впливає на формування русла ріки. Струмені води, набігаючи на ввігнутий берег і опускаючись на дно розмивають берег та дно ріки, переносячи продукти розмиву до протилежного берега. В процесі обстеження бокові розливи фіксуються в долинах більшості потоків і рік [18].

Впливу руслової ерозії на досліджуваній території підлягає головним чином пухкий матеріал. Найбільші ділянки що підмиваються спостерігаються в нижній течії водотоків при появі потужної товщі алювіального матеріалу, який викликає меандрування русла. У верхніх ланках гідрографічної сітки розміри ділянок що підмиваються зменшуються. В деяких випадках (де є виходи корінних порід) вони переходять в обвальні-осипні схили (рис.23) [18].



Рис.23 Бічна ерозія з осипно-обвальними процесами по вертикальних стінках, річка Кушниця (ліва притока Боржава)

Інтенсивність розмиву русла досить добре корелюється з середньорічною кількістю опадів. Так, максимальні величини інтенсивності руслової ерозії

відмічені в 1982 і 1985 рр., які характеризувалися значною кількістю опадів з великим відсотковим вмістом зливної складової [18].

Протягом року спостерігаються два максимуми розвитку руслової ерозії весняний і під час інтенсивних літніх дощів. Відступання ділянок що підмиваються під час літніх дощів досягало 0,4-0,5. У верхніх ділянках гідрографічної сітки русловий розмив має пульсаційний характер, що пояснюється виходом в руслах рік корінних порід, які представлені базальтами і андезито-базальтами. Спостереження на річках показали, що є значне переважання бічної ерозії над глибинною [18].

Спостереження на річках Іршавської улоговини показують, що одночасно з переміщенням продуктів денудації річковими водотоками відбувається значна ерозійна робота за рахунок руслового розмиву і залежить від кліматичних умов, геоморфологічних, літологічних і морфометричних параметрів рельєфу річкових басейнів. Основним джерелом збагачення річкових вод завислим матеріалом є бічна руслова ерозія яка на декілька порядків перевищує глибинну (рис. 24) [18].

На відрізках річок Іршави від с.Загаття до с.Брід та Боржави в околицях с.Бронька, спостерігаються процеси активного розмиву русел річок, що зумовлено значним їх похилом, а також великою кількістю впадіння малих потоків, які підсилюють ці процеси [18].

Із зміною літологічного складу порід вулканічних гір, похилом річки та швидкістю течії пов'язані процеси бокового розмиву русел та берегів, які простежуються в басейні р. Боржава поблизу гирла Кушниці і потоку Довгого, між селами Керецьки і Кушниця [18].



Рис.24 Бічна ерозія високої заплави, р. Кушниця (ліва притока р. Боржава)

Найпоширенішими формами лінійної ерозії на території дослідження є промивини та яркові розмиви. Досить часто трапляються схиліві яри. Дуже активна яркова ерозія у межах Іршавської улоговини [18].

Схиліві яри переважно утворюються на ділянках поширення кори вивітрювання андезитів, вулканічних туфів, місцями перекритих потужною товщею делювіально-пролювіальних відкладів. Ширина ярів тут сягає від 4–5 до 10–12 м, довжина – близько до 150–300 м, а глибина врізу – 2-5 м [18].

На масиві Великий Діл (межиріччя Латориці і Боржави) яркова ерозія зосереджена переважно на південно-західних схилах у долині р. Іршава та її численних приток, в Іршавській улоговині та південно-західних схилах хребта Хат (рис.25).



Рис. 25 Яркова ерозія в межах хребта Хат (Гать)

Ширина ярів тут становить 5–12 м, іноді сягає до 22 м, глибина – 2–10 м. У передгірній смузі західного схилу хребта Хат тривала водна ерозія утворила нахилену передгірну рівнину, складену продуктами делювіального змиву. Поверхня рівнини сильно розчленована сіткою паралельних улоговин. Вони мають вигляд порівняно неглибоких (до 1 м) і вузьких (0,2–0,3 м) вимоїн, які рівномірно покривають усю поверхню рівнини.

На межиріччі Латориці–Боржави яри можна спостерігати на західних схилах хребта Тупого (рис.26) Тут ерозійні процеси проявляються надзвичайно активно, особливо біля сіл Великий і Малий Раківець [18].



Рис. 26 Яркова ерозія (хребет Тупий)

Вони утворюють непридатні до сільськогосподарського вжитку землі. Ці землі займають не тільки круті схили, але і поверхні пологих та плоских вододілів. Ґрунтовий покрив на цій ділянці повністю зруйнований. Схили розчленовані крутими, глибокими та вузькими ярами, між якими піднімаються вузькі гребені, які є вододілами між сусідніми ярами. Ширина цих гребенів в основі схилу становить не більше 3–5 м. Це вказує, наскільки часто і густо вони розташовані. Яри, які піднімаються на плоску вершину головного вододілу, утворюють низку неглибоких і вузьких русел, розділених округлими пологими підвищеннями. Ці підвищення розділяють меандруючі русла тимчасових потоків, по яких дрібноуламковий матеріал із вододілів зноситься вниз у круті схилі яри [18].

Якщо поверхні низьких вододілів складені щільною, глинистою червоною корою вивітрювання, то в ярах, які розчленовують схили, поширена більш молода серія – кора слабовивітрилих андезитів. Глибина ярів, які утворюються в місцях поширення кори вивітрювання, зазвичай відповідає сумарній потужності ґрунтового шару та більш пухких верхніх горизонтів кори вивітрювання. Здебільшого яри, які досягнули сірої кори вивітрювання, припиняють своє врізання. Велике значення мають придорожні яри та вимоїни. Їх протяжність та напрям збігаються з напрямом доріг на схилах. Характерною особливістю цих форм є те, що за короткий проміжок часу вони досягають глибини 2–3 м. Механізм їх утворення пов'язаний із систематичним стіканням дощових вод по коліях і дорожніх кюветах [18].

У загальному глибина придорожніх ярів, які мають вигляд вузьких вимоїн, дуже велика і часто становить 5–10 м. Серед вулканічних останців Чоп-Мукачівської низовини сучасні геоморфологічні процеси у вигляді лінійного розмиву найбільш широко розповсюджені в східній частині Березівського горбогір'я. Дуже часто зустрічаються схилі яри та вимоїни [18].

Найбільше їх зосереджено в місцях поширення значних товщ делювіально-пролювіальних відкладів. Ширина ярів коливається від 2 до 10 м. [18].

Основними напрямками боротьби з лінійною ерозією повинні бути: лісофотомеліорація, контурне землеробство, зміна структури посівних площ в бік збільшення частки багаторічних трав і зменшення просапних культур [23].

4.4.2 Гравітаційні процеси

Зсувні та обвальні-осипні процеси в комплексі гравітаційних ерозійних форм рельєфу території дослідження мають незначне поширення. Гравітаційні процеси, які залежать від величини вертикального розчленування та показників крутості схилів, мають локальне поширення і визначаються здебільшого геолого-геоморфологічними і літологічними особливостями території [18].

На території дослідження, зсувні процеси найбільше спостерігаються в межах Іршавської улоговини (рис.27). Розвиток зсувів тут зумовлений наявністю виходів на поверхню потужних пачок піщано-глинистих порід олігоцену та міоцену, неглибоким заляганням підземних вод, постійним підрізуванням схилів сучасними водотоками. Зсуви, які є агентами локальної денудації, переміщують значну масу матеріалу, який, на відміну від обвалів і осипищ, не завжди зразу потрапляє у гідрографічну сітку і залучається до процесів регіональної денудації. Надходження зсувного матеріалу в русла водотоків здійснюється шляхом його вторинного переносу обвальними-осипними процесами, дефлюкцією, делювіальним змивом, бічною ерозією в руслах рік та ін. [18].



Рис.27 Зсувонебезпечні ділянки у межах Іршавської улоговини

Більшість схилів Великодільського масиву мають складну будову з морфологічно вираженими ділянками денудації, переносу й акумуляції зсувного матеріалу. Зміщення зсувних мас відбувається у вигляді дрібних лусок, що насуваються одна на одну. Вони складені інтенсивно зім'ятими глинами з

домішками уламків вулканічних порід. Нерідко зсувне тіло утворює крупне віялоподібне розширення в напрямку руху зсуву. Розміри зсувів є різними, але здебільшого довжиною 80–150 м, шириною – 20–70 м, висотою стінки відриву 5–25 м. Потужність зсувного тіла сягає до 6 м. Причому переважають поверхневі групи зсувів [18].

Обвали й осипища поширені переважно на інтенсивно розчленованих ерозією ділянках та найкрутіших привершинних схилах хребтів. Наявні вони також і на крутих берегах річок Боржави, та притоки Кушниці (рис.28) Іршави, та її притоки Синявки [18].

Асиметрія більшої частини Великодільського масиву зумовлює деякі закономірності в розподілі обвальних процесів. На менш крутих південно-західних схилах інтенсивність обвальних процесів і накопичення є меншою, ніж на північно-східних, що спричинено перш за все геологічними та кліматичними чинниками. Все ж таки головною перешкодою для поширення обвальних процесів на території дослідження є закріплення схилів рослинністю [18].



Рис.28 Бічна ерозія з осипно-обвальними процесами по вертикальних стінках, річка Кушниця (ліва притока Боржава)

Я.Б. Хомин [29] встановив, що обвальні-осипні процеси поширені переважно у більш припіднятих областях, де на поверхню виходять вулканогенні комплекси базальтів, андезито-базальтів, туфів і пісковиків палеогенового флішу а також на схилах молодих ерозійних долин. За підрахунками автора, територія вулканічних Карпат обвальні-осипними процесами уражена на 0,5–1,2 %, з переважанням обвалів. Причому обвальний шлейф на 70–80 % складається із уламків діаметром 0,5–2 м і дрібнішого матеріалу, який постійно потрапляє у верхні ділянки гідрографічної сітки. [18].

4.4.3 Карстові процеси

Карст має незначне поширення в межах території. Прояви його відомі у межах Іршавської улоговини та масиві Великого Долю (с.Приборжавське, та на території НПП «Зачарований край»), де виявлені карстові печери у вапняках юрського віку.

Територія розвитку карсту приурочені до стрімчаків Південної та Північної зони, а це юрські тектонічні відторженці, вм'яті в більш м'які породи флішової оболонки. У Північній зоні стрімчаки складені юрськими вапняками, тріасовими доломітами, кристалічними породами, пов'язаними з фронтом Мармароського насуву [8]. Більшість досліджених карстових порожнин знаходиться в межах Північної Стрімчаківної зони. У межах території дослідження карстові породи складають ізольовані стрімчаки-відторженці нез'ясованого генезису. Зокрема відслонюються тріасові слюдисті вапняки та блакитно-сірі мармури потужністю до 10-15 м, та більшість карстових порожнин закладені у породах верхньоюрського віку [26].

В с.Приборжавське карстові процеси утворилися, внаслідок розробки кар'єру для видобутку мармуризованого вапняку, поклади якого пов'язані з юрськими вапняками [19]. У кар'єрі відслонені світло-сірі, рожеві, кремові юрські вапняки з добре збереженою фауною амонітів (рис.29), белемнітів, гастропод, пелеципод та морських лілій. Ці вапняки є фрагментом Пенінської тектонічної зони, яка розмежовує Флішові і Вулканічні Карпати.[19].



Рис.29 Амоніти на уламковому вапняку у межах Приборжавського кар'єру

Ряд невеликих печер виявлений на території Великого Долу у межах НПП «Зачарований край». Печери складені верхньоюрськими вапняками та вапняковими брекчіями (рис.30).



Рис.30 Печери на території НПП «Зачарований край»

Загальна протяжність менших печер, складає близько 5-10 метрів, ширина – близько 7 метрів, більших досягає до 12-15 метрів.

Висновки до розділу 4.

1. При вивченні морфології рельєфу важливим є такі генетичні категорії, як морфоструктури, морфоскульптури. На території дослідження найпоширенішими є морфоструктури центрального типу, для яких характерними ознаками є ізометричність, округлість, овальні обриси в плані і радіально-концентричне розміщення каркасних елементів. За морфологічними ознаками серед них найчастіше вирізняють купольні, купольно-кільцеві та кільцеві морфоструктури.

2. Головну роль у формуванні сучасного рельєфу Великодільського масиву та прилеглої частини Закарпатської рівнини, відіграли річкові води, процеси вивітрювання, підземні води тощо. Ними створенні найголовніші морфоскульптури області дослідження: ерозійні (водноерозійні та водно-аккумулятивні), гравітаційні, денудаційні, денудаційно-аккумулятивні.

3. Територію дослідження Великодільського масиву за геоморфологічною регіоналізацією поділено на 6 морфологічних регіонів. До геоморфологічного району Березівського вулканічного горбогір'я зачислено основний масив Запсонь-Бийганський виступ з вулканічними останцями. Кожний з регіонів характеризується різними морфометричними показниками: певна крутизна схилів, горизонтальні та вертикальні розчленування, довжиною схилів та спектром розвитку сучасних геоморфологічних процесів.

4. В гірському та передгірському районах у межах двох великих частин Карпатського регіону, власне Вулканічного пасма та Закарпатського внутрішнього прогину, відповідно тут поширені різні види сучасних геоморфологічних процесів. Основними агентами денудації на досліджуваній території є ерозійні, зсувні, обвальні-осипні, та подекуди карстові процеси.

5. Ерозійні процеси на території дослідження проявляються у вигляді процесів площинної, лінійної та руслової ерозії.

6. Зсувні та обвальні-осипні процеси в комплексі гравітаційних ерозійних форм рельєфу території дослідження мають незначне поширення. На території дослідження, зсувні процеси найбільше спостерігаються в межах Іршавської улоговини, та Великодільського масиву.

7. Карст має незначне поширення в межах території. Прояви його відомі у межах Іршавської улоговини та масиві Великого Долу (с.Приборжавське, та на території НПП «Зачарований край»), де виявлені карстові печери у вапняках юрського віку, та кар'єри внаслідок розробки для видобутку мармуризованого вапняку, поклади якого пов'язані з юрськими вапняками.

ВИСНОВКИ

В роботі викладені та проаналізовані особливості розвитку рельєфу та поширення і розвиток сучасних геоморфологічних процесів в межах Великодільського масиву та прилеглої частини Закарпатської рівнини, отримані в результаті маршрутних і картографічних досліджень. Дослідження проводились за методикою, яка включає детальний аналіз рельєфу, та сучасних геоморфологічних процесів, визначено основні чинники формування рельєфу, та прояву сучасних геоморфологічних процесів. Результати досліджень дали можливість встановити інтенсивність розвитку площинної ерозії і лінійного розмиву, зсувних та обвальних-осипних, а також карстових процесів в природних і антропогенно-порушених геосистемах, та виявленні закономірності їх розвитку.

Підсумовуючи, можна зробити наступні висновки:

1. Комплексне дослідження рельєфу, а також динаміки та інтенсивності розвитку сучасних геоморфологічних процесів проводилося в межах Великодільського масиву та прилеглої частини Закарпатської рівнини.

2. Основними чинниками формування рельєфу і розвитку СГП є: орографічно-гідрологічні особливості території, геологічна будова, кліматичні, ґрунтово-рослинні особливості, та антропогенний вплив.

3. У регіональних геоморфологічних дослідженнях при вивченні морфології рельєфу важливим є такі генетичні категорії, як морфоструктури, морфоскульптури. Найпоширенішими на території дослідження є морфоструктури третього і четвертого порядків центрального типу, для яких характерними ознаками є ізометричність, округлість, овальні обриси в плані і радіально-концентричне розміщення каркасних елементів. За морфологічними ознаками серед них найчастіше вирізняють купольні, купольно-кільцеві та кільцеві морфоструктури.

4. В межах території дослідження вирізняють такі типи морфоскульптур: 1) реліктові денудаційні та денудаційно-аккумулятивні поверхні вирівнювання; 2) успадковані морфоскульптури річкових долин з комплексом

терас. Окрім цього, розглядаються характер розвитку і поширення сучасних екзогенних рельєфоутворювальних процесів, які створюють відповідні морфоскульптури.

5. Геоморфологічний район Великодільського масиву розміщений на межиріччі Латориці – Боржави і охоплює територію шести локальних морфоструктур: Борлієвого Доли, Бужори, Малого Синяка (Синянки), хребта Гать, Іршавської улоговини і Мукачівського горбогір'я. До геоморфологічного району Берегівського вулканічного горбогір'я зачислено основний масив між м. Берегове і с.Квасове з найвищою вершиною 366,7 м, а також північно-західний Запсонь-Бийганський виступ з вулканічними останцями.

6. Територія дослідження розташована в межах гірської та передгірської частини, відповідно тут поширені різні види сучасних геоморфологічних процесів.

7. Ерозійні процеси поширені практично по всій території дослідження. Найінтенсивніше процеси площинного змиву простежуються на випуклих і прямих схилах крутістю 12-25⁰, де вирубали ліси. На більшій частині переважають процеси слабого площинного змиву, що зумовлено сильною залісненістю (крім Берегівського горбогір'я). Ділянки з середньою інтенсивністю площинного змиву, розташовані на найбільш освоєних людиною територіях. Це Берегівське горбогір'я, пд.-зх. схил хребта Хат, західний схил хребта Тупий та Іршавська улоговина.

Процеси лінійного розмиву виявляються у розмиванні, підмиванні берегів гідромережі та розмиванні схилів, яке супроводжується утворенням промивин та ярів. Інтенсивність виносу матеріалу ерозійних форм досягає 20-28 мм/рік. Причому, максимальний змив ґрунту характерний для середньої частини схилу, що пояснюється мофрометричними особливостями схилів і зростанням розмиваючої сили водного потоку. При поєднанні різних чинників починається формування постійних водних потоків. Впливу руслової ерозії підлягає головним чином пухкий матеріал. Найпоширенішими формами лінійної ерозії є

промивини та яркові розмиви. Досить часто трапляються схиліві яри, та активною є яркова ерозія у межах Іршавської улоговини.

8. За результатами вивчення гравітаційних процесів можна сказати, що зсувні та обвальні-осипні процеси в комплексі гравітаційних ерозійних форм рельєфу території дослідження мають незначне поширення. На території дослідження, зсувні процеси найбільше спостерігаються в межах Іршавської улоговини, та Великодільського масиву. Розвиток зсувів тут зумовлений наявністю виходів на поверхню потужних пачок піщано-глинистих порід олігоцену та міоцену, неглибоким заляганням підземних вод, постійним підрізуванням схилів сучасними водотоками. Обвальні-осипні процеси поширені переважно у більш припіднятих областях, де на поверхню виходять вулканогенні комплекси базальтів, андезитобазальтів, туфів і пісковиків палеогенового флішу а також на схилах молодих ерозійних долин. Територія дослідження обвальними процесами уражена на 0,5–1,2 %, з переважанням обвалів. Причому обвальний шлейф на 70–80 % складається із уламків діаметром 0,5–2 м і дрібнішого матеріалу, який постійно потрапляє у верхні ділянки гідрографічної сітки.

9. Карст має незначне поширення в межах території. Прояви його відомі у межах Іршавської улоговини та масиві Великого Долю (с.Приборжавське, та на території НПП «Зачарований край»). В с.Приборжавське карстові процеси утворилися, внаслідок розробки кар'єру для видобутку мармуризованого вапняку, поклади якої пов'язані з юрськими вапняками. У межах НПП «Зачарований край» зустрічаються карстові печери у вапняках юрського віку.

СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ

1. Адаменко О.М., Адаменко Р.С, Афанасьєв Г.М. та ін. Палеонтологічне обґрунтування стратиграфічної схеми антропогенових відкладів та геологічна періодизація екзогенних процесів Українських Карпат // Реферативна інформація про науково - дослідницькі роботи у вузах Української РСР, вип.І2. Київ: Вища школа, 1978. – С. 57-68.
2. Адаменко О. Проблеми геоморфології і палеогеографії Закарпаття // Проблеми геоморфології і палеогеографії Українських Карпат і прилеглих територій: Збірник наукових праць. – Львів: Видавничий центр ЛНУ імені Івана Франка, 2006. – С.18 – 24.
3. Алфер'єв Г.П. Деякі міркування про молоді рухи Карпат // Праці Львівського геологічного товариства. Сер.геол. Вип. 1. 1948. – С. 87-106.
4. Байрак Г. Методи геоморфологічних досліджень : навч. посібник – Львів : ЛНУ імені Івана Франка, 2018. – С. 292
5. Гофштейн І.Д. Неотектоніка Карпат. Київ: Вид. АН УРСР, 1964.
6. Данилюк М.М. Кліматичні умови області //Природні багатства Закарпаття. Ужгород: Карпати, 1987
7. Даус М.Є. Динаміка руслових потоків і руслові процеси/ Одеса, ОДЕКУ, 2017 – С. 158
8. Дублянський В.М., Шутов Ю.І. Походження та гідрогеологічні особливості глибинних карстових порожнин Українських Карпат // Природні умови та природні ресурси Українських Карпат. – К.: Наукова думка, 1968 – С. 166 – 174
9. Єрмаков Н.П. Схема морфологічного поділу та питання геоморфогенезу Радянських Карпат // Праці Львівського геологічного товариства. Львів, 1948. Сер.геол. Вип.І. – С.62 – 86.
10. Іршава (річка) / За ред. Сломінська Л.– Wikipedia – 2022 – Режим доступу:

[https://uk.wikipedia.org/wiki/%D0%86%D1%80%D1%88%D0%B0%D0%B2%D0%B0_\(%D1%80%D1%96%D1%87%D0%BA%D0%B0](https://uk.wikipedia.org/wiki/%D0%86%D1%80%D1%88%D0%B0%D0%B2%D0%B0_(%D1%80%D1%96%D1%87%D0%BA%D0%B0)

11. Інформаційний щорічник щодо активізації небезпечних екзогенних геологічних процесів на території України за даними моніторингу ЕГП /за ред. Примушко С.І, Білошапська Т.Д., Величко В.Ф., Київ – Випуск XI, 2013 – С. 101, Режим доступу – <https://geonews.com.ua/news/detail/informacijnij-schorichnik-schodo-aktivizacii-nebezpechnih-52877>

12. Кічура А.В., Кічура В.П. Особливості формування регіональної екологічної мережі Закарпаття //матер. міжнар наук. практ. конференції. – Ужгород: Видавництво УжНУ «Говерла», 2008. – С.162 – 165.

13. Кирилюк М. І. Боржава // Енциклопедія Сучасної України / Редкол.: І. М. Дзюба, А. І. Жуковський, М. Г. Железняк та ін.: НАН України, НТШ. – Київ: Інститут енциклопедичних досліджень НАН України, Том 3 – 2004 – Режим доступу – <https://esu.com.ua/article-37065> .

14. Козак Н. Історія геолого-геоморфологічних досліджень Закарпатської області//Історія української географії: Всеукраїнський науково-теоретичний часопис. – Тернопіль: Підручники і посібники, 2008. – Випуск 18.- С. 64 – 67.

15. Кагало О.О. Липовецьке озеро // Енциклопедія Сучасної України / Редкол. : І. М. Дзюба, А. І. Жуковський, М. Г. Железняк та ін. НАН України, НТШ. – Київ.: Інститут енциклопедичних досліджень НАН України, 2016. – Режим доступу – https://esu.com.ua/search_articles.php?id=54756

16. Кравчук Я.С. Рельєф Українських Карпат: Монографія. – Львів: ЛНУ ім. Івана Франка, 2021. – С. 576

17. Клімат Українських Карпат / Карпатська спадщина, 2012 – Режим доступу – <http://carpathian-heritage.org.ua/ua/klimat>

18. Микита М.М., Салюк М.Р. Аналіз сучасних геоморфологічних процесів вулканічних гір Закарпаття, Ужгород, Ужгородський національний університет, УДК 551.432.7, 2013 – С.16 – 21,

19. Лещух Р.Г., Гоцанюк, М. Мураль Приборжавський кар'єр, Палеонтологічний портал, 2012 – С. 1–14.
20. Озимко Р.Р. Сильні та надзвичайні опади у Закарпатській області: дисер., Одеса – 2020 – С. 207
21. Озеро на полонині Боржава / Система моніторингу довкілля Закарпатської області – Режим доступу – <https://www.ecozakarp.at.net.ua/parks/gidrologhichna-pam-iatka-prirodi-mistsievogho-znachiennia-oziero-na-polonini-borzhava>
22. Паранько І.С., Сіворонов А.О., Мамедов О.І. Антропогенні геологічні процеси і рельєф/Геологія з основами геоморфології: навч.посіб. – Кривий Ріг: Видавництво «Мінерал», 2008 – С. 377
23. Пелиньо Л.М., Дубіс Л.Ф. Сучасні геоморфологічні процеси Іршавської улоговини – Львів: Львівський нац. унів. ім. І. Франка: дипл.робота, 1997 – С. 62
24. Природа Закарпатської області / За ред. К.І. Геренчука. – Львів: Вища школа. Вид-во при Львів. ун-ті, 1981. – С. 156
25. Пояснювальна записка до державної геологічної карти України 1:200 000, аркуші М-34-XXXVI (Хуст), М-35-XXXI (Надвірна), L-34-VI (Бая-Маре), L-35-I (Вішеу-Де-Сус). К.: Міністерство охорони навколишнього природного середовища України, дочірнє підприємство “Західукргеологія”/ уклад.: Мацьків Б.В., Пукач Б.Д., Воробканич В.М., та ін./ за ред. Досин Г.Д., 2008. – С. 202
26. Рідуш Б.Т. Динаміка карстових масивів Українських Карпат за даними відкладів печер Стрімчакового карстового району // Геополітика та екогеодинаміка, Чернівці: Чернівецький національний університет імені Юрія Федьковича, 2010 – С. 21 – 31
27. Тхоржевський Е.С. Геологічна будова межиріччя р. Велика Уголька – Лужанка – Харків: Харківський національний університет ім. В.Н. Каразіна дипл.роб. – розділ 2, 2013 р. Режим доступу – <https://studfile.net/preview/1906023/>

28. Трапезнікова Л.В, Мониц І.І, Хрипта Ю.В. Екологічний стан поверхневих та ґрунтових вод р. Іршава – Ужгород: Наук. Вісник ун-ту (Сер.Хімія) № 1 (29), 2013 – С.87 – 93.

29. Хомин Я. Розвиток та поширення гравітаційних процесів на південно-західному макросхилі Українських Карпат / Ярослав Хомин // Проблеми геоморфології і палеогеографії Українських Карпат і прилеглих території : Матеріали третього міжнародного семінару. – Львів. – 2008. – С. 43–49.

30. Цись П.М. Схема геоморфологічного районування західних областей Української РСР // Географічна збірка Львівського університету, Львів. 1951. Вип. I. – С.11 – 62.

31. Цись П.М. Основні підсумки та подальші завдання геоморфологічного вивчення Радянських Карпат / Вчені записки Львівського ун-ту. Львів, 1954. Вип.2. – С.37 – 59.

32. Швидкий Ю.М. Структура західної частини Закарпатського прогину та вираженість її в рельєфі // Природні умови та природні ресурси Українських Карпат. Київ: Наукова думка, 1968. - С.148-158.

33. Google карти – Режим доступу:
https://www.google.com/maps/d/edit?mid=1ziV_Kno1bYY8ejX0LsyqMXcBcBu_kJM&ll=48.08516452152227%2C31.16558&z=6

34. Paul K., Tietze E. Studien in der Sondoteinzone der Karpathen // Jahrb. der K.K. Geol. Reichsanst., 1 Heft. Wien. 1887.

35. Staszic. O ziemierodztwie gor dawniey sarmacyi. 1805. – 129 s