

© О.С. Мкртчян, Г.Р. Чупило, 2008

УДК 551.4

*Львівський національний університет імені Івана Франка,
м. Львів*

**ГЕОІНФОРМАЦІЙНИЙ АНАЛІЗ
ПРОСТОРОВИХ ЗВ'ЯЗКІВ МОРФОМЕТРІЇ РЕЛЬЄФУ
З ГЕОЛОГІЧНОЮ СТРУКТУРОЮ
(НА ПРИКЛАДІ ЗАХІДНОЇ ЧАСТИНИ ВОДОДІЛЬНО-
ВЕРХОВИНСЬКИХ І ПОЛОНІНСЬКИХ КАРПАТ)**

Актуальність дослідження. З розвитком ГІС-технологій зростає роль автоматизованого пошуку взаємозв'язків між географічними об'єктами різного характеру, оскільки всі компоненти геологічного середовища взаємопов'язані і взаємозалежні. Як відомо, геологічна будова території істотно впливає на морфометричні характеристики рельєфу. Морфологію рельєфу, зокрема, часто використовують для уточнення положення літостратиграфічних комплексів, виявлення простягання шарів порід та ідентифікації деяких їх фізичних властивостей. Існує потреба у формалізації просторових зв'язків між морфологічними характеристиками рельєфу та виділами літостратиграфічних підрозділів, що зробить процес використання геоморфологічної інформації в геологічних дослідженнях об'єктивнішими.

Вихідні матеріали. Для аналізу морфометричних особливостей рельєфу використана цифрова модель рельєфу (ЦМР) з роздільною здатністю 76 м. Комплекси порід вивчали на основі геологічної карти масштабу 1:200 000 з фондів Львівської геологічної експедиції. Територія досліджень охоплює ділянку Українських Карпат в межах квадрата 48°40'–49°20' пн. ш. та 22–23° сх. д. і являє собою західну частину Верховинського вододільного та Полонинського хребтів, а також фрагмент Вулканічних Карпат.

Геолого-геоморфологічні особливості регіону досліджень. Орографічними одиницями території досліджень є масив Полонини Рівної, Верховинський вододільний хребет у західній його частині, який має назву Стрийсько-Сянської верховини, кілька масивів Вигорлат-Гутинського вулканічного хребта, долини рік Уж, Люта, Тур'я, що перетинають гірські масиви. Максимальні висоти цієї території зосереджені в масиві Полонини Рівної і досягають 1479 м. У межах власне Верховинського вододільного хребта висоти 1186–1318, а у Стрийсько-Сянській верховині – 812–874 м. Відносні перевищення становлять 600–800 м. Перевищення висот є меншими у Верховинських Карпатах і значними для Полонинського хребта, що



Рис. 1. Фрагмент тривимірної моделі рельєфу району досліджень

досягають 1000 м. Гірські масиви Вулканічного хребта досягають позначок 1000 м, відносні перевищення становлять 500–700 м. Зниження абсолютних позначок висот спостерігається у південно-західному і північно-східному напрямках від Верховинського хребта (рис. 1).

У тектонічному відношенні територія охоплює покривні флішові структури – Кросненську зону, Дуклянський, Поркулецький та Магурський покриви (рис. 2).

Кросненський тектонічна зона представлена породами палеогену, зокрема нижньоменілітового, нижньо-, середньо- і верхньокросненськими світами олігоцену. Стійкі породи нижньоменілітової і нижньокросненської світи залягають в осьових частинах хребтів цієї зони. Породи нижньоменілітової світи – це чергування чорних аргілітів із прошарками пісковиків, кварцитів. Нижньокросненську світу утворюють товстоплитчасті пісковики із тонкими прошарками аргілітів. Породи згаданих світи найпоширені в районі власне Верховинського вододільного хребта, а у верхів'ях р. Дністер трапляються у вигляді вузьких смуг. Податливі породи Кросненської зони – це середньо- і верхньокросненські угруповання, до яких приурочені невисокі масиви і поздовжні широкі долини. Середньокросненська світа представлена типовими флішовими породами із шарами пісковиків, алевролітів та аргілітів, що чергуються між собою. У верхньокросненських породах прошарки аргілітів чергуються із прошарками пісковиків.

У напрямку на південний захід породи Кросненської зони змінюють комплекси порід Дуклянського покриву. Його склепіння складають породи верхньої крейди, а на периферії залягають флішові товщі палеоцену, еоцену і олігоцену. Верхня крейда представлена свидовецькою світою, де чергуються шари флішу і мергелів. Простягання порід крейди в районі с. Лубня майже меридіональне. Вони фіксуються тут малими долинами річок. Стійкі породи, що залягають в центральній частині власне Верховинського водо-

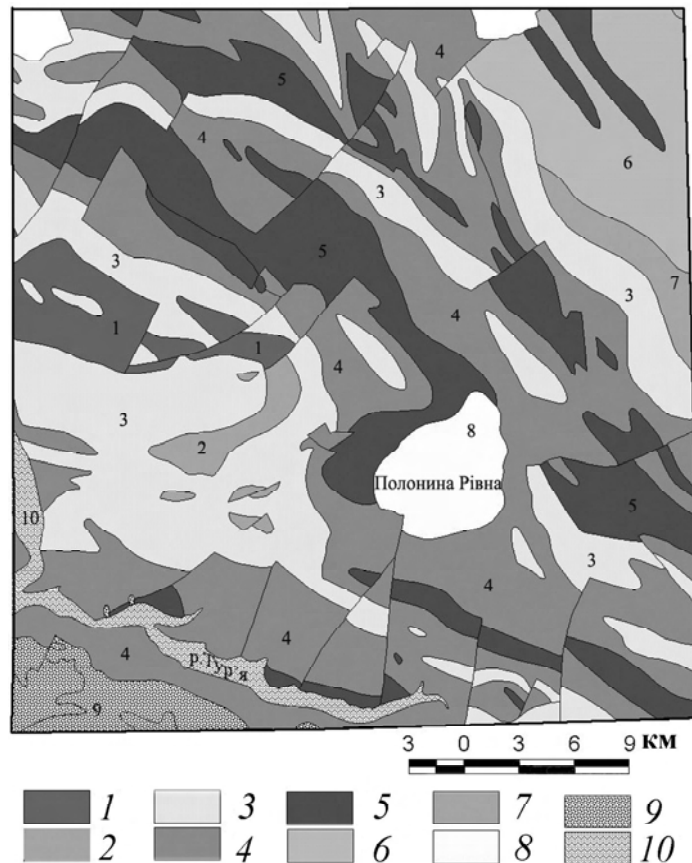


Рис. 2. Геологічна будова фрагменту території досліджень. (Світлішим тоном показані породи, більш стійкі до розмивання). *Літостратиграфічні комплекси:* 1 – Cr_2bz . Крейдяна система, березнинська світа, тонкоритмічний фліш із переважанням тонкоритмічних темно-сірих аргілітів, прошарками мергелей та вапняків; 2 – Cr_2sv . Крейдяна система, свидовецька світа, щільні кременисті аргіліти з прошарками пісковиків; 3 – Pg_1lt . Палеоцен, лютська світа, щільні масивні вапняковисті пісковики, з прошарками гравелітів, конгломератів та аргілітів; 4 – Pg_2 . Еоцен, тонкоритмічне перешарування пістрявих аргілітів, алевролітів та пісковиків; 5 – $Pg_3^1ml_1$. Нижній олігоцен, нижньоменлітова світа, темноколірні некарбонатні аргіліти з прошарками алевролітів та пісковиків; 6 – $Pg_3^2kr_1$. Середній олігоцен, нижньокросненська світа, масивні пісковики із прошарками аргілітів; 7 – $Pg_2^{2-3}kr_2$. Середній та верхній олігоцен, середньокросненська світа, тонкоритмічне чергування вапняковистих алевролітів, аргілітів та пісковиків; 8 – Pg_3^3rn . Верхній олігоцен, рунська світа, масивні пісковики; 9 – N_2 . Неоген, вулканічні породи; 10 – четвертинна система, алювій, складений галечниками, валунами, гравієм, піском

дільного хребта та інших гірських масивів, відносять до лютської світи палеоцену. Вони представлені масивними і товстошаруватими пісковиками з рідкими прошарками аргілітів. Податливі породи еоцену сформовані шарами пісковиків, алевролітів і аргілітів. Виразної приуроченості долин уздовж простягання податливих порід тут не спостерігається.

Поркулецький покрив у даному районі має характерну дугоподібну впорядкованість порід. В його ядрі на поверхню виходять породи верхньої крейди, сильно дислоковані і розірвані скидами. Периферія, що нагадує кон-

центричні дуги, складена породами палеоцену, теж сильно деформованими, але меншою мірою, ніж верхньокрейдові. Породи верхньої крейди формують комплекс березнинської світи, в якій чергуються чорні аргіліти, сірі пісковики і алевроліти, приурочені до схилів гірських масивів. Палеоген представлений лютською, нижньоменілітовою світами та еоценовими утвореннями. Рунську мульду складають масивні пісковики рунської світи верхнього олігоцену. Вони залягають майже горизонтально, нахил до центра мульди – 5–10–15°.

Магурський покрив клиноподібною структурою заходить на територію Українських Карпат у районі смт. Перечин. Поширені породи палеоцену лютської світи, еоцену і спостерігаються локальні виходи порід верхньої крейди та юри. Палеогенові породи зім'яті переважно в косі складки з нахилом крил у 30–80° на південний захід. Більш поширені стійкі породи лютської світи із шарами пісковиків та аргілітів. В районі с. Новоселиця локальним масивом вклинюються породи верхньої крейди пуківської світи, представлені червоними мергелями, сірими пісковиками і конгломератами. Такі ж локальні виходи порід юри трапляються в ядрі покриву і локалізуються в районі с. Новоселиця та смт Перечин. Вони представлені мергелями, які розбиті на окремі блоки, зсунуті відносно один одного і втиснуті у товщі молодших порід.

На крайньому південному заході у квадрат досліджуваного регіону попадають два масиви Вулканічних Карпат. Схили та підніжжя вулканічних пагорбів вкриті утвореннями неогенового віку, які представлені вулканічними породами гутинської світи. Це переважно дацити та їх туфи, андезитобазальти, андезити і ліпарити пліоценового віку. Після виливу ліпаритів настає перерва у вулканічній діяльності. Початок нової фази вулканізму знаменує собою бужорська світа, комплекси порід якої приурочені до основи і вершин вулканічних пагорбів. Її складають базальти, андезитобазальти й андезити пізньопліоценового-ранньочетвертинного віку. Ці породи утворені на найпізнішому етапі вулканічної діяльності, після якого вулканізм у районі не проявлявся.

Отже, територія досліджень є одним із найскладніших за геолого-геоморфологічною будовою та слабовивчених регіонів Українських Карпат, в якому чергуються комплекси стійких і податливих порід й морфологічно різні типи рельєфу. Причому це чергування є лінійно вираженим (Верховинський вододільний хребет), а також дуго- (Полонинський хребет) та куполоподібним (Вулканічні Карпати, Полонина Рівна).

Методика дослідження. Перший етап дослідження включав прив'язку відсканованої геологічної карти до координатної системи UTM (використовували інструментарій програмного пакету Arc/Info). Середня квадра-

тична похибка прив'язки на місцевості, визначена за контрольними точками, – близько 200 м. Другим етапом була векторизація контурів геологічної карти. Усього виділено 171 контур, що належав до восьми найпоширеніших на зазначеній території літостратиграфічних підрозділів. Перетвореннями ЦМР за допомогою фокальних операторів ГІС одержано похідні растрові шари нахилів та кривизни поверхні.

Аналіз зв'язків між морфолого-морфометричними характеристиками рельєфу та геологічною будовою виконаний за допомогою оверлейного аналізу в середовищі ГІС методами дисперсійного і дискримінантного аналізу. Виділено також ієрархічні рівні рельєфу методом побудови автокорелограми за ЦМР. На основі спектрального аналізу побудовано умовні топографічні поверхні, які відображають певні ієрархічні рівні. Досліджено зв'язок між стійкістю порід та їх гіпсометричним положенням у рельєфі, відображеним умовними топоповерхнями.

Дисперсійний аналіз є методом, який дає змогу визначити наявність значущих відмінностей певних кількісних характеристик між дискретними рівнями (класами) якісної змінної. Цей метод використано для доведення істотних відмінностей характеристик рослинного покриву між екологічними територіальними одиницями (морфотопами), виділеними в результаті автоматизованої класифікації рельєфу [5]. У нашій роботі залежною якісною (номінальною) змінною виступила належність до виділів різних літостратиграфічних підрозділів геологічної карти, як незалежні змінні використано три “локальні” морфометричні показники: висоту над рівнем моря; схил поверхні (перша похідна за модулем) і сумарну кривизну поверхні (друга похідна за модулем).

Метод дискримінантного аналізу дає змогу визначити кількісні змінні, значення яких істотно відрізняються для різних рівнів якісної змінної, та оцінити можливість індикації належності до цих рівнів (класів). Якщо зв'язок є суттєвим, можна отримати формули, за якими знаходять імовірність належності до різних класів за значеннями індикаторних кількісних змінних. Дискримінантний аналіз широко використовують ландшафтознавці Московського державного університету під час вивчення чинників, що зумовлюють диференціацію геосистем [3, 8]. У поданій роботі дискримінантний аналіз застосовано для оцінки можливості індикації місцеположень літостратиграфічних підрозділів геологічної карти за морфометричними параметрами рельєфу.

Рельєф земної поверхні являє собою сукупність ієрархічно підпорядкованих форм різного масштабу. Тому топографічна поверхня, відображенням якої є ЦМР, – це фактично результат накладання (інтерференції) різномасштабних морфологічних поверхонь рельєфу.

Існує кілька методів кількісного аналізу різномасштабної організації поля рельєфу: геостатистичний (побудова варіограми), автокореляційний, спектральний аналізи і вейвлет-аналіз. Так, автокореляційний аналіз дає змогу визначити значення автокореляційної функції у разі зсуву ряду відносно самого себе на один, два або інше довільне число членів ряду (які, у випадку аналізу ЦМР, відповідають растрових пікселам). Зі збільшенням зсуву кореляція монотонно зменшується, оскільки висоти у сусідніх точках поверхні корелюють одна з одною, а зі збільшенням відстаней між точками ця кореляція послаблюється. Проте на тлі цієї монотонності можна спостерігати окремі хвилі, виположення та перегини, які відображають ієрархію в організації рельєфу. Наприклад, автокореляційний метод використано в процесі багатовимірної аналізу структури рельєфу Калузької області Росії [6].

Одним із способів аналізу ієрархічної структури топографічної поверхні є спектральний аналіз. Він полягає у розкладанні топографічної поверхні на сукупність хвиль (синусоїд та косинусоїд), амплітуда яких залежить від їх довжини. Метод спектрального аналізу широко застосовують у геології, зокрема, ще у 1956 р. запропоновано використовувати амплітудний спектр для інтерполяції даних буріння і сейсмозвідки з метою визначення глибини верхньої поверхні похованого кристалічного фундаменту [2]. Спектральний аналіз використовують також для картування поверхні кристалічного фундаменту на основі даних магнітного знімання [1].

Набагато рідше методи спектрального аналізу застосовують під час вивчення структури рельєфу земної поверхні, незважаючи на те, що ЦМР дуже придатна для такого аналізу. Як приклад регіонального геоморфологічного дослідження з використанням цього методу можна назвати роботу зі спектрального аналізу ЦМР Східноєвропейської рівнини, виконану в Московському державному університеті [4]. В цьому дослідженні виділено ієрархічні рівні організації рельєфу та отримано карти структурних елементів, виділених на кожному з цих рівнів. Автори припускають, що ієрархія структурних елементів рельєфу за методом спектрального аналізу є відображенням дії різних геодинамічних процесів, які мають характерні масштаби прояву.

В дослідженнях американських учених в яких використано близький до спектрального аналізу метод вейвлет-аналізу для побудови моделі різномасштабної структури топографічної поверхні. Модель дала змогу виокремити з континуальної поверхні дискретні морфочисла різних порядків, кожна з яких характеризується певними довжиною, шириною та орієнтацією [7].

Результати досліджень. У нашій роботі дисперсійний аналіз виявив статистично вірогідну залежність між геологічною будовою та морфомет-

ричними показниками: висотою над рівнем моря, схилом поверхні (перша похідна за модулем) і сумарною кривизною поверхні (друга похідна за модулем). Значення критерію F дорівнює 2,614 із 44 степенями вільності. Згідно з тестом Tukey, найбільш специфічні морфометричні характеристики властиві ділянкам виходу на поверхню вулканічних порід неогену (статистична значущість відмінностей із більшістю інших підрозділів перевищує 0,99). Тест Фішера, крім того, виявив значну специфічність відмінностей для порід рунської світи верхнього палеогену та березнинської світи верхньої крейди.

Дискримінантний аналіз виявив наявність високої кореляції між значеннями крутизни (нахилу) та кривизни ($r = 0,89$) та істотно меншої кореляції між цими показниками та абсолютною висотою (відповідно $r = 0,33$ та $0,22$). Серед усіх змінних найбільш значущою змінною з погляду відмінностей у геологічній будові виявився схил поверхні ($F = 11,3$), далі – кривизна ($F = 8,7$), найменш значущою – висота над рівнем моря ($F = 4,3$).

Виявлені залежності дали змогу побудувати класифікаційну модель, яка прогнозує місцезположення геологічних підрозділів з використанням лише морфометричних даних. Загальна точність отриманої класифікації 40%, при цьому зі 100% точністю відтворене лише поширення відкладів середньокросненської світи. Можна дійти висновку, що, хоча зв'язок між розподілом літостратиграфічних категорій та трьома морфометричними категоріями є статистично значущим із високим ступенем достовірності, проте точність виділення літостратиграфічних підрозділів на основі лише зазначених морфометричних показників є досить низькою.

ГІС-аналіз показує, що сила зв'язку між геологічною будовою та морфологічними параметрами певного району є значною. Проте використання згаданих вище морфометричних показників як самостійних індикаторів геологічної будови недостатньо. Точність індикації можна підвищити, якщо використовувати інші додаткові морфометричні показники, зокрема такі, що характеризують горизонтальне розчленування рельєфу, форму схилів у плані і профілі. Зокрема, використання додаткових морфометричних параметрів, які характеризують вищі ієрархічні рівні рельєфу (див. нижче) дало змогу збільшити точність класифікації від 40 до 47 %. Її можна також збільшити, застосувавши детальніші ЦМР, а також більш точну геометричну прив'язку шарів.

Морфометричні показники рельєфу можна використовувати як допоміжне джерело інформації. Так, за допомогою дискримінантного аналізу задають апріорні рівні ймовірностей для класів (які можна визначити за іншими методами). Тоді морфометрію рельєфу використовують лише для уточнення наявних даних.

Для аналізу різномасштабної структури поля висот та виділення характерних масштабних рівнів топоповерхні нами використано метод авто-

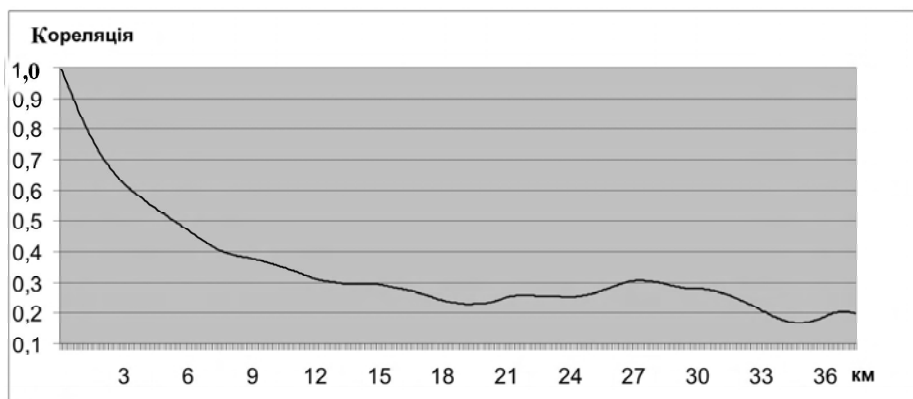


Рис. 3. Автокорелограма району досліджень

кореляційного аналізу, який полягає у побудові за розробленим нами алгоритмом автокорелограми – графіку залежності між кореляцією висот у точках поверхні та відстанню між цими точками (рис. 3).

На автокорелограмі, зокрема, чітко вирізняється підвищення в межах відстаней 25–30 км, які відповідають характерним розмірам (ширині) головних тектонічних зон (Кросненської та Поркулецької). На менших відстанях спостерігаються перегини автокорелограми, які переважно відповідають характерним розмірам різнорангових долинних форм рельєфу.

Для побудови різномасштабних топоповерхонь було обрано три просторові зрізи, які відповідають основним перегинам у лівій частині автокорелограми та характеризуються плановими розмірами 3,8 та 15 км. Методом низькочастотної фільтрації (low-pass filtering) отримано похідні ЦМР, які відображають відповідні рівні організації рельєфу (рис. 4, 5). Із відсіканням високих частот послідовно усуваються переважно малі ерозійні форми рельєфу (долини малих річок) і ліпше проявляється загальний структурний план рельєфу. Відповідно, отримуємо різномасштабні поверхні, сукупність яких відобразатиме ієрархію рельєфу території.

Кожен пункт у поверхнях різного зрізу відрізняється за висотою. Так, якщо гіпсометричне положення певного пункту в межах поверхні більшого зрізу суттєво вище від значення висоти реальної поверхні, відображеної на первинній ЦМР, то це засвідчує, що в цьому пункті земна поверхня зазнала зниження через посилене розмивання з боку великих долинних форм. Відповідно, існує можливість аналізу просторового розміщення ерозійних форм різного масштабу (з різними характерними розмірами).

Як відомо, породи характеризуються неоднаковою стійкістю до ерозійного розмиву. Нами проаналізовано залежність між геологічною будовою та структурою різномасштабних топографічних поверхонь. Зокрема, методом оверлейного аналізу підраховано середнє значення абсолютних висот літостратиграфічних комплексів, що виходять на земну поверхню, для

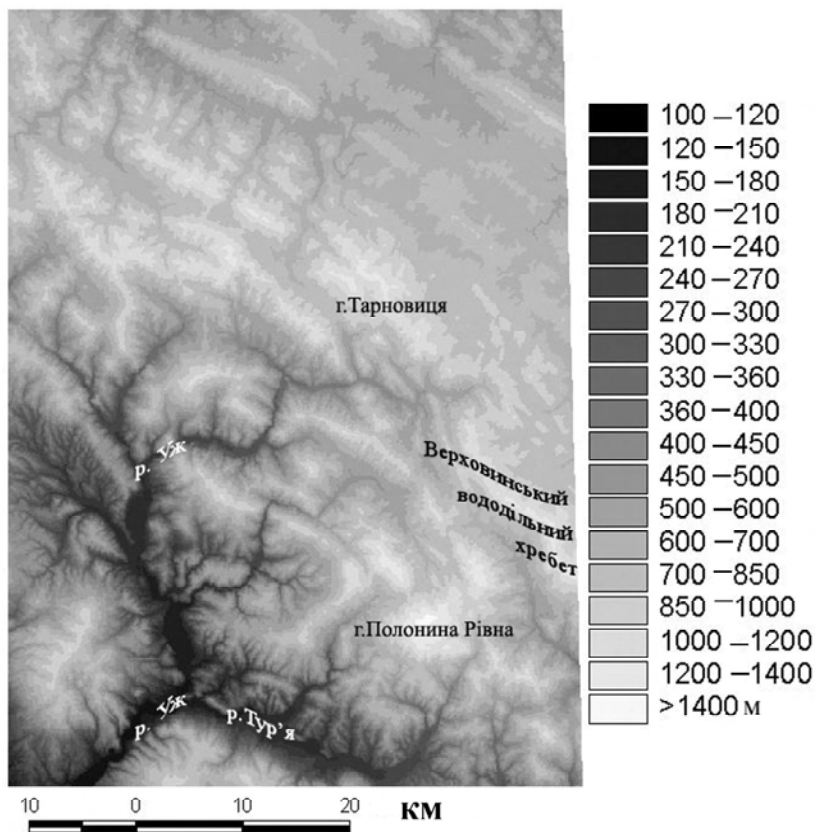


Рис. 4. Реальна топографічна поверхня (в м)

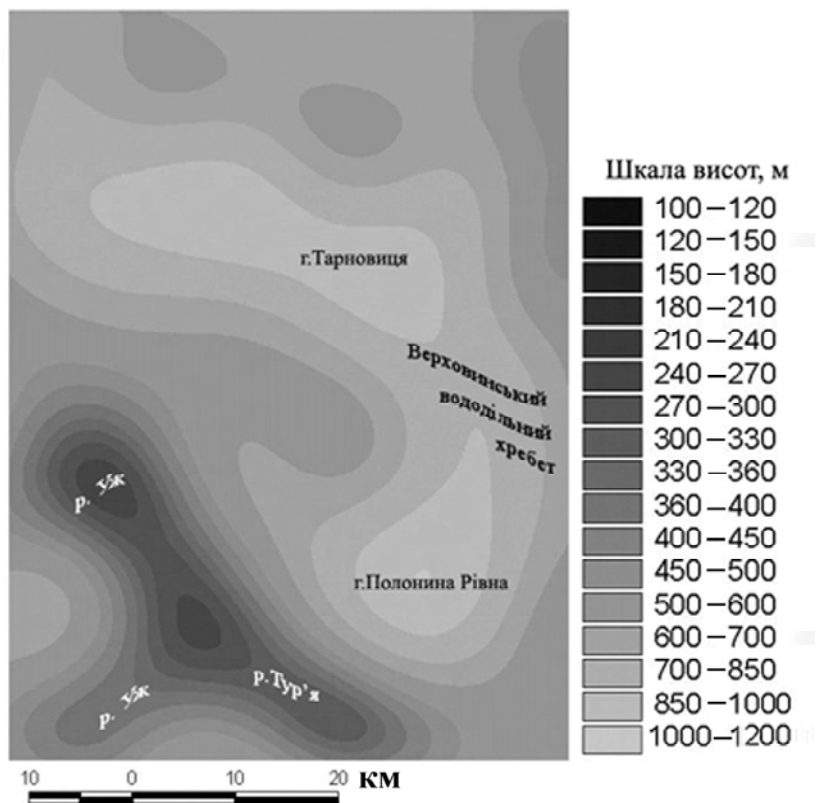


Рис. 5. Умовна топографічна поверхня (в м) у просторовому зрізі 15 км

Таблиця. Середні абсолютні висоти літостратиграфічних комплексів для реальної топографічної поверхні та топографічних поверхонь у різних просторових зрізах 3, 8 та 15 км

Геологічна світа	Реальна висота, м	Висота поверхні при зрізі у			Різниця висот зрізу у 15 км і реальної поверхні, м
		3 км, м	8 км, м	15 км, м	
Березнинська	414,8	422,4	435,8	447,3	32,5
Пухівська	398,5	414,1	464,6	434,3	35,8
Свидовецька	549,3	570,5	606,6	573,0	23,7
Лютська	640,3	628,7	582,2	555,9	-84,4
Еоцен (нерозчленований)	557,5	558,4	569,8	590,1	32,6
Нижньоменілітова	596,4	597,7	628,3	663,0	66,6
Нижньокросненська	710,6	697,3	689,0	677,5	-33,1
Середньокросненська	695,9	682,9	663,5	639,2	-56,7
Рунська	1087,4	1087,1	1054,0	920,5	-166,9

реальної топографічної поверхні та топографічних поверхонь у просторових зрізах 3,8 та 15 км (див. таблицю).

Різниця гіпсометричного положення між реальною поверхнею та поверхнею зрізу у 15 км (відображена у стовпці б) свідчить про ступінь піддатливості порід до руйнування екзогенними процесами. Всі значення зі знаком “мінус” указують на негативну тенденцію до руйнування, тобто породи, що складають певну світу, є стійкими. Чим більшим є від’ємне значення, тим стійкішою є певна світа. І навпаки, якщо числове значення різниці висот є додатнім, то породи є податливими і чим воно більше, тим більш м’якими є комплекси порід. З наведеної таблиці видно, що найбільш піддатливими до змиву є породи нижньоменілітової світи нижнього олігоцену, складені типовим флішем. Породи цієї світи більш поширені на понинській частині Карпат, переважно складають пологі узгір’я та схили долин рік (відрізки річок Люта, Уж, Жденівка). Нерозчленовані породи еоцену і крейдяної системи (березнинська, пухівська і свидовецька світи) є помірно податливими, що пов’язане із наявністю у складі комплексу порід, крім пісковиків та мергелів, шарів алевролітів, аргілітів та конгломератів. Породи еоцену (Pg₂) домінують у регіоні. З ними пов’язані низькі висоти досліджуваного регіону, пологі обриси хребтів, значне горизонтальне розчленування поверхні. Помірно стійкими є породи нижньо- і середньокросненської світ, у складі яких поряд з аргілітами й алевролітами переважають пісковики. Залягають в основі хребтів Стрийсько-Сянської верховини, причому середньокросненські породи зумовлюють округлість вершин верховинських ланцюгів, а нижньокросненські – достатню ширину поздовжніх долин. Найстійкішими є породи рунської та лютської світ палеогену, переважно складені масивним пісковиками. Лютська світа – найдавніша серед світ палеогену, і залягає найнижче, формуючи більш круті ділянки схилів, уступи та вузькі долини річок. Рунська світа – наймолодша світа палеогену,

Рис. 6. Різниця висот умовної топографічної поверхні (в м) у просторовому зрізі 15 км та реальної топоповерхні

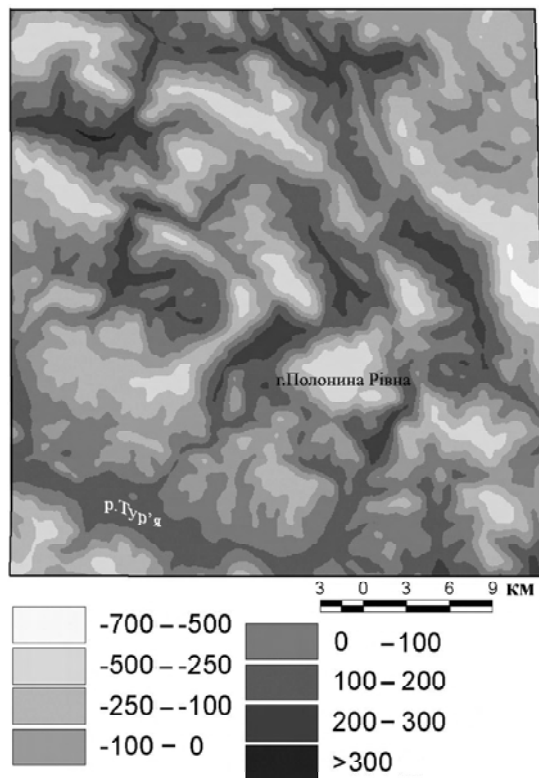
приурочена лише до вершини і привершинних схилів масиву Полонина Рівна, що зумовлює його найвище положення у рельєфі в межах регіону.

Різниця висот умовної топографічної поверхні у певному просторовому зрізі та реальної топографічної поверхні відображає глибину врізання ерозійних форм відповідного просторового масштабу. Так, зіставивши рис. 2 та 6 добре простежуємо зв'язок між цією різницею та поширенням порід з різним ступенем стійкості.

Порівняльний аналіз висот топографічних поверхонь різного масштабу дає змогу оцінити ступінь руйнування геологічних порід під впливом різного характеру ерозійних систем. Так, у породах крейдяної системи переважно поширені малі долини річок (спостерігається суттєва різниця між висотами актуальної поверхні та поверхні 3 км), що здійснюють незначний ерозійний розмив поверхні. У породах нижньоменілітової світи та нерозчленованого еоцену домінують більші за розмірами флювіальні морфотипи, сила потоку яких є значною для здійснення інтенсивного розмивання. Аналіз відносних висот різномасштабних топографічних поверхонь, доповнений інформацією про ступінь неотектонічних піднять, дає змогу оцінити інтенсивність різномасштабних ерозійних процесів.

Висновки. Результати досліджень взаємозв'язків морфометричних показників рельєфу із геологічною структурою методами ГІС можуть бути використані для інтерполяції даних свердловин у межах вузьких, окремо взятих ділянок на більшій площі території, не охоплені геологічним зніманням. Оверлейновий аналіз підтверджує існуючі взаємозв'язки між стійкістю порід і характером розчленування поверхні рельєфу та її гіпсометричним положенням. За умовними ієрархічними зрізами, що відображають узагальнені контури мезорельєфу, можна проаналізувати ступінь і вибірковість денудації, пов'язаної з неотектонікою та характером порід вибраного регіону досліджень.

1. Бабаянц П.С., Блох Ю.И., Трусев А.А. Изучение рельефа поверхности кристаллического фундамента по данным магниторазведки // Геофизика. – 2003. – № 4. – С. 37–40.



2. Иванов В.К. О распределении особенностей потенциала // Успехи мат. наук. – 1956. – **11**. Вып. 5(71). – С. 67–70.
3. Козлов Д. Н. Инвентаризация ландшафтного покрова методами пространственного анализа для целей ландшафтного планирования // Ландшафтное планирование: общие основания, методология, технология. Тр. Междунар. школы-конф. “Ландшафтное планирование”. – М.: Изд-во МГУ, 2006. – С. 117–137.
4. Котлов И. П., Пузаченко Ю. Г. Структура рельефа Русской равнины как ландшафтообразующего фактора // Там же. – С. 166–172.
5. Мкртчян А. С. Автоматизированное выделение ландшафтных единиц путем классификации рельефа с применением ГИС // Там же. – С. 203–208.
6. Пузаченко Ю. Г., Онуфреня И. А., Алещенко Г. М. Многомерный анализ структуры рельефа (метод главных компонент) // Изв. АН. Сер. геогр. – 2004. – № 1. – С. 26–36.
7. Gallant J.C., Hutchinson M.F. Towards an understanding of landscape scale and structure // Proceed. Third Int. Conf. on Integrating GIS and Environmental Modelling. – Santa Barbara: National Center for Geogr. Information and Analysis, 1996. – http://www.ncgia.ucsb.edu/conf/santa_fe.html.
8. Syssoev V. Modelling geosystem differentiation // Вісн. Львів. ун-ту. Сер. геогр. – 2004. – Вип. 31. – С. 340–349.