



Киселевич Л.С.

**ПЕРША НАВЧАЛЬНА ПОЛЬОВА ГЕОЛОГІЧНА ПРАКТИКА
(КАРПАТСЬКИЙ МАРШРУТНИЙ ВАРІАНТ)**

Путівник і методична розробка



**Київ
ННІ «Інститут геології» КНУТШ
2017**

Зміст

Передмова	2
Український щит	4
1. Маршрут м. Київ – м. Коростень – м. Овруч	4
2. Маршрут м. Овруч – м. Житомир	8
3. Маршрут м. Житомир – с. Печера	19
Волинсько-Подільська плита	24
4. Маршрут с. Печера – м. Могилів-Подільський	25
5. Маршрут м. Могилів-Подільський – м. Кам'янець-Подільський	28
6. Маршрут м. Кам'янець-Подільський – с. Кривче – с. Нирків	32
7. Маршрут с. Нирків – м. Яремча – Яблуницький перевал	32
Передкарпатський прогин	33
Карпатська складчасто-насувна гірська споруда	34
8. Маршрут Яблуницький перевал – смт. Солотвино	37
Закарпатська западина (внутрішній прогин)	40
Солотвинська западина	40
9. Маршрут смт. Солотвино – смт. Кольчино	41
Вигорлат-Гутинський вулканічний хребет	41
10. Маршрут смт. Кольчино – с. Угерсько – м. Кременець – м. Корець	45
11. Маршрут м. Корець – м. Житомир – м. Коростишів – м. Київ	51
Список літератури.....	55

Передмова

Перша навчальна польова геологічна практика є обов'язковою для студентів ННІ «Інститут геології» Київського національного університету імені Тараса Шевченка і проводиться влітку після успішного закінчення ними другого навчального семестру.

Головною метою практики є закріплення та поглиблення теоретичних знань, що набуті студентами під час аудиторних занять при поглибленому вивченні теоретичних положень і практичних основ у курсах «Загальна геологія» та «Мінералогія», та проведення ними власних спостережень із формулюванням відповідних висновків у процесі ознайомлення студентів із сучасними геологічними процесами та результатами цих процесів і явищ у минулі геологічні епохи. Це здійснюється за ходом маршруту геологічної практики під час спостережень, ознайомлення та вивчення різноманітних природних геологічних об'єктів, процесів, явищ тощо. Студенти знайомляться із геологічними розрізами (відслоненнями), навчаються основним методам та прийомам їх розчленування, опису та документації; набувають досвіду відбирання зразків гірських порід, мінералів, решток скам'янілої фауни та флори, способам їх етикетування, упакування тощо. Дуже важливими є спроби студентів самостійно реконструювати геологічні умови минулого, результати різноманітних процесів яких вони спостерігають під час маршрутної практики.

Маршрутний варіант першої навчальної геологічної практики діяв із 1945 по 1992р. У різні часи у проведенні практики брали участь: професори В.С. Заїка-Новацький, І.Л. Соколовський, В.К. Куликовський; доценти О.М. Онищенко, В.І. Гук, Ю.Б. Люльєв, І.П. Соколов, В.Т. Латиш, В.Ф. Грінченко, О.В. Зінченко, В.І. Цибульський, Г.Г. Павлов, В.О. Ржаніцин, Г.О. Білявський, В.С. Сукач, І.Б. Люрин, Л.С. Киселевич, асистент Ю.В. Сов'як-Круковський та багато інших викладачів.

У 2013р., після 20-річної перерви, проведення маршрутного варіанту першої навчальної геологічної практики студентів усіх спеціальностей I-го курсу ННІ «Інститут геології» КНУТШ було поновлено у первинному варіанті під керівництвом доц. Л.С. Киселевича та за участі доц. О.В. Дубини і асист. О.С. Огієнка. Під час практики студенти безпосередньо ознайомлюються із особливостями будови різних структур земної кори у межах України, із результатами сучасних і минулих ендегенних та екзогенних геологічних процесів, із умовами формування та залягання осадових, метаморфічних та магматичних гірських порід і утворення родовищ корисних копалин, геоморфологією та характером ландшафтів, результатами антропогенної діяльності, особливостям забруднення довкілля тощо.

Важливим при цьому є те, що виконуючи свої перші власні геологічні спостереження під час польових робіт, студенти оволодівають елементарними методами і прийомами геологічної зйомки та документації відслонень, відбирання показних зразків гірських порід; практичного застосування гірничого компасу; формування колекцій порід, мінералів, решток викопної фауни і флори та оформлення відповідних каталогів; зображення результатів своїх спостережень у польових щоденниках, складання схематичних геологічних розрізів тощо.

Крім того, перша польова практика – це ще й перші випробування характеру, любові до обраної професії та до природи в цілому; ознайомлення із побутом польового життя, його специфікою і особливостями, уміння жити в колективі, розвивати почуття взаємоповаги, взаємодопомоги та геологічного товариства і ... просто незабутні враження на все життя.

Маршрутній польовій практиці передують підготовчий період, а завершується вона камеральним етапом та написанням звіту.

У **підготовчий період**, який починається за місяць до польової практики, студентів на загальних зборах знайомлять з програмою та маршрутом практики, із структурно-тектонічним районуванням і основними структурами за маршрутом практики та їх будовою. Студенти у цей період повинні пройти заняття із питань техніки безпеки, гігієни, першої медичної допомоги та охорони довкілля, самостійно ознайомитися із музейними і кафедральними колекціями зразків гірських порід та решток викопної фауни і флори, які поширені на об'єктах польової практики. Крім того, студентів консультують із питань ефективної організації бригадної роботи та побуту на період практики; питань самоуправління, господарських заходів, комплектування необхідного у польових умовах колективного спорядження та особистого майна, фотографування об'єктів тощо.

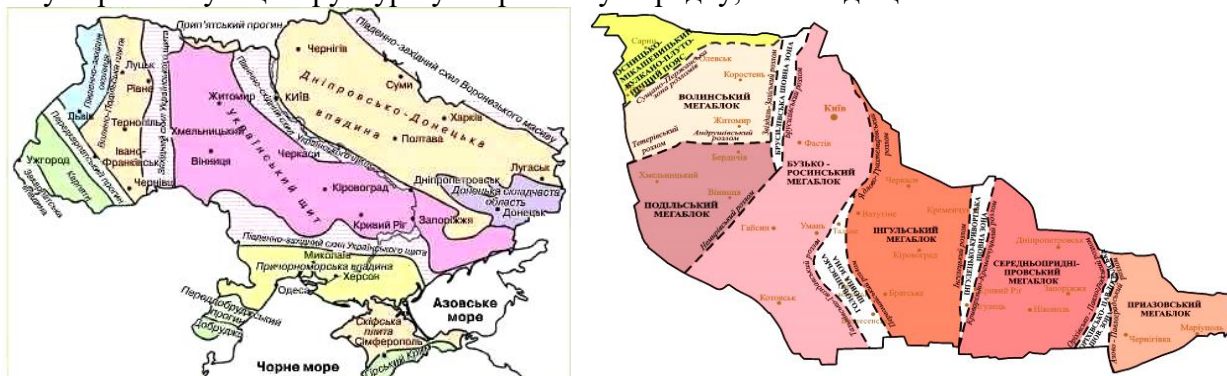
Територія північної та західної частин України, у межах яких проходить маршрутна навчальна практика, характеризується різноманітною геологічною будовою, що зумовлено розміщенням її у межах південно-західної частини Східноєвропейської платформи із прилеглими до неї гірськими спорудами Карпат – типової геосинклінальної зони.



Рис.1. Тектонічна карта України

Геологічна будова платформної частини Правобережної України зумовлена, в першу чергу, наявністю Українського кристалічного щита – безпосереднього виходу на денну поверхню складчастого фундаменту докембрійської Східноєвропейської платформи. У західному напрямі докембрійські утворення поступово занурюються, що в межах Волино-Подільської плити компенсується нарощуванням осадочного чохла, представленого відкладами вендської системи неопротерозою, породами нижнього палеозою, мезозою та кайнозою. Геологічні особливості платформної частини залежать від глибини залягання кристалічного фундаменту, його внутрішньої будови, особливо, структури (рис.1).

У структурному плані маршрут практики перетинає північну частину *Українського щита* - Волинський і Подільський мегаблоки, південну частину *Волино-Подільської плити* і *Передкарпатського передового прогину*, складчасто-насувні структури *Гірських Карпат*, *Закарпатський внутрішній прогін* (рис.2) із вулканічним *Вигорлат-Гутинським пасмом* та знову пересікає усі ці структури у зворотному порядку, тільки дещо північніше.



Перша навчальна геологічна практика проходить за маршрутом (рис.3): м.Київ – м.Овруч – смт.Першотравневе - м.Коростень – смт.Іршанськ – смт.Хорошів – с.Лизники – с.Головино – м.Житомир – м.Бердичів – с.Жежелів – с.Глухівці – м.Вінниця – м.Немирів – с.Печера – м.Шпиків – м.Могилів-Подільський – смт.Муровані Кирилівці – смт.Нова Ушиця – смт.Дунаївці – с.Гуменці – с.Привороття - м.Кам'янець-Подільський – с.Кривче – м.Борщів – м.Товсте – с.Нирків – м.Городенка – м.Коломия – м.Яремча – *Яблоницький перевал* – м.Рахів – с.Ділове – м.Солотвине – м.Хуст – м.Виноградів – с.Мужієво – м.Берегове – м.Мукачеве – с.Кольчино – м.Свалява – *Верецький перевал* – м.Сколе – м.Стрий – м.Львів – м.Броди – м.Почаїв – м.Кременець – м.Дубно – м.Рівне – м.Корець – м.Новоград-Волинський – м.Житомир – м.Коростишів - с.Козіївка – с.Високий Камінь - с.Городське – м.Київ.

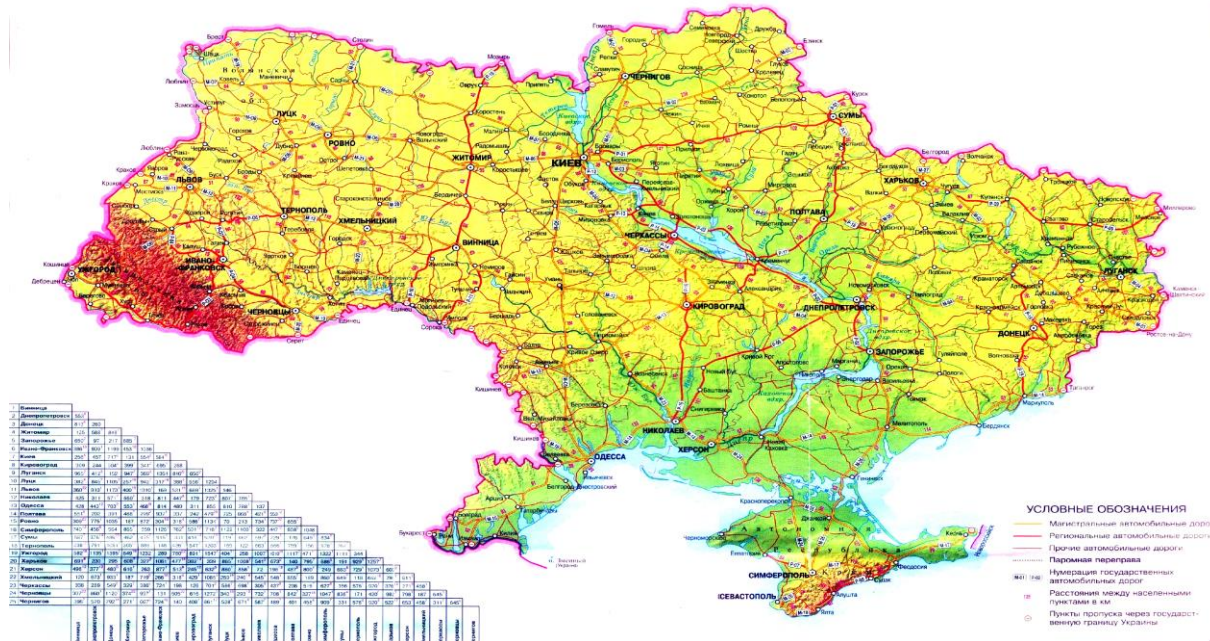


Рис.3. Схема автомобільних доріг України

У цілому, перша навчальна маршрутна геологічна практика є унікальною за різноманіттям геологічних структур, за кількістю геологічних об'єктів та за результатами дії різних геологічних процесів минулих епох, а також за набутими студентами практичними навичками та враженнями.

Український щит

Маршрут Київ – Коростень – Овруч

У геоморфологічному відношенні шлях від Києва до Коростеня проходить по плоскохвилястій водно-льодовиковій акумулятивній рівнині північних частин Київського та Житомирського Полісся, яку пересікають долини річок Ірпінь, Здвиж, Тетерів, Ірша, Уж та їх притоків.

Київське Полісся розташоване між Житомирським і Чернігівським Поліссям. Західна його межа проходить по виходах на денну поверхню докембрійських кристалічних порід Українського щита на схід від Народичів, Малина, Радомишля, Холодкова. Східна межа проходить по Дніпру.

У геоструктурному відношенні Київське Полісся займає північно-східний схил Українського кристалічного щита до Дніпровсько-Донецької западини. Кристалічний фундамент поступово занурюється у бік долини Дніпра, де знаходиться на глибині 300-400м.

На кристалічному фундаменті залягають морські осадові відклади юри, крейди і палеогену, а також континентальні утворення неогену і антропогену. Вище місцевого базису ерозії зустрічаються відклади палеогену, неогену й антропогену, які беруть безпосередню участь у рельєфі. Особливо значна роль належить антропогеновим відкладам, які в основному представлені льодовиковими, водно-льодовиковими, алювіальними, озерними та еоловими утвореннями. Загальна потужність їх у середньому дорівнює 15-20м.

Північна частина Київського Полісся являє собою акумулятивну низовину із пануючими абсолютними висотами 120-170м та глибиною розчленування широкими річковими долинами до 25-50м. Головні річки Ірпінь, Здвиж, Тетерів. За ходом маршруту автострадою Київ-Коростень спостерігається покрита флювіогляціальними пісками зандрова рівнина із горбистими льодовиковими моренними підвищеннями, озами, камами тощо.

Житомирське Полісся - займає більшу частину Житомирської і східну частину Рівненської областей. Західна його межа проходить поблизу населених пунктів Клесів, Соснове, Корець, Шепетівка, а східна — поблизу Народичів. Малина, Радомишля, Корнина - ці межі пов'язані із виходами на денну поверхню кристалічних порід Українського докембрійського щита. Більша частина території Житомирської області являє собою моренно-зандрову рівнину із абсолютними відмітками поверхні 160-180м. На півночі, у межах Овруцько-Словечанської височини вони сягають 280-316м, а розвиток у її південній частині лесових відкладів зумовлює наявність тут ярів та балок. Породи Українського щита перекриті корою вивітрювання кристалічних порід площинного типу, мезо-кайнозойськими осадовими породами та відкладами антропогену потужністю перші десятки метрів.

Особливістю Житомирського Полісся є більш високе гіпсометричне положення, будова й глибина розчленування рельєфу, гідрогеологічні особливості, своєрідність корисних копалин, пов'язаних із Українським щитом. Помітний вплив мали палеогеографічні умови в антропогені - західна, вища частина Житомирського Полісся, не покривалася льодовиком і морени тут немає, а на схід від лінії Словечно - Старі Веледники - Лугини - Кривотин - Житомир - Івниця знаходиться моренна частина області із льодовиковими форми рельєфу (баранячі лоби, морени, ками, ози тощо).

Річкові долини Житомирського Полісся глибоко врізані в докембрійські породи Українського щита і на окремих ділянках мають характер долин прориву. Так р.Тетерів біля Денишів, Житомира та Коростишева має вузьку долину прориву зі стрімкими скелястими схилами висотою до 25-30м. Подібні ділянки долини мають річки Уж у Коростені, Случ біля Новограда-Волинського, Уборть в Олевську, Ірша у Володарськ-Волинському, Кам'янка біля Житомира тощо. Річки Житомирського Полісся відрізняються від інших поліських річок швидкою течією, а на окремих ділянках - перекатами та порогами, вищим підйомом води під час повені. На лесових "островах" у районі Словечансько-Овруцького кряжа, поблизу Новоград-Волинського, Городниці та Коростишева розвинуті ерозійні форми рельєфу. На Словечансько-Овруцькому кряжі яри мають глибину 20-30м, а довжину до 3-3,5км. З усіх поліських областей Житомирське Полісся найменш заболочене. Загальна площа боліт становить лише 2,9 % території. Великі болотні масиви поширені лише на північному заході й півночі області.

Структура Житомирського Полісся досить строката і складається із наступних елементів:

1- рівнинно-зандрові на кристалічній основі, водно-льодовикові піски мають потужність 4-6м і залягають на гранітах, гнейсах або на продуктах їх вивітрювання. Місцями зустрічаються піщані вали і горби еолового походження, а в пониженнях - невеликі болота. Найбільше вони поширені на північному заході в районі Ракитного, Городниці, Емільчине;

2- рівнинно-зандрові та долинно-зандрові заболочені місцевості на докембрійських кристалічних, крейдових і палеогенових осадових породах поширені в районі Олевська, Перги, р. Болотниці. Тут зустрічають верхові й перехідні болота площею понад 1000га із потужністю торф'яного шару до 4-5м.

3- моренно-зандрові та моренно-горбисті місцевості поширені в східній частині Житомирського Полісся поблизу сіл Потіївка, Горбулів, Моделів, Дівочки, Торчин тощо.

4- денудаційні хвилясто-рівнинні на кристалічних породах із щербенистими ґрунтами місцевості мають значне поширення на вододілах із високим заляганням докембрійських порід. Водно-льодовикові піски тут малопотужні або відсутні взагалі, зустрічаються елювіально-делювіальні щербенисті відклади - продукти вивітрювання кристалічних порід.

Такі місцевості поширені в районі Коростеня, поблизу сіл Краївщина, Топорище, Пекарщина та в інших районах.

У Житомирському Поліссі поширені лесові острови, збезлісені й зайняті переважно сільськогосподарськими угіддями. На них розвинені яри і балки, відбуваються інтенсивні

ерозійні процеси. Вони зустрічаються на Словечансько-Овруцькому кряжі, у районі міст Новограда-Волинського, Житомира, Коростишева тощо. Ландшафти Житомирського Полісся зазнали значних змін внаслідок антропогенної діяльності - вирубування лісів, меліорації, розорювання, а особливо у зв'язку із добуванням корисних копалин - гранітів, лабрадоритів, пегматитів, кварцитів, п'єзокварцу, розсипних родовищ ільменіту, бурого вугілля, гравію тощо. Екологічна ситуація в області ускладнилася у зв'язку зі значним впливом Чорнобильської катастрофи. Особливо вона торкнулася Народицького, Коростенського та Овруцького районів.

Від Коростеня до Овруча, що розташований на південно-східному краї Словечансько-Овруцького кряжу, маршрут проходить по типовій зандровій рівнині. У рельєфі спостерігаються переважно еолові форми, подекуди видно залишки параболічних та пірамідальних еолових дюн. Понижені ділянки рельєфу, як правило, заболочені.

Словечансько-Овруцький кряж (або *Овруцький кряж*) - від назв селища Словечно та міста Овруч - велике підняття у рельєфі місцевості на півночі Українського кристалічного щита, практично на кордоні України і Білорусі в межах північної частини Житомирської

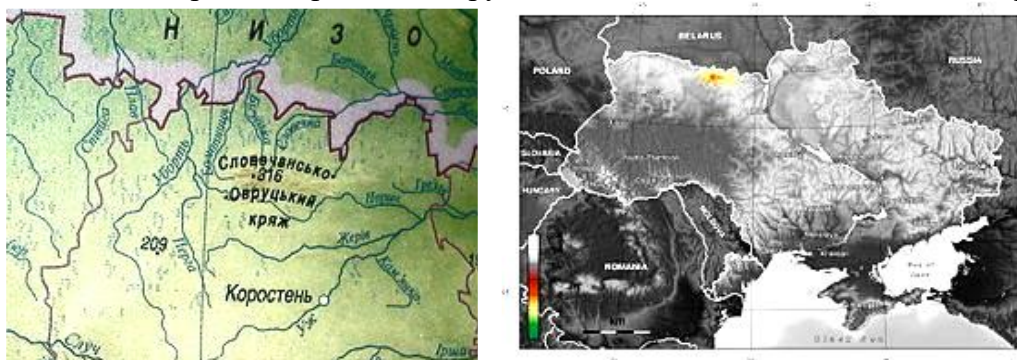


Рис.4. Розміщення Словечансько-Овруцького кряжу на території України

області (Житомирського Полісся) . Кряж являє собою горбисту грядку, витягнуту із заходу на схід приблизно на 60км від с. Червонка до м. Овруча та його східних околиць, і має ширину від 5км на сході до 15-20км на заході. Найвища точка - 316м над рівнем моря, знаходиться в с. Городець Овруцького району. Овруцький кряж піднімається над Поліської низовиною, відділяючись від неї уступом. Відносне піднесення над навколишньою місцевістю складає 50-60м. Південні схили кряжу круті, північні - більш похилі. Поверхня кряжу горбиста, розсічена ярами глибиною 20-25м. Кряж складений пісковиками, пірофілітовими сланцями, рожевими і червоними кварцитами мезопротерозойської ери (вік порід 1,5-1,3млрд років). Геоструктурно кряж пов'язаний із горстом у північно-західній частині Українського щита. Горст розбитий на окремі блоки в результаті нерівномірних тектонічних рухів, що позначилось на рельєфі. Численні річки, що беруть початок на Словечансько-Овруцькому кряжі розбігаються в різні боки від нього, особливо в його західній частині (витоки малих річок із їх притоками: Селівоніха, Червонка, Пертниця, Словечна, Норинь тощо). Поза межами кряжу русловий потік води сповільнюється, долини цих річок розширюються і стають заболоченими. Поліські болота простягаються на 30км уздовж р. Словечна.

Під час останнього льодовикового періоду товщина льодовиків над значною частиною кряжу становила 300-500м. Після відступу льодовик залишив за собою велику кількість льодовикових валунів - уламків різних кристалічних пор, навіть привнесених із Скандинавського п-ова. У результаті танення льоду утворилися великі озера, що перетворилися згодом в Поліські болота. Льодовик накрив основну частину території кряжу, проте не досяг його вершини в радіусі 25км. Частина природи кряжу збереглася в дольодовиковому вигляді, що зумовило різноманітність місцевої флори і фауни.

М. Овруч розташоване на лівому високому березі р. Норинь. У береговому схилі Норині спостерігається цілий ряд відслонень *лесу*. Останній утворює вертикальні стінки висотою до 21м. Лес палево-жовтий, однорідний, пористий без прошарків похованих ґрунтів. На північній окраїні Овруча потужність лесового покриву різко зменшується і леси повністю зникають із розрізу порід, натомість на поверхню виходять моренні суглинки із невеликими

валунами переважно кристалічних порід. На південь від Овруча, на правому березі Норині, на західній окраїні Залужжя відслонюються переповнені льодовиковими валунами червоні і сірі моренні суглинки

Таким чином, Словечансько-Овруцький кряж (рис.4) являє собою у верхній частині видовжений лесовий останець, у доколі якого залягають метаморфічні породи овруцької серії. Найбільш поширеними породами цієї серії є кварцити, із якими можна ознайомитися за 12км на північний захід від Овруча в кар'єрі смт. Першотравневе.

Смт. Першотравневе Овруцького р-ну Житомирської обл. Овруцьке родовище кварцитів займає площу понад 100км². Товща кварцитів зім'ята у пологі складки з кутами падіння 2-3°, рідко – до 10°. Кварцити складають потужні пласти, серед яких зустрічаються малопотужні прошарки і невеликі лінзи пірофілітвміщующих кварцитів і сланців. Повна потужність покладів кварцитів близько 900м. Потужність продуктивної пачки кондиційних кварцитів на родовищі складає 38-110м, в середньому – 70м. Знизу вона підстеляється пачкою некондиційних кварцитів, придатних для виробництва будівельного щебеню. Покривні породи представлені глинистими пісками антропогену потужністю 0,0-8,0м (рис.5).

У кар'єрі розкриті *кварцити*, які залягають у товщі метаморфізованих порід (товкачівська світа овруцької серії мезопротерозою) потужністю 300-600м, що виповнюють субширотну

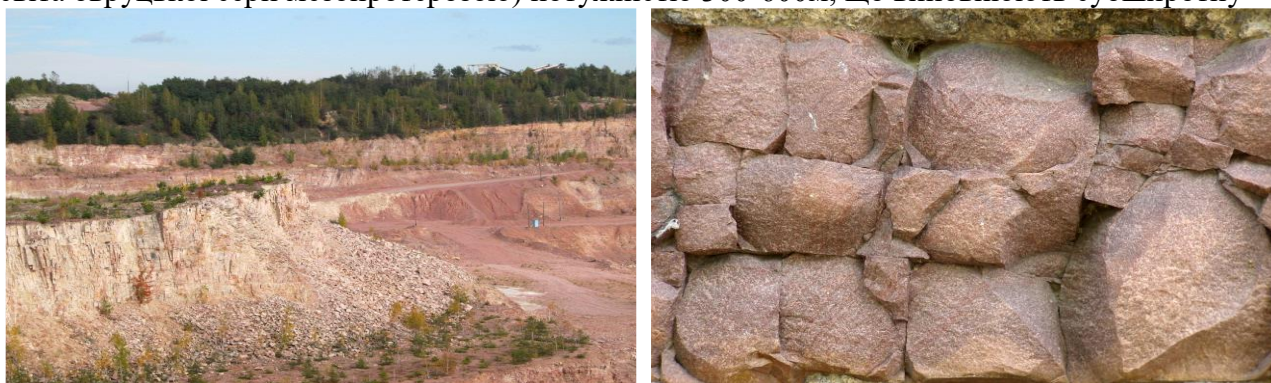


Рис.5. Загальний вигляд кварцитового кар'єру та кварцитів у корінному відслоненні

грабеноподібну западину. Кварцити являють собою досить щільну породу переважно густо-червоного, блідо-рожевого та малинового, рідше сірого і бурувато-сірого кольору, масивні, дрібнозернисті. Кварцитовидні пісковики характеризуються чітко вираженою косою верстуватістю, зумовленою чергуванням верств різного гранулометричного складу. Форма уламкового матеріалу кутасти, обкатана і напівобкатана із згладженими краями і розміром 0,02-0,7мм, інколи розмір уламків складає 1,0-1,2мм. Поверхня уламків звичайно покрита тонкою переривистою плівкою червоного пилуватого гематиту. Склад кварцитів: кварц (93-95%), уламки кварцового порфіру (2-3%), пірофілітові сланці і глиниста речовина (1-2%) та окисні залізисті виділення. В незначній кількості зустрічаються обкатані зерна циркону, лейкоксену, ільменіту, апатиту, рутилу, лусочки мусковіту і розетки пірофіліту. Хімічний склад кварциту: SiO_2 - 95,6-98,9%; Al_2O_3 – 0,4-3,3%; Fe_2O_3 – 0,2-1,0%. Об'ємна вага 2,52-2,66; динасу 2,37-2,39. Вогнетривкість кварциту +1710°C. Часто на поверхні кварцитів зустрічаються хвилеприбійні знаки і різні гієрогліфи (рис.6). Аналіз вивчення індексу брижів



Рис.6. Хвилеприбійні брижі (ліворуч) та гієрогліфи на поверхні кварцитів

(відношення ширини до висоти) свідчить про їх субаквальний генезис. Кварцити перешаровуються із кварцитоподібними пісковиками та пірофілітовими сланцями. Максимальна потужність пірофілітових сланців досягає 1,5м. Головним породоутворюючим мінералом у цих сланцях є пірофіліт і кварц, рідко зустрічаються серицит, турмалін, сфен, рутил. Формування кварцитів та кварцитоподібних пісковиків відбувалося в умовах мілководного моря при тривалому перемиванні уламкового матеріалу, привнесеного за рахунок розмиву древніх осадових товщ. Кварцити Овруцького родовища високої якості, в основному, використовуються як вогнетривка сировина та для виробництва феросплавів.

Пірофіліт використовується у виробництві: вогнетривких керамічних виробів (плиток, радіодеталей, посуду, санітарної кераміки, електрофарфору, лампових патронів, для газових горілок і автогенної зварки - після прожарювання у муфельних печах вони ставали дуже тугоплавкими і витримували температуру до +3000°C, керамічних деталей апаратів для наварювання), алмазних коронок, мастил, прокладок для нагрівальних елементів електричних печей, спеціальних масляних фарб для камуфляжу військової техніки; у кораблебудуванні, парфумерії, фармацевтичній промисловості і як матриці для електропровідних графіт-керамічних композиційних матеріалів.

Маршрут Овруч - Житомир

М. Коростень Житомирської обл. розташоване на зандровій рівнині, перевіяні піски якої, із спорадичними кременями та валунами різних порід, перекривають кристалічні породи Коростенського блоку Волинського мегаблоку Українського щита, що наклало свій відбиток на рельєф, характер русел річок, ґрунтовий покрив та характер заболочування прилягаючої місцевості. Безпосередньо у місті та навколо нього відслонюються різні за складом та віком магматичні гірські породи, які утворюють окремі масиви. Основною геологічною структурою району є *коростенський інтрузивний комплекс*, який утворює ізометричний великий (понад 12 000км²) *Коростенський плутон*, подошва якого лежить на глибині 4,5-10км і формування якого відбулося протягом палеопротерозою (1800-1740млн років тому).

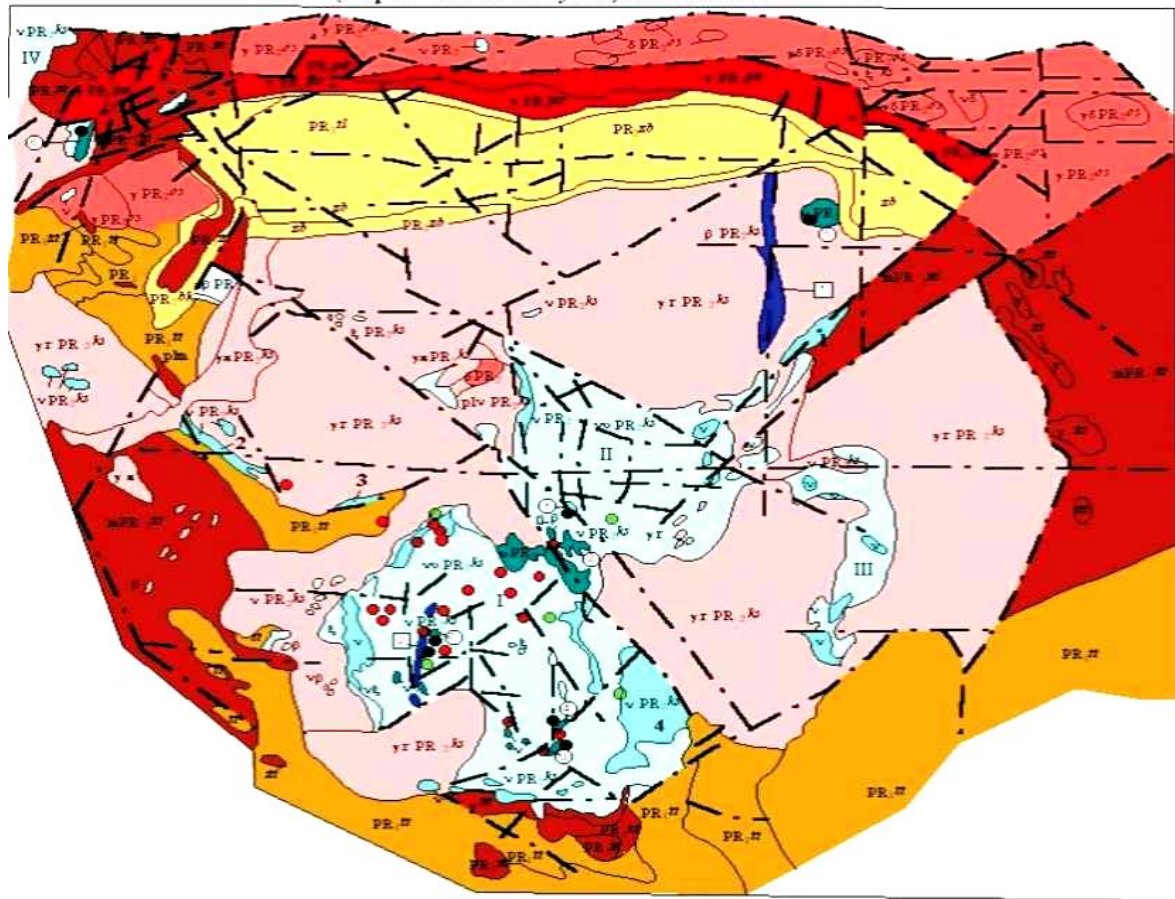
У складі коростенського інтрузивного комплексу виділяють породи двох послідовних фаз формування (фаз впровадження магми) плутону: *1 формація* – рапаківіподібні і різнозернисті граніти; *2 формація* – габро-анортозитові (норити, лабрадорити) породи (рис.7).

До складу Коростенського плутону входять **три групи порід**, із яких головними є **основні** (габро-анортозити) та **кислі** (граніти). Основні породи Коростенського інтрузивного комплексу займають четверту частину його площі (2250км²), утворюючи ряд масивів: *Володарськ-Волинський, Чоповицький, Федорівський*, із якими пов'язані ільменіт-апатитові руди. Ці породи є джерелами формування численних розсипних родовищ ільменіту, які експлуатуються Іршанським ГЗК. Кислі породи (граніти) займають площу понад 7000км² у північній частині плутону в басейнах річок Уж, Жерев та Норинь. Будова Коростенського плутону ускладнена окремими масивами **порід рами** – найдавніших метаморфічних порід *тетерівської серії* палеопротерозою (гнейсами, кристалосланцями, мігматитами тощо) складчастого фундаменту Східноєвропейської платформи, які прорвані комплексом магматичних порід плутону. Контакти порід плутону із вміщуючими гнейсами різкі, інтрузивні. Наприклад, масив метаморфічних порід площею біля 200км² у районі сіл Пащини-Бехи-Михайлівка, який обрамлений більш молодими гранітами рапаківі і основними породами; менший за площею масив знаходиться в районі сіл Ушомир-Пугачівка.

Коростенський плутон - частина Українського кристалічного щита, який є залишком (основною) значного гірського масиву висотою до 3000м, сформованого в результаті складних тектонічних процесів на території України у палеопротерозої. Коростенський комплекс складений різними магматичними породами: гранітами рапаківі і рапаківіподібними, роговообманково-біотитовими; граніт-порфірами, лабрадоритами і габро-анортозитами.

Усі ці породи формують велике складно побудоване тіло Коростенського плутону (див. рис. 7), проте найбільш поширеними серед магматичних порід комплексу є *граніти рапаківі коростенського комплексу* палеопротерозою - червонувато-рожеві рожево-сірі та буровато-червоні різнозернисті, переважно дрібно-середньозернисті, овоїдні та майже безовоїдні

Геологічна карта кристалічних порід докембріо ПН частини УЩ
(Коростенський плутон). Масштаб 1:1 000 000



УМОВНІ ПОЗНАЧЕННЯ

Нижній протерозой порфірити (βπ PR ₁ ks) Тетерівська серія - PR ₁ tr	(γπ PR ₁ ks), діабазити (δPR ₁ ks), дабазови		
Гнєйси, сланці, мармури	(βπ PR ₁ ks)		
Житомирський комплекс - PR ₁ zr	Пержанський комплекс - PR ₁ zr		
Граніти (γPR ₁ tr), мигматити (mPR ₁ tr)	Апограніти пержанські і граніти субдуції		
(γPR ₁ zr)			
Середній протерозой	Топільнянська серія - PR ₂ tr		
Осницький комплекс - PR ₂ os	Білокоровицька світа - PR ₂ bk		
Граніти (γPR ₂ os), діорити (δPR ₂ os), гранодіорити (γδPR ₂ os)	Пісковики, сланці, покриви діабазів		
	Озерянська світа (PR ₂ oz)		
	Алевроліти, аргіліти, дабазові порфірити		
Коростенський комплекс - PR ₃ ks	Середній-верхній протерозой		
Габро-анортозити (vπPR ₃ ks), анортозити (vPR ₃ ks), габро, габро-норити (vPR ₃ ks), габро-псидіотити	Овруцька серія (PR ₃ ov)		
(vδPR ₃ ks) монзоніти, габро-сієніти (vδPR ₃ ks), порфіри	Збраньківська світа (PR ₃ zb)		
граніти рапаквіподібні (γπPR ₃ ks), граніт-порфіри	Порфірити, трахіандезити, дабазити, кварцові порфіри		
	Товкачівська світа (PR ₃ tl)		
	Кварцито-пісковики		
Родовища: ● - розсієні; ● - залишкові; ● - корини			
Масиви основних порід	Тіла основних порід	Малі інтрузії	Дайки
I Володарськ-Волинський	1 Рудня-Базарське	① Стремлеторська	1 Звгдаль-Залеська
II Чоповицький	2 Кривотинське	② Меленська	2 Паромівська
III Федорівський	3 Пугачівське	③ Федорівська	
IV Каменський	4 Торчинське	④ Видицька	
		⑤ Давидківська	
		⑥ Юривська	
		⑦ Кропивенська	

Рис. 7. Геологічна карта Коростенського плутону

біотит-роговообманкові (із різним вмістом рогової обманки та біотиту) та із досить поширеними структурами графічного проростання, місцями граніти кварцево-порфіровидні.

Відслонюються *граніти рапаківі* (рис.8) у центральному парку ім. М. Островського м. Коростеня, де вони рельєфно виділяються у вигляді декількох скель із власними назвами: *Ольжині купальні*, *Гігантські Котли* і *Баранячі Лоби* в долині глибоко врізаної в граніти р. Уж. Скелі урвища мають східчасту форму із велетенських брил паралелепіпедної форми із

згладженими ребрами, а по берегах та в самому руслі – брили заокруглені і згладжені, що, можливо, зумовлено впливом води та льодовика дніпровського материкового зледеніння. Граніти рапаківі зазнали значного впливу екзогенних процесів у заплаві та руслі р. Уж, яка прорізала у породах каньйоноподібну долину прориву висотою до 32м та шириною 64м.

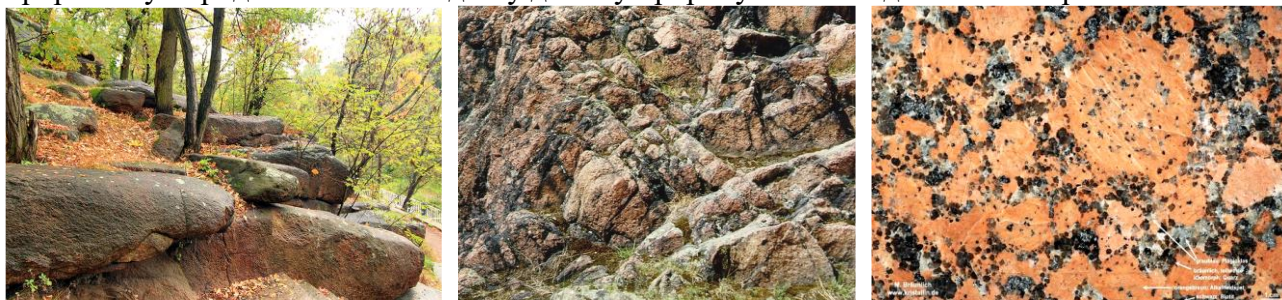


Рис.8. Матрацевидна окремість гранітів (ліворуч); виходи гранітів рапаківі та їх полірований вигляд

Магматичні породи Коростенського плутону вкриті продуктами фізичного руйнування та хімічного розкладання докембрійської гірської системи із розсипними родовищами ільменіту, які зносилися водними потоками, вітром, а у місцях виходів магматичних порід на денну поверхню граніти коростенського типу згладжені дніпровським льодовиком (рис.9) і утворюють численні *баранячі лоби*.

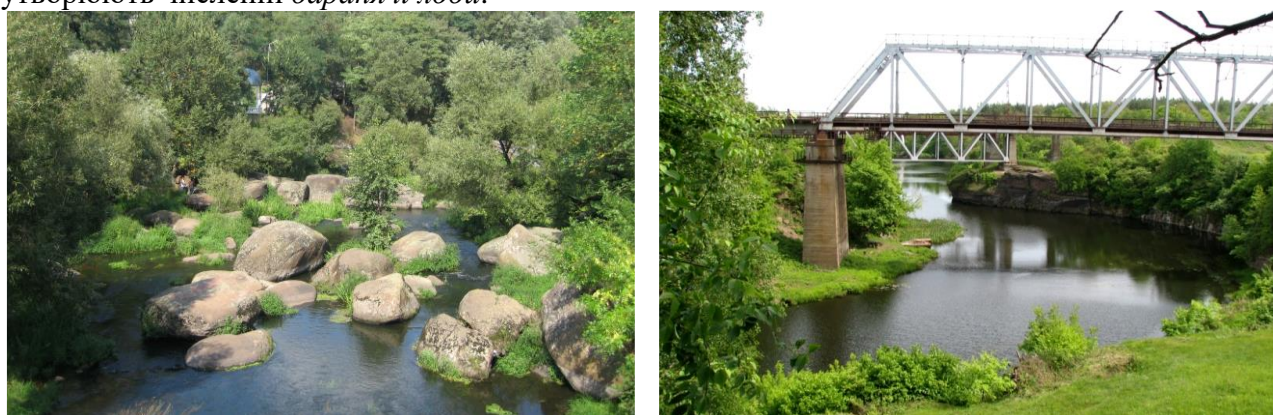


Рис.9. Льодовикові валуни в долині р. Уж та її каньйоноподібна долина прориву (м. Коростень)

Найбільш давніми відкладами на території Коростенського району є первісні каоліни кори вивітрювання докембрійських порід, які залягають окремими острівцями, наприклад, біля сіл Дідковичі, Шатрище тощо. Відклади *юрської системи* представлені глинами, пісками, пісковиками. Із *верхньокрейдової епохи* залишилися відклади піску з кременем, глини, крейдоподібні вапняки. Відклади *палеогенової системи* представлені глинистими пісками, але зустрічаються вони епізодично. Строкаті глини *неогенової системи* мають обмежене поширення. Четвертинні (*антропогенові*) відклади покривають всю територію району у вигляді валунів, моренних суглинків, суглинків, піску, торфу, болотної залізної руди тощо. Потужність пухких відкладів на території району коливається від 1 до 30м, а глибина залягання від 2 до 20м.

Безпосередньо у Коростені, на правому березі р. Уж, в районі залізничної платформи «Древлянка» (вул. Сосновського) великим кар'єром розробляються *коростенський граніт*.

Геологічний розріз кар'єру:

під сучасним (Q_{IV}) *грунтово-рослинним шаром* (0-1,1м) залягає *глина піщана* (Q_{II}), жовто-бура, із лінзами піску (2,1-16,0м), яка в свою чергу перекриває *пісок* (Q_{II}) жовто-сірий, кварц-польовошпатовий, глинистий (0,0-14,2м). Під четвертинними відкладами залягає *кора вивітрювання* (PZ-KZ) гранітів Коростенського плутону, яка представлена *каоліном* первинним із мілкими уламками граніту (2,2-6,5м), що перекриває потужну (2,6-6,5м) товщу гранітної *жорстви*. Верхня частина *гранітів* (до 6,3м) являє собою дуже вивітрілу породу, під якою знаходиться товща (0,0-5,0м) дещо підданих вивітрюванню гранітів. Нижче залягає *граніт* незмінений рожевий і сіро-рожевий, рапаківіподібний, пегматоїдний. Мінералогічний склад граніту (%): калішпат 40-75; плагіоклаз 5-45; кварц 15-35; біотит 0-5; амфібол 0-3;

епідот - одинокі кристали. Граніт придатний в якості сировини для виробництва щебеню та будового каміння. Кар'єром розкритий розріз гранітів глибиною 46-93м.

На виїзді із Коростеня, в 6км від центра міста, (сел. Мирне) праворуч від автостради (Виступовичі-Житомир) потужним кар'єром також розробляються граніти коростенського типу. Перетнувши на правий берег р. Уж в районі с. Поліське, в 2км від мосту на схід, поблизу с. Щорсівка знаходиться кар'єр по видобуванню коростенських гранітів, які застосовуються як будівельний камінь. У цьому кар'єрі, поряд із рожевими гранітами, на одній із ділянок видобувають гібридні породи, які утворилися внаслідок асиміляції кислою гранітною магмою крупного ксеноліту основних порід.

Смт. Іршанськ Хорошівського р-ну Житомирської обл. засноване (05.08.1960р.) у зв'язку із будівництвом головного промислового об'єкту «Іршанського гірничо-збагачувального комбінату» (ІГЗК), що спеціалізується на видобутку та збагаченні ільменітових ($FeTiO_3$) (титанових) руд, розсипні родовища яких розташовані у радіусі від 6 до 21км від Іршанська (рис.10).



Рис. 10. Управління Іршанського гірничо-збагачувального комбінату (ІГЗК), його виробничі корпуси та продукція - ільменітовий концентрат

В Україні розсипні титанові і комплексні титанові родовища поширені у різновікових мезозой-кайнозойських утвореннях. Найбільш значні концентрації ільменіту і рутилу характерні для утворень міоцену (сармату), олігоцену-міоцену (полтавська світа), а також крейди і четвертинних відкладів. У ці часи при підняттях суші і регресії моря формувалися переважно континентальні розсипи (альювіальні, альювіально-делювіальні) у долинах річок, балок, дельтах, лиманах тощо, а при опусканні суші і трансгресії моря створювалися прибережно-морські розсипи, переважно пляжного походження.

Найбільшого розвитку альювіальні розсипні родовища набули на північному заході Українського щита у районі Коростенського плутону. Серед альювіальних розсипів розрізняються альювіальні, альювіально-делювіальні й озерно-делювіальні. Для цих розсипів характерний тісний просторовий зв'язок із корінними джерелами рудних мінералів – магматичними тілами продуктивних габроїдів та їх істотно ільменітовий вміст із високими концентраціями у розсипах. Розсипи сформувалися як результат розмиву мезозойської і четвертинної кір вивітрювання ільменітоносних габро-анортозитів Коростенського плутону.

Це розсипи континентального типу, вони приурочені до палеодолин і долиноподібних знижень давнього рельєфу і є похованими. Найбільше промислове значення мають розсипи ближнього зносу, які характеризуються тісним генетичним і просторовим зв'язком з корінними джерелами, якими були кори вивітрювання ільменітоносних ультраосновних - основних порід, що нині місцями цілком еродовані. Найбільші і найбагатші поховані розсипи формувалися у пізньоярську і ранньокрейдову епохи в часи інтенсивного вивітрювання і утворення кір вивітрювання на Українському щиті. Довжина їх до 5км, ширина до 1км, потужність продуктивних пластів до 10м. Вміст ільменіту $150-300\text{кг/м}^3$.

Переважно нижньокрейдові великі і багаті родовища ільменіту збереглися поблизу меж Володарськ-Волинського масиву габро-анортозитів унаслідок більш низького гіпсометричного залягання продуктивних пластів порівняно з навколишніми більш стійкими до вивітрювання кислими породами і завдяки наявності тут шару кременистих відкладів туронського ярусу верхньої крейди., які відіграли роль їх захисної покривки проти ерозії. Продуктивні поклади стрічкоподібні, звивисті, приурочені до долин палеорічок та інших палеознижень. Вони залягають на корі вивітрювання габро-анортозитів; на ільменітоносних шарах вторинних каолінів, на кристалічних породах докембрію чи серед осадових товщ

мезозою і кайнозою. Потужність розкриву рудних покладів 5-6м. Вони несуть концентрації ільменіту і вторинні каоліни, каолінові глини, піщано-глинисті породи, які створюють пластові і лінзоподібні поклади. Концентрації рудних мінералів зустрічаються переважно в нижніх горизонтах рудоносних товщ. Розподіл ільменіту нерівномірний (прошарки, гнізда, вкрапленість тощо), його вміст у руді варіює від 15 до 500кг/м³. У промисловому відношенні ільменіт дуже високої якості. Рудні піски добре збагачуються із виходом концентратів усіх корисних мінералів. У конкретних родовищах міститься від $n \times 100$ тис. до $n \times 1$ млн тон TiO₂.

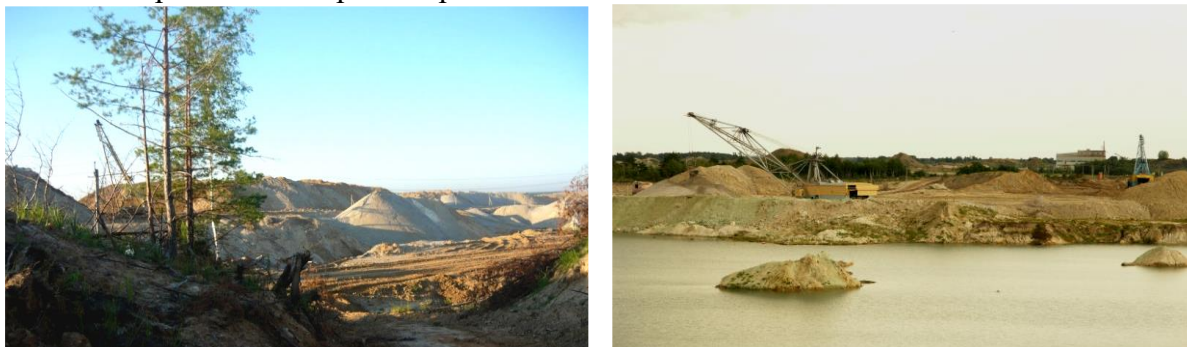


Рис. 11. Розкривні роботи на розсипному родовищі ільменіту (р. Лемня)

Іршанська група родовищ являє собою переважно ільменітові мономінеральні, рідше – двоїнеральні (ільменіт, апатит) алювіальні розсипи (рис.11), у промислових концентраціях міститься ільменіт і продукти його зміни – лейкоксенований ільменіт. У віковому відношенні алювіальні утворення Іршанського рудного району, що несуть розсипи, - це нижньо-, середньо-, верхньоплейстоценові і сучасні (голоценові) утворення. *Нижньоплейстоценові* розсипи (до 70-100кг/м³) пов'язані із алювіальними відкладами (5-10м) постнеогенових долин, балок (завширшки 1-2км, завглибшки 15-25м у каолінових корах вивітрювання корінних докембрійських порід Коростенського плутону), другої та третьої надзаплавних терас р.Ірша і перекриті більш молодими відкладами. *Середньоплейстоценові* розсипи (відклади морен, флювіогляціальні піски, озерно-льодовикові суглинки і супіски із вмістом ільменіту 10-60кг/м³) залягають серед кварцових пісків у похованих долинах постльодовикових потоків та поширені на межирічних площах і на третій терасі р.Ірша. *Верхньоплейстоценові* пластові подібні (із дуже нерівними верхньою та нижньою поверхнями і потужностями) розсипи руслової фації пісків першої надзаплавної тераси р.Ірша та її притоків відрізняються від попередніх більшою довжиною і потужностями (іноді до 10м) і більш високим вмістом ільменіту (30-50, місцями до 150кг/м³, а іноді і більшими). *Голоценові* (сучасні) відклади являють собою заплавний алювій, елювіальні, делювіальні і еолові утворення. Розсипи локалізуються в алювію р.Ірша та її притоків де іноді досягають істотного промислового значення (до 200кг/м³ і більше).

У смт. **Хорошів** (до 2016р. - Володарськ-Волинський) Житомирської обл. знаходиться «Музей коштовного і декоративного каміння» (рис.12) (12101, смт. Хорошів, вул. Карла Маркса, 58; тел. (04145) 32214, 31210; тел-факс (04145) 32276, e-mail: muzeu_vv@mail.ru) – один із відомих геологічних музеїв України та світу. Експозиція музею займає 5 залів.

У **першому залі** представлено декоративно-облицювальне каміння України (літотека). Декоративне каміння України – неперевершені за своєю насиченістю забарвленням, текстурою, високою міцністю та витривалістю різноманітні *граніти*, іризуючі *лабрадорити* та вироби із декоративного каміння.

У **другому залі** представлені найбільш характерні зразки гірських порід, які вміщують *камерні пегматити*, а також кристали, друзи і зростки мінералів, характерних для різних структурних зон камерних пегматитів Волинського родовища моріону.



Рис. 12. Емблема та будівля «Музею коштовного і декоративного каміння» (сmt. Хорошів)

У вітринах залу (рис.13) можна побачити породи, в яких розміщуються пегматитові тіла, із яких зон вони складаються. Детально роздивитись тонку “графіку” *письмового граніту*, побачити величезні друзи *польового шпату*, блискучі “їжачки” *гетиту*, білі кристалики *фенакіту*. Особливе місце серед мінералів камерних пегматитів у вітринах другого залу займають кристали *кварцу* – одного з самих цікавих мінералів. Найбільший кристал кварцу, видобутий на Волині важив 10т. Пізніше був видобутий кристал – гігант кварцу вагою 7т. В музеї можна побачити друзу чорного кварцу - *моріону* вагою 361кг.



Рис. 13. Загальний вигляд експозиції залів музею

Наступний зал – **третій** – розповідь про різноманіття кварцу – це прозорі кристали *гірського кришталю*; чорні *моріони*; димчасті *раухтопази*; золотисті *цитрини* із сонячним промінчиком всередині та світло-зелений *празем*; *мармарошські «діаманти»*- дрібні (не більше 5мм) водяно-прозорі кристалики, які виграють на сонці багатьма блискучими гранями та бразильські жеоди багряно-фіолетового *аметисту* надовго залишаться в пам’яті.

У **четвертому** залі експонуються зразки дорогоцінних мінералів волинських камерних пегматитів: *берили* і *топази* - зелені кристали *берилу* (найбільший кристал видобутого на Волині берилу завдовжки 135см та вагою 66,6кг), ніжно-блакитні *аквамарини*, рожеві, блакитні і поліхромні *топази* (найбільший кристал топазу, видобутий у 1964р., важив 117кг, висота кристалу – 82см) та багато інших дивовижних мінералів та гірських порід (рис.14).



Рис. 14. Унікальні експонати музею: берил, топаз та бурштин

У **п'ятому** залі демонструються вироби із дорогоцінного та декоративного каміння. Різноманітні самоцвітні речі: *намиста* з моріону, гірського кришталю, яшми, малахіту, оніксу; *підсвічники* із родоніту, маріуполіт; *вази* із зміювика, селеніту, оніксу; *шкатулочки* з обсидіану, унакіту. Окрема вітрина із *синтетичними мінералами* – корундом, гранатами,

бірюзою, фіанітом. Особливе місце в залі займає сонячний камінь – *бурштин*. У вітринах музею виставлені зразки бурштину Клесівського родовища і виробів з нього – першого промислового родовища бурштину в Україні.

Всього у Музеї біля 1800 зразків із геологічних утворень України, країн СНД, Європи, Америки, Африки та інших місць світу. Колекція Музею постійно поповнюється новими зразками як з українських, так і зарубіжних геологічних родовищ. Зібрання унікальних мінералів та гірських порід із камерних пегматитів Волині зробили музей популярним як серед геологів-фахівців, так і широких верств населення.

«Музей коштовного і декоративного каміння» створений на підставі розробки камерних пегматитів, які виявлені і простежені у межах Коростенського пегматитового поля тільки у Володарськ-Волинському районі, де вони приурочені до ендоконтактової зони гранітного масиву довжиною біля 22км і шириною 0,3-1,5км, яка прилягає до західного контакту Волинського габро-лабрадоритового масиву. У пегматитовому полі виділяють зони пегматитових жильних апофізів, продуктивних пегматитів, розсіяних мілких пегматитових тіл, вторинно-лужно-кварцову зону. Продуктивні топаз-моріонові пегматити Коростенського інтрузивного плутону являють собою штоки розмірами (у найбільшому напрямі) перших метрів до 30-50м.

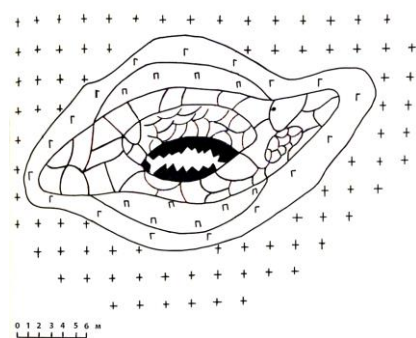


Рис. 15. Схема пегматитової камери

Для пегматитових камер характерна наступна зональна будова (див. рис. 15):

1- екоконтактова зона зміненого граніту - 10м; 2- пегматит графічної структури («письмовий граніт») – 1-2м; 3- пегматит пегматоїдної структури (блоковий агрегат кварцу і кпш) – до 2-4м; 4- мономінеральна польовошпатову зона – до 4-6м шириною; 5- кварцове ядро із камерою (жеодою) до 5м упоперек, в якому знаходяться кристали димчастого кварцу (раухтопазу), топазу, берилу (до 2м довжиною) тощо.

Головні породоутворюючі мінерали топаз-моріонових пегматитів: *кварц* (представлений сірим, «льодяним», молочно-білим, димчастим кварцом і моріоном; рідше зустрічається гірський кришталь, аметист, халцедон і цитрин), *польові шпати* (переважають кпш, із них – мікроклін; плагіоклази – альбіт-олігоклаз; альбіт і клевеландит – зустрічаються рідко), слюда (представлена літєвими різновидами - цинвальдит, літєвий біотит і полілітїоніт) і (у деяких пегматитових тілах) топаз. Акцесорні мінерали пегматитів: циркон, ільменіт, пірит, магнетит, рутил, флюорит, гематит, лімоніт, гранат, турмалін, топаз, молібденіт, каситерит, епідот, апатит, корунд, ставроліт, шпінель, дистен тощо.

С. Лизник Володарськ-Волинського р-ну Житомирської обл.: родовище *гранітів коростенського комплексу* палеопротерозойського віку (1,75-1,7млрд років) дуже високої декоративної якості розроблюються кар'єром розмірами 700×500м і глибиною 50м в 1км на південь від села (рис.16).



Рис. 16. Загальний вигляд Лизниківського кар'єру, лизниківський граніт та його полірований вигляд

Макроскопічно *лизниківські граніти* являють собою рожево-червону, рідше сірувато-рожеву середньо- до крупнозернистої неясно-смугасту породу із характерними видовженими зернами кварцу. Склад гранітів: мікроклін-пертит – 30-40%; кварц – 30-40%; альбіт – до 15%;

біотит – до 5%; акцесорні мінерали: колумбіт, фенакіт, цинвальдит, циркон, флюорит. Смогастість гранітів простежується за субпаралельним розміщенням лусок біотиту та орієнтованим розміщенням польових шпатів і кварцу. Простягання смогастості південно-західне 200° із падінням на північний захід під кутом 70° . У гранітах часто зустрічаються прожилки темно-сірого кварцу потужністю 2-3см, які мають форму вузьких лінз. Також зустрічаються жилоподібні або шлірovidні тіла дрібнозернистого біотитового граніту і світло-рожевого дрібнозернистого апліту (ріоліту). Місцями присутні пегматитові відособлення розмірами від кількох сантиметрів до 1,5м, які зазвичай витягнуті у певній площині. Перехід від пегматитів до вміщуючої породи поступовий, через малопотужні зонки крупнозернистого пегматоїдного граніту, який поблизу пегматитового тіла дещо збагачений біотитом.

Лизниківські граніти мають обмежене поширення і утворюють вузьке, витягнуте у субширотному напрямі вздовж контакту із габро-анортозитами, тіло довжиною біля 7км і шириною 1,3-1,8км. Можливо, це дайкові, наймолодші утворення коростенського комплексу, але їх співвідношення із вміщуючими породами не вивчено. Лизниківські граніти є невід'ємною частиною Коростенського плутону, проте, як доказано останнім часом, є продуктами не магматичної кристалізації, а утворилися в результаті метасоматичної переробки типових амфібол-біотитових коростенських гранітів. Метасоматичне перетворення проявилось в мікроклінізації та наступній альбітизації первинних гранітів під впливом гарячих постмагматичних розчинів. Тіло лизниківський гранітів сформувалося у зоні субширотного розлому, по якому і циркулювали гідротермальні розчини.

За структурно-мінералогічними особливостями Лизниківські граніти різко відрізняються від інших гранітоїдів коростенського комплексу. Завдяки їх гарному яскраво-червоному забарвленню, лизниківські граніти характеризуються високими декоративними властивостями, широко використовуються як облицювальне каміння та сировина для архітектурно-монументальних виробів - для постаментів пам'ятників тощо в різних містах поза межами України.

Потужність сипучої покрівлі на родовищі складає 0,3-2,8м, нижче залягають первинні каоліни, жорства та сильно тріщинуваті граніти – 0,5-4,5м. Свіжі граніти розбурені до глибини 55м. Хімічний склад граніту: SiO_2 – 70,73-77,93%; TiO_2 – 0,13-0,44%; Al_2O_3 – 7,63-14,73%; Fe_2O_3 – 0,02-2,94%; MgO – 0-0,96%; CaO – 1,07-2,37%; Na_2O – 2,37-3,73%; K_2O – 4,15-5,37%. Річна продуктивність (тис. м³) по буту – 32; щебеню – 20; тесаній продукції – 3. Запаси родовища складають (тис. м³) за категоріями: А – 4000; В – 10300; С₁ – 9700. Підземні води насичують породи покрівлі та тріщинувату зону граніту. Добовий притік води складає 125-150м³. В останні десятиліття лизниківський граніт використовуються тільки для бутощебеневої продукції через нерівномірне забарвлення і низьку блоковість. Ведуться пошуково-оціночні роботи з метою виявлення у межах Лизниківського масиву ділянок, більш придатних для виготовлення декоративно-облицювальних матеріалів.

Маршрут *Лизник – Топорище – Черняхів* проходить по хвилястій водно-льодовиковій рівнині із дещо зглаженими у після льодовиковий час формами рельєфу. Поблизу північної окраїни с. Топорище, до шосе пересікає долину р. Очеретянки, рожеві біотитові лизниківські граніти змінюються основними породами Володарськ-Волинського інтрузивного масиву. Із м. Черняхова рухаємося на схід у напрямі Головине.

Між сс. *Дівочки і Бежів* шосе пересікає видовжену у північно-західному напрямі гряду висотою 6-10м – *морену* дніпровського льодовика. Вона складена підморенними водно-льодовиковими пісками, які зверху перекриваються моренними відкладами. У невеликих кар'єрах, де добувають пісок, можна ознайомитися з будовою цих підвищень:

1. Сучасний ґрунт потужністю 0,1м.

2. *Морена* піщано-глиниста іржаво-бурого кольору з великою кількістю гальки та рідкими валунами кристалічних порід. Контакт із підстеляючими породами дуже звивистий, різкий. Потужність 0,2-1,5м.

3. Валунно-галечникова порода з домішками гравелистого піску, сіра з білими вапнистими натіками, пухка. Місцями спостерігається добре виражена коса верстуватість, яка зумовлена чергуваннями збагачених та збіднених галькою прошарків.

Ця видовжена похила височина є залишком *кінцево-моренної гряди дніпровського льодовика*.

Смт. Головине Черняхівського р-ну Житомирської обл. виникло на базі невеликого поселення навколо Головинського кар'єру із видобутку декоративного каменю, розробка якого вручну розпочалася ще до 1874р.

Зараз на єдиному за запасами лабрадориту в Європі Головинському родовищі (ЗАТ Головинський кар'єр «Граніт») добувають *іризуючі лабрадорити* (Головинський кар'єр) та *габро-норити* (Сліпчицький кар'єр), працює шліфувальна фабрика, що виготовляє облицювальні плити, пам'ятники, кам'яні вироби тощо. У Головинському кар'єрі з видобутку блокової продукції розміром 350×200м (площа 8га) та глибиною 15м розкрито



Рис. 17. Загальний вигляд Головинського лабрадоритового кар'єру

високодекоративні іризуючі лабрадорити, які своїми унікальними декоративними властивостями відомі далеко за межами України. Кар'єром під малопотужною (перші метри) товщею середньочетвертинних піщано-суглинистих відкладів розкрито лабрадорити (анортозити) коростенського комплексу палеопротерозойського віку (рис.17, 18).

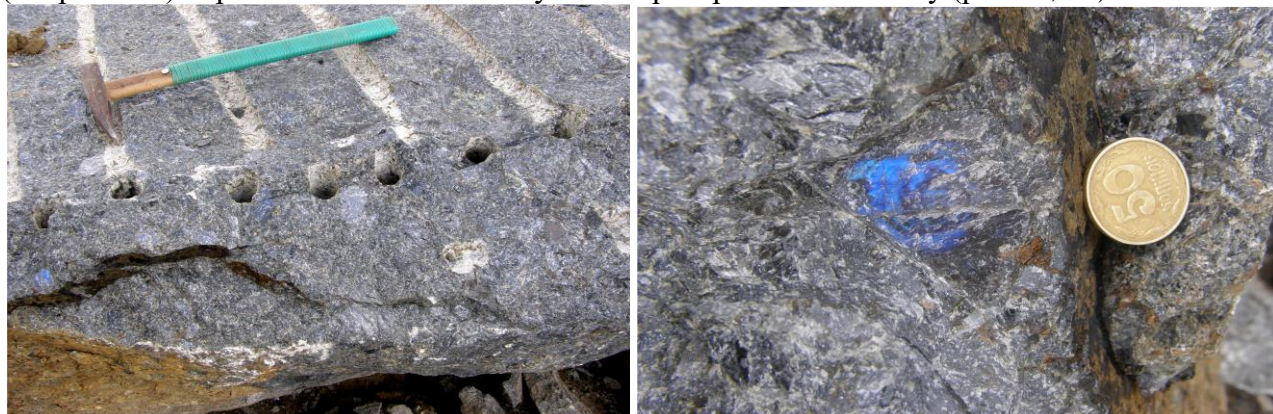


Рис. 18. Відокремлені від корінного масиву вибухом блоки лабрадориту та іризуючі вічка лабрадору

Породи крупнозернисті із видовженими (до 6-7см) кристалами плагіоклазу, покритими тонкою штриховкою, часто в поперечних зрізах правильної шестикутної форми. Для них характерне майже чорне, іноді зеленкувато-сіре забарвлення. Лабрадорит високої іризації із кількістю «очок» від 170 до 300 на 1м². Іризація яскрава, веселкова, зонально змінюється від жовтої, рідше червонуватої, до зеленої, синьої і фіолетової, розміри іризуючих «очок» від 0,6 до 6,0см. Іризація, на думку більшості дослідників, зумовлена найтоншими пластинчастими включеннями ільменіту паралельно площинам спайності у кристалах лабрадору (рис.18). Породи складаються переважно із плагіоклазу (лабрадору), кількість якого становить 97-100%, і темноколірних (піроксен) та рудних (ільменіт) мінералів. Породи представляють так званий головинський тип лабрадоритів Коростенського плутону. Головинські лабрадорити розбиті тріщинами на досить великі блоки, розмір яких іноді досягає понад 20м³. Ця особливість дозволяє видобувати моноліти, що цілком йдуть на виготовлення постаментів під пам'ятники.

В овальній формі *Сліпчицькому* (с.Головине) *кар'єрі олівінового габро-нориту* розмірами 360×260м (площа 10га) і глибиною 30м розкрито габроїди крайової фації Володарсько-Волинського масиву основних порід Коростенського плутону. Під малопотужною товщею

піщано-суглинистих утворень середньочетвертинного віку кар'єром, вже понад 100 років, розробляється олівіновий габро-норит коростенського комплексу палеопротерозойського віку - сірі і темно-сірі середньозернисті і рівномірнозернисті породи, щільні і масивні. Вони є високоякісною декоративно-облицювальною і монументально-архітектурною сировиною. Породи чудово колуються, розпилюються і набувають дзеркальної поверхні при поліруванні.

Плитами переважно лабрадориту облицьований ряд станцій Київського, Московського, Санкт-Петербурзького метрополітенів, приміщення Московського університету ім. М.В. Ломоносова, приміщення у Кремлі, пам'ятник Невідомому солдату у Москві та ряд інших споруд у всьому світі. Облицювальні плити Головинський кар'єр надсилав на будівництво метрополітену в Грузію в Тбілісі, в Київ для музею історії Великої Вітчизняної війни і багатьом іншим містам. Гранітні вироби надсилались до м. Ульяновськ, м. Берестя, с. Хатинь Білорусі, на пам'ятник С.П. Корольову в Житомирі, Гагаріну в «Зоряному містечку», на постамент пам'ятника Т.Г. Шевченка у Канаду та США, Я. Купали у Канаді, на обеліск у честь освоєння космосу в Швейцарії, для мавзолеїв Г. Дмитрова (Болгарія) та Хо Ши Міна (В'єтнам), для постаментів пам'ятника Л. Українки в Канаді та пам'ятника Т.Г. Шевченка у Франції тощо. Блоки із лабрадориту поставляються на експорт у Німеччину, Францію, Японію, Іспанію, Угорщину, Чехію, Словачів, Італію тощо.

М. Житомир: розміщене на берегах р. Тетерів, яка протікає у межах Житомирської та Київської областей, має довжину 365км і є правою притокою Дніпра. У деяких місцях Тетерів має характер гірської річки. Геологічна будова берегів Тетерева досить різностороння. Вже на початку свого витoku (20км) русло річки розміщується серед гранітних виходів, а береги покриті флювіогляціальними пісками та лісом. Скелясті береги складені різними магматичними породами Українського щита, місцями досягають значної висоти (м. Житомир), утворюючи мальовничі ущелини долини прориву із стрімкими стінами, - аж до м. Радомишля і трохи нижче. За 20км до Житомира, між селами Денеші-Тригир'я, прямовисні скелі вздовж р. Тетерів висотою 30м на протязі майже 5км утворюють каньйоноподібну долину. Скелі складені типовими *гранодіоритами* і *монцонітами букинського комплексу* палеопротерозойського віку – темно-сірими середньозернистими породами переважно польовошпатового складу із мінімальною кількістю кварцу. Темноколірні мінерали представлені біотитом, амфіболом, рідше піроксеном. У південно-західній частині м. Житомир долина р. Тетерева знову набуває на протязі більше 2км каньйоноподібної форми із прямовисними скельними гранітними берегами. На південно-західній окраїні Житомира, в районі міського парку по обох берегах каньйоноподібної долини Тетерева здіймаються гранітні скелі — Скеля Чацького (рис.19) на лівому березі і Чотири Брати на правому (рис.20).



Рис. 19. Скеля Чацького у лівому борту каньйоноподібної долини прориву р. Тетерів (м. Житомир)

Скеля Чацького має ширину 120м і здіймається над урізом води рукотворного водосховища на 30м, нагадуючи у верхній частині лицаря в латах. Відразу кілька легенд тлумачать останню назву. Одна легенда розповідає, що після поразки в бою, переслідуваний козаками, не злязачи з коня шляхтич Чацький кинувся з цієї скелі у бурхливі води річки. За іншою, назва пов'язана із прізвищем засновника Кременецького ліцею Т.Чацького. Найвідоміша пов'язана із прізвищем відважного воїна, який, обороняючи колись від

ординців місто, заманив за собою з верхівки гранітної скелі у прірву сотні ворогів. Вірний кінь Чацького востаннє так кресонув копитом каміння скелі, що від неї відкололися уламки, а маківка скелі набула рис голови лицаря.

Скеля *Чотири Брати*, шириною до 150м та висотою 10м над рівнем річки, являє собою чотири виступи, що вертикально підіймаються з води, як чотири велетні, за якими на протилежному березі за якими темніє густий ліс. Скелі складені *мусковіт-біотитовим гранітом житомирського типу*, що відноситься до житомирського інтрузивного комплексу палеопротерозойського віку (вік $2071,7 \pm 0,3$ млн. років). Граніт світло-сірий і сірий, дрібно- і

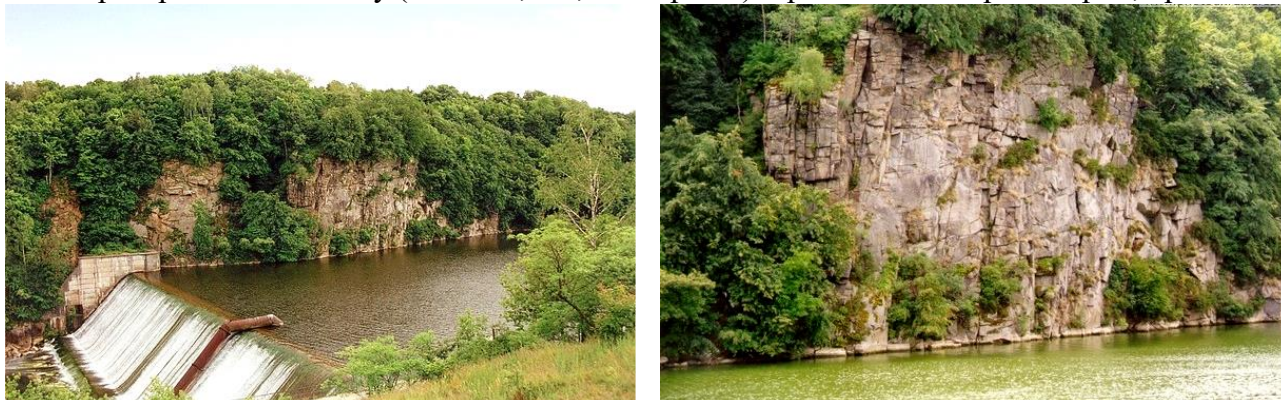


Рис. 20. Загальний вигляд плотини у каньйоноподібній долині прориву р. Тетерів із видом на скелю *Чотири брати*; ближній план скелі *Чотири брати*

середньо- рівномірнозернистий, масивний, складений із плагіоклазу (25%), мікрокліну (40%), кварцу (25%), біотиту (8%), мусковіту (2%), а також другорядних мінералів — апатиту, гранату, хлориту, серициту тощо. Хімічний склад граніту (%): SiO₂ – 70,34; TiO₂ – 0,35; Al₂O₃ – 13,98; Fe₂O₃ – 0,5; FeO – 2,57; MnO – 0,06; MgO – 1,18; CaO – 1,35; Na₂O – 3,37; K₂O – 4,68; P₂O₅ – 0,18; H₂O – 0,06; SO₃ – 0,01; в.п.п – 0,84; сума – 99,74.

Внаслідок тривалого геологічного розвитку, тектонічних процесів та вивітрювання виходи докембрійських порід набули високо естетичної «монументально-архітектурної» геоморфологічної форми. Такий самий граніт розробляється у Крошнянському кар'єрі м. Житомира.

Маршрут Житомир – с.Печера

Від Житомира маршрут йде на південь у напрямі до Вінниці. Цей відрізок маршруту пролягає у межах центрального *Дністровсько-Бузького блоку* Українського щита.

У геоморфологічному відношенні він являє собою акумулятивну рівнину, лише подекуди ускладнену денудаційними формами. Місцевість від м. Житомир поступово підіймається. Північна частина Вінницької області являє собою переважно рівнинне плато, а центральна і південна має горбистий характер із численними глибокими ярами і долинами швидкоплинних річок. Такий рельєф утворився в результаті вертикальних коливань земної поверхні у ранньочетвертинний час, коли формувалася Волино-Подільська височина.

Геологічні утворення в межах Вінницької області представлені: *докембрійськими* кристалічними породами складчастого фундаменту Східноєвропейської платформи, які з поверхні перекриті четвертинними відкладами. Фундамент платформи складений гнейсами і кристалосланцями дністровсько-бузької серії, ендербітами і чарнокітами літинського комплексу архею та бердичівськими гранітами палеопротерозою, які утворюють південно-західний виступ Українського щита. На розмитій і вивітрілій поверхні докембрійського кристалічного фундаменту на півдні області залягають пісковики, алевроліти і аргіліти *вендської системи* неопротерозою у вигляді дуже пологої монокліналі, нахиленої у південно-західному напрямі. На породах венду на півдні Вінничини горизонтально залягають морські відклади *крейдової системи* мезозою: глауконітові піски, кремені, опоки, крейдиані вапняки. Після крейдового періоду територія Вінничини тривалий час була піднятою, а в річкових долинах формувалися глинисто-піщані і буровугільні відклади *палеогенової системи* кайнозою. У *міоцені* майже всю територію області з півдня покрило тепле море, на дні якого

відкладалися дрібнозернисті піски, глини і вапняки. Уздовж лінії Лютичів–Жмеринка–Ямпіль утворилися коралові рифи. У північно-східній частині області, у межах Бердичівського палеопідняття, куди море не доходило, відкладалися строкаті піщанисті глини. У *пліоцені*, у зв'язку із інтенсивним руйнуванням Карпат, активізувалася діяльність пра-Дністра і Південного Бугу, терасові піщано-галькові відклади яких зустрічаються на значних за розміром площах. *Четвертинний період* характерний періодичними наступами льодовиків, які доходили лише до північних границь області, а в її межах формувалися річкові піски, леси і ґрунти.

С. Жежелів Козятинського р-ну Вінницької обл.: у діючому кар'єрі (600×300×30м) спостерігаються майже усі різновиди біотит-гранатових *бердичівських гранітів* і мігматитів. Відслонюються переважно (рис.21) граніти гранат-біотитові, сірі, крупнокристалічні, часто порфірбластичні, які складені дуже нерівномірно розподіленими у породі плагіоклазом, кварцом, КПШ, гранатом, біотитом, кордієритом та акцесорними апатитом, цирконом, монацитом та рудними мінералами. У південній стінці кар'єру багато тіл пегматиту рожево-світло-сірого біотит-двопольовошпатового, гігантозернистого. Серед ксенолітів розмірами



Рис. 21. Загальний вигляд забою Жежелівського кар'єру; жежелівський граніт та прояви мігматизації

до 10-15м часто зустрічаються кристалосланці гіперстен-амфіболові із біотитом та кристалосланці апогабро-діабазові; гнейси біотитові і гранат-біотитові із двома різновидами плагіоклазу; піроксеніти амфіболізовані, біотитизовані із сульфідами в ендоконтактах. Граніт кар'єру застосовується як блочний і бутовий камінь та для виготовлення щебілки (рис.21).

Вік жежелівських гранітів 2044 ± 11 млн років (уран-свинцевий метод по монациту), вік монациту із ксенолітів кристалосланців $2023,1 \pm 3,3$ млн років. Породи, ксеноліти яких встановлені в бердичівських гранітах Жежелівського кар'єру, відносяться до березнинської товщі (дністровсько-бузька серія).

С. Глухівці Козятинського р-ну Вінницької обл.: родовище *первинних каолінів* (відоме із 1896р., експлуатується з 1901р.) утворилося у процесі глибокого хімічного вивітрювання багатих на польові шпати пегматитів та аплітових гранітів (рис.22). Характерною особливістю каоліну родовища є висока дисперсійність та однорідність глинистої речовини, що зумовлено характером польовошпатових материнських порід і високою ступінню каолінізації. При збагаченні каоліну рештки представлені широким діапазоном крупно-,



Рис. 22. Розробка Глухівецького родовища первинних каолінів відкритим способом та його продукція

рідше дрібнозернистого кварцу. Польовий шпат і слюда зустрічаються рідко і у невеликій кількості. Це також свідчить, що каолінізація материнських порід на Глухівецькому родовищі закінчена повністю. Відсутність решток польового шпату і слюди зумовлює високу вогнетривкість каоліну (+1800-1810°C – чистий білий каолін та +1770-1780°C – сірувато-жовтий каолін). Завдяки добрим ливарним властивостям, незначній кількості коагулянтів і різних солей, стабільному гранулометричному складу глухівецький каолін є найсприятливішою сировиною для виробництва санітарних керамічних виробів, фарфору і фаянсу, а завдяки чистому білому кольору і тонко дисперсному складу – основним наповнювачем при виробництві паперу, гуми, пластмас, якісних будівельних сумішей тощо. Запасу каоліну 56млн тонн за категоріями А+В+С₁, а із врахуванням категорії С₂ – 200млн тонн, при цьому потужність каоліну сягає 100м.

Родовище експлуатується спільним українсько-німецьким підприємством АКВ Ukrainian Kaolin Company (група Quarzwerke GmbH, ФРН).

У 2012р. на в'їзді в с. Жежелів, в 1км ліворуч від автостради Бердичів–Вінниця, почалися розкривні роботи по підготовці до експлуатації нового каолінового кар'єру (рис.23).



Рис. 23. Розкривні роботи при підготовці нового каолінового кар'єру до експлуатації

Сс. Іваньки - Лугова Іллінецького р-ну Вінницької обл. На вододілі річок Соб і Сибок, між селами Лугове Іллінецького району і Іваньки Липовецького району Вінницької області знаходиться *Іллінецький метеоритний кратер* – одна із найстаріших астроблем Землі та найдавніший в Європі ударний метеоритний кратер (рис.24).

У 1851р. професор К. Феофілактів на місці розташування астроблеми шукав поклади корисних копалин. У долині р. Собик він вивчав кристалічні породи у відслоненнях крутих схилів обабіч річкової долини. Його здивувала незвичайна форма мінералів порід: ніби приплюснуті під дією величезного тиску, а за кілометр далі на поверхню виходила дуже



Рис. 24. Сучасний вигляд Іллінецького метеоритного кратеру

крихка порода, змінена, найвірогідніше, під впливом високої температури, яку К. Феофілактів назвав фельзитовими порфірами. Пізніше, наприкінці століття, цю породу визначили як вулканічний туф. У 1898р. першим детально вивчив хімічний та мінералогічний склад порід кратера В.Є. Тарасенко і виділив тут ортофіри та вулканічні туфи, хоча наявність у зоні суцільних кристалічних порід Українського щита, хай і давно погаслого вулкану, була, щонайменше, дивною. Лише у 1973р. вчені А.А. Вальтер та В.А. Рябенко ці породи віднесли до *імпактітів* та *алогенних брекчій* Іллінецької астроблеми

(вибухового метеоритного кратера). Астроблема виникла у результаті зіткнення метеорита масою біля 40млн тонн і діаметром 230-300м із породами Українського щита у ранньому девоні приблизно 400млн років тому. У результаті зіткнення утворився кратер первинним діаметром біля 7км і завглибшки до 600-800м. При падінні метеорит розколовся на три уламки. Один потрапив у район знаходження нинішнього с. Іваньки, решта – в с. Лугове.

Метеорит при проходженні в атмосфері розігрівся до температури плавлення, а після удару об землю, вибухнув. Вивільнену при цьому енергію, як стверджується у деяких публікаціях, можна порівняти з вибухом 120-мегатонної атомної бомби, а температура сягала 4-5 тисяч градусів. Завдяки високій температурі, граніт, що був тут, змінив свої фізичні характеристики: він став дуже крихким, змінив густину, колір і став схожим на пісковик.



Рис. 25. Відслонення імпактитів (змінених температурою гранітів) в Іллінецькому кратері

Приїхавши до астроблеми, неможливо знайти жодного цілісного валуна – камені можна «лупати руками». Його буро-коричневим камінням викладена бруківка біля с. Іваньки. Мешканці використовують породи та глину із метеоритного кратера при будівництві. Сусіднє з Луговим село називається Жорнище. Колись із порід кратера там виготовляли найкращі жорна. На правому березі р. Сибок на протязі 2км у відслоненнях та невеликих



Рис. 26. Імпактити (ближній план) та присвячена цій астроблемі поштова марка (унизу ліворуч)

(площею 0,1-0,3га) кустарних кар'єрах розкриті *імпактити* (рис.25, 26) червоно-бурі, буро-сірі, ніздрюваті, з порожнинами до 2см, тріщинуваті, у свіжому невивітрілому стані дуже щільні, із включеннями уламків кристалічних порід (гранітів, гнейсів?), зерен польового шпату, кварцу. У 1975р. в породах кратера було знайдено дуже маленькі, долі міліметра в діаметрі, так звані імпактні алмази, що утворилися на основі графіту порід щита (алмаз-лонсдейлітові параморфози по графіту) – друге в світі (після Попігайського кратера) відкриття алмазів в корінних породах. Після цього кратер засекретили. У породах Іллінецького кратера виявлений підвищений, у порівнянні із земним, вміст нікелю, іридію, кобальту в співвідношеннях, характерних для забруднених метеоритною речовиною порід. Можна знайти і уламки самого метеорита. Уламки метеориту недешеві - у США 1грам коштує до



тисячі доларів, а 3-кілограмовий уламок у Вінницькому планетарії має вартість 200 тисяч доларів. Найбільший в світі агат (14,5×25×32см) також був знайдений в Іллінецькому кратері, зараз він зберігається в одному із природничих музеїв Берліна.

Унікальному геологічному об'єкту України – Іллінецькому вибуховому метеоритному кратеру – була присвячена українська марка, випущена у 1998 році.

С. Печера Тульчинського р-ну Вінницької обл.: у правому березі р. Південний Буг відслонюються *чарнокіти* (гіперстенові граніти) темносірі і зеленкувато-сірі, складені: кпш (мікроклін), плагіоклазом, кварцом, піроксеном (гіперстен) із домішками рогової обманки та, рідше, біотиту (рис.27). За складом і структурою вони повністю відповідають гранітам. Генезис чарнокітів дискусійний:

1 точка зору: чарнокіти – похідні особливої чарнокітової магми, яка формується глибоко у надрах в умовах низького вмісту H_2O («суха» магма); **2** точка зору: чарнокіти утворилися в умовах гранулітової фації метаморфізму із ультраметаморфічним виплавленням вторинних гранітних розплавів із порід архейського фундаменту платформи, що підтверджується: наявністю у чарнокітах ксенолітів піроксенових гнейсів, кристалосланців, метаморфізованих аналогів ультра- та основних порід; місцями поступовим переходом чарнокітів у мігматити



Рис. 27. Відслонення чарнокітів у правому корінному борту долини р. Південний Буг (с. Печера) – крайній західний вихід на денну поверхню кристалічних порід Українського щита

та гнейси подібного складу; древнім віком чарнокітів (понад 3млрд років), близькістю мінерального складу чарнокітів даного району із найдревнішими породами крупних щитів древніх платформ світу, де подібні архейські породи служать їх ядрами.

Відслонення чарнокітів на р. Південний Буг – є крайньою точкою виходів на денну поверхню кристалічних порід Українського щита. По ходу маршруту у західному напрямі кристалічні породи занурюються на глибину, а це занурення компенсується нарощуванням потужності осадового чохла Волино-Подільської плити.

Волинсько-Подільська плита

Волинсько-Подільська плита розташована між *Східноєвропейською платформою* і *Карпатською складчасто-насувною гірською спорудою* (рис. 28). У її межах виділяються наступні геоструктурні райони: *західний схил Українського щита*, *Львівська западина* та *Ковельсько-Ратненський виступ*. Волино-Подільська плита має двоповерхову будову.

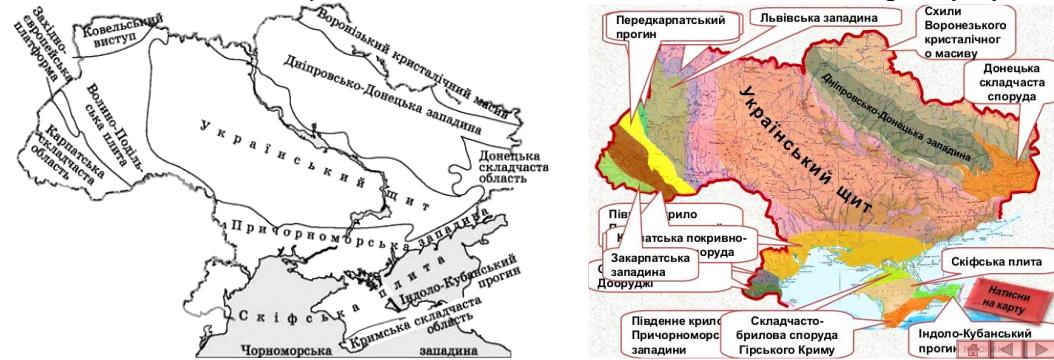


Рис. 28. Схеми структурно-геологічного районування території України

Нижній структурний поверх плити – **фундамент**, фактично являє собою моноклінальний західний схил Українського щита, який складений глибоко еродованими грануліт-базитовими комплексами *архею* і гранітоїдами бердичівського комплексу *палеопротерозою*.

Кристалічний фундамент розколотий численними розломами на блоки, у вузлах перетину яких розміщені поодинокі масиви базит-ультрабазитових та лужних порід; найбільший з них – Проскурівський. Поверхня фундаменту плити похило занурюється по системі східчастих скидів меридіонального та субмеридіонального простягання на захід та південний захід від Українського щита, поступово перекриваючись все більш молодими комплексами осадових відкладів. Глибина залягання фундаменту міняється від десятків та сотень метрів на сході і у західному напрямі занурюється до 5-6км на південному заході.

На розмитій та зруйнованій до щербенистої кори вивітрювання поверхні фундаменту залягає потужна товща відкладів **осадового чохла неопротерозой-фанерозойського** віку, яка поділяється на дві частини: нижню – *домезозойську* та верхню – *мезозойсько-кайнозойську*.

В основі *нижньої частини чохла* залягають теригенні відклади **риффею** (поліська серія), потужністю 600-900м, які угору за розрізом поступово перекриваються: моноклінально (1°) нахиленими вулканогенно-осадові породами **венду** (волинська серія, 300-400м), на яких згідно залягають аргіліти, алевроліти та пісковики **нижнього кембрію** (170м). **Ордовик** представлений пачкою (2-4м) вапняків і пісковиків з тонкими прошарками аргілітів. Відклади **силуру** (від 5-10м на сході до 300м на заході) залягають на розмитій поверхні ордовіку і представлені переважно вапняками і доломітами. *Унікальний розріз венду, кембрію, ордовіку і силуру відслонюється на р. Тернава поблизу с. Китайгород – це єдиний для Східноєвропейської платформи відслонений розріз границі докембрій-кембрій.*

Девонські і кам'яновугільні осадки (пісковики, аргіліти, алевроліти, вапняки, кам'яне вугілля) загальною потужністю до 3км, а також теригенно-карбонатні відклади **нижньої юри** (до 300м) виповнюють в основному Львівську палеозойську западину, у межах якої фундамент залягає на глибині 7км.

Верхня частина чохла представлена представлена карбонатними породами (глауконітові піски із кременями та з перевідкладеними вендськими фосфоритами, вапняки, мергелі, писальна крейда) **крейдової системи**, які майже суцільним покривом у кілька сотень метрів потужністю перекривають розмиту поверхню відкладів рифею - нижньої юри. Відклади **палеогену** не відіграють суттєвої ролі в осадовому чохлі плити – вони відомі лише на крайній півночі та північному сході території. **Неогенова система** складена вапняками, пісками, пісковиками, гіпсами потужністю 25-120м, має повсюдне поширення і представлена унікальними геологічними утвореннями - Подільськими Товтрами (викопним неогеновим органогенним вапняковим рифом) та найбільшими у світі гіпсовими печерами. Відклади **антропогену** (льодовикові, флювіогляціальні, річкові, озерно-болотні тощо) покривають територію Волино-Поділля чохлом незначної потужності (до 70м).

Маршрут с. Печера – м. Могилів-Подільський

На правобережжі Південного Бугу фактично розпочинається **Волинсько-Подільська плита**. По ходу маршруту про це свідчать особливості рельєфу - вододільні простори являють собою плоско-хвилясту рівнину, долини річок простягаються у субмеридіональному напрямі (головний напрям занурення кристалічного фундаменту), а із наближення до Дністра вони стають все глибшими та набувають вигляду каньйонів.

Першою із правих притоків Дністра, у межах якої проходить маршрут, є р. Мурафа (с. Жданове), де в правому і більш урвистому березі відслонюються *вапняки* сарматського регіоарусу неогену. В с. Хоменки, біля мосту, на денну поверхню виходять гранатові *мігматити* та піроксен-гранатові *гнейси*. Далі маршрут пересікає вододіл річок Мурафа - Мурашка. Спускаючись у долину Мурашки до с. Березівка подекуди на схилах долини можна побачити відслонення сарматських *вапняків*, які підстеляються *пісками* тортонського регіоарусу неогену. Нижче за течією біля плотини відслонюються гранатові *мігматити*. Такі ж породи виходять на поверхню нижче млина, а у південній частині села можна спостерігати виходи рожевого *граніту*.

Від Березівки маршрут прямує на південний захід до с. Гонтівка у долину р. Лозова. У межах цього села по берегах річки, а також у старому кар'єрі на лівому березі відслонюються рожеві *граніти*, *чарнокіти*, піроксенові *гнейси* та *амфіболіти*. Кристалічні породи перекриваються шаром глинистих *пісків* тортону, які в свою чергу перекриваються *вапняками* сармату: останні складаються (знизу угору) із вапнистих пісків, оолітових пухких вапняків, розкристалізованих черепашкових вапняків та глин. У долині р. Лозова, на висоті біля 12м над рівнем ріки, виділяється давня *цокольна тераса*, акумулятивна частина якої складається з алювіальних відкладів, що містять у нижній частині гальку кременів, кварцу, кристалічних порід, а також гальку карпатського походження – «карпатську риню».

Не доїжджаючи 8км до Могилів-Подільського, біля с. Сказинці, розташованого у долині р. Дерло, біля дороги на абсолютній висоті біля 215м на поверхню виходить верства охристо-жовтого *піску*, переповненого «карпатською ринею». Ці піски умовно відносять до алювію давньої (п'ятої) тераси Дністра. Під ними залягають верстви глинистих *мергелів* та оолітових *вапняків* верхнього сармату. Нижче розріз перекриває делювіальний шлейф, проте присутність у делювію типових жовн кременю вказує на наявність відкладів сеноманського ярусу верхньої крейди. На самому дні долини та в нижній частині схилів виходять кристалічні породи – сірі рівномірно- та середньозернисті *граніти*.

Проти с. Сказинці звертаємо на схід із могилівського шосе і прямуємо через сс. Пилипи і Грушки до с. Букатинка, яке розташоване у долині Мурафи. Тут біля греблі з обох боків річки виступає червоний *мігматит* і *пегматит*. На правому березі знаходиться ряд гранітних кар'єрів, у яких можна спостерігати *мігматити*, які контактують із піроксеновими



сланцями. Кристалічні породи відслонюються до висоти 12м над рівнем річки. Вище вони перекриваються вендськими пісковиками. Перетнувши вододіл річок Мурафа-Бушинка, спускаємося по крутому схилу до с. Гомулівка.

Рис. 29. Залягання сеноманських мергелів на вендських пісковиках у долині р. Бушинка (с. Гомулівка)

У середній частині села, у берегових схилах Бушинки висотою до 6м, на денну поверхню у руслі річки виходить рожево-червоний крупнозернистий *граніт* бердичівського комплексу, який перекривається польово-шпатово-кварцовими *пісковиками* могилівської світи нижньої частини вендської системи неопротерозою. У складі могилівської світи тут виділяються: нижня пачка (1-2м) – пісковики середньо-, крупнозернисті світло-сірі, масивні, міцні; верхня пачка (5-8м) - пісковики середньозернисті з прошарками крупнозернистих, жовто-світло-сірі, косо- і горизонтально шаруваті (ямпільські верстви). На розмитій поверхні вендських пісковиків залягає товща сеноманських кременистих *мергелів* верхньої крейди (рис. 29).

Нижче Гомулівки, йдучи по долині р. Бушинки спостерігаємо виходи гранітів у вигляді окремих горбів. Граніт перекритий вендськими аркозовими пісковиками, які з'являються нижче у долині між виходами граніту і підіймаються приблизно на 12м над рівнем річки.

Між **сс. Буша і Гомулівка** Ямпільського р-ну Вінницької обл.:в урочищі «*Гайдамацький яр*» (каньйоноподібна долина завдовжки 2км, завширшки 100-200м, глибина 12м, площа 96га), розташованому в долині з численними водоспадами р.Бушанки, лівої притоки р.Мурафа) відслонюються *пісковики* (нижня частина могилівської світи вендської системи

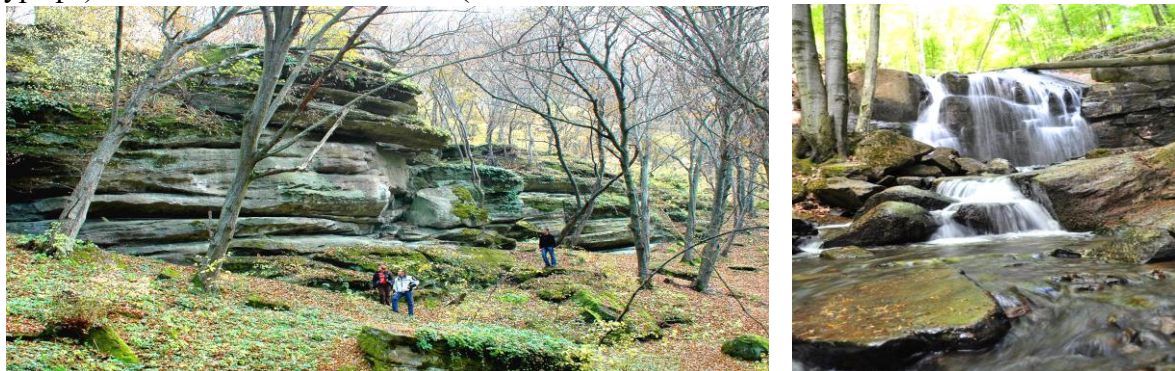


Рис. 30. Відслонення вендських пісковиків у Гайдамацькому ярі

неопротерозою) (рис.30) польово-шпатово-кварцові, середньо- і крупнозернисті, косо- та горизонтальношаруваті світло-сірого та жовто-сірого кольорів, масивні, міцні із численними



Рис. 31. Форми еолового вивітрювання вендських пісковиків

денудаційними формами рельєфу: обточеними еоловою діяльністю скелями-останцями («Гриб», «Баран», «Висяча», «Гайдамацька» із печерою), різноманітними формами вивітрювання (рис.31) та текстурами, «кам'яними водоспадами», зсувними процесами тощо.

М. Могилів-Подільський Вінницької обл. Центральна частина міста розташована на терасі р. Дністра висотою до 10м на урізном воді. Тиловий шов тераси прилягає до крутого схилу висотою біля 170м над рівнем Дністра (230м над рівнем моря). У середній частині місто прорізається долиною річки Дерло (рис.32), а на захід від залізничного вокзалу – долиною р. Немія. Висока гориста частина плато між Дністром і р. Дерло носить назву Шаргородської гори. З півночі Шаргородська гора обмежується глибоко врізаним *Борщовим яр*ом, який розкривається зліва в долину р. Дерло на вул. Ракова Шийка в 600м від гирла.



Рис. 32. Долина р. Дерло – притоку р. Дністер (на задньому плані) та відслонення пісковиків і сланців венду у Борщовому ярі

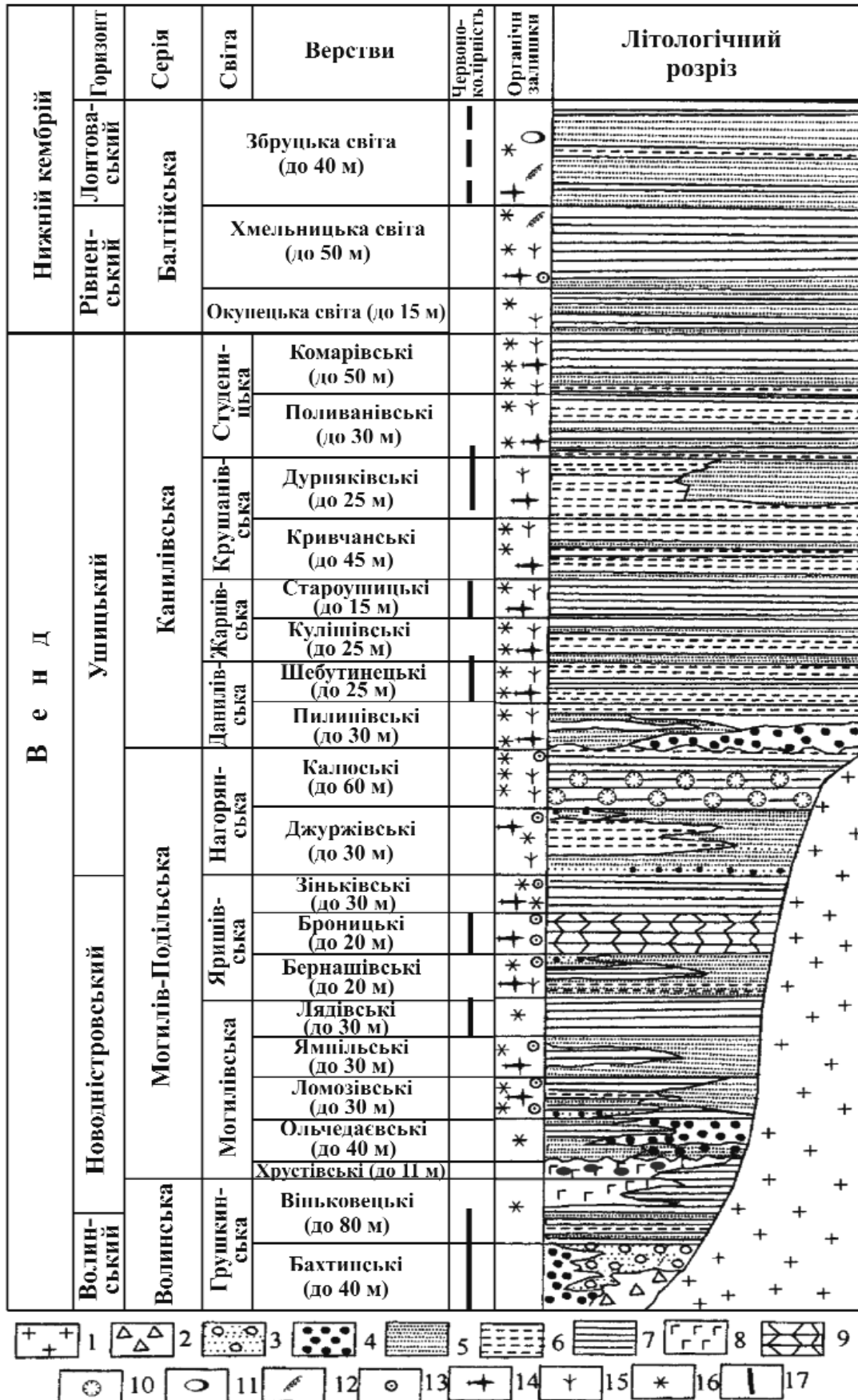


Рис. 33. Зведений опорний розріз відкладів вендської системи Поділля.

1 – породи фундаменту; 2 – брекчії; 3 – конгломерати, гравеліти; 4 – грубо-, крупнозерністі пісковики, 5 – середньо- та дрібнозерністі пісковики; 6 – алевроліт; 7 – аргіліти; 8 – базальти; 9 – туфогенні аргіліти; 10 – фосфоритові конкреції; 11 – платісоленіти; 12 – сабелідітиди; 13 – відбітки безскелетних *Metazoa*; 14 – викопні сліди; 15 – рослинні макрозалишки; 16 – мікрофосилії; 17 – червоноколірність (за Геологічні пам'ятники України. Т.1, 2006)

Геологічний розріз Могилів-Подільського найповніше можна простежити у Борщовому яру. У лівому борту цього яру, біля нижнього джерела, у високому урвищі відслонюються наступні верстви (розріз згори донизу):

1. Суглинок елювіально-делювіальний бурувато-сірий потужністю 0,3м;
2. Древа вивітрілих неогенових вапняків – 0,7м;
3. Мергель світло-сірий із жовтуватим відтінком, щільний, тріщинуватий, масивний сеноманського ярусу верхньої крейди – 2,0м;
4. Сланці глинисті зеленого та бурувато-фіолетового кольорів – броницькі верстви яришівської світи могилів-подільської серії вендської системи неопротерозойської ератеми – 5,0м;
5. Пісковик грубозернистий, досить щільний – бернашівські верстви яришівської світи могилів-подільської серії вендської системи неопротерозою – 1,0м;
6. Сланці глинисті зелені та перешарування пісковика зеленувато-сірого дрібнозернистого із прошарками крихкого піскуватого сланцю - бернашівські верстви яришівської світи могилів-подільської серії венду – 8,0м;
7. Сланці темно-сірі глинисто-піскуваті - бернашівські верстви яришівської світи могилів-подільської серії – 1,2м.

У нижній частині Борщового яру відслонюються верстви, які доповнюють це відслонення:

8. Сланці яскраво-зелені і фіолетові сипкі, жирні на дотик (лядівські верстви могилівської світи могилів-подільської серії вендської системи неопротерозою) та верстви пісковика аркозового щільного (ямпільські верстви могилівської світи могилів-подільської серії венду), який підіймається метрів на 8 над рівнем р. Дерло (рис.33).

Якщо пройти угору по яру, то у крутих схилах яру можна спостерігати знову бернашівські верстви, верхня верства пісковика якого утворює 3-ох метровий карниз у сухому днищі яру. Далі за карнизом, угору по яру, відслонюються сланці броницьких верств, подекуди зім'ятих у невеликі складки субширотного простягання. Вище яр роздвоюється. У лівому (південному) відгалуженні відслонюється частина сеноманських крейдоподібних кременистих мергелів з чорними кременями – в урвищі висотою до 17м. У середній, найбільш чистій частині товщі мергелів зустрічаються ядра та черепашки молюсків, амонітів тощо. У самій верхній частині мергелів кількість кременів різко зростає і розріз сеноману завершується майже суцільною кременистою верствою (8м). Загальна потужність сеноманського ярусу 65м.

Над відкладами крейдової системи, вгору за розрізом та вище по яру, залягають глинисті піски подільського горизонту тортонського регіоярусу неогену (у Борщовому яру ці піски палеонтологічно не охарактеризовані) потужністю до 10м.

Вище залягають піски дрібнозернисті, карбонатні з безліччю черепашок молюсків та ін., які відносяться нижньосарматського регіопід'ярусу неогену. Перекриваються вони нижньосарматськими вапняками, у розрізі яких можна виділити три види: оолітові, черепашкові (частково перекристалізовані) та конгломератоподібні. Брили цих вапняків нависають над схилами яру у вигляді карнизу, деякі брили відламуються і скочуються униз по схилу. Сарматські вапняки перебиваються 4-ох метровою товщею четвертинних буруватих суглинків. У нижній частині цих суглинків зустрічається різнобарвна «карпатська галька», яка часто представлена світло-коричневою або червоною яшмою, кременем, пісковиком, халцедоном, кварцом тощо.

Аналогічний розріз можна спостерігати також на Вокзальній горі (крутий схил плато між долинами річок Дерло та Немія). На відміну від розрізу Шаргородської гори тут сарматські вапняки виходять на поверхню плато, а четвертинні суглинки майже відсутні.

Маршрут м. Могилів-Подільський - м. Кам'янець-Подільський

С. Миньківці Новоушицького р-ну Хмельницької обл.: на південній околиці села, праворуч від автостради, лівий схил долини р.Ушиця прорізає глибокий *Антонів яр*, який розкриває (знизу догори): товщу *глинистих сланців* та *алевролітів* (калюські верстви вендської системи неопротерозою) (рис.34), яка вмщує жовна *фосфоритів* розмірами від 1-2 до 10-15см і більше. На окремих ділянках ядра фосфоритів складені епігенетичними

галенітом, сфалеритом, халькопіритом, кальцитом тощо та продуктами їх заміщення, а наявність у калюських верствах бітумінозної речовини свідчить про формування фосфоритів у прибережній, насиченій органічною і фосфатною речовиною, лагунній частині епіконтинентального морського басейну.



Рис. 34. Вендські сланці та алевроліти Антонового яру із жовнами фосфоритів

На калюських верствах залягає товща *глауконітових пісків* і *пісковиків* із кременями (25м) сеноманського яру верхньої крейди, які в свою чергу перекриваються відкладами міоцену - сарматськими *детритовими вапняками* і тортонськими *глинистими пісками*.

С. Привороття Кам'янець-Подільського р-ну Хмельницької обл. розташоване в долині р.Мукша, яка прорізає головну грядку *Товтр*. Товтровий кряж (або Медобори) (рис.35) — єдиний у світі гірський кряж, що з'явився не внаслідок тектонічних процесів, а є давнім вздовжбереговим бар'єрним рифом і був утворений у минулому морськими колоніальними організмами: літотамнієвими водоростями, кільчастими червами (серпулами), моховатками, устрицями тощо, які жили в неглибоких і теплих морях тортонської та сарматської епох міоцену. Простягається кряж по східній околиці Подільської височини на 200км у вигляді яскраво вираженого валу із численними боковими відгалуженнями від смт. Підкам'янь у Львівській області в напрямі Кам'янця-Подільського і далі за р. Дністер у Молдову.



Рис. 35. Загальний вигляд Товтрової гряди (Медоборів) у рельєфі Подільської височини

У морфології Товтрової гряди чітко виділяється головна гряда та бокові горби і грядки, що розташовані на відстані від сотень метрів до десятків кілометрів. Як правило, вони мають гострі конусоподібні скелясті вершини. Іноді вони утворюють ланцюги *атолоподібних* форм висотою до 20—30 м над поверхнею плато. Ширина пасма Товтр біля Сатанова до 8—12 км, у Кам'янець-Подільському районі - до 2—5 км. Головна гряда здебільшого представлена ланцюгом лінійно витягнутих горбів завдовжки по 5—6 км із майже плоскими вершинами.



Рис. 36. Сучасний вигляд органогенно-уламкових вапняків уздовж берегового бар'єрного рифу

У геологічному відношенні Товтри — пасмо міцних, перекристалізованих органогенно-уламкових (детритових) та органогенних вапняків баден-сарматського бар'єрного рифу (міоцен, 16-11млн років) потужністю від 1,5 до 55м, що залягають на розмитій поверхні

палеогенових чи крейдових відкладів (пісків, пісковиків, мергелів). Товтри складені двома різними за віком та генезисом товщами вапняків: нижня товща - літотамнієві вапняки бадену із багатомоллюсковою фауною моллюсків, черв'яків (верметус) і нечастими коралами, а верхня товща представлена моховатково-серпуловими вапняками нижнього сармату із численними рештками моллюсків, моховаток, черв'яків тощо. Площа рифового кряжу сягає 25 тис. га. Аналогів у світі немає, проте подібні за деякими геологічними структурами скелясті пасма є у Великій Британії та США. Дослідження показали, що Товтрова гряда приурочена до лінії великого розлому земної кори, витягнутого із південного сходу на північний захід майже на 300 км. Вертикальні рухи по цьому розломі відбувалися із перервами тривалий час, починаючи з початку палеозою, проте найінтенсивнішими вони були у неогені, коли поблизу формувалися Карпатські гори. Повільні вертикальні підняття морського дна вздовж лінії розлому і теплий субтропічний клімат міоцену сприяли широкому розвитку колоніальних організмів і формуванню бар'єрного рифу, який простягався на віддалі 15-20 км вздовж берега давнього моря і розділяв морський басейн на дві частини: південно-західну (більш глибоководну) та північно-східну, прибережну. Це зумовило асиметрію схилів сучасної Товтрової гряди. Головна гряда має чітко виражену асиметричну будову: південно-західний схил її крутіший, північно-східний — пологий. Абсолютні позначки гряди досягають 400 м і більше, відносні висоти — 50—60 метрів.

У сарматський час бар'єрний риф був покритий піщано-глинистими відкладами, які після подальших підняття територій, відступу моря і встановлення континентального режиму почали розмиватися поверхневими водами, розкриваючи поступово рифові споруди із більш щільніших вапняків. Сучасну поверхню вапняків пасма ускладнюють різноманітні карстові форми (каррові поверхні, лійки, рідше печери тощо) (рис.36) та хаотичне нагромадження великих і дрібних уламків скель.

М. Кам'янець-Подільський Хмельницької обл.: каньйон р. Смотрич - глибока вузька долина в меандрі річки із стрімкими схилами (рис.37), що сягають висоти 50 м із унікальними виходами на денну поверхню кріноїдних та стромапоро-коралових плитчастих вапняків нижньої частини малиновецької серії силуру (верхній лудлов) видимою потужністю до 21 м..



Рис. 37. Каньйоноподібні обриви у силурійських вапняках долини р. Смотрич

У цих вапняках зустрічаються рештки брахіопод (плечоногих моллюсків), рогоз (чотири-



Рис. 38. Силурійська фауна

променевих коралів); сколекодонтів, конодонтів, моховаток, морських лілій (кріноїдей) та інших викопних представників фауни і флори (рис.38) теплого силурійського моря, яке вкривало місцевість 440 млн років тому і сприяло розвитку розмаїтого органічного життя.

Маршрут м. Кам'янець-Подільський – с. Кривче – с. Нирків

С. Кривче Борщівського р-ну Тернопільської обл.: на південно-західній околиці села розташована геологічна пам'ятка природи – карстова печера «Кришталева» (рис.39) у товщі жовто-бурих крупнокристалічних *гіпсів* (відома з 1721р., досліджена довжина понад 22км,



Рис. 39. Печера «Кришталева» та її зали

екскурсійна траса 2,5км) – одноповерхова складна лабіринтова система ходів, які декоровані карбонатними натіками і кристалами гіпсу (іноді у вигляді бахроми) та приурочені до тектонічних вертикальних тріщин пересікаючихся напрямів. Більше 20млн років тому, у тортонському віці неогенового періоду на території сучасної печери існувало тепле, насичене сульфатами кальцію, мілководне море.



Рис. 40. Великі кристали гіпсу та химерні форми на поверхні підземного лабіринту печери

Формування Карпатських гір та їх піднімання зумовило обміління цього моря в межах передгірського прогину, формування численних відшнурованих та окремих лагун та озер, при висиханні яких сульфат кальцію випадав із перенасичених розчинів на їх дно у вигляді горизонтальних нашарувань гіпсу (рис.40). Тектонічні рухи в районі гірських Карпат спричинили появу тріщин у товщі гіпсів. По цим тріщинам почали рухатися підземні води, які легко вимивали розчинний гіпс і формували численні розгалужені ходи та «зали». Після пониження рівня ґрунтових вод печера висохла, а проникаючі по вертикальних тріщинах поверхневі талі і дощові води формували на стінках і кристали вторинного гіпсу тощо.



Рис. 41. Відклади нижнього девону із гіпсом-селенітом та різною фауною (с. Кривче)

Ці тортонські гіпси залягають на розмитій поверхні зеленкувато-сірих *аргілітів* із численними прошарками глинистих вапняків і волокнистих гіпсів (селеніту) (борщівський горизонт лохівського ярусу нижнього девону) (рис.41), серед яких містяться численні рештки брахіпод, морських лілій, наутілоїдей тощо.

С. Нирків Заліщицького р-ну Тернопільської обл.: знаходиться найвищий на рівнинній території України *Червоногородський (Джуринський) водоспад* (рис.42), який має чотири каскади, 16-метрову висоту та майже 20-метрову ширину і утворився у результаті прориву

руслом річки Джурин вузької кам'янистої частини меандри. За легендою, її прорубали у кам'янистому кряжі турецькі яничари для відводу повноводного русла р. Джурин від стін Червогородського замку з метою його штурму.



Рис. 42. Найвищий на рівнинній території України Червогородський (Джуринський) водоспад у червоноколірних відкладах дністерської серії нижнього девону (с. Нирків)

Безпосередньо біля водоспаду та у нижній частині лівого схилу меандри відслонюється червоноколірна *флішоподібна* теригенна товща дністровської серії нижнього девону (400млн років), в якій зустрічаються прошарки із численними відбитками безщелепних та панцирних риб. У верхній частині розрізу – лінзоподібна пачка пісковиків руслової фації, а у підшві – прошарок алевролітів із мідною мінералізацією (мінерали міді представлені малахітом, азурином, халькозином), потужність 30см. (рис.42, 43) На розмитій поверхні девонських пісковиків залягають піскуваті *вапняки* та *силіцити* крейдової системи (сеноманський ярус, 100млн років) з базальним горизонтом валунних *конгломератів* з девонських пісковиків (2м, ближче до с. Нагоряни), який перекривається літотамнієвими *вапняками* опільської світи



Рис. 43. Червоноколірна дністерська серія нижнього девону перекривається (на фото праворуч) вапняками нижнього та гіпсами верхнього баденію міоцену в схилі меандри р. Джурин (с. Нирків)

нижньобаденського підрегіоярису (16млн років) міоцену та товщею *gipsів* тираської світи верхнього бадену (14млн років) міоцену (рис.43), в якій спостерігаються прошарки з великими шаблеподібними кристалами гіпсу.

Маршрут с. Нирків – м. Яремча – Яблуницький перевал (Передкарпаття і Карпати)

По ходу наступного етапу маршруту пересікаємо каньйон р. Дністер, майже рівнинну поверхню Передкарпатського передового прогину та зовнішню Скибову зону Карпат. Передкарпатський передовий прогин розпочинається за м. Городенка. Найбільш показовим виходом порід воротищинської серії, якими складається Внутрішня зона прогину, є відслонення в районі смт. Десятин у виїмці залізничного полотна (на 37-му км), дещо східніше від переїзду через залізничну колію Львів – Рахів. У відслоненням правого берега річки, складених переверстуванням аргілітів, алевролітів та пісковиків, на площинах шаруватості можна знайти відбитки слідів птахів, парнокопитних та інших тварин.

Передкарпатський прогин

Передкарпатський прогин - геотектонічна структура, яка простягається уздовж смуги зчленування гірської споруди Карпат (рис.44) із докембрійською Східноєвропейською та епігерцинською Скіфською платформами і Мезійським масивом. Протяжність прогину близько 1700км (у межах України - 300км), ширина від 5 до 75км.

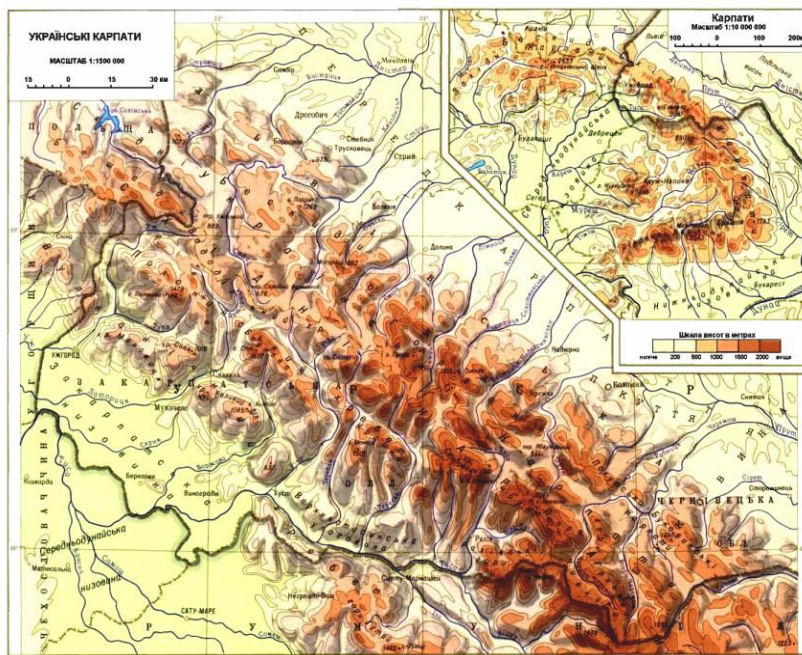
У межах України Передкарпатський прогин розташований між Волино-Подільською плитою Східноєвропейської платформи та Карпатською складчасто-насувною гірською спорудою. Характерною рисою Передкарпатського прогину є його асиметрична будова – стрімкий, відносно занурений внутрішній схил, що прилягає до Карпат, та значно пологіший зовнішній, який суміжний платформі. На цій підставі Передкарпатський прогин поділяють на дві зони – *Внутрішню* і *Зовнішню*, які відрізняються між собою як за історією геологічного розвитку, так і за структурними особливостями та розмежовуються регіональним глибинним розломом, що розділяв, разом із підводними височинами, зони формування геосинклінальних та платформних відкладів. У геологічній історії Карпатської геосинклінали основний розвиток прогину припадає на палеогеновий період. В той час по зоні прогину відбувалося опускання області седиментації флішових відкладів і піднімалась та дещо руйнувалась область платформи.

Зовнішня зона Передкарпатського прогину характеризується наявністю платформних формацій мезозою, відсутністю відкладів палеогену і нижнього моласового комплексу неогену та розвитком широких куполоподібних складок. До ранньотортонського часу ця зона входила до складу Східноєвропейської платформи і тільки у ранньотортонський час вона була залучена до загального занурення та приєдналася до області крайового прогину в якості його зовнішньої частини.

Внутрішня зона прогину характеризується наявністю флішових товщ, повним розвитком моласового комплексу, як нижнього (морського), так і верхнього (континентального) та досить інтенсивною лінійною складчастістю. Внутрішня зона почала прогинатися раніше Зовнішньої і в крейдовому періоді вона була частиною флішового трогу та входила до складу Карпатської геосинклінальної області. Тобто, Зовнішня зона Передкарпатського прогину розвивалася на платформній основі, а Внутрішня – на геосинклінальній. Обидві зони розділяються крупним регіональним насувом, по якому Внутрішня зона насунута на Зовнішню. У свою чергу Карпатська складчаста область насунута на південний край прогину.

Із моласою Передкарпатського прогину пов'язані *солі* (Калуш, Стебник), *нафта* і *газ* (Борислав, Дрогобич), *озокерит* (Борислав) та інші корисні копалини.

Рис. 44. Українські Карпати



Перехід від Передкарпатського прогину безпосередньо до Карпатської складчасто-насувної гірської споруди спостерігається південніше смт. Делятин за зміною спокійних горбистих форм рельєфу Передкарпаття гірським рельєфом Карпат (рис.44).

Карпатська складчасто-насувна гірська споруда

У межах Карпат виділяється декілька зон (рис.45), критерієм для виділення яких служать як тектонічні, так і фаціальні особливості.

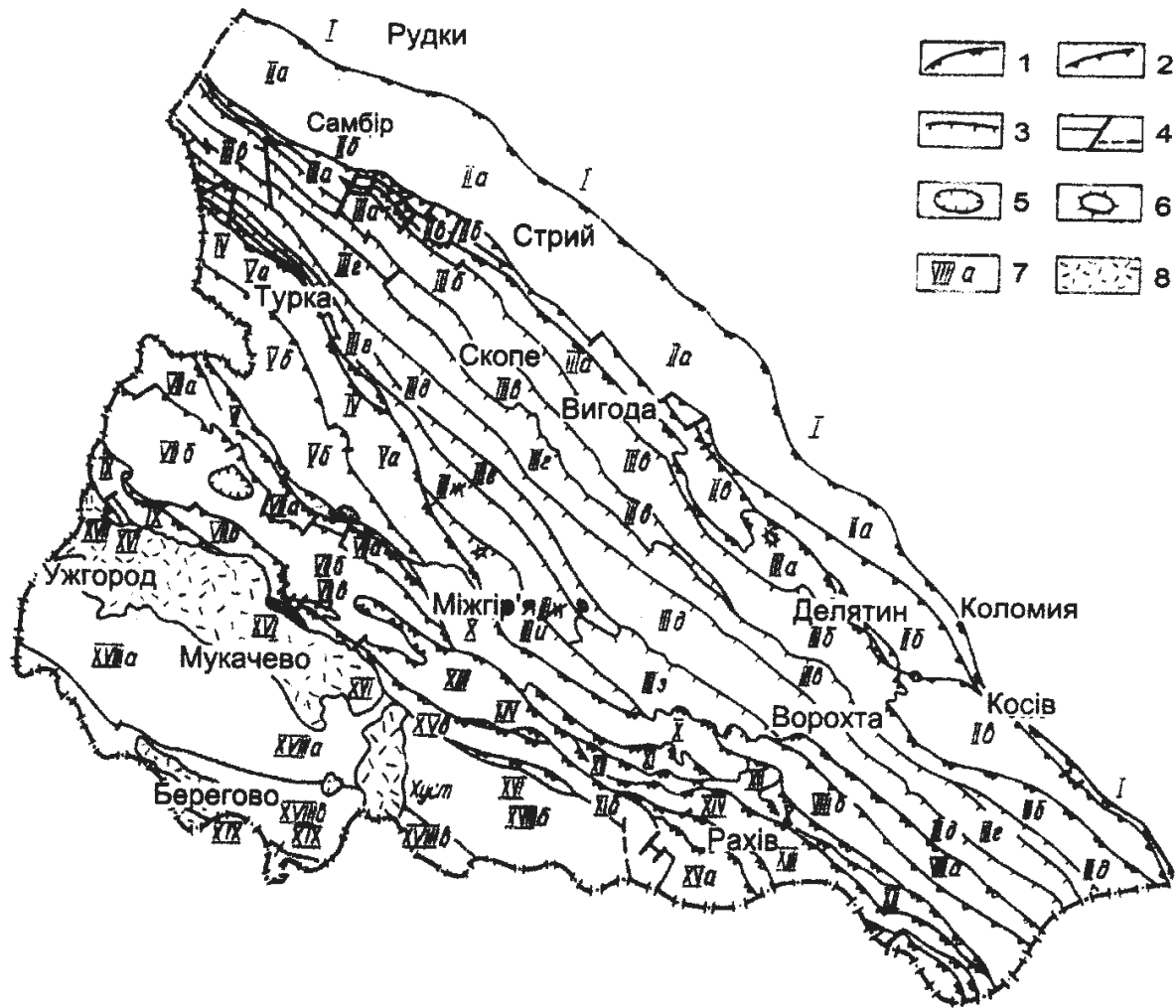


Рис. 45. Схема тектонічної будови Українських Карпат

Кордони: 1- між зонами, 2- між підзонами, 3- між скибами; 4- розривні порушення; 5- тектонічні останці; 6 - тектонічні вікна; 7 -структурно-фаціальні одиниці; I- Зовнішня зона Передкарпатського прогину, II- Внутрішня зона Передкарпатського прогину (підзони: IIa - Дрогобицька, IIб - Долинська, IIв – Бориславська); III- Скибова зона (скиби: IIIa - Берегова, IIIб - Орівська, IIIв - Скольська, IIIг - Парашки, IIIд - Зелеманки, IIIе -Рожанки, IIIж - Славська, IIIз - Брустуранки, IIIй - Синевира); IV- Венгловецька зона; V- Кросненська зона (підзони: Va - Турківська, V – Соїменська); VI- Переддуклянська зона; VII- Дуклянська зона (підзони VIIa - Ставнянська, VIIб - Дусинська, VIIв - Турицька); VIII- Черногірська зона (підзони :VIIIa - Скуповська, VIIIб - Говерлянська); IX- Магурська зона; X- Свидовецька зона; XI- Красношорська зона; XII- Буркутьська зона; XIII- Сухівська зона; XIV- Рахівська зона; XV- Мармароська зона (XVa - кристалічний масив, XVб - осадова оболонка); XVI - Пенінська зона; XVII- Підгальський фліш; XVIII- Закарпатський прогин (підзони: XVIIIa – Мукачівська, XVIIIб - Солотвинська, XVIIIв - Берегівська); XIX- Панонська западина; 8 - ефузиви Вигорлат-Гутинської гради.

Сама північна – крайова зона називається *Скибовою зоною*. Її характерною рисою є широкий розвиток *скиб* – крупних брил, які послідовно насунуті одна на одну із південного заходу на північний схід, а у деяких випадках повністю перекриваючих суміжні скиби. Тут, починаючи від західного краю Карпат, послідовно виділяються наступні скиби: *Берегова, Орівська, Скольська, Парашки, Зелеманки, Рожанки*. Розділяючі ці скиби насиви досить похилі, іноді вони навіть похило-хвилясті і скиби набувають характер пластин – справжніх покривів. Амплітуда насувів досягає 13км і більше. Скибова зона складена

верхньокрейдовим та палеогеновим флішем. Морфологічно скиби фіксуються чергуванням звужень та розширень долини р. Прут, яка прорізає ці скиби уперек.

Наступна – *Кросненська* (скиба) зона - раніше в літературі називалася Центральною Карпатською депресією. Однією з її особливостей є широкий розвиток на поверхні відкладів кросненської серії (верхній палеоген). Насуви присутні, проте не являються такими поширеними, зустрічаються вузькі антиклінальні складки, які розділені широкими і похилими синкліналями.

У *західній частині* Закарпаття за Кросненською зоною слідує *Дуклянська* (Дукельська, Ужок-Дуклянська) зона. Її тектонічний характер близький до попередньої зони, проте тут розвинуті інші фації верхньої крейди – чорна крейда (березинська світа). Наступна *Дусинська* зона характеризується розвитком особливої (дусинської) фації чорних мергелів. Наступна у південному напрямі *Магурська* зона насунута по похилій поверхні розлому на північ і повністю перекриває на заході Дуклянську і Дусинську зони Амплітуда насуву не менше 20км. Таким чином, у *західній частині Закарпаття, південніше Кросненської зони, виділяються: Дуклянська, Дусинська і Магурська зони.*

У *східній частині* Закарпаття зовсім інша будова: тут виділяються *Чорногорська, Рахівська та Мармароська зони.* *Чорногорська* зона повністю перекриває Кроснянську і безпосередньо контактує із Скибовою зоною. Для неї характерним є розвиток верхньокрейдових пісковиків дуже великої потужності та чорної нижньої крейди. *Рахівська* зона, в якій низи розрізу крейдової системи представлені чорною мергельно-піщаною товщею, яка в свою чергу перекрита потужною товщею флішу. На цю зону насунутий не менш ніж на 13км кристалічний Рухівський масив, який є ядром наступної Мармароської зони. *Мармароська* зона – єдина зона у межах всієї флішової області, де породи древнього кристалічного фундаменту високо при піднятті та виходять на денну поверхню.

Надзвичайно цікавою та важливою являється суміжна на південь *зона Бескидів*, яка є спільною для всього Закарпаття та простягається у вигляді вузької смуги через усі Західні Карпати, де вона розмежує складчасту флішову область від області т.зв. центральних масивів. Характерним для цієї зони є наявність великих тектонічних брил та цілих масивів юрських вапняків. Фаціальний склад флішових утворень, які обрамляють ці переміщені та обособлені брили вапняків, досить різноманітний. Саме тут розвинуті альб-сеноманські відклади та верхньокрейдовий рожевий мергель. Таким чином, на південному схилі Карпат,

між зонами Кросненською та Бескидів, із сходу на захід виділяються: у південно-східній частині: *Чорногорська, Рахівська та Мармароська зони;* а у північно-західній – *Дуклянська, Дусинська і Магурська зони.*

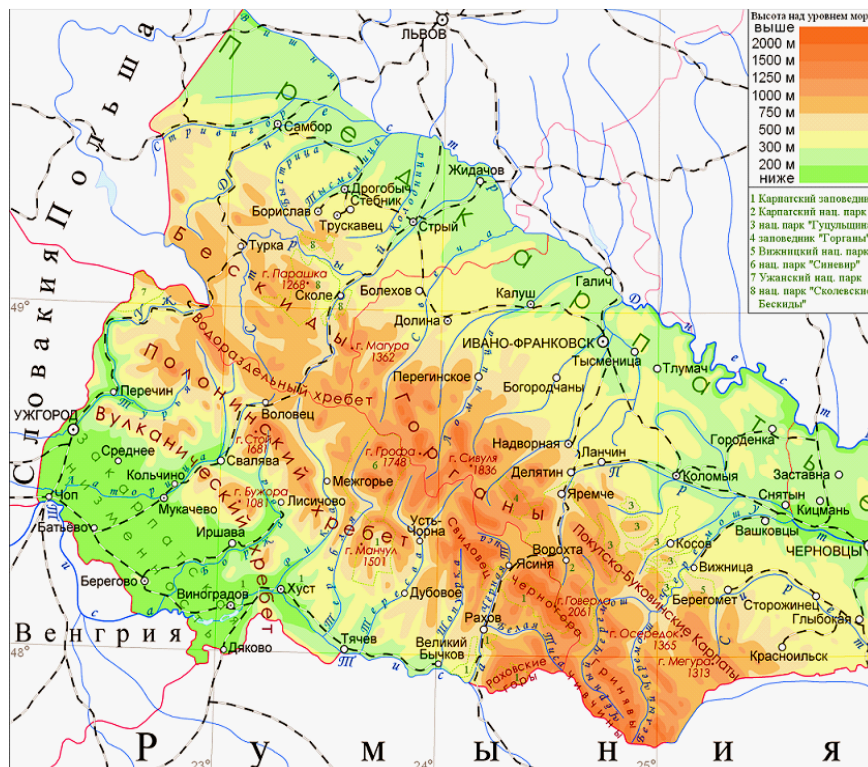


Рис. 46. Хребти Карпат

Вся ця частина Карпат називається Внутрішніми Карпатами і являється їх найбільш високогірною частиною. Тут виділяються гірські хребти: Чорногора, Свидівець із найвищими вершинами – г. Говерла (2061м), г. Петрос (2023м), г. Піп Іван (2020м) (рис.46).

Першою тектонічною структурою Карпат є *Берегова скиба*, складена породами верхнього палеогену (олігоцену). На Берегову скибу насунута з півдня *Орівська скиба*, у складі якої переважають породи верхньої крейди та нижнього палеогену (палеоцену).

У межах Орівської скиби, між Делятином та Яремчею, на протязі 7км по р. Прут відслонюються відклади стрийської світи, зім'яті у складки невеликих розмірів. Особливо яскраво цю дрібну складчастість видно у відслоненнях правого берега Прута біля Яремчи.

М. Яремча Надвірнянського р-ну Івано-Франківської обл.: у центрі міста, у правому урвистому схилі долини р. Прут висотою до 100м, на протязі 350м відслонюється товща тонкого ритмічного *трёхкомпонентного флішу* стрийської світи (верхня крейда-нижній палеоцен) Орівської скиби скибового покриву, яка зім'ята у вертикально орієнтовані, із незначною північно-східною вергенцією *готичні складки* з розмахом крил 5-10м. Складки утворилися у результаті бокового тиску і горизонтального пересування товщ на північний схід у результаті формування Карпатського мегапокриву та ускладнені численними малої амплітуди зривами. Внаслідок ерозійних процесів у майже вертикальному відслоненні товщі



Рис. 47. Мілкі структури у флішовій товщі у правому схилі р. Прут (м. Яремча)

моноклінального флішу місцями утворилися вимоїни із чіткими *пластовими трикутниками*, які часто сприймають за «готичні» складки (рис.47). Біля пішохідного мосту через р. Прут розкрита монотонна товща нахилених у західних румбах масивних товстоверствуватих кварцових пісковиків ямненської світи верхнього палеоцену, які розташовані у руслі декількома уступами і утворюють невеликий каскадний *водоспад*. На останніх залягають тонко ритмічні зеленкуватато-сірі піщано-глинисті породи флішу вигідської світи (нижній-середній палеоген). На околиці Яремчи (автобусна зупинка Дора-1), у правому скелястому урвищі борту р. Прут, відслонюється *двокомпонентний* (пісковик-аргіліт) *фліш* верхньої крейди, товща якого дещо зім'ята із формуванням декількох невеликих *флексур*.

Ямненські пісковики, на відміну від інших утворень, відзначаються високою стійкістю до ерозії, а тому у смузі їх поширення русло р. Прут круто повертає на схід. Тут воно проходить майже по простяганню верств цих пісковиків і на протязі 4,5км, завдяки меандруванню русла річки, прорізає відклади різного віку та утворює мальовничі ущелини і водоспади, зокрема Яремчанський водоспад.

Рухаючись уздовж русла Прута спостерігаємо на схилах виходи флішоїдних порід вигідської світи, а також строкатих порід бистрівської світи (середній палеоген) у с. Микуличин. Проминувши невелику відстань без відслонень, пересікаємо лінію тектонічного порушення, по якому Орівська скиба контактує із Сколівською скибою (розріз останньої дуже схожий на розріз Орівської скиби). Не доїжджаючи 500м до гирла р. Прутеть Яблунівський спостерігаємо насуну структуру, де на породи Сколівської скиби насунуті Ямненські пісковики скиби Парашки.

За с. Кременці біля с. Яблунниця шосе круто підіймається на вододільний хребет (Яблуніцький перевал, 931м) між річками Прут та Чорна Тиса. Село Яблунниця знаходиться поблизу контакту між Центральною (Кросно) та Зовнішньою (Скибовою) зонами. На околиці села у руслі струмка Яблунка можна спостерігати розріз найбільш південної скиби – Зелемянки, складеної у лобовій частині ямненськими пісковиками. Ця скиба є великою перекинутою і насунутою у північно-східному напрямі антиклінальною складкою із ямненськими пісковиками у своєму ядрі.



Рис. 48. Геологічний розріз через Українські Карпати

Яблуницький перевал (інші назви - *Яблунецький перевал, Татарський перевал, Ясинський перевал, Беркут*) - перевал в Українських Карпатах, який розташований на території Гуцульщини, на межі Закарпатської (Рахівський район) та Івано-Франківської (Надвірнянський район) областей, на південно-західній околиці села Яблуниця (присілок Довгий Грунь). Висота перевалу 931м над рівнем моря. Лежить на вододілі річок Пруту і Чорної Тиси, у сідловині (звуженні) Яблуницького хребта. Через Яблуницький перевал за часів Київського Русі постачалася кам'яна сіль із Солотвино; у 13 ст. проходила в південно-західну Європу монголо-татарська орда (звідси друга назва - Татарський перевал). Це також один із перевалів, що становив важливий шлях між Галицьким князівством та Угорщиною, а пізніше між Польщею та Семигородом.

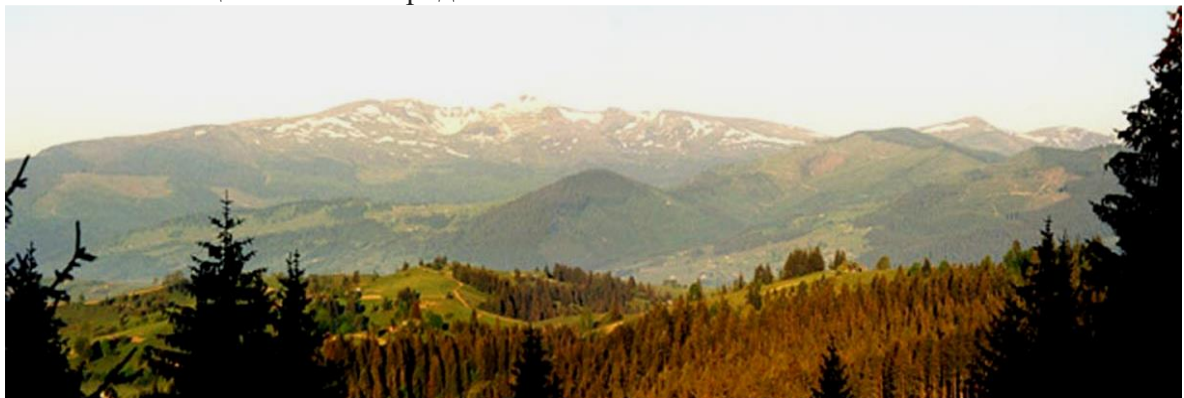


Рис. 49. Вигляд на хр. Свидівець з Яблуницького перевалу

У районі с. Яблуниця проходить контакт між *Центральною* (Кросно) та *Зовнішньою* (Скибовою) зонами Карпат. З перевалу відкривається вигляд на найвищі вершини Карпат – Говерлу (2061) та Петрос (2020м). На перевалі розташований пансіонат і ресторан «Беркут», діє сувенірний ринок, облаштовано оглядовий майданчик із видом на частину смт. Ясиня і хр. Свидівець (рис. 49).

Маршрут Яблуницький перевал – смт. Солотвино

На протязі маршруту від Яблуницького перевалу пересікаємо Центральну та Внутрішню зону Карпат та знайомимося із Рахівським масивом.

Спускаючись у Ясинську котловину з обох боків дороги спостерігаємо невеликі відслонення тонкої ритмічності інтенсивно зім'ятих у складки флішових порід верхнього палеогеону, з яких складається центральна частина котловини.

Південніше с. Ясиня пересікаємо поверхню насуву на Центральну зону Карпат Внутрішньої зони (Магура). Центральна зона складена відкладами крейдової системи, які більш стійкі до процесів денудації, що і надає рельєфу круто схильного характеру. У районі с. Ясиня розріз відкладів крейдової системи простежується по р. Лазещина, яка бере свій початок на північних схилах г. Петрос.

По шосе від с. Ясіня до с. Кваси униз за течією р. Чорна Тиса в окремих відслоненнях спостерігаються скелясті виходи чорних піщано-глинистих порід нижньої крейди, інтенсивно зім'ятих у дрібні складки. Вузька долина Чорної Тиси розширюється тільки біля с. Кваси, в якому біля виходів природних джерел з мінеральною водою «Поляна Квасова» працює пансіонат «Гірська Тиса». На південь від села гірська долина знову звужується, схили долини складені відкладами *рахівської* та *боркутської світи* нижньої крейди.

Виходи *боркутської світи* зустрічаються на всьому шляху від с. Кваси до м. Рахів. У літологічному відношенні вони представлені сірими товсто- та середньоверстуватими пісковиками із тонкими прошарками алевролітів та аргілітів, у яких часто зустрічаються рештки зуглених рослин. Поблизу Рахова, на лівому березі Чорної Тиси, вздовж залізниці відслонюється нижня частина розрізу боркутської світи – пісковики сірого кольору. Дещо нижче злиття Чорної та Білої Тиси, біля дороги, утворюючи величезний обрив, відслонюються базальні пісковики світи. Пісковики падають на південь під кутом 35-40°.

Рахівська світа відслонюється дещо нижче – біля залізничного мосту у гирлі Білої Тиси. М. Рахів розміщене у смузі розвитку флішу рахівської світи, виходи якого зустрічаються на обох схилах долини Тиси та у численних ярах, що впадають у долину.

М. Рахів Закарпатської обл.: географічний *центр Європи* - стелла і геодезичний знак - знаходиться в самому серці Карпат на звивистій гірській дорозі Рахів-Ужгород, на правому березі р. Тиса. На знакові латиною викарбуваний напис, який в перекладі академіка



Рис. 50. Географічний центр Європи (м. Рахів)

Н. Тарасова на українську мову означає: „...*Постійне, точне, вічне місце. Дуже точно, із спеціальним апаратом, який виготовлений в Австрії і Угорщині, зі шкалою меридіанів і паралелей, встановлений Центр Європи, 1887*” (рис. 50). Визначення Центру Європи фахівцями Австро-Угорської імперії, яка на той час займала величезну територію у Центральній Європі, підкреслює історичну цінність цього символу. Геодезичний знак засвідчує точку перетину уявних ліній між Лісабоном і Уралом, землею Франца-Йосипа та Боспором, Кавказом і Північним морем. Замір здійснили вчені Віденської цісарсько-королівської академії наук Австро-Угорської імперії. Після Другої Світової війни радянські вчені підтвердили, що географічний центр Європи знаходиться саме тут. Нажаль, метод, який використовувався для цього і першими, і другими достойменно невідомий, але існує гіпотеза, що для визначення цього центру Європи шукали геометрично середню точку між крайніми паралелями та меридіанами Європейського континенту.

На відстані трьох кілометрів від Рахова проходить тектонічна розлом, по якому кристалічні породи Рахівського масиву насунуті на крейдові відклади. Південніше Рахова, у районі с. Лази, що на лівому схилі долини Тиси, біля залізничної колії, можна спостерігати розріз *тріасових відкладів*. Внизу відслонення починається потужними червонуватими і зеленувато-сірими масивними конгломератами, галька яких складається із білого та рожевого кварцу, слюдисто-кварцових сланців і гнейсів. У верхній частині конгломератів спостерігаються лінзи та прошарки червоних сланців та пісковиків, на яких залягає товща червоних сланців. Дещо вище за розрізом зустрічаються темно-сірі вапняки і червоні сланці. Основна частина розрізу у цих відслоненнях характеризується перекинутим заляганням. Конгломерати насунуті на крейдовий фліш. У цьому місці насув облямовує із півночі Рахівський масив.

Далі за течією можна бачити пісковики і конгломерати *крейдової системи*, в яких зустрічається фауна амонітів аптського віку. Ці відклади, мабуть, залягають у грабені, проте не виключена можливість сповзання їх вниз по схилах до річки з гори Соймул.

Мезозойські відклади відслонюються після різкого повороту Тиси між селами Вільховате і Червоний Плес, утворюючи південне крило складки, де всі породи падають на південний захід.

За 1,5км від р. Бредець на кристалічні сланці білопотоцької світи налягають пісковики та піскуваті вапняки *палеозою*, а потім вапняки *мезозойського віку*. На правому березі Тиси мезозойські вапняки найкраще відслонюються в районі с. Круглів (14-15км). У цих вапняках були виявлені мезозойські амоніти, корали, моховатки, морські лілії. Перед селом Ділове відслонюються найдавніші породи Рахівського масиву – плагіоклазові і авгітові параagneysi та крупно лускуваті двохслюдяні сланці. Серед цих порід зустрічаються тіла амфіболітів.

Далі за маршрутом до с. Ділове відслонюються кристалічні сланці та кварцити. У районі с. Ділового, із впадінням у Тису декількох струмків (Полянського, Сауляка, Бределець) з правого боку і р. Білий Потік з лівого долина Тиси дещо розширюється.

С. Ділове Рахівського р-ну Закарпатської обл.: мармуровий кар'єр «Трибушани» - єдине в Україні родовище натурального *мармуру* світлих відтінків (сірого, кремово-сірого, кремового, світлого кремового і білого), а також декоративного мармурового піску (клинєць) (рис.51). У кар'єрі розкриті відклади *діловецької світи*, які внизу представлені різними



Рис.51. У заборі кар'єру «Трибушани» (с. Ділове); мармур діловецької світи неопротерозою(?)

кристалічними сланцями (підкарбонатна частина світи), *мармурами* (до 20м) (рис.51) та кристалічними *сланцями із прошарками вапняків* (надкарбонатна частина світи). Серед кристалічних сланців виділяються різновиди: хлоритові (зелені), серицитові, мусковітові (білі), графітові (чорні) та їх проміжні різновиди. Сланці мають типову для метаморфічних порід сланцювату текстуру та складчастість - *плойчастість*. Породи світи пересікаються численними прожилками молочно-білого кварцу та кальциту, в яких іноді зустрічаються виділення сульфідів чи продуктів їхнього вторинного змінення (лімоніт, рідше – малахіт, азурит), а у кварцових жилах зустрічається золото. Вік метаморфічних порід точно не визначений: за даними визначення абсолютного віку – пізній палеозой, проте кристали циркону в цих метаморфічних породах мають вік 500млн років (кембрійський період).

У геолого-структурному відношенні родовище мармуру входить до складу Рахівського масиву кристалічних порід, який в свою чергу є частиною Мармароського масиву, основна частина якого знаходиться у Румунії.

По маршруту від с. Ділове до смт. Солотвино мезозойські відклади зникають, а на денну поверхню виходять флішові утворення нижнього палеогену (палеоцену), які простежуються по р. Косовка до с. Великий Бичків, де поширені середньопалеогенові (еоценові) відклади.

На південний захід від Великого Бичкова починається область поширення нижньонеогенових (міоценових) відкладів Закарпатської западини. Межа між палеогеном та неогеном (між Внутрішньою зоною Карпат та Закарпатською западиною) проходить уздовж західної околиці Великого Бичкова поблизу дороги на с. Верхнє Водяне. Далі на південний захід відкривається мальовничий краєвид правобережжя Тиси, долина якої поступово розширюється і набуває спокійного рельєфу із слабко горбистими формами.

Закарпатська западина (внутрішній прогин)

Закарпатська западина (внутрішній прогин), як і Передкарпатський крайовий прогин, почала формуватися після першої карпатської фази складчастості та підняття Карпатської гірської країни на рубежі палеоген-неоген. Уламковим матеріалом для виповнюючих Закарпатський прогин моласових товщ служили продукти руйнування піднімаючихся гірських структур Карпат на півночі, а також припіднятий Паннонський масив на півдні. Крім того, до складу молас входять хомогенні осадки (кам'яна сіль) та вулканогенні утворення. Фундаментом Закарпатського прогину являється складна система структур центральних ядер Західних Карпат та їх палеогенової флішової оболонки.

У межах Закарпатського прогину виділяються три структури (зони): *Солотвинська западина*, *Вигорлат-Гутинський вулканічний хребет* та *Чопська западина*.

Солотвинська западина

Солотвинська западина обмежена на півночі та сході зоною розвитку карпатського флішу та юрських бескидів; на заході та півдні – Вигорлат-Гутинським вулканічним хребтом. Загальний характер тектоніки Солотвинської западини спокійний, в її межах розвинуті дуже похилі широкі антиклінальні та синклінальні складки, які розташовані кулісоподібно. У ряді місць спостерігаються ускладнення соляною тектонікою антикліналей - утворюються соляні штоки і тоді в ядрах складок виникають дуже круті нахили верств. Розвиток соляної тектоніки є характерною особливістю Солотвинської западини. У загальному вигляді у Солотвинській западині намічаються центральна антиклінальна смуга та дві синклінальні – північна і південна. Солотвинська западина виповнена повним розрізом морської (нижньої) моласи і на поверхні її майже повсюдно виступають тортонські відклади.

За ходом маршруту між селами Великий Бичків та Біла Церква, з правого боку дороги періодично відслонюються відклади нижнього неогену (*міоцену*): пісковики, алевроліти, глини із прошарками конгломератів. На фоні загального північно-східного падіння цих порід спостерігаються мікроскладки. Конгломерати та пісковики виступають у рельєфі у вигляді карнизів та куест.

Від с. Біла Церква дорога прямує на Солотвин, пролягаючи погано відслоненою місцевістю північно-східного крила Солотвинської структури.

Смт. Солотвино Тячівського р-ну Закарпатської обл.: у структурному плані *родовище кам'яної солі* приурочене до Солотвинської западини Закарпатського внутрішнього прогину, являє собою брахіантікляль, що нагадує діапірову структуру типу соляних штоків чи куполів. Загалом значні поклади солі простежуються на глибині 800м на віддалі до 60км (від Великого Бичкова до Хуста) (рис.52).



Рис. 52. Соляна шахта у селищі Солотвино та вихід соляного штоку на денну поверхню

У плані соляний шток має грушоподібну форму діаметром 2,0-2,5км із вузькою північно-західною частиною та широкою південно-східною, а у розрізі - асиметричну будову із крутим (до 80°) південно-західним крилом і похилим північно-східним. Ядро діапіру складене породами *тереблянської світи баденського регіоярису міоцену* (потужність до 500м) у складі двох товщ: нижньої – аргіліт-алевритової і верхньої – соляної, часто із гіпсами та ангідритами. Оточуючі соляний шток відклади представлені сірими і темно-сірими глинами, аргілітами, алевролітами, пісковиками і мергелем із двома потужними (до 50-60м)

горизонтами зелених ріоліт-дацитових туфів *солотвинської світи*. Кути падіння вмішуючих порід солотвинської світи більш похилі і змінюються у межах від 10° на південному сході до 45-60° на північному заході. На західній окраїні Солотвино можна спостерігати виходи на денну поверхню декількох незначних за розмірами штоків кам'яної солі (*галіту*) у вигляді невеликих пірамідальних скель (явище *соляного діаніризму*).

Загальний об'єм Солотвинського соляного штоку складає кілька кубічних кілометрів, балансові запаси галіту – 30млн тонн. У 1971р. видобуток солі складав 451тис. тонн (біля 10% загального видобутку в Україні), після 1991р. видобуток солі дуже скоротився і до 2012р. повністю припинився.

Починаючи з 2000-х років, через своєчасно не передбачений притік підземних вод, їх відкачування та розмивання соляних покладів, на території селища відбувся активний розвиток карстових провалів із загрозою руйнування житлових будинків та інших будівель (рис.53). З метою ліквідації техногенної катастрофи (Кабміном виділено 150млн грн., всього планується затратити понад 700млн грн.) державна комісія з питань техногенно-екологічної безпеки та надзвичайних ситуацій прийняла рішення законсервувати шахти, ліквідувати держпідприємство «Солотвинський солерудник», розробити комплексну програму реабілітації селища та проєкт будівництва нової шахти в районі с. Терєбля для видобутку там солі та відкриття нової алергологічної лікарні. Зараз шахти не працюють, затоплені. Наземні споруди старих шахт розібрані.



Рис. 53. Провальні явища під дією соляного карсту та карстове солоне о. Кунігунда (с. Солотвино)

На місці карстових провалів утворилися соляні озера. Озеро *Кунігунда* (рис.53) із островом посередині – найбільше із карстових солоних озер антропогенного походження, які розташовані на західній околиці Солотвина: глибина – 1-8м, площа поверхні – 800м², концентрація солей – 146-150‰, підвищена концентрація іонів броміду, містить аспідно чорні лікувальну ропу та сульфідні грязі, протягом року температура води не опускається нижче +17°С, а влітку тримається на рівні +25-27°С. Аналог Мертвого моря за ступенем мінералізації вод та їх лікувальними властивостями. Озеро утворилося в 1902р. внаслідок просадження на 20м щойно відкритої соляної копальні «Кунігунда» (від імені угорської цариці Кунігунди, дружини київського князя Ярополка, яка, за легендою, зупинялася тут по дорозі у Київ). Після великих провалів у 2010р. рівень води в озерах впав на 2м.

Маршрут с. Солотвино – смт. Кольчино

Від Солотвина до Хуста дорога проходить у межах широкої надзаплавної тераси р. Тиса, поступово наближаючись до перших відрогів Вигорлат-Гутинської вулканічної гряди.

Вигорлат-Гутинський вулканічний хребет

Вигорлат-Гутинський вулканічний хребет (син. - Вигорлат-Гутинське вулканічне пасмо, Вулканічний хребет, Вулканічні Українські Карпати) - гірський масив (пасмо хребтів) у Східних Карпатах, у тому числі в Українських Карпатах (рис.54, 55). Хребет розташований у межах Словаччини (частково), України (у Закарпатській області) та Румунії (частково). Загальна довжина хребта у межах України біля 125км, ширина 8-20км. Долини притоків Тиси (Уж, Латориця, Боржава і Ріка) розчленовують Вулканічний хребет на окремі масиви (із заходу на схід) – Вигорлат, Маковиця, Синяк, Великий Діл, Тупий, Гутинський. З півночі та північного сходу масив прилягає до Березне-Ліпшанської міжгірської долини, а з півдня і

південного заходу - до Закарпатської западини. На південному сході він межує із Солотвинською западиною.



Рис. 54. Загальний вигляд Вулканічного хребта (Закарпаття)

Пересічна висота Вигорлат-Гутинського хребта 800-1000м (г. Маковиця, г. Анталовецька Поляна), максимальна - 1081м (г. Бужора). Схили хребта круті, важкодоступні, особливо північно-східні. Характерні кальдери. Поширені ерозійні, осипні та сельові сучасні геологічні процеси. Складається із вулканічних порід, переважно андезитів, базальтів та їхніх туфів. З корисних копалин є поліметалічні руди, ртуть тощо.

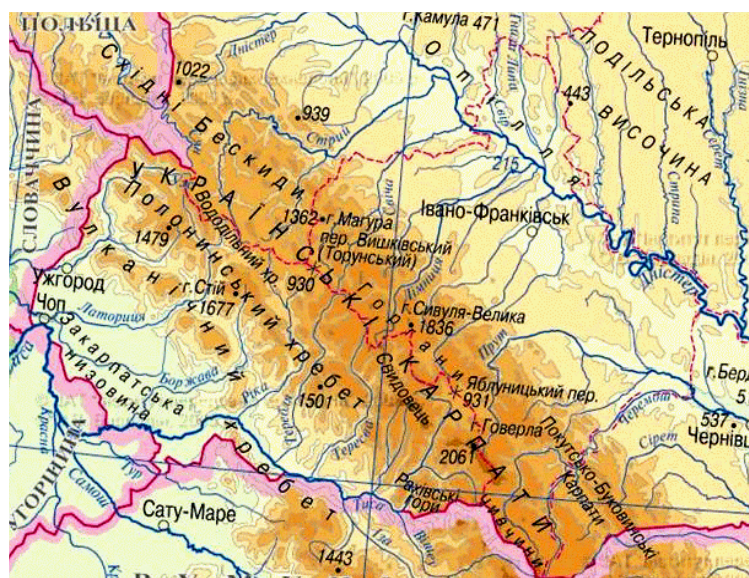


Рис. 55. Розміщення Вулканічного хребта у межах Закарпатської западини

Західна частина Вулканічних Карпат – *Вигорлатський хребет* – має спільне карпатське простягання, витягнутий вздовж краю зони Бескидів і обмежує на півночі Закарпатський прогин. Середня частина – *хребет Великий Шолес* – розміщений косо до загального простягання і пересікає Закарпатський прогин (рис.55). *Гутинський хребет* облямовує цей прогин з півдня та простягається паралельно Карпатам.

У геологічній будові Вулканічної гряди представлений весь набір головним чином верхньоміоценових андезитових та інших лав і їх туфів: базальти, андезити, ріоліти (ліпарити) тощо. Ця вулканічна смуга пов'язана із крупними розломами, до яких і були приурочені численні центри вулканічних вивержень та викидів пухких продуктів. Склад вулканічних вивержень залежить від різних причин. Підіймаючись до поверхні, базальтова магма на своєму шляху може розплавляти навколишні породи, розплави будуть змішуватися, а сама магма змінювати при цьому свій хімічний склад - такий процес називається *магматичною асиміляцією*. Зміна складу вивержень також залежить і від *магматичної диференціації*, коли ще в розплаві магми виникають та ростуть кристали легких лужноземельних та важких магnezіально-залізних силікатів. Щільність легких кристалів (кварц, польовий шпат) менша, ніж щільність розплаву, а важких (олівін, піроксен) – більша.

Коли магматичний осередок перебуває тривалий час у стані спокою, то в ньому легкі кристали починають підійматися у верхню частину магматичної камери (спливати), а важкі – опускатися до дна (поринати). Відбувається поділ розплаву магми на частини – більш легкий і багатий кремнеземом розплав збирається у верхній частині магми, а важкий, збагачений залізом та магнієм, концентрується в її нижній частині. Вулканічні виверження постачаються магмою із верхніх частин магматичних осередків, а склад вивержених порід на різних фазах вулканічної діяльності відповідає ступеню магматичної диференціації магми в осередку.

Зазвичай вулканічні виверження розпочинаються лавами базальтового складу, яким на зміну поступово приходять лави середнього та кислого складу. Такий порядок вивержень називається нормальним або *гомодромним*. Рідше зустрічається зворотній (*антидромний*) порядок вивержень.

У розрізі Вигорлат-Гутинської гряди переважають андезити-базальти і андезити, значно менше дацитів та ріолітів (ліпаритів). Склад порід та характер вивержень дають підстави припускати, що магматичні осередки вулканів Вигорлат-Гутинської гряди розташовувалися у верхній мантії на глибинах понад 60км.

С. Мужієво Берегівського р-ну Закарпатської обл.: *Берегівське золото-сульфідне родовище* (рис.56) розташоване в східному борту вулканічної палеокальдери, яка заповнена туфобрекчіями та туфами ріолітів, утворилося в результаті поствулканічної фумарольно-сульфатарної діяльності давніх вулканічних апаратів і відноситься до формації вторинних кварцитів – продуктів гідротермальних змін кислих ефузивів і їх туфів у приповерхневих



Рис. 56. Загальний вигляд шахти №2 Мужієвського золотополіметалевого родовища та його відвалів

умовах. Родовище має зональну будову, виділяють три зони (згори донизу): **1.- зона сірчано-кислотного вилуговування**, у межах якої виділяють три підзони: **а)- кварцову; б)- алунітову; в)- каолінітову** - усі підзони утворилися в результаті впливу насичених сірководнем гарячих водних розчинів та газів на плагіоріолітові туфи; **2.- осадова товща аргілітів** – екран, під яким накопичувалися важкі метали третьої зони; **3.- зона лужного метасоматозу** (адуляризації і альбітизації) – із вкрапленнями та малопотужними тілами сульфідів у складі: галеніту, сфалериту, піриту, халькопіриту, аргентиту, самородного срібла, електруму тощо. Глибина залягання руд – 180м. На Мужіївському родовищі виділено два мінеральних типи руд: власне золотовмісні (у них золота, зв'язаного із мінералами-носіями - кварцом, каолінітом, баритом і оксидами заліза - 5,8%) та комплексні золото-поліметалічні (у них золота, зв'язаного із мінералами-носіями (сульфідами) - піритом, галенітом, сфалеритом - 66%). Характерною рисою обох типів руд є відсутність золота, зв'язаного із карбонатами. Комплексні золото-поліметалічні руди відрізняються від власне золотих руд за мінеральним складом, у них значно менше глинистих мінералів (12%), а вміст сульфідів значно вищий (22,4%). У середньому по родовищу масова частка золота в мінералах коливається: у кварці від 0,01г/т до 4г/т; у бариті від 2г/т до 15г/т; у гідрооксидах заліза від 2г/т до 5г/т; у каолініті, на якому адсорбовані тонкодисперсні частини золота (< 0,001мм), до 1-3г/т. Найбільша масова частка золота в мінералах-носіях золото-поліметалічних руд Мужіївського родовища досягає в піриті і галеніті. Мужіївську фабрику-рудник відкрили 1999 року. За перший рік роботи видобули тільки 12кг золота, у наступні роки: 2000р. - 136кг, 2001р. - 76кг, 2002р. - 16кг, 2003р. - 61кг, 2004р. - 161кг, 2005р. - 182кг; всього видобуто 646,4кг золота і перероблено 292 711 тонн руди. У середньому із 1 тонни руди добували 1грам золота. Запаси золота виявлені також на Сауляку (Рахівський район) і в центральній Україні (Український щит), але Мужіївське родовище - єдине в Україні родовище золота із затвердженими запасами. Запаси руди на початок ХХІ століття такі: золота - 50т; срібла - 800т; свинцю - 400 тисяч т. Рудник був одним із найперспективніших в Україні, але постійно зростаючий показник смертності місцевих жителів від онкологічних, серцево-судинних та захворювань шлунково-кишкового тракту пов'язували із роботою рудника. Аналізи питної води показали, що вміст свинцю перевищував норму у 23 рази, кадмію у 8,2, до того ж був присутній надлишок марганцю, заліза, цинку та інших важких металів. Аналогічні результати показали аналізи ґрунту. У квітні 2010 року підприємство оголосило банкрутом.



Рис. 57. Промислове видобування гідротермального каоліну на Мужіївському родовищі

Зараз у районі Мужіївського родовища видобувають тільки *каолін*, який утворився у результаті «пропарювання» гарячими ($\approx +200^{\circ}\text{C}$) поствулканічними водно-газовими флюїдами алунітової товщі (рис.57). Алунітовий поклад має шароподібну форму зі складною поверхнею. Він витягнутий у меридіональному напрямі на 2,9км при ширині 1,6км та потужності від 6 до 93м, у середньому складаючи 45м. Про гідротермальне походження каоліну Мужіївського родовища свідчить наявність у порожнинах порід мінералу *дикіт* – аналога каолініту моноклінальної сингонії та гідротермального походження.

Смт. Кольчино Мукачівського р-ну Закарпатської обл.: знаходиться у межах Вигорлат-Гутинського вулканічного пасма Закарпатського внутрішнього прогину. У правому березі р. Визниця, у техногенному кар'єрі довжиною 100м та висотою уступу 7-8м розкриті продукти



Рис. 58. Лавовий потік андезито-базальтів (с. Кольчино)

вулканічного виверження (рис.58) одного із найбільших палеовулканів Закарпаття, центральна прижерлова частина якого (кальдера) розташована північніше (в районі м. Сняк) – темно-сірі *стовпчастої окремість андезит-базальтові лави* неогенового віку (верхній сармат-панон, абсолютний вік 10,7-10,3млн років), форма яких зумовлена особливостями



Рис. 59. Стовпчаста окремість лавового потоку андезито-базальтів (с. Кольчино)

напрямку руху лавових потоків та їх кристалізації. Верхня частина лавового потоку має плитчасту окремість, а нижня – шестигранну стовпчасту (рис.59), що утворилася при розкристалізації лавових потоків уперек їх руху, тобто перпендикулярно до поверхонь цих потоків.

Маршрут смт. Кольчино – с. Угерсько – м. Кременець – м. Корець

На відрізку маршруту до Верецького перевалу пересікаємо Внутрішню частину та частину Центральної зони Складчастих Карпат, зокрема (послідовно із південного заходу на північний схід) *Магурську, Дусинську, Дуклянську і Кросненську скиби*. *Магурська скиба* насунута по похилій поверхні розлому на північ і повністю перекриває на заході Дуклянську та Дусинську скиби із амплітудою насуву не менше 20км. *Дусинська скиба* характеризується розвитком особливої (дусинської) фації чорних мергелів. *Дуклянська скиба* за тектонічним характером близька до Кросненської, проте характеризується розвитком іншої фації верхньої крейди – чорної крейди (березинська світа).

Будова Внутрішньої зони Карпат у цьому районі дуже складна. Особливістю цієї зони є те, що в її межах на денну поверхню, серед крейдових та палеогенових флішових утворень, відслонюються брили та масиви юрських вапняків, залягання яких досі ще цілком не з'ясоване. З породами району їх виходів можна ознайомитися у кар'єрах, розташованих у верхів'ях приток на південь від Сваляви.

М. Свалява, районний центр Закарпатської обл.: околиці міста багаті джерелами лужно-вуглекислих мінеральних вод типу «Боржомі». *Мінеральна вода «Свалява»* (рис.60) - природна лікувально-столова гідрокарбонатна натрієва борна вода із середнім ступенем мінералізації у межах 3,6-5,5г/л, що належить до відомого Боржомського типу, Поляно-Квасового (Ново-Полянського) підтипу мінеральних вод і розливається із свердловини №26 на правому березі р. Латориці із глибини 200м. Хімічний склад (мг/дм³) – аніони: HCO_3^- 2600-3800, Cl^- <120, SO_4^{2-} <50; катіони: Ca^{2+} 70-140, Mg^{2+} <25, $(\text{Na}^+ + \text{K}^+) <800-1400$;



Рис. 60. Б'ювет мінеральної води «Свалява» та хімічний склад води «Поляна-Квасова» (м. Свалява)

специфічний компонент H_2BO_3 35-130мг/дм³; штучно насичена CO_2 . Карпатський регіон дуже багатий на різні мінеральні води: «Поляна Квасова», «Поляна Купель», «Лужанська-4; -7», «Шаянська №242», «Боржавська», «Теплиця», «Олегівська», «Кушницька», «Іршавська», «Гірнотисянська», «Мінеральна вода свердловини №852; -№32-Т», «Плосківська» тощо.

Формування та функціонування мінералізованих джерел відносяться до самої заключної стадії проявів поствулканічних явищ - послідовної діяльності: *фумарол* – струменів газоподібних виділень дуже різноманітного складу та температури (сухі безводні фумароли - $t^\circ > +500^\circ\text{C}$, кислі фумароли - $t^\circ = +400-300^\circ\text{C}$, лужні фумароли - $t^\circ \approx +180^\circ\text{C}$) із тріщин біля кратера, *сольфатарів* – газових виділень, переважно сірчистого та сірководню, температурою біля $+100^\circ\text{C}$ із тріщин на схилах і в кратері вулканів, *мофетів* – низькотемпературних виділень вуглекислого газу із домішками водяної пари та інших газів із невеликих каналів та тріщин на схилах і біля підніжжя вулканів, *гейзерів* – періодично фонтануючих гарячих джерел; *термальних і мінеральних джерел* - діяльність всіх їх проявляється після основних вивержень вулканів, коли активність магматичних осередків починає поступово знижуватися.

У широкій долині р. Пінія, між селами Кваси і Поляна, на правому березі відслонюються чорні (мінілітові) сланці верхнього палеогену (олігоцену), а на лівому – породи середнього палеогену (еоцену). Від с. Поляна дорога веде у долину р. Мала Пінія через с. Уклін і підіймається на перевал Розділ (Полонинський хребет), з якого серпантинном спускається до с. Вишня Грабовиця. У районі перевалу проходить північна межа Внутрішньої зони Карпат,

яка по Магурському розлому насунута на Центральну зону (Кросно), яка загальними рисами геологічної будови відповідає синклінорію. Від перевалу до с. Грабовниця відслонень немає, а темні аргіліти перед селом вже відносяться до Центральної зони.

На відрізку маршруту по долині р. Латориця поблизу с. Нижні Ворота шосе постійно переходить з одного берега річки на інший, а різноманітні теригенні флішеві утворення у численних відслоненнях вздовж дороги відносяться до середнього палеогену (еоцену) та складають південне крило синклінорію. Від с. Нижні Ворота починається підйом на Вододільний хребет до Верецького перевалу (841м).

С. Угерсько Стрийського р-ну Львівської обл. розташоване у межах Передкарпатського прогину, який розділяється на дві тектонічні зони, що відрізняються комплексами відкладів та особливостями тектоніки. Північно-східна, що прилягає до платформи — *Зовнішня зона* прогину, слабо дислокована, а південно-західна — *Внутрішня зона* має складну покривно-складчасту будову.

Внутрішня зона Передкарпатського прогину являє собою крупний похований синклінорій, який складений дислокованими відкладами крейдово-палеогенового флішу та нижньоміоценовим моласовим соленосним комплексом відкладів, а утворені регіональні дислокації мають багатоярусну лусково-насувну структуру. На Внутрішню зону прогину насунута так звана *Скибова зона* Карпат, а Внутрішня зона Передкарпатського прогину в свою чергу насунута на Зовнішню зону прогину із максимальною амплітудою до 15-20км.

Внутрішня зона Передкарпатського прогину має зовсім інший стиль будови у порівнянні із Зовнішньою зоною. Порооди Внутрішньої зони зім'яті в круті перекинуті до північного сходу складки, порушені численними насувами і скидами. Зона в цілому зірвана зі своєї основи і переміщена на значну віддаль (не менше 20км). Нижня частина розрізу виражена *поляницькою* і *воротищенською світами*, що складаються із сірих глин, алевролітів і пісковиків. Глини воротищенської світи часто гіпсоносні і соленосні. Трапляються шари кам'яних і калійних солей. Потужність цих відкладів досягає приблизно 1км. Вище залягає строката *стебницька світа* (до 1,5км), виявлена чергуванням червоних, зелених, фіолетових і сірих вапнистих аргілітів, алевролітів і пісковиків. *Балицька світа* (до 1,5км) відзначається розвитком переважно сіроколірних порід і деякими іншими літологічними особливостями.

Зовнішня зона Передкарпатського прогину складена відкладами нижнього сармату і тортону, які безпосередньо залягають на породах юри і нижньої крейди. У платформному заляганні також беруть участь палеозойські відклади. Платформний комплекс відкладів східчасто занурюється у бік Передкарпатського прогину під поверхню регіонального насуву, який розмежує Зовнішню зону від Внутрішньої. Відклади юри із розмивом залягають на різних стратиграфічних комплексах платформного (на сході) і складчастого (на заході) палеозою. У межах Зовнішньої зони виділяють Бориславську, Долинську і Дрогобицьку структурні підзони, у межах яких локальні підняття мають складну багатоярусну будову, що зумовлена насувною тектонікою.

Східнопередкарпатська газоносна область займає Зовнішню зону Передкарпатського прогину. Частина родовищ приурочена до антиклінальних складок, що ускладнені розривними порушеннями. Поклади пластові склепінчасті, тектонічно екрановані, літологічно обмежені, можливі і рифові поклади. Друга частина родовищ пов'язана із ерозійними виступами юрських та верхньокрейдових порід, які незгідно перекриті кайнозойськими відкладами.

Зовнішня зона Передкарпатського прогину утворилась у середньому і верхньому міоцені (тортон і сармат). У цей час частина платформи, яка прилягала до Карпатської геосинклінальної зони, почала занурюватись і стала областю інтенсивного накопичення осадків. На складчастому нижньому палеозої і верхньому протерозої тут залягають слабо дислоковані породи юри і крейди, перекриті потужною товщею осадків міоцену. У тортонський час, із початком значних опускань, виникла система розломів, які простягаються у північно-західному – південно-східному напрямі. Окремі блоки, розділені розломами, опускались протягом міоцену з різною швидкістю і відповідно мають різну потужність відкладів — від декількох сот до 4-5км. Амплітуда зміщення по розломах також змінюється від 500-1000 до 2-2,5км. В основі розрізу міоцену лежать породи *богородчанської*

світи (нижній тортон), виражені глинистими зеленуватими мергелями, глауконітовими пісковиками і глинами з прошарками вулканічних туфів. Верхній тортон починається товщею гіпсів і ангідритів (*тираська світа*), яка переходить у піщано-глинисті породи (*косівська світа*). Тортонські відклади на північному заході зовнішньої зони мають порівняно невелику потужність (до 300-500м), тоді як породи нижнього сармату утворюють у найбільш зануреній частині (Крукеницька западина) товщу глин з шарами і пачками пісковиків і алевролітів, що досягає декількох тисяч метрів. Геофізичними роботами і бурінням у цьому районі виявлено декілька брахіантиклінальних структур з падінням крил не більше 10-15°. Ці пологі підвищення є конседиментаційними, тобто утвореними під час накопичення осадків. Південно-західною межею Зовнішньої зони Передкарпатського прогину на поверхні є лінія насуву складчастих порід нижнього міоцену на сарматські відклади. Ця лінія проходить від с. Ходновичі до с. Опори і далі через міста Калуш, Богородчани, Косів до с. Красносільськ біля кордону з Румунією. Під насув потрапили сармат і тортон, а також більш давні породи, які утворюють основу зони. Як показують свердловини, вони простягаються на глибині майже до краю Карпат.

У *Зовнішній зоні* Передкарпатського прогину поклади газу приурочені до піщаних колекторів (піщаних лінз чи прошарків пісковиків) у склепіннях куполоподібних підняттях у переважно глинистих товщах сарматського, тортонського і гелветського регіонарусів міоцену, а в окремих випадках - приурочені до виклинювання піщаних прошарків по здиманню пластів чи до прошарків, які екрановані поверхнями порушень. Багато газових покладів неогену характеризуються високою продуктивністю. *Угерське* родовище газу розміщене в 8км від м. Стрий в Зовнішній зоні прогину. Геологічний розріз представлений відкладами юри, крейди і неогену. У мезозойському комплексі структура розбита на окремі блоки, які перекриті непорушеним покривом міоцену. *Дашавське* родовище газу знаходиться у 8км на північний схід від м. Стрий у межах Зовнішньої зони прогину. Геологічний розріз представлений відкладами сарматського, тортонського і гелветського регіонарусів міоцену.

Більче-Волицько-Угерське підземне сховище газу (ПСГ) (рис.61) утворене в 1983-1992рр. на основі двох відпрацьованих природних родовищ газу і є одним із найбільших у Європі ПСГ. Обсяг активного природного газу, який може тут зберігатися, складає 17млрд м³. Для підземних сховищ використовують як вироблені родовища газу, так і природні підземні резервуари, що знаходяться на глибині 1000 та більше метрів. Геологи знаходять заповнені водою прийнятні структурні сховища, спеціалісти пробурюють свердловини і заганняють газ під тиском у 120 атмосфер, витісняючи воду.



Рис. 61. Більче-Волицько-Угерське підземне сховище газу (ПСГ) та його інфраструктура

Більче-Волицько-Угерське (XVI горизонт) ПСГ призначене для забезпечення надійності транзитних передач російського та центральноазійського газу в західноєвропейські країни. Це ПСГ з'єднане з системою газопроводів Івацевичі–Долина III, Київ–Захід України-II, Більче-Волиця–Долина, який через своє продовження (газопровід Долина–Богородчани) сполучається із магістральними газопроводами “Союз” та Уренгой–Помари–Ужгород.

У 1983р. почалося закачування газу у виснажений XVI горизонт Більче-Волицького родовища - це стало початком створення найбільшого в Європі Більче-Волицько-Угерського ПСГ. Більче-Волицько-Угерське ПСГ має найсприятливіші умови зберігання газу – порівняно невелика глибина залягання пласта-колектора, його високі геолого-фізичні параметри, достатня герметичність, зв'язок із газотранспортною системою та вигідне

географічне розташування. Спорудження найбільшого гіганта підземного зберігання газу разом із бурінням свердловин тривало 10 років. Згідно з проектним рішенням, розбурювання, облаштування та підключення свердловин ПСГ до 1994р. було закінчене. Збудовані газозбірні пункти (ГЗП) – 1, 2, 3, 4, до яких під'єднано 291 свердловина на Більче-Волицький поклад і 50 свердловин на Угерський поклад. Більче-Волицька дотискна компресорна станція (ДКС) облаштована 28 газоперекачувальними агрегатами (ГПА) Ц-16 і ГПА Ц-6,3. Нарощені потужності із осушення і підготовки газу.

Угерський газовий кратер (інша назва - *Озеро геологів*) (рис.62) – штучний кратер, заповнений водою, що утворився внаслідок аварії розвідувальної свердловини на Угерському газовому родовищі в 1946р. Розвідувально-пошукове буріння (на газ) на території Угерського газового родовища було розпочате німецькою нафтогазовидобувною компанією у 1943р. У листопаді 1946р. розвідувальна свердловина №105 розкрила газоносний поклад у пісковиках дашавської світи. Через аномально високий пластовий тиск газу та помилку бурової бригади під час спуско-підйомної операції стався раптовий викид газу. Тиск газу зірвав превентор із устя свердловини і за лічені секунди викинув 800 метрову колону 6-ти дюймових (152мм) бурильних труб. Через іскроутворення при ударах бурильних

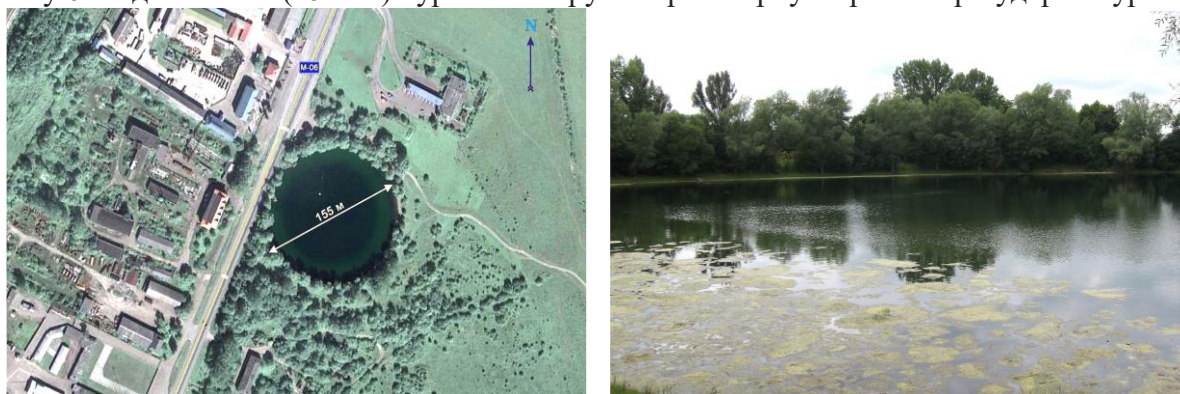


Рис. 62. Угерський газовий кратер (фото з супутника) (інша назва - Озеро геологів)

труб об бурову вишку газ спалахнув. Стоп вогню сягав 30м заввишки, а вночі заграву було видно аж зі Львова. У перші ж дні фонтанування на місці свердловини утворився кратер завширшки до 125м та завглибшки до 40м. Палаючий газ, викиди величезної кількості води разом із породою не давали тривалий час загасити пожежу і затампонувати свердловину. Для ліквідації факелу у 1947р. були пробурені дві похило-скеровані свердловини за 200м від аварійної 105-ї, і лише після введення цих свердловин в експлуатацію факел вдалося загасити. Кратер заповнився водою, а озеро збереглося й досі.

М. Кременець Тернопільської обл. розташоване біля підніжжя *Кременецьких гір* (інші назви - Кременецький кряж, Кременецька гряда) (рис. 63) – північно-східної частини Гологоро-Кременецького кряжу Подільської височини - високо піднятої видовженої (із південного заходу на північний схід) смуги Північного Поділля, яка представлена в рельєфі плосковершинними пасмами, плато й останцями, що сильно розчленовані долинами річок, балками і ярами. Простягаються із південного заходу на північний схід між долинами річок Ікви і Кутянки та Вілії (всі – басейн р. Прип'ять). Довжина кряжу 65км, ширина 12—20км. Середня висота становить 350–400м, максимальна - 408м. Схили гряди асиметричні: круто, місцями урвищами обриваються на північному заході та півночі. Північно-західний край гряди підноситься над рівниною Малеого Полісся на 120–150м, на півдні гряда поступово знижується. Характерною особливістю пасма є наявність ряду останців (останцевих масивів). На корінних схилах останців виходи осадових гірських порід (мергелів і крейди) утворюють терасовані уступи. Виділяються вапнякові карнизи, що часто обвалюються, а брили вапняків і пісковиків густо вкривають довколишню місцину. Власне, Кременецькі гори - це рідкісні ерозійні «гори», інакше - розчленоване горбогір'я. Ерозійні (зумовлені розмивом води) процеси надали місцевому ландшафту надзвичайної мальовничості, особливо в долині річки Іква, що відділяє Кременецькі гори від сусідніх Вороняк. Найбільш розчленований рельєф



Рис. 63. Панорама Кременецької височини (кряжу)

властивий саме західній частині Кременецької височини, що прилягає до долини р. Іква. Тут (філія заповідника «Медобори») своєрідними унікальними є гори-ерозійні останці: Маслятин, Страхова, Гостра, Дівочі скелі, Замкова (Бона), Черча, відокремлені відкритими долинами одна від одної, а гора Божа (265м) - від основного масиву височини. В урочищі Дівочі скелі (Дівочі гори), що знаходиться на околиці м. Кременець, спостерігаються виходи вапняків у вигляді різних химер, урвистих скель із нішами, обвалами тощо, які утворені в результаті комплексної дії різноманітних екзогенних процесів. Характерними геологічними процесами також є ерозія ґрунтів, зсуви, карстоутворення (Студентська печера - 242м, Піщанка).



Рис. 64. Бронюючі псевдоолітові вапняки баденського і сарматського регіонарусів міоцену

У геологічній будові Кременецького кряжу приймають участь осадові відклади крейдового періоду мезозою, неогенового та четвертинного періодів кайнозою. В основі гір залягає потужна товща крейдоподібних вапняків і білої писальної крейди туронського ярусу верхньої крейди (100млн років) із кременями, яка в свою чергу залягає на девонських відкладах, проте породи девону не відслонюються. Вгору за розрізом розташовані потужні верстви морських карбонатних пісковиків та дуже зцементованих псевдоолітових вапняків баденського і сарматського регіонарусів міоцену (16-11млн років), які захищають (бронюють) (рис. 64) від розмиву попередні відклади та утворюють обривисті скелі, урвища, у багатьох місцях - карнизи і вінчають вершини гір. Завершують геологічний розріз леси антропогену.

Гора Бона (Замкова гора) — цінна геологічна та історико-археологічна пам'ятка (рис. 65). Висота її сягає 397м. На схилах Бони є відслонення, в яких відслонюються нижньосарматські вапнисті пісковики та піщанисті вапняки із чорними кременями. У цих відкладах зустрічаються ніші і печери. Вершину гори увінчують руїни стародавньої фортеці-замку,

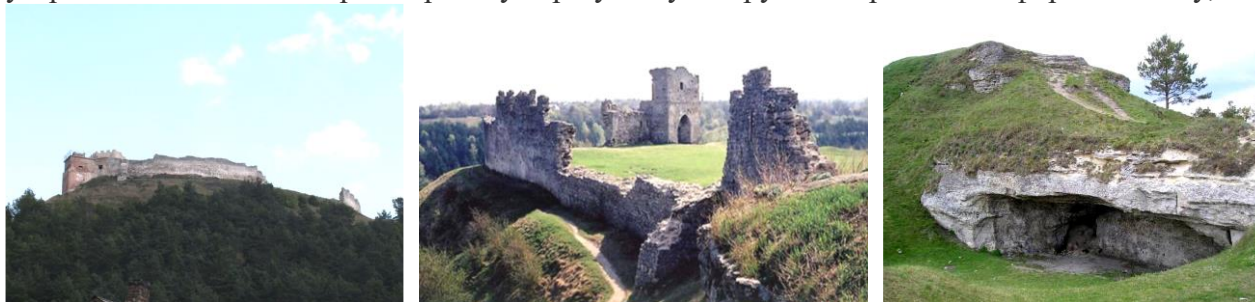


Рис. 65. Гора Бона (Замкова гора) та грот під бронюючими вапняками баденію та сармату міоцену (гора Бона, м. Кременець)

однієї із найдавніших на Поділлі. Замок відомий ще з ХІІст. Спочатку він був дерев'яним, а в ХІІІст. був вибудований із вапняку. Збереглася башта із готичною аркою для проїзду та оборонними мурами товщиною 2,3м і висотою 8–12м. Із ХVІст. місто належало Польщі і за наказом королеви Бони, дружини польського короля Сигізмунда Першого, неаполітанської принцеси Бони Сфорци д'Арагони, замок було укріплено - мури стали вищі та товщі.

Відслонення крейди в місті Кременець - геологічна пам'ятка природи місцевого значення (об'єкт природно-заповідного фонду за рішенням виконкому Тернопільської обласної ради від 26.12.1976 № 637; перебуває у віданні Кременецького заводоуправління будматеріалів) - розташоване у північно-східній частині міста у старому кар'єрі площею 0,25га. Під охороною: відслонення потужної товщі *писальної крейди* м'якої білої із кремовим відтінком туронського ярусу крейдової системи із численними рештками викопної морської фауни (морських їжаків, скатів, теребратулід, зубів акул тощо). У товщі крейди чітко простежується 5 горизонтів із конкреціями чорного і сірого кременю, часто трапляються жовна марказиту діаметрами до 5-6см.

М. Корець Рівненської обл.: у центральній частині міста біля старого напіврозібраного мосту через р. Корчик, уздовж русла у вигляді мальовничих скель розміщуються скелясті



Рис. 66. Виходи гранітів житомирського комплексу палеопротерозою у долині р. Корчик (м. Корець)

виходи *гранітів* житомирського комплексу палеопротерозойського віку (рис. 66), які входять до складу порід Українського щита. Граніти здебільшого грубозернисті, часто порфіровидні. До складу гранітів входять: мікроклін, ортоклаз, плагіоклаз, біотит, рогова обманка, апатит, циркон, титаніт, епідот, мусковіт, магнетит, силіманіт, флюорит, гранат. Серед гранітів зустрічаються численні прожилки *аплітів, пегматитів*, а також ксеноліти *гнейсів*. Пегматитові утворення спостерігаються у неглибокому (до 5м) Новокорецькому кар'єрі, що розташований на правому березі р. Корчик на відстані 3,4км на південний захід від відслонення біля руїн замку.



Рис. 67. Пегматитові утворення у правому борту р. Корчик та у Новокорецькому кар'єрі (м. Корець)

Пегматити (рис. 67) мають крупнозернисту (15-20см) структуру та бурувато-червоне забарвлення, яке зумовлене кристалами мікрокліну. У кар'єрі зустрічаються значні скупчення мусковіту, а також кристали чорного стовпчастого турмаліну-шерлу різної довжини (до 30см) та різного діаметру (до 3,5см). До складу пегматитів входять: мікроклін, альбіт, олігоклаз, кварц, мусковіт, біотит, гранат, апатит, графіт, циркон, епідот, титаніт, магнетит. Згідно з мінералогічним складом, корецькі пегматити відносяться до шерл-мусковітового типу. У південній частині кар'єру спостерігаються чіткі, досить різкі контакти пегматитів з гнейсами та біотит-амфіболовими кристалосланцями.

Маршрут м. Корець – м. Житомир – м. Коростишів – м. Київ

М. Коростишів Житомирської обл. На обох крутих берегах р. Тетерів, ліворуч від дороги Київ-Житомир, біля в'їзду до м. Коростишів у скельних обривах висотою до 10м відслонюються *граніти коростишівського типу житомирського комплексу* (рис. 68) - сірі середньозернисті порфіробластичні, які відносяться до житомирського комплексу палеопротерозою (вік 2,04млрд років). Граніти прориваються малопотужними пегматитовими жилами. У відслоненні видно інтрузивний контакт цих гранітів із дещо давнішими (2,08млрд років) рівномірно зернистими гранітами житомирського комплексу. У геоструктурному відношенні коростишівські граніти пов'язані з Волинським тектонічним



Рис. 68. Виходи гранітів коростишівського типу житомирського комплексу (м. Коростишів)

блоком Українського щита. У кар'єрі родовища граніту поблизу м. Коростишева верхня частина гранітів вивітріла, покрита жорствою та антропогеновими піщано-глинистими відкладами. Потужність розкривної товщі – від 0,5 до 14м.

Коростишівський тип порфіровидних гранітів, на відміну від житомирських гранітів, значно менше поширений. Він представлений у витягнутому на 10-12км у субмеридіональному напрямі, згідно простягання вміщуючої гнейсово-мігматитової товщі, однойменному масиві, який розташований на південний схід від Коростишева. Масив має зональну будову: його зовнішні ділянки складені рівномірно зернистими гранітами житомирського типу, що вміщують жильні апліт-пегматитові тіла, а внутрішні представлені коростишівськими порфіровидними гранітами.

У закинутому кар'єрі по розробці щебінки, що розташований ліворуч від траси Київ-Житомир на правому березі р.Тетерів в 1км на схід від південно-східної окраїни Коростишева, розкриті світло-сірі порфіровидні граніти із середньозернистою основною масою. Порфірові вкраплення КПШ (світло-сірих різновидів із численними мікроскопічними вклученнями біотиту) мають правильну форму брусків розмірами 1-3см і складають 10-15% породи. Основна маса граніту середньозерниста із розмірами зерен 2-3мм, складена польовим шпатом (70%), кварцом (20%) і біотитом (10%). Варіації зовнішнього вигляду гранітів пов'язані із постмагматичними процесами та вивітрюванням. Завдяки гідрооксидам заліза граніти можуть набувати жовтуватого та іржаво-бурого забарвлення. Для гранітів характерна крупна блокова, паралелепіпедна окремість із розмірами блоків до 3-4м.

Вік формування цирконів у коростишівських порфіровидних гранітах 2041 ± 24 млн років.

С. Козіївка Коростишівського р-ну Житомирської обл. У заплаві правого берегу р. Тетерів, навпроти західної частини села у покинутому кар'єрі та у невеликих брилах і виходах навколо кар'єру, відслонюються *мармури кочерівської світи тетерівської серії палеопротерозою*.

Рис.69. Мармур тетерівської серії палеопротерозою (с. Козіївка)

Мармур (рис. 69) кальцитовий сірий, смугастий, середньозернистий. Смугастість обумовлена частим чергуванням тонких (2-10мм) смуг різнокольорових відтінків від світло-сірого до темно-бурих. Мармур прорваний жилами ріоліту (апліту) та пегматиту потужністю до 1см.



С. Високий Камінь Коростишівського р-ну Житомирської обл. На заплаві лівого берега р. Тетерів, біля самого врізу води височить *скеля Високий Камінь* - вихід *пегматиту* висотою до 10м, що залягає серед гранітоїдів житомирського комплексу палеопротерозойського віку



Рис. 70. Скельний виступ пегматиту «керамічного» типу в долині р. Тетерів (с. Високий Камінь)

(2,1млрд років) (рис. 70). Пегматит (потужність тіла – більше 30м) є представником недиференційованих і незаміщених пегматитових жил кварц-олігоклаз-мікроклінового складу, «керамічного» типу. Це середньо-крупнозерниста порода червоного і рожевувато-сірого кольору, пегматоїдної із фрагментами графічної структури, в якій спостерігаються скупчення сріблястого мусковіту так званого ялинкового типу із довжиною окремих «гілочок» до 10-15см. Спостерігаються окремі округлі тріщинуваті кристали бурого гранату розмірами 1-1,5см. У скелі вибитий шурф, у якому колись добувався пегматит для виробництва фарфору.

С. Городське Коростишівського р-ну Житомирської обл. Тут можна спостерігати, як на еродованій поверхні кристалічного фундаменту Східноєвропейської платформи, що представлена бистріївськими гранітами житомирського комплексу Українського щита з пегматитовими тілами різної форми, із кутовою незгідністю залягають утворення осадового чохла платформи, які представлені *пісками* полтавської *серії міоцену*.

1. Опорний розріз полтавської серії.

У крутому схилі лівого берега р. Тетерів біля дороги, на східній окраїні села розкритий рідкісний для району та достатньо повний розріз полтавської серії (рис. 71) нижнього неогену. Потужність полтавської серії 10-12м.

Розріз відслонення (згори донизу): *четвертинні відклади* у складі: морена (потужність 2м) і підморенні горизонтальноверствуваті піски (3,0м). Між відкладами антропогену та пісками полтавської серії залягають глинисті піски кварцові, бурі, різнозернисті, грубошаруваті, в нижній частині із галькою, гравієм та уламками пісковиків *верхньоновопетрівської підсвіти* потужністю 2м. Контакт із підстеляючими відкладами чіткий, різкий. Верхня частина розрізу новопетрівської світи *неогену*, яку складають пісковики кварцові, каоліністі - зрізана та перевідкладена; нижня частина верхньої підсвіти збереглася і представлена пісками кварцовими, різнозернистими жовто-сірими, каоліністими, з вохристими плямами (1,5м); нижче залягають піски значно менш каоліністі, середньозернисті, горизонтально шаруваті, інтенсивно озалізовані. У підшві верстви піски глинисті, середньо-, крупнозернисті, зцементовані до пухкого пісковіку (до 2,5м).



Рис. 71. Опорний розріз полтавської серії (с. Городське)

Середня підсвіта типова за складом: піски кварцові, світло-сірі, білі, дрібно- тонкозернисті, слабо каоліністі, в нижній частині прошарки слабозцементованого пісковіку (потужність 2,5м).

Нижня підсвіта представлена шаруватою товщею пісків кварцових, сірих і бурувато-сірих, глинистих і сипких, середньо- і крупнозернистих, в різній мірі каоліністих. У підшві підсвіти залягає прошарок (0,3м) гравелистого піску. Потужність підсвіти 3,0м.

Нижню частину розрізу полтавської серії складає *берекська світа*, яка представлена пісками кварцовими, білими, тонкозернистими, горизонтальної верстуватості, із висом вмістом темно кольорових мінералів. Видима потужність 1,5м.

2. Відслонення бистрійських гранітів.

На правому березі р. Тетерів, в 2,0км на південь від східної частини с. Городське, у лісі, у великому (500×200м, глибина до 20м) кар'єрі розкриті *граніти бистрійські житомирського комплексу* палеопротерозойського віку (рис. 72). Граніти мусковіт-біотитові, сірі, світло-сірі, середньозернисті, ближче до контакту із гнейсами та кристалосланцями городської світи



тетерівської серії палеопротерозою зернисті, масивні, із прожилками рожево-сірих пегматитів.

Рис. 72. Кар'єр бистрійських гранітів

Таким чином, під час маршрутної навчальної геологічної практики по Українському щиту студенти знайомляться із результатами магматичних (ендогенних) процесів - із різноманіттям інтрузивних магматичних гірських порід у межах докембрійського Коростенського плутону. Вони відвідують кар'єри із видобування габро, лабрадоритів і різноманітних типів гранітів, а у корах вивітрювання цих порід – розробки розсипних родовищ ільменіту Житомирщини; знайомляться із результатами екзогенних процесів - фотографують чудернацькі скелі гранітних обривів долин прориву річок Тетерів (Житомир) та Уж (Коростень).

У межах Волино-Подільської плити студенти підіймаються на викопні неогенові морські рифові масиви сучасних подільських Товтр; осягають значення багатих на рештки скам'янілих викопних морських організмів унікальних розрізів венду та нижнього палеозою в урвищах Дністра і Смотрича; відвідують карстові печери Тернопільщини; знайомляться із складчастими структурами флішових Карпат; п'ють цілющі води Поляни Квасової і Сваляви; відвідують підземні гірничі виробки на родовищі у Мужієвому; дивуються грандіозним базальтовим стовпам у с. Кольчино; відбирають зразки різних за складом інтрузивних та ефузивних магматичних та осадових порід різного віку, поліметалевих руд, каоліну тощо.

Крім підготовки майбутніх кваліфікованих фахівців геологічної галузі під час проведення першої навчальної маршрутної геологічної практики шляхом закріплення теоретичних знань та набуття студентами практичних навичок на різних геологічних об'єктах за ходом маршруту, у ході проведення практики передбачаються заходи із виховної, історично-культурної та патріотичної роботи із метою виховання активних громадян та патріотів своєї країни шляхом ознайомлення їх із пам'ятками історичної, культурної та духовної спадщини України – екскурсіями до Кам'янець-Подільської фортеці, відвідування Почаївської лаври, знайомство із архітектурою старого Львова, відвідування древлянського городища та командного пункту - об'єкту «Скеля» у Коростені тощо.

Польовий період практики завершується камеральними роботами. Під час камеральних робіт студенти остаточно аналізують та систематизують весь зібраний у польових умовах матеріал (частково вони повинні це робити під час рубіжного контролю після проходження половини строку практики); обґрунтовують свої спостереження та висновки, узагальнюють дані польових маршрутних робіт та навчально-наукової літератури тощо; систематизують колекції зразків мінералів, гірських порід і викопних організмів та оформляють їх каталоги; систематизують фотографії геологічних об'єктів; додатково працюють із навчально-методичною літературою. Кожна бригада (4-5 студентів) завершує написання та оформлення бригадного «Звіту з першої навчальної геологічної практики», який за своїм змістом відповідає змісту курсових робіт, кваліфікаційної роботи бакалавра, магістерській роботі, а також структурі виробничих геологічних проектів та звітів.

Звіт з навчальної геологічної практики повинен складатися з текстової частини, графічного матеріалу та польових щоденників членів бригади.

ЗМІСТ ЗВІТУ:

ВСТУП

1. Загальна характеристика району проходження практики.
 - 1.1. Фізико-географічний нарис.
 - 1.2. Історія геологічних досліджень.

ЗАГАЛЬНИЙ РОЗДІЛ

- 1.3. Стратифіковані утворення.
- 1.4. Нестратифіковані утворення.
- 1.5. Тектоніка.
- 1.6. Геоморфологія.
- 1.7. Гідрогеологія.
- 1.8. Корисні копалини.

СПЕЦІАЛЬНИЙ РОЗДІЛ

2. ЕНДОГЕННІ ПРОЦЕСИ

- 2.1. Магматизм.
 - 2.1.1. Пегматитовий процес.
- 2.2. Метаморфізм.
- 2.3. Тектонічні рухи.

3. ЕКЗОГЕННІ ПРОЦЕСИ

- 3.1. Вивітрювання.
 - 3.2. Геологічна діяльність вітру.
 - 3.3. Геологічна діяльність поверхневих текучих вод.
 - 3.4. Геологічна діяльність підземних вод.
 - 3.5. Геологічна діяльність льодовиків.
 - 3.6. Геологічна діяльність морів.
 - 3.7. Гравітаційні процеси.
4. Охорона навколишнього середовища.

ВИСНОВКИ.

СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ.

ДОДАТКИ:

1. Каталог зразків гірських порід та мінералів.
2. Каталог решток викопної фауни та флори.
3. Графічні додатки.

У *вступі* наводяться короткі відомості про мету практики, її завдання, методи та організацію робіт, маршрут та строки проведення практики, адміністративну належність районів проходження маршруту практики, шляхи сполучення, природні умови (рельєф, гідрографія), положення маршруту в регіональних геологічних (тектонічних) структурах тощо. Дається коротка характеристика окремих періодів та строків проходження практики та досягнуті при цьому результати. Вказується склад учасників бригади та їх роль у виконаній роботі: розподіл обов'язків між членами бригади при проведенні польових робіт та при написанні розділів бригадного звіту; при оформленні колекцій мінералів, порід та викопних решток фауни та флори, наводяться дані про кількість зібраних зразків, їх обробку та визначення. Розділ ілюструється оглядовою картою маршруту практики.

Фізико-географічний нарис містить загальну характеристику рельєфу за маршрутом практики, ступінь його розчленованості, середні абсолютні та відносні відмітки головних водо розділів та долин. Характеризується річкова сітка, її особливості і ступінь розчленування рельєфу та відслонення гірських порід. Наводяться дані про клімат, рослинність шляхи сполучення тощо. Розділ характеризується фотографіями та замальовками окремих об'єктів

В *історії геологічних досліджень* у хронологічному порядку з короткою характеристикою проводиться огляд лише найголовніших досягнень та того нового, що привнесено кожним дослідником у вивченні геологічної будови та корисних копалин.

Стратифіковані утворення. На початку розділу дається характеристика зведеного стратиграфічного розрізу, відмічаються (за необхідністю) особливості розрізу у різних структурно-формаційних зонах. Потім послідовно, починаючи із найдавніших, чітко, геологічно грамотно, у стратиграфічній послідовності описують усі стратиграфічні підрозділи, які повинні відповідати легендам геологічних карт, що затверджені (узгоджені) з Національним стратиграфічним комітетом України.

Кожен стратиграфічний підрозділ повинен мати підзаголовок та описуватися з нового абзацу. При описуванні кожної стратиграфічної одиниці характеризується її поширення, нижні та верхні межі. Приводиться її петрографічна характеристика (склад, структура, текстура, колір тощо). Для кожної стратиграфічної одиниці вказується вся зустрінена фауна та флора і місця їх знахідок. Наводяться дані про потужність та її зміни, про фаціальні зміни товщі. При цьому характеризуються зміни літологічного складу і фауни. У якості ілюстрацій до розділу вносяться фотографії та замальовки відслонень, колонки та розрізи, описи окремих опорних відслонень.

Нестратифіковані утворення. Розділ починається із загального огляду інтрузивних та ультраметаморфічних комплексів. Потім послідовно описується кожен комплекс у генетичному порядку від давніх до молодих, їх типи та форми, контакти із вміщуючи ми породами. Висвітлюється роль магматизму та вулканізму в утворенні мінералів. Кожна вікова група комплексів повинна мати підзаголовок (наприклад: «Палеопротерозойські інтрузивні та ультраметаморфічні утворення»). У залежності від геологічної будови району найменування розділу може бути уточнене («Інтрузивний магматизм» тощо). Ілюструвати розділ потрібно фотографіями та замальовками форм магматичних тіл та їх частин, контактних зон тощо.

Тектоніка. Коротко характеризується положення маршруту практики у загальній структурі регіону (-ів). Окремо характеризуються тектоніка і структурні форми фундаменту та осадового чохла. Розділ супроводжується тектонічною схемою, а за необхідністю – іншими ілюстративними матеріалами, які відображають будову ділянки (-ок) земної кори, закономірності розташування та розвитку геологічних структур тощо.

Геоморфологія (та рельєфоутворюючі процеси). Встановлюється положення районів проходження практики в геоморфологічному та морфоструктурному районуванні території України, дається короткий опис різних генетичних типів та характерних форм рельєфу; встановлюється взаємозв'язок та роль ендегенного та екзогенного факторів тощо. Розділ супроводжується структурно-геоморфологічною схемою.

Гідрогеологія. У цьому розділі основну увагу необхідно приділити поверхневим водам, характеру річок, будові річкових долин, характеру річкових відкладів тощо (у межах рівнинної та гірської території України із врахування основних тектонічних структур: Українського щита, Волинсько-Подільської плити, Карпатських гір, Закарпатської западини), з метою підготовки матеріалів для розділу «Геологічна діяльність поверхневих текучих вод».

Корисні копалини (та закономірності їх розміщення). Коротко розглядаються основні представники як рудних, так і нерудних корисних копалин (їх розміщення, розробка, практичне застосування, економічне значення тощо), мінеральні води та їх види тощо.

Для підготовки та написання **загального розділу** звіту студенти користуються підручниками, літературними джерелами тощо, а написання **спеціального розділу** базується на даних польових щоденників - власної інформації, яку набули студенти за час проходження практики, при проведенні власних польових спостережень і робіт під час огляду та вивчення геологічних об'єктів тощо.

Усі розділи звіту обов'язково повинні ілюструватися зробленими студентами під час польових спостережень рисунками, схемами, фотографіями тощо.

У **висновках** студенти повинні висловити своє враження про навчальну практику та її значення для навчального процесу стосовно закріплення теоретичних аудиторних знань, а також набутих польових знань, навичок тощо за час практики; відмітити позитивні моменти та недоліки практики з метою подальшого покращання проведення маршрутної практики як в організаційному, так і навчально-методичному планах.

При захисті звіту, крім запитань стосовно знань та розуміння геологічної будови побачених за час проходження першої навчальної геологічної маршрутної практики об'єктів, суті проявів сучасних та результатів минулих геологічних процесів, студенти також відповідають на запитання по теоретичному матеріалу курсу «Загальна геологія» з метою з'ясування можливостей та вміння студентів пов'язувати набуті під час лекцій теоретичні знання із власними практичними спостереженнями на геологічних об'єктах: кар'єрах, розрізах та відслоненнях; при вивченні відібраних зразків порід, мінералів, палеонтологічних решток тощо, з'ясуванні умов існування давніх організмів та формування порід і мінералів із можливістю їх практичного застосування, експлуатації чи розробки у майбутньому тощо.

Після цього виставляються диференційовані оцінки за практику кожному студенту, враховуючи його індивідуальну та колективну бригадну роботу під час проведення польових маршрутних робіт, при написанні розділів звіту та участь в оформленні бригадного звіту, власних теоретичних знань та результатів захисту практики.

СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ:

1. Гук В.І., Заїка-Новацький В.С. Перша учбова польова геологічна практика: метод. розробка. Частина I - II. Київ: КДУ, 1968. 92 с.; 132 с.
2. Білявський Г.О., Сукач В.С., Падун М.М. та ін. Путівник та методичні вказівки до навчальної польової геоекологічної практики студентів. Київ: ВПЦ «Київ. ун-тет», 1994. 188 с.
3. Коротенко Н.Е., Щирица А.С., Каневский А.Я. и др. Геологические памятники Украины: справочник-путеводитель. 2-е изд., стереотипное. Киев: Наук. Думка, 1987. 156 с.
4. Безвинний В.П., Білецький С.В., Бобров О.Б. та ін. Геологічні пам'ятники України/відп. ред. В.І. Калінін, Д.С. Гурський. Том I - III. Київ: ДІА, 2006-2009. 320 с.; 320 с.; 200 с.



Киселевич Л.С.
Путівник ілюстрований світлинами автора.

