

УДК 551.4 /477/

ГЕОМОРФОЛОГІЧНА БУДОВА ПРИРОДНОГО ЗАПОВІДНИКА “МЕДОБОРИ”**К. Москалюк**

*Львівський національний університет імені Івана Франка,
вул. Дорошенка, 41, м. Львів, 79000, Україна*

Розглянуто історію та особливості формування рельєфу вкопного бар'єрного рифу Подільських Товтр. Наведено морфометричні та морфогенетичні характеристики рельєфу природного заповідника “Медобори”, розташованого в центральній частині Товтровою пасма. Запропоновано геоморфологічну регіоналізацію заповідника “Медобори” за морфологічними характеристиками його рельєфу.

Ключові слова: вкопна органогенна побудова, бар'єрний риф, організми-рифобудівники, природний заповідник “Медобори”, Подільські Товтри.

У рельєфі Подільської височини чітко виділяється смуга Товтр – вузького горбистого пасма та груп окремих пагорбів і гребенів. За походженням це бар'єрний риф, який утворився у прибережних теплих водах Сарматського моря 15–20 млн років тому. Товтри збереглися практично в первісному вигляді з характерними для рифових побудов ознаками і формами рельєфу. Тому пасмо Товтр – вкопного бар'єрного рифу – є унікальною пам'яткою природи геологічного минулого і становить значний інтерес для наукових досліджень. Товтри простягаються з північного заходу на південний схід по лінії Підкамінь (Львівська обл.)–Збараж–Скалат–Гримайлів (Тернопільська обл.)–Гусятин–Кам'янець-Подільський (Хмельницька обл.)–Ліпкани (Молдова)–Штефанешти (Румунія) майже на 250 км. Ступінь і форма прояву Товтр у рельєфі в різних його частинах суттєво відрізняються. Тому деякі автори (Рудницький С., 1913, Тейсейр В., 1931, Геренчук К., 1949, Королюк І., 1952) поділяють пасмо на Мильнівські, Збараські та Медоборські Товтри.

Особливо цікавою ділянкою для планомірних геоморфологічних досліджень є територія ПЗ “Медобори”. Заповідник створений 1990 р. на площі 9 455 га у монолітній та залісненій центральній частині Товтровою пасма з метою збереження унікальних природних комплексів Подільських Товтр, генофонду рослинного і тваринного світу та використання їх у наукових цілях та природоохоронній роботі. У межах заповідника представлені найтипівіші для Товтровою горбистого рифового пасма форми рельєфу – Головне пасмо та групи бічних форм Товтр.

Опрацювання літературних джерел та фондових геологічних матеріалів, присвячених вивченню Подільських Товтр, засвідчує, що сьогодні не до кінця вирішені такі питання:

- визначення морфометричних та морфогенетичних особливостей рельєфу на території заповідника “Медобори” на фоні всього пасма Товтр;
- дослідження геоморфологічної регіоналізації Товтровою пасма за морфологічними характеристиками його рельєфу;

- вивчення різних форм і комплексів рельєфу Подільських Товтр, зумовлених особливостями формування бар'єрного рифу, та комплексний аналіз і оцінка природних ресурсів Товтрового пасма з метою оптимізації природокористування.

Наша мета – розглянути особливості формування рельєфу Товтрового пасма у неоген-четвертинний період, виявити регіональні та локальні особливості рельєфу Товтр на прикладі його центральної ділянки – Медоборів, а також зробити спробу геоморфологічної регіоналізації Медоборів за морфометричними показниками. Об'єктом детальних досліджень обрано територію ПЗ “Медобори”, у межах якого 2002–2003 рр. проведено детальні геоморфологічні дослідження та складено низку морфометричних карт – вертикального і горизонтального розчленування, крутості земної поверхні. У ході польових досліджень уточнено та деталізовано геоморфологічну карту заповідника, складену Р.М. Гнатюком 1990 р.

Товтровий бар'єрний риф формувався протягом пізнього тортону–раннього сармату в тектонічно активній зоні Східноєвропейської платформи в межах Волино-Подільської плити. Товтри просторово приурочені до валоподібного підняття підстильних порід, що зумовлене регіональним Теребовлянським розломом північно-західного простягання. У відкладах неогену розлом виявлений досить чітко на розподілі фацій тортону і сармату. У ранньому тортоні на території західних областей України морський басейн був поширений у Передкарпатті, Волино-Поділлі та Закарпатті. Переміщення берегової лінії басейну на схід пов'язують з піднесенням Карпатських гірських споруд. У цей час через опускання південно-західного крила Теребовлянського розлому на територію Волино-Поділля проникло море, однак припідняте північно-східне крило зупинило його подальший наступ. У центральній частині ранньотортонського басейну відкладались своєрідні органогенні породи, які утворились, головню, з червоних водоростей і устриць (устричні банки) або з органічних решток (моховаток, моллюсків, морських їжаків та ін.). Отже, у ранньотортонський час утворилася основа для формування рифової побудови складнішого типу [1, 7].

У *пізньому тортоні* відбулась трансгресія басейну на платформу. У цей час на припіднятих ділянках морського дна (устричних банках раннього тортону) почав формуватися бар'єрний риф на відстані 15–30 км від східного берега Сарматського моря. Риф утворили специфічні організми рифобудівники – літотамнії. Саме протягом пізнього тортону сформувався лінійно витягнутий масивний літотамнієвий риф північно-західного простягання.

У *ранньому сарматі* море займало досить значні площі на території України і було представлене трьома затоками – Дністерською, Танаїською та Борисфенською. Майже через усю центральну частину Дністерської затоки простягалось літотамнієве рифове пасмо. Характер рифоутворення в цей час суттєво змінився. Утворення рифу не було чітко приурочене до певної лінії (на відміну від літотамнієвого рифу пізнього тортону). Це можна пояснити тим, що Товтри займали інше положення щодо берега морського басейну. Внаслідок переміщення моря на південний схід Товтри були розташовані ближче до його західного берега. Сарматські рифові споруди формувались між береговою зоною та вже сформованим літотамнієвим рифом, який був великим хвилеломним бар'єром. Рифові побудови раннього сармату утворені не літотамніями, а, головню, накопиченням серпул та моховаток [1, 5]. Отже, головними рифобудівниками Товар у верхньому тортоні були літотамнієві водорості, у нижньому сарматі – моховатки та серпули.

Як зазначено, Товтровий бар'єрний риф формувався у тектонічно активній зоні Східноєвропейської платформи. Характер формування пасма пов'язаний з розломно-блоковою тектонікою і помітно відрізнявся в межах кожного блока. Риф зростав у прибережній смузі моря, де були сприятливі умови для існування організмів-рифобудівників, але особливості росту рифу, розриви суцільності пасма часто залежали від власне блокових тектонічних зміщень [7].

Унаслідок нерівномірного росту рифу в морських умовах сформувались три головні типи його форм (А.Г. Андреев, В.І. Гук, 1970):

- лінійні вапнякові масиви, утворені літотамнієвими водоростями, з плоскими вирівняними вершинними поверхнями, які досягали поверхні моря та зазнавали абразійного руйнування;
- конусоподібні та лінійні рифові споруди, які практично не досягали поверхні моря;
- відокремлені невеликі рифи.

У середньосарматський час унаслідок тектонічних рухів західна частина морського басейну зменшилася в розмірах. Тоді південно-західне крило Теребовлянського розлому піднялось, а північно-східне – опустилось, що зумовило морську трансгресію у східному напрямі. Майже половина площі, яку займала Дністерська затока, стала суходолом. Процес рифоутворення змінився інтенсивним накопиченням піщано-глинистих відкладів, які знівельовали рельєф різко розчленованого морського дна. На цій території усталився континентальний режим, який є і сьогодні. Завдяки тому, що Товтри були перекриті товщею пухких відкладів, вони практично не зазнавали впливу денудації і збереглися в первинному вигляді [1, 5].

На початку четвертинного періоду Товтри були виведені на денну поверхню процесами денудації. Протягом четвертинного періоду рифові споруди не зазнали значної зміни. Наявні сьогодні гострі вершини бічних товтр та вирівняна поверхня Головного пасма Товтр добре пов'язані з уявленням про положення рівня моря у сарматі. Незначне накопичення уламкового матеріалу на схилах рифу і повна його відсутність з віддаленням від рифу свідчить про виняткову стійкість рифових споруд до денудації та практично повну їхню збереженість [5]. Процес виведення Товтровою пасма на денну поверхню продовжується і донині, про що свідчать численні епігенетично закладені невеликі долини та балки, що розрізають і відкривають Товтрове пасмо.

Територія природного заповідника "Медобори" охоплює цікаву та неоднорідну центральну ділянку пасма Товтр. У межах заповідника представлені характерні для Подільських Товтр форми рельєфу – Головне масивне пасмо та групи бічних товтрових форм рельєфу.

Ступінь та форма прояву Товтрової зони у рельєфі в різних її частинах суттєво відрізняються. Орографічно в Товтровому пасмі досить чітко виділене на значній довжині Головне пасмо, яке вирізняється найбільшими абсолютними висотами і масивною будовою. Найхарактернішими рисами Головного пасма є досить широка і вирівняна вершинна поверхня з витриманою на всій довжині одновисотністю (середні висоти пасма коливаються в межах 380–400 м). Головне пасмо в межах ПЗ "Медобори" розпадається на низку пасом. У північній частині заповідника (Вікнянське лісництво) Головне пасмо має масивну будову (ширина пасма досягає 600–800 м), північно-західний напрям простягання та асиметричну будову схилів (південно-західний схил крутий і короткий – 35–40°, північно-східний пологий і довгий, його крутість не перевищує 10–12°).

Південна частина заповідника “Медобори” (Краснянське і Городницьке лісництва) вирізняється більшими відносними висотами (висоти збільшуються з півночі на південь від 50–80 до 130–160 м) та практично меридіональним напрямом простягання Головного пасма Товтр. На цій ділянці Головне пасмо Товтр представлене низкою паралельних пасом, проте для кожного з них зберігається характерна асиметрична будова схилів: південно-західний схил крутий, північно-східний – пологий. Типова для Товтр асиметрія схилів ускладнена крутим схилом східної експозиції до долини р. Збруч. Ширина Товтрового пасма в долині Збруча максимальна і досягає 10–12 км.

Є кілька поглядів щодо поділу Головного Товтрового пасма на окремі пасма. Наприклад, К.І. Геренчук уважав, що Товтрове пасмо було розділене на окремі масиви внаслідок формування епігенетичних (накладених) річкових долин [3, 4].

Деякі дослідники доводили, що, за аналогією з будовою сучасних рифів, Головне рифове пасмо Товтр початково утворене у вигляді відокремлених пасом. Рифові пасма розділені так званими річковими проходами, які розташовані навпроти гирл річок, що текли з материка у сарматське море. Води річок, які впадали в море, змінювали солоність і температуру морських вод, виносили мулистий матеріал, створюючи несприятливі умови для життя організмів-рифобудівників [6].

Як уже зазначено, характер рифоутворення пов’язаний з розломно-блоковою структурою зони Товтр. Блокові переміщення по зонах порушень продовжувалися і після рифоутворення, що зумовило ступінчастість зміни абсолютних висот вододільних поверхонь рифових масивів. У Головному пасмі Товтрового викопного рифу за гіпсометричним положенням виділяють декілька рівнів поверхонь, які зумовлені умовами їхнього формування та наступною денудацією Товтр.

Кульмінаційний рівень (390–400 м) – рівень вирівняних досить широких (від 200 до 500 м) поверхонь, які простягаються з північного заходу на південний схід на кілька кілометрів. Така одновисотність пасма є характерною особливістю рельєфу Товтр. Щодо походження вирівняної широкої поверхні Головного пасма є кілька думок. Одні дослідники вважають, що в разі досягнення пасмом водної поверхні рифове тіло росло в ширину, що забезпечило утворення горизонтального майданчика [1]. Інші вважають, що утворення даної поверхні пов’язане з денудацією Головного Товтрового пасма протягом пліоцену [3]. Найімовірніше, одновисотність і вирівняність поверхні Головного пасма визначили обидва чинники в комплексі. На цьому рівні скельні виходи вапняків досягають потужності від 10 до 20 м і приурочені до привершинних частин схилів південно-західної, західної і східної експозиції. Виходи в південно-західних, західних частинах схилів можна пояснити приуроченістю Товтрового пасма до зони Збарзького розлому з наступним утворенням структурно-денудаційного уступу. Виходи на схилах східної експозиції поширені в межах долини р. Збруч.

Над кульмінаційним рівнем піднімаються окремі вершини висотою 410–413 м (г. Бохіт – 413,9 м, г. Янцова – 410,2, г. Соколіха – 410,0 м та ін.).

Вододільний рівень (375–380 м) – це рівень опуклих нешироких (до 200 м) поверхонь Головного пасма. На цьому рівні виходи вапняків приурочені до вершинних поверхонь. Виходи порід розташовані або окремими групами висотою вапняків від 0,2–0,5 до 4–5 м (г. Лиса, г. Шотарня, г. Кольда та ін.), або повсюди виходять на поверхню окремими брилами заввишки від 0,2–0,5 до 1–2 м (масив Волове, гребені в пасмі Круглої гірки та ін.). Такі особливості виходів можна пояснити тим, що риф у цій частині не досягав поверхні моря і не зростав у ширину. В пліоценовий час ці поверхні були законсервовані пухкими піщано-глинистими відкладами і збереглися в первісному вигляді.

Отже, можна виділити кульмінаційний рівень Головного пасма Товтр (400–390 м) та вододільний рівень Головного пасма (370–380 м). На геоморфологічній карті заповідника, складеній Р.М. Гнатюком (1991) ці поверхні відповідають структурно-денудаційному рельєфу, який значно перетворений денудацією (у цьому випадку під структурним рельєфом автор розуміє рельєф, створений життєдіяльністю організмів-рифобудівників).

На схилах Головного Товтрового пасма також простежуються окремі майданчики – нижчі ступені на абсолютній висоті 340–360 м, зокрема на східному схилі Головного Товтрового пасма. Зазначимо, що з цієї висоти починається крутий структурно-денудаційний уступ на західному схилі пасма. Утворення цього рівня можна пояснити більшою стійкістю порід до денудації, тобто вони утворились як своєрідні структурно-денудаційні тераси. На згаданій геоморфологічній карті ці поверхні відповідають поверхням нижчого рівня структурно-денудаційного рельєфу.

Добре фіксований структурно-денудаційний рельєф на ділянці бічних форм Товтрового пасма. Бічні форми Товтр – це окремі гребені та пагорби, які трапляються на захід від Головного пасма, досягаючи 325–330 м, іноді 350–360 м абсолютної висоти. Рівень бічних товтр над прилеглими територіями піднімається на 30–40 м. Бічні Товтри виникли у верхньосарматський час, коли наростання серпулево-моховаткових споруд на торгонські літотамнієві рифи не мало форми правильно витягнутих валів, а набувало форми групових побудов. Вони утворювали конусоподібні пагорби з обох боків масивного рифу. Вважають, що бічні товтри в прямому розумінні – це викопні форми, оскільки до появи на денну поверхню вони були похованими під товщею осадових морських та континентальних глинистих і піщаних порід. У сучасному рельєфі бічні товтри представлені скелястими пагорбами на вершинах окремих кряжів або по їхніх боках (Королюк, 1952). Бічні товтри також називали атолами (Барбот-де-Марні, 1876; Ласкарьов, 1914).

Денудаційний рельєф створений схиловими процесами внаслідок відступання порівняно крутих схилів. Особливо помітними в морфології Медоборів є педиментизовані поверхні вздовж підніжжя крутих південно-західних схилів Головного пасма Товтр. Це, зокрема, вузька (до 300 м) вирівняна ділянка від г. Гостра Скеля до с. Паївка вздовж масиву Волове (на півдні Вікнянського лісництва заповідника) та у підніжжі г. Янцова (Краснянське лісництво заповідника).

Добра вираженість структурно-літологічних особливостей у рельєфі Товтр свідчить про значну роль денудаційного чинника. Завдяки тривалій денудації рельєф Медоборів набув останцево-денудаційного вигляду.

Ерозійно-денудаційний рельєф утворений ерозійними (русловими) і схиловими процесами. На території заповідника цей тип рельєфу найпоширеніший і представлений схилами до долин тимчасових водотоків, що свідчить про зародження і розвиток ярково-балкової мережі.

Цікаві особливості формування долин, які перерізають Товтрове пасмо. Можна виділити такі характерні риси цих долин [2]:

- поперечні долини на підході до Товтрового пасма, як звичайно, не змінюють меридіонального напрямку, не роблять спроб обійти Товтри, а прямо врізаються, ніби це пасмо не існувало під час закладення долин;
- у разі проходження через Товтрове пасмо долини зберігають загальну рису – врізані меандри. Долини в межах Товтрового пасма описують круті меандри і повороти як перед, так і після Товтр;

- відносна глибина долин різко зростає в разі проходження через Товтри, зокрема, якщо глибина долини р. Смотрич перед Товтрами і за пасмом становить 80–90 м, то в межах Товтровою пасма зростає до 150 м.

Зазначені риси засвідчують, що в момент закладання різнонапрямлених річкових долин Товтри були перекриті товщею відкладів і не становили перешкоди для формування гідромережі Поділля. Витримане меридіональне простягання річкових долин також є ознакою її тектонічного закладення [3, 7].

Можна припустити, що річки “відкрили” Товтри в добре сформованих річкових долинах, які виникли під час відступання морського басейну. К.І. Геренчук зазначив, що з алювіально-аккумулятивної післясарматської рівнини в море могли впадати річкові потоки і формувати як дельтові відклади на узбережжі, так і теригенні на морському дні. Долини сучасних річок також могли успадкувати ці давні русла [2, 3]. Проте відсутність достовірних фактичних даних не дає змоги підтвердити дане припущення.

Отже, виділено дві морфологічно відмінні системи долинної мережі у межах Товтр. Перша система – це зрілі долинні форми північно-західного простягання. Місцями ці долини перетинають Головне пасмо, утворюючи сідловинні форми. Друга система долин субширотного та меридіонального простягання (ортогональна схема) має чітко виражений омолоджений характер.

На геоморфологічній карті заповідника виділено денудаційно-ерозійний рельєф, створений взаємодією схилових і активних руслових процесів унаслідок довготривалого підмивання річкою Збруч бортів долини. Цей тип рельєфу характерний для крутої меандри р. Збруч поблизу с. Волиця. На цій ділянці схил до долини р. Збруч має значну крутість (до 40–45°) та густу мережу тальвегів тимчасових водотоків. Такий тип рельєфу відповідає схилу давньої меандри р. Збруч поблизу урочища Замчиска (Городницьке лісництво заповідника).

Рельєф комплексного походження (аккумулятивно-денудаційний), створений схиловими процесами внаслідок зниження Товтровою пасма та нагромадження лесу в плейстоцені, представлений в урочищі Мантява (Вікнянське лісництво) у межах схилу північно-східної експозиції.

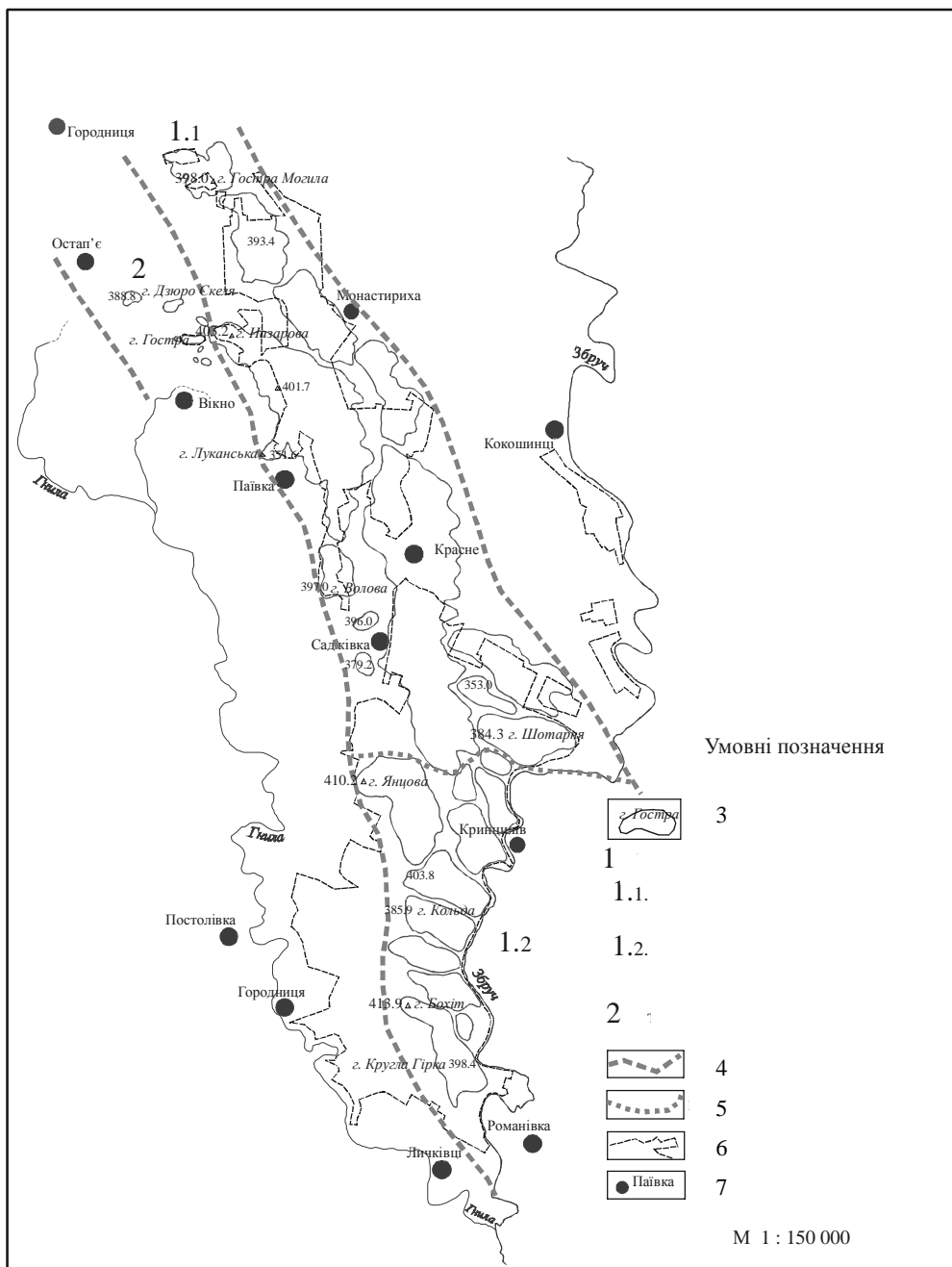
Як бачимо, у рельєфі заповідника відображені всі характерні морфологічні риси Товтровою пасма, зумовлені умовами й особливостями росту рифу, тектонікою регіону та ерозійно-денудаційними процесами, які відбувались протягом континентального етапу розвитку Товтр.

За особливостями походження, геологічної будови, морфологічними характеристиками (вертикальним і горизонтальним розчленуванням, крутістю земної поверхні) та приуроченістю Товтр до блокових тектонічних порушень ми виконали геоморфологічне мікрорайонування території природного заповідника “Медобори”, що розташований у межах Товтровою геоморфологічного району [10, 12]. Виділено два підрайони, один з яких охоплює два мікрорайони (див. рисунок).

Характерна форма Товтровою пасма – масивне рифове пасмо, збудоване літотамнієвими водоростями, які населяли верхньотортонський морський басейн. За особливостями походження та морфологічними характеристиками територію можна виділити як підрайон Головного пасма Товтр.

У межах заповідника Головне пасмо Товтр розпадається на низку пасом, які за морфологічними характеристиками можна об’єднати у два мікрорайони.

Мікрорайон масивного Головного пасма. Головне пасмо представлене трьома суцільними масивними пасмами, які відокремлені долинами північно-західного простя-



Геоморфологічне мікрорайонування території природного заповідника “Медобори”:
 1 – підрайон Головного пасма Товтр; 1.1. – мікрорайон масивного Головного пасма; 1.2. – мікрорайон сильно розчленованого Головного пасма; 2 – підрайон бічних товтр. 3 – межі пасом Товтрового пасма; 4 – межі підрайонів; 5 – межі мікрорайонів; 6 – “Медобори”, 7 – населені пункти.

гання. Для Головного пасма характерні широкі (300–600 м) практично вирівняні вершинні поверхні, не ускладнені масивними виходами порід. Лише зрідка трапляються окремі щербисті розсипи уламків вапняків. Вирівняні вершинні поверхні пасом розміщені практично на одному гіпсометричному рівні – середні висоти коливаються в межах 400–405 м. На цій ділянці чітко виражена асиметрія схилів – південно-західний схил короткий і крутий (у середньому 30–35°), а північно-східний – пологий і довгий (крутість схилу не перевищує 10–12°), місцями модифікований лесовими нагромадженнями. Виходи вапняків висотою від 0,2–0,5 м до 2–5 м приурочені до схилу південно-західної експозиції. Крупні виходи вапняків (до 15–20 м) простежуються у привершинній частині цього схилу.

Мікрорайон сильно розчленованого Головного пасма представлений низкою відокремлених вершинних поверхонь різної форми. Для Головного пасма характерні широкі (200–400 м), практично круглої форми у плані, вирівняні вершинні поверхні та продовгуваті, витягнуті у меридіональному напрямі, вузькі, злегка опуклі гребені. Середні висоти пасом тут значно вищі й становлять 405–413 м. Простягання Головного пасма змінюється з північно-західного на субмеридіональне. На цій ділянці Товтр також простежується характерний крутий уступ південно-західної експозиції. Асиметрію схилів порушує крутий схил східної експозиції до долини р. Збруч. Виходи вапняків потужністю до 0,2–2,0 м виявлені на вершинних поверхнях злегка опуклої форми (на рівні 380–400 м). Потужні виходи вапняків (від 10–15 до 20 м) приурочені до привершинних частин крутих схилів.

Зазначену відмінність у рельєфі Головного пасма Товтр можна пояснити специфікою росту бар'єрного рифу в умовах блокових порушень по розломах тортон-сарматського часу. Субширотним розломом поблизу смт Сатанів зумовлений крутий (під кутом 90°) поворот русла р. Збруч та переривчастість масивної споруди Головного рифового пасма. Про існування меридіонального розлому свідчить різка зміна напрямку течії Збруча з субширотного знову на меридіональний та специфічна форма рифових споруд на цій ділянці. З зазначеним розломом пов'язане утворення печери Перлина [2, 8].

Для Товтрового пасма характерні групи бічних форм товтр, що утворюють окремий підрайон. Виникнення бічних товтр зачисляють до верхньосарматського часу, коли поряд з літотамнієвим бар'єрним рифом формувалися моховатко-серпулеві рифи. У межах заповідника підрайон груп бічних форм рельєфу Товтрового пасма представлений групою ізольованих у плані конусоподібних пагорбів та гребенів, які розташовані у підніжжі г. Назарова (гори Любовня, Гостра Скеля та ін.). Вершинна поверхня пагорбів ускладнена скельними виходами вапняків. Бічні товтри значно нижчі від Головного пасма, вони досягають висоти від 325–330 до 350–360 м, над прилеглими територіями піднімаються на 30–40 метрів.

Отже, особливості геоморфологічної будови Товтр у межах природного заповідника "Медобори" такі:

- Товтрове горбисте рифове пасмо є унікальним геологічним утворенням на території Подільської височини;
- Товтри сформувалися протягом верхнього тортону–нижнього сармату в межах тектонічно активної зони – вздовж лінії ступінчастого опускання фундаменту Східноєвропейської платформи в напрямі Передкарпатського прогину;
- головними рифобудівниками Товтр у верхньому тортоні були літотамнієві водорості, у нижньому сарматі – моховатки та серпули;

- на території природного заповідника “Медобори” представлені головні форми рельєфу Товтр – Головне пасмо та бічні форми Товтр;
- у Товтровому пасмі простежено декілька рівнів поверхонь, які зумовлені умовами формування та наступною денудацією Товтр. На території заповідника виділено такі рівні – кульмінаційний (390–410 м), вододільний (375–380 м) та бічних товтр (325–350 м). Кожен рівень вирізняється морфологічними характеристиками та особливостями геологічної будови;
- за особливостями походження, геологічної будови, морфологічними характеристиками та приуроченістю Товтр до блокових тектонічних порушень територію заповідника можна розділити на два геоморфологічні підрайони – Головного Товтровоного пасма та груп бічних форм рельєфу Товтровоного пасма. У межах заповідника Головне пасмо Товтр розпадається на низку пасом, які за морфологічними характеристиками можна об’єднати у два мікрорайони – масивного Головного пасма та сильно розчленованого Головного пасма.

-
1. Андреев А.Г., Гук В.И. Новые данные о морфологии и неотектонике Подольской рифогенной зоны // *Материалы по геологии, гидрогеологии и геохимии Украины, Казахстана, Алтая и Забайкалья*. – 1970. – №6. – С. 27–35.
 2. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Вольно-Подольская. (Объяснительная записка) / Ред. П.Л. Шульга. – Киев, 1972. – 89 с.
 3. Геренчук К.И. Подольские Толтры (геоморфологический очерк) // *Изв. Всесоюз. геол. об-ва*. – 1949. – Т. 81. – Вып. 5. – С. 325–329.
 4. Геренчук К.И. Геоморфология Подолии // *Уч. зап. Чернов. ун-та. Сер. геол.-геогр. наук*. – 1950. – Т. 8. – Вып. 2. – 1950. – С. 89–110.
 5. Знаменська Т.О. Товтровий кряж та його місце у структурі Південно-Західної країни Східно-Європейської платформи // *Геол. журн.* – 1976. – Т. 36. – Вып. 5. – С. 54–62.
 6. Ковалишин Т., Каплун І. До питання формування рельєфу і ландшафтів Подільських Товтр // *Наук. зап. Терноп. держ. пед. ун-ту. Сер. географія*. – 1998. – №2(7). – С. 38–42.
 7. Королюк И.К. Подольские Толтры и условия их образования // *Тр. Ин-та. геол. наук АН СССР. Сер. геол.* – 1952. – Вып. 110. – № 56. – 120 с.
 8. Літопис природи ПЗ “Медобори”. Розділ 3. Рельєф: геологія, геоморфологія, ландшафти / Фондові матеріали природного заповідника „Медобори”. – Кн. 1. – Т. 1. – 1991–1993 рр.
 9. Медведев А.П., Яськів С.П. Про Тербовлянський розлом у межах Волино-Поділля // *Геологія і геохімія горючих копалин*. – 1971. – Вып. 25. – С. 70–75.
 10. Рудницький С. Знадоби до морфології Подільського сточища Дністра. – Львів: Вид-во НТШ, 1912. – 310 с.
 11. Стратиграфия УРСР. Неоген: В 11 т. / Гол. ред. В.Г. Бондарчук. – К.: *Наук. думка*, 1975. – Т. 10. – С. 82–111.
 12. Цись П.М. Геоморфологія УРСР. – Львів: Вид-во Львів. ун-ту, 1962. – 222 с.
 13. Teisseyre W. Atlas geologiczny Galicyi. 1900. Zeszyt 8. – Tarnopol, 1931. – 330 с.

GEOMORPHOLOGY STRUCTURE OF MEDOBORY NATURAL RESERVE**K. Moskalyuk**

*Ivan Franko National University of Lviv,
Doroshenko Str., 4, UA – 79 000 Lviv, Ukraine*

The rocky limestone hills of the Tovtry rise in a scenic ridge above the surrounding plains of Podillya region. The Tovtry range is the remains of the barrier reef, which existed at the coastal waters of Sarmatsk sea 15–20 mln. years ago. The hills and ridges of fossil reef are preserved on the surface of earth in their primeval state with characteristic features and forms, and that is why the area is a unique memory of the geological past. The most monolithic part of the area, covered with forests, is called Medobory. Natural reserve “Medobory” was created just in this part of the Tovtry range. The reserve is not only an object of natural protection, but also a scientific and research institution, where the research of geomorphologic structure has been carried out.

Key words: fossil organic build-up, barrier reef, reef building organism, natural reserve “Medobory”, Tovtry rang.

Стаття надійшла до редколегії 20.09.2005

Прийнята до друку 30.09.2005