

УДК 551.4 /477/

ПРО ФОРМУВАННЯ РЕЛЬЄФУ ПОДІЛЬСЬКИХ ТОВТР

К. Москалюк

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

Проаналізовано припущення різних дослідників щодо умов та часу виникнення основних форм рельєфу Подільських Товтр – Головного пасма та бічних товтр. На підставі аналізу даних геологічного буріння з'ясовано особливості формування сучасного рельєфу Товтр протягом міоцен-четвертинного періоду.

Ключові слова: Подільські Товтри, Медобори, Головне пасмо, бічні товтри, викопна органогенна побудова, бар'єрний риф, атол, Східний Паратетис.

Товтри – це яскраво виражений орографічний елемент у сучасному рельєфі Подільської височини. Вони простягаються з північного заходу на південний схід уздовж лінії Підкамінь (Львівська обл.)–Гаї–Розтоцькі–Збараж–Скалат–Красне–Личківці (Тернопільська обл.)–Іванківці–Вишнівчик–Кам'янець–Подільський (Хмельницька обл.)–Ліпкани (Молдова)–Штефанешти (Румунія) майже на 250 км. За походженням це викопні органогенні споруди, які сформувались у мілководних прибережних водах міоценового Паратетису, що існував на території України 13–18 млн років тому.

У геологічній та географічній літературі Подільськими Товтрами прийнято називати увесь комплекс викопних органогенних побудов – Головне пасмо та бічні товтри, які сформувались протягом верхнього баденію та нижнього сармату, а сьогодні зазнають комплексної денудації. Проте рифові побудови баденію та сармату суттєво відрізняються, оскільки вони формувалися в абсолютно відмінних палеогеографічних умовах. Головне пасмо Подільських Товтр утворює відпрепарований денудацією бар'єрний риф, складений верхньобаденськими органогенними та органогенно-детритовими вапняками, які локально перекриті серпулітовими вапняками нижнього сармату. Бічні товтри – це рифові споруди нижнього сармату, які в сучасному рельєфі виявляються у вигляді відокремлених скелястих, часто конусоподібних пагорбів чи груп пагорбів, які, зазвичай, розташовані на північний захід від Головного пасма Подільських Товтр.

Для формування складних органогенних побудов необхідний комплекс умов. Передусім утворення органогенних побудов пов'язане з інтенсивним локальним розвитком організмів рифового біоценозу, життєдіяльність яких відбувається в особливих екологічних умовах. Для формування складних диференційованих рифових побудов потрібно, щоб рифобудівники розселились не рівномірно по дну басейну, а окремими групами з високою щільністю. Такими локальними ділянками слугують додатні форми рельєфу морського дна. Отже, друга умова для розвитку рифів – відповідний рельєф дна морського басейну. Приуроченість органогенних побудов до припіднятих ділянок дна зафіксовано як для дрібних побудов невеликої потужності, так і для великих бар'єрних рифів [6].

Основою для росту баденських рифових побудов Поділля була обмілина, виражена у рельєфі морського дна як додатний елемент, що визначений наявністю давнього силурійського підняття [5, 6]. Формування обмілини зумовлене седиментаційними причинами – значною швидкістю осадонакопичення. Молодші органогенні утворення нижнього сармату приурочені до шлейфоподібних обмілин, які простягались від Головного рифового пасма й утворились унаслідок його руйнування [5].

Виникнення додатних форм рельєфу дна, головню, зумовлене тектонічними підняттями. Для тривалого росту рифів також потрібне збереження швидкості прогинання на одній ділянці, тому ланцюги рифів зазвичай бувають приурочені до великих довготривалих розломів, положення яких фіксоване у просторі. Отже, розвиток органогенних побудов пов'язаний з тектонічним режимом території.

Подільські Товтри формувались у тектонічно активній зоні Волино-Подільської плити. Тектонічна активність Товтрової зони простежена на різних етапах історії розвитку Волино-Поділля. Диференційовані й різнонапрямлені рухи блоків у межах цієї зони зумовили, зокрема, розподіл фацій міоценових відкладів і створили сприятливі умови для рифоутворення. Протягом пізнього баденію зона контролювала положення східного берега басейну, а в ранньому сарматі – західного [1].

У пізньокрейдодовий час (сеноман) у районі Товтрової пасма був витягнутий у північно-західному напрямі острів, який не покривало море. Про цей факт свідчить відсутність крейдодових відкладів у смузі шириною до 18 км, що витягнута у північно-західному напрямі від м. Кам'янець-Подільський до смт Гримайлів (уздовж лінії Красне–Закупне–Гуменці–Кам'янець-Подільський–Летава–Гусятин–Толстеньки). В епоху передбаденської трансгресії зазначена територія виділялась у рельєфі у вигляді пологого підняття [5].

Морські умови на території Поділля усталились у пізньому баденії. У цей час на піднятих ділянках морського дна (валах, біогермних банках) за 15–30 км від східного берега Центрального Паратетису по лінії Ратищі–Збараж–Сатанів–Гримайлів–Кам'янець-Подільський почав формуватися бар'єрний риф (рис. 1). Риф утворили організми-рифобудівники – літотамнії, які належать до червоних (багрянкових) ниткових багатоклітинних водоростей [7]. У Товтрах місцями трапляються корали, що відрізняє Товтри від аналогічних утворень на Розточчі [14]. Спорадично трапляються ділянки рифу, збудовані моховатками (наприклад, поблизу с. Гуменці). Таксономічний склад коралів у Товтрах засвідчує їхню значну подібність до інших рифів міоцену з морських середземноморських басейнів та Центрального Паратетису [5, 14].

Територія морського басейну в передкарпатській западині у пізньому баденії досягла значних розмірів порівняно з басейнами раннього та середнього баденію – море поширилось далеко на платформу. На північний схід від рифових побудов формувались лагунні відклади, головню літотамнієві вапняки, які далі на південний схід фаціально заміщені прибережними пісками з багатою фауною моллюсків [2, 4]. На південний захід від Товтр поширені верхньобаденські карбонатні глибоководні фації [10].

Рифові споруди верхнього баденію в сучасному рельєфі утворюють ланцюг лінійно витягнутих пагорбів. Т.А. Знаменська (1985) з'ясувала, що відносна прямолінійність простягання Товтрової пасма зумовлена Тербовлянським розломом, який розділяв блоки земної кори з різним режимом тектонічного розвитку. Зміщення блоків по розлому привели до утворення структурних виступів на дні міоценового моря і створили сприятливі умови для їхнього заселення організмами-рифобудівниками.

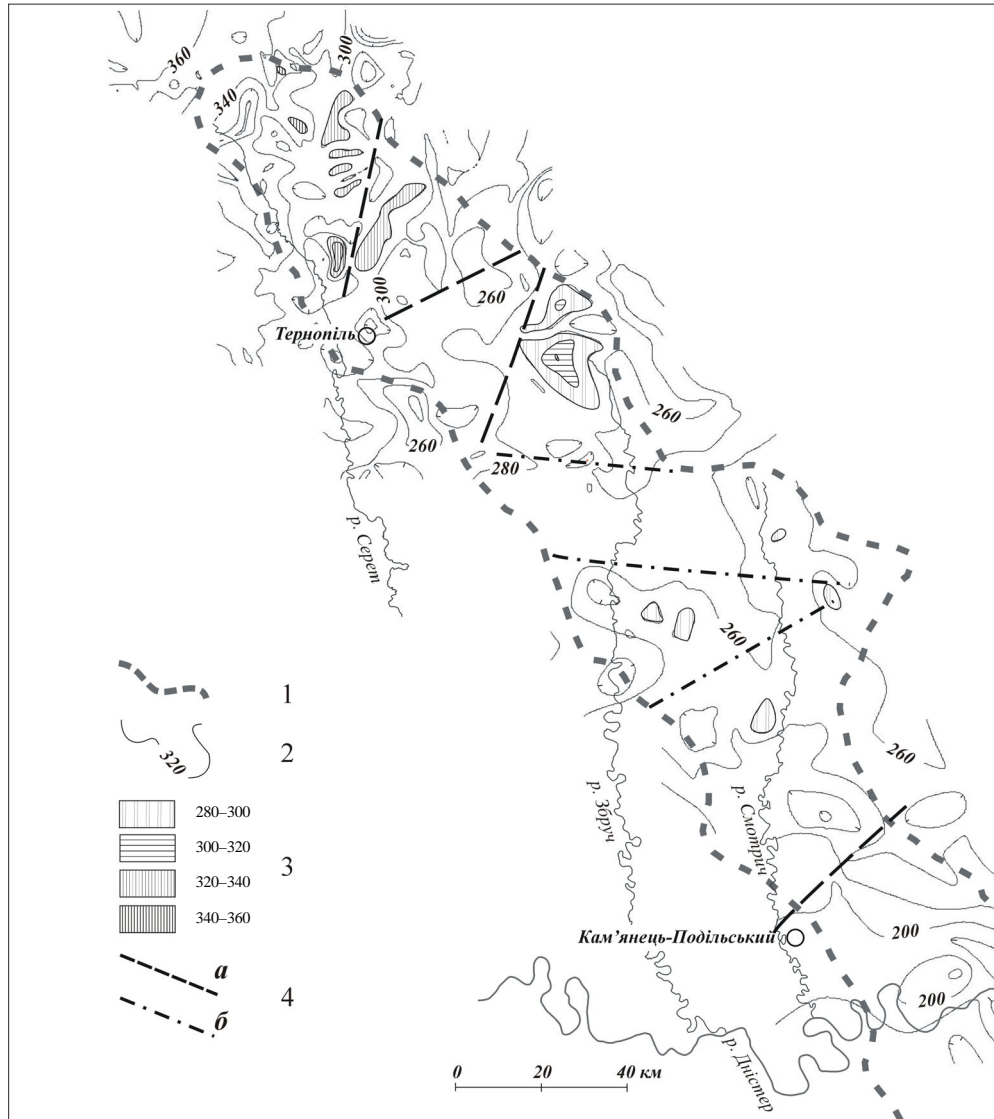


Рис. 1. Гіпсометрія підшови верхнього баденію, за [9]: 1 – межі Подільських Товтр у сучасному рельєфі; 2 – ізолінії підшови відкладів верхнього баденію, м; 3 – абсолютні відмітки підшови відкладів верхнього баденію, м; 4 – локальні розривні порушення у верхньому баденії, добре (а) та погано (б) виражені зміщенням підшови відкладів верхнього баденію.

На підставі аналізу гіпсометрії підшов верхньобаденських та нижньосарматських рифових відкладів можна зазначити про низку особливостей рельєфу Головного пасма, які були протягом нижнього баденію [9]. У цей час сформувались лінійно витягнуті пасма з вирівняною вершинною поверхнею. До сучасної долини р. Збруч баденський рифовий масив утворювали дугоподібно витягнуті пасма, розділені незначними зниженнями (рис. 2). За даними Михайлова В.А. (1971), абсолютні висоти вершинних по-

верхонь Головного рифового пасма на цій ділянці становили 360–390 м. Від долини р. Збруч абсолютні висоти баденського рифу знижувалися до 330–320 м унаслідок загального нахилу території Подільської плити на південь. На окремих ділянках рифові пасма не формувались. К.І. Геренчук уважав [2], що Товтрове пасмо було розділене на окремі масиви внаслідок формування епігенетичних (накладених) річкових долин. Інші дослідники [4], проводячи аналогію будові сучасних рифів, переконують, що Головне рифове пасмо початково було утворене у вигляді відокремлених пасом. Рифові пасма розділяють так звані річкові проходи, розташовані навпроти гирл річок, які текли з материка. Води річок, які впадали в море, змінювали солоність і температуру морських вод, вносили мулистий матеріал і цим створювали несприятливі умови для життя організмів-рифобудівників.

На межі баденію і сармату, у зв'язку з перебудовою регіонального структурного плану Поділля, палеогеографічна ситуація Паратетису в районі рифового пасма помітно змінилась. Передкарпатська западина, яка в баденії була частиною Середнього Паратетису, у сарматі стала де-факто фрагментом Східного Паратетису (тобто басейну евксинсько-каспійського), утворивши витягнуту далеко на північний захід Галицьку затоку, яка не мала безпосереднього сполучення з панонським басейном [14].

У ранньому сарматі рифоутворення поновилось і було приурочене до західного берега морського басейну. Умови рифоутворення в цей час суттєво змінилися – формування рифів уже не було чітко приурочене до певної лінії, хоч і відбувалось у районі пізньобаденського літотамнієвого рифу. Основою для формування порівняно великих сарматських органогенних споруд слугували баденські рифові масиви, внаслідок чого утворились складні двоярусні побудови. Дрібніші сарматські органогенні споруди частіше формували окремі невеликі пасма вздовж західного схилу літотамнієвого рифу, орієнтовані відповідно до нової північно-східної структурно-фаціальній зональності під прямим кутом до літотамнієвого рифу [5].

Формування Подільських Товтр протягом верхнього баденію–нижнього сармату було визначене розломами північно-західного і північно-східного простягання. У пізньому баденії рифоутворення контролювали розломи північно-західного напрямку, у ранньому сарматі – північно-східного. З зазначеними напрямками збігаються витримані на всій довжині Товтр головні системи тріщин у рифових масивах – поздовжні та поперечні [12]. Отже, на формування Товтрових органогенних споруд, крім регіонального Тербовлянського розлому, який зумовив генеральний північно-західний напрям простягання Товтр та їхню лінійну конфігурацію, значно впливали розломи північно-східного напрямку.

За результатами геологознімальних робіт, виконаних В.А. Михайловим (1967–1971), розломи північно-східного простягання належать до трьох груп: розломи, що були активні у міоцен-четвертинний час (дислокації фіксовані у гіпсометрії сучасної поверхні, підосві верхньобаденських відкладів, зміною потужності та літологічного складу рифових відкладів); розломи, активні переважно у пізньобаденський–ранньо-сарматський час із загасанням тектонічної активності у четвертинний час (порушення фіксовані зміщенням підосви верхньобаденських відкладів, зміною потужності рифових відкладів, однак не виявлені у сучасному рельєфі) та розломи, активні переважно у пліоцен-четвертинний час (уздовж розривних порушень фіксовані виразні гіпсометричні зміщення в сучасному рельєфі без закономірної зміни відміток підосви верхньобаденських відкладів, їхньої потужності та літологічного складу в межах різних блоків).

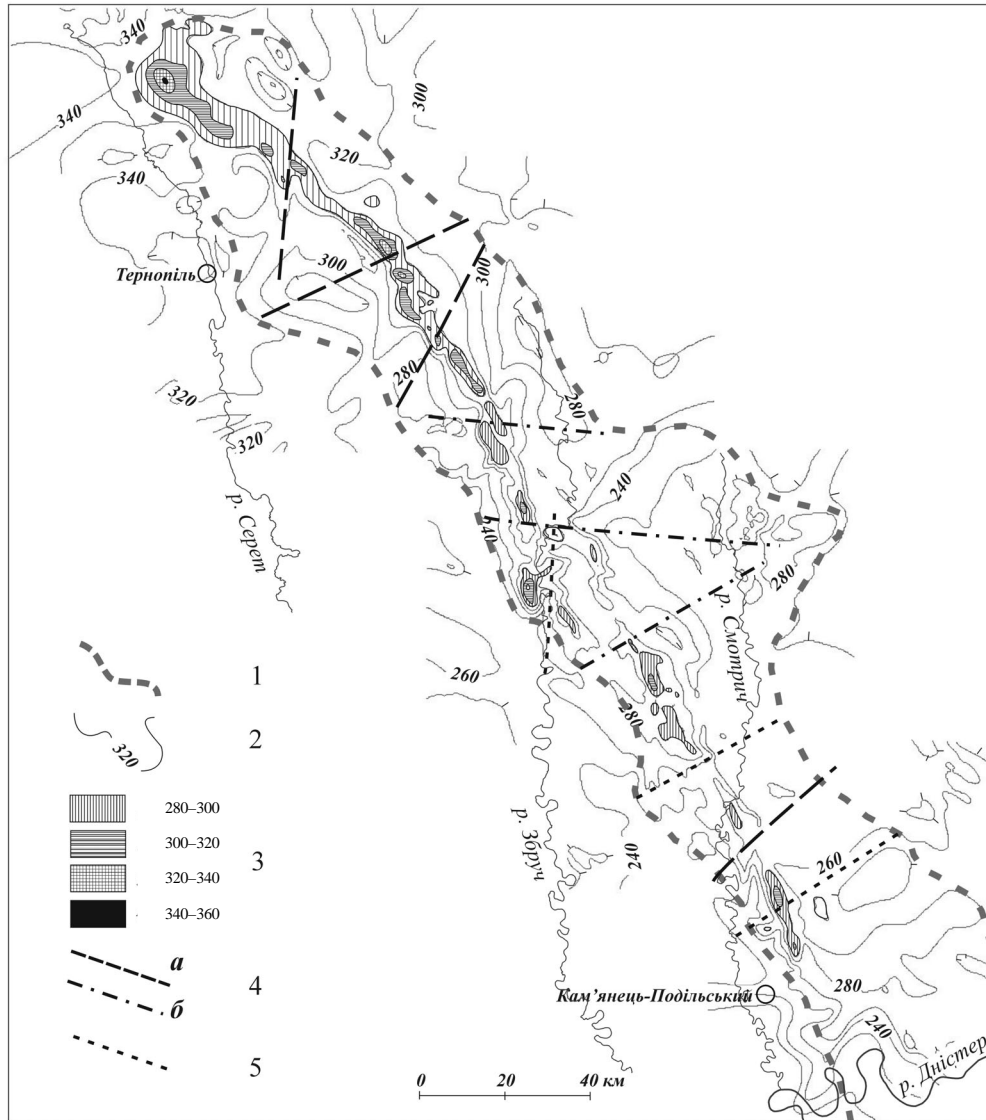


Рис. 2. Гіпсометрія підосви нижнього сармату, за [9].

Позначення ті ж, що й на рис. 1; 5 – імовірні локальні порушення у нижньому сарматі.

Отже, на підставі аналізу гіпсометрії сучасної поверхні Головного пасма Подільських Товтр, гіпсометрії підосви верхньобаденських рифових відкладів, розподілу зміни потужностей та літологічного складу міоценових відкладів, відповідну ділянку земної кори можна розділити на низку блоків, розділених розломами північно-східного простягання (А.Г. Андреев, В.І. Гук, 1970; В.А. Михайлов, 1971; Й.М. Свинко, 1998). З огляду на це, морфологічні особливості рельєфу Головного пасма та бічних товтр треба розглядати з урахуванням існування тектонічних розломів. Риф зростає у прибережній

смузі моря, де були сприятливі умови для існування організмів-рифобудівників, але особливості зростання, переривчатість суцільності пасма часто були визначені власне блоковими тектонічними зміщеннями.

Розлом по лінії сіл *Добриводи–Дубівці*, що виявив А.Г. Андрєєв (1970), успадкований річкою Гніздечна і розмежовує ділянки Товтр з різними відмітками сучасної поверхні Головного пасма. За даними буріння (Михайлов В.А., 1969), у південно-західному блоці відмітки підшови верхньобаденських відкладів у свердловинах 156, 46, 42, відповідно, дорівнюють 324,0, 321,1 та 322,0 м. У північно-східному блоці в свердловинах 53, 51 та 83 – відповідно, 309,8, 305,1 та 305,0 м. Отже, тектонічне зміщення підтвержене перепадом абсолютних відміток у різних блоках у середньому на 15,8 м.

Поблизу села Добриводи розташоване велике родовище детритових вапняків. Оскільки детритові вапняки формуються внаслідок руйнування рифових і мають шлейфову природу накопичення, то значні їхні потужності є ще одним доказом блокових зміщень на цій ділянці.

За даними А.Г. Андрєєва, В.І. Гука (1970) і нашими спостереженнями, блокове зміщення по розлому Добриводи–Дубівці відбувається і тепер. Про це свідчать відмінності у розвитку ярково-балкової мережі на протилежних берегах річки Гніздечної. На правому березі глибокі балки з прогресованими вторинними врізами розташовані на захід та північний захід від с. Добриводи, на північний захід від с. Чумалі, на південний захід від с. Дубівці. На лівому березі р. Гніздечної, незважаючи на аналогічні умови рельєфу та геологічну будову, слідів сучасних ерозійних процесів практично нема. Долина допливу річки Гнізна Гнила, у пригирловій частині якого розташоване с. Оприлівці, має значну ширину, пологі схили та сильно заболочену заплаву. Ці ознаки свідчать про розташування долини притоки в межах блока, який опускається.

Наступний розлом, намічений А.Г. Андрєєвим (1970), проходить в околицях с. *Стриївка*. На цій ділянці Головне пасмо перерване. Подільські Товтри виражені в рельєфі окремими невеликими пасмами нижньосарматського часу. У північно-західному блоці (цього зміщення) відмітки підшови верхньобаденських відкладів у свердловинах 412 і 413, відповідно, дорівнюють 268,0 і 262,0 м; у південно-східному блоці за свердловинами 410 і 411, відповідно, 279,0 і 272,0 м. Тектонічне зміщення підтвержене перепадом абсолютних відміток підшови верхньотортонських відкладів у суміжних блоках у середньому на 10,5 м [9].

Розлом по лінії сіл *Старий Скалат–Хмелиска* розмежовує ділянки Товтр, які відрізняються відмітками абсолютних висот вершинної поверхні Головного пасма. Північно-західний блок Головного пасма Товтр припіднятий щодо південно-східного у граничному пункті с. Полупанівка на 18,3 м.

Тектонічне зміщення по наміченій лінії підтвержене також різницею у відмітках підшови верхнього баденію у свердловинах 25, 24, яка становить 17 м. В опущеному блоці потужність рифових вапняків верхнього баденію становить 88 м (св. 21), а в піднятому блоці – 52 м (св. 25) [9].

Дугоподібне відхилення Головного пасма Товтр від загального північно-західного напрямку його простягання, яке простежують поблизу с. *Остан'є*, може бути зумовлене існуванням вузької зони тектонічного опускання між двома порівняно стабільними блоками [9]. На цій ділянці відмітки підшови верхньобаденських вапняків у північно-східному блоці за даними свердловин 403, 407, 421 становлять, відповідно, 268, 268 та 264 м, у південно-західному за даними свердловин 406, 445 – відповідно, 265 та 264 м.

У вузькому опущеному блоці сумарна потужність відкладів нижнього баденію та верхнього сармату за даними свердловин 404, 51 дорівнює, відповідно, 54 та 56 м.

Існування розломів уздовж долини *річки Збруч* результатами буріння не підтвержене. Проте в районі смт Сатанів помітна значна зміна нахилу русла. Наявністю розлому можна пояснити різку зміну напрямку течії ріки з меридіонального на широтний з наступним поворотом у смузі рифів на південь уздовж субмеридіонального розлому. Формування Іванківського родовища детритових вапняків також пояснюють блоковими зміщеннями уздовж долини р. Збруч (А.Г. Андреев, В.І. Гук, 1970).

Ширина Товтрового пасма в районі його перетину р. Збруч максимальна і досягає 10–12 км. На цій ділянці пасмо значно розширюється внаслідок припіднятого блока з низки великих викопних рифових масивів. Напрямок простягання окремих пасом Товтр збігається з напрямками намічених геологами розломів.

Головне пасмо на правобережжі р. Жванчик утворює низка паралельних пасом північно-західного простягання. На цій ділянці А. Андреев і В. Гук [1] виділили розлом по лінії сіл *Закупне–Кутківці*, що збігається з долиною р. Жванчик. Проте за даними геологічного буріння [1, 9] перепаду абсолютних відміток підосви верхньобаденських відкладів у суміжних блоках практично нема (становить у середньому 1,3 м).

Цей факт пояснюють тектонічною інверсією (зміною знака вертикальних рухів уздовж розлому) під час формування органогенних побудов і після завершення формування рифу в міоцені. У процесі утворення рифу північно-західний блок опускався щодо південно-східного. У час завершення рифоутворення плоскі вирівняні вершинні поверхні Головного пасма Товтр перебували на одному гіпсометричному рівні, а відмітки підосви верхньобаденських відкладів у північно-західному блоці були нижчими. У верхньому сарматі північно-західний блок почав підніматися, а південно-східний – опускатися, внаслідок чого гіпсометричні рівні поверхонь Головного пасма практично вирівнялись.

Тектонічне порушення по цій лінії підтвержене коліноподібним вигином долини р. Жванчик і різким виклинюванням рифових фацій верхньобаденського під'ярусу вздовж північного краю простягання Товтрового пасма від станції Закупне до р. Смотрич, а також збільшенням потужності верхньобаденських рифових вапняків у північно-західному блоці (зокрема, у родовищі вапняків Лисогірка).

Тектонічний розлом намічений В. Гуком, А. Андреевим [1] по долині *річки Мукиша* в околицях с. Привороття. За даними свердловин перевищення суміжних блоків становить у середньому 25 м. Підтверджує наявність розлому глибоко врізана долина р. Мукші, на захід від якої простежено потужний розвиток рифових фацій верхнього баденію і нижнього сармату, а на схід рифових фацій зовсім нема. Потужність рифових вапняків верхнього баденію–нижнього сармату в опущеному північно-західному блоці становить понад 100 м.

У середньому сарматі в межах Товтрової зони блокові переміщення вздовж розломів північно-східного напрямку тривали, що зумовило ступінчастість зміни гіпсометрії поверхні рифових масивів. Абсолютні висоти вершинної поверхні Головного пасма Товтр змінюються з північного заходу на південний схід від 430 м поблизу с. Підкамінь до 350 м у долині р. Дністер. Зниження висот відбувається не плавно, а окремими сходинками з практично одновисотним горизонтальним положенням вершинних поверхонь Головного пасма [1].

Отже, геоморфологічна будова викопного бар'єрного рифу Подільських Товтр пов'язана з умовами тектонічного розвитку Подільської плити.

Наприкінці раннього сармату почалася нова фаза підняття північно-західної частини Поділля, яка зумовила регресію моря на схід. Морський режим зберігся до раннього сармату лише в західній частині Поділля. Море регресувало внаслідок інтенсивнішого підняття північно-західної частини області Товтрового пасма щодо південно-східної. Наприкінці раннього сармату заклалась, відповідно до загального нахилу місцевості, тогочасна річкова мережа південно-східного напрямку. Це підтверджують напрями приток річок Серету, Гнізни, Жванчику, Смотричу та Мукші. Притоки сучасних річок Поділля успадкували напрям давнішої гідромережі [2, 8].

Локальна рухомість Товтрової зони зумовила низку особливостей гідрографії Поділля. Протягом четвертинного періоду Товтри піднімались і надалі, з інтенсивнішим підняттям їхньої північної частини. Результатом нового розподілу висот стала докорінна перебудова річкової мережі Поділля – річки змінили напрям руху з південно-східного діагонального на меридіональний [3].

З Товтровою зоною пов'язані найскладніші врізані меандри Дністра (Студеницький вузол). У місці перетину Товтрового пасма лівими притоками Дністра простежено закономірне зміщення їхніх русел зі сходу на захід з підмиванням правих берегів (рис. 3). На північно-східному схилі Товтрового пасма річки течуть паралельно до напрямку Товтр з північного заходу на південний схід, а в межах Товтрового пасма змінюють напрям на південно-західний, перетинаючи пасмо по найкоротших відрізках. Після перетину Товтр річки знову змінюють напрям на меридіональний відповідно до загального нахилу Подільської плити. Зазначені особливості гідромережі Подільських Товтр підтверджують локальну тектонічну рухомість Товтрової зони та існування поперечних порушень північно-східного напрямку. Долини річок Серет Лівий, Гнізна, Збруч, Смотрич, Мукша, які перетинають Товтри у поперечному напрямі, одночасно є межами, які поділяють пасмо на низку блоків з різною висотою вододільних поверхонь [12].

Як впливає з зазначеного, загальне підняття південно-західної окраїни Східно-європейської платформи, а відповідно, Подільської плити та Подільських Товтр, що почалося наприкінці раннього сармату і тривало протягом пліоцену і плейстоцену, відбувається і в голоцені. Про підняття цієї території свідчать молоді ерозійні врізи в межах Головного пасма Товтр.

Отже, Головне пасмо Подільських Товтр почало формуватись у верхньому баденії. За даними геологознімальних робіт можна зазначити низку особливостей рельєфу, на якому утворювався літотамнієвий бар'єрний риф. Територія була полого нахилена з північного заходу на південний схід. Абсолютні відмітки території на північному заході становили 360–380 м, на південному сході – 170–200 м (див. рис. 1). Рельєф цієї ділянки був слабкорозчленованим, за винятком північно-західної частини, де простежено локальні підняття відносною висотою 25–40 м. Імовірно, що зазначені пагорби стали основою для формування рифових пасом. У сучасному рельєфі на цій ділянці Головне пасмо Подільських Товтр не утворює суцільного масиву, а представлене низкою послідовно розташованих пасом.

У центральній частині (сучасна долина р. Збруч) середні значення підшви відкладів верхнього баденію становлять 260–270 м. Рельєф ділянки був слабкорозчленований, у верхньому баденії тут зафіксоване незначне (до 20–30 м) пологосхиле підняття. Саме на цій ділянці ширина сучасного Головного пасма Товтр максимальна і становить 15–20 м (див. рис. 3). Головне пасмо тут представлене низкою паралельно розташованих масивних пасом.

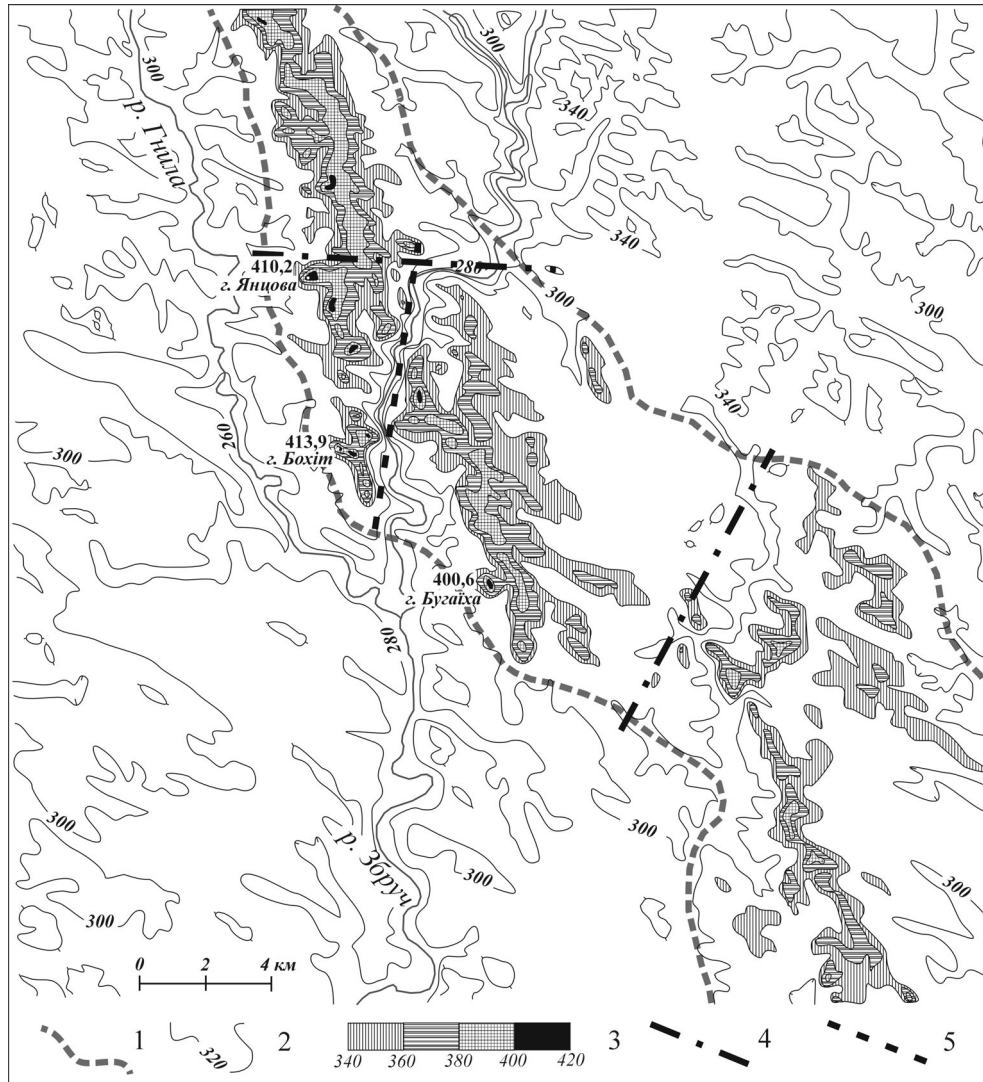


Рис. 3. Гіпсометрія сучасного рельєфу Подільських Товтр: 1 – межі Подільських Товтр; 2 – ізолінії сучасного рельєфу, м; 3 – абсолютні відмітки рельєфу, м; 4 – погано виражені локальні розривні порушення у верхньому баденії; 5 – імовірні локальні порушення у нижньому сарматі.

На південному сході території поширення Товтр абсолютні відмітки підосви відкладів верхнього баденію мінімальні й становлять 210–170 м. У рельєфі підосви верхньобаденських відкладів є незначні підняття (до 20–30 м) та зниження (до 40 м). Як і на північному заході території Товтр, тут бар'єрний риф не утворював суцільного пасма, а розбитий на окремі послідовно розташовані масиви.

Незважаючи на значне зниження абсолютних висот Головного пасма, потужність рифових відкладів на різних ділянках практично не змінюється. На сучасному межиріччі Серету та Збруча баденський риф утворює вигнуту в діагональному напрямі дугу (випуклу на схід), яка складається з потужних (до 60–80 м) окремих пасом. Абсолютна висота зазначених пасом коливається в межах 380–360 м. Південніше, на межиріччі Збруча та Дністра, напрям простягання баденських рифових пасом змінюється з діагонального на субмеридіональний. У долині Збруча зареєстровано перепад абсолютних висот пасма з 360 до 320–340 м. Такі абсолютні висоти характерні для всіх рифових пасом межиріччя Збруча та Дністра. Потужність рифових пасом цієї ділянки змінюється від 40–60 м до 60–80 м.

Рифове пасмо верхнього баденію за напрямом простягання, абсолютними висотами та потужністю відкладів можна розділити на дві частини, розмежовані сучасною долиною р. Збруч (див. рис. 3).

Характер формування органогенних утворень нижнього сармату значно відрізнявся. Серед причин, які вплинули на формування і розвиток рифових утворень нижнього сармату, важливе значення мав бар'єрний риф верхнього баденію. Внаслідок руйнування літотамнієвого рифу утворились обмілини, які були основою для формування окремих рифових побудов нижнього сармату (сучасні бічні товтри). Утворення окремих сарматських невисоких пасом, зазвичай, приурочене до розчленованіших ділянок Головного пасма, у центральній частині Подільських Товтр бічних товтр немає.

Відклади нижнього сармату також формувались на рифових пасмах, унаслідок чого абсолютні висоти Головного пасма на окремих ділянках зросли. Різниця абсолютних висот підшви відкладів нижнього сармату та сучасної поверхні Головного пасма Товтр становить 15–25 м.

Отже, незважаючи на порівняно значну кількість праць, присвячених вивченню геологічної та геоморфологічної будови Подільських Товтр, є ще багато питань, які потребують вирішення та уточнення, а саме: вивчення залежності різноманітних груп бічних товтр від палеорельєфу; модифікація рельєфу викопних рифових побудов Подільських Товтр четвертинними утвореннями та особливості геоморфологічної будови річкових долин, які перетинають Головне пасмо Товтр.

-
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. Геренчук К.И. Подольские Толтры (геоморфологический очерк) // *Изв. Всесоюз. геол. об-ва*. – 1949. – Т. 81. – Вып. 5. – С. 325–329.
 2. Киндюк Б.В., Овчарук В.А. Закономерности строения и распределения гидрографической сети Подолья в связи с тектоникой // *Геол. журн.* – 2005. – № 4. – С. 90–96.
 3. Ковалишин Т., Каплун І. До питання формування рельєфу і ландшафтів Подільських Товтр // *Наук. зап. Терноп. пед. ун-ту. Сер. географія*. – 1998. – № 2(7). – С. 112–118.
 4. Королюк И.К. Подольские Толтры и условия их образования // *Тр. Ин-та. геол. наук АН СССР. Сер. геол.* – 1952. – Вып. 110. – № 56. – 120 с.
 5. Кузнецов В.Г. Геология рифов и их нефтегазоносность. – М.: Недра, 1978. – 304 с.
 6. Кузнецов В.Г. Эволюция рифовой формации в свете общей эволюции карбонатонакопления // *Геология рифов. Материалы Междунар. совещ.* – Сыктывкар: Геопринт, 2005. – С. 94–95.
 7. Ласкарев В. Д. Геологические исследования в юго-западной России (17-й лист общей Геол. карты Европейской России) // *Тр. Геол. комитета. Нов. сер.* – 1914. – № 77. – 540 с.

8. Михайлов В.А. Прогнозно-геологическая оценка известняков Толтровей гряды как сырья для различных отраслей промышленности: Отчет о работах проведенных в 1967–1971 гг. Киев, 1971.
9. Наливкин Д.В. Фации скал и обвалов// Проблемы сов. геологии. – 1937. – Т. 7. – № 2. – С. 142–145.
10. Рудницький С. Знадоба до морфології Подільського стоїща Дністра. – Львів: Вид-во НТШ, 1912. – 311 с.
11. Свинко Й. Розривні тектонічні порушення Товтрової гряди і їх відображення в сучасному рельєфі // Наук. зап. Терноп. пед. ун-ту. Сер. Географія. – 1998. – № 2. – С. 18–20.
12. Хаин В.Е. Рифы и тектоника // Значение биосферы в геологических процессах. – М., 1962. – С. 162–171.
13. Jasionowski M. Budowle serpulowo-mikrobialitowe sarmatu na Roztoczu: niezwykle joint-venture // Przegląd Geologiczny. – 1996. – Т.44. – S. 1044–1048.
14. Teisseyre W. Atlas geologiczny Galicyi. 1900. Z. 8. – Tarnopol, 1931. – 330 s.

THE HISTORY OF TOVTRY RANGE FORMATION

К. Moskalyuk

*Ivan Franko National University of Lviv,
P. Doroshenko St., 41, UA – 79000 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 13–18 mln. years ago. The hills and ridges of fossil reef are preserved on the surface of earth with characteristic features and forms. At this time the accumulation of continental rocks changed the reef-forming process. And the continental period at this area exists till nowadays.

The problems and principles of the Tovtry range formation are described at the article.

Key words: Tovtry rang, fossil organic build-up, barrier reef.

Стаття надійшла до редколегії 15.06.2007

Прийнята до друку 27.09.2007