

ІСТОРІЯ ГЕОГРАФІЇ ТА ІСТОРИЧНА ГЕОГРАФІЯ

УДК 551.4 (477. 43/44)

Мирослав СИВИЙ, Богдан ГАВРИШОК

ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГІЧНІ ДОСЛІДЖЕННЯ ПОДІЛЬСЬКИХ ТОВТР (ЕВОЛЮЦІЯ ПОГЛЯДІВ НА ГЕОЛОГІЧНУ БУДОВУ, МОРФОЛОГІЮ ТА ГЕНЕЗУ ПАСМА)

У рельєфі Подільської височини чітко виділяється смуга Товтр – вузького горбистого пасма та груп окремих пагорбів і гребенів. Подільські Товтри – унікальне геологічне утворення, яке не має аналогів не лише в Україні, а й у Європі. Пасмо простягається у діагональному напрямку з північного заходу на південний схід по лінії Підкамінь (Львівська обл.) – Збараж – Скалат – Гримайлів – Гусятин (Тернопільська обл.) – Кам'янець-Подільський (Хмельницька обл.) – Ліпкани (Молдова) – Штефанешти (Румунія) майже на 250 км. Протяжність Товтр у межах України (від с. Підкамінь до долини р. Дністер) становить 170 км. На цій ділянці пасмо добре виражене у рельєфі. На думку Г.І. Денисика [8], якраз цю ділянку пасма доцільно називати Подільськими (Центрально-Подільськими) Товтрами, на відміну від Прут-Дністровських (Молдова) та Мурафських (Вінницька область) Товтр.

За походженням – це бар'єрний риф, який утворився у прибережних теплих водах неогенового морського басейну 15-20 млн. років тому. Але на відміну від широковідомих у сучасних тропічних морях бар'єрних рифів, він складений не коралами, а рештками інших морських організмів: літотамнієвих водоростей, молюсків, моховаток, червів (верметуси, серпули), які жили на піднятих ділянках морського дна. Корали серед них зустрічаються рідко. Основним будівельним матеріалом для утворення рифу були відмерлі рештки літотамнієвих водоростей, на твердому субстраті яких селилися інші організми.

Таблиця 1

Періодизація досліджень Товтр

Етапи	Періоди	Основні напрями досліджень
1	2	3
I	1 - до 1867 р.	Початок мінералогічних, петрографічних та геоморфологічних досліджень.
	2 - з 1867 по 1920 рр.	Домінують геологічні, зокрема стратиграфічні дослідження; тривають геоморфологічні дослідження; зроблені перші спроби регіоналізації Товтр.
II	1 - з 1920 по 1939 рр.	Дослідження стратиграфії міоцену, зокрема сарматського ярусу; екологічна характеристика рифових масивів; дослідження краснавчого характеру.
II	2 - з 1939 по 1970 рр.	Грунтовні геологічні, геоморфологічні та стратиграфічні дослідження; вивчення мінералогії, літології та петрографії порід, сучасного рельєфу та його походження; Початок детального вивчення тектоніки та неотектоніки Волино-Поділля.
III	1 - з 1970 по 1991р.р.	Дослідження тектоніки Товтровою пасма; палеотектонічні реконструкції рифової зони; геоморфологічні дослідження.
	2 - з 1991р. до наших днів	Детальні геоморфологічні дослідження у межах об'єктів природно-заповідного фонду і складання геоморфологічних схем цих територій; продовження неотектонічних досліджень.

Вже майже два століття Товтри привертають до себе увагу мандрівників та дослідників.

За цей час нагромаджено значний фактичний матеріал та зроблені певні теоретичні узагальнення. Найбільш давній “родовід” має вивчення геологічної будови, рельєфу та походження Товтр. У цьому напрямку працювали десятки дослідників. Геології та геоморфології Подільських Товтр присвячені сотні наукових публікацій. У цій статті зроблена спроба їх систематизації, простеження хронології процесу геолого-геоморфологічного вивчення Товтр, виокремлення завдань, вирішення яких домінувало на певних етапах досліджень.

Загалом, в історії геолого-геоморфологічного вивчення Подільських Товтр за спрямуванням, детальністю досліджень та завданнями, які при цьому вирішувались, можна виділити три етапи. Враховуючи внутрішню неоднорідність кожного з них, вважаємо за доцільне розділяти їх на періоди.

Зупинимось детальніше на характеристичі кожного з періодів.

Перший етап (XIX – поч. XX ст.) характеризується вивченням загальних особливостей геологічної будови та рельєфу. За детальністю досліджень його доцільно розділяти на два періоди.

1 період. В цей час відбуваються перші геолого-геоморфологічні експедиції з вивчення Подільських Товтр, які організували В.Г. Бессер (1828), Е.І. Ейхвальд (1830), Г. Яковицький (1827, 1828, 1830). Діяльність цих дослідників пов’язана з відновленням Вільнюського університету (1803) і відкриттям Кременецького ліцею.

Г. Яковицький подав огляд мінералів, які зустрічаються на Поділлі і Волині, Е.І. Ейхвальд – мінералогічну характеристику Литви, Волині і Поділля. Він виділяв первозданні породи та перехідні утворення. До останніх Е.І. Ейхвальд відносив пісковики і конгломерати, глинисті сланці, вапняки і гіпси.

Детальний опис малакофауни з фації піщаних осадків верхнього баденію (пронятинський горизонт за В. Тейсейром, 1900) знаходимо у Ф. Дюбуа-де-Монперо (1831) та Е. Ейхвальда (1830, 1853).

2 період (1867-1920 рр.). Це час досить детальних досліджень геологічної будови Товтр. У 1867 р. російський дослідник М.П. Барбот-де-Марні [2] вперше інтерпретував Товтри як рифове утворення, вважаючи їх “бріозоїчними атолами”, складеними переважно моховатками. Він визначив вік рифових вапняків як другий середземноморський (тепер – баденський), а також дав для Поділля віденський поділ неогенових відкладів.

Пізнішими роботами низки геологів і насамперед О.О. Михальського було достатньо детально для свого часу з’ясовано геологічну природу та вік Товтр. Останнім написані узагальнюючі праці: “К вопросу о геологической природе подольских толтр” і “Медоборы (толтры) в Бессарабии”. За О.О. Михальським [20], ядро товтрового масиву складене органогенними та уламковими вапняками середземноморського часу, які утворюють бар’єрний риф. Присутність у коралово-моховатковій вапняковій фації значної кількості червів *Vermetus intortus* дозволило йому назвати ядро товтрового масиву “верметусовим горизонтом”. О.О. Михальський встановив наявність двох стратиграфічних комплексів рифових відкладів (II середземноморського і сарматського), дав опис морфології гряд і фауни, що міститься в породах. Організмами-рифобудівниками у середземноморському рифовому ядрі дослідник помилково вважав корали. Зверху останнє перекрите нижньосарматськими органогенними вапняками, які О.О. Михальський назвав “серпуловими”, через наявність в них великої кількості черепашок *Serpula gregalis*.

Вивченням галицької частини Товтрового пасма у цей час займалися також польські геологи. Серед них заслуговують уваги праці А. Ломницького [32] і В. Тейсейра [33]. Обидва дослідники працювали над питаннями стратиграфії, палеогеоморфології та умов формування міоценових відкладів Галичини. На основі аналізу морфології рельєфу В. Тейсейр вперше зробив спробу регіоналізації Товтрової гряди. Він поділив Товтри за особливостями їх геологічної будови і рельєфу на низку пасм: Медобори Залозецькі, пасмо Зубової гори,

Дітковецькі Товтри, Збаразькі Товтри, Товтри Луб'янецькі. Від гори Голда до долини р. Збруч Товтри являють собою суцільний велетенський вал, у межах якого В. Тейсейр виділив п'ять паралельних пасом: колодницьке, скалатське, луканське, крутилівське і богутське. Відзначено асиметрію схилів Товтр.

В. Тейсейр також уперше зазначив, що при формуванні так званих “богутських” вапняків (середземноморський час) берегова лінія знаходилась на схід, а у фазі вапняків серпулових (сармат) – на захід від Медоборів на приблизно однаковій відстані від рифу. Оолітові вапняки, розташовані на схід від пасма, означають кінець рифового процесу. Звернуто увагу на те, що Медобори супроводжують два типи рифових сарматських острівців (виключно із західного боку), які відповідають підвищенням підсарматської поверхні. В. Тейсейр вважав, що моховаткова рифова фація Медоборів подібна до відповідного моховаткового рифу пермського віку у східній Тюрингії і свідчить, що у водах нормальної солоності моховатки утворювали породи, подібні до сучасних коралових рифів. Медобори у фауні міоцену були одним з найбільших та найпівнічніших рифових масивів [34].

Дещо пізніше (1913) академік С.Л. Рудницький [22] доповнив і деталізував поділ Товтр, здійснений В. Тейсейром, запропонував для окремих частин пасма нові назви. Медобори Залозецькі він назвав Підкамінськими Товтрами, включивши до них і бічні пасма, складені сарматськими вапняками. Пасмо Зубової гори С.Л. Рудницький назвав пасмом Крайового Каменя. У його складі він виділив два короткі пасма горбів. Наступна ділянка – суцільне пасмо Дітковецьких Товтр – відповідає одиниці, виділеній В. Тейсейром. За долиною р. Ігровиці С.Л. Рудницький окремо виділяє пасмо Зубової гори. Це пасмо суцільне і масивніше від попередніх, для нього характерна асиметрія схилів, завершується воно горбами Скала (408 м) і Вороняча гора (401 м).

Збаразькі Товтри від пасма Зубової гори відділяє плоска улоговина. В межах Збаразьких Товтр С.Л. Рудницький виділив три пасма. Південно-східну межу цієї ділянки він проводить по лівому березі р. Гнізни, тоді як В. Тейсейр – по долині р. Караванди.

Виділення Луб'янецьких Товтр С.Л. Рудницький вважав необґрунтованим і відносив цю ділянку до складу наступної масивної і суцільної частини Товтр, яку в свою чергу поділяв на Колодницьке, Скалатське і Богутське пасма та Гримайлівські Товтри. Останні об'єднують виділені В. Тейсейром луканівське та крутилівське пасма. Окремо розглядалася група бічних товтр, які знаходяться на значній відстані від головного пасма.

Російський геолог і геоморфолог В.Д. Ласкарев [17] дав детальну характеристику геологічної будови і рельєфу Товтр на фоні сусідніх регіонів, уперше вказав на існування у їхніх межах прохідних долин та розглянув двоциклічну схему формування річкової мережі Поділля. Прорив річками Товтр він пояснював регресивною ерозією. На думку В.Д. Ласкарева, рифові пасма Товтровою кряжу позначають “ізобіономічні” лінії морського дна, які “однаково сприятливі” для росту рифоутворювачів. До числа найважливіших висновків цього дослідника слід віднести його тезу про водоростеву природу головної гряди Товтр. Робота В.Д. Ласкарева із складання 17-ого листа геологічної карти Європейської Росії заклала підвалини розуміння геологічних особливостей Поділля і стала основою для досліджень окремих геологічних утворень регіону.

Другий етап (1920-1970 рр.) характеризується розширенням спектру досліджень та їх деталізацією. За інтенсивністю та змістом досліджень тут виділяються два періоди.

1 період (1920-1939 рр.) вирізняється обмеженою кількістю робіт з геології та геоморфології Товтр. Необхідно виокремити праці Н.В. Піменової, Р.Р. Виржиківського, Н.В. Думітрашко, О.К. Бирулі, В.О. Гериновича. Найбільше значення мають дослідження Р.Р. Виржиківського із стратиграфії міоцену. Ним було уточнено зокрема стратиграфію нижньої частини сарматського ярусу в районі західного схилу Подільського кристалічного масиву.

Р.Р. Виржиківський відкрив і частково описав нову гряду сарматських рифових

вапняків Поділля [3]. Сьогодні вона відома як Мурафські Товтри. Геологія та геоморфологія цієї території потребують деталізації.

Вагомий внесок у пізнання стратиграфії неогенових (в основному міоценових) відкладів Волино-Поділля вніс польський геолог В. Фрідберг (1933, 1936, 1937). На основі вивчення малакофауни міоценові товщі Волино-Поділля В. Фрідберг поділив на три яруси: гельветський, тортонський і сарматський. У його роботах описані також міоценові піски. Питання стратиграфії і палеогеографії міоцену Волино-Поділля розглядаються у цей час також у роботах Я. Чарноцького (1933, 1935, 1936) та Я. Новака (1938). Останній дійшов висновку про одновіковість формування тортонських літотамнієвих вапняків та гіпсів Подністров'я [26].

У передвоєнні роки Г.Ф. Лунгерсгаузен (1938) були проведені дослідження еволюції основної гряди у контексті розвитку так званої “Подільської платформи”. Дещо раніше (1937) вийшла стаття Л.Ш. Давіташвілі, присвячена екологічній характеристиці рифових масивів, в якій була реанімована думка О. Михальського про коралову природу Товтр [7].

2 період (1939-1970 рр.) – це час надзвичайно інтенсивного і різнобічного вивчення рифового пасма Поділля. Тоді з'являються ґрунтовні роботи з геології – І.К. Корольок (1952), В.Г. Бондарчука (1959); стратиграфії – Л.М. Кудріна (1966), О.С. Вялова (1962, 1965); геоморфології – К.І. Геренчука (1949, 1950), П.М. Цися (1955, 1962). На деяких з них зупинимось детальніше.

Особливості геоморфологічної будови та історію континентального етапу розвитку товтрового пасма детально вивчав К.І. Геренчук (1949). Цим питанням присвячена зокрема його праця “Подольские толтры (геоморфологический очерк)”. В будові Товтр К.І. Геренчук [4] виділяє головний кряж, бокові товтри і поперечні долини. Автор відзначає відмінності між центральною частиною пасма та його галицьким і бессарабським флангами, які представлені, відповідно, масивним валоподібним кряжем та невеликими групами і роями скелястих горбів і товтр. К.І. Геренчук зазначає також, що форми товтр на згаданих флангах пасма дуже відрізняються. Якщо галицькі товтри чітко виділяються у рельєфі, то бессарабські (Прут-Дністровські за Г.І. Денисиком (1993)) добре помітні лише в межах річкових долин і практично не вирізняються на вододілах. Такі відмінності автор пояснює різним ступенем відпрепарованості товтрових форм ерозією.

Головний кряж у вигляді масивного валу проявляється на південний схід від м. Збараж і закінчується східніше м. Кам'янець-Подільський. За даними К.І. Геренчука, характерною особливістю рельєфу головного кряжу є м'яка випуклість, а іноді й вирівняність поверхні з витриманою одновисотністю. Цей плоский гребінь з боків обмежений схилами певної крутизни, при цьому південно-західні схили крутіші, а північно-східні – пологіші. О.О. Михальський (1895) та В. Тейсейр (1900) вважали це явище первинним, а К.І. Геренчук – наслідком ерозії на континентальному етапі розвитку пасма.

Бокові товтри не утворюють великих масивів, а завжди розміщуються групками, не зв'язаними ні між собою, ні з головним пасмом. За морфологічним виглядом К.І. Геренчук розділяє бокові товтри на “власне товтри” (вузькі, гостровершинні горби з зубчастими і крутими гребенями) та “могили і могилки” (невисокі з пологими схилами горби, на вершинах яких відслонюються вапняки). Перші з них виведені на денну поверхню процесами денудації і є в прямому розумінні відкопаними формами, а другі прикриті товщею осадових порід (переважно лесових).

Головний кряж, за К.І. Геренчуком, ніколи не був похований, але був знижений і вирівняний процесами континентальної денудації при більш високому рівні базису ерозії.

Поперечні долини товтрової гряди, за К.І. Геренчуком, мають такі особливості [4]:

- підходячи до гряди вони не міняють свого меридіонального напрямку, не роблять спроби обійти товтровий вал, а прямо вриваються в нього так, ніби кряж не існував при їхньому закладанні;

- при проходженні через пасмо долини зберігають врізані меандри і повороти як перед товтрами, так і після них;
- відносна глибина долин різко зростає при проходженні через товтри: від 80-90 м до і після них до 150 м у межах гряди.

Розглядаючи формування поперечних долин, К.І. Геренчук піддає сумніву припущення В.Д. Ласкарева про прорив рік через Товтри шляхом регресивної ерозії і стверджує, що в післясарматський час на Поділлі існувала акумулятивна рівнина, у рельєфі якої товтровий бар'єр не відігравав важливої ролі. Типові рівнинні ріки формували свої долини, блукаючи в її межах.

П.М. Цись [28] теж схилився до думки про відкопаний генезис Товтр, але його позиція була ще радикальнішою. Він вважав, що бар'єрний риф був повністю похований під дельтовими піщано-глинистими відкладами і пізніше відпрепарований ерозійно-денудаційними процесами, зумовленими четвертинними підняттями і врізом рік.

І.К. Королюк (1952) була зроблена спроба ув'язати лінійність пасма з геологічною будовою південно-західної окраїни Східноєвропейської платформи. Вона зазначала, що пасмо простягається паралельно до регіональних структурних ліній карпатського напрямку, зокрема, "лінії Тейсейра", а рифові фації приурочені до схилу валоподібного підняття, яке є частиною великої антиклінальної структури південно-західного простягання [13]. У відслоненнях поблизу с. Станіславівка в подошві Товтр дослідниця відмітила положу антиклінальну складку у крейдових відкладах. Пізніше (в 60-их роках) аналогічні складки у крейдових відкладах були виявлені при картувальному бурінні на Прут – Дністровському межиріччі (А.А. Арапов, 1966). І.К. Королюк підкреслювала також, що в будові міоценових відкладів основну роль відіграють різноманітні біоморфні (біогермні та тафогермні) і органогенно-уламкові вапняки. Серед них дослідниця виділила такі типи: рифові літотамнієві (смугасті літотамнієві, літотамнієво-верметусові, водоростево-моховаткові, верметусові та ін.), шаруваті літотамнієві, устричні біогермні, форамініферові, органогенно-уламкові. Основними будівниками рифів і онкоїдів вона вважала літотамнієві.

Вапняки онкоїдних масивів, які беруть участь у будові Товтровою кряжу, представлені породами біогенного і хемогенного походження. Серед цих вапняків І.К. Королюк виділила серпулові, кардіумово-модіолові і афанітові або пелітоморфні відміни.

В.Г. Бондарчук (1959) вказав на найбільш загальні структурні зв'язки лінійної зони товтровою пасма, звернувши увагу на приуроченість його до краю Волино-Подільської плити. Розлом в основі Товтрової гряди у міоцені відігравав роль шарніра, на південний захід від якого новітні рухи, зумовлені горотвірними процесами в Карпатах, були інтенсивнішими ніж на північний схід від пасма.

У праці В.П. Маслова (1956) вперше подано детальний опис та палеоекологічний аналіз багрянних водоростей – основних рифобудівників Товтр. В.П. Маслов та В.Н. Утробін [19] пов'язували ріст рифів з положою флексуною. За даними О.С. Вялова (1962), рифи утворюють переривисті пасма, які складаються з органогенних вапняків, утворених переважно кірковими та інкрустаційними літотамніями і прикріпленими червоподібними гастроподами-верметидами.

В ґрунтовній роботі Л.М. Кудріна (1966) подано детальний аналіз рифових фацій, систематичний склад фауни та її екологічні особливості. В межах генетичного типу водоростевого рифу автор виділяє фації біогермів, органогенно-уламкових відкладів і детритусових осадків, а також фацію хемогенних відкладів (гіпсів та вапняків) лагун в межах рифів. Остання за його даними відома в околицях Гримайлова, Вікна і Скалата.

Біогермні вапняки у рифі представлені в основному літотамнієвими, літотамнієво-верметусовими, серпуловими та моховатково-серпуловими різновидами. В усіх розрізах рифової товщі зустрічаються щільні лілово-білі літотамнієві вапняки з частими літофагами, великими верметусами, ядрами пеліципод. Часто серед літотамнієвих вапняків

зустрічаються ділянки з колоніями моховаток різної форми і розмірів. Біогермні фації тісно пов'язані з органогенно-уламковими відкладами, яким також належить значна роль у будові рифової товщі.

Пасмо приурочене, на думку дослідника, до антиклінальних складок, розташованих у зоні глибинного розлому. На підставі аналізу умов утворення одновікових фацій в рифових масивах і поза ними, а також перевищень цих фацій на сучасній географічній основі зроблено висновок про те, що рифовий масив Товтровою пасма характеризувався більшою рухливістю ніж прилеглі території, і, відповідно, більшою амплітудою постбаденських піднять [14].

Як відомо, розріз верхнього баденію починається гіпсо-ангідритовою товщею (тираська світа). У верхів'ях Серету, Гнізни, Збруча, Горині вона перекрита піщаними відкладами. Товщу, що залягає над пісками, деякі автори (В.О.Горецький, 1962) називають *тернопільськими верствами*. Останні складені головним чином літотамнієвими вапняками. З ними пов'язана зона водоростевих рифів – Товтр і фації органогенно-детритових “тесових” вапняків. А.І.Шайнюк, яка вивчала стратиграфію міоценових відкладів північно-східної частини Волино-Поділля, серед літотамнієвих порід Поділля виділяє такі різновиди [29]:

1) плитчасті біогермні голубувато-сірі та білі вапняки, в яких літотамнії утворюють плитчасту породу з горбкуватою поверхнею; 2) пухкі вапняковисті мергелі, інколи вапнисті глини, які містять значну кількість літотамній у вигляді біогермних кулястих і кущоподібних форм; 3) кулясті літотамнієві вапняки, складені головним чином з нещільно зцементованих біогермних літотамнієвих куль розмірами 4 – 10 см; 4) органогенно-уламкові і біогермно-уламкові тверді породи, складені зцементованими уламками літотамній, моховаток, голкошкірих, пелеципод та інших організмів.

У капітальній праці академіка Є.К.Лазаренка та Б.І.Сребродольського “Мінералогія Поділля” (1969) відклади неогену (зокрема тортонського (баденського) і сарматського ярусів) охарактеризовані мінералогічно. Констатується також, що росту рифових пасм, які дали початок Товтрам, часто передувало виникнення обмілин з нагромадженням пухких рухомих уламків багряних водоростей, голкошкірих, інколи устриць та інших молюсків. У кінці раннього сармату внаслідок значної трансгресії рифові вапняки утворювали різко виявлений підводний гребінь, біля підніжжя якого відкладались серпулові, кардіумові, модіолові, рідше – гастроподові і моховаткові вапняки. Тому, масиви нижньосарматських біогермних вапняків (онкоїдів) глибоководніші, ніж верхньобаденські рифи [16].

Третій етап (1970 – до наших днів), як і два попередні, вважаємо за доцільне поділяти на два періоди. Переломним тут є 1991-ий рік з відомими політичними та економічними подіями, які вплинули на масштаби та глибину подальших досліджень.

1 період (1970-1991 рр.) – час активних тектонічних досліджень Поділля загалом і Товтр зокрема. Результати їх представлені у працях низки дослідників, насамперед – М.С.Яриша (1972), В.С.Заїки-Новацького (1972), Й.М.Свинка (1968, 1969, 1973), Т.О.Знаменської (1973, 1976), І. Д. Гофштейна (1979), Б.П. Різуна, Є.І. Чижа (1986) та ін.

Варто відмітити, що вивчення тектоніки товтровою пасма започатковано ще роботами В.Д.Ласкарева та В. Тейсейра. Цим питанням присвячені також статті В.Д. Налівкіна (1962), А.А. Арапова та ін (1966).

А.Г. Андреев та В. І. Гук (1970) вивчали геоморфологію та неотектоніку Товтр. Зазначалося зокрема, що у середньому сарматі підняття південно-західного і опускання північно-східного крил Тербовлянського розлому зумовило морську трансгресію у східному напрямі. Рифоутворення змінилось інтенсивним нагромадженням піщано-глинистих верств, які знівелювали сформований у пізньому бадені-ранньому сарматі розчленований рельєф морського дна. Товтри були перекриті товщею пухких відкладів, тому практично не зазнали впливу денудації і збереглися у первинному вигляді [1].

Тектонічна природа товтрової гряди висвітлена у статті Т.О. Знаменської (1976). На

думку дослідниці, Товтрова зона характеризувалася тектонічною активністю протягом усієї історії розвитку регіону. За даними геологознімальних робіт вона робить висновок, що існування валу у межах Товтрової зони простежується з раннього кембрію. У силурі валоподібне підняття фіксується як зона мілководдя, в межах якої набули розвитку строматопорово-коралові біогерми. У крейдовий час ця структура являла собою витягнутий у північно-західному напрямі острів, який не вкривався морем. В епоху передбаденської трансгресії він виступав у рельєфі у вигляді пологого підняття, до східного схилу якого пізніше був приурочений розвиток рифових фацій міоцену. У сарматі в результаті піднесення Карпат підняття охопили й прилеглу до них мобільнішу частину Волино-Подільської плити. Внаслідок цього сарматське море відійшло на схід. Рифоутворення було приурочене вже до західного берега сарматського басейну [9].

Проаналізувавши характер осадконагромадження з венду до міоцену Т.О. Знаменська звертає увагу на приуроченість Товтровою пасма до межі великих блоків, які відрізнялися режимом тектонічного розвитку.

В пізнішій роботі (1985) Т.О. Знаменська та І.І. Чебаненко, використовуючи дані своїх попередників (В.Д. Ласкарева, І.К. Королюк, Л.М. Кудріна) та результати власних спостережень, з'ясували, що Товтрова зона відігравала важливу роль у розподілі відкладів тортону (баденію) на платформі. У ранньому тортоні вона контролювала північно-східну межу морського басейну. На схід від неї, в межах Подільського мегаблоку, в цей час формувалася своєрідна фація лагунно-континентальних фауністично німих піщано-глинистих відкладів. Область їх накопичення була відокремлена від морського басейну вузькою смугою острівних підняття уздовж Товтрової зони. У косовський час море долає бар'єр і над Товтровою зоною розвивається гряда літотамнієвих рифів. Простягання Товтрової зони підпорядковано розміщення фацій як у внутрішній, так і зовнішній частинах басейну. У неширокій (3-5 км) смузі, що прилягає до рифової гряди зі сходу, розвинені фації вапняків мілководної протоки з одиничними дрібними біогермами. На захід від Товтрової зони поширені глибоководні піщано-вапняково-глинисті відклади [10].

Ще однією роботою з історії тектонічних рухів у межах Товтрової зони, є стаття О.Є. Шевченка [30]. Дослідження, проведені дослідником на відрізку Товтровою пасма між м. Кам'янець-Подільський та с. Саджівка, дозволили йому реконструювати палеогеографічну та тектонічну обстановку розвитку району, починаючи з сеноманського часу. О.Є. Шевченко вважає, що пасмо приурочене до активної тектонічної зони, в межах якої різноспрямовані та диференційовані рухи блоків, починаючи з передсеноманського часу, зумовили розподіл фацій і створили умови для рифоутворення в пізньому тортоні (баденії) – ранньому сарматі, а пізніше привели до різновисотного положення неогенових відкладів і сучасної поверхні.

В геоморфологічному районуванні України В.П. Палієнко та І.Л. Соколовський (1974) розглядають Товтри як антиклінальну височину. На думку І.Д. Гофштейна [6], назва морфоструктури “антиклінальна височина Товтровою пасма”, недостатньо обґрунтована. Власне Товтрово пасмо не має антиклінальної будови. Воно, як зазначали попередні дослідники [9, 13], насаджене на валоподібне підняття підстелюючих порід, зумовлене розломом земної кори.

2 період (1991 – до наших днів) – це час різнобічних, часто епізодичних досліджень. Проводяться вони в основному на території природного заповідника “Медобори” та національного природного парку “Подільські Товтри”. Характерною особливістю цього періоду є те, що геолого-геоморфологічні дослідження за масштабами поступаються ландшафтознавчим, а, особливо, флористичним та фауністичним. Геолого-геоморфологічні дослідження у межах Товтр здійснюють переважно науковці Тернопільського національного педагогічного університету ім. В. Гнатюка, Львівського національного університету ім. І. Франка, Кам'янець-Подільського педагогічного університету, а також співробітники НПП “Подільські Товтри”.

Так, Й.М. Свинком [23, 24] встановлено генетичний зв'язок між регіональними розломами у фундаменті Волино-Подільської плити, тектонічними тріщинами у рифовому масиві та напрямками простягання річкових долин, ярів та балок. Аналіз гіпсометрії поверхні гряди дозволив йому зробити висновок, що долини найбільших річок – Серета Лівого, Гнізни, Збруча, Смотрича, які перетинають гряду у поперечному напрямку, є одночасно межами, що поділяють її на блоки з різною абсолютною висотою. Причому, різниця у висоті поверхні окремих сусідніх блоків, розділених річкою, досягає кількох десятків метрів. Якщо припустити, що в умовах сарматського морського басейну поверхня рифових масивів була приблизно на одному рівні, то їх сьгоднішнє положення можна пояснити лише новітніми вертикальними переміщеннями блоків земної кори, розділених лініями тектонічних розривів.

Д. Ковалишин та І. Каплун [11] порівнюють подільський товтровий риф з Великим австралійським бар'єрним рифом і висловлюють думку, що найбільші з товтрових утворень могли піддаватись абразійно-аккумулятивній діяльності моря і бути перетвореними на острови. Тому м'якість обрисів і одновисотність товтрових горбогір'їв головного кряжу можуть мати успадкований характер.

Автори стверджують, 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. Саме такі проходи могли бути використані сучасними річками, які прорізають Товтри, і з цим можуть бути пов'язані зазначені К.І. Геренчуком особливості їх долин.

Погоджуючись з принциповою можливістю запропонованої схеми, слід однак, звернути увагу на той факт, що утворення баденських рифів відбувалось всередині великого поля літотамнієвих водоростей (за Є.К. Лазаренком, 1969), що дали початок вапняковим шарам. Окрім того, у ранньому баденії риф знаходився, за деякими даними [21], на відстані 15-30 км від *східного* берега Сарматського моря, у ранньому ж сарматі, внаслідок трансгресії моря у східному напрямку, риф розміщувався вже ближче до *західного* берега морського басейну [34, 9].

У недавній спільній публікації польських та українських дослідників [31] розглянуті будова та умови формування сарматських серпуліто-мікробіалітових рифів пасма Медобори. Зазначаючи, що описувані відміни вапняків волинського горизонту перекривають верхньобаденські рифи, або утворюють ізольовані скелясті підняття у їхній південно-західній частині, автори називають останні утворення власне Товтрами. Вони підкреслюють, що Товтри простежуються переважно групами, утворюють більш-менш прямолінійні чи вигнуті ланцюги, хребти, зорієнтовані здебільшого перпендикулярно до верхньобаденських рифів. Останні зникають у районі Кам'янця-Подільського, однак на їхньому південно-західному продовженні Товтри виступають широкою смугою і їхні відслонення можна спостерігати в долині Дністра.

В статті К. Москалюк [21] запропоновано уточнення геоморфологічної схеми заповідника "Медобори", складеної Р.М. Гнатюком у 1990 році, здійснено геоморфологічне мікрорайонування території заповідника та відмічено особливості геоморфологічної будови Товтр у його межах.

Вивченню карстових процесів у межах Товтр присвячені статті О.Д. Кучерука [15], В.П. Коржик [12] та В.В. Файфури, М.Я. Сивого [27]. В роботі О.Д. Кучерука (1954) уперше систематизовано відомості про карстопрояви в Товтрах, у другій роботі подано характеристику форм карстового рельєфу у межах чернівецького сектора Товтрової гряди, третя – містить схему регіоналізації Товтр за ступенем закарстованості та опис відомих на сьогодні печер на території пасма.

У 50-80-их роках минулого століття в межах гряди проводились широкомасштабні геолого-пошукові та геологорозвідувальні роботи, які сприяли деталізації уявлень про стратиграфію і тектоніку території, дозволили вивчити її мінерально-ресурсний потенціал. Поклади карбонатної сировини для цукроварень зокрема вивчали: Зарецький Г.М. (1955-1957), Бірченко М.В. (1959), Максимов А.А., Теодорович Ю.М. (1966), Свідерський В.А., Кауфман І.М. (1976-1980, 1982), Журавленко М.В., Пилипенко В.М. (1974), Рибак М.П. та ін. (1973-1974), Крамаренко М.Г. та ін. (1974), Борисенко Ф.Ф., Беляєв А.І. (1973-1974), Липейко В.С., Борисенко Ф.Ф. (1977-1980), Липейко В.С., Тимошенко Ю. П. (1984-1986, 1987), Головатюк М.Г. (1988, 1992); поклади тесового каміння – Шрамко П.П. (1946-1947), Литвиненко В.С. (1959, 1960, 1965), Вдовиченко А.В. (1961, 1963), Поліщук Б.М. (1966), Жуков Л.В. (1967), Войцович А.Н. (1970), Морозюк В.Г., Тарасова А.П. (1987); цементну сировину – Вдовиченко А.В., Геліс Є.А. (1957-1959), Винниченко М.Г., Перевозчикова Р.Ю. (1959), Андрєєв А.Г. (1961); сировину для виробництва вапна – Дяченко Г.Г. (1952), Горбунова О.М. (1964), Свідерський В.А. (1965, 1981), Борисенко Ф.Ф. (1977-1977), Пізник І.Г., Хилько М.В. (1983) та ін. Прогнозно-геологічна оцінка карбонатної сировини Товтр для потреб різних галузей промисловості у 1971 р. здійснена В.А.Михайловим.

Мінеральні ресурси Товтрової гряди у загальних рисах охарактеризовані в монографіях М. Сивого, В. Кітури [25] та М. Сивого [26]. Геологічні пам'ятки Товтрової гряди, описані Й.М. Свинком (1993).

З публікаціями працівників НПП „Подільські Товтри” можна ознайомитись на офіційному Internet-сайті національного парку [34]. Це статті досить різноманітної тематики. Деякі з них присвячені геологічній будові окремих частин національного парку.

Висновки.

Таким чином, у результаті понад 150-річних геолого-геоморфологічних досліджень Подільських Товтр: а) встановлено їхню природу, визначено основні умови формування та наступної трансформації структури пасма; б) вивчено головні риси стратиграфії та тектоніки, подано мінералогічну, петрографічну та палеонтологічну характеристику порід; в) відстежено особливості геоморфологічної будови та здійснено регіоналізацію пасма.

Актуальними, на наш погляд, слід вважати:

- реконструкцію ранньопалеозойської історії формування структури Товтр з огляду на потенційну нафтогазоносність останньої;
- уточнення особливостей тектонічної структури та її зв'язку з сучасною морфологією пасма;
- еколого-геоморфологічні та карстологічні дослідження;
- вивчення проблем, пов'язаних з раціональним використанням мінеральної сировини та функціонуванням гірничо-видобувних підприємств у межах заповідних територій та ін.

Література:

1. Андрєєв 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. Барбот-де-Марни Н. П. Отчет о поездке в Галицию, Волынь и Подолию // Записки Минералогического общества, 1867.
3. Выржиковский Р. Р. Новая гряда сарматских рифовых известняков на Подолии (геол. исследования в долине р. Каменки в 1926 г.) // Вісник Укр. геол. комітету, 1928. – Вип. II.
4. Геренчук К.И. Подольские толтры (геоморфологический очерк) // Изв. ВГО, 1949. - Т.81. - Вып.5. – С. 530-536.
5. Геренчук К. И. Геоморфология Подолии // Учен. зап. Черновицкого ун-та, сер. геол.-геогр. наук, 1950. – Т. 8. – Вып. 2. - С. 89 – 111.
6. Гофштейн И. Д. Неотектоника Западной Волыно-Подолии. - К.: Наук, думка, 1979. -156 с.
7. Давиташвили Л. Ш. К экологии животных рифовой фации среднего миоцена Украины // Проблемы палеонтологии, 1937. - № 2-3.
8. Денисик Г. І. Товтри України // Подільський національний природний парк: доцільність і проблеми

- створення. Матеріали Всеукр. наук.-практ. конф. – Кам.-Подільськ., 1993. – С. 79-80.
9. *Знаменська Т. О.* Товтровий кряж та його місце в структурі південно-західної окраїни Східно-Європейської платформи // Геологічний журнал, 1976. – Т. 36. – Вип. 5. – С. 54 – 62.
 10. *Знаменська Т. А., Чебаненко І. І.* Блоковая тектоника Вольно-Подоллии. – К.: Наукова думка, 1985. – 152 с.
 11. *Ковалишин Д., Каплун І.* До питання про формування рельєфу і ландшафтів Подільських Товтр // Наукові записки ТДПУ ім. В. Гнатюка. Серія: Географія, 1998. – № 2. – С. 38 – 42.
 12. *Коржик В. П.* Карст Товтр Чернівецької області // Подільський національний природний парк: доцільність і проблеми створення. Матеріали Всеукр. наук.-практ. конф. – Кам.-Подільський, 1993. – С. 100 – 103.
 13. *Королюк І. К.* Подольские Толтры и условия их образования. // Труды ИГН АН СССР, геол. сер., 1952. – Т. 110. – № 56. – 140 с.
 14. *Кудрин Л.Н.* Стратиграфия, фации и экологический анализ фауны палеогеновых и неогеновых отложений Предкарпатья. – Львов: Изд-во Львовского ун-та, 1966. - 172 с.
 15. *Кучерук А. Д.* Карстовые явления на территории Подольских Толтр // Известия Всесоюзного географ. об-ва, 1954. – Т. 86. – Вип. 1. – С. 95 – 100.
 16. *Лазаренко С. К., Сребродольський Б. І.* Мінералогія Поділля. – Львів: Вид-во Львівського ун-ту, 1969. – 345 с.
 17. *Ласкарев В. Д.* Общая геологическая карта Европейской России. Лист 17 // Труды Геологического комитета, 1914. — Вип. 77.
 18. Літопис природи ПЗ „Медобори”. Рельєф / Геологія, геоморфологія, ландшафти / Книга 1, 1991 – 1993. – Том 1.
 19. *Маслов В. П., Утробин В. Н.* Распространение третичных багряных водоростей Украинской ССР и связь их с трансгрессиями морей // Известия АН СССР, серия геология, 1958. - № 2.
 20. *Михальский А.* К вопросу о геологической природе Подольских Толтр // Известия Геологического комитета, 1895. – Т. XIV.
 21. *Москалюк К.* Геоморфологічна будова природного заповідника „Медобори” // Вісник Львівського університету. Сер.: Географія. – 2006. - Вип. 33. – С. 268 – 277.
 22. *Рудницький С.* Знадоби до морфології подільського сточища Дністра // 36. математично-природничо-лікарської секції Наукового товариства ім. Шевченка. – Львів, 1913. – Т. 16. – 311с.
 23. *Свинко І. М.* Основные черты новейшей тектоники Вольно-Подольской плиты / Тектоника и полезные ископаемые запада УССР, ч.1. – К.: Наукова думка, 1973. – С. 64 – 66.
 24. *Свинко Й.* Розривні тектонічні порушення Товтрової гряди і їх відображення в сучасному рельєфі // Наукові записки ТДПУ ім. В. Гнатюка. Сер. Географія. – Тернопіль, 1998. – № 2. – С. 18–20.
 25. *Сивий М. Я., Кітура В. М.* Мінерально-ресурсний потенціал Тернопільської області. – Тернопіль: Тайп, 1999. – 274 с.
 26. *Сивий М. Я.* Мінеральні ресурси Поділля: конструктивно-географічний аналіз і синтез. – Тернопіль: Підручники і посібники, 2004. – 654 с.
 27. *Файфура В. В., Сивий М. Я.* Карстові явища в Подільських Товтрах // Подільський національний природний парк: доцільність і проблеми створення. Матеріали Всеукр. наук.-практ. конф. – Кам.-Подільський, 1993. – С. 103 – 106.
 28. *Цись П. М.* Геоморфологія УРСР. – Львів: Вид-во Львівського ун-ту, 1962. —224с.
 29. *Шайнюк А. І.* Петрография миоценовых отложений северо-восточной части Вольно-Подольской возвышенности / Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. - Львов, 1961. – 20 с.
 30. *Шевченко О. Є.* Про розподіл фаций та історію тектонічних рухів у зоні рифового пасма Поділля // ДАН УРСР, Серія Б, 1974. - № 2. – С. 1094 – 1097.
 31. *Ясьоньовський М., Побережський А. В., Студеницька Б. та ін.* Сарматські серпулітово-мікробіалітові рифи пасма Медоборів (Волино-Подільська окраїна Східно-Європейської платформи) // Геологія і геохімія горючих копалин, 2003. - № 2. – С. 85 – 96.
 32. Łomnicki A. Atlas geologiczny Galicyi. Text do zes. 9, Krakow, 1891. – 144 p. Text do zes. 10, Krakow, 1898. – 150 p.
 33. Teisseyre W. Paleomorfologia Podola // Sprawozd. Kom. Fiziograficznej. - Krakow, 1894. - Roc. 19.
 34. Teisseyre W. Atlas geologiczny Galicyi. Text do zes. 8, Krakow, 1900. – 330 p.
 35. www.tovtry.com.ua.

Summary:

M.Syvuj, B.Gavryshok. GEOLOGO-GEOMORPHOLOGICAL RESEARCH OF PODILLA TOVTRY (EVOLUTION OF VIEWS ON GEOLOGICAL CONSTRUCTION, MORPHOLOGY and GENESIS OF THE LEA).

Retrospective analysis of geologo-geomorphological research of Podillya Tovtry was made. The evolution of views on their construction, geological structure, morphology, genesis is shown. Conclusions are done in relation to actuality of subsequent researches of the lea.