

<https://doi.org/10.15407/ggcm2023.191-192.061>

УДК 551.24(477.8)

Олег ГНИЛКО

Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України, Львів, Україна,
e-mail: ohnilko@yahoo.com

ГЕОДИНАМІЧНІ ПЛИТО-ТЕКТОНІЧНІ УМОВИ ФОРМУВАННЯ ТЕРЕЙНУ ТИСІЯ–ДАКІЯ, УКРАЇНСЬКІ КАРПАТИ

Доповнено та узагальнено уявлення про геологічну будову й еволюцію Мармароського масиву (частина терейну Дакія або більшого терейну Тисія–Дакія) Українських Карпат, відтворено геодинамічні умови його формування в контексті загальної еволюції складчастого облямування Східноєвропейського кратону на основі авторських геологічних спостережень та з урахуванням попередніх даних. Мармароський масив представлений кристалічним фундаментом, до якого входять різною мірою метаморфізовані догерцинські та герцинські комплекси, та пізньопалеозойським – кайнозойським чохлам неметаморфізованих чи слабкометаморфізованих відкладів. У фундаменті вірогідно розвинені залишки ранньопалеозойської акреційної призми і вулканічної дуги, каледонська колізія яких з Балтикою могла призвести до формування доальпійської насувної структури масиву. Утворення ранньокрейдяних покривів Мармароського масиву пов'язують з ранньоальпійськими колізійними подіями в Неотетисі. Перед фронтом Мармароських покривів росла акреційна флішова призма Зовнішніх Карпат, значна частина якої занурювалася під масив, де могла генерувати вуглеводні, що дозволяє підтримати припущення про перспективність піднасувної ділянки Мармароського масиву.

Ключові слова: Українські Карпати, терейн Тисія–Дакія, Мармароський масив, покриви фундаменту.

Вступ. Останнім часом моделі геологічної будови та еволюції розробляють у світлі уявлень терейнової тектоніки. У Карпато-Паннонському регіоні, ще з піонерських робіт З. Балли (Balla, 1982), почали виокремлювати два масивні блоки (терейни, мікроплити, мікроконтиненти) – північний та південний, які внаслідок переміщення в міоцені в «Карпатську затоку» океану Тетис і сформували насувну дугоподібну споруду Карпат. У сучасній літературі ці мегаблоки називаються відповідно Алькапа та Тисія–Дакія. Їхню будову доволі детально описано, розроблено моделі розвитку (Csontos & Vörös, 2004; Konečný et al., 2002; Schmid et al., 2008, 2020). Зараз мегаблоки здебільшого поховані під неогеновим чохлам Паннонсько-Трансильванської системи

депресій і виходять на поверхню у вигляді кристалічних масивів (Мармароського та ін.). Вважають, що флішово-моласова композиційна акреційна призма (насувна споруда) Зовнішніх Карпат сформувалася при зближенні терейнів з Євразією. Східна ділянка цієї споруди утворювалася перед рухомих фронтом терейну Тисія–Дакія, а західна – перед фронтом терейну Алькапа. Українські Карпати охоплюють ключову область зчленування цих ділянок (Гнилко, 2012). Залишаються нез’ясованими геодинамічні плито-тектонічні процеси, що призвели до формування української ділянки саме терейнів Тисія–Дакія та Алькапа і їхнє співвідношення з флішовим комплексом.

Метою роботи є доповнити уявлення про геологічну будову й еволюцію Мармароського масиву (фрагмент терейну Тисія–Дакія) Українських Карпат, відтворити геодинамічні плито-тектонічні умови його формування в контексті загальної еволюції складчастого облямування Східноєвропейського кратону на основі авторських геологічних спостережень та з урахуванням попередніх даних.

Метод. Щоб розшифрувати будову деяких вузлових ділянок, проводили детальне геологічне картування, результати якого опубліковані частково на Державній геологічній карті України (Мацьків та ін., 2009а, б) та синтезувалися матеріали попередніх дослідників.

Геологічне розташування. Карпати є продуктом альпійського орогенезу і складені деструктурованими і редукованими фрагментами океану Тетис, які прилягали до його Євразійської окраїни, – фрагментами мікроконтинентів, акреційних призм, місцями залишками океанічної кори тощо.

Карпати простягаються дугою від Східних Альп до гірських споруд Балканського півострова та утворюють випуклу до північного сходу дугу, яка є ланкою північної гілки альпід Європи. У внутрішній частині дуги розміщена крупна депресія – Паннонсько-Трансильванська система неогенових басейнів, яка, по-суті, накладена на внутрішні елементи суміжних складчастих систем Карпат і Динарид. Уздовж Карпатської дуги виокремлюються Західні, Східні та Південні Карпати, які, хоч і відрізняються особливостями геологічної будови, проте зберігають характерну для орогенних споруд поперечну зональність, відповідно до якої розділяються на Внутрішні (Центральні) і Зовнішні (Флішові).

Головними елементами *Внутрішніх Карпат* є кристалічні масиви, які занурюються під неогенові відклади Паннонсько-Трансильванської системи осадових басейнів. Внутрішні Карпати складені системою «товстошкірих» тектонічних покривів фундаменту і чохла, вік покривоутворення – переважно крейдяний. Кристалічні масиви є виступами двох мікроконтинентальних терейнів (деструктуровані колишні мікроконтиненти океану Тетис), які мають назви Алькапа (скорочення від Альпи–Карпати–Паннонія) і Тисія–Дакія. Терейни обмежені мезозойсько-кайнозойськими сутурними зонами і великими зсувами (Csontos & Vörös, 2004; Kovač et al., 2016; Schmid et al., 2008) (рис. 1, 2).

Алькапа на півночі та північному сході обмежена *Пенінською сутурою зоною*, по якій граничить з Зовнішніми (Флішовими) Карпатами, а на півдні – *Серединно-Угорським лінеаментом*, по якому межує з терейном Тисія–Дакія (Csontos & Vörös, 2004; Kovač et al., 2016; Plašienka & Soták, 2015; Schmid et al., 2008).

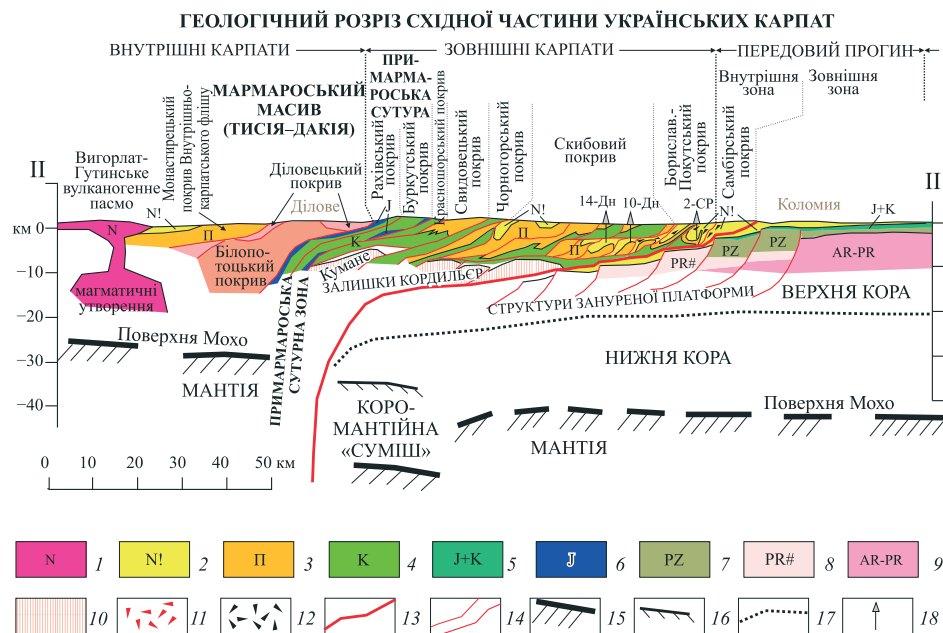


Рис. 2. Геологічний розріз через Українські Східні Карпати, положення розрізу: див. рис. 1. Склад О. М. Гнилко (Третяк та ін., 2015), поверхні Мохо, шару Кука, «базальтового» шару земної кори, підфлішової основи за (Глушко & Круглов, 1985): 1 – неогенові вулканіти; 2 – моласи, 3 – палеогеновий фліш; 4 – крейдовий фліш; 5 – юра та крейда чохла платформи; 6 – юрські базальтоїди (суб)океанічної кори; 7 – палеозой; 8 – верхній протерозой; 9 – давньодокембрійські комплекси; 10 – залишки седиментаційного підфлішового субстрату та «кордильєр»; 11 – меланж; 12 – олістостроми; 13 – головний насув Карпат; 14 – насуви покривів, розломи; 15 – поверхня Мохо; 16 – поверхня шару Кука («коромантійної суміші»); 17 – межа нижньої та верхньої кори; 18 – свердловини

Потужний вулканізм, прямо або опосередковано пов'язаний із субдукцією, проявився головним чином у неогені у внутрішньокарпатській області (Копецький et al., 2002).

У міоцені Зовнішні (Флішові) Карпати були насунені на прогнутий край платформи – Передкарпатський прогин, заповнений неогеновими моласами.

Будова Мармароського масиву. Мармароський масив Центральних (Внутрішніх) Східних Карпат складає кристалічний фундамент, до якого входять різною мірою метаморфізовані догерцинські та герцинські комплекси. Фундамент перекритий пізньопалеозойським – кайнозойським чохла неметаморфізованих чи слабкометаморфізованих відкладів.

Альпійську структуру масиву, за даними (Мацьків та ін., 2009a, b; Csontos et al., 2006; Sandulescu et al., 1981), визначають розвитком покривних алохтонних пластин фундаменту та чохла, насунених у ранньоальпійський час (у ранній крейді) одна на одну та загалом – на Флішові Карпати. Нижній структурний елемент (паравтохтон) у споруді Мармароського масиву представлений Білопоточським покривом, який на території Румунії продовжується Інфрабуковинським покривом. Верхній елемент – це Діловецький покрив, вірогідними аналогами якого в Румунії вважають Суббуковинський і Буковинський покриви. У Румунських Карпатах покриви фундаменту тектонічно

перекриті структурно найвищим, також ранньоальпійським *Трансильванським покривом*, до складу якого входять фрагменти тріас-юрської офіолітової асоціації та юрських острівнодугових вулканітів (Csontos et al., 2006).

Пізньюпротерозойські утворення є найдавнішими у фундаменті Мармароського масиву на українській території і представлені як у Білопотоцькому, так і Діловецькому альпійських покривах. У першому з них вони виражені породами білопотоцької світи.

Білопотоцька світа, за даними Б. В. Мацьківа та ін. (2009а), представлена загалом гнейсами і сланцями біотитовими, двослюдяними, мусковітовими, гранатовмісними, іноді «очковими» з лінзами амфіболітів. Вона поширена на Рахівщині, а під час робіт на ГДП-200 (геологічному довивченні площ) – встановлена і в Чивчинських горах. Характер чергування окремих типів порід, петрологічні та мінералого-петрографічні дані свідчать про первісно-осадове (крім амфіболітів) походження порід світи та їхній високий ступінь прогресивного регіонального метаморфізму, що відповідає епідот-амфіболітовій та амфіболітовій фації або навіть гранулітовій. У зонах розсланцювання серед порід світи поширені ділянки регресивних змін зеленосланцевої фації. Вік порід світи базується на радіологічних визначеннях калій-аргоновим та уран-свинцевим методами. Загальна товщина світи – понад 1300 м (Мацьків та ін., 2009а).

У румунській частині Мармароського масиву аналогом білопотоцької світи вважають серію (групу) Бретіла. Вона метаморфізована в умовах амфіболітової фації в неопротерозої і складена гнейсами, слюдистими сланцями, гранітоїдами, амфіболітами, загальною товщиною до 2500 м (Munteanu & Tatu, 2003; Sandulescu et al., 1981; Zincenco, 1995).

Діловецька світа репрезентує верхньопротерозойські утворення в Діловецькому покриві. Її складають порфіробластичні сланці і порфіроїди хлорит-біотит-мусковітові з реліктами гранату, прошарки мармурів та лінзи амфіболітів, часто розсланцьовані та діафторовані. До неї входять інтенсивно розсланцьовані та перекристалізовані тонколистуваті кварц-альбіт-серицитові та хлорит-серицитові філоніти товщиною від 20–40 до 60–70 м.

Тривалий час вважали, що світа прогресивно регіонально метаморфізована в умовах зеленосланцевої фації. Це, разом з первісним вулканогенно-карбонатно-теригенним складом, давало підстави для зіставлення її з серією Тульгеш румунської частини Мармарошу. Проте з'ясувалося, що світа інтенсивно діафторована, а її первісний прогресивний метаморфізм не нижчий, аніж у білопотоцькій світі і відповідає фації біотит-мусковітових гнейсів (амфіболітовій) або навіть гранулітовій. Це дало можливість зіставити її з мезотермальною серією Ребра–Барнар Румунських Карпат. Вік порід світи базується на радіологічних визначеннях. Загальна товщина світи понад 1000 м (Мацьків та ін., 2009а).

Вендсько-ранньопалеозойські утворення заповнюють основну частину фундаменту Мармароського масиву і розвинені в Діловецькому покриві, у якому складають берлебаську та мегурську світи.

Берлебаська світа формує значну частину тіла Діловецького покриву. Вона, вірогідно, нормально наросла діловецьку світу (хоч дотепер вивчені контакти цих світ тектонічні) і перекривається мегурською. Типовими

породами світи є метаморфізовані вулканогенні породи кислого складу (ріоліти, кварцові порфіри, граніт-порфіри, їхні туфи та туфіти) і вуглисті темні сланці та кварцити. Рідше трапляються «зелені сланці» (метаефузиви середньо-основного складу), виокремлюються прошарки серицит-хлоритових, кварц-альбіт-серицитових сланців та кварцито-сланців, лінзи світлих кварцитів та мармурів. За мінеральними асоціаціями мінералів умови прогресивного метаморфізму берлебаської світи відповідають зеленосланцевій фації. Світа датується за знахідками мікрофітофосилій. Загальна товщина світи 1100–1400 м. Особливості речовинного складу та умови метаморфізму дають змогу зіставити світу з породами серії Тульгеш румунського Мармарошу (Мацьків та ін., 2009а).

Мегурська світа згідно залягає на відкладах берлебаської світи і зі значною стратиграфічною перервою незгідно перекривається утвореннями середнього палеозою (?) (кузинською світою) або крейди–палеогену (соймульською та великобанською світами). Світа представлена серицитовими світлими кварцитами, кварцито-сланцями з прошарками кварц-хлорит-серицитових сланців. У стратотипі на правобережжі потоку Берлебаш на відкладах берлебаської світи згідно залягає потужна (товщиною 70–250 м) товща світлих кварцитів мегурської світи. Розріз наращують світло-сірі серицитові або хлорит-серицитові кварцито-сланці з прошарками світлих кварцитів та кварц-хлорит-серицитових сланців, в окремих випадках сірих до темно-сірих кварцитів. Безпосередніх даних про вік світи немає, але, враховуючи, що вона завершує розріз фундаменту в Діловецькому покриві і утворює єдиний комплекс порід з берлебаськими відкладами, ми приймаємо для неї приблизно той самий вік. Загальна товщина світи 400–460 м (Мацьків та ін., 2009а).

Серія (група) Тульгеш, розвинена в румунській частині Мармароського масиву, відповідає берлебаській та мегурській світам Українських Карпат. За даними (Munteanu & Tatu, 2003) серія, вірогідно, нормально перекриває групу Ребра. Серія Тульгеш метаморфізована в умовах зеленосланцевої фації і підрозділяється на чотири частини:

- 1) первинно псамітову (кварцити, серицитово-хлоритові сланці), завтовшки 500–800 м;
- 2) графітову (графітові сланці, метакремені, карбонати), товщиною до 600 м;
- 3) вулканогенну (метавулканіти основного і середньо-кислого складу), товщиною до 2600 м;
- 4) змішану (серицит-хлоритові сланці, метаграуваки, вулканіти, кременісті і карбонатні породи), завтовшки 2000–3000 м.

Палінологічні дані свідчать про кембрійсько-ордовицький вік її нагромадження (Munteanu & Tatu, 2003), а геохронологічні (Rb-Sr метод) – про силурійський час метаморфізму (Zincenco, 1995), що дозволяє румунським дослідникам вважати серію Тульгеш каледонським комплексом фундаменту масиву.

Пізньопалеозойські утворення. В українському секторі масиву філіти, філітоподібні вуглисті сланці, кварцити, доломіти, вапняки мармуризовані (кузинська світа) та філіти строкаті (зелені, червоні, бузкові), мармуризовані вапняки і доломіти (розиська світа) вважають палеозойськими утвореннями (Мацьків та ін., 2009а). Польові спостереження автора свідчать, що значна

частина цих утворень є тектонічним меланжем, де змішані різновікові, вірогідно палеозойські та мезозойські породи, які потребують цілеспрямованого спеціального вивчення.

Породи фундаменту Мармароського масиву зі структурною незгідністю перекриті верхньопалеозойсько-кайнозойськими утвореннями чохла, стратиграфічний розріз якого розпочинається вугленосними верхньокарбовими відкладами (кваснинська товща) та червонобарвистими теригенними пермськими породами (красноплесинська товща) і завершується олігоценом.

Кваснинська товща розвинена на Рахівщині і в Чивчинських горах. Її складають вуглисті аргіліти, алевроліти, пісковики з лінзами конгломератів, туфів та кам'яного вугілля, які з кутовою незгідністю залягають на породах білопотоцької світи і зі стратиграфічною перервою перекриваються пермськими відкладами красноплесинської товщі. На підставі визначень мікрофосилій та багатих знахідок флори товщу вважають верхнім відділом карбону. Загальна її товщина – понад 300 м (Мацьків та ін., 2009а).

Красноплесинська товща також присутня на рахівській і чивчинській ділянках масиву і складена конгломератами, пісковиками, аргілітами строка-тими (червоними, зеленими, сірими) та вулканітами кислого складу. Породи світи незгідно залягають на відкладах верхнього карбону (кваснинській товщі) або верхнього протерозою (білопотоцька світа) і так само незгідно перекриваються утвореннями нижнього тріасу. Вік порід товщі визначається рідкісними знахідками спор і пилку пермського віку. Її загальна товщина – до 400 м (Мацьків та ін., 2009а).

Більш повно пізньопалеозойські утворення представлені в румунському секторі масиву, де їхній аналіз є дуже цікавим для палеотектонічних реконструкцій. Тут вони складені групами Русайя, Репедя, Чімпоаза та серією Цибеу.

Група Русайя, за даними (Munteanu & Tatu, 2003; Sandulescu et al., 1981), складена потужною (1000–1200 м) товщею переважно уламкових, а також карбонатних порід, яка седиментаційно перекриває серію Бретіла в горах Родна. У товщі було знайдено силурійські хітинозоа (Sandulescu et al., 1981).

Група Репедя представлена метавулканогенно-осадовими породами, загальною товщиною понад 1000 м. Вона також лежить на серії Бретіла в горах Родна. Нижня частина групи складена метавулканітами, переважно основного складу, рідше – вапняками і графітовими сланцями, а верхня – графітовими метапелітами і метапсамітами, а також вапняками і доломітами. У її верхній частині був ідентифікований комплекс хітинозоа лудловського ярусу (Sandulescu et al., 1981).

Групи Русайя і Репедя румунські геологи розглядають як одновікові ордовіцько-силурійські вулканогенно-осадові утворення, які були метаморфізовані в середньому-пізньому карбоні і формують нижню частину герцинського комплексу Інфрабуковинської одиниці (альпійського покриву) (Munteanu & Tatu, 2003).

Група Чімпоаза складає верхню частину цього герцинського комплексу Інфрабуковинської одиниці. Вона досягає товщини 3000 м і складена метаконгломератами, кварцитами, основними і кислими вулканітами, метаграуваками, вапняками, доломітами, серицит-хлоритовими сланцями, метаморфізованими в умовах зеленослацевої фації в середньому-пізньому карбоні.

Девонсько-ранньокарбоновий вік нагромадження її первинних седиментів підтверджують палінологічні дані (Sandulescu et al., 1981).

Серія Цибеу розвинена в утвореннях Суббуковинського покриву, перекиває групи Ребра та Тульгеш і складена потужною (до 1000 м) товщею переважно карбонатних порід – вапняками і доломітами, а також філітами і зеленими сланцями, у яких знайдені нижньокарбонові спори (Sandulescu et al., 1981).

В Українських Карпатах палеозойські утворення незгідно перекриті тріас-юрськими малопотужними, переважно карбонатними, карбонатно-теригенними, місцями кременистими породами. Вище структурно незгідно залягають крейдяні (альб-сеноманська теригенна соймульська світа, низи мергелистої пухівської світи) (Чернов, 1966; Sandulescu et al., 2009) та палеогенові (теригенна великобанська та мергелиста дусинська світи) відклади, накопичені після формування в ранній крейді Мармароських покривів фундаменту (Мацьків та ін., 2009a, b) і, відповідно, включені до неоавтохтону цих альпійських покривів.

Геодинамічну інтерпретацію доальпійських утворень регіону – зарахування їх до комплексів, сформованих у тих чи інших геодинамічних умовах – проведено на основі актуалістичного аналізу й узагальнення наявних поглядів.

Аналіз і синтез сучасних уявлень про доальпійський геодинамічний розвиток Західного регіону України та прилеглих територій показав, що фундамент Східноєвропейської платформи складений комплексами давнього континенту Балтика, а фундамент Західноєвропейської – блоками-терейнами (давніми мікроконтинентами) переважно Гондванського походження, приєднаними до Балтики в палеозой (Третьяк та ін., 2015 та посилання там).

Початкове положення фрагментів доальпійських утворень у Карпатах встановити дуже важко. Ці утворення зараз суміщені в одному орогені внаслідок крупних переміщень у складі плит і мікроплит у доальпійський та альпійський час, через що їхні «горизонтальні» і «вертикальні» первинні формаційні ряди деструктуровані, а геодинамічні реконструкції окреслюються тільки в загальних рисах.

У *пізньому протерозой* формувалися найдавніші утворення Карпат (Мармароський масив) – переважно теригенні (білопотоцька світа) та карбонатно-вулканогенні (діловецька світа), які були тектонізовані і метаморфізовані в умовах амфіболітової, можливо, до гранулітової фації.

У *венді – ранньому палеозой* утворювалися вулканогенно-теригенні і вуглисті товщі (берлебаська та мегурська світи). Ці товщі корелюються із серією Тульгеш (Румунія), яка зазнала метаморфізму в силурі (Zincenco, 1995) і яку деякі дослідники (Munteanu & Tatu, 2003) порівнюють із фрагментом субдукційного комплексу – залишком давньої акреційної призми та вулканічної дуги. На їхню думку, ця дуга на початку палеозою входила до складу Авалонського мікроконтиненту Гондванського походження, а комплекс Бретіла (аналог білопотоцької світи) – до континенту Балтики (остов якого складав Східноєвропейський кратон). У ранньому палеозой Авалонська дуга (комплекс Тульгеш) зазнала колізії з Балтикою (з комплексом Бретіла), що супроводжувалося силурійським метаморфізмом та утворенням доальпійської насупної структури фундаменту Мармароського масиву (Munteanu & Tatu, 2003).

У *силурі* – *ранньому карбоні* розвивався інтраконтинентальний рифто-подібний басейн, переважно на білопотоцькому (Бретіла) субстраті, у якому нагромаджувалися вулканогенно-осадові, карбонатні і теригенні комплекси (кузинська, розиська світи в Україні та групи Русайя, Репедя, Чімпоаза в Румунії). Цей басейн замкнувся в карбоні під час герцинських орогенних подій, які супроводжувалися слабким (ретро)метаморфізмом та насувоутворенням (Munteanu & Tatu, 2003; Sandulescu, 1981).

У *пізньому палеозої* нагромаджувалися вугленосна (квасницька товща) та червонобарвиста (красноплесинська товща) епігерцинські моласи.

Герцинський тектогенез більш повно фіксується в терейні Алькапа (у його північній частині) – у масиві Центральних Західних Карпат та в Альпах (Ebner et al., 2008; Neubauer & Handler, 2000 та ін.), де розвинені фрагменти вариських структур, відірваних в альпійський час від південної гілки Середньоєвропейських герцинід (Neubauer & Handler, 2000).

Загалом герцинський тектогенез у Європі відбувався внаслідок приєднання до Лаврусії серії мікроконтинентів Гондванського походження, що зумовило формування більшої частини Європейських герцинід і, на завершення, – повну колізію масивних континентів Гондвани та Лаврусії, які спаялися в суперконтинент Пангею (Golonka, 2000; Mazur et al., 2006; Ziegler, 1990).

Після повної колізії Гондвани та Лаврусії океан Палеотетис у регіоні майбутніх Альп і Карпат був закритий, тут наприкінці палеозою сформувалася кора континентального типу (Павлюк & Медведєв, 2004). Відкритим залишився східний сегмент Палеотетису, який у західній своїй частині у вигляді клину міг бути в області Вардарської зони між Динаридами та Сербсько-Македонським масивом (Ebner et al., 2008).

Початок процесів розпаду Пангеї, по-суті, ознаменував собою початок Альпійського етапу. Процеси рифтингу і спредингу в тріасі формували Неотетис, який з півдня обмежував Дакію (зокрема і Мармароський масив), а в юрі – призвели до утворення Альпійського Тетису та відокремлення Дакії від Євразії (Schmid et al., 2008). (Суб)океанічний басейн між цим мікроконтинентом і Євразією (Примармароський, чи Чахлеу-Северинський, див. Schmid et al., 2020) належав Альпійському Тетису і зараз маркується в Україні Примармароською сутурною зоною (Hnylko et al., 2015) (див. рис. 2). Занурення (мікро)континенту Дакія в зону субдукції, яка існувала в океані Неотетис і була нахилена на захід (van Hinsbergen et al., 2020), могло спричинити просування на схід товстошкірих Мармароських покривів у бік Примармароського басейну – майбутнього Карпатського флішового басейну (Hnylko, 2023). Перед Мармароськими покривами поступово утворювалася акреційна призма, складена Внутрішньокарпатськими флішовими покривами: Кам'янопотоцьким, Рахівським, Буркутським, Красношорським, Свидовецьким і Чорногорським. Призма росла внаслідок субдукції дна флішового басейну під Мармароський масив (Дакію), що допускає значне занурення флішових (зокрема збагачених органікою) утворень під масив. Це дозволяє підтримати припущення про генерацію вуглеводнів під Мармароськими покривами і перспективність піднасувної ділянки.

Висновки. Мармароський масив Центральних Східних Карпат (частини на терейну Дакія або більшого терейну Тися–Дакія) (див. рис. 1) складає

кристалічний фундамент, до якого входять різною мірою метаморфізовані догерцинські та герцинські комплекси, що перекритий пізньопалеозойським – кайнозойським чохлом неметаморфізованих чи слабкометаморфізованих відкладів.

Докембрійські утворення фундаменту представлені пізньопротерозойськими (білопотоцька і діловецька світи) комплексами, метаморфізованими в умовах амфіболітової фації. У венді – ранньому палеозої формувалися вулканогенно-теригенні і вуглисті товщі (берлебаська та мегурська світи), які корелюють з серією Тульгеш (Румунія) і порівнюють із залишками давньої акреційної призми та вулканічної дуги. Ця дуга могла належати Авалонському мікроконтиненту Гондванського походження, який у ранньому палеозої зазнав колізії з Балтикою. Колізія супроводжувалась силурійським метаморфізмом та утворенням доальпійської каледонської насувної структури фундаменту Мармароського масиву (Munteanu & Tatu, 2003). Герцинські тектонічні події могли бути спричинені закриттям у пізньому палеозої інтраконтинентального рифтоподібного басейну, у якому нагромаджувалися вулканогенно-осадові, карбонатні і теригенні комплекси (кузинська, розиська світи в Україні та групи Русайя, Репедя, Чімпоаза в Румунії). У пізньому палеозої формувалися вугленосна (квасницька товща) та червонобарвиста (красноплесинська товща) епігерцинські моласи, які вже належать чохла кристалічного масиву. Загалом герцинський тектогенез в Європі завершився колізією Гондвани та Лаврії, які спаялися в суперконтинент Пангею.

Розпад Пангеї, по-суті, ознаменував собою початок Альпійського етапу. Процеси рифтингу та спредингу в тріасі та юрі призвели до відокремлення Дакії від Євразії. Занурення (мікро)континенту Дакія в зону субдукції, яка існувала в океані Неотетис, могло спричинити формування Мармароських покривів фундаменту (Білопотоцький та Діловецький покриви, див. рис. 2) і їхнє насування в бік Карпатського флішового басейну. Перед Мармароськими покривами поступово утворювалася акреційна флішова призма Зовнішніх Карпат, значна частина якої занурювалася під масив, де могла генерувати вуглеводні, що дозволяє підтримати припущення про перспективність піднасувної ділянки Мармароського масиву.

- Глушко, В. В., & Круглов, С. С. (Ред.). (1985). *Геодинаміка Карпат*. Київ: Наукова думка.
- Гнилко, О. М. (2012). Тектонічне районування Карпат у світлі терейнової тектоніки. Стаття 2. Флішові Карпати – давня акреційна призма. *Геодинаміка*, 1(12), 67–78. <https://doi.org/10.23939/jgd2012.01.067>
- Мацьків, Б. В., Пукач, Б. Д., Воробканич, В. М., Пастуханова, С. В., & Гнилко, О. М. (2009а). *Державна геологічна карта України масштабу 1:200 000, аркуші М 34 XXXVI (Хуст), L 34 VI (Бая-Маре), М 35 XXXI (Надвірна), L 35 I (Вишеу-Де-Сус). Карпатська серія. Пояснювальна записка*. Київ: УкрДГРІ.
- Мацьків, Б. В., Пукач, Б. Д., & Гнилко, О. М. (2009б). *Державна геологічна карта України масштабу 1:200 000, аркуші М 35 XXXI (Надвірна), L 35 I (Вишеу-Де-Сус). Карпатська серія. Геологічна карта дочетвертинних утворень*. Київ: УкрДГРІ.
- Павлюк, М. І., & Медведєв, А. П. (2004). *Панкардія: проблеми еволюції*. Львів: Ліга-Прес.

- Третяк, К. Р., Максимчук, В. Ю., Кутас, Р. І., Рокитянський, І. І., Гнилко, О. М., Кендзера, О. В., Пронишин, Р. С., Климкович, Т. А., Кузнєцова, В. Г., Марченко, Д. О., Смірнова, О. М., Серант, О. В., Бабак, В. І., Вовк, А. І., Романюк, В. В., & Терешин, А. В. (2015). *Сучасна геодинаміка і геофізичні поля Карпат та суміжних територій*. Львів: Видавництво Львівської політехніки.
- Чернов, В. Г. (1966). Стратотип соймульської свити. В *Очерки по геології Советських Карпат* (с. 78–90). Москва: Издательство Московского университета.
- Balla, Z. (1982). Development of the Pannonian basin basement through the Cretaceous – Cenozoic collision: a new synthesis. *Tectonophysics*, 88(1–2), 61–102. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(82\)90203-7](https://doi.org/10.1016/0040-1951(82)90203-7)
- Csontos, L., Argenio, B., Doglioni, C. et al. (2006). *The Carpathian-Pannonian Region: A Review of Mesozoic-Cenozoic Stratigraphy and Tectonics: Vol. 1. Stratigraphy; Vol. 2. Geophysics, Tectonics, Facies, Paleogeography*. Budapest: Hantken Press.
- Csontos, L., & Vörös, A. (2004). Mesozoic plate tectonic reconstruction of the Carpathian region. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 210(1), 1–56. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2004.02.033>
- Ebner, F., Vozarova, A., Kovacs, S., Krautner, H.-G., Krstic, B., Szederkenyi, T., Jamicic, D., Balen, D., Belak, M., & Trajanova, M. (2008). Devonian-Carboniferous pre-flysch and flysch environments in the Circum Pannonian Region. *Geologica Carpathica*, 59(2), 159–195.
- Golonka, J. (2000). *Cambrian – Neogene plate tectonic map*. Krakow.
- van Hinsbergen, D. J. J., Torsvik, T. H., Schmid, S. M., Matenco, L. C., Maffione, M., Vissers, R. L. M., Gürer, D., & Spakman, W. (2020). Orogenic architecture of the Mediterranean region and kinematic reconstruction of its tectonic evolution since the Triassic. *Gondwana Research*, 81, 79–229. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2019.07.009>
- Hnylko, O. (2023). Tectono-sedimentary evolution of the junction area between the Western and Eastern Carpathian nappe systems (Ukrainian Carpathians). In M. Krobicki (Ed.), *Second Symposium of the International Geosciences IGCP 710 Project Western Tethys meets Eastern Tethys* (pp. 25–26). (Geotourism/Geoturystyka, 20(1–2(72–73))). <https://journals.agh.edu.pl/geotour/article/view/5792>
- Hnylko, O., Hnylko, S., Heneralova, L., & Tsar, M. (2021). An Oligocene olistostrome with exotic clasts in the Silesian Nappe (Outer Ukrainian Carpathians, Uzh River Basin). *Geological Quarterly*, 65(4), 3–20. <https://doi.org/10.7306/gq.1616>
- Hnylko, O., Krobicki, M., Feldman-Olszewska, A., & Iwańczuk, J. (2015). Geology of the volcano-sedimentary complex of the Kamyanyi Potik Unit on Chyvychn Mountain (Ukrainian Carpathians): preliminary results. *Geological Quarterly*, 59(1), 145–156. <https://doi.org/10.7306/gq.1220>
- Krautner, H. G., & Bindea, G. (2002). Structural units in the Pre-Alpine basement of the Eastern Carpathians. *Geologica Carpathica*, 53, 143–146.
- Konečný, V., Kováč, M., Lexa, J., & Šefara, J. (2002). Neogene evolution of the Carpatho-Pannonian region: an interplay of subduction and back-arc diapiric uprise in the mantle. *Stefan Mueller Special Publication Series*, 1, 105–123. <https://doi.org/10.5194/smpps-1-105-2002>
- Kováč, M., Plašienka, D., Soták, J., Vojtko, R., Oszczypko, N., Less, G., Čosović, V., Fügenschuh, B., & Králiková, S. (2016). Paleogene palaeogeography and basin evolution of the Western Carpathians, Northern Pannonian domain and adjoining areas. *Global and Planetary Change*, 140, 9–27. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2016.03.007>
- Mazur, S., Aleksandrowski, P., Kryza, R., Oberc-Dziedzic, T. (2006). The Variscan Orogen in Poland. *Geological Quarterly*, 50(1), 89–118.
- Munteanu, M., & Tatu, M. (2003). The East-Carpathian Crystalline-Mesozoic Zone (Romania): Paleozoic Amalgamation of Gondwana- and East European Craton-derived Terranes. *Gondwana Research*, 6(2), 185–196. [https://doi.org/10.1016/S1342-937X\(05\)70969-2](https://doi.org/10.1016/S1342-937X(05)70969-2)

- Neubauer, F., & Handler, R. (2000). Variscan orogeny in the Eastern Alps and Bohemian Massif: how do these units correlate? *Mitt. Osterr. Geol. Ges.*, 92, 35–59.
- Oszczypko, N. (2006). Late Jurassic-Miocene evolution of the Outer Carpathian fold-and-thrust belt and its foredeep basin (Western Carpathians, Poland). *Geological Quarterly*, 50(1), 169–194.
- Plašienka, D., & Soták, J. (2015). Evolution of Late Cretaceous-Palaeogene synorogenic basins in the Pieniny Klippen Belt and adjacent zones (Western Carpathians, Slovakia): Tectonic controls over a growing orogenic wedge. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 85(1), 43–76. <https://doi.org/10.14241/asgp.2015.005>
- Putis, M. (1992). Variscan and Alpidic nappe structures of the Western Carpathians crystalline basement. *Geologica Carpathica*, 43(6), 369–380.
- Sandulescu, M., Krautner, H. G., Balintoni, I., Russo-Sandulescu, D., & Micu, M. (1981). *The Structure of the East Carpathians (Moldavia-Maramures Area). Guide to Excursion B 1 of the XII Congress CBGA*. Bucharest: Institute of geology and geophysics.
- Schmid, S., Bernoulli, D., Fugenschuh, B., Matenco, L., Schefer, S., Schuster, R., Tischler, M., & Ustaszewski, K. (2008). The Alpine-Carpathian-Dinaric orogenic system: correlation and evolution of tectonic units. *Swiss Journal of Geosciences*, 101, 139–183. <https://doi.org/10.1007/s00015-008-1247-3>
- Schmid, S. M., Fugenschuh, B., Kounov, A., Matenco, L., Nievergelt, P., Oberhänsli, R., Pleuger, J., Schefer, S., Schuster, R., Tomljenovic, B., Ustaszewski, K., van Hinsbergen, D. J. J. (2020). Tectonic units of the Alpine collision zone between Eastern Alps and western Turkey. *Gondwana Research*, 78, 308–374. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2019.07.005>
- Ziegler, P. A. (1990). *Geological atlas of Western and Central Europe*. Avon: Geological Society Publishing House.
- Zincenco, D. (1995). Chronostratigraphic scale of the pre-Permian metamorphites and granitoids from Romanian Carpathians. In *XV Congress CBGA* (Vol. 4, 2, pp. 647–652). Athens: Geological Society of Greece.

Стаття надійшла:
02.11.2023 р.

Oleh HNYLKO

Institute of Geology and Geochemistry of Combustible Minerals
of National Academy of Sciences of Ukraine, Lviv, Ukraine,
e-mail: ohnilko@yahoo.com

PLATE-TECTONIC GEODYNAMICS OF THE TISZA–DACIA TERRAIN, UKRAINIAN CARPATHIANS

In the work, the knowledge about the geological structure and evolution of the Marmarosh Massif (part of the Dacia terrane or the larger Tisza–Dacia terrane) of the Ukrainian Carpathians is supplemented and summarized. The geodynamic conditions of the formation of the Marmarosh massif are reconstructed in the context of the general evolution of the folded border of the East European craton on the basis of the author's geological observations and with taking into account previous data. Detailed geological mapping was carried out to identify some areas, the results of which are partially published on the State Geological Map of Ukraine. The Marmarosh massif of the Central Eastern Carpathians is represented by a crystalline basement, which includes pre-Hercynian and Hercynian metamorphosed complexes, and a late Paleozoic – Cenozoic cover of unmetamorphosed or weakly metamorphosed sediments. The Precambrian basement Bilyi Potik and Dilove

formations are metamorphosed up to amphibolite (possibly to granulite?) facies. Vendian – Early Paleozoic volcanogenic-terrigenous and carbonate weakly metamorphosed Berlebash and Megura formations are correlated with the Tulghes Formation (Romania), that compared with the remains of an ancient accretionary prism and volcanic arc. This prism/arc could belong to the Avalonia microcontinent, which collided with Baltica in the Early Paleozoic. The collision caused the formation of the pre-Alpine Caledonian thrust structure of the Marmarosh massif basement. Paleozoic volcanogenic-sedimentary, carbonate, and terrigenous complexes (Kuzya Formation in Ukraine, and Rusaia, Repedea and Cimpoiasa formations in Romania) were accumulated in a rift basin, the closure of which caused the Hercynian tectogenesis. Late Paleozoic coal-bearing Kvasnyi Formation and red-colored Krasnyi Pleso Formation are belonged to epi-Hercynian molasse and to the cover of the Marmarosh crystalline massif.

Jurassic rifting and spreading led to the separation of the Dacia microcontinent and the formation of a (sub)oceanic basin between Dacia microcontinent and Eurasia. This basin is now marked by the Fore-Marmarosh suture zone. The dipping of the Dacia into the subduction zone, which was inclined to the west, could have caused the formation of the Marmarosh basement nappes and their thrust eastward towards the Fore-Marmarosh basin (future Carpathian flysch basin). An accretionary flysch prism grew in front of the Marmarosh nappes, a significant part of the prism sank under the Marmarosh nappes (=crystalline massif) where it could generate hydrocarbons, which allows us to support the assumption about the prospects of the under Marmarosh nappes flysch autochthon.

Keywords: Ukrainian Carpathians, Tisza–Dacia terrain, Marmarosh Massif, basement nappes.