

## СЕРПЕНТИНИ – ІНДИКАТОРИ ГЕОДИНАМІЧНИХ УМОВ МЕТАМОРФІЧНИХ ПЕРЕТВОРЕНЬ МЕЗОЗОЙСЬКИХ ПЕРИДОТИТІВ МАРМАРОСЬКОЇ ЗОНИ СКЕЛЬ (ВНУТРІШНІ УКРАЇНСЬКІ КАРПАТИ)

**Мета.** Виконано дослідження вторинних серпентинів для реконструкції умов становлення й перетворення перидотитів угольського комплексу, які локалізовані в Мармароській зоні скель Внутрішніх Східних Українських Карпат і поширені в межиріччі Великої та Малої Угольок. **Методи.** Робота ґрунтується на результатах геологічних спостережень порід угольського комплексу в природних відслоненнях, а також петрографічних, мінералогічних (рентгеноструктурний, термоваговий і мікрозондовий аналізи) та геохімічних досліджень. Для порівняння використано літературні дані щодо перидотитів Українських Карпат і окремих детально вивчених перидотитових комплексів орогенів. **Результати.** Перидотити утворюють олістоліти в нижньокрейдовій соймульській олістостромово-конгломератовій товщі Мармароської зони скель (Вежанський покрив) Внутрішніх Українських Карпат. Вік олістолітів (соймульська світа) перидотитів угольського комплексу –  $T_2-K_1$  (?). Породи представлені серпентинізованими перидотитами й серпентинітами. Метаморфічні перетворення перидотитів олістолітів виявлено у значному поширенні  $\alpha$ - і  $\beta$ -лізардиту й антигориту. Серед вивчених серпентинів виділено дві групи. Серпентин першої групи має лінзоподібно-петельчасту текстуру і представлений, головню,  $\alpha$ -лізардитом і баститом; ці мінерали містять порівняно великі незмінені зерна хромшпінелідів, їх хромистість підвищена. Серпентин другої групи, представлений, зазвичай,  $\beta$ -лізардитом і антигоритом, смугасто-сланцюватої текстури, містить включення пилоподібного магнетиту й підвищену кількість заліза. Мінералам першої групи притаманні термодинамічні характеристики регресивного метаморфізму верхів зеленосланцевої фації, який міг бути реалізований за геодинамічних умов спредингу під час підняття й охолодження перидотитів. Серпентини другої групи мають параметри, хоча й локальні, прогресивного метаморфізму низів зеленосланцевої–верхів епідот-амфіболітової фації. Вони формувались за надсубдукційних умов і приурочені до фрагментів палеозон відколово-пластичних деформацій, які супроводжували в юрі–ранній крейді субдукційно-колізійні події між терейнами Дакія і Тися, що привели до закриття Трансільвансько-Муреського палеоокеану. Виділені групи серпентинів мають різний генезис і формувались за різних геодинамічних умов: мінерали першої групи тяжіють до первинно-мантіїних протолітів ультраосновного складу, а другої – до літосферних протолітів основного складу. **Наукова новизна.** Використання комплексу методів дослідження серпентинів дало змогу розділити їх на дві групи, термодинамічна й геодинамічна історія яких різниться. Структурно-текстурні, мінералогічні, геохімічні та інші особливості серпентинів є індикаторами геодинамічних умов перетворення перидотитів Мармароської зони скель та інших регіонів. Запропоновано модель поетапного перетворення перидотитів угольського комплексу. **Практичне значення.** Дослідження серпентинів, розвинених по перидотитах угольського комплексу, важливе для з'ясування типу метаморфізму вихідних первинно-мантіїних протолітів і стадійності формування літосфери складчасто-покровних споруд (на прикладі Українських Карпат). Отримані результати можна використовувати для прогнозного оцінювання зруденіння серпентинітів, оскільки визначено, що із лізардитовими серпентинітами пов'язані елементи групи платини, а з антигоритовими асоціює магнетит.

*Ключові слова:* перидотит; серпентиніт; серпентин;  $\alpha$ - і  $\beta$ -лізардит, антигорит; Внутрішня зона Східних Українських Карпат.

### Вступ

Перидотити офіолітових комплексів є фрагментами океанічної верхньої мантії, виведеної на поверхню у результаті тектонічних рухів. Їхній склад визначається вихідним складом океанічної верхньої мантії, ступенем її плавлення, процесами взаємодії розплаву із навколишніми мантіїними породами під час транспортування з області генерації у верхні горизонти земної кори. Перетворення, які переживають реститові перидотити, позначаються на їхніх структурах і текстурах, зміні складу породоутворювальних, акцесорних та вторинних мінералів. Аналіз кінцевої

будови та складу апоперидотитів дає змогу отримати дані для здійснення геодинамічних реконструкцій щодо стадійності їх утворення.

Перидотити офіолітових комплексів майже відразу після їх становлення зазнають серпентинізації. Серпентинізація змінює мінеральний склад порід у напрямі ускладнення [Брянчинова, 2004]. Мінералого-петрографічні й петрогеохімічні дослідження серпентинізованих перидотитів і серпентинітів, які виконали провідні спеціалісти, дають змогу поділяти метаморфізм, якого зазнають породи, на регресивний і прогресивний [Брянчинова, 2004; Брянчинова,

Макеєв, 1995; Савельєв, и др., 2009]. Регресивний метаморфізм пов'язують із застиганням перидотитів та їхнім підняттям на вищі рівні літосфери в області рифтогенезу. Прогресивний метаморфізм перидотитів, на думку фахівців, проявляється у субдукційних обстановках. На цій стадії спостерігаються прояви тектонічних деформацій, локальне розігрівання під час вкорінення тіл молодого інтрузивного магматизму, процеси гранітизації.

Відповідно до експериментальних розробок [Варлаков, 1986] регресивний метаморфізм проходить з найбільшою швидкістю з утворенням  $\alpha$ -лізардиту ( $90\text{--}450^\circ\text{C}$ ), спорадично  $\beta$ -лізардиту (за габроїдами) і хризотилу. За термодинамічними (PT) параметрами [Варлаков, 1986; Савельєв, и др., 2009] його зіставляють із цеолітовою фацією та низами зеленосланцевої фації регіонального метаморфізму. За умов прогресивного метаморфізму найпоширеніше розвиваються середньо- і високотемпературні асоціації серпентинів за участі переважно  $\beta$ -лізардиту й антигориту, для яких характерні температури  $200\text{--}500$  (до  $300\text{--}650$ )  $^\circ\text{C}$ . За підвищення температури до рівня епідот-амфіболітової фації можуть утворюватися тальк-антигоритові й тальк-олівінові породи [Варлаков, 1986; Савельєв, и др., 2009].

Під час серпентинізації олівін і ортопіроксен перидотитів змінюються легко. Клінопіроксен залишається свіжим. Ортопіроксен (енстатит) заміщається на бастит. По олівіну за низькотемпературних фацій регіонального метаморфізму розвивається петельчастий  $\alpha$ -лізардит без виділення магнетиту. За середньо-високотемпературних перетворень по олівіну в субдукційних зонах, де розвиваються сколово-пластинчасті деформації, олівін заміщується на  $\beta$ -лізардит та антигорит з виділенням великої кількості пілоподібного магнетиту [Добросоцький, и др., 2013].

#### *Аналіз останніх публікацій*

Серед геологічних проблем вивчення Українських Карпат чільне місце займають питання магматизму і реконструкції геодинамічних обстановок, з якими він пов'язаний. Мезозойські магматичні породи представлені середньотріасово-нижньокрейдовими комплексами основного складу. Для цих порід виявлено різні петрохімічні параметри, які корелюють зі спрединговими, субдукційними та плитними обстановками [Гнилко, Генералова, 2013]. Угольський комплекс містить ультрамафіти (перидотити) і належить до офіолітового [Ступка, 2013; Ляшкевич, и др., 1995]. В працях останніх десятиліть зазначено, що найпоширеніший вторинний мінерал – серпентин характерний для перидотитів угольського комплексу. Він становить  $50\text{--}80\%$  порід [Ляшкевич, и др., 1995] і представлений антигоритом, хризотилом, баститом тощо. В роботі О. О. Ступки [Ступка, 2013] вказано, що антигорит трапляється у парагезисі із залізистим нікелем, що можливе лише за віднов-

них умов та наявності відновних газів. З огляду на це, дослідник стверджує, що серпентинізація перидотитів, вірогідно, є глибинним процесом, який відбувався на глибинах  $40\text{--}50$  км (до  $100$  км),  $T=450\text{--}600^\circ\text{C}$ ,  $P=13\text{--}16$  кбар.

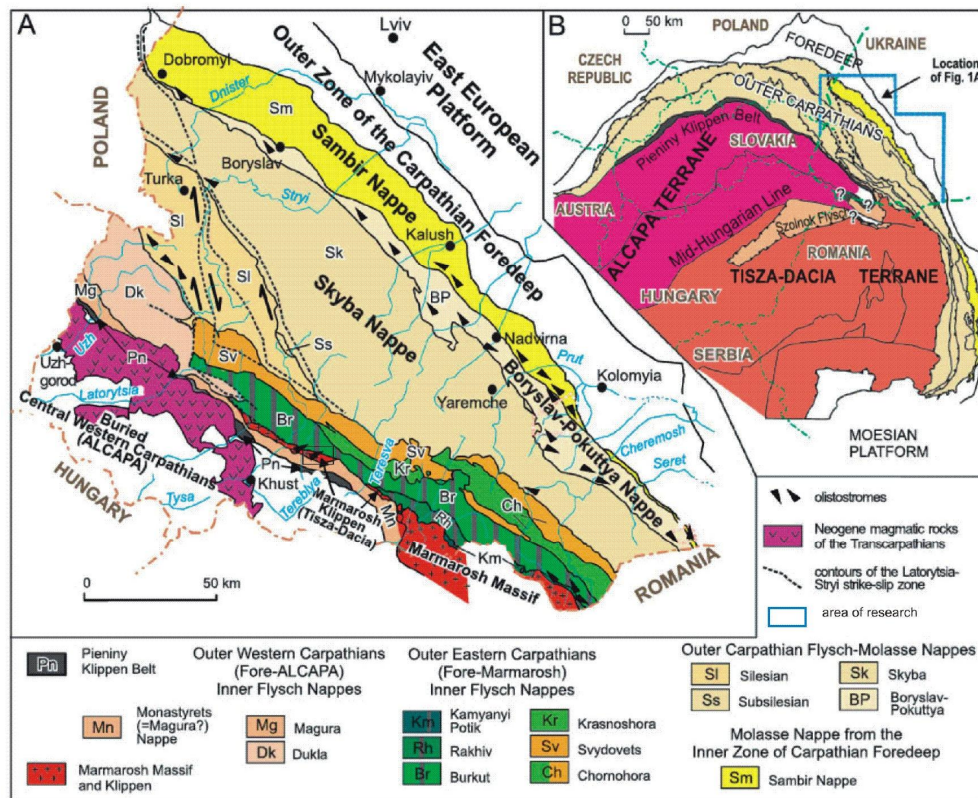
Праці попередників сприяли виявленню головних петротипів, диференціації мезозойських магматичних порід у різні комплекси, формації, що було використано для моделювання тектонічної еволюції Карпат. Останнім часом з'явилися роботи, в яких використано актуалістичні підходи до аналізу геологічних утворень Українських Карпат відповідно до сучасних мобілістичних теоретичних уявлень, зокрема терейнової концепції. Це спонукало до поглибленого вивчення магматичних утворень регіону і зокрема перидотитів угольського комплексу.

Детальне вивчення серпентинізованих апоперидотитів угольського комплексу, яке ми виконали, дало змогу виявити більше розмаїття серпентинів, дослідити їхні структурно-текстурні риси, варіабельність складу породоутворювальних і акцесорних мінералів та використати отримані результати для уточнення геодинамічної моделі розвитку регіону.

**Геологічна позиція перидотитів угольського комплексу Мармароської зони скель.** Серпентинізовані перидотити угольського комплексу широко представлені в межиріччі Великої та Малої Угольок у басейні р. Терєбля (рис. 1). Вони представлені олістолітами у нижньокрейдівій олістостромовій та олістостромово-конгломератовій товщі соймульської світи.

Соймульська світа розпочинає статиграфічний розріз Мармароської скельної зони (відомої як Вежанський покрив) Внутрішніх Східних Карпат [Третьяк, та ін, 2015], складений крейдово-палеогеновими відкладами. Олістостромові товща соймульської світи містить великі олістоліти двох груп порід. До першої групи належать фрагменти порід угольського комплексу мезозойської (середньотріасово-нижньокрейдівій) [Ляшкевич, и др., 2015] офіолітової асоціації (серпентинізовані перидотити, метабазальти, червоні яшмоїди, вапняки). Друга група олістолітів складена утвореннями, які подібні до порід Мармароського масиву (кристалічні сланці, гнейси, гранітоїди, пермо-тріасові кварцові конгломерати, тріасюрські вапняки та доломіти). Матрикс олістостроми представлений хаотичними утвореннями мулисто-уламкових потоків (debris-flows) [Гнилко, та ін., 2015].

Мармароська скельна зона та Мармароський масив є північно-західним закінченням композиційного мікроматинтального терейну Тися–Дакія. Утворення соймульської світи формувалися на південно-західних схилах нині зануреної ділянки Мармароського масиву (“Мармароської кордільєри”), що відповідало геодинамічним умовам пізньокрейдівій-палеогенової пасивної околиці континентального схилу мікроматинтенту Тися–Дакія [Гнилко, та ін., 2015].



**Рис. 1.** (А) Головні тектонічні одиниці Українських Карпат [Гнилко, 2012] (В) Тектонічне положення Українських Карпат за О. М. Гнилко [Гнилко, 2014] (Kovač et al., 1998; Csontos & Vörös, 2004; Schmid et al., 2008); simplified, partly modified (Hnylko, 2014).

Ці умови виникли після становлення ранньоальпійських ранньокрейдових Трансильванських і Мармароських покривів. На території України Трансильванські офіолітові покриви, вірогідно, денудовані. На території Румунії вони збереглися у вигляді тектонічних останців Трансильванських ранньокрейдових покривів, які зазнали насування на кристалічний масив Центральних Східних Карпат (в Україні масив, названий Мармароським, є частиною терейну Дакія). Коріння Трансильванських покривів розташовані між мікроконтинентальними терейнами Тися і Дакія у Муреській зоні [Csontos & Vörös, 2004]. Вона належить Трансильвансько-Муреській (Вардарсько-Муреській) сутурній зоні, сформованій у результаті колізії між згаданими двома терейнами, яка привела до утворення композиційного терейну Тися–Дакія [Гнилко, 2012; Гнилко, та ін., 2015; Третяк, та ін., 2015]. Трансильвансько-Муреська сутура, як і олістоліти Трансильванських покривів у соймульській світі, містить інформацію про геодинамічні процеси, що відбувалися в океанічному басейні, який розділяв мікроконтинентальні терейни Тисяю і Дакію. З огляду на сучасні теоретичні уявлення поки недостатньо проаналізовано мінеральні й термодинамічні параметри формування та особливості серпентинізації перидотитів із офіолітів угольського

комплексу, які є фрагментами Трансильванських ранньокрейдових покривів Українських Карпат.

### Meta

Мета дослідження полягає у вивченні вторинних мінеральних асоціацій, зокрема серпентинів та їхніх характеристик, для реконструювання геодинамічних умов становлення і перетворення перидотитів угольського комплексу, які локалізовані у Мармароській зоні скель Внутрішніх Східних Українських Карпат і найширше представлені в межиріччі Велика і Мала Уголька. Завдання дослідження полягали у використанні низки методів, що дали змогу отримати нові параметри щодо діагностики різних типів серпентинів і апоперидотитових серпентинітів угольського комплексу.

### Методи досліджень

Ми здійснили комплекс досліджень, що складався із геологічних спостережень порід у відслоненнях, лабораторних петрографічних, мінералогічних та петрогеохімічних досліджень апоперидотитових серпентинітів.

Під час геокартувальних та тематичних робіт району досліджували серпентиніти і серпентинізовані перидотити у природних відслоненнях. Для лабораторного вивчення відібрано серпенти-

ніти із різних відслонень, які відрізняються мінеральним складом і структурно-текстурними характеристиками. Під час лабораторних досліджень неоднорідність зразків серпентинітів контролювали декількома незалежними методами.

Мінеральний склад та структурно-текстурні особливості порід вивчали в прозорих шліфах у прохідному світлі оптико-мікроскопічними методами на мікроскопах фірми "Olympus".

Мікроаналітичні дослідження серпентинітів виконано у лабораторії фізичного факультету Львівського національного університету імені Івана Франка за допомогою растрового (сканувального) електронного мікроскопа РЕММА-102-02 (Суми, Україна), обладнаного енергодисперсійним аналізатором "EDAR". Досліджено поліровані зразки апоперидотитових серпентинітів (аншліфи). Параметри аналізу такі: прискорювальна напруга 20 кВ, струм зонда 1 нА, діаметр зонда 0,1 мкм. Марка еталона використаного для калібрування приладу – НЭРМА. ГЕО1.25.10.74 ГТ; виробник – фірма "Geotechnology" (Україна). Для калібрування окремих елементів використано такі стандарти: Na – альбіт; Mg – периклаз; Al, Si, Ca – анортит; P – фтор-апатит; S – пірит; K – мікроклін; Ti – македоніт; Cr – есколаїт; Mn – манганіт; Fe – гематит; As – GaAs (синтетичний); Ba – барит; Sc, Co, Ni, Cu, Zr, Ag, Au – чисті елементи. Для опрацювання отриманих даних використано програмне забезпечення "Magallanes 3.2".

Термічний аналіз виконано на дериватографі Q-1500D системи "Паулік - Паулік-Ердей" у лабораторії хімічного факультету Національного університету "Львівська політехніка". Дериватограф з'єднано з персональним комп'ютером в інтервалі температур 20–1000 °С з вільним доступом повітря у піч. Швидкість нагрівання – 10 °С/хв. Маса зразків становила в середньому 10 мг. Еталонною речовиною слугував оксид алюмінію. Результати комплексного термічного аналізу зразків, в який входили термогравіметрія (TG), диференційна термогравіметрія (DTG) та диференційний термічний аналіз (DTA), подано у вигляді термограм. Інтерпретацію складу апоперидотитових серпентинітів здійснено із використанням каталогів стандартних термограм різних видів серпентину (лізардиту, хризотилу, антигориту) та інших мінералів-перидотитів, які опубліковані в низці робіт [Іванова, и др., 1974; Штейнберг, Чашухин, 1977; Варлаков, 1986; Брянчанинова, Макеєв, 1995; Брянчанинова, 2004].

Рентгеноструктурний аналіз виконано у рентгенівській лабораторії геологічного факультету Львівського національного університету імені Івана Франка на дифрактометрі ДРОН-3 (аналітик А. Дворянський) за таких параметрів: CuK $\alpha$  – випромінювання, напруга 40 кВ, сила струму 25 мА, швидкість обертання 1 град/хв. Ідентифікацію мінералів здійснено із використанням інтернет-ресурсів MINCRYST, Mindat та за допомогою програми Match (версія 9).

### Результати досліджень

Досліджені породи представлені апоперидотитовими серпентинітами, у яких вміст вторинних мінералів, переважно серпентину, становить 80–100 %. Перидотити складаються із олівину, ромбічного і моноклінного піроксенів, шпінелідів [Ляшкевич, и др., 1995; Ступка, 2013; Білик, та ін., 2016; Степанов, та ін., 2016], що дає підстави говорити про їхній переважно мантієвий вихідний парагенезис реститового типу. За результатами наших досліджень, метаморфічні перетворення перидотитів олістолітов соймульської світи виразились у найбільшому поширенні  $\alpha$ - і  $\beta$ -лізардитів та антигориту.

Макроскопічно апоперидотитові серпентиніти представлені двома різновидами, які різняться структурно-текстурними особливостями. Їх об'єднано у дві групи. Породи однієї групи характеризуються лінзоподібно-петельчастими текстурами. Породи другої групи мають смугасто-сланцюваті текстури.

Під час петрографічного вивчення в лінзоподібно-петельчастих породах серпентин представлений стрічкоподібними петельчастими агрегатами розміром до 1,0–1,5 мм. Вони, як правило, безбарвні, мають від'ємне подовження, пряме загасання і показник заломлення  $n_g = 1,546$ . У породах так само відзначені табличчасті кристали тонкопластинчастого серпентину – баститу з доволі досконалою спайністю. Бастит розвивається як псевдоморфоза за ромбічними піроксенами (рис. 2А). Кристалооптичні властивості лінзоподібно-петельчастого і табличчастого серпентинів ідентичні й відповідають  $\alpha$ -лізардиту. Цей висновок підтверджується і термічним аналізом: на кривих DTA відзначається чітко виражений ендоефект за температури 630° С, який відповідає  $\alpha$ -лізардиту (рис. 3, А) [Савельєв, и др., 2009; Добросоцький, и др., 2013].

У породах другої групи, що мають смугасто-сланцювату текстуру, в шліфах серпентин формує також стрічкоподібні й петельчасті агрегати, проте вони переповнені точкоподібними вкрапленнями та пилоподібними включеннями магнетиту. Утворення магнетиту характерні для  $\beta$ -лізардиту, що підтверджено в низці праць [Брянчанинова, 2004; Савельєв, и др., 2009; Добросоцький, и др., 2013]. Крім того, трапляються нечисленні (менше ніж 5 %) голкоподібні (розміром до 0,01 мм) та гратчасті індивіди серпентину із показником заломлення  $n_g = 1,565$ , який відповідає антигориту (рис. 2, В).

За характером взаємовідносин між антигоритом і  $\beta$ -лізардитом можна припустити, що вони сингенетичні. На термограмах (кривих DTA) (рис. 3, В) відзначаються два чітко виражених ендоефекти в діапазоні температур 670 °С і 780 °С, що підтверджує наявність  $\beta$ -лізардиту й антигориту відповідно. За співвідношенням площ ендоефектів  $\beta$ -лізардиту й антигориту встановлюють кількісні пропорції мінералів як 1:2.



На дифрактограмах серпентинів спостерігаються піки з міжплощинними віддальми 7,3 Å, 4,54 Å, 3,63 Å, 2,53 Å, 4,49 Å, 2,45 Å. Вони відповідають лізардиту й антигориту (рис. 4). Аналіз отриманих даних дає змогу встановити, що у серпентинах з переважанням  $\alpha$ -лізардиту інтенсивність піка з міжплощиною віддаллю 3,63 Å значно нижча, ніж у породах із домінуванням антигориту.

За результатами мікрозондового аналізу на трикутній діаграмі  $Al^{\#}-Fe^{\#}-Cr^{\#}$  вивчені мінерали у розподілі фігуративних точок виокремлюються у два рої (рис. 5). Рій I, який представлений аналізами 1–4, відповідає хімічному складу  $\alpha$ -лізардитів. Рій II, який акумулює аналізи 5–9, характеризує антигорити. Рій I містить більше хрому, вміст заліза менший, тоді як рій II характеризується більшим вмістом заліза зі зменшенням хрому.

Хімічний склад серпентинів [Блик, та ін., 2016] вивчали з використанням методики, наведеної в працях S. Schwartz [Schwartz, et al., 2013], R. Lafay [Lafay, et al., 2013], K. Wu [Wu, et al., 2018]. Згідно з результатами виконаного дослідження серпентини поділено на дві групи. На бінарній діаграмі  $SiO_2-Al_2O_3$  аналізи 1–4 потрапляють у поле лізардитів, аналізи мінералів 5–9 локалізуються у полі антигоритів. Просторова локалізація фігуративних точок серпентинів доводить, що з переходом від лізардитів антигоритів відбувається збагачення серпентинів  $SiO_2$ , яке корелює із виснаженням  $Al_2O_3$ . В роботі Л. Л. Панасьян та ін. [Панасьян, и др., 2014] в результаті дослідження різних типів серпентинитів із палеозойської субдукційної зони Головного уральського розлому виявлено, що високоглиноземисті, високохромисті та середньонікелісті різновиди мають ультраосновні протоліти, які формувались в умовах мантії. В цій самій праці зазначено, що середньо-низькоглиноземисті та низькохромисті серпентиніти розвиваються по протолітах основного складу в корових умовах. Вчені підтвердили свої висновки зіставленням петрохімічних параметрів серпентинитів із даними вивчення мікроструктури, хімічного і фазового складів порід методами ІК-спектроскопії, електронної мікроскопії, термічного, рентгенодифрактометричного й електронно-зондового аналізів, петрофізичними характеристиками та результатами акустичної емісії.

Під час петрографічного вивчення серпентинитів апоперидотитів угольського комплексу в  $\alpha$ -лізардитах відзначаються великі (до 0,3 мм) практично незмінені зерна акцесорних хромшпінелідів (рис. 7, А). У  $\beta$ -лізардитах та антигоритах шпінель трапляється у вигляді точкоподібних реліктів, і вона практично повністю перетворена на магнетит. Вміст пілоподібного магнетиту (рис. 7, В) у серпентинах за візуальним визначенням не перевищує 5–10%. За даними вивчення метаморфічних перетворень перидотитів різних регіонів світу [Брянчанинова, 2004; Брянчанинова, Макеєв, 1995; Lafay, et al., 2013, Schwartz, et al., 2013; Wu, et al., 2018], і, зокрема, Уралу [Савельєв, и др., 2009; Добросоцький, и др., 2013], виділення пи-

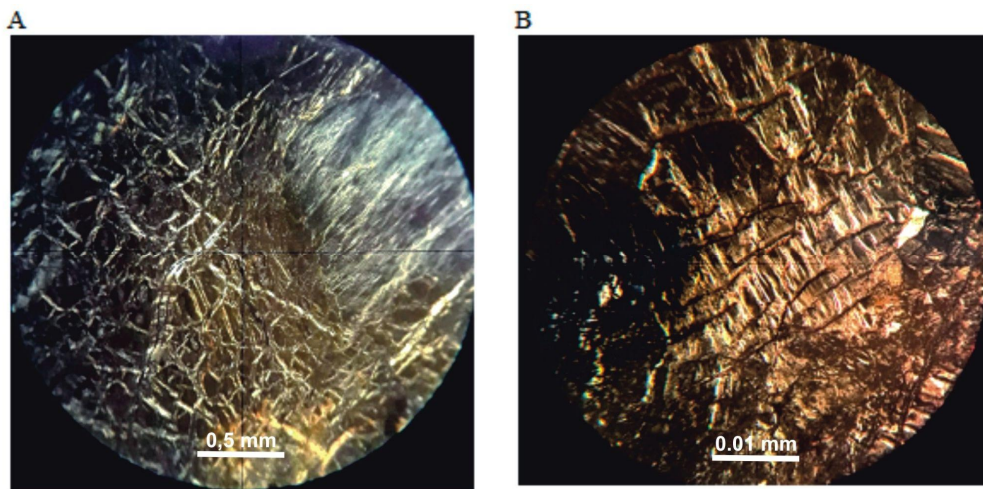
лоподібного магнетиту в серпентинах свідчить про те, що відбуваються зміни геодинамічної обстановки. Наявність магнетиту в апоперидотитових серпентинітах угольського комплексу, вірогідно, є індикатором початку прогресивного метаморфізму. Він відбувся в юрсько-ранньокрейдівий час під час субдукції океанічної кори Трансильвано-Муреського палеобасейну [Гнилко, 2015] під енсамітичну дугу, яка була розташована західніше від мікроконтинентального терейну Дакія.

За Ю. М. Разніциним та ін. відповідно до термометричних і динамічних параметрів розрізняють низько- і високотемпературну серпентинізацію. Високотемпературна серпентинізація представлена утворенням антигоритвмісних порід, що розвиваються за перидотитами. За даними багатьох дослідників, утворення цих порід відбувається над зонами субдукції. В сучасних океанічних структурах є численні знахідки антигоритових серпентинитів у глибоководних жолобах (і повна відсутність їх у серединно-океанічних хребтах) [Разніцин, и др., 2018]. Низькотемпературна серпентинізація, притаманна зонам спредингу, розвивається на глибинах 3,5–4,5 км і характеризується низькими й помірними тисками, утворенням лізардитів (і частково хризотилів). Відзначено, що тут хромшпінеліди залишаються свіжими і незаміщеними магнетитом.

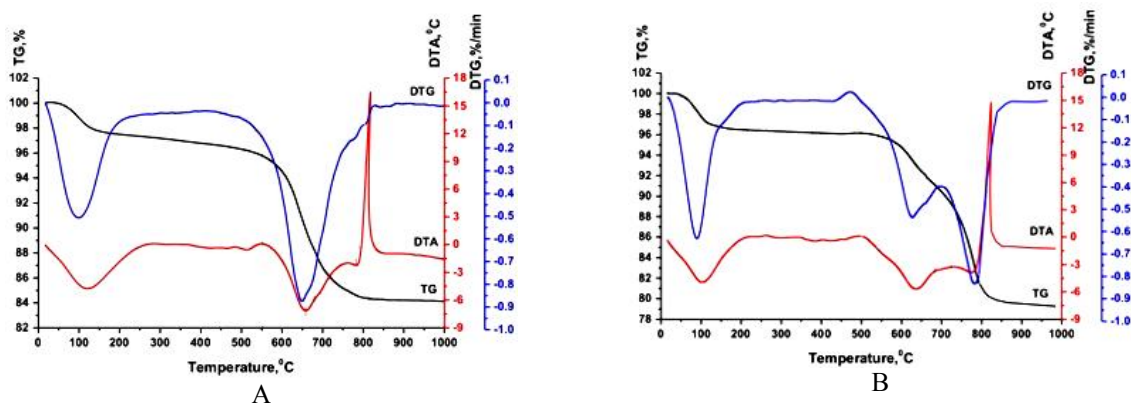
Вивчені апоперидотитові серпентиніти угольського комплексу різняться мінералого-петрогеохімічними особливостями, які дають змогу об'єднати їх у дві групи. Це є свідченням того, що вони утворилися в різних геодинамічних умовах і мають різний генезис. За комплексом ознак серпентини першої групи тяжіють до первинно-мантіїних протолітів ультраосновного складу. Серпентини другої групи, імовірно, мають риси генетичної приналежності до літосферних протолітів основного складу.

Вивчення серпентинитів, які розвивались по перидотитах угольського комплексу, важливе для з'ясування типів метаморфізму за вихідними первинно-мантіїними протолітами і стадійністю формування літосфери складчасто-покровних споруд (на прикладі Українських Карпат). Отримані результати можна використати для прогнозування оцінки зрудення серпентинів. З серпентинами першої групи (лізардитовими) пов'язані хроміти (й елементи платинової групи), із серпентинами другої групи (антигоритовими) асоціює магнетит.

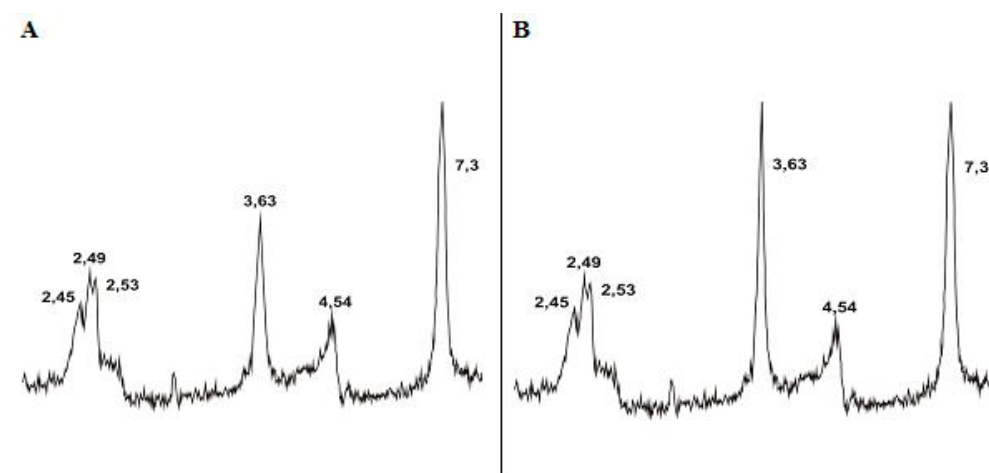
Використання низки методів діагностики серпентинів, які розвивались по перидотитах угольського комплексу, дали змогу скомпонувати їх у дві різні групи, з різними метаморфічною (термодинамічною) і геодинамічною історією. Структурно-текстурні особливості, мінеральні й петрогеохімічні параметри серпентинів є індикаторами геодинамічних умов перетворення перидотитів офіолітів Мармароської зони скель та інших регіонів. Результати досліджень дають змогу конкретизувати модель становлення і поетапного перетворення перидотитів угольського комплексу Внутрішньої зони Східних Українських Карпат.



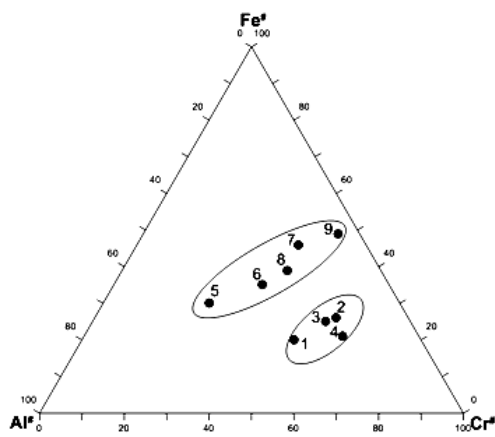
**Рис. 2.** Шліфи апоперидотитових серпентинітів угольського комплексу  
 Умовні позначення: А – петельчасті й табличасті виділення лізардиту та баститу: петельчастий –  $\alpha$ -лізардит (ліворуч) і тонкопластинчастий – бастит (праворуч). Ніколі схрещені. В – видовжено-табличасті до голчастих виділення антигориту (біле). Ніколі схрещені. Басейн р. Мала Уголька: правий борт струмка Гребінський, 250 м вверх від гирла струмка Погарський Рункул, околиця с. Мала Уголька.



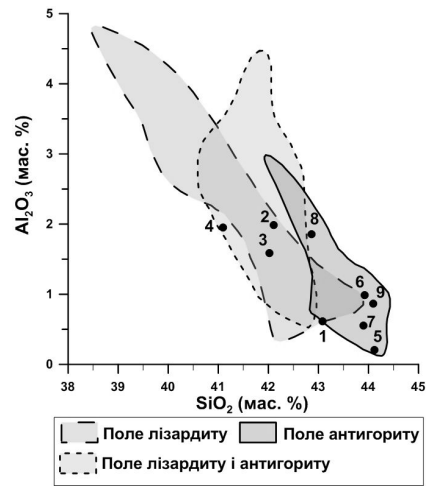
**Рис. 3.** Термограми серпентинів апоперидотитів угольського комплексу.  
 Умовні позначення: DTG – диференціально-термогравіметрична крива; DTA – диференціальна крива нагрівання; TG – крива втрати маси. вгорі –  $\alpha$ -лізардитові; внизу –  $\beta$ -лізардитові та антигоритові.



**Рис. 4.** Дифрактограми серпентинів апоперидотитів угольського комплексу:  
 А –  $\alpha$ -лізардитові; В –  $\beta$ -лізардитові та антигоритові



**Рис. 6.** Розподіл фігуративних точок серпентинів за даними мікрозондового аналізу на діаграмі  $\text{SiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3$  (мас. %) (Schwartz et al., 2012; Lafay et al., 2013): аналізи 1–4 – поле лізардиту; аналізи 5–9 – поле антигориту

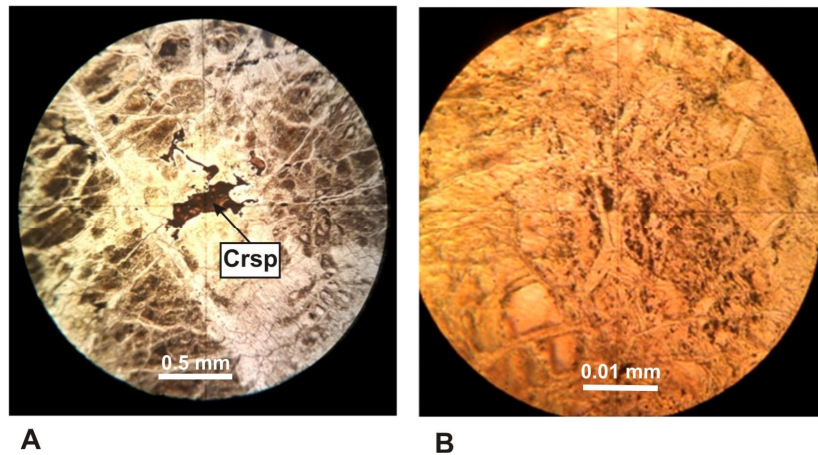


**Рис. 5.** Розподіл фігуративних точок серпентинів на трикутній діаграмі  $\text{Al}^\# - \text{Fe}^\# - \text{Cr}^\#$ : аналізи: 1–4 – поле лізардитів; 5–9 – поле антигоритів.  
 $\text{Fe}^\# = \text{Fe} / (\text{Fe} + \text{Mg}) \times 100 \%$ ;  
 $\text{Al}^\# = \text{Al} / (\text{Al} + \text{Si}) \times 100 \%$ ;  $\text{Cr}^\# = \text{Cr} / (\text{Cr} + \text{Al}) \times 100 \%$

Таблиця 1

**Вміст  $\text{SiO}_2$  та  $\text{Al}_2\text{O}_3$  в серпентині за даними хіманалізу, мас. %**

Мас. %	Номери проб								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
$\text{SiO}_2$	43,08	42,11	42,02	41,09	44,12	43,92	43,90	42,96	44,10
$\text{Al}_2\text{O}_3$	0,61	1,99	1,59	1,95	0,21	0,99	0,55	1,86	0,87



**Рис. 7.** Акцесорні мінерали у серпентинітах апоперидотитів угольського комплексу: А – хромшпінелід (Crsp) у петельчастому серпентині ( $\alpha$ -лізардит), ніколи схрещені; В – пілоподібний магнетит (чорні точки) у смугасто-слащуватому серпентині ( $\beta$ -лізардит, антигорит), ніколи паралельні. Верхів'я басейну р. Мала Уголька, межиріччя струмків правого борту: Гребінський і Погарський Рункул

**Висновки**

У результаті проведених досліджень, які охоплювали вивчення структурно-текстурних, мінералого-петрографічних, петрогеохімічних особливостей серпентинів апоперидотитів угольського комплексу, з'явилася можливість уточнити модель перетворення їх в структурі Трансильвансько-Муреського палеоокеану і подальшого потрапляння у Мармароську зону Скель.

Відомі методики, які охоплюють комплекс методів вивчення серпентинітів та серпентинізованих апоперидотитів, наочно демонструють можливості періодизації процесів перетворення первинних порід у різних геодинамічних обстановках. Зіставлення отриманих нами результатів із вивчення серпентинів із відомими даними для інших регіонів дає змогу виділити групи порід, які перетворювалися, як мінімум, у два етапи.

Серпентини із лінзоподібно-петельчастими текстурами є індикаторами геодинамічних умов перетворення перидотитів офіолітів на першому більш ранньому етапі. Вони складаються переважно з  $\alpha$ -лізардитів і баститів, які мають підвищений вміст хрому та містять незмінні зерна хромшпінелідів. Перший, більш ранній, етап зумовлює термодинамічні характеристики регресивного метаморфізму верхів зеленосланцевої фації. Він реалізований у геодинамічній обстановці спредингу під час охолодження і підняття перидотитів.

Серпентини схарактеризовані смугасто-сланцюватими текстурами, локалізуються у другій групі. Вони складаються переважно із  $\beta$ -лізардитів і антигоритів із підвищеною залізистістю і акцесорним пілоподібним магнетитом. Другий етап має параметри прогресивного метаморфізму низів зеленосланцевої – верхів епідот-амфіболітової фації. Серпентини другого етапу формувалися в субдукційних умовах, які приурочені до палеозони склово-пластичних деформацій. Ці деформації, вірогідно, супроводжували в юрсько-ранньокрейдовий період субдукційно-колізійні події між терейном Дакія, енциматичною острівною дугою океану Тетіс і/або терейном Тися. Колізія терейнів Дакії та Тисії привела до закриття Трансильвансько-Муреського океану й утворення ранньольпійських покривів [Csontos & A. Vörös, 2004; Гнилко, і др., 2015;]. В крейдовий час у седиментаційний басейн, який утворився перед фронтом Трансильванських офіолітових покривів, зсувалися олістоліти та олістоплаки цих та інших пластин [Гнилко, і др., 2015].

Виділено два різновиди серпентинів, які розрізняються за мінеральним, петрогеохімічним складом і за структурно-текстурними особливостями належать до різних генетичних груп. Серпентини першої групи мають первинно-мантіїні протоліти ультраосновного (реститового) складу. Серпентини другої групи тяжіють до літосферних протолітів основного складу. Вивчено серпентини, розвинені по перидотитах угольського офіолітового комплексу, які приурочені до мезозойської сутурної зони між терейнами Дакія і Тися.

Отримані результати мають не лише теоретичний сенс, їх можна використати для прогнозу оцінки зруденіння апоперидотитових серпентинітів.

**Внесок авторів:** всі автори зробили однаковий внесок у цю роботу.

#### Список літератури

Білик Н. Т., Генералова Л. В., Яценко І. Г., Степанов В. Б. Мінералогія і геодинамічні умови перетворення перидотитів з офіолітів Мармароської зони Скель (Українські Карпати). *Геодинаміка*, 2016. №2. С. 71–83. DOI: <https://doi.org/10.23939/jgd2016.02.071>

Брянчанинова Н. С. Серпентиниты и серпентины Полярного Урала [Текст]: автореф. дис... д-ра геол.-мин. наук: 25.00.05, 25.00.04. Институт геологии Коми НЦ Уро РАН. Сыктывкар, 2004. 44 с.

Брянчанинова Н. С., Макеев А. Б. Методика исследования серпентинизации ультрабазитов. *Минеральные индивиды, агрегаты, парагенезисы: Труды Института геологии Коми НЦ Уро РАН. Сыктывкар*, 1995. Вып. 88. С. 4–11.

Варлаков А. С. *Петрология процессов серпентинизации гипербазитов складчатых областей*. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1986. 224 с.

Гнилко О. М. Тектонічне районування Карпат у світлі терейнової тектоніки. Стаття 2. Флішові Карпати – давня акреційна призма. *Геодинаміка*, 2012. № 1 (12). С. 67–78. DOI: <https://doi.org/10.23939/jgd2012.01.067>

Гнилко О. М., Генералова Л. В. Ранняя альпийская эволюция Украинских Карпат. Геологическая история, возможные механизмы и проблемы формирования впадин с океанической/субокеанической корой в областях с континентальной корой: *Матер. XLV тектон. совещ.* М.: ГЕОС, 2013. С. 48–53.

Гнилко О. М., Гнилко С. Р., Генералова Л. В. Формирование структур угесовых зон и межугесового флиша Внутренних Украинских Карпат – результат сближения и коллизии микроконтинентальных террейнов. *Вестн. С.-Петерб. ун-та*, 2015. Сер. 7. Вып. 2. С. 4–24.

Добросоцкий С. В. Особенности вещественного состава ультрабазитов дунит-гарцбургитовой ассоциации Нядокотинского рудного поля (Олься-Мусюрский массив, Приполярный Урал). *Вестник Воронеж. ун-та. Сер. Геология*, 2013. № 1. С. 64–74.

Иванова В. П., Касатов Б. К., Красавина Т. Н. и др. *Термический анализ минералов и горных пород*. Л.: Недра. 1974. 399 с.

Ляшкевич З. М., Медведев А. П., Крупский Ю. З. и др. *Тектоно-магматическая эволюция Карпат*. Киев: Наук. думка, 1995. 132 с.

Разницин Ю. Н., Савельева Г. Н., Федонкин М. А. Углеродородный потенциал палео- и современных надсубдукционных областей: тектонический, геодинамический, минералого-геохимический и биохимический аспекты. *Тихоокеанская геология*, 2018. Т. 37. № 2. С. 3–16.

Савельев Д. Е., Бажин Е. А., Сначёв В. И., Черникова Т. И. Серпентинизация ультрабазитов Кыштымской площади. *Геологический сборник ИГ УНЦ РАН*, 2009. № 8. С. 129–137.

Степанов В. Б., Білик Н. Т., Генералова Л. В., Гнилко О. М., Дикий В. В. Мінералогія та умови утворення перидотитів офіолітів Мармароської зони скель (Українські Карпати). Десяті наукові читання імені академіка Євгена Лазаренка: матеріали. Відп. ред. О. Матковський. Львів: ЛНУ імені Івана Франка, 2016. С. 93–95.

Ступка О. О. Офіоліти Українських Карпат: геохімія і мінералогія [Текст]: автореф. дис... канд. геол. наук: 04.00.02. Ін-т геології і геохімії горюч. копалин НАН України. Львів. 2013. 20 с.

Третяк К. Р., Максимчук В. Ю., Кугас Р. І. та ін. *Сучасна геодинаміка та геофізичні поля Карпат і суміжних територій*. Львів: В-во Львівської політехніки, 2015. 420 с.

Штейнберг Д. С., Чащухин И. С. *Серпентинизация ультрабазитов*. М.: Наука, 1977. 312 с.



- Csontos L. & A. Vörös. Mesozoic plate tectonic reconstruction of the Carpathian region. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2004. Vol. 210. P. 1–56.
- Hnylko, O. (2014). Olistostromes in the Miocene salt-bearing folded deposits at the front of the Ukrainian Carpathian orogen. *Geological Quarterly*, 58 (3), 381–392. doi: 10.7306/gq.
- Kovač, M., Nagymarosy, A., Oszczytko, N., Ślącza, A., Csontos, L., ... & Márton, M. (1998). Palinspastic reconstruction of the Varpathian-Pannonian region during the Miocene. In *Geodynamic development of the Western Carpathians* (pp. 189–217). Geological Survey of Slovak Republic.
- Lafay R., Deschamps F., Schwartz S., Guillot S., Godard M., Debret B., Nicollet C. High-pressure serpentinites, a trap-and-release system controlled by metamorphic conditions: Example from the Piedmont zone of the western Alps Romain. *Chemical Geology*, 2013. Vol. 343, P. 38–54.
- Schmid, S., Bernoulli, D., Fugenschuh, B., Matenco, L., Schefer, S., ... & Ustaszewski, K. (2008). The Alpine-Carpathian-Dinaric orogenic system: correlation and evolution of tectonic units. *Swiss Journal of Geosciences*, 101, 139–183.
- Schwartz S., Guillot S., Reynard B., Lafay R., Debret B., Nicollet C., Lanari P., Auzende, A. L. Pressure-temperature estimates of the lizardite/antigorite transition in high pressure serpentinites. *Lithos*. 2013. Vol. 178. P. 197–210.
- Wu K., X. Ding, M. Ling, W. Sun, L. Zhang, Y. Hu, R. Huang. Origins of two types of serpentinites from the Qinling orogenic belt, central China and associated fluid/melt-rock interactions. *Lithos*. 2018. V. 302–303. P. 50–64.

Л. ГЕНЕРАЛОВА, В. СТЕПАНОВ, Н. БІЛИК, Є. СЛИВКО

Львівський національний університет імені Івана Франка, Львів, ел. пошта: gen\_geo@i.ua; natbilik@i.ua

СЕРПЕНТИНИ – ІНДИКАТОРИ ГЕОДИНАМІЧНИХ УМОВ  
МЕТАМОРФІЧНИХ ПЕРЕТВОРЕНЬ МЕЗОЗОЙСЬКИХ ПЕРИДОТИТІВ МАРМАРОСЬКОЇ ЗОНИ  
СКЕЛЬ (ВНУТРІШНІ УКРАЇНСЬКІ КАРПАТИ)

**Мета.** Виконано дослідження вторинних серпентинів для реконструкції умов становлення й перетворення перидотитів угольського комплексу, які локалізовані в Мармароській зоні скель Внутрішніх Східних Українських Карпат і поширені в межиріччі Великої та Малої Угольок. **Методи.** Робота ґрунтується на результатах геологічних спостережень порід угольського комплексу в природних відслоненнях, а також петрографічних, мінералогічних (рентгеноструктурний, термоваговий і мікрозондовий аналізи) та геохімічних досліджень. Для порівняння використано літературні дані щодо перидотитів Українських Карпат і окремих детально вивчених перидотитових комплексів орогенів. **Результати.** Перидотити утворюють олістоліти в нижньокрейдівій соймільській олістостромово-конгломератовій товщі Мармароської зони скель (Вежанський покрив) Внутрішніх Українських Карпат. Вік олістолітів (соймільська світа) перидотитів угольського комплексу –  $T_2-K_1$  (?). Породи представлені серпентинізованими перидотитами й серпентинітами. Метаморфічні перетворення перидотитів олістолітів виявлені у значному поширенні  $\alpha$ - і  $\beta$ -лізардиту й антигориту. Серед вивчених серпентинів виділено дві групи. Серпентин першої групи має лінзоподібно-петельчасту текстуру і представлений, головню,  $\alpha$ -лізардитом і баститом; ці мінерали містять порівняно великі незмінені зерна хромшпінелідів і мають підвищену хромистість. Серпентин другої групи, представлений, зазвичай,  $\beta$ -лізардитом і антигоритом, смугасто-сланцюватої текстури, містить включення пілоподібного магнетиту й підвищену кількість заліза. Мінералам першої групи притаманні термодинамічні характеристики регресивного метаморфізму верхів зеленосланцевої фації, який міг бути реалізований за геодинамічних умов спредингу під час підняття й охолодження перидотитів. Серпентини другої групи мають параметри, хоча й локальні, прогресивного метаморфізму низів зеленосланцевої-верхів епідот-амфіболітової фації. Вони формувались за надсубдукційних умов і приурочені до фрагментів палеозон відколого-пластичних деформацій, які супроводжували в юрі-ранній крейді субдукційно-колізійні події між терейнами Дакія і Тися, що привели до закриття Трансільвансько-Муреського палеоокеану. Виділені групи серпентинів мають різний генезис і формувались за різних геодинамічних умов: мінерали першої групи тяжіють до первинно-мантіїних протолітів ультраосновного складу, а другої – до літосферних протолітів основного складу. **Наукова новизна.** Використання комплексу методів дослідження серпентинів дало змогу розділити їх на дві групи, які мають різну термодинамічну й геодинамічну історію. Структурно-текстурні, мінералогічні, геохімічні та інші особливості серпентинів є індикаторами геодинамічних умов перетворення перидотитів Мармароської зони скель та інших регіонів. Запропоновано модель поетапного перетворення перидотитів угольського комплексу. **Практичне значення.** Дослідження серпентинів, розвинувих по перидотитах угольського комплексу, важливе для з'ясування типу метаморфізму вихідних первинно-мантіїних протолітів і стабільності формування літосфери складчасто-покровних споруд (на прикладі Українських Карпат). Отримані результати можна використовувати для прогнозного оцінювання зруденіння серпентинітів, оскільки визначено, що з лізардитовими серпентинітами пов'язані елементи групи платини, а з антигоритовими асоціює магнетит.

**Ключові слова:** перидотит; серпентиніт; серпентин;  $\alpha$ - і  $\beta$ -лізардит, антигорит; Внутрішня зона Східних Українських Карпат.

Received 12.03.2019