

УДК 552.14:553.2(234.421.1)

## ПІСЛЯСЕДИМЕНТАЦІЙНІ ПЕРЕТВОРЕННЯ КРЕЙДОВО-ПАЛЕОГЕНОВИХ ВІДКЛАДІВ ФЛІШОВИХ КАРПАТ

К. Деревська<sup>1</sup>, І. Бубняк<sup>2</sup>, А. Субботін<sup>1</sup>, О. Шевчук<sup>3</sup>, В. Бельський<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Інститут геологічних наук НАН України

01601 м. Київ, вул. О. Гончара, 55, б. E-mail: zimkakatya@gmail.com

<sup>2</sup>Львівський національний університет імені Івана Франка

79005 м. Львів, вул. Грушевського, 4. E-mail: bubniak@franko.lviv.ua

<sup>3</sup>Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України

79053 м. Львів, вул. Наукова, 3, а. E-mail: igggk@ah.ipm.ua

Мінералого-петрографічні та літолого-стадіальні дослідження осадових відкладів Флішових Карпат дали змогу виявити зональність постдіагенетичних перетворень, які охоплюють відклади крейди–палеогену. Виділено чотири підзони регіонального перетворення осадових комплексів, межі між якими нечіткі: глибинний (або пізній) катагенез (III); початок раннього метагенезу (>III); ранній метагенез (IV<sub>1</sub>); пізній метагенез (IV<sub>2</sub>). З'ясовано, що в породах флішу поряд з метагенетичними прожилками кальцитового або кальцит-кварцового складу, часто з твердими чорними бітумами, трапляються прожилки гідротермального походження.

*Ключові слова:* літогенез, флішові відклади, крейда–палеоген, післяседиментаційні перетворення, Флішові Карпати.

Питання літогенезу флішової товщі Українських Карпат завжди становили науковий інтерес, оскільки вони тісно пов'язані з проблемою нафтогазоносності цього регіону. Вважали [1–3], що флішові відклади крейди–палеогену майже на всій території Українських Карпат перебувають на стадії початкового катагенезу. Найбільше відомі дослідження М. Габінета [3], який вивчив мінералого-петрографічні особливості осадових порід, хімічні та фізичні властивості вуглистої речовини та перетворення глинистих мінералів у відкладах крейди, палеогену й неогену. На думку вченого, інтенсивність літогенетичних перетворень осадових порід Карпат пов'язана переважно з глибиною занурення. Він запропонував поділяти стадію катагенезу на три ступені: початковий, середній та глибинний, а стадію метагенезу ділити на два ступені: початковий і глибинний. До зони початкового катагенезу М. Габінет зачислив олігоценові відклади на південному схилі Українських Карпат, еоценові – у Чорногірській зоні, палеогенові і частково верхньокрейдові – у Сілезькій та Скибовій зонах. Він вважає, що глибинний катагенез є характерним для бітумінозних порід спаської світи у Скибовій зоні Карпат на глибинах понад 7,2 км. Учений також припустив, що крейдовий і палеогеновий фліш зазнав пізнього (глибинного) катагенезу на значних глибинах у межах Сілезької структурно-формаційної зони.

І. Афанасьєва [1] за мінеральним складом новоутворень і характером температурно-структурних змін порід флішу виділила початковий і глибинний катагенез. Вона вважала, що на північному схилі Українських Карпат на межі відкладів палео-

гену і крейди відбувається перехід початкового катагенезу в глибинний, а також що пісковики верхньої частини еоцену Сілезької (Кросненської) зони в межах Голятинського антиклінального підняття зазнали глибинного катагенезу.

Виконані нами літогенетичні дослідження осадових відкладів флішових утворень Карпат з урахуванням раніше опублікованих даних [3–5, 7] дали змогу виділити зону метагенезу, яка охоплює на поверхні відклади крейди–палеогену.

**Стисла характеристика геологічної будови району досліджень.** Структура району досліджень визначена двома великими розломами на його південній і північній межах. На півдні (південному заході) розташований Закарпатський глибинний розлом як частина глобального Одер-Кавказького лінеамента, найбільшої структури Північного Тетису. На південній межі району досліджень цей розлом майже збігається з Пенінською зоною, проте є пізнішим від неї, бо андезити і базальти пліоцен-плейстоцену, які вилилися на поверхню по розломах, перекривають як Пенінську зону, так і інші структурно-фаціальні зони Південного схилу Карпат – Магурську і Мармароську (рис. 1).

Другий великий глибинний розлом проходить паралельно до Закарпатського розлому на відстані приблизно 60 км у північно-східному напрямі. Цей розлом, який називають Ужоцьким, виявлений сейсмічними дослідженнями [6]. Вважають, що він відокремлює альпійську структуру Карпат від епікаледонського облямування давньої Східноєвропейської платформи. В межах району досліджень Ужоцький розлом перекритий насувами Скибової і Кросненської структурно-фаціальних зон. Водночас Ужоцький розлом, вірогідно, відіграв важливу роль у крейдово-палеогеновому осадонагромадженні, оскільки він є північно-східною межею Центрального синклінорію Українських Карпат [6]. Потужність відкладів крейди–палеогену тут припускають близькою до 15 км. Сьогодні більша частина синклінорію належить до Кросненської структурно-фаціальної зони, у межах якої потужність відкладів олігоцену, що виходять на денну поверхню, перевищує 3 км. Формування палеогенових флішових товщ Центральнокарпатського прогину відбувалося на двох етапах: палеоцен-еоценовому й олігоценовому. Відклади палеоцену й еоцену складені теригенним флішем, у якому відокремлені пачки і товщі пісковиків, мергелів, аргілітів без ознак “типового” флішу. В пізньому еоцені у флішовому трозі повсюди накопичувався тонкоритмічний глинистий фліш.

Початок олігоцену в регіоні ознаменувався вулканічною активністю, розквітом планктону, у тім числі діатомей, які формують головний маркувальний горизонт у фліші. Повсюди відкладалися чорні бітумінозні глинисті осади. У зовнішній частині басейну накопичувались відклади менілітової світи – чорні аргіліти з прошарками пісковиків і алевролітів, які у напрямі до внутрішніх частин трого заміщені сіроколірним флішем кросненської світи. Формаційна межа між світами проходить нині в районі смт Славське паралельно до насуву Кросненської зони (див. рис. 1). Найбільш внутрішній – дусинський – тип розрізу репрезентований чорними мергелями дусинської світи і пісковиками маловижівської світи, що залягають на мергелях. За віком вони відповідають нижній частині менілітової і кросненської світ [6].

Вивчений район Українських Карпат загалом має насувну будову. На південь від Кросненської зони, по широті м. Міжгір'я розташований насув Дуклянської зони, ще південніше – Дусинська, Рахівська, Магурська та Пенінська зони.

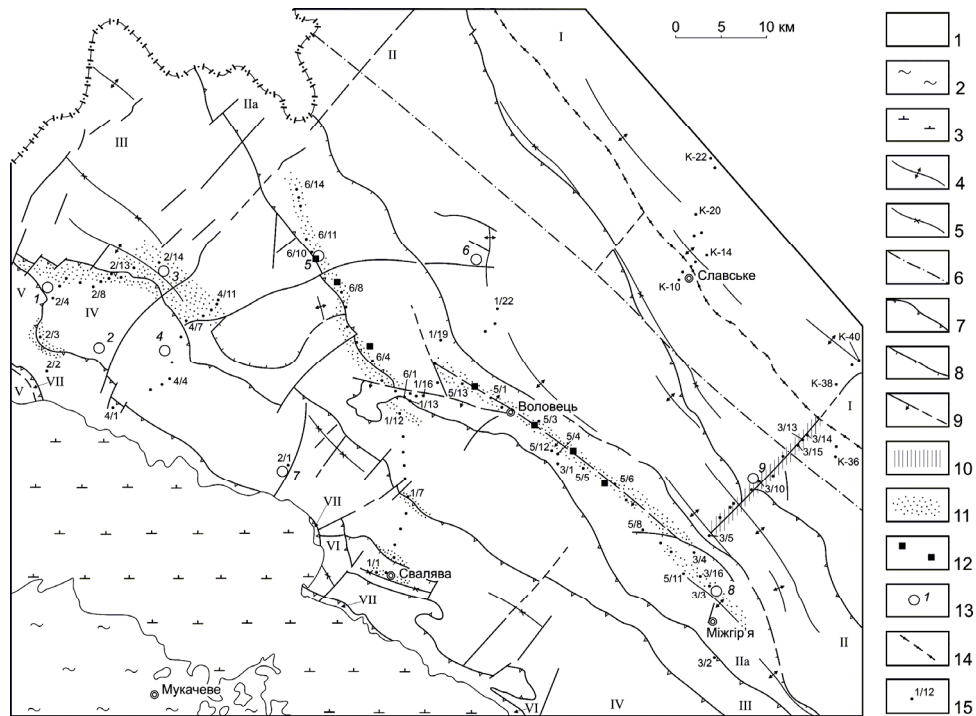


Рис. 1. Фрагмент тектонічної карти Українських Карпат масштабу 1:500 000 [7] з даними про гідротермальні зміни порід флішу:

1 – крейдово-палеогеновий фліш; 2 – осадові відклади неогену; 3 – андезити і базальти пліоцену та плейстоцену; 4 – осі антикліналей; 5 – осі синкліналей; 6 – Ужоський глибинний розлом; 7 – головні насуви (переважно межі структурно-фаціальних зон); 8 – другорядні насуви; 9 – зсуви і скиди та напрям їхнього падіння; 10 – зона окварцювання; 11 – зони карбонатизації; 12 – зони піритизації; 13 – рудопрояви та їхні номери; 14 – формаційна межа між Скибовою зоною і зоною Кросно; 15 – точки відбору проб (у чисельнику – номер маршруту, у знаменнику – номер точки). Структурно-фаціальні зони: I – Скибовий покрив; II – зона Кросно; Па – Бітлянська підзона літокластів; III – Дуклянський покрив; IV – Поркулецький покрив; V – Магурський покрив; VI – Мармароська зона; VII – Пенінська зона. Рудопрояви: 1 – Дубриничі (Hg); 2 – Сімерки (Hg); 3 – Черноглова (As, Sb, Hg); 4 – Туриця (Hg); 5 – Розтока (Hg); 6 – Голятин (As, Ba); 7 – Кам'яний кар'єр (Hg); 8 – Сойми (As, Sb, Hg); 9 – Торунь (As).

Пенінська зона частково перекрита андезито-базальтами та їхніми туфами Вигорлат-Гутинського пасма. Кросненська зона з північного сходу обмежена Скибовою зоною (див. рис. 1).

Для майже всіх головних насувів характерні супровідні олістоліти – великі брили та відторженці порід давнішого, ніж вмисний фліш, віку. Особливо це притаманне олігоценному флішу Кросненської зони, де внутрішньоформаційні насуви супроводжуються олістолітами порід еоценового, зрідка – пізньокрейдowego або навіть ранньокрейдowego (шипотська свита) віку. Породи мають північно-західне простягання і падають, головню, на південний захід під кутами 40–80°.

Кросненська зона майже повністю представлена олігоценним флішем, а інші зони – Дусинська, Рахівська і Магурська – скибами еоцену, палеоцену, пізньої і

ранньої крейди, причому крейдові відклади займають більші ділянки на північному заході й південному сході вивченої площі. На тлі скибової структури регіону і переважно південно-західного падіння порід трапляються релікти видовжених синклінальних і антиклінальних структур, іноді брахіформних. Олігоцені відклади також значно поширені в Скибовій зоні. Для них характерна сильна фаціальна мінливість, яка особливо помітна навхрест простягання Карпат. Також розвинуті скиди і скидо-зсуви північно-східного (антикарпатського) напрямку, пов'язані з насувами північно-західного простягання. В межах Кросненської зони таких структур майже нема, оскільки вона має характер сильно стиснутої зони зім'ятих порід.

**Післядіагенетичні зміни порід флішу.** Літологічно товща крейди–еоцену Карпат є флішем – чергуванням прошарків пісковиків і алевролітів, які залежно від кількості глинисто-гідрослюдистого цементу візуально виглядають як аргіліти або алевритисті аргіліти. Фліш кросненської світи олігоцену дещо інший: він розділений на окремі потужні (у плані до 2–3 км) пачки пісковикового й алевролітового складу. Серед них трапляються прошарки вапняків потужністю 2–3 см або сидеритів потужністю до 30 см. Нерозчленована палеоцен–еоценова товща в Скибовій зоні Карпат представлена тонко-середньоритмічним чергуванням невапнистих аргілітів (0,1–0,5 м), дрібнозернистих пісковиків і алевролітів. Подекуди трапляються прошарки середньо- та різнозернистих кременистих пісковиків (до 0,3 м). Потужність нерозчленованої товщі палеоцену й еоцену коливається в межах, відповідно, 400–550 і 275–500 м.

Петрографічний стадіальний аналіз порід флішової товщі дав змогу виявити головні закономірності післядіагенетичних перетворень порід та відповідну ката- і метагенетичну зональність.

Для визначення ступеня післядіагенетичних змін флішової товщі крейди–палеоцену використовували тільки уламкові породи [5]. Найліпшими для дослідження є пісковики, менше – алевроліти. В грубоуламкових породах і тектонічних мікробрекчіях по пісковиках чітко простежені стресові перетворення.

У співвідношенні зі ступенем змін порід можна виділити чотири підзони регіонального перетворення осадових комплексів, межі між якими нерізкі:

1) глибинний (або пізній) катагенез (III); 2) початок раннього метагенезу (>III); 3) ранній метагенез (IV<sub>1</sub>); 4) пізній метагенез (IV<sub>2</sub>).

У зоні *глибинного катагенезу* (III) глини перетворені в глинисті тонкоплитчасті сланці. Пісковики алевритисті, різнозернисті, дрібнозернисті, слабо пористі. Конформізм становить 25–50 %. Для порід характерна зерниста структура, масивна або слабкошарувата текстура; шаруватість слабо виявлена, проте інколи вона виділена вуглецевистими рослинними рештками чи уламками гідратованих слюд. Уламки гідрослюд вермикулітизовані. Породи містять утворення оксидів титану, слабо змінені залишки фауни або глауконіт. Іноді уламки вкриті плівкою гідроксидів заліза.

Кількість цементу в пісковиках становить 35–40 %. Тип цементу поровий, контактово-поровий, регенераційний. У породах зберігається первинний залізисто-глинисто-гідрослюдистий цемент (20–15 %). Тонколускуваті гідрослюди мають перехресну або перехресно-волокнисту мікротекстуру. Виявлено також пойкилітовий, поровий або напівбазальний крупнокристалічний карбонатний цемент (20–25 %) чи бурі згустки пелітоморфного сидериту (4–5 %).

Для *зони початку раннього метагенезу* (>III) характерні сильно ущільнені зернисті структури. Породи мають горизонтально- або неясношарувату текстуру.

Уламки слюди нерівномірно розміщені по породі або утворюють шарові витягнуті накопичення. Зерна глауконіту частково заміщені хлоритом або гідрослюдою.

Конформізм становить 50–80 %. Виявлена інкорпорація уламків – до 25 %. З'являються тонкі регенераційні кварцові облямівки навколо теригенних уламків кварцу.

Пісковики містять вкраплену вуглецевисту речовину – графіт, бітуми (до 3 %). Для цієї зони характерна поява метагенетичних прожилків та просічень аналогічного складу, інколи в асоціації з карбонатом і піритом.

Цемент поліміктових пісковиків порово-петельчастий гідрослюдистий або корозійний карбонатний. Визначено реліктовий поровий глинисто-гідрослюдистий цемент (2–5 %). Первинний каолініт майже повністю заміщений дикітом або хлоритом. Тонкодисперсний карбонатний матеріал цементу (до 10 %) перекристалізований у дрібнозернистий та утворює ромбоподібні форми кристалів. Такому цементу притаманні оолітові та плямисті мікротекстури.

Для зони *раннього метагенезу* (IV<sub>1</sub>) характерні також сильно ущільнені структури. Породи мають масивну або шарувату текстуру. Стресові мікроструктури виявлені в шаруватих пісковиках у вигляді прошарків волокнистого кальциту з плівками глинисто-залізного матеріалу. Конформізм становить 80–90 %, інкорпорація – 25–50 %. Визначено кварцито-подібні структури (до 25 %). Навколо теригенних уламків кварцу з'являються добре розвинуті регенераційні кварцові облямівки.

Пісковики містять вкраплену (до 3 %) вуглецевисту речовину (графіт, бітуми) переважно витягнутої форми, яка позначає шарувату текстуру. Інколи вуглецевиста речовина піритизована або разом з оксидами заліза облямовує уламки.

Для цієї зони характерна поява жил, прожилків та просічень, які заповнені карбонатом, кварцом, бітумами (зрідка з сульфідами) в різних пропорціях та комбінаціях. Спостережена характерна часткова цементация та петельчато-плівчастий цемент пісковиків. Крім того, у порах (1,0–2,5 %) зберігається реліктовий гідрослюдистий цемент лускато-волокнистої будови, який майже повністю заміщений хлоритом або карбонатом. Дрібнозернистий карбонатний матеріал цементу перекристалізований у крупнозернистий та утворює ромбоподібні форми кристалів.

Для зони *пізнього метагенезу* (IV<sub>2</sub>) характерні пісковики, що мають кварцито-подібні, мікростилітові структури та інкорпораційні зчленування уламків. Стресові мікроструктури виявлені в тінях стиснення уламків. Конформізм становить 95–100 %, фестончасте розчинення уламків – понад 25 %. Кварц утворює самостійні зернистокристалічні, переважно витягнутої форми відокремлення серед теригенних уламків. Регенераційний кварц утворює тонкі облямівки або крустифікаційні структури та розростається у вигляді “зубчастих борідок” або шипів. Уламки вермикулізованих слюд заміщені хлорит-мусковітовими пакетами з новоутворенням кристалів титаніту, рутилу, анатазу.

Породам цієї зони притаманна цементация вдавлювання. В порах (до 1 %) збережений реліктовий гідрослюдистий цемент, який повністю заміщений хлоритом або карбонатом. Первинний дрібнозернистий карбонатний матеріал цементу перекристалізований у крупнокристалічний та утворює монокристали.

Пісковики містять вкраплену мінералізацію (до 1 %), яка представлена графітом, піритом або бітумами. Визначено також вуглецевисту речовину у вигляді плівок навколо уламків. Породи також містять утворення оксидів заліза й титану та залишки глауконіту (інколи до 10 %), повністю заміщені серицитом і хлоритом.

Найвні тонкі прожилки або просічення, заповнені чорними бітумами або кварцом, інколи з лімонітом.

Породи, які ми називаємо тектонічною мікробрекчією по пісковиках, зазнали змін, які можна зачислити до глибинного метагенезу, і для них характерні грубоуламкові структури та масивні (інколи слабкошаруваті) текстури. Породи містять релікти (до 1 %) плагіоклазів та калієвих польових шпатів, які значно гідрослюдиновані.

Конформізм у брекчіях становить близько 95 %. Виявлено мікростилітові структури та інкорпораційні зчленування уламків. Стресові мікроструктури визначені в тінях стиснення уламків у карбонатному або кварцовому матеріалі. Новотворення титаніту, рутилу й анатазу сягають 3 %.

Породи містять вуглецевисту речовину (до 1 %) чорного кольору, яка приурочена до скупчень слюд і утворює разом з ними витягнуті прошарки, що виділяють шаруватість. Для порід характерна цементация вдавлення. В реліктах зберігається плівчasto-петельчастий хлоритовий або гідрослюдистий цемент. Мікробрекчії містять прожилки або жили, складені в зальбандах чорним бітумом, а в центральних частинах – крупнокристалічним кальцитом.

**Метагенетичні прожилки.** У породах флішу трапляється прожилково-жильна мінералізація кварцового, кальцитового, кальцит-кварцового складу, часто з твердими чорними бітумами. Прожилки виявлені в породах зони метагенезу, причому в підзоні початкового метагенезу в межах Дуклянського та Кросненського покривів вони трапляються зрідка і мають кальцитовий склад, а в підзоні пізнього метагенезу – постійно і досягають потужності 2–3 см. Вони приурочені до тріщин північно-західного та північно-східного напрямів. Зазначимо, що в палеогенових алевритистих пісковиках Скибового покриву (Сколівська скиба) Карпат тонкі кальцитові прожилки потужністю до 2–3 мм трапляються постійно як у підзоні пізнього катагенезу, так і в підзоні початкового метагенезу. Вони або субпаралельні до шаруватості пісковиків, або перерізають її.

За нашими спостереженнями можна виділити дві групи кальциту. До першої групи належить метагенетичний кальцит, переважно крупнокристалічний, ромбоєдричного габітусу. Чорні тверді бітуми утворюють тонкі вкраплення в пісковиках або алевролітах на контакт з прожилками кальциту. Іноді бітуми зафарбовують кристали кальциту в темно- або медово-жовтий колір (рис. 2). Тверді чорні бітуми класу антраксоліту заповнюють інтерстиції між кристалами крупнозернистого білого кальциту (рис. 3). Друга група представлена білим кристалічним кальцитом (рис. 4), який зафарбований гідроксидами заліза, а іноді містить включення кольорового бітуму. З кальцитом першої групи (рис. 5) тісно асоціюють мармароські “діаманти” – водяно-прозорі двоголові кристали кварцу, утворені комбінацією ромбоєдрів і слабо розвинутих призм, унаслідок чого кристали стають короткопризматичними або “дипірамідальними”.

До утворень стадії метагенезу ми зачисляємо також прожилки з кальцитом, кварцом типу мармароських “діамантів” і твердими бітумами (переважно антраксолітом або керитом). Ми виконали термобаричні та ізотопно-геохімічні дослідження прожилково-жильного кальциту і кварцу типу мармароських “діамантів” й отримали нові дані, наведені у [8].

З’ясовано, що в зоні метагенезу поширена прожилково-жильна кварц-кальцит-бітумна мінералізація, причому найбільша її кількість приурочена до підзони піз-

ного метазенезу. В цих прожилках трапляється кварц типу мармароських “діамантів”, який містить у газово-рідких включеннях метан і його важкі гомологи, нафтоподібну речовину, тверді бітуми. Вміст  $\text{CO}_2$  незначний або його нема. Ізотопний склад кисню води мінералоутворювальних розчинів свідчить про їхнє метазенетичне (метаморфічне) походження. Температура гомогенізації газово-рідких включень у мармароських “діамантах” різноманітна і залежить, головню, від ступеня змін вмісних порід. У підзоні пізнього метазенезу вона становить  $170\text{--}280\text{ }^\circ\text{C}$ , що свідчить про надходження водно-метанових розчинів з більших глибин, ніж припускають для товщі олігоцену.

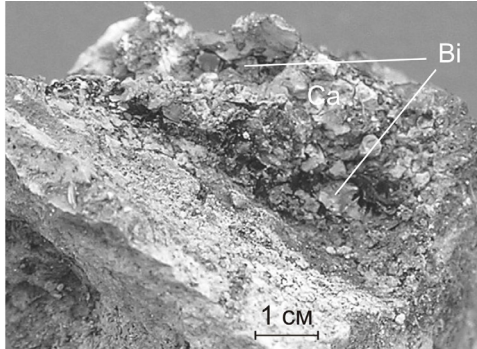


Рис. 2. Прожилок медово-жовтого кальциту (Ca) другої генерації, насичений бітуминозною речовиною (Bi). Скельні виходи поблизу смт Перечин. Точка спостереження 2/2.

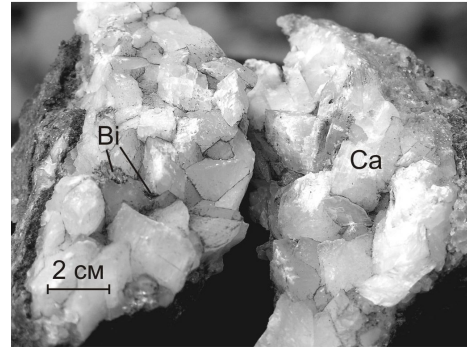


Рис. 3. Тонкі прошарки алевролітів серед сланців розбиті прожилками кальциту з кварцом. Тверді бітуми заповнюють інтерстиції між кристалами білого кальциту. Точка спостереження 1/15 біля с. Абранка.

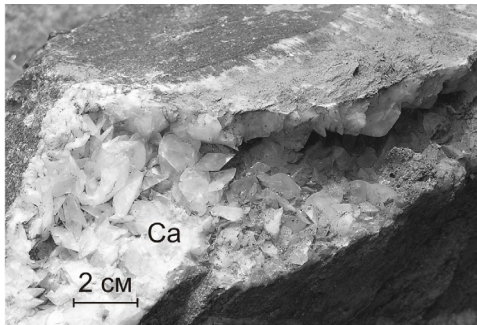


Рис. 4. Прожилок кристалічного кальциту (Ca) у пісковику. Точка спостереження 1/17 біля Абранського перевалу.

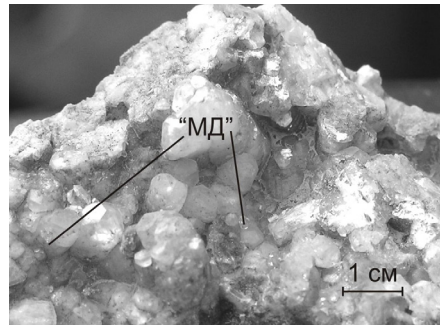


Рис. 5. Прожилок кальциту з кристалами мармароських “діамантів” (“МД”) у пісковику. Точка спостереження 1/19 поблизу с. Нижні Ворота.

Поряд з метазенетичними прожилками, вірогідно, є значна група прожилків гідротермального походження, розвинутих переважно на рудопроявах ртуті, стибію й арсену.

Можна припустити, що у Флішових Карпатах поширені також пострудні низькотемпературні прожилки кальциту.

Отже, на підставі виконаних мінералого-петрографічних та літолого-стадіальних досліджень виділено чотири зони постдіагенетичних перетворень крейдово-палеогенових порід флішу Карпат:

1) глибинного катагенезу (ступінь III), яка виявлена поблизу Вигорлат-Гутинського пасма ефузивних порід пліоцену переважно в районі м. Свалява, а також у межах Сколівської скиби Карпат серед порід віком нижня крейда–нижній палеоген. У межах Сколівської скиби виділено окремі невеликі ділянки у відкладах головецької світи олігоцену, де зміни порід досягають ступеня початкового метагенезу (>III);

2) початкового метагенезу (ступінь >III), яка розвинута на північ від Вигорлат-Гутинського пасма ефузивних порід пліоцену; її ширина – 6–14 км. У межах цієї зони виділені окремі невеликі ізометричні або слабо видовжені ділянки, де зміни порід досягають ступеня пізнього метагенезу.

3) раннього метагенезу (ступінь IV<sub>1</sub>), яка утворює два поля. Перше з них розташоване на північному заході Дуклянського покриву. Воно завширшки 16 км, у його межах виділені ділянки порід пізнього метагенезу, а в центрі розташований Черноголовський рудопрояв стибію. Довжина згаданого поля – близько 20 км, у східному напрямі його не простежено. Друге поле майже збігається з північною (Славсько-Верховинською) підзоною, утворюючи смугу завширшки до 10 км і завдовжки понад 60 км, на північний захід і південний схід вона не простежена;

4) пізнього метагенезу (ступінь IV<sub>2</sub>), яка утворює ділянки в зоні раннього метагенезу. На північному заході Дуклянського покриву породи зони пізнього метагенезу виявлені поблизу ртутного рудопрояву Туриця, стибієвого рудопрояву Черногорова. Ширина зони досягає тут 10 км. Зона раннього метагенезу, що облямовує її, на південному сході утворює досить вузьку смугу (завширшки 400 м), що свідчить про круте падіння меж зони на глибину. Розвиток зони по породах крейди і палеогену, неузгодженість з геологічними контактами світ свідчить про накладеність пізнього метагенезу і можливий його зв'язок з прихованим магматизмом. Крім згаданих рудопроявів, поблизу поля порід раннього і пізнього метагенезу розташовані ртутні рудопрояви Дубриничі, Сімерки, Кам'яний кар'єр, причому перший і останній пов'язані безпосередньо з малими інтрузіями вивержених порід.

Друга велика смуга порід пізнього метагенезу збігається з центральною (Турківською) і південною (Бітлянською) підзонами Кросненської зони. Вона містить ділянки порід на ступені раннього метагенезу. Одна з них видовжена в північно-західному напрямі від смт Воловець, ширина її – близько 4 км, падіння південно-західного контакту (межі) також круте.

У межах зони пізнього метагенезу розташовані ртутний рудопрояв Розтока, стибієвий рудопрояв Сойми, арсенові рудопрояви Голятин і Торунь; на арсенових найбільш змінені породи тяжіють до ядерних частин антикліналей.

Отже, стадіальний петрографічний аналіз флішових відкладів крейди–палеогену на південному (південно-західному) схилі Українських Карпат дав змогу виявити післядіагенетичну зональність змінених порід. Найбільше змінені породи (підзона пізнього метагенезу IV<sub>2</sub>) представлені наймолодшими за віком відкладами олігоцену, які утворюють Кросненську структурно-фаціальну зону, обмежену регіональними насувами. Сильне тектонічне порушення порід цієї зони, особливо Бітлянської підзони, наявність олістолітів і літокластів, а також глибинного тектонічного Ужоцького лінеамента по лінії Голятин–Климець–Лесковець–Торунь–Ясиня свід-



чить не тільки про нагрівання порід крейди–палеогену внаслідок стискування, складкоутворення та інверсії в межах Центральнокарпатського синклінорію, а й про можливий вплив флюїдно-теплого потоку, пов'язаного з означеним глибинним розломом.

Перекривання ефузивною товщею андезито-базальтів пліоцену–плейстоцену флішових відкладів крейди–палеогену, які зазнали змін, що відповідають глибинному катагенезу (III) та початковому метагенезу (>III) (тобто для району найменших змін), засвідчує, що прояви ефузивного магматизму не впливали на регіональну ката-метагенетичну зональність.

1. *Афанасьєва И.М.* Литогенез и геохимия флишевой формации северного склона Советских Карпат. Киев: Наук. думка, 1983. 184 с.
2. *Вялов О.С.* Некоторые вопросы тектоники Карпат // Тектоника Карпат. Киев: Наук. думка, 1966. С. 3–22.
3. *Габинет М.П.* Постседиментационные преобразования флиша Украинских Карпат. Киев: Наук. думка, 1985. 148 с.
4. *Зацыха Б.В., Панов Б.С.* О кварце с углеводородными включениями // Докл. АН СССР. 1985. Т. 285. № 5. С. 1186–1189.
5. *Лукьянова В.Т.* Катагенез в орогенных областях. М.: Т-во науч. изд. КМК ЛТД, 1975. 174 с.
6. *Наушко І.М.* Флюїдний режим мінералогенезу породно-рудних комплексів України (за включеннями у мінералах типових парагенезисів): Автореф. дис. ... д-ра геол. наук. Львів, 2006. 52 с.
7. Тектоника Украинских Карпат. Объяснительная записка к тектонической карте Украинских Карпат. М-б 1:200 000 / В.С. Буров, И.Б. Вишняков, В.В. Глушко и др. Отв. ред. С.С. Круглов. Киев: Госгеолком, 1986. 152 с.
8. *Шумлянський В.О., Деревська К.І., Дудар Т.В.* та ін. Літогенез і гіпогенне рудоутворення в осадових товщах України. К.: Знання України, 2003. 272 с.
9. *Шумлянський В.О., Деревська К.І., Загнітко В.М.* та ін. Деякі особливості літогенезу і рудоутворення у флішових Карпатах // Наук. праці Ін-ту фундамент. досліджень. К.: Логос, 2008.

**POST-SEDIMENTATION TRANSFORMATIONS OF THE CRETACEOUS–  
PALAEOGENE FLYSCH DEPOSITS OF THE CARPATHIANS**

**K. Derevska<sup>1</sup>, I. Bubniak<sup>2</sup>, A. Subbotin<sup>1</sup>, O. Shevchuk<sup>3</sup>, V. Bel'skyi<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>*Institute of Geological Sciences of NASU*

*O. Honchar St. 55b, UA – 01601 Kyiv, Ukraine. E-mail: zimkakatya@gmail.com*

<sup>2</sup>*Ivan Franko National University of Lviv*

*Hrushevskiy St. 4, UA – 79005 Lviv, Ukraine. E-mail: bubniak@franko.lviv.ua*

<sup>3</sup>*Institute of Geology and Geochemistry of Combustible Minerals of NASU*

*Naukova St. 3a, UA – 79053 Lviv, Ukraine. E-mail: igggk@ah.ipm.ua*

Mineralogical-petrologic and lithological-stage investigations of the flysch sedimentary deposits in the Ukrainian Carpathians give the possibility to outline the zoning of the postdiagenetic transformations for Cretaceous–Palaeogene sequences. Four subzones of the regional transformations have been distinguished: deep (or late) katagenesis (III); beginning of early metagenesis (>III); early metagenesis (IV<sub>1</sub>) and late metagenesis (IV<sub>2</sub>). It is found out that there are veins of hydrothermal origin along with metagenetic calcite or calcite-quartz veins (often with hard black bitumens) in the flysch deposits.

*Key words:* lithogenesis, flysch deposits, Cretaceous–Palaeogene, postsedimentation transformations, Flysch Carpathians.

**ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ  
МЕЛ-ПАЛЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ФЛИШЕВЫХ КАРПАТ**

**К. Деревская<sup>1</sup>, И. Бубняк<sup>2</sup>, А. Субботин<sup>1</sup>, Е. Шевчук<sup>3</sup>, В. Бельский<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>*Институт геологических наук НАН Украины*

*01601 г. Киев, ул. О. Гончара, 55,б. E-mail: zimkakatya@gmail.com*

<sup>2</sup>*Львовский национальный университет имени Ивана Франко*

*79005 г. Львов, ул. Грушевского, 4. E-mail: bubniak@franko.lviv.ua*

<sup>3</sup>*Институт геологии и геохимии горючих ископаемых НАН Украины*

*79053 г. Львов, ул. Научная, 3,а. E-mail: igggk@ah.ipm.ua*

Минералого-петрографические и литолого-стадиальные исследования осадочных отложений Флишевых Карпат способствовали установлению зональности постдиагенетических преобразований для отложений мела–палеогена. Выделено четыре подзоны регионального преобразования осадочных комплексов, границы между которыми нечеткие: глубинный (или поздний) катагенез (III), начало раннего метагенеза (>III), ранний метагенез (IV<sub>1</sub>) и поздний метагенез (IV<sub>2</sub>). В породах флиша наряду с метагенетическими прожилками кальцитового или кальциново-кварцевого состава, часто с твердыми черными битумами, встречаются гидротермальные прожилки.

*Ключевые слова:* литогенез, флишевые отложения, мел–палеоген, постседиментационные преобразования, Флишевые Карпаты.

Стаття надійшла до редколегії 26.06.2009

Прийнята до друку 15.09.2009