

УДК 553.078(477.87)

МЕТАЛОГЕНІЯ ЗАКАРПАТТЯ

В. Зайцева

*Закарпатська геологорозвідувальна експедиція
90201 Закарпатська обл., м. Берегове, просп. Геологів, 10
E-mail: romgeon@gmail.com*

Наведено відомості про структурне становище та геологічну будову Закарпатської металогенічної провінції. Схарактеризовано металогенічні зони та рудні формації. Визначено закономірності розташування та умови локалізації ртутного зрудення в межах Вишківського рудного поля, де зосереджена переважна кількість промислових запасів ртуті.

Ключові слова: ртуть, золото, поліметали, металогенічні зони, рудні формації, Закарпатська металогенічна провінція, Україна.

У межах Закарпаття, яке є частиною Карпатської складчастої дуги, виділяють три великі структурні елементи: Складчасту флішову область Карпат, Закарпатський внутрішній прогин та Панонський серединний масив (Велика Угорська западина). Головні структурні одиниці зчленовані по зонах глибинних розломів. На межі флішової області Карпат і Закарпатського внутрішнього прогину розташована зона Закарпатського глибинного розлому [4], яка розділяє Зовнішні та Внутрішні Карпати. Від Панонського серединного масиву Закарпатський внутрішній прогин відділений зоною горстових піднять Припанонського глибинного розлому, у якому розрізняють північну (Добронь-Вишківську) та південну (Берегове-Бая-Марську) підзони.

Наявний матеріал з геології, рудоносності та металогенії Карпат дає змогу достатньо обґрунтовано виділяти в межах Закарпаття молоді металогенічну провінцію, промислова рудоносність якої генетично пов'язана з неогеновим вулканізмом (рис. 1). Структурне становище металогенічної провінції контролюване становищем Закарпатського внутрішнього прогину.

У геологічній будові прогину беруть участь неогенові моласи та вулканогенні утворення. Вони залягають на гетерогенній основі, складеній дислокованими утвореннями палеозою й мезозою, які формують нижній донеогеновий структурний поверх. Фундамент блокової будови розташований на глибині 2–3 км. Моласовим товщам верхнього структурного поверху притаманні пологі залягання порід, прояви діапїризму складок та блокова тектоніка.

Закарпатський внутрішній прогин – це велика грабен-синклінальна структура, яка з заходу обмежена Горнадським розломом, а зі сходу – Апшицьким. У структурі прогину виділено три великі поперечні блоки – западини: Східнославацьку, Чоп-Мукачівську та Солотвинську, які розмежовані Східнославацьким та Оаським субмеридіональними розломами глибинного закладання. Западини відрізняються за історією розвитку, проявами тектоніки й вулканізму, глибинною будовою.

У межах Закарпаття розташовані Чоп-Мукачівська западина блокової будови та амагматична Солотвинська западина, де широко виявлена соляно-купольна тектоніка.

Поряд з регіональними розломами глибинного простягання у прогині розвинені конседиментаційні розломи північно-східного напрямку – Ужгородський, Мукачівський, Боржавський, Терезинський, Терезинський. До вузлів перетину їх з зонами Закарпатського й Припанонського глибинних розломів приурочені горстоподібні блоки донеогенового фундаменту. У зоні Закарпатського розлому до них належать Перечинський, Свалявський та Углянський блоки, у зоні Припанонського – Телькибанський, Шаторалья (Угорщина), Берегівський, Добронський, Вишківський (Україна) та Бая-Марський (Румунія).

Глибина залягання донеогенового фундаменту в Берегівському та Вишківському піднятих блоках становить 800–1 000 м.

Неогенові вулканічні утворення прогину представлені двома формаціями – міоценовою ріоліто-ігнімбритовою та міоцен-пліоценовою андезито-базальтовою. Ріоліто-ігнімбритовий вулканізм, який є продуктом магм палінгенно-корового походження, виявився під час ранньої стадії розвитку прогину, андезито-базальтовий, зумовлений підкоровими осередками, – під час пізньої стадії.

Центри вивержень кислого вулканізму ріоліто-ігнімбритової формації були розташовані, головню, у північній частині Панонського серединного масиву. Андезито-базальтовий вулканізм виявився у вигляді дугоподібного вулканічного поясу, який охоплював центральне ядро Припанонського серединного масиву. В його межах виділяють внутрішню та зовнішню вулканічні дуги [7].

Вулканізм внутрішньої дуги виявився у міоценовий час як виверження лав основного й середнього складу та вкорінення гіпабісальних інтрузій. Водночас на цій площі розвивався кислий вулканізм (пірокласти, лави, екструзії) ріоліто-ігнімбритової формації. Обидві формації контрольовані Припанонським глибинним розломом. Вулканізм зовнішньої вулканічної дуги виявився у пліоцені як потужні виверження лав і пірокластів основного й середнього складу; нині це ланцюг тектоновулканічних структур Вигорлат-Гутинського пасма, які контрольовані Закарпатським, Оаським та Припанонським глибинними розломами.

З міоценовим етапом вулканізму внутрішньої вулканічної дуги пов'язане формування золото-поліметалевих родовищ, які утворюють Припанонську (Берегове-Бая-Марську) структурно-металогенічну зону. З пліоценовим етапом вулканізму асоціюють ртутні родовища, які належать до Вигорлат-Гутинської структурно-металогенічної зони [2].

Отже, у межах Закарпатської неогенової металогенічної провінції є дві достатньо чіткі структурно-металогенічні зони, які роз'єднані з погляду геологічної структури, часу формування та пов'язані з самостійними циклами вулканізму й рудогенезу.

Перший неогеновий металогенічний цикл генетично пов'язаний з панонським етапом вулканізму. Йому притаманне формування комплексних родовищ свинцю, цинку, міді, золота і срібла. Рудні райони – Телькибанський, Шаторалья, Берегівський, Вишківський, Бая-Марський – розташовані у Припанонській (Берегове-Бая-Марській) структурно-металогенічній зоні, локалізовані у вузлах перетину поздовжніх і поперечних зон розломів.

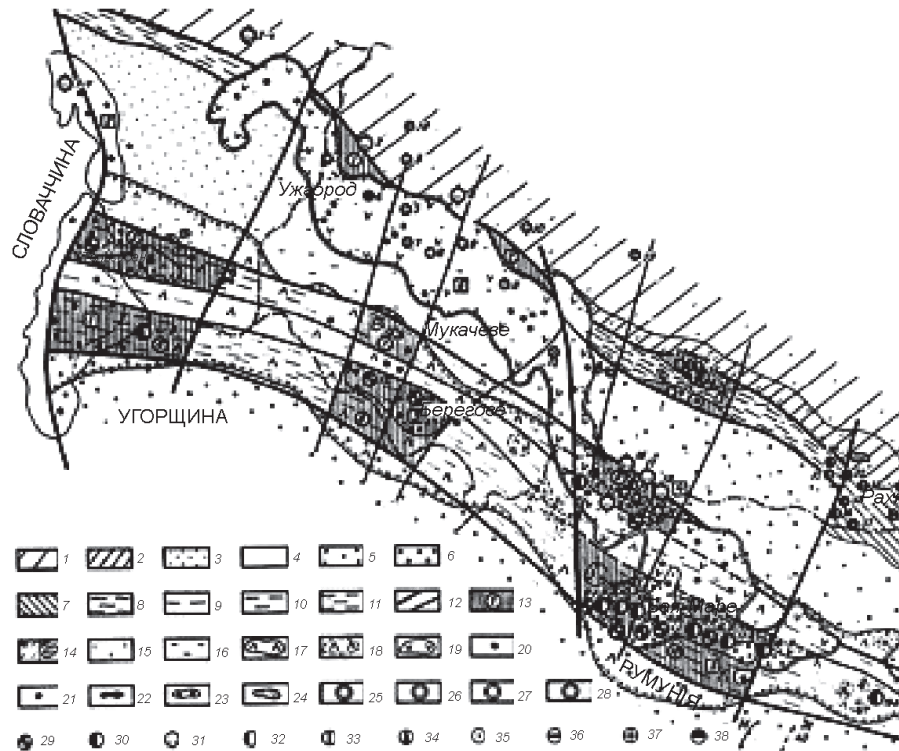


Рис. 1. Металогенічна схема Закарпаття. Склала В. Зайцева.

Структурно-формаційні зони: 1–2 – геосинклінальна область Карпат: 1 – міогеосинклінальна зона, 2 – міогеосинклінальна підзона (прояви спіліто-кератофірового вулканізму); Внутрішньокарпатська область: 3–5 – Закарпатський внутрішній прогин, западини: 3 – Східнославацька, 4 – Чоп-Мукачівська, 5 – Солотвинська; 6 – Велика Угорська западина; 7 – Мармароський крайовий масив; 8–11 – глибинні розломи: 8 – Закарпатський, 9 – Припанонський розлом, зони: 10 – Добронь-Вишківська, 11 – Берегове-Бая-Марська; 12 – розломи різного рангу; 13 – виступи донеогенового фундаменту (цифри в кружечках): 1 – Перечинський, 2 – Сваявський, 3 – Углянський, 4 – Драговський, 5 – Гелькибанський, 6 – Шаторалья, 7 – Добронський, 8 – Берегівський, 9 – Вишківський, 10 – Бая-Марський; 14–16 – структурні поверхи, яруси: 14 – альпійський геосинклінальний поверх: а – крейда-палеогеновий фліш, б – магматичні тіла спіліто-кератофірової формації (міогеосинклінальна зона); Внутрішньокарпатська область, неогеновий етап тектономагматичної активізації: 15 – осадово-вулканогенна моласа нижнього структурного ярусу (міоцен), 16 – вулканогенно-осадова моласа верхнього структурного ярусу (пліоцен); 17–24 – магматичні формації: 17 – вулканогенні утворення міоценової андезитової формації, 18 – вулканогенні утворення міоценової андезитової формації поховані (рання стадія тектономагматичної активізації), 19 – вулканогенні утворення пліоценової андезитової формації (пізня стадія активізації), 20 – вулканічні апарати міоценового віку, 21 – вулканічні апарати пліоценового віку; 22–24 – інтрузиви: 22 – крейди-палеогену, 23 – міоцену, 24 – пліоцену; 25–28 – рудні формації: 25 – пліоценова рудна з рідкіснометалевим зруденінням, 26 – міоценова поліметалева з золотом, 27 – крейда-палеогенова мідно-нікелева, 28 – палеозойська поліметалева з золотом; 29–38 – родовища і рудопрояви: 29 – золото-поліметалеві, 30 – поліметалеві, 31 – ртутні, 32 – арсенові, 33 – стибієві, 34 – телуро-бісмутіві, 35 – молібденові, 36 – мідні, 37 – нікель-кобальтові, 38 – залі-

У межах золото-поліметалевого родовища за речовинним складом виділено п'ять мінеральних типів руд [7]: золото-колчеданово-поліметалевий; золото-поліметалевий; золото-кварц-гематитовий; золото-кварц-адуляровий та золото-кварц-барит-гідрослюдиистий.

Процеси рудовідкладання відбувалися протягом декількох стадій у разі неодноразового розкриття рудовмісних порожнин та зміни фізико-хімічних властивостей гідротермальних розчинів. Тому вкраплені поліметалеві руди, які утворювались протягом початкових стадій, не містять золото-срібної мінералізації, а жильні останніх стадій є золото-срібними. Рудну мінералізацію супроводжують калішпатизація й окварцювання вмісних порід, а на верхніх горизонтах – алунітизація. Рудну мінералізацію розкрито до глибини 800 м, фіксують її й у фундаменті.

Родовищам першого циклу притаманна вертикальна зональність рудовідкладання: перехід зверху вниз від баритових руд до баритово-поліметалевих і поліметалевих з наступною зміною цього зруденіння на золото-поліметалево, а згодом – на мідне. Таку зональність особливо чітко простежують на Біганському баритово-поліметалевому родовищі та на родовищах Бая-Марської групи в Румунії.

Другому неогеновому металогенічному циклу властиве суттєве переважання ртутного зруденіння. Генетично воно пов'язане з гідротермальною діяльністю пліоценового вулканізму Вигорлат-Гутинського вулканічного пасма. Крім ртутних родовищ, з цим циклом пов'язані рудопрояви телуру, бісмуту, стибію, арсену. За віком зруденіння належить до пізньопліоценового часу.

Головними геолого-тектонічними елементами, які визначають становище описуваної металогенічної зони, є структури, що контролюють вулканізм Вигорлат-Гутинського вулканічного пасма. Це глибинні розломи (Закарпатський, Оаський, Припанонський), які водночас є магмо- та рудоконтролювальними структурами.

зо-манганові; 39–40 – металогенічне районування, межі зон розвитку: 39 – ртутної рудної формації з рідкіснометалевим зруденінням, 40 – поліметалевої з золотом рудної формації.

Вулканічні масиви (цифри у квадратах): 1 – Токайський; 2 – Прешівський; 3 – Берегівське горбогір'я; 4 – Вишківський; 5 – Бая-Марський; 6 – Вигорлат-Гутинське пасмо.

Рудні родовища (цифри біля подвійних кружечків): 1-ч–2-ч – на території Словаччини: 1-ч – Дубник (Hg), 2-ч – Мерник (Hg); 3-в–4-в – на території Угорщини: 3-в – Телькибана (Au), 4-в – Шаторалья (Au, Ag); 5-р–19-р – на території Румунії: 5-р – Тарна-Маре (Pb, Zn, Au), 6-р – Комирзана (Hg, Au), 7-р – Біксад (Au, Ag, Hg), 8-р – Рокша (Au, Ag), 9-р – Ністру (Pb, Zn), 10-р – Ільба (Pb, Zn), 11-р – Беїца (Cu, Pb, Zn), 12-р – Сесар (Au, Ag), 13-р – Хігіш (Au, Ag), 14-р – Дялул-Кручій (Au, Ag), 15-р – Бая-Сприє (Pb, Cu, Zn, Au), 16-р – Шуйор (Au, Ag, Pb, Zn, Cu), 17-р – Хапник (Pb, Cu, Zn, Au), 18-р – Беюц (Pb, Cu, Zn, Au), 19-р – Циблеш (Cu, Pb, Zn); 1–37 – на території України: 1 – Чонтош (Hg), 2 – Дубринич (Hg), 3 – Туриця (Hg), 4 – Анталівці (Hg, Te), 5 – Пацканеве (Hg, Te, Mo), 6 – Оленьове (Hg), 7 – Подулки (Te, Bi, Hg, Mo), 8 – Визниця (Hg, Te, Mo), 9 – Сияк (Hg), 10 – Поляна (Hg), 11 – Дехманів (Te, Bi, Mo), 12 – Шолес (Te, Bi, Mo, Cu), 13 – Біганське (Ba, Zn, Pb, Au, Ag) (міоценового віку), 14 – Берегівське (Zn, Pb, Au, Ag) (міоценового віку), 15 – Загадкове (Au), 16 – Великий Шаян (Hg), 17 – Грендеш (Hg, Pb, Zn), 18 – Боркут (Hg), 19 – Моронгош (Hg), 20 – Поворотне (Hg), 21 – Рівне (Hg, Pb, Zn), 22 – Баня (Pb, Zn) (міоценового віку), 23 – Монастирське (Hg), 24 – Альдемирів (Cu), 25 – Кам'яне (Ni, Co), 26 – Лужанське (Hg), 27 – Драгівське (Hg, As), 28 – Черноглове (As), 29 – Сойми (Sb, As), 30 – Кобилецька Поляна (Pb, Zn), 31 – Камінь-Кльовка (Pb, Zn), 32 – Глимея (Mn), 33 – Червоне Плесо (Cu), 34 – Берлебашка (Cu, Au), 35 – Сауляк (Au), 36 – Банське I (Au), 37 – Банське II (Au).

Рудорозподільні структури – це зони поперечних розломів, які опіряють поздовжні глибинні розломи, рудолокалізувальні – ще дрібніші розриви, які сполучені з поперечними розломами і мають різний напрям. Характерною особливістю ртутних родовищ Закарпаття є просторовий зв'язок більшості з них з гіпабісальними інтрузіями.

У Закарпатській металогенічній провінції виявлено близько 150 ореолів розсіяння кіноварі, понад 30 ртутних рудопроявів та вісім родовищ ртуті. Більшість ореолів розсіяння кіноварі, родовища й рудопрояви ртуті згруповані в межах чотирьох рудних полів: Дубриницького (родовище Колгоспне), Оленьовського (родовище Кам'яний Кар'єр), Углянського (рудопрояви Монастирський та Лужанський) і Вишківського (родовища Боркут, Грендеш, Великий Шаян, Моронгош, Рівне, Поворотне). Рудні поля приурочені до піднятих блоків фундаменту в зонах Закарпатського й Припанонського глибинних розломів і локалізовані у вузлах перетину цих зон з поперечними розломами. Вишківське рудне поле, в межах якого зосереджена переважна частина промислових запасів ртуті, розташоване на перетині двох металогенічних зон – Припанонської та Вигорлат-Гутинської. У рудному полі простежено досить чітко накладання ртутної мінералізації на свинцево-цинкову.

Ртутні родовища Закарпатської металогенічної провінції формують відособлену групу, яка практично не має аналогів в інших ртутних провінціях світу. Тут рудні поклади локалізовані, головню, в контактних частинах лаколіто-штокоподібних інтрузій. Ртутні родовища й рудопрояви за формою й умовами залягання розділено на три групи: штокверкові крутоспадні стовпи, лінійно витягнуті січні жили та пологі згідні поклади. Стосовно контактної поверхні інтрузивних масивів серед них розрізняють енд-, екзоконтактні та контактні. За речовинним складом ртутні родовища провінції належать до ртутної, ртутно-рідкіснометалевої та ртутно-арсеново-стибієвої рудних формацій [3, 6].

На промислових родовищах Вишківського рудного поля розвинені руди ртутної рудної формації. У ній виділяють два мінеральні типи руд: кіноварний і метацинабарит-кіноварний. За характером зруденіння наявні гніздовий, жильний та вкраплений типи руд, які переходять один в один. За складом руди монометалевої. Головні рудні мінерали – кіновар і метацинабарит, їм супутні марказит, пірит, кальцит, кварц. У розподілі кіноварі й метацинабариту простежують вертикальну зональність: верхні частини рудних покладів представлені первинно метацинабаритовими рудами (переважають метацинабарит і тонкодисперсна землиста кіновар, яка сформувалась по метацинабариту), нижні складені дрібнокристалічною кіновар'ю. Ртутне рудовідкладання супроводжувалось процесами аргілізації.

Руди ртутно-рідкіснометалевої і ртутно-арсеново-стибієвої формацій не мають промислового значення. Ртутно-рідкіснометалева формація представлена дрібними рудопроявами кіноварі й метацинабариту і приурочена до жерлових і біляжерлових частин вулканічних структур у Вигорлат-Гутинському пасмі (Свалявський район). Ртутно-арсеново-стибієва формація притаманна внутрішній зоні Флішових Карпат. Дрібні прояви ртуті, арсену, стибію розвинені в Углянському і Соймовському районах. Усі ртутні родовища формувалися за приповерхневих умов.

Вишківське рудне поле, у межах якого зосереджені головні промислові родовища ртуті, розташоване в південно-східній частині Закарпатського внутрішнього прогину і приурочене до одного з піднятих блоків донеогенового фундаменту в зоні Припанонського глибинного розлому. Рудне поле має складну блокову будову;

йому притаманні зменшені потужності неогенової моласи, своєрідні магматизм і рудогенез.

Породи фундаменту в межах рудного поля розкриті трьома структурними свердловинами на глибині 856,6, 936,6, 1 148,2 м. Це середньоюрські вапняки та верхньокрейдові вапнисті мергелі. Верхній структурний поверх складений міоценовими і пліоценовими пісковиками, аргілітами й алевролітами, які вміщують маркувальні горизонти туфів. У південно-східній частині рудного поля моласові утворення перекриті вулканітами левантину Вигорлат-Гутинського вулканічного пасма.

Відмітною особливістю рудного поля є широкий розвиток післяпанонських гіпабісальних інтрузій лаколито- і штокоподібної форми, які проривають породи фундаменту й неогенового чохла. З ними тісно просторово пов'язані численні лінійно витягнуті і трубкоподібні тіла експлозивних брекчій (рис. 2, 3).

Згідно з уявленнями С. Спітковської (1965) та інших дослідників, становлення гіпабісального інтрузивного комплексу відбувалося протягом трьох послідовних фаз: першої інтрузивної (габро-діабази, габро-порфірити, діорит-порфірити, кварцові діорит-порфірити), другої інтрузивної (кварцові діорит-порфірити, гранодіорит-порфірити, лейкократові дацити) та фази жильних порід (мікроспліти, мікропегматити, експлозивні дайки і жили кварцових діабазів).

Провідними елементами структури Вишківського рудного поля є субширотні поздовжні розломи глибокого закладення – Вишківський та Привододільний, які у сполученні з Ракоським і Грендеським поперечними (субмеридіональними) розломами визначили блокову (східчасту) будову рудного поля. Вишківський і Привододільний розломи фіксовані в породах фундаменту за градієнтами сили тяжіння й гравітаційними максимумами, а в неогеновому чохлі – за різкими перепадами потужностей осадових відкладів.

Поздовжні розломи розділяють рудне поле на північну та південну поздовжні зони, які відрізняються за глибиною залягання донеогенового фундаменту, характером магматизму і зруденіння. Для північної зони, контрольованої Вишківським розломом, характерні порівняно нижче положення фундаменту, однофазові гіпабісальні інтрузії (Варгедь, Великий Шаян) і концентроване ртутне зруденіння, локалізоване в екзо- й ендоконтактних зонах інтрузивних масивів уздовж рудоконтрольованого Вишківського розлому.

Привододільний розлом відрізняється широким розвитком інтрузивно-купольних структур, багатофазових гіпабісальних інтрузій (Моронгош, Баня, Кіблер, Малий Ракош та ін.) та проявом поліметалевого (рудопрояви Баня, Чирсе, Шіте) й золотого (Новий, Малоракоський, Загадковий) зруденіння, якому супутні дрібні ртутні родовища й рудопрояви (Моронгош, Рівне, Поворотне та ін.).

Структура рудного поля формувалася протягом двох послідовних етапів. Перший етап визначив структурну позицію північної й південної поздовжніх зон і становище інтрузивних масивів, які локалізовані у вузлах перетину субмеридіональних (Вишківський, Привододільний) і північно-східних поперечних (Кіблерський, Черепецький, Шаянський, Малоракоський, Варгедьський, Моронгоський) розломів. Під час другого етапу сформувались Ракоський та Грендеський субмеридіональні розломи, які змістили раніше утворені поздовжні (субширотні) розломи й розбили рудне поле на три великі поперечні блоки – центральний піднятий і по-різному опущені східний і західний.



Рис. 2. Структурна схема донеогенового фундаменту Вишківського рудного поля:

1–2 – відклади донеогенового фундаменту: 1 – аргіліти, пісковики, вапнисті мергелі верхньої крейди (K_2); 2 – вапняки, мергелі, алевроліти юри (J_{2-3}); 3–9 – неогеновий екструзивно-ефузивний комплекс (N_{1-2}): перша інтрузивна фаза: 3 – габро-діабази, габро-порфірити; друга інтрузивна фаза: 4 – кварцові діорит-порфірити, гранодіорит-порфіри, 5 – андезитодацити, екструзії, 6 – гіалодацити; фаза жильних порід: 7 – експлозивні брекчії; субвулканічні тіла: 8 – андезито-базальти; 9 – контури інтрузій, які виходять на денну поверхню; 10 – площа поширення інтрузивних порід на глибини за даними буріння; 11 – кореневі частини інтрузій, виявлені за локальними максимумами сили тяжіння; 12 – гравітаційні максимумами сили тяжіння; 13 – межа поширення аномалій ВП; 14–15 – розривні порушення: 14 – першого порядку, 15 – другого порядку; 16–17 – свердловини, якими розкрито породи: 16 – донеогенового фундаменту, 17 – неогену; 18 – родовища ртуті; 19–20 – рудопрояви: 19 – ртуті, 20 – поліметалів; 21 – лінії розрізів; розломи: I – Кіблерський, II – Малокіблерський, III – Шаянський, IV – Лопоський, V – Ракоський, VI – Малоракоський, VII – Банський, VIII – Грендеский, IX – Малогрндеский, X – Варгедський, XI – Моронгоський, XII – Вишківський, XIII – Привододільний; родовища (цифри в кружечках): 1 – Малий Кіблер, 2 – Великий Кіблер, 3 – Штольневе, 4 – Загадкове, 5 – Великий Шаян, 6 – Малий Шаян, 7 – Черепець, 8 – Круте, 9 – Поворотне, 10 – Рівне, 11 – Малоракоське, 12 – Чирсе, 13 – Баян, 14 – Шуте, 15 – Грендеш, 16 – Боркут, 17 – Моронгош.

У західному блоці породи фундаменту фіксують на позначках 650–700 м, у східному – 1 000–1 200 м. У центральному блоці осадових відкладів панону практично нема, що є доказом високого ступеня його еродування.

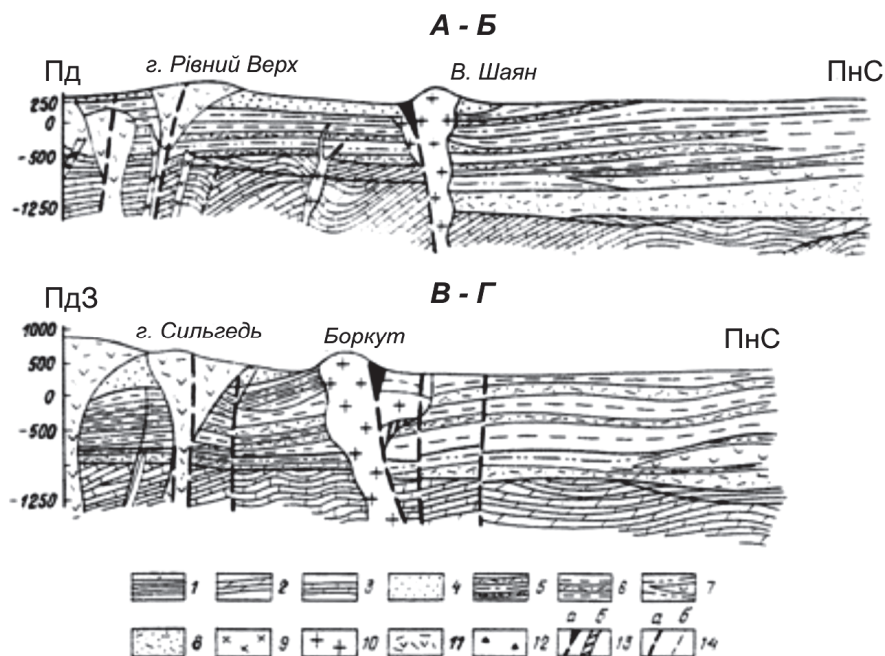


Рис. 3. Геологічні розрізи до структурної схеми Вишківського рудного поля (див. рис. 2):

1–3 – відклади донеогенового фундаменту: 1 – аргіліти, пісковики палеогену, 2 – аргіліти, пісковики, вапнясті мергелі верхньої крейди, 3 – вапняки, мергелі юри; 4–8 – моласові утворення неогену: міоцен–пліоцен: 4 – панонський над'ярус (пісковики, глини, лінзи бурого вугілля); міоцен: 5 – сарматський ярус (аргіліти, алевроліти, пісковики з двома горизонтами ріоліто-дацитових туфів), 7 – середньобаденський під'ярус (аргіліти, алевроліти, пісковики, сіль), 8 – нижньобаденський під'ярус (горизонт ріолітово-дацитових туфів); 9–13 – екструзивно-інтрузивний комплекс неогену: перша інтрузивна фаза: 9 – габро-діабази, габро-порфірити; друга інтрузивна фаза: 10 – кварцові діорит-порфірити, гранодіорит-порфірити, гранодіорит-порфіри, лейкократові гранодіорит-порфіри, 11 – андезито-дацити; фаза жильних порід: 12 – експлозивні брекчії; 13 – ртутні рудні тіла: *a* – простежені, *b* – передбачувані; 14 – розривні порушення: *a* – першого порядку, *b* – другого порядку.

Аналіз розподілу зруденіння в межах рудного поля засвідчив, що в центральном піднятому блоці розвинені, головно, свинцево-цинкові руди, а концентроване ртутне зруденіння локалізоване в західному і східному опущених блоках. У разі суміщення обох видів зруденіння на нижчих гіпсометричних рівнях розташовані свинцево-цинкові руди. Розподіл зруденіння свідчить про те, що ртутні руди сформувалися протягом раннього етапу становлення структури рудного поля і збереглися від ерозії внаслідок опускання ртуноносних західного і східного тектонічних блоків по пізніших поперечних розломах. Плікативні структури в розподілі ртутного зруденіння не мають суттєвого значення. Головна роль у його розміщенні й локалізації належить структурним і магматичним чинникам.

Виконані дослідження засвідчили, що, незважаючи на різницю в масштабі й речовинному складі, всі ртутні родовища рудного поля чітко просторово приурочені до вузлів перетину субширотних (Вишківський, Привододільний) і північно-східних (Варгедьський, Шаянський, Грендеський та ін.) розломів.

Оскільки гіпабісальні інтрузії і ртутні родовища закономірно пов'язані з вузлами перетину поздовжніх і поперечних розломів, сформованих протягом раннього етапу становлення структури рудного поля, то ці розломи трактують як магмо- і рудоконтрольовальні структури.

Серед ртутних родовищ виділяють два структурні типи – контактний і тріщинний. Родовища контактної типу (Боркут, Великий Шаян та ін.) мають визначальне значення у загальному балансі запасів ртуті. Вони локалізовані в контактних зонах інтрузивних масивів і контрольовані локальними структурами, які сформувались на ділянках перетину контактних поверхонь різноорієнтованими розломами. Родовища тріщинного типу (Грендеш, Моронгош, Рівне та ін.) розвинуті в екзоконтактних зонах інтрузивів і розташовані у тріщинних структурах, сполучених з субширотними північно-східними розломами.

Безпосередній вплив на розподіл рудних тіл у межах родовищ мають форми контактів інтрузивних тіл та морфологія рудовмісних тріщин. У родовищах контактної типу найбагатші ртутні руди локалізовані в зонах крутих ($70\text{--}80^\circ$) інтрузивних контактів, ускладнених структурами будинажу, тріщинами сколювання й відриву. У тріщинних родовищах вони тяжіють до місць викривлення рудоконтрольованих тріщин за простяганням і падінням, а також до ділянок їх крутого залягання.

Певний вплив на локалізацію зруденіння також мають літологічні й фізико-механічні властивості рудовмісних порід (багате зруденіння на родовищі Боркут приурочене до найбільш пористих карбонатно-слюдистих дрібнозернистих пісковиків). Ртутні руди сконцентровані в інтрузивних породах (діорит-порфіритах та ін.), зонах їхнього контакту з умісними породами, а також в аргілітах, туфах та експлозивних брекчіях. Рудні тіла мають форму неправильних лінз, гнізд і зон із прожилково-вкрапленим зруденінням

Ртутні, поліметалеві й золоті родовища і рудопрояви Вишківського рудного поля містять певні мінеральні асоціації. На ртутних родовищах виявлено кіновар, метацинабарит, марказит, пірит, серед нерудних мінералів є кварц, кальцит, барит, поширені вуглецевисті речовини. Поліметалеві рудопрояви представлені сфалеритом, галенітом, піритом, сріблом; жильні мінерали – кварц, кальцит, сидерит. Золоторудні прояви містять самородне золото, пірит, жильні кварц і адуляр.

У межах Вишківського рудного поля розвинені пропілітова (дорудна), березитова й аргілізитова фації метасоматозу. Березитизація пов'язана з поліметалевим і золотим зруденінням, аргілізитові зміни супроводжують ртутне зруденіння. Температура утворення метасоматитів пропілітового типу – $450\text{--}350^\circ\text{C}$ (процес середньо-низькотемпературний). Температуру утворення березитів визначають у загальному діапазоні $300\text{--}180^\circ\text{C}$, проте головна маса рудних мінералів формувалася за температурних умов $250\text{--}200^\circ\text{C}$ (низькотемпературний метасоматоз). Процес аргілізації відбувався в широкому температурному діапазоні – від 240 до 80°C (також належить до низькотемпературного).

Рудовідкладання головної продуктивної стадії, а саме – формування кіноварі двох генерацій, відбувалося в інтервалі $150\text{--}100^\circ\text{C}$ [5].

Загальна видима глибина формування зруденіння, розкритого в сучасному ерозійному зрізі Вишківського рудного поля, змінюється в межах $150\text{--}700$ м. Видимий вертикальний діапазон ртутного зруденіння в найоптимальніших умовах визначають до глибини $1\ 000$ м.

Вирішення питань стосовно структурних і металогенічних уявлень, щодо структури донеогенового фундаменту і його рудоносності, перспектив рудного поля не можливе без виконання глибинного геологічного картування, яке нині є одним із найважливіших першочергових завдань.

1. *Богданов А.А.* Основные черты тектоники Восточных Карпат // Сов. геология. 1949. № 40.
2. *Зайцева В.Н., Новодережскін Н.А., Расточинский М.В.* Металлогения неогенового вулканизма Закарпаття // Рудоносность вулканогенных формаций: Тез. докл. совещ. М., 1963. С. 67–69.
3. *Лазаренко Э.А., Гнилко М.И., Зайцева В.Н.* Металлогения Закарпаття. Львов, 1968. 173 с.
4. *Лазько Е.М., Резвой Д.П.* О тектонической природе зоны карпатских утесов // Вестн. Львов. ун-та. Сер. геол. 1962. № 1.
5. *Зацыха Б.В., Зайцева В.Н.* Типоморфизм главных минералов и генетические особенности формирования ртутных руд месторождения Боркут // Минерал. сб. 1984. № 38. Вып. 1. С. 62–73.
6. *Мерлич Б.В., Спитковская С.М.* Глубинные разломы, неогеновый магматизм и оруденение Закарпаття // Проблемы тектоники и магматизма глубинных разломов. Т. 2. Львов, 1974. 173 с.
7. *Науменко В.В., Гончарук А.Ф., Контюх Ю.М.* Рудоконтролирующие факторы золото-полиметаллических и ртутных месторождений Советских Карпат. Киев: Наук. думка, 1978. 152 с.

METALLOGENY OF TRANSCARPATHIANS

V. Zajtseva

*Zakarpats'ka Geological-Survey Expedition
Geologiv Av. 10, UA – 90201 Berehove, Ukraine
E-mail: romgeon@gmail.com*

Information about structural position and geological structure of the Transcarpathian metallogenic province is resulted. Metallogenic areas and ore structures are characterized. Conformities to the law of location and condition of localization of mercury ores are certain within the limits of Vyshkove ore field, where the overwhelming amount of mercury industrial supplies is concentrated.

Key words: mercury, gold, polymetals, metallogenic areas, ore structures, Transcarpathian metallogenic province, Ukraine.

МЕТАЛЛОГЕНИЯ ЗАКАРПАТЬЯ

В. Зайцева

*Закарпатская геологоразведочная экспедиция
90201 Закарпатская обл., г. Берегово, просп. Геологов, 10
E-mail: romgeon@gmail.com*

Приведены сведения о структурном положении и геологическом строении Закарпатской металлогенической провинции. Охарактеризованы металлогенические зоны и рудные формации. Определены закономерности расположения и условия локализации ртутного оруденения в пределах Вышковского рудного поля, где сосредоточено подавляющее количество промышленных запасов ртути.

Ключевые слова: ртуть, золото, полиметаллы, металлогенические зоны, рудные формации, Закарпатская металлогеническая провинция, Украина.

Стаття надійшла до редколегії 01.07.2009

Прийнята до друку 15.09.2009