

ГЕОЛОГІЯ РОДОВИЩ КОРИСНИХ КОПАЛИН

УДК 553.042:553.43

DOI: <http://doi.org/10.17721/1728-2713.102.07>

Володимир МИХАЙЛОВ, д-р геол. наук, проф.

ORCID ID: 0000-0002-1837-9739

e-mail: vladvam@gmail.com

Київський національний університет імені Тараса Шевченка, Київ, Україна

Айнель ЄСЕНДОСОВА, асп.

e-mail: ainelesendosova@mail.ru

НАО "Карагандинський технічний університет імені Абілкаса Сагінава", Караганда, Республіка Казахстан

ПОРІВНЯЛЬНА ХАРАКТЕРИСТИКА ГЕОЛОГІЧНОЇ БУДОВИ І СВИНЦЕВО-ЦИНКОВОЇ МІНЕРАЛІЗАЦІЇ УСПЕНСЬКОГО (ЦЕНТРАЛЬНИЙ КАЗАХСТАН) І БЕРЕГІВСЬКОГО (ЗАКАРПАТТЯ) РУДНИХ РАЙОНІВ

(Представлено членом редакційної колегії д-ром геол.-мінералог. наук, проф. В.М. Загнітком)

Проведено порівняльну характеристику геологічної будови Успенського (Центральний Казахстан) і Берегівського (Закарпаття) рудних районів для з'ясування факторів та критеріїв свинцево-цинкового зруденіння, закономірностей розташування, особливостей формування та локалізації родовищ поліметалів. Встановлено, що головними факторами поліметалічної мінералізації служать структурні, літолого-стратиграфічні, магматичні, метасоматичні, проявлені на різних рівнях організації рудної речовини, у різний час, у різних геолого-структурних умовах. Проведені дослідження дозволяють рекомендувати отримані висновки щодо факторів та критеріїв поліметалічного зруденіння як науково-методичні засади прогнозу та пошуків свинцево-цинкових родовищ в інших регіонах світу. Отримані нові дані про атасуєвський тип родовищ Казахстану дають змогу успішно вирішувати багато питань генезису подібних поліметалічних родовищ, показують їхній взаємозв'язок і закономірності формування у зв'язку із субмаринною вулканічною діяльністю. Ці дані за своїм значенням далеко виходять за межі Успенського поясу і Центрального Казахстану та зближуються з іншими матеріалами поліметалічних родовищ світу.

Ключові слова: поліметалічна мінералізація, рудний район, фактори та критерії зруденіння.

Постановка проблеми. Свинець і цинк мають велике значення для економіки розвинених країн світу. Свинець, завдяки хімічній стійкості, ковкості та м'якості, великій питомій вазі та низькій температурі плавлення, широко застосовується для виробництва акумуляторів, антидетонаторної домішки до бензину, оболонок кабелів, виготовлення шрапнелі та сердечників куль, екранів для захисту від радіоактивного випромінювання та ін. Цинк, завдяки антикорозійним властивостям, застосовується для оцинкування залізних листів, труб, дроту, виготовлення різних сплавів, цинкових білил, акумуляторних батарей, наповнювачів гуми та ін. Казахстан входить до провідних країн світу за запасами і видобутком

свинцю і цинку (табл. 1), де відомі великі рудні райони з поліметалічною мінералізацією, у тому числі Успенський рудний район (УРР) у Центральному Казахстані. Свинцево-цинкова мінералізація відома і в Україні, зокрема жильне зруденіння Берегівського рудного району в Закарпатті, хоча її розмах значно менший. Порівняльна характеристика цих рудних районів може мати велике значення не тільки для вирішення питань про закономірності формування, фактори та критерії свинцево-цинкової мінералізації, але й для об'єктивної оцінки рудного потенціалу цих та подібних поліметалічних районів та визначення напрямків подальших геологорозвідвальних робіт.

Таблиця 1

Світові запаси і видобуток свинцю і цинку в 2019 р. (тис. т) (Mineral Commodity Summaries, 2020)

Країна	Свинець		Цинк	
	Видобуток	Запаси	Видобуток	Запаси
США	280	5 000	780	11 000
Австралія	430	36 000	1 300	68 000
Болівія	100	1 600	460	4 800
Китай	2 100	18 000	4 300	44 000
Індія	190	2 500	800	7 500
Казахстан	90	2 000	290	12 000
Мексика	240	5 600	690	22 000
Перу	290	6 300	1 400	19 000
Росія	220	6 400	300	22 000
Швеція	60	1 100	230	3 600
Туреччина	70	860	?	?
Канада	?	?	300	2 200
Інші країни	430	5 000	1900	34 000
ВСЬОГО	4 500	90 000	13 000	250 000

Аналіз попередніх досліджень. Вивчення Успенського рудного району має тривалу історію. Планомірне вивчення УРР почалося наприкінці 20-х років ХХ ст. Першими дослідниками можна вважати І.С. Яговкіна та

М. П. Русакова (1928–1933 рр.), які фактично встановили наявність тектонічної зони та вказали на найважливішу роль цієї структури. Широкі комплексні роботи з вивчення кольорових, чорних та рідкісних металів було

розпочато у 1962 р. під керівництвом К. І. Сатпаєва. У результаті проведених робіт було виділено Успенський рудний пояс, підготовлено капітальну монографію (Щерба і др., 1968), у якій описано основні особливості його геологічної будови та металогенії. У низці недавніх робіт значну увагу приділено аналізу геодинамічних обставин формування металогенічних комплексів як основи прогнозування та перспективної оцінки мінеральних ресурсів Казахстану (Мазуров, 2005 та ін.).

Свинцево-цинкові родовища в Україні відомі й розробляються з XVIII ст. в Передкарпатті (Трускавецьке), на межі XIX–XX ст. – у Нагольному краї Донбасу (Нагольчанське і Нагольно-Тарасівське) і в Карпатах (Рахівське), а в XX ст. – родовища Берегівського рудного району. Питання створення власної мінерально-сировинної бази свинцю і цинку є надзвичайно актуальним, оскільки Україна свого часу мала значні потужності щодо виробництва свинцевої і цинкової продукції (Костянтинівський завод "Укрцинк", акумуляторний завод ІСТА в Дніпропетровську, "Азовсталь" в Маріуполі, "Поліграфтехніка" в Олександрії, "Південькабель" в Харкові та ін.), які забезпечувалися експортною продукцією. Їх відновлення, безперечно, буде частиною відновлення економіки нашої країни. Зведення про геологічну будову і деякі особливості поліметалічної мінералізації віддзеркалені в ряді наукових робіт (Гурський та ін., 2006; Гурський, 2008; Зацixa и др., 1984; Лазаренко и др., 1968; Сасюк, 2001; Третьяков, Сальников, 1998; Mykhailov et al., 2022 та ін.).

Виділення нерозв'язаних частин загальної проблеми. Проведення подальших досліджень зумовлене

необхідністю розробки та вдосконалення науково-методичних основ прогнозу та пошуків свинцево-цинкових родовищ, розвинених у різновікових структурно-формаційних комплексах давніх і молодих платформ, серединних масивів (мікроконтинентів), структурах тектономагматичної активізації, виявлення значущості розглянутого сімейства родовищ у структурі мінерально-сировинної бази свинцю та цинку.

Формулювання цілей статті. Метою статті є порівняльна характеристика двох важливих рудних районів з різною геологічною будовою, віком та структурно-тектонічними умовами формування поліметалічної мінералізації та, на основі цього, – з'ясування факторів і критеріїв свинцево-цинкового зруденіння, закономірностей розташування, особливостей формування та локалізації поліметалічних родовищ.

Успенський рудний район розташований у східній частині Центрального Казахстану, у межах Алтайського та Забайкальсько-Монгольського орогенного колажу або Центральноазійського орогенного поясу (ЦАОП) (рис. 1). Згідно із сучасними уявленнями ця гігантська структура є довгоживучим орогенним колажем, який розвивався з кінця мезопротерозою до мезозою шляхом акреції магматичних дуг, пластин офіолітів, мікроконтинентів і акреційних клинів (Seltmann, Porter, 2005). Колаж складається з фрагментів осадових басейнів, островних дуг, акреційних клинів і тектонічно обмежених террейнів, складених неопротерозойськими і палеозойськими породами, що виникли в результаті субдукції, колізії, транскуртантних рухів, інших інтенсивних тектонічних процесів.

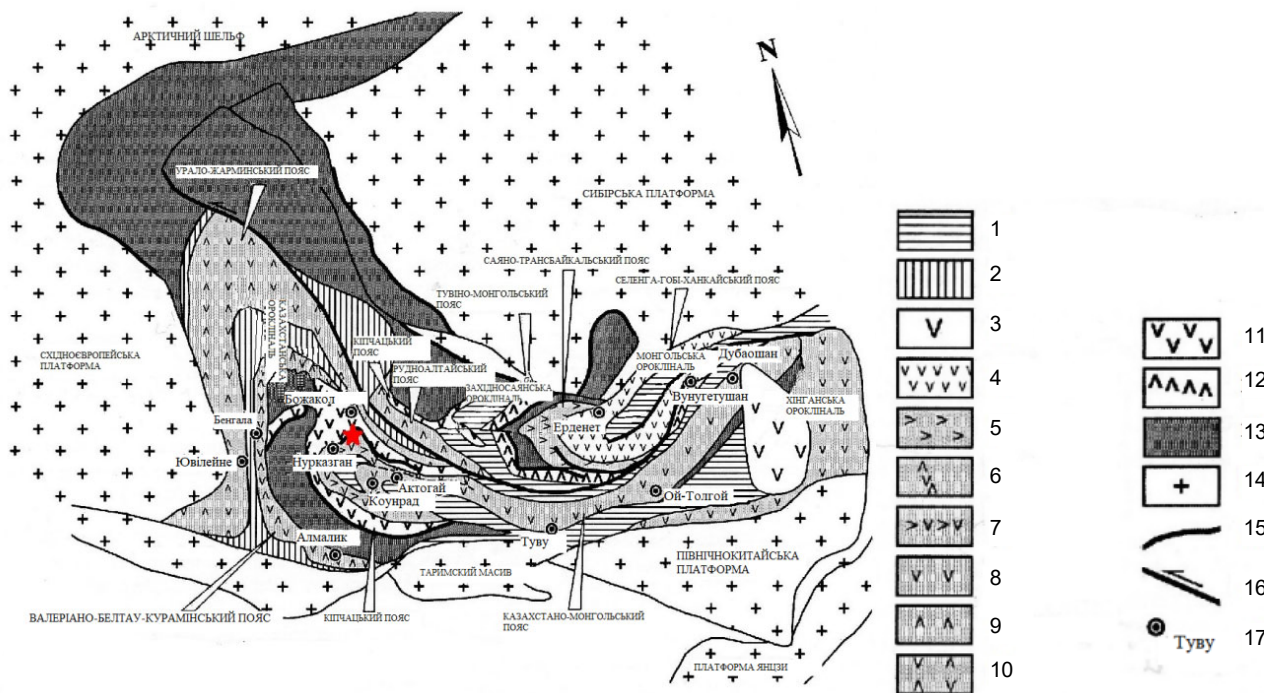


Рис. 1. Схематична тектонічна карта Алтайського та Забайкальсько-Монгольського орогенного колажу:

- 1 – недиференційовані акреційні комплекси; 2 – акреційні комплекси в шовних задугових і дугових басейнах;
- 3 – пізньомезозойський яншанський магматизм; 4 – пізньопалеозойсько-середньомезозойська Селенга-Гобійсько-Ханкінська магматична дуга; 5 – середньо-пізньопалеозойська Саяно-Забайкальська дуга; 6 – середньо-пізньопалеозойська Валер'янівсько-Бельтау-Кураминська дуга; 7–8 – середньо-пізньопалеозойська Казахсько-Монгольська дуга, у т. ч. силур-девонський сегмент (7), 9 – середньопалеозойська Рудно-Алтайська дуга; 10 – середньопалеозойська Урало-Жармінська дуга; 11 – неопротерозойсько-ранньопалеозойська Кипчацька дуга; 12 – неопротерозойсько-ранньопалеозойська Тувино-Монгольська дуга;
- 13 – протерозойські предраліди; 14 – докембрійські кратони і мікроконтиненти; 15 – шовна зона; 16 – зсуви;
- 17 – Cu-Mo-порфірові родовища. Червоною зірочкою позначено родовище Алайгир

УРР розташований у межах Балхаш-Ілійського поясу середньо-пізньопалеозойської Казахсько-Монгольської дуги ЦАОП, який включає осадові товщі, дугові вулканічні та інтрузивні породи переважно девонського та карбонівського віку, деформовані під час пермського "герцинського" орогенезу. У цьому дуговому поясі розташоване також гігантське Коунрадське порфірове мідно-золоте родовище (230 км на південь від озера Балхаш). У структурному відношенні район належить до системи Центральноказахстанського герцинського складчастого поясу, спрямованого в цьому районі на схід-північний схід. Основними регіональними структурами тут є великі антиклінорії – Тектурмас на півночі і Жаман-Сарис на півдні, складені в основному силурійськими відкладами. Між ними розташований досить вузький і сильно стиснутий Успенський синклінорій, що містить переважно девонські та нижньокам'яновугільні відклади.

Північна частина Успенського синклінорія і прилегла південна частина Тектурмаського антиклінорія інтродовані численними гранітоїдними інтрузіями, серед яких переважають пост-середньокам'яновугільно-пермські інтрузії, що утворюють так званий Калдирмінсько-Каркаралінський інтрузивний пояс. На півдні, паралельно гранітному поясу і в межах Успенського синклінорія, на схід-північний схід проходить регіональна зона дислокацій та метаморфізму, відома як зона Успенського розлому. Зона розлому виникла в результаті пізньопермських та ранньотріасових лівозсувових зміщень на захід від Центральноказахстанської зони розломів, що має субмеридіональний напрямок.

УРР за кількістю, різноманітністю та промисловою цінністю родовищ входить до числа найважливіших рудних районів Республіки Казахстан (Байбатша, 2008; Парілов, 2012; Ужжєнов и др., 2004). Як відомо, одним із важливих структурних елементів земної кори є глибинні рухливі зони, що проявляються як зони активізації, які визначають розвиток седиментаційних фацій, складчастих поясів, контролюють розміщення магматизму і пов'язаного з ним зруденіння. До таких зон у Центральному Казахстані належить Успенська, виділена як зона зминання ще у 1928 р. М.П. Русаковим та І.С. Яговкіним, до якої приурочений УРР. Вона простежується на 400 км за ширини 60–100 км на північний схід від Атасуйського рудного району на заході і до району родовища Карагайли на сході. В УРР відомо 179 мідних рудних об'єктів та 215 свинцево-цинкових. Основну цінність в УРР становлять стратиформні комплексні родовища залізо-марганцевих, свинцево-цинкових і баритових руд багатетапного формування. За рядом геологічних характеристик рудні родовища району виділено в самостійний атасуйський генетичний тип.

Найважливішу рудоконтролювальну роль відіграють тріщини, пов'язані з розломами глибокого закладання, яким у верхніх горизонтах відповідають межі горст-антикліналей та грабен-синкліналей, флексурні перегини, інші пліквативні структури. Лінійний характер тріщин зумовив стрічкоподібну форму рудних покладів, що розташовані над ними. Рудні тіла приурочені до лінійно-втягнутих складчастих елементів: крил складок, флексурних перегинів та ін.

Віковий діапазон порід, що містять зруденіння, в Успенському поясі широкий – від нижнього рифею до верхнього карбону-пермі. Максимальна кількість рудопроявів зафіксована в осадових та вулканогенно-осадових породах верхнього девону та нижнього карбону. Нижче і вище за розрізом зустрічаються головним чином дрібні рудопрояви, переважно кварцово-жильного типу. Верхньодевонські ефузивні породи містять підвищені

вмісти заліза, марганцю, свинцю, цинку, тобто тих елементів, які є провідними в рудах атасуйських родовищ. Це, ймовірно, свідчить про спеціалізацію магматичних осередків верхньодевонського вулканізму, що генерували рудоносні розчини.

В УРР відомі поліметалічні родовища двох геолого-генетичних типів: 1) вулканогенно-осадові з накладеним гідротермальним зруденінням (атасуйський тип); 2) гідротермальні (алайгирський тип).

Для першого типу (атасуйського) характерні: 1) приуроченість зруденіння до вуглисто-глинисто-кременисто-карбонатних порід пізньодевонського віку, які зазвичай перебувають у тонкому перешаруванні; 2) стратифікованість руд; 3) просторове поєднання залізо-марганцевого та поліметалічного зруденіння; 4) накладення на смугасті стратифіковані пластові залізо-марганцеві та убогі цинкові руди цинково-свинцево-баритового гідротермального зруденіння, їхнє просторове поєднання.

Зустрічається два підтипи руд. Перший представлений пластовими тілами шаруватих істотно цинкових пірит-сфалеритових руд, утворення яких близько синхронно з утворенням залізних і марганцевих руд і накопиченням матеріалу осадових і вулканогенно-осадових порід, що їх вміщують, з якими вони залягають згідно. Другий представлений лінозоподібними покладами, часто ускладненими апофізами, пластоподібними тілами в певних стратиграфічних горизонтах, приуроченими до тектонічно ускладнених ділянок (зон дроблення, вузлів зчленування складок) цинково-свинцево-баритових гідротермальних руд, накладених на вмісні породи і руди першого типу. Вони супроводжуються ореолами навколорудних змінених порід. Цей тип родовищ виділено як атасуйський (Щерба и др., 1964). У межах УРР він має головне значення, включає родовища Ушкатын, Жайрем, Бестюбе, Атабай-Дугулу та ін. (рис. 2).

Ушкатынське рудне поле розташоване за 13 км на північному сході від селища Жайрем, у складноскладчастому вузлі на північному закінченні Жайльмінської синкліналі. Тут на площі 20 км² сконцентровані залізо-марганцеві поліметалічні родовища Ушкатын-1 і Ушкатын-3, марганцеві Ушкатын-2 і Перстневське. Марганцеве зруденіння на площі рудного поля виявив у 1961 р. у процесі геологічної зйомки м-бу 1:50 000 О.І. Бузмаков, коли було відкрито родовище Ушкатын-І. У 1962 р. Агадирська геофізична експедиція (О. А. Ігнатович та ін.) відкрила родовища Ушкатын-II та Ушкатын-III. На родовищах з 1963 р. проводяться розвідувальні роботи. На родовищах Ушкатынського рудного поля в межах однієї площі поєднані пластові тіла залізо-марганцевих руд, гідротермально-метасоматичні та гідротермально-осадові поліметалічні руди.

Родовище Ушкатын-III розташоване за 2,5 км на південний захід від родовища Ушкатын-І. Воно приурочене до вузької, глибокої синклінальної складки меридіонального простягання. Залізо-марганцеві руди локалізовані в західному крилі складки, барит-свинцеве зруденіння – у східному. Західне крило складки має нахил 70–90°, східне вертикальне і навіть перекинуто на захід. Зі сходу і півночі складка обмежена системою крутоспадних великоамплітудних розломів (рис. 3). І залізо-марганцеві, і барит-свинцеві руди приурочені до одного стратиграфічного горизонту – червонокольорової пачки (товщина 130 м) верхнього фамену (D₃fm_{2b}), але різним фаціальним різновидам. Родовище формувалося на стику фації мулових западин та фації органогенних вапняків (бар'єрного рифу).

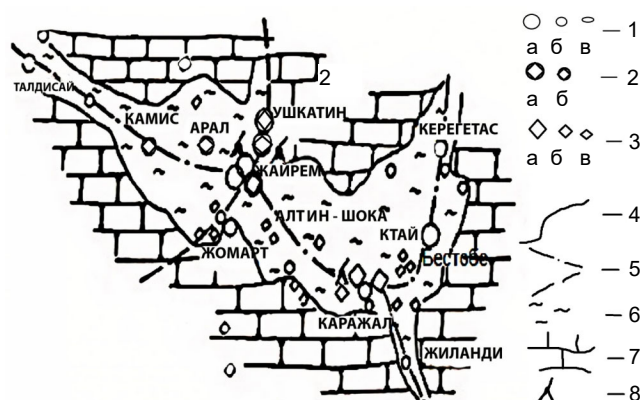


Рис. 2. Палеофаціальна схема фамену Атасуїського району і родовища атасуїського типу:

- 1 – поліметалічні родовища (а – великі, б – середні і дрібні, в – прояви); 2 – комплексні залізомарганцеві і поліметалічні родовища (а – великі, б – дрібні); 3 – залізомарганцеві родовища (а – великі, б – середні і дрібні, в – прояви); 4 – контур Жайльмінського палеорифту; 5 – вісь палеорифту; 6 – трансформний розлом; 7 – області накопичення глинисто-карбонатних осадів (а), органогенних вапняків (б); 8 – фаменські вулкани

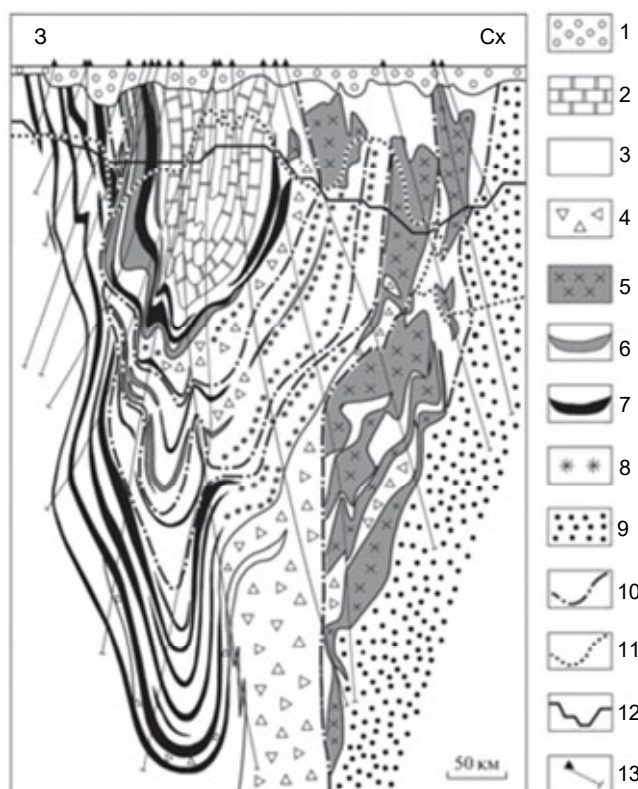


Рис. 3. Геологічний розріз родовища Ушкати́н-III (за матеріалами АТ "Жайремський ГЗК", 2011):

- 1 – пухкі відклади, піски, глини, суглинки (KZ); 2 – вапняки сірі хвилясто- та вузлувато-шаруваті (C₁t); 3 – вапняки сірі і червоні органогенно-детритові, тонкошаруваті (D₃fm₂); 4 – вапнякові брекчії вишнево-сірі та сіро-зелені з алевро-пелітовим цементом (D₃fm₂); 5 – рифові органогенно-водоростеві буро-червоні вапняки з прожилково-вкрапленим барит-свинцевим зруденінням; 6 – залізні руди; 7 – марганцеві руди; 8 – вапняки з тонкими прошарками марганцевих руд; 9 – алевроліти та пісковики вишневі (D₃ft); 10 – розривні порушення; 11 – нижня межа зони окиснення; 12 – профіль кар'єру (2010 р.); 13 – проєкції бурових свердловин

Західне крило рудовмісної синкліналі складене вузлувато-шаруватими червоними вапняками, вуглисто-глинистими вапняками, алевролітами з прошарками залізних і марганцевих руд. Поліметалічне зруденіння відмічається лише в підстильній сіробарвній пачці D₃fm₂ у вигляді прошарків і лінз мельниковіт-піриту і сфалериту (товщина 0,5–1,0 см). Східне крило складки складене дрібнокристалічними рожевими вапняками із хвилясто-шаруватою і стилітовою текстурою, які вміщують прожилкове і гніздове барит-свинцеве зруденіння гідротермально-метасоматичного генезису.

Поклад залізомарганцевих руд витягнутий у меридіональному напрямку на 1900 м за товщиною від 90 до 130 м. У покладі налічуються понад 20 пластовидібних і лінзоподібних рудних тіл, розділених безрудними вапняками. Товщина рудних пластів коливається від 1–2 до 25–40 м, товщина безрудних вапняків – від 0,5 до 30 м. Рудні пласти простежені за падінням від 50 до 600 м.

На родовищі виділяються такі типи руд: залізні, залізо-марганцеві та марганцеві. Для залізних руд характерний простий мінеральний склад, значна мінливість товщини пластів. Пласти залізних руд (товщина до 6–7 м) із

вмістом заліза до 50 % залягають у північній частині родовища. У напрямку на південь вони виклинюються і заміщуються марганцеворудними пластами. Марганцеві руди займають провідне положення на півдні родовища. Для них характерний складний мінеральний склад.

Залізомарганцеві руди на родовищі Ушкати-III поділяються на яcobситові та брауніто-гематитові. Вміст заліза і марганцю в цих рудах приблизно однаковий. Руди мають масивну, шарувату, плямисту, оолітову текстуру. Зустрічаються брекчієподібна та конкреційна текстури. На родовищі широко розвинена кора вивітрювання. Її нижня межа нерівна, з кишеньками. Товщина кори від 20 до 200 м, у середньому 90–100 м. Руди в корі вивітрювання окиснені. Основні рудні мінерали залізних руд: гематит і магнетит, марганцевих – брауніт, гаусманіт, у зоні окиснення – псиломелан, піролюзит, манганіт. У рудах є германій, у марганцевих рудах – талій, цинк. Родовище належить до вулканогенно-осадових з накладеним гідротермальним зруденінням.

Жайремське рудне поле розташоване на північному заході району і приурочене до однойменної антикліналі, яка ускладнена складками вищих порядків. У межах рудного поля розташовані поліметалічні родовища Східний Жайрем, Західний Жайрем і Далекозахідний Жайрем. Свинцево-цинкові руди родовищ

локалізовані у вуглисто-глинисто-кременистих вапняках нижньофаменського під'ярусу, частково – у сіробарвній пачці верхнього фамену (Східний Жайрем). Залізні руди родовищ Жайремського рудного поля не мають промислового значення через низькі вмісти заліза в рудах і малі товщини пластів. Найбільші запаси залізних руд приурочені до родовища Східний Жайрем, але вміст заліза тут у середньому 29 %. Ці руди у майбутньому, з розвитком технології збагачення, можуть перейти до розряду промислових.

Родовище Далекозахідний Жайрем приурочене до Далекозахідної брахісинклінальної складки. Довжина рудовмісної синкліналі близько 2 км, ширина 800 м. У її ядрі залягають вивітрілі вузлувато-шаруваті вапняки сіробарвної пачки верхнього фамену, крила складені вуглистими вапняками ритмічно-шаруватої флюїдної пачки нижнього фамену. У центральній частині родовище ускладнене крутоспадним скидом, що розділяє південний і північний рудні поклади (рис. 4). З поверхні родовище перекрите чохлом кайнозойських відкладів (товщина до 40 м). Свинцево-цинкові руди залягають у ритмічно-шаруватій та в нижній частині флюїдної пачок, пласт бідних залізних руд – у верхній частині флюїдної пачки в горизонті вузлувато-шаруватих вапняків ($D_3fm_1C_4$).

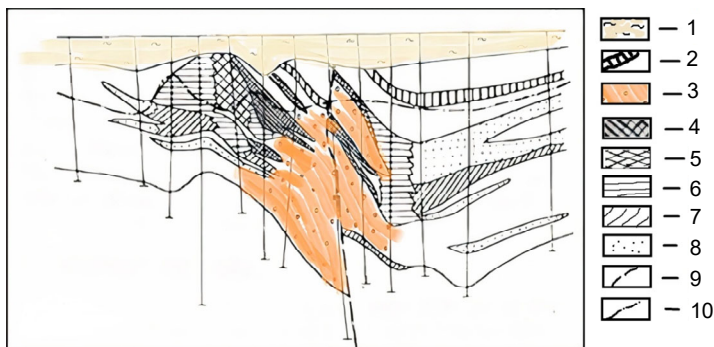


Рис. 4. Геологічний розріз родовища Далекозахідний Жайрем:

1 – глини, піски; 2 – горизонт залізних руд $D_3fm_1C_4$; 3 – кварцові і кварц-піритові метасоматити; 4 – баритові руди; 5 – свинцево-баритові руди; 6 – барит-свинцево-цинкові руди; 7 – свинцево-цинкові руди зі слабкою баритизацією; 8 – цинково-піритові руди; 9 – розривні порушення; 10 – границя кори вивітрювання

Виділено руди трьох етапів. Рудні тіла першого етапу представлені пластами цинкових (сфалерит-мельниковіт-піритових) руд, що утворюють пошарову вкрапленість і прошарки сульфідів (товщина від часток міліметру до 25 см). Вміст цинку зменшується від центру родовища до периферії. До другої групи входять тіла гідротермально-метасоматичних галеніт-баритових, баритових, кварц-баритових руд. Рудні тіла цього типу складно побудовані субзгідні, мають форму лінз, штоків, рудних стовпів. Третій тип представлений рудними жилами, що січуть руди як першого, так і другого етапу, складені мономінеральним галенітом, галеніт-баритовими і халькопірит-баритовими рудами. Чітко проявлена гідротермальна зональність, виділяються п'ять зон (від центру): 1) кременисто-баритова, 2) галеніт-баритова, 3) багатих свинцево-цинкових руд, 4) свинцево-цинкових руд, 5) первинних цинково-піритових руд.

На родовищі під час його формування існували два рудоконтролювальні центри і тому утворилися два окремих рудних поклади: східний та західний. Між ними залягають баритові руди, кварц-піритові, кварцові та альбіт-кварцові метасоматити. Горизонт гідротермальних осадових руд складений пластами сфалерит-піритових руд (товщина від 5 до 70 м). Він утворює смугу широтного простягання завширшки 800–900 м і завдовжки

2000 м. Найбільша товщина рудних тіл у центральній частині родовища – 130 м. У верхній частині родовища розвинена потужна кора вивітрювання, що досягає глибини 300 м. Свинцево-цинкові руди тут окиснені та складені церуситом і смітсонітом.

Другий тип (алайгирський) представлений родовищами свинцевої вулканогенно-гідротермальної формації, до якої належать 11 родовищ та рудопроявів, у тому числі родовище Алайгир. Вони локалізовані переважно в ріолітах, фельзитах та їх туфах живетьсько-франського ярусу, контролюються крутоспадними зонами дроблення у склепінних частинах брахіантиклінальних або вулканокупольних складок II і III порядків. Характерна наявність зон окварцованих та серицитизованих порід. Форма рудних тіл – крутоспадні, рідше пологозалежні лінзи в зонах дроблення. Поширеним рудним мінералом є галеніт, що асоціює з кварцом. Інші сульфіди (сфалерит, халькопірит, пірит) трапляються в різко підпорядкованій кількості. Рудні мінерали виділяються як вкрапленики у змінених породах.

Родовище Алайгир є найбільшим у межах Успенської тектонічної зони. Воно розташоване в центральній частині УРР, в зоні розвитку девонських і карбонових осадових і вулканічних формацій, прорваних

субвулканічними і дайковими інтрузіями. Головні стратиграфічні підрозділи (знизу):

- товща теригенно-карбонатних осадових порід девону;
- спіліт-кременисто-теригенні вулканогенно-осадові породи пізнього девону-раннього карбону;
- вугленосна формація візе;
- ріоліти пізньовізейсько-серпухівського віку;
- сублужні ріоліти ранньопермського віку, що утворюють великі субвулканічні тіла та інтрузії.

Основною структурою Алайгирського рудного поля є стисла брахіантиклінальна складка субширотного простягання. У крилах антиклінали породи мають круте ($65-85^\circ$) падіння, місцями відзначається перекидання крил на північ і на південь. Субвулканічне тіло ріолітів, де локалізоване свинцеве зруденіння, розташоване в північному крилі цієї структури. У межах родовища породи мають моноклінальне залягання з падінням на північ і північний захід, ускладнене складками вищого порядку. Простягання порід змінюється від північно-східного на західному фланзі родовища до східного на Східній ділянці з кутами падіння від 40° до 85° , іноді встановлюється перекинута на південь ($80-85^\circ$) залягання.

Найдавнішими розривними порушеннями, що ускладнюють складчасту структуру, є згідні поздовжні (субширотні) порушення типу насувів або міжпластових зривів. Порушення цього типу характерні для всієї Успенської зони зминання. Близькими до них за типом є системи поздовжніх внутрішньопластових зон дроблення і тріщинуватості в субвулканічному тілі ріолітів. Молодшими у межах рудного поля є порушення типу скидо-зсувів північно-східного та північно-західного простягання. До порушень цього типу приурочені дайки діоритів і діабазів. Інтрузивні утворення представлені герцинськими гранітоїдами з підпорядкованим розвитком проміжних та мафічних інтрузій. Виділяють три стадії інтрузивного магматизму:

- ранньогерцинська – невеликі мафічні масиви у південно-західній частині родовища, складені велико- та середньозернистими габродіоритами, гранодіоритами та кварцовими діоритами;
- середньогерцинська – діорити, ріоліти, гранодіорити, що формують невеликі штокоподібні масиви;
- пізньогерцинська – широко розвинені в районі масиви лейкократових дрібно- і середньозернистих гранітів і граніт-порфірів, біотитових і біотит-роговообманкових гранітів, що проривають палеозойську вулканогенно-осадову товщу, часто приурочені до зони субмеридіонального Успенського розлому.

Рудовмісні породи зазнали гідротермально-метасоматичних змін; виділяють три фації: пропілітову, калішпатову та березитову. Рудні тіла родовища тісно пов'язані з пластовими субвулканічними тілами ріолітів, конформними іншим стратиграфічним підрозділам.

Рудне поле родовища складене ефузивно-пірокластичною товщею девону (D_2-D_3). У комплексі вулканогенно-осадових порід фамену виділено дайкоподібні тіла субвулканічних ріолітів, що займають згідне і січне положення. Відомі невеликі дайки порфіритів. У безпосередній близькості від родовища є два великі гранітні масиви. Родовище локалізоване у субвулканічному тілі ріолітів. Оскільки рудна мінералізація за простяганням має перерви, родовище умовно поділено на три ділянки: Західну, Середню та Східну.

На Західній ділянці основна рудна зона представлена безперервним розгалуженим рудним тілом і серією невеликих паралельних лінз і жиліподібних тіл, що залягають згідно з ріолітами (рис. 5). Поворот блоків по шарнірах поперечних скидо-зсувів зумовив відмінність у

падінні рудних тіл – від субвертикального на Західній ділянці ($70-85^\circ$) до відносно пологого на Східній ($30-35^\circ$).

Внутрішня будова окремих рудних тіл досить складна. Ділянки бідного вкрапленого зруденіння поєднуються з прожилками, гніздами та більшими відособленнями багатих руд та суцільних сульфідів. На глибині рудні тіла мають ще складнішу будову, розпадаючись на систему зближених тіл різної потужності. У загальній своїй масі вони є мономінеральними, галенітовими і лише в деяких випадках набувають пірит-галенітовий або сфалерит-галенітовий склад. Рудні тіла оточені широкими ореолами розсіювання свинцю, барію, срібла, менше міді, цинку та ін. Зруденіння локалізоване в межах товщі ефузивних ріолітів та їх туфів, де контролюється зонами дроблення і підвищеної тріщинуватості. За інтенсивністю зруденіння виділяється основна рудна зона, відносно потужна і витримана, яка супроводжується паралельними зонами з менш інтенсивним зруденінням.

Основна зона тяжіє до лежачого боку ріолітів. Ближче до висячого боку, паралельно їй, проходить Північна рудна зона. Вона відокремлена від Південної лінзоподібними прошарками туфів та карбонатних порід. Поблизу лежачого боку, особливо у глибоких горизонтах, відзначаються невитримані, часто сліпі рудні тіла (Західна ділянка). На всьому протязі рудні тіла розташовані кулісоподібно, групуються в паралельні зони, місцями вони зближені, місцями розходяться. Загалом рудоносна смуга в ріолітах має довжину близько 3 км.

На родовищі виділено три типи руд: сульфідні, змішані та окиснені. Переважають сульфідні руди, основна частка запасів яких становить 59 %. Основним мінералом-носієм є галеніт, з яким пов'язано понад 85 % свинцю, з незначними домішками піриту, халькопіриту та сфалериту. Змішані руди становлять 15,5 % від загальних запасів руди. Основні рудні мінерали представлені галенітом і церуситом.

Окиснені руди становлять 25,5 % від загальних запасів, залягають у верхніх частинах рудної зони, складені переважно церуситом. Зона окиснення розвинена нерівномірно. Її глибина змінюється від 50 до 220 м на Західній ділянці і від 80 до 190 м на Східній, досягаючи максимальних значень у центральній частині родовища. Межі зони окиснення із сульфідною рудою дуже нерівні і нечіткі, зазвичай ідентифікуються лише за результатами фазового аналізу. Окиснена зона характеризується інтенсивним розвитком псевдопорфірового церуситу та підпорядкованою кількістю англезиту після галеніту. Галеніт трапляється у вигляді реліктових сегрегацій і дрібних частинок у церуситі. Перехідна зона характеризується частковим заміщенням галеніту церуситом, англезитом; часто являє собою сульфідні агрегати із зонами підвищеної тріщинуватості, де вона складається з окиснених мінералів свинцю і гідроксидів заліза.

За даними хімічного складу виявлено, що літофільні компоненти у складі всіх типів руд родовища істотно переважають над рудними. Основним з них є кремнезем, вміст якого становить 68,8–72,5 %. Частка інших літофільних компонентів варіює у широкому діапазоні. З них переважають алюміній та калій (5,15–7,3 % та 2,62–6,93 % відповідно). Рудні елементи представлені залізом, свинцем, цинком (табл. 2).

Вікові співвідношення зруденіння з інтрузивним і дайковим комплексами порід, його великий вертикальний діапазон у разі сталості речовинного складу руд дають змогу припускати, що джерелом гідротермальних рудоносних розчинів були глибинні магматичні осередки або серії малих інтрузій, імовірно пов'язаних з осередками

попереднього вулканізму, які активізувалися за умови посилення тектонічних процесів. Просторова приуроченість зруденіння до вулканогенних утворень, мабуть, зумовлена тим, що рудоносні розчини використовували як

підвідні канали тріщинної структури вулканічного апарату. Крім того, велика хімічна активність кислих ефузивів на родовищі, їх фізико-механічні властивості за наявності сприятливої структури створили умови рудовідкладення.

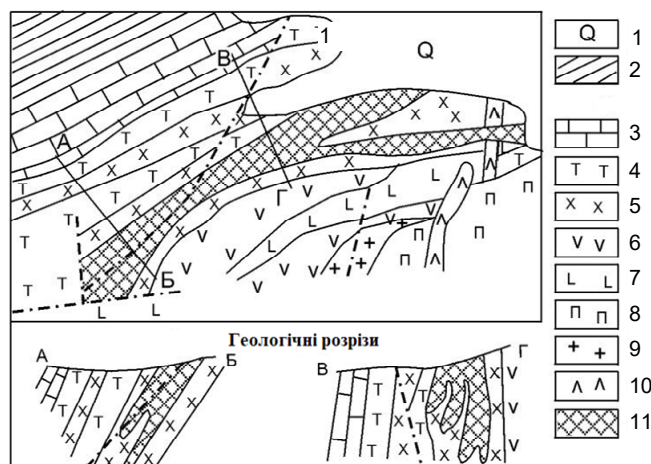


Рис. 5. Схематичний геологічний план і геологічні розрізи Західної ділянки родовища Алайгир:

1 – четвертинні відклади; 2 – фаменські сланці, туфопісковики, вапняки; 3–8 – живетьсько-франські відклади: піщаністі вапняки (3), туфи ріолітів (4), ріоліти (5), альбітофіри (6), туфіти (7), порфіроїди (8); 9 – субвулканічні ріоліти; 10 – порфірові дайки діоритів; 11 – рудні тіла

Таблиця 2

Хімічний склад руд							
Компонент	Сульфідні руди	Змішані руди	Окиснені руди	Компонент	Сульфідні руди	Змішані руди	Окиснені руди
SiO ₂ , %	67,84	68,91	70,32	Se, г/т	<5	<5	<5
TiO ₂ , %	0,19	0,19	0,25	Cd, г/т	<10–20	н/визн.	<10
Al ₂ O ₃ , %	11,33	10,8	12,19	Te, г/т	<2	<1	<2,0–3,9
Fe ₂ O ₃ , %	2,22	1,72	1,86	Hg, г/т	1,67	4,22	0,88
MnO, %	0,06	0,03	0,05	Sb, г/т	<20–37	47	30
MgO, %	0,41	0,27	0,45	Ga, г/т	137	15	17
CaO, %	2,12	0,80	0,44	Ge, г/т	2,0	н/визн.	1,0–1,1
Na ₂ O, %	0,54	0,34	0,29	Au, г/т	–	–	–
K ₂ O, %	7,50	7,41	8,60	F, г/т	0,05–0,2	н/визн.	0,05
P ₂ O ₅ , %	0,042	0,0042	0,055	As, г/т	<50	50	<50–85
Pb, %	2,66	4,05	2,13	In, г/т	<0,001	<0,5	<1,0
Zn, %	0,099	0,06	0,023	Re, г/т	<0,04	<0,04	<0,04
Cu, %	0,013	0,011	0,028	Tl, г/т	1,40	1,32	1,57
BaSO ₄ , %	1,37	3,38	1,42	Co, г/т	<40	н/визн.	<40
S, %	1,13	0,82	0,40	Ni, г/т	16,0	12,0	11,0
Ag, г/т	14,4	21,59	10,73	Сума	97,52	98,83	98,51

Фактори контролю зруденіння УРР. Основними чинниками контролю зруденіння УРР є структурні, магматичні, метасоматичні і літолого-стратиграфічні.

Глобальним структурним фактором є приуроченість УРР до енсиматичних та енсальних островодужних палеосистем Казахстану, що відображає загальнопланетарну закономірність у розподілі родовищ корисних копалин (Мазуров, 2005; Металлогения Казахстана..., 1983; Митчел, Гарсон, 1984).

Регіональним структурним фактором є наявність Успенської ослабленої зони, яка є дуже давньою і сформувалася вздовж тих глибинних розломів, зародження та розвиток яких зумовило появу ділянок земної кори, що зазнавали у подальшому складних перетворень. Ці розломи послужили підводними каналами для вкорінення магми, про що свідчать численні тіла інтрузивних порід і ефузивні утворення, поширені в їх межах. Крім того, ці розломи значно послабили міцність зчленування окремих частин давнього фундаменту складчастої області. Тому надалі саме вздовж них найбільш інтенсивно проявилися тектонічні напруження, що зумовили виникнення густої мережі додаткових розломів і дрібних

тріщин. Одночасно відбувалося інтенсивне стиснення, що привело до утворення складних складчастих і розривних порушень і стало сприятливою умовою виникнення поліметалічних родовищ.

Рудоносні формації складені доломітами, вапняками з горизонтами вуглецево-глинистих, вуглецево-кременистих порід, яшм, алевролітів і туфітів. Епізодично в них фіксуються висококалієві вулканіти базальт-трахібазальтового складу та дрібні габро-сієнітові інтрузії. У розрізах продуктивних товщ закономірне положення свинцево-цинкових горизонтів нижче залізних та марганцевих. Руди свинцево-цинкових родовищ значно цинкові. Сумарні вмісти свинцю та цинку близько 4 %. Збагачення (до 7–8 %) пов'язане з перетворенням стратиформних руд у зонах метасоматичної переробки (Жайрем), тектоно-метаморфізму (Текелі) та в надінтрузивних областях із заповненням багатими рудами термокарстів (Акжал). До континентальних рифтів приурочені найбільші на Євразійському континенті скупчення марганцевих руд Атасуйського району (Ушкати-III, Західний Каражал) (Рузаев, 2005).

Гідротермальне рудовідкладення в переважній більшості випадків випереджалось, супроводжувалося і завершувалося змінами вмісних порід. Так, на родовищі Жайрем навколорудні зміни вмісних порід проявилися тільки у зв'язку з гідротермальним етапом мінералоутворення. Початок гідротермального процесу супроводжувався інтенсивною переробкою вмісних порід. Проникнення перших порцій розчинів через вуглецево-глинисто-кременисті вапняки спричинило їхнє перетворення: виникали зони змінних порід, що частково перекривають одна одну. Це зони освітлених і перекристалізованих вапняків, альбітизованих вапняків, альбіт-доломітових порід, кременистих метасоматитів. Мало місце одночасне утворення зон, що супроводжувалося розростанням і частковим їх накладенням одна на одну.

Кварцові, пірит-кварцові та баритові метасоматити, які утворилися в наступні стадії процесу, розділені тектонічними порушеннями. Одночасно відбувалося заповнення тріщин та порожнин. Найбільш інтенсивно проявилася баритизація, що призвела до утворення на порівняно великих площах баритизованих порід і баритових метасоматитів. Незначно їй поступається окварчування, у той час як альбітизація та доломітизація проявлені локально.

На родовищі Ушкати-III навколорудні зміни проявлені слабо. Баритизація розвинена лише у зонах диз'юнктивних порушень. Близькі до описаних і навколорудні зміни вмісних порід на родовищах кварц-баритової гідротермально-метасоматичної субформації.

Отже, для цих родовищ найтипівшими навколорудними змінами є окварчування та баритизація. На родовищі свинцевої вулканогенно-гідротермальної формації Алайгир навколорудним змінам піддаються в основному рудовмісні ефузиви (ріоліти, фельзити та їх туфи).

В Україні свинцево-цинкові руди відомі в південно-східній частині Дніпровсько-Донецької западини і в Закарпатті. У Державному балансі запасів корисних копалин України обліковано запаси Берегівського, Мужіївського, Біганського комплексних родовищ, станом на 01.01.2020 р. розробляється Біганське (спеціальний дозвіл на видобування баритових руд із супутнім вилученням поліметалів та срібла) (Мінеральні ресурси України..., 2020).

До Карпатської металогенічної провінції входять Закарпатський внутрішній прогин, складчасті Карпати і Передкарпатський крайовий прогин. В її межах основна маса гідротермальних родовищ і перспективних рудопоясів свинцю і цинку локалізується в Закарпатському внутрішньому прогині і пов'язана з альпійським вулканізмом андезидацит-ріолітової формації.

Комплексні золото-поліметалічні родовища, пов'язані з неогеновим вулканізмом, відомі в обрамленні Паннонського масиву не тільки в Україні, але й в Румунії (рудні райони Бая-де-Арієш, Секаримб і Брад) і в Словаччині (рудні райони Кремниця і Пуканець). Всі об'єкти мають ряд подібних рис (рис. 6): двоярусну будову з ефузивно-осадовим чи карбонатно-теригенним донеогеновим фундаментом, перекритим андезит-ріолітовими вулканітами неогену, з численними екструзіями, неками, жерловинами, субвулканічними інтрузіями кислого складу, які часто контролюють розміщення рудних тіл (родовища Мазарі, Ха-неш, Бая-Спріє, Хержа, Валня-Рошіє, Нариаг в Румунії); зональність зруденіння з внутрішніми зонами з Cu-Pb-Zn мінералізацією і зовнішніми з Au-Ag; вертикальну протяжність зруденіння до 500–800 м (Апусені, Бая-Спріє, Рошеа-Монтана); рудні тіла представлені малосульфідними кварцовими і кварц-адуляровими жилами, кварцовими брекчіями, каолініт-кварцовими прожилково-вкрапленими зонами, локалізованими в системах рудоносних тріщин в окременілих, пропілітизованих і піритизованих породах. Вони належать до золото-адуляр-кварц-халцедонової малоглибинної формації, характеризуються високим вмістом срібла (Au:Ag – 1:3) і відносно низькою пробністю золота (600–800).

Так, на рудному полі Штявниця-Годруша в Центральній Словаччині внутрішня зона (Штявниця) представлена жилами поліметалічної (Cu, Pb, Zn) формації, локалізованими в андезитах неогену, а також прожилково-вкрапленими гідротермально-метасоматичними рудними зонами в тріасових мергельно-карбонатних породах, а зовнішня (Годруш) – срібло-золотоносною зоною. Золотоносні, часто із сріблом і стибнітом кварцові жили значно поширені також на рудних полях Кремниця, Нова Бая, Пуканець у Центральній Словаччині.

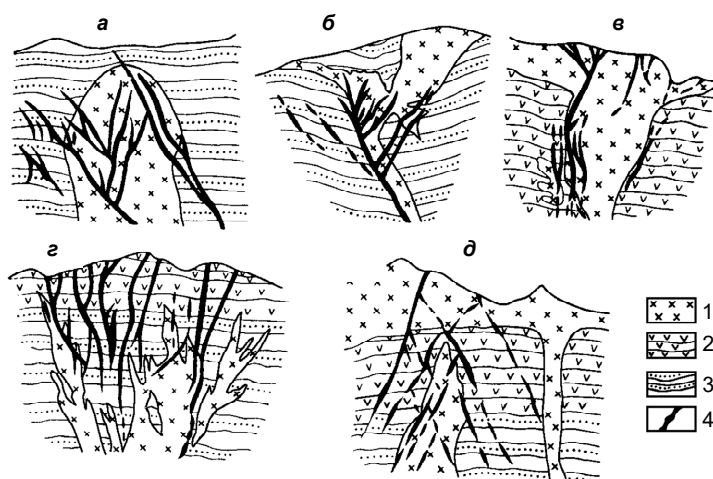


Рис. 6. Схеми будови золото-поліметалічних родовищ Румунії (Михайлов, Федчук, 2008):

Родовища: а – Мазарі, б – Ханеш, в – Бая-Спріє, г – Хержа, д – Валея-Роше;

1 – субвулканічні тіла кислого і середнього складу; 2 – вмісні вулканогенні (а) і осадові (б) породи; 3 – рудні тіла

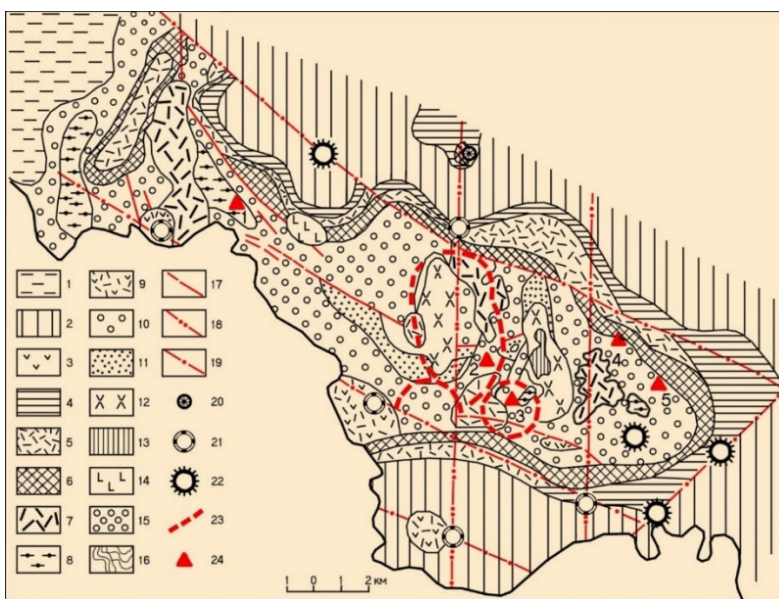


Рис. 7. Геологічна карта Берегівського рудного району (Гурський та ін., 2006):

- 1 – глини, піски львівської світи левантину; 2 – глини з прошарками пісковиків кожлівської та ізовської світи паннону;
 3 – пліоценові андезити; 4 – глини, піски, мергелі алмаської світи середнього сармату;
 5–6 – туфи (5) і аргіліти (6) лувської світи нижнього сармату; 7 – ріоліти; 8 – ігнімбрити; 9 – лави і туфи андезитів і ріолітів;
 10 – верхній туфовий горизонт нижнього сармату; 11 – верхня осадова товща нижнього сармату;
 12 – середній туфовий горизонт середнього баденію; 13 – нижня осадова товща гелвету і нижнього баденію;
 14 – нижній туфовий горизонт карпатію; 15 – конгломерати і гравеліти буркалівської світи; 16 – складки;
 17–19 – розломи, що контролюють прояви ріолітового вулканізму (17), андезитового вулканізму (18), наскрізні (19);
 20–22 – вулкани андезитові (20), змішаного складу (21), ріолітові (22); 23 – кальдери;
 24 – родовища і рудопрояви (1 – Біганське, 2 – Берегівське, 3 – Мужіївське, 4 – Лопоське, 5 – Квасовське)

Берегівський рудний район розташований у південній частині Закарпатської області на північному сході Придунайської низовини (рис. 7). Площа рудного району збігається з Берегівськими нагір'ями, що становлять собою невисокі вулканічні островні гори серед рівнини. Сучасна структура району зумовлена тектонічними рухами, які відбувалися в пліоцені в період формування Великої Угорської западини і горстової зони. В районі бурінням розкриті породи донеогенового фундаменту (палеозойські філіти, вапняки і тріас-юрські вапняки, діабази, яшми). Неоген представлений осадово-вулканогенною товщею, що складається з перешаровування горизонтів ріолітових туфів і піщано-глинистих порід.

Вся товща зім'ята в брахіскладки субмеридіонального простягання і розбита на окремі блоки розломами різних напрямків і амплітуд. У Берегівському рудному районі розвідані родовища алуніту, каоліну, барит-поліметалічних руд, розробляються золото-поліметалічні руди. В межах району виділяють три рудних поля: Біганське з однойменним срібло-поліметалічним родовищем; Берегівське з Берегівським і Мужіївським золото-поліметалічними родовищами; Квасівське з Квасівським і Лопосанським срібло-поліметалічними і Келчейським золото-поліметалічним рудопроявами (рис. 8).

Берегівське золото-поліметалічне родовище приурочене до південного замикання субмеридіонального брахіантиклінального підняття і розташоване в однойменній кальдері, складеній міоценовими туфами ріолітів. Рудні тіла в межах родовища локалізовані переважно в туфогенній товщі неогену. Основним рудовмісним горизонтом служать ріолітові туфи середньої частини розрізу, частково зруденіння зустрічається в нижній частині осадової товщі. Порооди розсічені двома системами тріщин, різних за напрямом і віком. Перша

система має захід-північно-західне простягання і з нею пов'язана золото-поліметалічна мінералізація. Друга система – північ-північно-східна – перетинає поліметалічні жили і з нею пов'язане утворення каолінових і алунітових покладів (рис. 9).

Золото-поліметалічна мінералізація представлена чотирма морфологічними типами рудних тіл: 1) складно побудовані рудні жили і жильні зони в розломах північно-західного і північно-східного напрямків; 2) прожилково-вкраплене зруденіння в зонах підвищеної тріщинуватості; 3) субпластові тіла в шаруватих вулканогенно-осадових відкладах; 4) рудні штокверки на ділянках підвищеної тріщинуватості. Січні і згідні кварц-сульфідні жили і прожилково-вкраплені рудні тіла (товщина до 3–5 м, довжина 350–450 м) простягаються до глибини 350 м.

Мінеральний склад руд родовища досить різноманітний, їхню загальну мінералогічну характеристику наведено в табл. 3. Основні рудні мінерали: сфалерит, пірит, галеніт, марказит, халькопірит; другорядні: гематит, тетраедрит, золото, срібло, електрум, вюрцит, мельниковіт. На верхніх горизонтах більше поширені барит, марказит, мельниковіт. Значно частіше тут трапляється і золото, особливо в штокверкоподібних кварц-адулярових метасоматитах у вигляді вільних зерен розміром 1 мм в поперечнику.

Вміст металів у рудній зоні змінюється в горизонтальному і вертикальному напрямках. Середній вміст суми свинцю і цинку у штокверковому зруденінні на флангах менший, ніж у її центральній частині. З глибиною збільшується кількісне співвідношення сфалериту до галеніту, суми свинцю і цинку до золота і срібла. Останні містяться в рудах в прямо пропорційній залежності від зміни вмісту свинцю і цинку. Вміст свинцю в середньому по рудній зоні становить 2,09%, цинку – 5,08 %. Відзначено високий вміст кадмію, низький сурми і миш'яку.

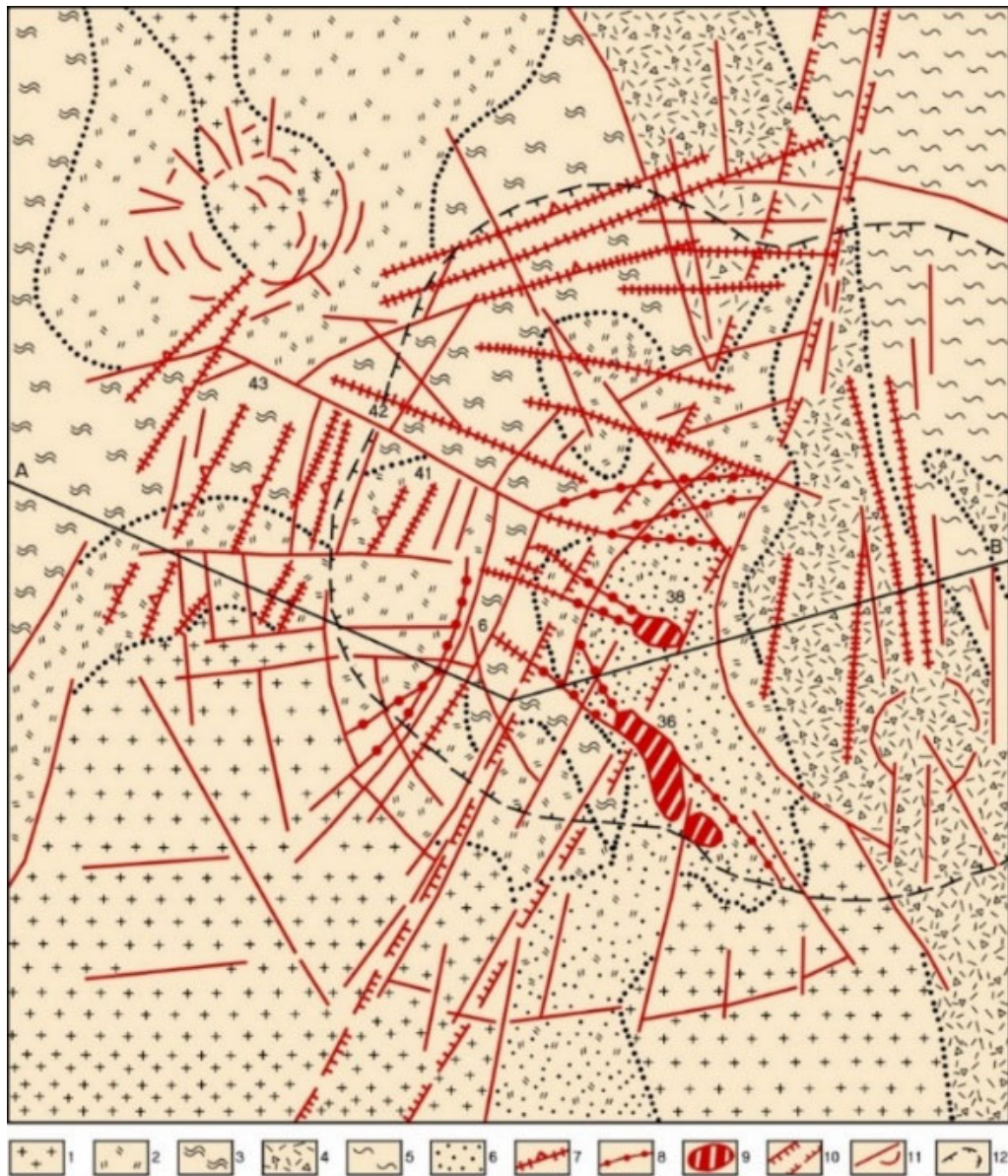


Рис. 8. Схематична геологічна карта Берегівського рудного поля (Гурський та ін., 2006):
 1 – ріоліти; 2 – верхня туфова товща; 3 – верхня осадова товща; 4 – середня туфова товща; 5 – нижня осадова товща;
 6 – вторинні кварцити; 7 – слабо мінералізовані розломні зони; 8 – рудні зони; 9 – штокверкові рудні тіла;
 10 – Діагональна розломна зона; 11 – радіальні і кільцеві розломи; 12 – інтрузія мікрогранодіориту на глибині

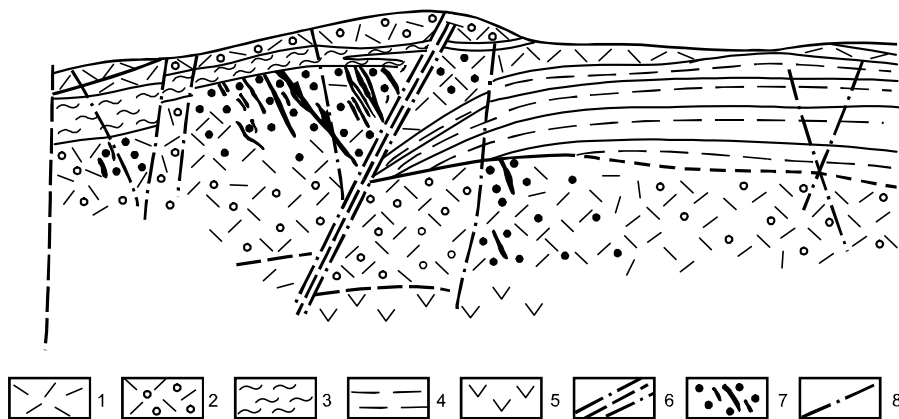


Рис. 9. Розріз Берегівського родовища (Михайлов та ін., 2007):
 1 – ріоліти, 2 – туфи ріолітів нижнього горизонту, 3 – аргіліти верхньої осадової товщі, 4 – аргіліти нижньої осадової товщі,
 5 – вулканогенно-осадові утворення мезозою, 6 – зона Мужіївського розлому, 7 – рудні тіла, 8 – розломи

Таблиця 3

Мінеральний склад руд Берегівського родовища (Зацixa и др., 1984)

Рудні мінерали			Нерудні мінерали	Гіпергенні мінерали
Головні	Другорядні	Рідкісні		
сфалерит, пірит, марказит, халькопірит	гематит, тетраедрит, золото, срібло, електрум, вюрцит, мельниковіт	полібазит, бурноніт, халькозин, піраргірит, енаргіт, кіновар, фрейслебеніт, овіхіт	кварц, каолініт, барит, адуляр, монтморилоніт, альбіт, кальцит, сидерит, дикіт, гідрослюди, нонтроніт, гармотом, натроліт, доломіт	англезит, лімоніт, церусит, ярозит, халцедон, смітсоніт, ковелін, азурит, малахіт, сірка, гіпс, бронантит, куприт

Виділено чотири стадії мінералоутворення: 1) сульфідна (вкраплені руди): піротин, карбонат, пірит+марказит, сфалерит, галеніт, сульфосолі срібла, халькопірит, тенантит, електрум; 2) кварц-баритова (масивні баритові і кварц-баритові жили): флюорит, кварц I, барит I, англезит+пірит; 3) кварц-карбонатна (карбонатні і кварцові жили і прожилки): карбонат II, кварц II, гематит, кварц III, срібло, акантит, барит II; 4) карбонат-гетитова (карбонатно-кварцові, аметистові, кварц-халцедонові прожилки, ярозит-гематитові та баритові агрегати): карбонат III,

кварц IV, ярозит, гематит, золото, кіновар, барит III. Золото відкладалося наприкінці 1 стадії і в середині 4.

Багатостадійний процес формування руд, що супроводжувався зональним розподілом мінералів, новим відкриттям тріщин і дробленням раніше відкладених мінералів, а також процеси окиснення і вивітрювання зумовили наявність на родовищі різноманітних морфологічних типів текстур і структур руд, які наведено в табл. 4. Певному типу текстур і структур руд властива визначена мінеральна асоціація.

Таблиця 4

Генетичні типи текстур і структур руд Берегівського родовища (Зацixa и др., 1984)

Текстури		Структури	
Ендогенні	Екзогенні	Первинні	Вторинні
Виповнення порожнин (сфалерит, галеніт, кварц, пірит, марказит): прожилкова, смугаста, вкраплена, кокардова, друзова, масивна, коломорфно-метаколоїдна	Вилугоування (пірит, сфалерит, гематит, кварц, гідроксиди Fe і Mn): уламкова, порошоквата, вохриста, губчаста, ящикова	Зернисті (кварц, пірит, галеніт, халькопірит, сфалерит, золото, тетраедрит): ідіоморфно-і гіпідіоморфнозерниста, порфіроподібна, пойкилітова	Розпад твердого розчину (халькопірит, піротин, сфалерит, кубаніт): емульсійна, пластинчаста, зональна
Корозійні (сфалерит, галеніт, пірит, кварц): прожилкова, субграфічна, вкраплена, облямування	Корозійні (ковелін, смітсоніт, церусит, англезит, гематит): облямування, зональна, реліктова	Корозійні (сфалерит, галеніт, кварц, пірит): субграфічна, роз'дання, залишкова від заміщення Метасоматичні (сфалерит, галеніт, пірит, кварц): ідіоморфно-і гіпідіоморфнозернисті	Метаколоїдні (сфалерит, вюрцит, галеніт, халькопірит): промениста, концентрично-зональна
Дроблення (сфалерит, пірит, галеніт): брекчієподібна		Колоїдні (сфалерит, галеніт, вюрцит, марказит, мельниковіт); коломорфна, скелетна	
			Катакластичні (пірит, галеніт, сфалерит, халькопірит), зім'яття, дроблення

Навколорудно змінені породи родовища належать до формації низькотемпературних вторинних кварцитів, накладених на регіонально-метаморфічні пропіліти (Щербань и др., 1988). Розвинена як горизонтальна, так і вертикальна зональність (зверху): монокварц-алуніт-каолініт(дикіт)-гідрослюди(монтморилонітово)-калішплатова і альбітова зони. Вертикальній зональності метасоматитів відповідає рудна зональність – до верхніх зон розвитку кварцу, алуніту, глинистих мінералів приурочена золота мінералізація, а до зон альбіт-кварцових і адуляр-кварцових метасоматитів – свинцево-цинкове зруденіння.

Зона окиснення на родовищі розвинена досить нерівномірно, її потужність залежить від потужності пачки аргілітів, нижче якої залягають сульфідні руди. Пачка аргілітів є водотривом, який контролював проникнення на глибину кисню атмосфери і ґрунтових вод і в якому потужність зони окиснення різко зменшується (10–15 м). Зона окиснення проникає на значні глибини (до 250 м).

Рудні мінерали кварц-сульфідних жил замінюються вторинними мінералами з утворенням своєрідних текстур заміщення. Під час інтенсивного окиснення і вилугоування сфалериту утворюються ящикові і каркасні текстури лімоніту. У вкраплених рудах на місці гнізд сульфідів утворюються сипкі агрегати дрібних кристалів англезиту, ярозиту, гіпсу, малахіту. У кварц-адулярових породах, де переважає халькопірит, зустрічаються новоутворення ковеліну, азуриту, малахіту, куприту.

Берегівське родовище належить до золото-поліметалічної рудної формації, головні корисні компоненти свинець, цинк, золото і срібло. Мінеральний склад руд досить різноманітний, виділяють такі мінеральні типи: золото-пірит-галеніт-сфалеритовий, золото-кварц-гематитовий, золото-адуляр-кварцовий, золото-срібло-барит-гідрослюди. Генетичний тип родовища – вулканогенний гідротермальний. Запаси алунітових руд становлять 51,4 млн т. Сума вмісту Pb і Zn – 4,1–13,6 %, Au 1 г/т, Ag 20 г/т. Відношення Zn/Pb 2:1. Запаси свинцю за категорією C₁ сягають 5,41 тис. т, прогнозні ресурси за категорією P₁ – 298,8 тис. т, P₂ – 44,0 тис. т; запаси цинку за категорією C₁ – 14,4 тис. т, прогнозні ресурси за категорією P₁ – 726,8 тис. т, за категорією P₂ – 106 тис. т (Гурський, 2008).

Біганське родовище комплексних алуніт-барит-поліметалічних руд має подібну будову. Воно локалізоване у прожилково-жилній зоні завширшки 200–250 м (рис. 10), у якій виділяють локальні рудні зони (Травнева, Вереснева, Жовтнева, Старо- і Новоквітнева, Безіменна) протяжністю до 1950 м за простяганням і до 600 м за падінням (товщина від 7–10 до 20–25 м). Середній вміст цинку в руді 3,83 %, свинцю – 1,22 %. Зруденіння належить до золото-поліметалічної рудної формації з мінеральними типами: баритовим з домішкою сульфідів – на верхніх горизонтах; золото-барит-галеніт-сфалеритовим і золото-кварц-адуляровим – на середніх; золото-пірит-галеніт-сфалеритовим і золото-кварц-гематитовим – на нижніх.

Родовище є комплексним алуніт-барит-золото-срібло-свинцево-цинковим, характеризується чітко вираженою вертикальною зональністю. Верхня частина складена окварцованими, алунітизованими, каолінізованими ріолітовими туфами. Серед них виділяються пластові поклади алуніту завтовшки від 1–2 до 200 м, завдовжки 500–2000 м. Середній вміст алуніту сягає 35,0 %, запаси за категоріями C_1+C_2 195 млн т алунітових руд (Гурський та ін., 2006). Рудні жили і зони тут мають переважно баритовий склад (16–70 % бариту, у середньому 33,5 %), головні мінерали: барит, кварц, каолінит, гематит, ферригалуазит.

На глибинах 130–180 м серед баритових руд з'являються сульфідні – галеніт, сфалерит, пірит, марказит, якими складені змішані барит-поліметалічні руди

середньої зони з високим вмістом срібла (до 50–250 г/т). Запаси баритових руд ($B+C_1$) становлять 4,1 млн т, запаси срібла значні.

Нижче поширені поліметалічні руди з піритом, марказитом, сфалеритом, галенітом, халькопіритом, бляклими рудами, халькозином, ковеліном, піраргіритом, пруститом, аргентитом, гринокітом. Вміст срібла сягає до 300 г/т, золота – до 0,5–1,6 г/т. Запаси становлять 501,3 тис. т (цинку – 381,1 тис. т за середнього вмісту 3,83 %, свинцю – 120,2 тис. т за середнього вмісту 1,22 %) (Гурський та ін., 2006). Прогнозні ресурси свинцю і цинку можуть сягати 1 млн т за рахунок флангів і глибоких горизонтів родовища, золота (як супутнього компоненту) – кілька десятків тонн.

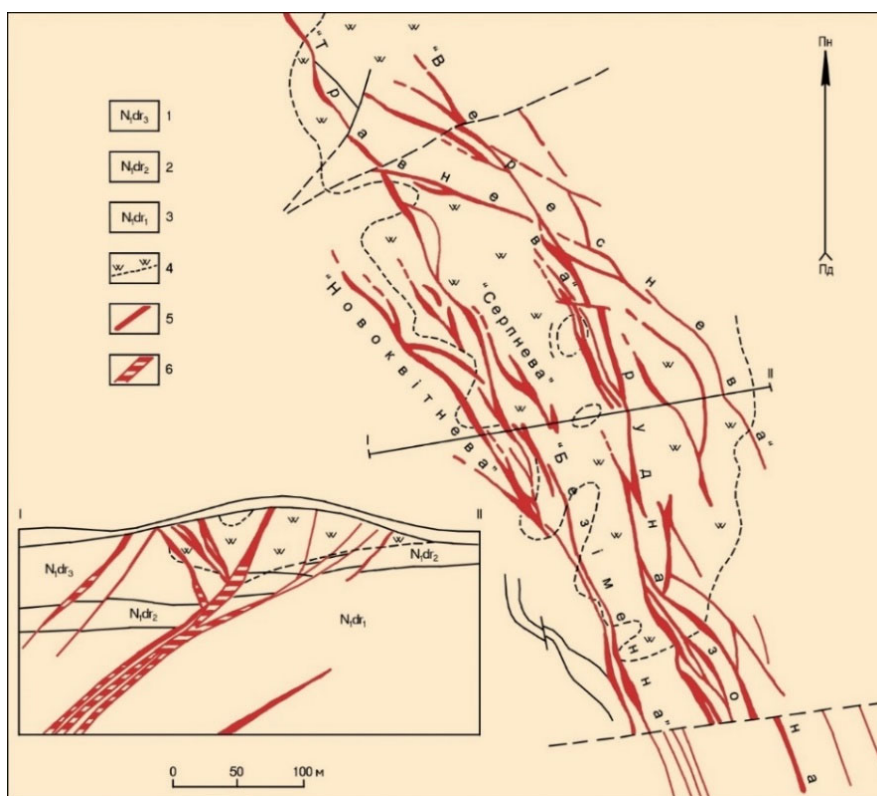


Рис. 10. Геологічна схема і розріз Біганського родовища (Сасюк, 2001):

1–3 – доробратівська світа: 1 – верхній горизонт: ріолітові туфи, ксенотуфи; 2 – середній горизонт: аргіліти, алевроліти, пісковики, туффіти, туфопісковики з прошарками ріолітових туфів; 3 – нижній горизонт: ріолітові туфи; 4 – вторинні кварцити; 5–6 – зруденіння (5 – баритове; 6 – поліметалічне)

Мужіївське родовище характеризується двоярусною будовою. Нижній ярус складений серією крутоспадних сульфідних, кварц-сульфідних, кварц-баритових і кварцових жил і прожилків завтовшки від 0,5 до 50 м (найчастіше 1–5 м) протяжністю до 600–1300 м з прожилково-вкрапленою поліметалічною і супутньою срібною і золотою мінералізацією. Верхній ярус (на глибині 60–150 м) представлений амебоподібним штокверком (50×50 м) тонковкрапленої золотої мінералізації серед метасоматитів формації вторинних кварцитів і аргілізитів по туфах і брекчіях неогенових ріолітів (рис. 11).

Родовище належить до вулканогенно-гідротермального типу, золото-кварц-сульфідної формації. Рудні тіла не виходять на поверхню, зосереджені на глибині 60–150 м. Рудні мінерали: сфалерит, галеніт, пірит, халькопірит, піротин, золото, електрум; трапляються прустит, полібазит, аргентит, самородне срібло; жильні – кварц, адуляр, рідше халцедон, каолінит, гідрослюда. З

глибиною кількість сульфідів зростає. Золото вільне, від тонкого до великого, пробність 500–900 (переважає 720–760), його вміст 4,5–15 г/т, відношення Au/Ag 1:3.

Середній вміст свинцю 1,62 %, цинку – 2,01 %. Запаси свинцю за категоріями C_1+C_2 становлять 295 тис. т, цинку – 621,6 тис. т; прогнозні ресурси за категорією P_2 : свинцю – 480 тис. т, цинку 960 тис. т (Гурський, 2008). Родовище розробляє ЗАТ "Поліметали України", але особливості розподілу золота у розрізі родовища, а саме зменшення його вмісту з глибиною, зміна форми знаходження й інших характеристик можуть вже в недалекому майбутньому спричинити проблеми приросту запасів цього металу і технології його вилучення.

Загалом запаси свинцю Берегівського рудного району дорівнюють 404,4 тис. т, прогнозні ресурси – понад 1670 тис. т; запаси цинку – 971,0 тис. т, ресурси – більше 2,5 млн т (Гурський, 2008).

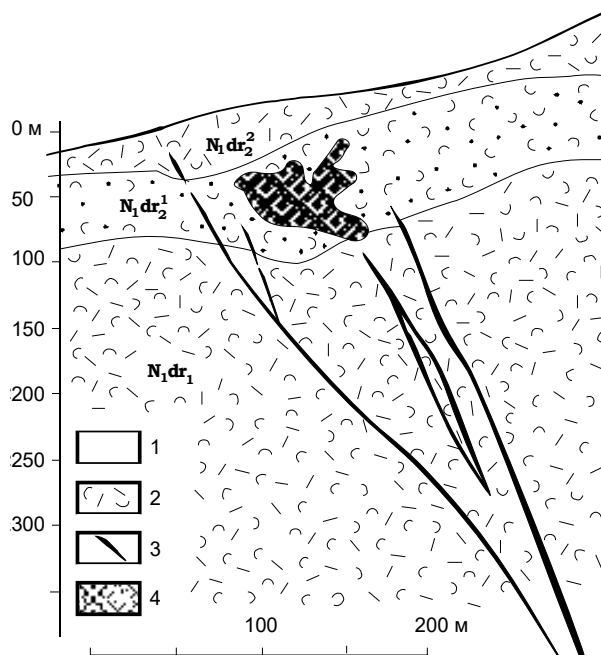


Рис. 11. Схема будови Мужіївського родовища (Михайлов, Федчук, 2008):
1 – туфобрекчії; 2 – туфи ріолітів; 3 – жильні сульфідні тіла; 4 – золоторудний штокверк

Фактори контролю зруденіння Берегівського рудного району. Рудне навантаження Берегівського рудного району зумовлене сприятливим поєднанням багаторівневої системи металогенічних факторів контролю зруденіння: структурних, літолого-стратиграфічних, магматичних, метасоматичних, які проявлені на різних рівнях організації рудної речовини. До загальнометалогенічних факторів можна віднести положення рудного району в загальній тектонічній структурі регіону, геодинамічні, палеотектонічні та палеовулканологічні обстановки формування металогенічних магматичних асоціацій, вулканічних та деформаційних тектонічних структур.

Берегівський рудний район розташований на окраїні Паннонського серединного масиву, на його межі зі Складчастими Карпатами, від яких він відділений глибинним Транскарпатським розломом. Його активізація в неогені призвела до формування двох великих вулканічних структур: Берегівського нагір'я, складеного переважно кислими вулканітами і Вигорлат-Гутинського пасма, складеного переважно середніми і основними вулканітами.

Структурні фактори контролю зруденіння проявлені на всіх рівнях організації рудно-магматичного процесу. Найважливішими з них є рудоконтролювальні розломи вищого, I, II рангу та рудовмісні розломи III рангу. До розломів вищого рангу належить Транскарпатський глибинний розлом, який розділяє Складчасті Карпати і Паннонський масив. Розломи I рангу контролюють розміщення вулканоструктур Берегівського нагір'я і Вигорлат-Гутинського пасма. До рудоконтролювальних розломів II рангу належать розривні порушення, у зонах впливу яких розташовані рудні поля родовищ. Серед них особливо сприятливими є зони перетину різноспрямованих розломів. Рудовмісні розломи III рангу безпосередньо контролюють розташування рудних тіл.

Літолого-стратиграфічні і магматичні фактори проявлені в приуроченості зруденіння до вулcano-структур Берегівського нагір'я, складених неогеновими вулканітами кислого складу.

Роль метасоматичних факторів проявляється в приуроченості ендегенного зруденіння до полів метасоматично змінених порід, серед яких переважає формація

низькотемпературних вторинних кварцитів і аргілізитів зональної будови, що зумовлює зональне розташування рудних формацій із приуроченістю золотого зруденіння до верхніх зон кварц-алуніт-гідрослюдистих метасоматитів, а поліметалічного – до нижніх зон альбіт-кварцових і адуляр-кварцових метасоматитів.

Висновки

Порівняльна характеристика двох важливих рудних районів із поліметалічною мінералізацією – Успенського в Центральному Казахстані і Берегівського в Закарпатті – показує, що, незважаючи на істотні відмінності в геологічній будові, віці, складі рудних тіл, існують загальні закономірності формування, подібні фактори та критерії свинцево-цинкової мінералізації. Водночас головними факторами поліметалічної мінералізації служать структурні, літолого-стратиграфічні, магматичні та метасоматичні, проявлені на різних рівнях організації рудної речовини. Проведені дослідження дозволяють рекомендувати отримані висновки щодо факторів та критеріїв поліметалічного зруденіння як науково-методичні засади прогнозу та пошуків свинцево-цинкових родовищ в інших регіонах світу.

Отримані нові дані про атасуїський тип родовищ Казахстану дають змогу успішно вирішувати багато питань генезису подібних поліметалічних родовищ, показують їхній взаємозв'язок і закономірності формування у зв'язку із субмаринною вулканічною діяльністю. Ці дані за своїм значенням безсумнівно далеко виходять за межі Успенського поясу і Центрального Казахстану і зближуються з іншими матеріалами поліметалічних родовищ світу.

В Україні невеликі родовища і прояви свинцю і цинку, пов'язані з неогеновими вулканітами Закарпаття, за своїм масштабом не відповідають родовищам Центрального Казахстану, що, вочевидь, пов'язане з різною геологічною будовою цих регіонів, насамперед обмеженням поширенням в Україні акреційних і острівнодужних комплексів масштабних рухливих поясів і постакреційних асоціацій вулcano-плутонічних поясів. Тому очікувати на відкриття великих родовищ поліметалів в Україні не варто, хоча залучення відомих об'єктів до промислового відпрацювання, безумовно, є важливим завданням геологорозвідувальної галузі України.

Список використаних джерел

- Байбатша, А.Б. (2008). Геология месторождений полезных ископаемых. КазНТУ.
- Гурський, Д.С., Єсипчук, К.Ю., Калінін, В.І. та ін. (2006). Металічні і неметалічні корисні копалини України. Т. 1. Металічні корисні копалини. Центр Європи.
- Гурський, Д.С. (2008). Концептуальні засади державної мінерально-сировинної політики щодо використання стратегічно важливих для економіки країни корисних копалин. ЗУКЦ.
- Зацеха, Б.В., Квасница, В.Н., Галий, С.А., Матковский, О.І. (1984). Типоморфизм минералов полиметаллических и ртутных месторождений Закарпатья. Наукова думка.
- Лазаренко, Е., Гнилко, М., Зайцева, В. (1968). Металлогения Закарпатья. Львов. ун-т.
- Мазуров, А.К. (2005). Металлогеническое районирование Казахстана. *Известия Томского политехнического университета*, 308, 4, 33–39.
- Металлогения Казахстана. Металлогенические комплексы и закономерности их проявления. (1983). Наука.
- Митчелл, А., Гарсон, М. (1984). Глобальная тектоническая позиция минеральных месторождений. Мир.
- Михайлов, В.А., Шевченко, В.І., Огар, В.В. та ін. (2007). Металічні корисні копалини України. ВПЦ "Київський університет".
- Михайлов, В.А., Федчук, В.Я. (2008). Металогения золота. ВПЦ "Київський університет".
- Мінеральні ресурси України. Щорічник (2020). ДВНП "Геоінформ України". http://geoinf.kiev.ua/M_R_2020.pdf
- Парилов, Ю.С. (2012). Генезис основных типов месторождений цветных металлов Казахстана (по результатам изучения флюидных включений).
- Рузаев, Р.В. (2005). Металлогения континентальных палеорифтов Центрального Казахстана. <https://www.lib.tpu.ru/fulltext/v/Conferences/2005/K01/028.pdf>
- Сасюк, В.Т. (2001). Біганське алуніт-барит-золотополіметалічне родовище. *Наук. праці Інст. фундамент. дослідж. Знання України*, 136–140.
- Третьяков, Ю.І., Сальников, В.Д. (1998). Свинец и цинк (Геолого-экономический обзор). Геоинформ.
- Ужкенов, Б.С., Мазуров, А.Х., Селифонов, Е.М. и др. (2004). Ресурсный потенциал цветных металлов Казахстана как фактор устойчивого развития минерально-сырьевого сектора экономики. *Геонауки в Казахстане. КазГео*, 23–33.
- Щерба, Г.Н., Паталаха, Е.І. и др. (1968). Геология и металлогения Успенской тектонической зоны (Центральный Казахстан). Т. 6. Металлогения. Наука.
- Щербань, І.П., Копилова, Л.В., Матковский, О.І. и др. (1988). Околорудные метасоматиты Закарпатья. Наукова думка.
- Mineral Commodity Summaries. (2020). USGS, 200 p. <https://pubs.usgs.gov/periodicals/mcs2021/mcs2021.pdf>
- Mykhailov, V.A., Hrinchenko, O.V., Malyuk, B.I. (2022). Exploration and mining perspectives of the critical elements for green technologies in Ukraine. Geological Society, London, Special Publications. *Journal article* 2022-03-28. <https://doi.org/10.1144/SP526-2021-133>
- Seltmann, R., Porter, T.M. (2005). PGS Publishing, Linden Park. <https://www.geokniga.org/books/5051>
- References**
- Baibatsha, A.B. (2008). *Geology of mineral deposits*. KazNTU [In Russian].
- Gurskiy, D.S. (2008). Conceptual Principles of the State Mineral Resources Policy on the Use of Strategically Important Minerals for the Country's Economy. ZUKC [In Russian].
- Gurskiy, D.S., Esipchuk, K.Yu., Kalinin, V. I., et al. (2006a). *Metallic and Non-Metallic Minerals of Ukraine. Vol. I. Metallic Minerals*. Center of Europe [In Russian].
- Lasarenko, E., Gnisko, M., Zaytseva, V. (1968). *Transcarpathian metallogeny*. Lviv University [In Russian].
- Mazurov, A.K. (2005). Metallogenic zoning of Kazakhstan. *Bulletin of the Tomsk Polytechnic University*, 308, 4, 33–39 [In Russian].
- Metallogeny of Kazakhstan. Metallogenic complexes and patterns of their manifestation. (1983). Science [In Russian].
- Mineral Commodity Summaries, (2020). USGS, 200p. <https://pubs.usgs.gov/periodicals/mcs2021/mcs2021.pdf>
- Mineral Resources of Ukraine. (2020). Kyiv: SRDE "Geoinform of Ukraine". http://geoinf.kiev.ua/M_R_2020.pdf (accessed 15.12.22).
- Mitchell, A., Garson, M. (1984). Global tectonic position of mineral deposits. Mir [In Russian].
- Mykhailov, V.A., Fedchuk, V.Ya. (2008). *Metallogeny of Gold*. Kyiv University Publishing [In Russian].
- Mykhailov, V.A., Hrinchenko, O.V., Malyuk, B.I. (2022). Exploration and mining perspectives of the critical elements for green technologies in Ukraine. Geological Society, London, Special Publications. *Journal article* 2022-03-28. <https://doi.org/10.1144/SP526-2021-133>
- Mykhailov, V.A., Shevchenko, V.I., Ogar, V.V. et al. (2007). *Metallic Minerals of Ukraine*. Textbook. Kyiv University [In Russian].
- Parilov, Yu.S. (2012). Genesis of the main types of non-ferrous metal deposits in Kazakhstan (according to the results of the study of fluid inclusions) [In Russian].
- Ruzaev, R.V. (2005). Metallogeny of continental paleorifts of Central Kazakhstan. <https://www.lib.tpu.ru/fulltext/v/Conferences/2005/K01/028.pdf> [In Russian].
- Sasuk, V.T. (2001). Biganske alunite-barite-gold-polymetallic deposit. Sc. Work of the Inst. of Fund. Invest. Znanina of Ukraine, 136–140 [In Russian].
- Scherban, I.P., Kopylova, L.V., Matkovsky, O.I. et al. (1988). Transcarpathian metasomatic wall-rock. *Nauk. dumka* [In Russian].
- Seltmann, R., Porter T.M. (2005). PGS Publishing, Linden Park. <https://www.geokniga.org/books/5051>
- Shcherba, G.N., Patalakha, E.I. et al. (1968). *Geology and metallogeny of the Uspensky tectonic zone (Central Kazakhstan)*. Vol. 6. Metallogeny. Science [In Russian].
- Tretyakov, Y.I., Salnikov, V.D. (1998). Lead and Zink (Geological-economic review). *Geoinform* [In Russian].
- Uzhkenov, B.S., Mazurov, A.X., Selifonov, E.M. et al. (2004). The resource potential of non-ferrous metals in Kazakhstan as a factor in the sustainable development of the mineral resource sector of the economy. *Geosciences in Kazakhstan: Reports of Kazakh geologists*. KazGeo, 23–33 [In Russian].
- Zacykha, B.V., Kvasnytsa, V.N., Galiy, S.A., Matkovsky, O.I. (1984). Minerals typomorphism of Transcarpathian polymetallic and mercury deposits. *Naukova dumka* [In Russian].

Отримано редакцією журналу / Received: 25.01.23
Прорецензовано / Revised: 16.05.23
Схвалено до друку / Accepted: 31.08.23

Volodymyr MYKHAILOV, DSc (Geol.), Prof.

ORCID ID: 0000-0002-1837-9739

e-mail: vladvam@gmail.com,

Taras Shevchenko National University of Kyiv, Kyiv, Ukraine

Ainel YESSENDOSSOVA, PhD Student

e-mail: ainelesendosova@mail.ru

NJSC "Abylka Saginov Karaganda Technical University", Karaganda, Republic of Kazakhstan

COMPARATIVE CHARACTERISTICS OF THE GEOLOGICAL STRUCTURE AND LEAD-ZINC MINERALIZATION OF THE USPENSKY (CENTRAL KAZAKHSTAN) AND BEREZIVSKY (TRANSCARPATHIAN) ORE REGIONS

The purpose of the article is to conduct a comparative description of the Uspensky in Central Kazakhstan and Berezhivsky in Transcarpathian ore regions in order to clarify the factors and criteria for lead-zinc mineralization, patterns of location, formation and localization of polymetallic deposits. The study used general geological methods of research, in particular, methods of geological survey, prospecting and exploration of deposits, a comparative analysis of areas with different geological structures, etc. As a result, it was found that the main factors of polymetallic mineralization are structural, lithological-stratigraphic, magmatic and metasomatic, manifested at different levels of organization of ore matter, at different times, in different geological and structural conditions. The scientific novelty lies in the fact that the conducted studies allow us to recommend the findings regarding the factors and criteria of polymetallic mineralization as scientific and methodological foundations for forecasting and prospecting for lead-zinc deposits in other regions of the world, including Ukraine. The practical significance lies in the fact that the new data obtained on the Atasu type of deposits in Kazakhstan allow us to successfully solve many issues of the genesis of such polymetallic deposits, show their relationship and patterns of formation in connection with submarine volcanic activity. These data, in their significance, undoubtedly go far beyond the limits of the Uspensky belt and Central Kazakhstan and are close to other materials of polymetallic deposits of the world.

Key words: polymetallic mineralization, ore region, factors and criteria of mineralization.

Автори заявляють про відсутність конфлікту інтересів. Спонсори не брали участі в розробленні дослідження; у зборі, аналізі чи інтерпретації даних; у написанні рукопису; в рішенні про публікацію результатів.

The authors declare no conflicts of interest. The funders had no role in the design of the study; in the collection, analyses or interpretation of data; in the writing of the manuscript; in the decision to publish the results.