

УДК 553.3.071

РУДОПРОЯВИ САМОРОДНОЇ МІДІ ВОЛИНИ – ТИПОВИЙ ПРИКЛАД МЕТАЛОГЕНІЧНОГО ПОТЕНЦІАЛУ ПЛАТОБАЗАЛЬТІВ

І. Мисяк¹, Л. Скакун¹, В. Мельничук²

¹Львівський національний університет імені Івана Франка,
геологічний факультет, кафедра мінералогії
вул. Грушевського, 4, Львів, Україна, 79005,
e-mail: mysiak10@gmail.com,
lzkakun@gmail.com

²Національний університет водного господарства та природокористування,
вул. Соборна, 11, Рівне, Україна, 33001,
e-mail: ezelin@rambler.ru

Високі концентрації міді в базальтовій магмі зумовлюють мідну металогенічну спеціалізацію платобазальтів. Мідна металогенічна система у платобазальтах є наслідком розвитку єдиного геодинамічного басейну, який продукує структуру, складену інтрузивними комплексами, полями базальтових лав, туфами й осадовими породами. Мідну металогенічну систему в цій структурі формують сульфідно-мідно-нікелеві, самородномідні та сульфідно-мідні родовища.

Розглянуто чинники формування родовищ самородної міді в товщах платобазальтів. На підставі аналізу мідних систем з самородною міддю в ділянках розвитку платобазальтів наведено причини низької продуктивності гідротермальної системи волинських платобазальтів на мідь. Головні сприятливі чинники для формування продуктивної мідної системи у платобазальтах такі: розвиток платобазальтів у внутрішньоконтинентальному рифті, великий масштаб магматично-гідротермальної системи, наявність у системі сірки, великі інтрузивні тіла, наявність сприятливих бар'єрів осадження. Низька ефективність рудоносності волинської магматично-гідротермальної системи зумовлена її відкритістю, недосиченістю базальтової магми сіркою, невеликим об'ємом лав, недостатнім забезпеченням теплого режиму системи, а також відсутністю сприятливих бар'єрів осадження з органікою чи карбонатами.

Ключові слова: платобазальти, внутрішньоконтинентальний рифт, окраїнно-континентальний рифт, вулканогенно-осадовий басейн, гідротермальна система, родовища самородної міді, сульфідно-мідно-нікелеві родовища, сульфідно-мідні родовища.

Базальти є головним резервуаром міді. Платобазальти (трапи) – це товщі складної архітектури, сформовані серіями лав (переважно основного складу), пірокластичного матеріалу, осадових, вулканогенно-осадових порід та інтрузивними пластовими тілами. Платобазальти є продуктом функціонування гарячих точок (мантійних плюмів) [10]. Взаємодія плюму з літосферою призводить до появи рифтових систем. Рифтові системи контролюють поширення платобазальтів: у межах рифту потужність товщі максималь-

на, за межами рифту вона зменшується. Так формуються масштабні вулканогенно-осадкові басейни. У структурі вулканогенно-осадкового басейну (рис. 1) формується **мідна металогенічна система**, яка охоплює *сульфідно-мідно-нікелеві родовища* у розширених інтрузіях; *родовища самородної міді*, пов'язані з лавовою складовою басейну (з базальтами); *сульфідно-мідні (халькозинові) родовища* та *родовища самородної міді* в осадкових породах, що перекривають лавову товщу; *сульфідно-мідні (халькозинові) родовища* в жилах, які перерізають товщу.

Базальтова магма має високі концентрації міді. Якщо в первинній мантії вміст Cu становить від 6,4 до 35 ppm (англ. parts per million – частин на мільйон) [29], то в базальтах коефіцієнт фракціонування міді в 7–10 разів більший (вміст Cu – від 60,8 [32] до 267 ppm [17]). Найбільший вміст міді в базальтах толеїтового складу (кварц нормативні толеїти) – 125 ppm, тоді як в олівін нормативних толеїтах – 75 ppm, олівін нормативних лужних базальтах – 105 ppm, нефелін нормативних базальтах – 35 ppm [6]. Тому закономірно, що в усіх товщах платобазальтів (трапах) є прояви міді. Проте водночас мідні системи з родовищами власне самородної міді в платобазальтах є рідкісними. Промисловими вмістами самородної міді вирізняються мідні системи тільки деяких провінцій платобазальтів – зокрема, базальтова провінція Ківіно (родовища групи Ківіно [4, 8, 9] штат Мічиган, США), Сибірські платобазальти (Арилаське родовище [1], Росія), платобазальти Емейшань (родовища у провінціях Юнь-Ань, Гуйчжоу, Сичуань [27, 34], Китай). Тоді як у платобазальтах Парани [17, 18], Декану [6, 23] та інших, у тому числі у платобазальтах Волині, виявлено лише рудопрояви самородної міді.

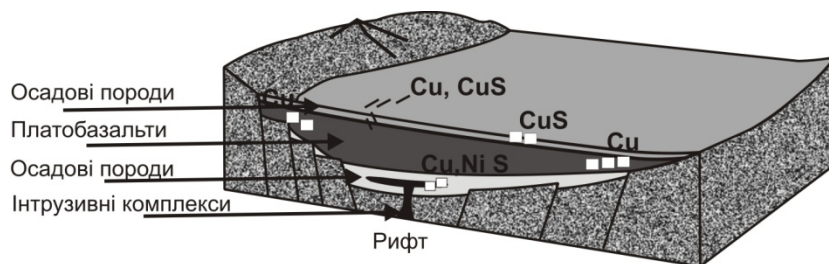


Рис. 1. Схема вулканогенно-осадкового басейну, що виповнює внутрішньоконтинентальний рифт. Білими квадратиками показано положення мідних родовищ у вулканогенно-осадковому басейні.

Властиво, що всі родовища та рудопрояви самородної міді в платобазальтах мають подібну локалізацію зруденінь у товщі: мідь зосереджена переважно в брекчіюваних, мигдалекам'яних частинах лавових потоків, вулканогенно-осадкових шарах, менше – у масивних лавах; один генезис міді: мідь має гідротермальне походження, про що свідчать типові гідротермальні мінерали (кальцит, кварц, епідот, хлорити, преніт, халцедон, цеоліти) в асоціації з міддю. Такі подібні риси всіх родовищ та рудопроявів самородної міді в платобазальтах засвідчують, що рудоутворення відбувалось унаслідок функціонування гідротермальних систем, які діяли за однотипною схемою. Не зрозумілими є причини різної продуктивності на мідь, на перший погляд, подібних гідротермальних систем.

Наше завдання – з'ясувати сприятливі умови для формування великих родовищ самородної міді в ділянках розвитку платобазальтів.

Металогенічні системи зі самородною міддю. Високі вмісти міді в базальтовій магмі визначають мідну металогенічну специфіку платобазальтів. Металогенічні системи з промисловими вмістами самородної міді відомі у платобазальтах Ківіно (район оз. Верхне, США), Сибіру (РФ), Емейшань (Китай).

Найбільш відома металогенічна система з міддю є в платобазальтах Ківіно (район оз. Верхне, США). Платобазальти Ківіно – приклад внутрішньоконтинентальних платобазальтів, які пов’язані з розвитком Серединноконтинентальної рифтової системи (СКРС) [16, 30]. Мідна металогенічна система району оз. Верхне є еталонною рудоутворювальною системою в товщах платобазальтів. Вона охоплює чотири типи мідних родовищ: 1) сульфідно-мідно-нікелеві родовища, асоційовані з інтрузивними комплексами; 2) родовища самородної міді в базальтах і вулканогенно-осадових породах між базальтами; 3) сульфідно-мідні родовища (халькозинові) та родовища самородної міді у збагачених органікою осадових породах; 4) жили з сульфідно-мідною мінералізацією (переважно халькозиновою), які перерізають вулканогенні та осадові породи. Ці родовища є частиною вулканогенно-осадового басейну, що виповнює СКРС. З інтрузіями, що обмежують рифт, пов’язані сульфідно-мідно-нікелеві родовища. Зокрема, промислове значення мають мідно-нікелеві родовища Бебіт [21], Дунка Род [19], які пов’язані з відомим інтрузивним габровим комплексом Дулут (площа 4 715 км²) [15], що в зоні потрійного зчленування гілок рифтової системи. З відкладами вулканогенно-осадової товщі, що виповнює рифт, пов’язані родовища самородної міді, зокрема, Калюмет-Хекла, Кір Сарж, Болтік, Осіола, Айл-Роял, Атлантик [8]. В осадових породах, які збагачені органічною речовиною, розміщені сульфідно-мідні родовища та родовища самородної міді, такі як Вайт Пайн [14; 31] та ін. У жилах, що перерізають вулканогенно-осадову товщу, формується сульфідно-мідна мінералізація (халькозин, борніт), яка утворює жильні сульфідно-мідні родовища району Мемейнс-Поїнт (Онтаріо, Канада) [20].

Мідна система в платобазальтах Ківіно є унікальною, саме з нею пов’язані найбільші родовища самородної міді у світі. Родовища самородної міді приурочені до лавової серії Портрейдж-Лейк [4] пізньопротерозойського віку, яка виповнює серединно-континентальний рифт. Відклади лавової серії переkritі конгломератами Коппер-Харбор, формацією Нонсач, що збагачена органікою, пісковиками Джейкобсфіл.

Мідевмісна лавова серія (загальна потужність – до 5 км) складена, головню, базальтовими лавовими потоками переважно толейтового складу, які розмежовані пластами конгломератів. Порооди лавової серії зім’яті в складки та сильно дислоковані розривними порушеннями. Поклади самородної міді локалізовані у верхніх мигдалекам’яних частинах потужних лавових потоків та у пластах конгломератів з високою проникністю. Рудні тіла зв’язані з потужнішими лавовими потоками (потужність – 40–70 м). У базальтах мідь формує дрібні або крупні зерна, виповнює мигдалини або інтерстиційні порожнини брекчійованої лави, здебільшого мідь виповнює тріщини та порожнини, заміщує вторинні мінерали. Найбільші самородки міді знайдено в пластах конгломератів. Конгломерати складені валунами та галькою переважно кислих порід (ріолітів, кварцових порфірів, кварц-фельдшпатоїдних порфірів), менше – кварцитів, базальтів, які літифіковані в піщанисту масу. Характерно, що мідь концентрується не в усіх конгломератових пластах. Найбільші рудні поклади тяжіють до пластів конгломератів, які мають лінзоподібну форму та невелику потужність, що не перевищує 9 м. Загалом у межах розрізу лавової серії поклади самородної міді розвинуті як у нижній, так і у верхній її частині.

Самородна мідь перебуває в асоціації з кварцом, епідотом, кальцитом, пренітом, пупелітом, цеолітами. Поширення міді підпорядковане регіональній мінералогічній зональності [4]: більшість родовищ розташовані біля верхньої межі поширення новоутвореного кварцу. Головні рудні поклади належать до стратиформного типу зруденінь. За даними [4], самородна мідь у лавах – епігенетична. Вона привнесена в лави і конгломерати після того, як ті були перекриті молодшими породами. У перекривних породах самородна мідь наявна в бітумінозних пісковиках і сланцях формації Нонсач. Як зазначено у праці [11], осадження міді відбувалось після того, як тріщини в породах заповнювала органіка.

Родовища самородної міді штату Мічиган сформувались у масштабному за розмірами рифтовому басейні. Самородномідні родовища є результатом еволюції гідротермальної системи у вулканогенно-осадовій товщі. Осадженню самородної міді сприяли бар'єри осадження, представлені органікою (наявна у перекривній формації Нонсач), та зони змішування розчинів.

Платобазальти Сибіру (РФ) [13, 24] є ще одним прикладом областей платобазальтів з промисловими вмістами самородної міді. Вони виникли внаслідок функціонування мантийного плюму, що не призвів до розколу континенту. Платобазальти пермсько-тріасового віку залягають на теригенних вугленосних відкладах, займають площу понад 2 млн км². Рудоутворювальна система тут також є наслідком еволюції вулканогенно-осадового басейну, що виповнює внутрішньоконтинентальний рифт.

Мідну металогенічну систему платобазальтів Сибіру становлять сульфідно-мідно-нікелеві родовища (Норильське, Талнах, Октябрське [33]), пов'язані з інтрузивними комплексами (Норильський інтрузивний комплекс); родовища самородної міді, пов'язані з лавовою складовою платобазальтів (Арилаське родовище самородної міді [1]); сульфідно-мідні рудопрояви в осадових породах [22].

Родовище самородної міді Арилах [1] пов'язане з вулканогенно-осадовою товщею сибірських платобазальтів. Структура родовища також має рифтогенну природу. Розріз Ариласького родовища такий (знизу вверх): туфогенні відклади (1,5–12,0 м); складна за вмістом і будовою пачка карбонатних порід (0,7–6,0 м); базальти (15–32 м). Основні поклади міді зосереджені в карбонатних брекчіюваних породах та на межі карбонатизованих порід і брекчіюваних лав, менше – у перекривних базальтах. Пачка карбонатних брекчіюваних порід складена вапняками масивними й уламковими строкатоколірними з пілеподібними виділеннями бітумів, базальтами, грубоуламковими туфами, вулкано-теригенними гравелітами і пісковиками. У брекчіюваних карбонатних породах мідь представлена крупними зернами, дендритовими агрегатами, розвинута вздовж контактів уламків з карбонатним цементом і всередині гідротермально змінених базальтових уламків, виповнює тріщини. У базальтах самородна мідь трапляється в прожилках, в основній масі порід, виповнює мигдалини. У туфогенних породах самородна мідь формує тонкорозсіяну вкрапленість, переважно тільки у верхній частині розрізу. Самородна мідь міститься в асоціації з кварцом, кальцитом, хлоритами, адуляром, цеолітами, органічною речовиною й оксидами і гідрооксидами заліза. Гідрооксиди заліза розвинуті в зонах максимальних покладів міді. Щодо генезису самородномідного зруденіння вважають [1], що мідь має гідротермальне походження. Поклади самородної міді сформувались за участю гідротермальних розчинів у найбільш тектонічно деформованих породах між двома слабо проникними екранами, що представлені туфами (знизу) та масивними базальтами (зверху). Мідь сформувалась на карбонатному бар'єрі.

Мідна металогенічна система з промисловими вмістами самородної міді наявна й у платобазальтах Емейшань (Китай). Платобазальти Емейшань [7, 25] пермського віку виповнюють внутрішньоконтинентальну рифтову систему і також є наслідком функціонування мантійного плюму, що не призвів до розколу континенту. Емейшанські платобазальти (потужність товщі – до 5 км) складені базальтовими лавовими потоками, що розділені тонкими прошарками карбонатних туфогенних осадових порід потужністю до 0,5 м, залягають на нижньопермських відкладах, які представлені карбонатами і перекриті вугленосною формацією верхнього перму. Мідну металогенічну систему платобазальтів Емейшань становлять сульфідно-мідно-нікелеві родовища, пов'язані з інтрузивними комплексами (зокрема, інтрузії Янглипінг [26]); родовища самородної міді, пов'язані з базальтовими лавами (родовище Заотонг [27] та ін. [34, 35]), та сульфідно-мідні родовища у перекривних осадових породах [28].

Промислові родовища самородної міді є в провінціях Китаю Юнь-Ань, Гуйчжоу та Сичуань. На родовищі Заотонг провінції Юньань головний рудний горизонт формують три–п'ять базальтових потоків загальною потужністю 50–100 м. У будові окремого лавового потоку виділяють нижню частину, складену масивним базальтом, та верхню, складену мигдалекам'яним базальтом або лавобрекчією. Лавові потоки перешаровані вуглефікованими осадовими породами й туфами. Самородна мідь зосереджена в мигдалекам'яних базальтах, брекчіях та осадових прошарках, найбільше міді в бітумінозних вулканічних брекчіях. В асоціації з міддю перебувають кварц, ломонтит, гейландит, кальцит, епідот, бітум. Особливістю самородної міді емейшанських платобазальтів є її тісний зв'язок з бітумом. Мідь виповнює тріщини у бітумі, який, відповідно, заповнює порожнини в базальті. На підставі цього генезис міді в базальтах вважають гідротермальним [12, 27].

На території України потенційними є рудопрояви самородної міді, пов'язані з нижньовендськими платобазальтами Волині – частиною Волино-Брестської магматичної провінції. Платобазальти Волині, на відміну від розглянутих вище, є прикладом окраїноконтинентальних платобазальтів. Формування Волино-Брестської магматичної провінції пов'язують з укоріненням мантійного плюму, що призвів до розколу праматерика Родинія, закладення рифту між Балтикою й Амазонією та розкриття палеоокеану Япетус. Платобазальти в межах території України – це лише частина великої магматичної провінції, яка після розколу материка існувала в режимі пасивної континентальної окраїни (рис. 2). У сучасній структурі вона приурочена до зони Тейссейре–Торнквіста, що обмежує Східноєвропейську платформу з південного заходу і накладена на рифейський Волино-Оршанський авлакоген. Потужність товщі – 500 м. Платобазальти залягають на рифейській поліській серії, складеній червоноколірними, строкатими пісковиками з прошарками алевролітів, аргілітів, і перекриті верхньовендською могилів-подільською серією, що представлена вулканоміковими гравелітами, пісковиками, алевролітами, аргілітами. Важливо, що платобазальти Волині представлені, головню, вулканічними фаціями, міжпластовими інтрузіями габро-долеритів (відомо понад десять ділянок поширення інтрузій невеликих розмірів, з максимальною потужністю до 165 м [5]), менше – осадовими породами.

Платобазальтам Волині притаманна типова мідна металогенічна система, характерна для платобазальтів, пов'язаних з розвитком внутрішньоконтинентального рифту. Однак продуктивність металогенічної системи Волино-Брестської магматичної провінції набагато нижча порівняно з промисловими мідними металогенічними системами платобазальтів СКРС (США), Сибіру (Росія), Емейшань (Китай). Металогенічна система району

охоплює тільки рудопрояви самородної міді, пов'язані з лавами (базальтами) і їхніми туфами та менш поширені сульфідно-мідні (халькозинові) рудопрояви, пов'язані як з базальтами, так і з осадовими породами, що перекривають лавову товщу.

Рудопрояви самородної міді приурочені до вулканогенної товщі платобазальтів і локалізовані в туфах, лавобрекчіях, мигдалекам'яних частинах лавових потоків, менше – у масивних базальтах. Самородна мідь перебуває в асоціації з хлоритами, кальцитом, цеолітами, кварцом та ін. Розміщення міді в лавах контролюване мінералогічною зональністю (зокрема, поширенням кварцу в товщі [3]). Бар'єри осадження міді представлені зонами змішування розчинів. Результати наших досліджень [3] підтверджують, що мідь утворилася внаслідок гідротермального процесу.

Укорінення мантіяного плюму ініціює формування платобазальтів. Базальтова магма має високі концентрації міді, що зумовлює мідну металогенічну спеціалізацію платобазальтів. Мідна металогенічна система в платобазальтах є наслідком розвитку єдиного геодинамічного басейну, який продукує структуру, складену інтрузивними комплексами, полями базальтових лав, туфами й осадовими породами. У такій структурі існують три типи систем, які концентрують мідь: магматична, гідротермальна, осадова. З магматичною системою пов'язані сульфідно-мідно-нікелеві родовища, з гідротермальною – самородномідні, з осадовою (гідротермально-осадовою) – сульфідно-мідні та самородномідні.

Мідні металогенічні системи платобазальтів СКРС, Сибіру, Емейшань мають багато спільного. Передусім їх об'єднують подібні геодинамічні умови. Родовища сформувалися у вулканогенно-осадовому басейні внутрішньоконтинентального рифту, який утворився внаслідок укорінення мантіяного плюму і не супроводжувався формуванням зон спредингу.

У всіх випадках функціонувала однотипна рудна система: з інтрузивними комплексами пов'язані сульфідно-мідно-нікелеві родовища; з базальтовими лавами – родовища самородної міді; з осадовими відкладами, що перекривають вулканогенно-осадову товщу, – сульфідно-мідні рудопрояви; з жилами, що перерізають вулканогенно-осадову товщу, – сульфідно-мідні та самородномідні родовища.

Унаслідок функціонування такої системи, залежно від її розмірів і низки геохімічних чинників, можуть сформуватися всі типи родовищ міді або окремі з них. Сульфідно-мідно-нікелеві родовища формуються внаслідок ліквідації магматичного розплаву, що реалізується за умов насичення магми сіркою; самородномідні та сульфідно-мідні – унаслідок функціонування гідротермальної системи у вулканогенно-осадовому басейні. Якщо концентрація міді в базальтовій магмі низька, то магма не пересичена сіркою і немає додаткових джерел сірки, мідь залишається в силікатній формі базальту. У такому разі внаслідок проходження гідротермальних розчинів, які вилугуюють мідь з базальтів і перевідкладають її в рудній формі, утворюються гідротермальні родовища самородної міді. Унаслідок проходження розчинів через осадові породи, збагачені органікою і сіркою, формуються сульфідно-мідні та самородно-мідні гідротермальні родовища в осадових породах. У жилах, що перерізають вулканогенно-осадову товщу, утворюються сульфідно-мідні (халькозин-борнітові) родовища.

За умов масштабної магматично-гідротермальної системи з великим об'ємом лав, які продукують велику кількість міді, за наявності додаткових джерел сірки та осадових шарів з органікою можуть сформуватися родовища всіх зазначених вище чотирьох типів. Прикладом такої системи є платобазальти СКРС. Якщо недиференційована магма збагачена сіркою, то утворюються, передусім, ліквідаційні сульфідно-мідно-нікелеві ро-

довища. Реалізація процесу ліквідації призводить до зниження концентрації Cu в магмі, що зменшує вірогідність формування родовищ самородної міді на момент утворення сульфідно-мідно-нікелевих родовищ. Прикладом такої системи є платобазальти Сибіру з великими сульфідно-мідно-нікелевими родовищами і менш виявленою самородномідною мінералізацією. Якщо система не збагачена сіркою, то формуються, насамперед, гідротермальні родовища самородної міді, тоді як сульфідно-мідно-нікелева та сульфідно-мідна мінералізація виявлені менше. Така система характерна для платобазальтів Волині.

Розглянуті вище мідні системи містять родовища самородної міді. Самородна мідь є продуктом розвитку флюїдної системи в рифтовому басейні, заповненому вулканогенно-осадовою товщею. Родовища самородної міді мають багато спільних ознак.

Згадані родовища самородної міді є прикладом стратиформних родовищ у ділянках розвитку платобазальтів. Поклади міді зосереджені в межах одного або декількох стратиграфічних горизонтів вулканогенно-осадової шаруватої товщі. Мідь локалізована переважно в мигдалекам'яних зонах лавових потоків та в осадових шарах.

Об'єднує родовища і подібна мінеральна асоціація: кварц, кальцит, хлорити, преніт, пумпеліт та ін. Причому поширення міді, зокрема, на родовищах платобазальтів Ківіно і рудопроявах платобазальтів Волині, контрольоване мінералогічною зональністю у вулканогенній товщі і головні рудопрояви самородної міді збігаються з фронтальним поширенням кварцу. Що стосується родовищ самородної міді платобазальтів Сибіру та Емейшань, то тут характерним є те, що самородна мідь асоціює з органічною речовиною.

Як сформувались великі родовища самородної міді? Самородномідні стратиформні родовища є продуктом розвитку флюїдної системи в рифтовому басейні, заповненому вулканогенно-осадовою товщею. Формування рудоутворювальної гідротермальної системи відбувалось у складній архітектурі вулканогенно-осадової товщі. Подібно до всіх інших рудоутворювальних систем, у самородномідній рудоутворювальній системі важливими є: рудогенерувальний чинник – джерело металів, джерело флюїду, що переносить метал; рудоконтролювальний чинник – архітектура товщі, проникність порід, ділянки виклинювання шарів товщі; рудолокалізувальний чинник – можливі відновники, фізичні або хімічні чинники, що приводять до осадження рудних мінералів (бар'єри), – пастки. Джерелом металів для родовищ у ділянках розвитку платобазальтів є самі лави базальтового складу, які, як уже зазначено, вирізняються високим вмістом міді. Джерело розчинів, що перенесли мідь, було в глибинній частині басейну, а розвантаження відбувалось по периферії складно побудованої товщі. Відновниками можуть бути органічна речовина або карбонатні шари, гематитизовані породи. Бар'єрами осадження міді можуть слугувати також зони змішування розчинів.

Родовища самородної міді платобазальтів Ківіно сформувались у величезному рифтовому басейні з великим об'ємом лав, які були головним джерелом міді, та великого об'єму вулканогенно-осадового матеріалу, де й сконцентрована основна частина покладів міді. Тобто рудогенерувальним чинником формування самородномідних руд були самі лави системи Ківіно. Рудоконтролювальним чинником є структурно-текстурні особливості порід товщі (проникність порід), а саме – значна частина конгломератових пластів між лавовими потоками. Серед рудолокалізувальних чинників визначальні кислотно-лужний, окисно-відновний бар'єри (зони змішування розчинів) та бар'єри осадження, пов'язані з органікою, що міститься у перекривних породах формації Нонсач.

На Арилаському родовищі платобазальтів Сибіру самородна мідь зосереджена в карбонатних брекчіюваних породах, які перекриті базальтами. Рудогенерувальними у формуванні Ариласького родовища самородної міді були також базальтові лави. Рудоконтролювальним чинником слугувала проникність порід. Рудолокалізуювальним чинником були карбонатні породи, органічна речовина. Визначальну роль у рудовідкладенні відіграли бар'єри осадження, представлені карбонатними породами й органікою.

На родовищах самородної міді провінції платобазальтів Емейшань, як і на Арилаському родовищі, осадженню міді сприяли окисно-відновні бар'єри осадження – карбонатні породи й органічна речовина, що містились в осадових шарах.

Не з'ясовано, чому, незважаючи на однотипність рудних систем, у Волинській магматичній провінції не сформувались родовища.

У платобазальтах Волино-Брестської магматичної провінції сформувались тільки мідні рудопрояви, з яких найбільш перспективні гідротермальні рудопрояви самородної міді. Утворення тут рудопроявів, а не родовищ, зумовлене тим, що система була збіднена сіркою, об'єм лав невеликий, відтак концентрації міді незначні.

На відміну від продуктивних мідних систем згаданих вище внутрішньоконтинентальних платобазальтів, платобазальти Волині є прикладом окраїнноконтинентальних плато. Вулканогенно-осадовий басейн у межах території України – тільки частина колись єдиної великої міденосної магматично-гідротермальної системи, залишки якої, вірогідно, наявні в Амазонії. Тобто міденосна система Волині не є цілісною рудоутворювальною магматично-гідротермальною системою, а тільки її фрагментом, який з розпадом Родинії став відкритим з боку палеоокеану Япетус і розвивався в режимі пасивної континентальної окраїни.

Продуктивність волинської рудоутворювальної системи, як і згаданих вище, визначена рудогенерувальним, рудоконтролювальним та рудолокалізуювальним чинниками. Рудогенерувальним чинником мідної системи Волині слугували базальтові лави і туфи. Потужність лав, які продукували мідь у межах Волино-Брестської магматичної провінції, невелика (потужність вулканогенно-осадової товщі – до 500 м) порівняно з лавовою товщею платобазальтів СКРС (до 5 000 м). Рудоконтролювальним чинником (проникність порід) була складна архітектура волинської вулканогенно-осадової товщі. Важливо, що у товщі волинських платобазальтів значно менше осадових шарів, ніж в інших мідевмісних платобазальтах. Серед рудолокалізуювальних чинників (бар'єри – можливі відновники, фізичні або хімічні чинники, які зумовлюють осадження міді) волинської рудоутворювальної системи головними були бар'єри осадження, представлені зонами змішування розчинів, тоді як у межах родовищ самородної міді в платобазальтах СКРС, на Арилаському родовищі та родовищах Емейшань важливими рудолокалізуювальними чинниками, які сприяли осадженню самородної міді, були ще й відновні бар'єри, представлені органічною речовиною або карбонатними шарами. Крім того, набагато нижчим було забезпечення теплового режиму відкритої гідротермальної системи Волині. Тривалий тепловий режим можуть забезпечувати тільки великі інтрузії, укорінення яких призводить до плавлення континентальної кори, що й забезпечує розвиток ефективної гідротермальної системи. Зокрема, порівняно з системою СКРС, у якій тепловий режим підтримували великі інтрузивні тіла, на кшталт інтрузивного комплексу Далас, у волинських платобазальтих наявні тільки інтрузії, розмір і залягання яких [5] свідчать про те, що вони не відігравали ролі значимих нагрівачів системи.

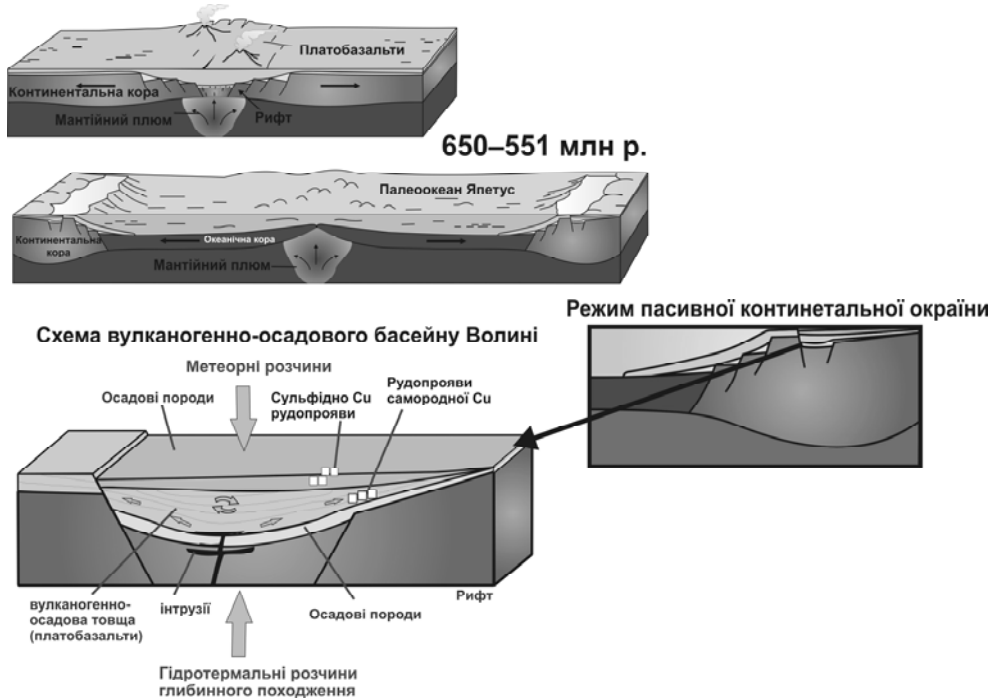


Рис. 2. Мідна металогенічна система Волино-Брестської магматичної провінції.

Як бачимо, рудоносність усіх платобазальтів визначена їхньою геодинамічною позицією, масштабами та цілісністю магматично-гідротермальної системи, наявністю в системі сірки. Мідні родовища є наслідком функціонування однієї системи, яка охоплює магматичну, гідротермальну й осадову складові. Носіями міді можуть бути або магма, або гідротермальні потоки. Визначальними є бар'єри осадження міді чи її сполук. Ефективність (рудоносність) гідротермальної системи визначена тепловим режимом, що забезпечують ті інтрузивні тіла, укорінення яких веде до плавлення континентальної кори, або великим об'ємом вулканогенно-осадових порід та наявністю бар'єрів осадження.

Отже, головними сприятливими чинниками для формування продуктивної мідної системи у платобазальтах є:

- 1) розвиток платобазальтів у внутрішньоконтинентальному рифті, що забезпечує цілісність рудоутворювальної системи;
- 2) великий масштаб магматично-гідротермальної системи, яким визначена кількість міді;
- 3) наявність у системі сірки (насиченість недиференційованої магми сіркою сприяє формуванню ліквіційних сульфідно-мідно-нікелевих родовищ, наявність додаткових джерел сірки – гідротермальних сульфідно-мідних родовищ);
- 4) великі інтрузивні тіла, укорінення яких приводить до плавлення континентальної кори, що й забезпечує тривалий тепловий режим гідротермальної системи;

5) наявність сприятливих бар'єрів осадження (карбонати, органіка, зони змішування розчинів), які сприяють осадженню самородної міді.

Низька ефективність рудоносності волинської магматично-гідротермальної системи зумовлена її половинчастістю і відкритістю, недосиченістю базальтової магми сіркою, невеликим об'ємом лав, які є головним джерелом міді, недостатнім забезпеченням теплового режиму системи, а також відсутністю сприятливих бар'єрів осадження з органікою чи карбонатами.

СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

1. Дюжиков О. А. Геология и рудоносность Норильского района / О. А. Дюжиков, В. В. Дистлер, Б. М. Струнин [и др.] // Геология и рудоносность Норильского района. – М. : Наука, 1988. – 280 с.
2. Рябов В. В. “Аномальные образования” в траппах Сибирской платформы – показатели геодинамической остановки формирования платобазальтов / В. В. Рябов, А. Я. Шевко, С. Н. Затева // Литосфера. – 2005. – № 4. – С. 165–177.
3. Скакун Л. Місце самородної міді в процесах гідротермального перетворення базальтів Волинської серії / Л. Скакун, І. Мисяк // Мінерал. зб. – 2010. – № 60, вип. 2. – С. 75–88.
4. Уайт У. С. Месторождения самородной меди в северной части штата Мичиган / У. С. Уайт // Рудные месторождения США. – М. : Мир, 1972. – Т. 1. – С. 457–481.
5. Шумлянський Л. В. Геохімія та ізотопний склад Sr і Nd в інтрузивних тілах високотитанистих долеритів Волині / Л. В. Шумлянський, О. Ф. Кузьменкова, С. М. Цимбал [та ін.] // Мінерал. журн. – 2011. – Т. 33, № 2. – С. 72–82.
6. Alexander P. O. Copper in Deccan basalts (India) : Review of the abundance and patterns of distribution / P. O. Alexander, H. Thomas // Boletin del Instituto de Fisiografía y Geología. – 2011. – P. 79–81.
7. Ali J. R. Emeishan large igneous province, SW China / J. R. Ali, G. M. Thompson, M.-F. Zhou [et al.] // Lithos. – 2005. – Vol. 79, is. 3–4. – P. 475–489.
8. Bornhorst T. J. Copper deposits of the western Upper Peninsula of Michigan / T. J. Bornhorst, R. J. Barron // The Geological Society of America. – 2011. – Field Guide 24. – P. 83–99.
9. Butler B. S. The Copper deposits of Michigan / B. S. Butler, W. S. Burbank // U.S. Geological Survey, Professional Paper. – 1929. – Vol. 144. – 238 p.
10. Campbell Ia. H. Implications of mantle plume structure for the evolution of flood basalts / Ia. H. Campbell, R. W. Griffiths // Earth and Planetary Science Letters. – 1990. – Vol. 99. – P. 79–93.
11. Carlson C. Bitumen in Nonesuch formation of Keweenaw series of northern Michigan / C. Carlson // Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull. – 1932. – Vol. 16, N 8. – P. 737–740.
12. Li H. Epigenetic hydrothermal features of the Emeishan basalt copper mineralization in NE Yunnan, SW China / H. Li, J. Mao, Y. Chen [et al.] // Mineral Deposit Research: Meeting the Global Challenge. – 2005. – P. 149–152.
13. Mahoney J. J., Coffin M. F. Large Igneous Provinces : continental, oceanic, and planetary flood volcanism / J. J. Mahoney, M. F. Coffin // AGU Geophysical Monograph 100. – 1997. – 438 p.
14. Mauk J. L. Organic matter and copper mineralization at White Pine, Michigan, U.S.A. / J. L. Mauk, G. B. Hieshima // Chemical Geology. – 1992. – Vol. 99. – P. 189–211.

15. Nicholson S. W. Metallogeny of the Midcontinent Rift System of North America / S. W. Nicholson, W. F. Cannon, K. J. Schulz // *Precambrian Research*. – 1992. – Vol. 58. – P. 355–386.
16. Nicholson S. W. Midcontinent Riff Volcanism in the Lake Superior Region' Sr, Nd, and Pb Isotopic Evidence for a Mantle Plume Origin / S. W. Nicholson, S. B. Shirey // *J. of geophysical research*. – 1990. – Vol. 95, N B7. – P. 10851–10868.
17. Peate D. W. The Parana-Etendeka Province / D. W. Peate // *Large Igneous Provinces / Mahoney J. J., Coffin M. F. (Ed.), American Geophysical Union*. – Washington D.C., 1997. – P. 217–245.
18. Pinto V. M. Epigenetic hydrothermal origin of native copper and supergene enrichment in the Vista Alegre district, Paraná basaltic province, southernmost Brazil / V. M. Pinto, L. A. Hartmann, W. Wildner // *International Geology Review*. – 2011. – Vol. 53. – P. 1163–1179.
19. Rao B. V. Petrochemical Studies of the Dunka Road Cu-Ni Deposit, Duluth Complex, Minnesota / B. V. Rao, E. M. Ripley // *Economic Geology*. – 1983. – Vol. 78. – P. 1222–1238.
20. Richards J. P. Evidence for Cu-(Ag) mineralization by magmatic-meteoritic fluid mixing in Keeweenawan fissure veins, Mamainse Point, Ontario / J. P. Richards, E. T. C. Spooner // *Economic Geology*. – 1989. – Vol. 84. – P. 360–385.
21. Ripley E. M. Sulfide mineralogy and chemical evolution of the Babbitt Cu-Ni deposit, Duluth complex, Minnesota / E. M. Ripley, J. A. Alawi // *Canadian Mineralogist*. – 1986. – Vol. 24. – P. 347–368.
22. Ryabov V. V. Trap magmatism and ore formation in the Siberian Noril'sk Region : Vol. 1 / V. V. Ryabov, A. Ya. Shevko, M. P. Gora. – *Trap Petrology*, 2014. – 390 p.
23. Sen G. Deccan Traps Flood Basalt Province: An Evaluation of the Thermochemical Plume Model / G. Sen, D. Chandrasekharam // *Topics in Igneous Petrology*. – 2011. – 485 p.
24. Sharma M. Siberian traps / M. Sharma // *Large Igneous Provinces : Mahoney J. J., Coffin M. F. (Ed.), American Geophysical Union*. – Washington D.C., 1997. – P. 273–295.
25. Shellnutt J. G. The Emeishan large igneous province: A synthesis / J. G. Shellnutt // *Geoscience Frontiers*. – 2014. – Vol. 5. – P. 369–394.
26. Song X.-Y. Ni-Cu-(PGE) magmatic sulfide deposits in the Yangliuping area, Permian Emeishan igneous province, SW China / X.-Y. Song, M.-F. Zhou, Z.-M. Cao [et al.] // *Mineralium Deposita*. – 2003. – Vol. 38 (7). – P. 831–843.
27. Wang C. Y. The Zhaotong native copper deposit associated with the permian Emeishan flood basalts, Yunnan, Southwest China / C. Y. Wang, M.-F. Zhou, L. Qi [et al.] // *International Geology Review*. – 2006. – Vol. 48, is. 8. – P. 742–753.
28. Wang J. Sedimentary copper deposit in Emeishan basalts, northeastern Yunnan Province / J. Wang, J. Guo, Z. Liu [et al.] // *Mineral deposits –Beijing*. – 2006. – Vol. 25.6. – P. 663–671.
29. Wedepohl K. H. The composition of the primitive upper earth's mantle / K. H. Wedepohl, G. Hartmann // *Kimberlites, related rocks and mantle xenoliths / Meyer H. O. A., Leonardos O. H. (Ed.) Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais*. – Rio de Janeiro, 1994. – P. 486–495.
30. White W. S. The Keweenawan lavas of lake Superior, an example of flood basalts / W. S. White // *American J. of Science. Bradley Volume*. – 1960. – Vol. 258-A. – P. 367–374.

31. White W. S. The White Pine copper deposit, Ontonagon county, Michigan / W. S. White, J. C. Wright // *Economic geology and the Bulletin of the society of Economic geologists*. – 1954. – Vol. 49, N 7. – P. 675–716.
32. Wooden J. L. Isotopic and trace-element constraints on mantle and crustal contributions to Siberian continental flood basalts, Noril'sk area, Siberia / J. L. Wooden, G. K. Czamanske, V. A. Fedorov [et al.] // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1993. – Vol. 57. – P. 3677–3704.
33. Yakubchuk A. Norilsk–Talnakh Cu–Ni–PGE deposits: a revised tectonic model / A. Yakubchuk, A. Nikishin // *Mineralium Deposita*. – 2003. – Vol. 39. – P. 125–142.
34. Zhu B.-Q. Discovery of Yanhe copper deposit in the Yunnan-Guizhou border area and a new train of thought for copper prospecting in the large igneous province of Emeishan flood basalts / B.-Q. Zhu, X.-Y. Chang, Y.-G. Hu [et al.] // *Advances in Earth Science*. – 2002. – Vol. 17 (6). – P. 912–917.
35. Zhu B.-Q. Geochemistry and geochronology of native copper mineralization related to the Emeishan flood basalts, Yunnan Province, China / B.-Q. Zhu, Y.-G. Hu, Z.-W. Zhang [et al.] // *Ore Geology Reviews*. – 2007. – Vol. 32(1–2). – P. 366–380.

*Стаття: надійшла до редакції 10.02.2016
прийнята до друку 19.10.2016*

ORE BODIES OF VOLYNIAN NATIVE COPPER – TYPICAL EXAMPLE OF METALLOGENIC POTENCIAL IN PLATOBASALTS

I. Mysiak¹, L. Skakun¹, V. Melnychuk²

*¹Ivan Franko National University of Lviv,
geological faculty, department of mineralogy,
4, Hrushevskij Str., Lviv, Ukraine, 79005,
e-mail: mysiak10@gmail.com,
lzkakun@gmail.com*

*²National University of Water Management and Nature Resources Use,
11, Soborna Str., Rivne, Ukraine, 33001,
e-mail: ezelin@rambler.ru*

High concentrations of copper in basaltic magma cause copper metallogenic specialization in platobasalts. Copper metallogenic system in platobasalts is the result of development of a single geodynamic basin, which produces a structure composed of intrusive complexes, fields of basaltic lavas, tuffs and sedimentary rocks. Copper metallogenic system in this structure is formed by sulfide-copper-nickel, native copper and sulfide-copper deposits.

The factors forming deposits have been considered in thickness of platobasalts. The causes of low productivity hydrothermal system on copper in Volynian platobasalts have been clarified on base analysis copper systems with native copper in the areas of platobasalts. The main favorable factors for the formation of productive copper system in platobasalts are: development of platobasalts in mid-continent rift, large scale magmatic-hydrothermal system, the presence of sulfur in the system, large intrusive bodies, the

favorable barrier accumulation. Low efficiency of Volyn ore-magmatic hydrothermal system due to its openness, low sulfur saturation of basaltic magma, a small amount of lava, insufficient thermal regulation system, and the absence of favorable barrier accumulation of organic or carbonates.

Key words: platobasalts, middle continent rift, margin continental rift volcanic-sedimentary basin, hydrothermal system, deposits of native copper, sulfide-copper-nickel deposits, sulfide-copper deposits.