

УДК 550.4:549:548.4:552.321 (477.8)

**Ігор НАУМКО<sup>1</sup>, Мирослав ПАВЛЮК<sup>1</sup>,  
Наталія НЕСТЕРОВИЧ<sup>1</sup>, Юрій ФЕДОРИШИН<sup>2</sup>, Назар ТРИСКА<sup>1</sup>**

<sup>1</sup> Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України, Львів,  
e-mail: igggk@mail.lviv.ua

<sup>2</sup> Львівське відділення  
Українського державного геологорозвідувального інституту,  
e-mail: geologist@bigmir.net

**ЕВОЛЮЦІЙНИЙ ХАРАКТЕР  
ПРОЦЕСІВ ФЛЮЇДОПЕРЕНОСУ І ЛОКАЛІЗАЦІЇ МІДІ  
В ОСНОВНИХ ВУЛКАНІТАХ ТРАПОВОЇ ФОРМАЦІЇ  
ЗАХІДНОЇ ВОЛИНИ (НА ПРИКЛАДІ ЛУЧИЧІВСЬКОЇ ТОВЩІ)**

Наведено результати досліджень міденосних відкладів лучичівської товщі волинської серії нижнього венду трапової формації Волині на макро- та мікрорівнях, включно з лавобрекчіями базальту з підошви товщі. Запропоновано нові підходи до встановлення можливих механізмів перенесення міді під час формування цієї істотно вулканогенної структурної одиниці. Екстракція, концентрація, перенесення і відкладання міді безпосередньо пов'язані з еволюційним характером функціонування мігрувальних металоносних флюїдів: розплавних, розплавно-розсольних, постмагматичних. У комплексі це підтверджує складність і багатетапність утворення трапової формації Західної Волині загалом: перебіг явищ ліквідації та перегрупування впливу флюїдних потоків зафіксовані упродовж усього періоду формування базальтової товщі.

*Ключові слова:* флюїди, мідь, базальти, трапова формація, лучичівська товща, Західна Волинь.

**Вступ.** Трапові формації привертають постійну увагу дослідників, насамперед, тому, що з ними просторово і генетично пов'язана низка корисних копалин (мідно-нікелеві, залізні та інші руди), а також через значущість у вирішенні як загальногеологічних, так і актуальних теоретичних питань геохімії, мінералогії, петрографії. Це повністю стосується і перспективних на мідь породно-рудних комплексів трапової формації нижнього венду Західної Волині, відомих як волинська серія. Незважаючи на численні дослідження їхньої геологічної будови, мінерального складу, петрографічних і петрохімічних особливостей (Квасниця, 2006; Мельничук, 2008, 2010; Квасниця і ін., 2009; Мельничук і ін., 2011), до питань, які ще потребують висвітлення,

© Ігор Наумко, Мирослав Павлюк, Наталія Нестерович, 2013  
Юрій Федоришин, Назар Тріска  
ISSN 0869-0774. Геологія і геохімія горючих копалин. 2013. № 1–2 (162–163)

передусім, належить відтворення в генетичному аспекті процесів флюїдоперенесення міді, її міграції та локалізації як в магматичних, так і постмагматичних умовах, що визначає, відповідно, співвідношення первинного та накладеного зруденіння. Це і стало предметом досліджень міденосних відкладів такої важливої структурної одиниці волинської серії як істотно вулканогенна лучичівська товща в зоні зчленування Волинського палеозойського підняття і Волино-Подільської монокліналі.

**Матеріали до геологічної будови.** У геологічній будові регіону в межах Волино-Подільської плити та на її окраїнах беруть участь утворення верхнього протерозою і палеозою, а також мезо-кайнозойські відклади, розвинені на метаморфічних та вивержених породах архею і нижнього протерозою кристалічного фундаменту Східноєвропейської платформи (Мінералогія..., 1960).

Платформний покрив складають розмаїті за фаціальною належністю, речовинним складом і віком товщі порід. З різкою кутовою та стратиграфічною незгідністю на нижньопротерозойському фундаменті залягає рифейська червоноколірна теригенна формація, яка утворює потужний (до 600 м) розріз пісковиків поліської серії (R2-3pl). На території досліджень породи поліської серії на домезозойську поверхню виступають в межах Гірниківського і Хотешівського підняття. Поліська серія, у свою чергу, перекривається утвореннями волинської серії.

Осадово-вулканогенна товща волинської серії нижнього венду об'єднує чотири світи (знизу догори): горбашівську – базальну грубоуламково-теригенну (до 50 м), заболотівську, бабинську і ратнівську – винятково вулканогенну (сумарна потужність – понад 450 м) (Приходько и др., 1993). Ратнівська світа складається із таких товщ: лучичівської (кілька (до чотирьох) покривів толейтових базальтів, розшарованих пачками лавокластичних брекчій), зорянської (вулканоміктові теригенні породи: пісковики, алевроліти, туфіти), якушівської (численні потоки (до семи) базальтів із шлейфами лавокластичних брекчій, між якими місцями залягають агломератові псефітові туфи, у верхній частині розрізу – верства туфоконгломератів).

Вулканогенні утворення волинської серії нижнього венду, зазвичай, трактують як трапову формацію, використовуючи цей термін як загальну назву платформних ефузивних, пірокластичних та інтрузивних фацій, похідних від слабкодіференційованої базальтової магми (Воловник, 1975). Трапові комплекси волинської серії нижнього венду Волині, що складають нижній структурний ярус платформного покриву Волино-Подільської монокліналі разом із поліською серією, є перспективними для відкриття промислових родовищ міді.

**Основні результати дослідження і їхнє обговорення в контексті відтворення процесів флюїдоперенесення міді.** З огляду на значні перспективи промислової міденосності трапової формації Західної Волині є достатньо даних про вміст міді в трапових утвореннях регіону.

До прикладу, хімічні дослідження М. Ковальського показали значну поширеність невеликих кількостей міді як у самих базальтах Волині, так і в супровідних туфогенних породах (до 0,14 %). Дещо пізніше Й. Войцеховський виявив невеликі кількості міді у вулканічному склі як базальтів (до 0,20 %),

так і туфітів (до 0,10 %). Це привело до твердження, що мідь є складовою частиною всіх волинських базальтів і туфітів (у кількостях, більших від 0,01 %) (Мінералогія..., 1960). Також було встановлено залежність кількості міді в рудних та навколорудних базальтах від ступеня їхньої зміни парагідротермальними розчинами (нагрітими підземними водами), зокрема, у помірно змінених базальтах середній вміст міді становить  $1,42 \cdot 10^{-2}$  %, натомість у сильно змінених –  $1,63 \cdot 10^{-2}$  %, тобто, породи змінюються під впливом принесення міді внаслідок її перерозподілу в ефузивній товщі (Парагідротермальна..., 2001). В. Мельничук (2008) дослідив, що концентрації розсіяно-вкрапленої міді в базальтах і туфах зрідка перевищують 0,3 %, причому концентрація міді в базальтах з прожилковою мінералізацією є досить нерівномірною і зростає в тих місцях, де прожилково-вкраплена мідна мінералізація накладена на горизонти із розсіяно-вкрапленою міддю. Гніздово-вкраплена самородна мідь вивчена мало, тому вважати її критерієм міденосності автор не радить. Маса деяких жовново-самородкових утворень міді досягає 735 і 982 г (Рафалівська та Мідська пошукові площі, відповідно) (Міденосні..., 2004).

Мідна мінералізація в лавокластичних брекчіях поширена дуже нерівномірно (Міденосні..., 2004). Вміст міді в них змінюється від фонового (0,04 %) до 5 %. Цей покрив вивчений за 2–3 км на південний захід від с. Іванчі у Володимирецькому районі Рівненської області по східній периферії поля розвитку трапів, що дало підставу запропонувати з позицій актуалізму конвекційний механізм їхнього формування в процесі ламінарного переміщення базальтової лави. Причиною такої багатой мінералізації, самородної міді в лавокластичних брекчіях вважається постмагматична гідротермальна діяльність. Але структура лавобрекчій показує, що краплі самородної міді локалізовані в цементувальній лавовій масі. Водночас в низці праць зазначено про ліквідаційну природу цих мідних крапель (Прокопцев и др., 1979; Овчинников, 1959 та ін.). Отож, не зовсім зрозуміло, звідки взялася така кількість постмагматичних гідротерм і чи була перерва в часі між формуванням вулканітів та проходженням цих гіпотетичних гідротерм.

Вище наведено дані щодо вмісту міді в трапових утвореннях Волинського регіону, однак ще ніхто не відтворював цілісної картини його розподілу від покрівлі до підшови товщі і процесів перенесення міді на різних етапах – від часу піднімання базальтового розплаву до поверхні, коли розпочинала “скидатися” мідь (бачимо її вкраплення в лейстах плагіоклазу, для яких вона була затравкою тощо). Саме на це були спрямовані наші дослідження міденосних відкладів лучичівської товщі волинської серії нижнього венду трапової формації Волині, включно з лавобрекчіями базальту з підшови товщі (Рафалівська каменоломня), започатковані в (Матеріали..., 2011; Про еволюційний..., 2011).

Порода має цегляно-коричневий колір, місцями з зеленкуватим відтінком, на взаємно перпендикулярних розрізах – мінливий: від червоно-бурого до темно-сірого з зеленкуватим відтінком (рис. 1, 2).

Для вивчення петрографії та рудних мінералів використовували шліфи нормальної товщини без покривельного скла з високим ступенем полірування.

Текстура лавобрекчії базальту – брекчієподібна, близька до мигдалекам’яної, за рахунок округлих окуляроподібних утворень розміром від часток мм до

1–4 мм, що займають більшу частину площини зрізу. Основна частина породи – це афіровий базальт. Структура основної маси інтерсертальна. Текстура глобулярна. Глобулі заповнені хлоритоподібною речовиною. Породу озалізнену, про що свідчить її темно-коричнє забарвлення. Приблизно 10–15 % у породі займають виділення самородної міді різної морфології: круглої, неправильної, амебоподібної, прожилкової, макроскопічно видимі частинки яких зосереджені доволі компактно. Середовище, у якому утворювалася товща, було насиченим щодо рудної і флюїдної складової, що підтверджує протяжна зона скупчень руди в лавобрекчії (рис. 3).

Кварц навколо зерен міді утворює облямівку (рис. 4, 5). Виділення плагіоклазів навколо краплень міді повторюють форму зерен, що вказує на їхнє відокремлення в рідкому стані (розплаві?). Часте розташування лейст уздовж границі двох незмішуваних фаз пояснюють максимальною концентрацією відповідного компонента й енергетичною вигідністю зародкоутворення та росту в цій зоні (Природа..., 2012). Часто спостерігається явище коалесценції мідних крапель, проілюстроване на рис. 6.

Інколи мідь зосереджена в протяжних зонах, що є результатом коалесценції крапельок, які відокремилися від силікатного розплаву і не встигли винестися до його затвердіння, тому можуть концентруватися в тріщинах, імітуючи жильні тіла (рис. 7), як показано в (Овчинников, 1967). Загалом чітко простежується розподіл самородної міді внаслідок еволюції ліквідаційного процесу як прояву функціонування міграційних металонесних вуглецевистих потоків. Як макро-, так і мікроскопічно фіксується змінне співвідношення фаз: уламки базальту зосереджені у виділеннях міді (рис. 8), подібно до (Милуков, Касимова, 1981).



Рис. 1. Лавобрекчія підшви лавового вилуви лучичівської товщі (Рафалівська каменоломня)

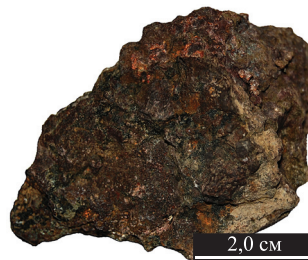


Рис. 2. Лавобрекчія з підшви лавового вилуви лучичівської товщі (Рафалівська каменоломня). У верхній частині видно виділення самородної міді.

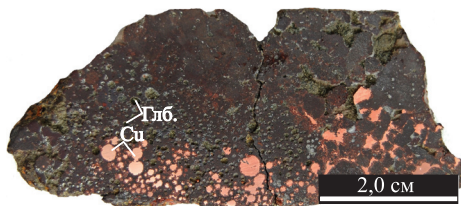


Рис. 3. Фрагмент лавобрекчії з глобулярною текстурою у взаємно перпендикулярних зрізах: Cu – крапленьня міді; Глб. – глобулі, заповнені хлоритоподібною речовиною. Зразок 1, аншліф 1.

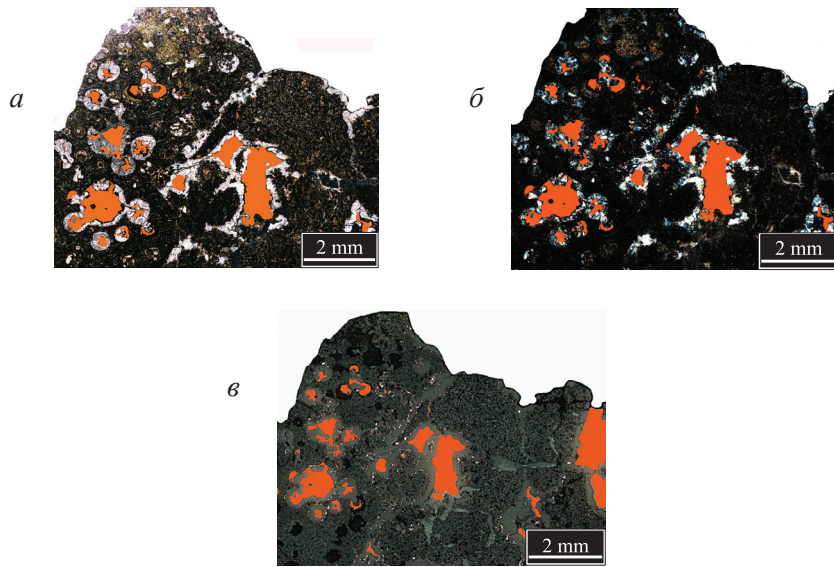


Рис. 4. Фрагмент лавобрекчії, представлений уламком афірового базальту, майже непрозорого, озалізного, з численними вкрапленнями міді. Кварц утворює облямівку навколо зерен міді. Шліф 1: *a* – нікол II, *б* – схрещені нікол, *в* – у відбитому світлі.

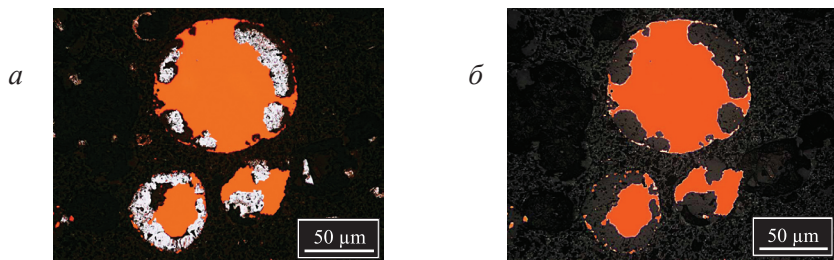


Рис. 5. Фрагмент лавобрекчії із майже ідеально круглою формою виділень міді. Шліф 3: *a* – нікол II, *б* – у відбитому світлі.

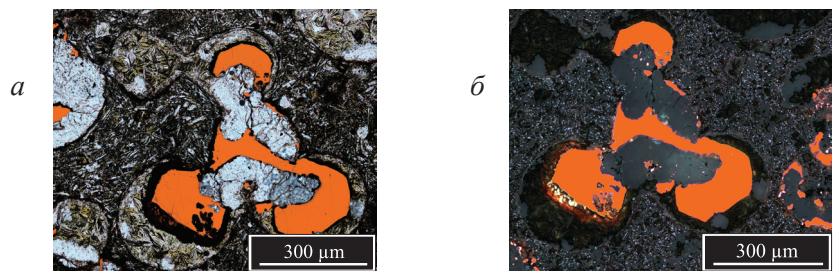


Рис. 6. Фрагмент лавобрекчії, який ілюструє коалесценцію крапель міді. Структура – глобулярна. Глобулі виповнені хлоритом. Структура основної маси – інтерсертальна. Центральна частина представлена вкрапленнями міді та зернами кварцу. Виділення плагіоклазів навколо вкраплень міді начебто повторюють форму зерен. Це вказує на їхнє відокремлення в рідкому стані (у розплаві?). Шліф 4: *a* – нікол II, *б* – у відбитому світлі.

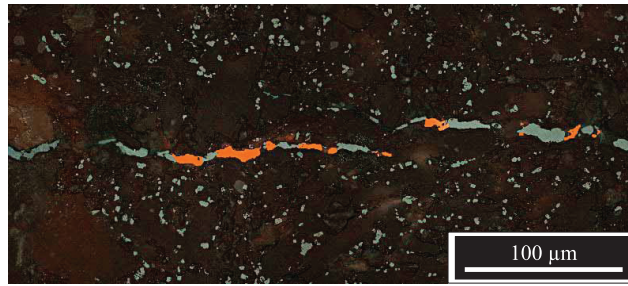


Рис. 7. Зосередження міді у витягнутих зонах. Рудна частина, яка відокремила від силікатного розплаву і не встигла повністю винестися до моменту його затвердіння, може концентруватися в тріщинах, імітуючи жильні тіла (Овчинников, 1967). Шліф 6: у відбитому світлі.

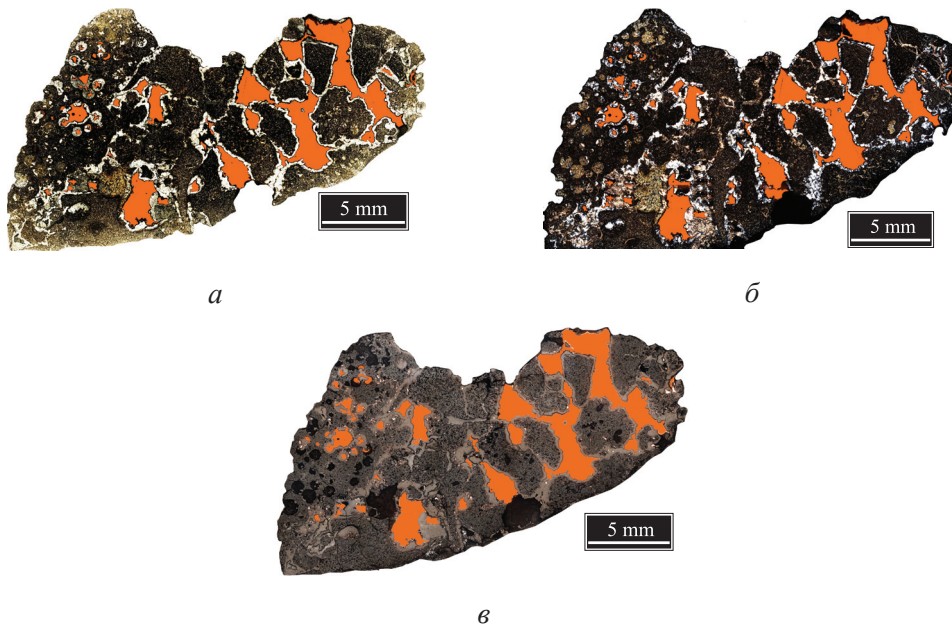


Рис. 8. Фрагмент лавобрекчії, на якому чітко видно характер еволюції ліквацийного процесу як наслідку прояву флюїдних рудоносних потоків. У результаті змінюється співвідношення фаз: уламки базальту зосереджені в реліктах рудоносного флюїду. Шліф 5: *a* – нікол II, *б* – схрещені ніколі, *в* – у відбитому світлі.

У верхній і нижній частинах вивченого лавового потоку мідне зруденіння, як правило, є багатшим, ніж у середній, як і на родовищі Мічиган (США), де із діяльністю летких компонентів пов'язують, частково, генезу родовищ самородної міді (Уайт, 1972). Це пояснюється тим, що після осадження частини міді в лавобрекчіях і припідшововій частині потоку проходить перерозподіл міді. Вміст сингенної (indegenuous) міді у масивних базальтах із внутрішніх частин детально досліджених потужних покривів в 2–4 рази менший, ніж у базальній зоні загартування; тому автори припускають, що в процесі диференціації мідь була винесена із внутрішніх частин покривів разом із

леткими. Такий висновок У. С. Уайт (1972) підтверджує посиланням на дані Х. Р. Корнуола, згідно з якими вміст сингенної міді в малопотужних, швидше вистиглих покривах базальтів у 2–3 рази вищий, ніж у потужніших і більш диференційованих. Вірогідно, що підвищені концентрації первинної міді утворювалися і у верхніх частинах покривів, оскільки наявність там пор великих розмірів та високий вміст летких елементів свідчать про підвищену активність магматичних газів під час вистигання покривів. Подібна картина спостерігається і в базальтах Волині, зокрема за розрізом лучичівської товщі в її максимальній потужності (св. 8262) (рис. 9).

Розрізові лучичівської товщі (див. рис. 9) властивий надзвичайно нерівномірний розподіл мідної мінералізації (від 60 до 1200 г/т) на невеликих інтервалах. Водночас максимальна концентрація міді встановлена лише у верхній частині розрізу у вигляді дрібних рівномірно розсіяних краплеподібних виділень. Імовірно, що мідь у вигляді дрібних крапель рудної рідини існувала в розплаві на момент становлення товщі. Згодом ці краплі збільшувалися внаслідок явища коалесценції, коли міднорудна частина лави формувалася аналогічно до процесу пінної флотації (Овчинников, 1959), а саме: “до виникнення розсіяних дрібних крапель металеві рідини” (Овчинников, 1967), які виносяться газовими бульбашками догори в породі покривлі, і в підсумку в затверділі верхні частини масиву, чим пояснюється наявність максимальної концентрації міді у верхах розрізу, тобто в місцях максимальної концентрації летких компонентів під кіркою базальтової товщі, яка застигала.

Встановлені ознаки є властивими для випадку, коли існує розплавно-флюїдна взаємодія. Іншими словами, розплави, з яких утворилися породи лучичівської товщі, характеризувалися високою насиченістю флюїдами, а в процесі кристалізації виділялася велика кількість залишкового розплаву, що мав відновні властивості і впливав не лише на розподіл петрогенних оксидів та динаміку зміни катіонного балансу порід, але й був визначальним у формуванні самородномідного зруденіння.

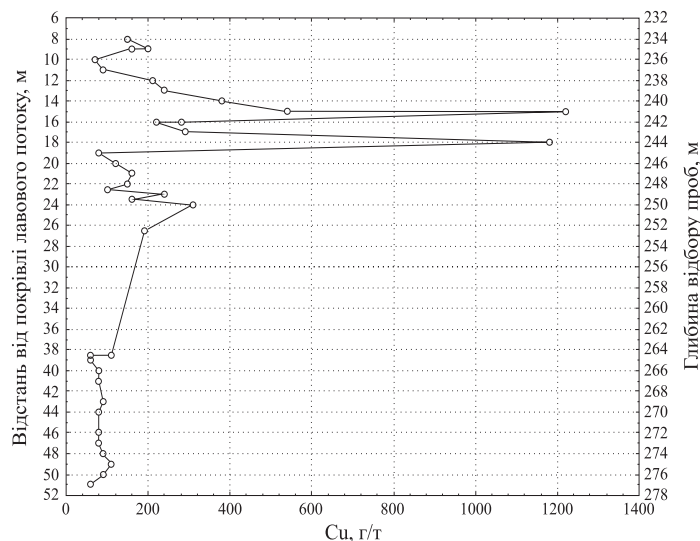


Рис. 9. Зміна концентрацій міді в розрізі лучичівської товщі максимальної потужності (св. 8262). Максимальні концентрації міді приурочено до приповерхневої частини товщі.

З огляду на флюїдно-лікваційну природу міді в базальтах Волині (Структурно-петрографічна..., 2010), гравітаційна диференціація, нарівні з коливаннями складу вихідної магми, є головною причиною розмаїття порід трапової формації. Оскільки відомо, що магматичні розплави генеруються в глибинах Землі в області високого флюїдного тиску і частина компонентів флюїду здатна розчинитися в розплаві у відносно великій кількості, це призводить до порушення загальної картини диференціації мінливості хімізму базальтів у розрізі вулканічної товщі.

Самородні метали в приповерхневих частинах виливу цілком реально можуть утворюватися у магматичних розплавах (Рябов, 1985). Такого висновку автор дійшов при дослідженні Талнахської та Східнонорильської інтрузій, де аналогічно у верхніх ендоконтактних зонах встановлені прояви самороднометалевої мінералізації. Формування цих частин базитових масивів проходить на завершальних стадіях магматичного процесу і характеризується збагаченням леткими компонентами магматичного розплаву. При підвищеній ролі відновних флюїдів формувалися самородні метали, а при зростанні летучості кисню – окислені форми заліза. Зважаючи на відносно слабку спорідненість міді до кисню, поряд з окисленими формами заліза (гематит, магнетит), самородна мідь може зберігатися як нерівноважна фаза.

Мідь, що формує верхній максимум, найбільш контрастно встановлюється в частинах виливів з максимальною потужністю. Зовнішні (затверділі) частини виливу на таких ділянках забезпечують відносно стабільні, близькі до термостатичних, умови кристалізації, багаторазову ліквідацію та максимальну екстракцію міді хлоридними комплексами, вуглецьвмісними сполуками, наявними в значній кількості серед інших летких продуктів ліквідації. Кінцеві продукти ліквідації, гранично збагачені міддю, мігрують до верхнього мандельштейнового екрану, де відкладаються при падінні температури, хоча частина міді може переноситися і за межі мандельштейнового екрану, який внаслідок зниження температури може пронизуватися наскрізними тріщинами. Масштаби зруденіння та рівень вмісту міді зумовлені розмірами центральної зони виливу, що і визначає об'єм, у межах якого відбувається екстракція міді з розплаву.

**Можливі механізми перенесення міді.** Сумнівів про те, що середовище утворення лавобрекчії було газонасиченим, немає, оскільки в уламках базальту спостерігаються численні ідеально круглі сферули, а трапова формація представлена перешаруванням базальтового і туфового матеріалу, що свідчить про періодичний експлозивний газонасичений викид матеріалу. Тому розглянемо такий механізм збагачення мідних руд.

Рудна речовина, відокремившись від магматичного силікатного розплаву, при кристалізації утворює окремі рудні нагромадження всередині нього або виноситься за його межі, утворюючи рудні тіла вже за материнським середовищем. Відокремлення рудної фази виражається спочатку в значному збільшенні сиботаксисів з виникненням розсіяних дрібних крапель рудної речовини (Овчинников, 1959), які відразу ж збільшуються, далі коалесціюють як самі, так і з допомогою пухирців газу, які, унаслідок падіння тиску, виділяються одночасно з ліквідацією рудної речовини. Потім краплі міді цими ж бульбашками газу транспортуються у верхні частини розплаву і за його



межі. Проходять процеси подальшої коалесценції. Величезна кількість кальцію, яка вивільняється при альбітизації плагіоклазів, сприяє осадженню міді, відіграючи у даному випадку роль своєрідного каталізатора. Винесення речовини догори з допомогою газових пухирців спостерігається і в деяких металургійних процесах (як експериментальне відтворення природних магматичних явищ). Розмелену руду змішують із флотаційними реагентами, піноутворювачами та водою і продувають пульпу повітрям. Пухирці повітря прилипають до зерен рудних мінералів, спливають і утворюють піну. Увесь процес винесення рудної речовини із магматичного розплаву, за аналогією до процесу пінної флотації, можна розділити на кілька етапів (Овчинников, 1959): а) утворення дрібненьких крапельок рудної фази внаслідок ліквідації; б) коалесценція цих крапельок; в) рух крапельок вгору та їхнє подальше збирання. Починаючи з моменту виникнення крапель рудної речовини і пухирців газу, відбувається їхня коагуляція та коалесценція. Особливо інтенсивно краплі і пухирці збільшуються при їхньому русі.

Локалізація максимальних концентрацій самородномідного зруденіння на встановлених глибинних інтервалах у межах окремих лавових утворень зумовлена, на нашу думку, надмірною флюїдонасиченістю базальтового розплаву, що призвело до розвитку процесу за принципом пінної флотації, злипання та злиття мікроскопічних виділень самородної міді. Така можливість доведена не лише експериментально (Классен, Мокроусов, 1959; Овчинников, 1967); вона теоретично обґрунтована (Коржинский, 1973, 1974) і спостерігалася на природних об'єктах (Левашов, Округин, 1984).

За узагальненими літературними даними (Состав..., 2006), найбільш металоносними є гетерофазні флюїди гіпабісального рівня генерації.

Металізація силікатного субстрату, що супроводжується привнесенням багатьох металів, має важливе рудогенетичне значення. Дослідники часто недооцінюють самородну форму концентрування рудотворних елементів на ранньомагматичній стадії розвитку флюїдно-магматичних систем і реалізацію їхніх рудогенерувальних можливостей. Такі системи за сприятливих умов трансформуються в рудно-магматичні, і з ними встановлюється як генетичний, так і парагенетичний зв'язок родовищ багатьох металів, у т. ч. і Cu (Самородное..., 1985). Металізована речовина флюїдно-магматичної системи є джерелом металу рудотворних розчинів, породжених тією самою системою. Концентрування металів шляхом метал-силікатної ліквідації, здатних до флотації газовою фазою, полегшує їхню екстракцію флюїдом, що відокремлюється від розплаву. Усвідомлення цього є важливим для розуміння умов реалізації рудогенерувальних можливостей базальтових магм – мантійного джерела речовини багатьох рудних родовищ, насамперед, халькофільних елементів, які в барофільній ситуації еволюції базальтового розплаву можуть довго перебувати у формі лікватів “металевої рідини”. Зберігаються можливості для їхнього вилучення флюїдом як на магматичному, так і постмагматичному етапі перетворення речовини базальтів.

Прикладом можливого перевідкладання руди (золота) високотермобаричними потоками рідкого діоксиду вуглецю, як у розчиненому стані, так і у вигляді крапель розплаву, є Майське родовище золота (Український щит), де виявлені розтріскані вклучення золота у кварці, кулько- та краплеподібні

форми його індивідів, суцільне виповнення ним тріщин (Возняк, Павлишин, 2001). Потоки рідкого  $\text{CO}_2$ , крім локалізації й перерозподілу вже наявного на родовищі золота, можуть привносити і його нові порції як продукту дегазації магматичного розплаву. Генерація флюїдного потоку відбувається при втіленні мантійного діапіру. Виходячи із здатності золота утворювати тверді розчини з міддю та близькості їхніх температур плавлення (1064,4 і 1083,5 °C, відповідно), а також подібності розподілу виділень самородних золота і міді (див., до прикладу, рис. 5, а, б), можна припустити ідентичність механізму формування мідних руд у вивчених нами відкладах із золототворним процесом.

У такому аспекті (Сингенетичні..., 2000) подані результати дослідження прозорого і білого різновидів кварцу з численними (у т. ч. і краплеподібними) включеннями самородної міді, закономірно розташованими в кристали з району Верхнього озера (штат Мічиган, США). Також ці різновиди кварцу містять багато вторинних включень. Оскільки краплеподібна форма включень міді вказує на їхній агрегатний стан (розплав) у момент захоплення кварцом, то температура розплаву, імовірно, сягала 1083,5 °C (температура плавлення міді). Тривалий поствулканічний вплив гідротермальних розчинів на мідь і вмісні породи визначався температурами 177–215 °C і тисками 1–2 МПа.

Щодо парагенезу кварцу і міді, то ще Є. К. Лазаренко зі співавторами (Мінералогія..., 1960) зазначили про тісний зв'язок самородної міді з кварцом і дійшли висновку, що утворення самородної міді з гідротермальних розчинів у базальтах Волині майже завжди супроводжувалося виділенням кремнезему. Численні дослідники нині також це констатують і прагнуть трактувати походження самородної міді відповідно до такого парагенезу. Ці дані підтверджують міграцію міді у флюїдонасиченому середовищі та її флюїдоперенесення в сполуках з Cl типу  $\text{CuCl}_2$  і комплексних сполуках –  $[\text{CuCl}_4]^{2-}$ . На завершальній стадії вона відкладається в асоціації з кварцом, формуючи парагенези прожилково-вкрапленої мінералізації.

Можливість перенесення міді в сполуках хлору експериментально доведена, зокрема, представлено результати числового моделювання поведінки міді при дегазації гранітних магм, що містять  $\text{H}_2\text{O}$  і Cl. Показано, що зміна концентрації Cu у розплаві, що утворюється зі збільшенням ступеня кристалізації, багато в чому визначається вихідним вмістом летких компонентів у гранітних розплавах (Cl,  $\text{H}_2\text{O}$ ), а також ступенем відкритості системи (Лукашин, Дернов-Пегарев, 2012). Відокремлені від магми магматичні флюїди можуть бути джерелом рудних компонентів при утворенні великих родовищ, що визначається не так початковою концентрацією рудних елементів, як вихідним вмістом летких компонентів, а також динамікою виділення флюїдної фази під час дегазації магми при її підніманні до поверхні і кристалізації. За результатами числового моделювання концентрація Cl у вихідному розплаві є важливим чинником впливу на концентрацію Zn, Pb та інших “хлорофільних” металів у флюїдах і ступінь їхньої екстракції з магми. Флюїдна екстракція може відбуватися як на великих глибинах, так і в приповерхневих магматичних камерах, що може супроводжуватися утворенням гетерогенного флюїду, складеного лише водною хлорвмісною фазою і високохлоридними

сольовими рідинами. У цьому випадку основна частина флюїдної екстракції металу, на відміну від кристалізаційної дегазації на великих глибинах, може перебігати на середніх і завершальних стадіях затвердіння магми (Луканин, Дернов-Пегарев, 2010).

На високій здатності  $\text{Cl}^-$  екстрагувати метали із алюмосилікатних розплавів наголошено у праці (Малинин, Хитаров, 1984).  $\text{Cl}^-$  утворює з багатьма металами-компонентами сполуки. Показана експериментальними дослідженнями майже універсальна роль  $\text{Cl}^-$  у переносі металів нарівні з постійною участю хлоридів у глибинних магматичних системах зобов'язує розглядати поведінку рудних елементів у нерозривному зв'язку з поведінкою  $\text{Cl}^-$ .

Унаслідок низької розчинності  $\text{CO}_2$  і хлоридів у магмі порівняно з водою ранньомігматичні розчини можуть являти собою дуже концентровані хлоридні розсоли ("солянки"), які за параметрами (складом, питомою вагою тощо) прирівнюються до розплавів. Їх часто називають "розплави-розсоли" або "силікатно-сольові розплави". На певному етапі еволюції цих розчинів співвідношення компонентів змінюються і вони перетворюються в істотно вуглекислотні розчини, а на завершальних етапах уже мають склад водних флюїдів. Мідь, як і інші халькофільні метали (Zn, Sn, Au), а також Fe, можуть екстрагуватися високотемпературними хлоридними розчинами із формуванням надалі великих промислових родовищ (Барсуков, Рябчиков, 1980). Леткі компоненти, розчинені в мантійних магмах, можуть виділятися із них за гіпабісальних умов і відігравати важливу роль у перенесенні рудної речовини.

Х. Йодер (1979) на підставі численних експериментальних досліджень доходить висновку, що в магмі при досягненні насичення леткими компонентами внаслідок кристалізації вміст газу зростає залежно від формування кристалів. Надлишок летких сполук та охолодження зумовлюють зростання тиску вздовж кривої, що описує моноваріантну рівновагу між кристалами, рідинами і газами. Леткі компоненти сприяють періодичності процесів вулканізму. Тому ми й спостерігаємо в базальтах Волині певні товщі, потоки.

На істотній газонасиченості розплавів, з яких формується трапова формація, також наголошував Л. І. Четвериков (Четвериков, 1959). Автор, з точки зору генези текстури лавового покриву, поділяє всі газові виділення на три групи: 1) газові виділення, утворені в самій лаві після її виверження; 2) газові виділення підстильного субстрату, які проникали в лаву одразу ж після виверження; 3) газові виділення підстильного субстрату, які проникали в покрівлю лави вже після застигання її нижніх шарів. Деякі газові пухирці, через швидке вистигання лави, не встигли піднятися до покрівлі виливу, інші ж досягали горішніх частин покриву, а частині вдавалося вийти за його межі.

Становлення базальтових виливів супроводжувалося в докристалізаційний період інтенсивною дегазацією, яка згодом змінилася ретроградним кипінням. Базальтовий розплав характеризувався високою флюїдонасиченістю і зазнав розщеплення на силікатну частину (матриця базальтів) та флюїдно-силікатну (ін'єктивно-глобулярна частина базальтів). Зосередження основної частини самородномідної мінералізації у флюїдно-силікатній частині зумовлене здатністю магматичного флюїду екстрагувати рудні елементи, водночас найефективнішим цей процес є на докристалізаційній стадії розплаву та

безпосередньо в процесі кристалізації (Прокопцев и др., 1979). При ліквідації, як на ранньому, так і пізньому етапі магматичної диференціації, може пройти докристалізаційне відокремлення рудної рідини та флюїдної фази. На “глобулярній” фазі ліквідації відбувається ранньоліквідаційне рудовідокремлення і формуються рудні диференціати у вигляді сферичних та лінійно-шаруватих відокремлень у силікатній масі. Вони можуть зберегти первинну форму незалежно від характеру наступної розкристалізації диференціатів. Відокремлення рудного навантаження магми на пізньому етапі ліквідації генетично пов’язане із флюїдно-магматичною диференціацією як подальшою еволюцією меланократового силікатного диференціату. Аналіз ролі та поведінки летких компонентів показує, що ліквідація магми ініціюється їхнім виділенням з гомогенної магми при досягненні критичної точки змішуваності силікатної і флюїдної фаз (Прокопцев, 2002). Завдяки цьому виникає геохімічна спеціалізація магматичних розплавів. Більш кислий склад флюїдної частини розплаву є позитивним фактором рудогенерації і рудоконцентрації (Медь..., 1980).

Під час падіння тиску газова кулька залишає мідну краплю, місце навколо якої залишається вакантним й енергетично вигідним для постмагматичних розчинів, тому ми спостерігаємо кварцову та хлоритову облямівку навколо крапельок міді круглої форми. Очевидно, що можливим джерелом металу в родовищах міді в толейтових базальтах є металізований толейт-базальтовий розплав, який еволюціонує при взаємодії магми з кислотним, істотно водневим відновним флюїдом. Металізація базальтового розплаву створила передумови для наступного утворення рудогенерувального флюїду, який формує родовище самородних металів у метасоматично перетвореному базальтовому субстраті, а також, імовірно, у тріщинах порід, що контактують з базальтами, та контракційних тріщинах у самих базальтах. Цим і визначаються процеси міграції та локалізації міді як в магматичних, так і постмагматичних умовах, і відповідно, співвідношення первинного та накладеного зруденіння.

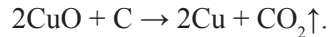
Відновленню міді до самородного стану, нарівні з іншими сполуками, насамперед, сприяє наявність вуглецевистих речовин незалежно від їхнього походження. У такому випадку у формуванні рудного комплексу братимуть участь хімічні сполуки, що складаються з металу і вуглецю, при розпаді яких, унаслідок гетерогенізації мігрувальних флюїдів, виділяються, з одного боку, металеві компоненти, а з іншого – вуглеводневі речовини. При цьому саме металоносні вуглецевисті флюїди створюють передумови для перенесення міді в складі металоорганічних сполук типу  $\text{CH}_3\text{Cu}$ ,  $\text{C}_2\text{H}_5\text{CuCO}$ ,  $(\text{CH}_3\text{O})\text{C}_6\text{H}_2\text{Cu}$ , розпад яких при збільшенні фугітивності кисню і зменшенні тиску (Слободської, 1981) може привести до відкладання міді в породах трапової формації, а функціонування вуглеводневмісної складової в породах-колекторах глибше зануреної поліської серії – до акумуляції вуглеводнів у вигляді покладів.

Закономірності переходу металів у газову фазу значно впливають на рудоутворення, яке може відбуватися шляхом прямого відновлення (Казенас и др., 1972). Для оксидів Cu вивчено процес відновлення в присутності водню, оксиду вуглецю (CO) і метану ( $\text{CH}_4$ ). Встановлено, що оксиди міді, дисоціюючи, не утворюють складних парогазових сполук і обмежуються лише киснем:

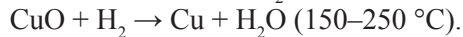
Оксид	Температура (°C)	Склад парогазової фази
CuO	527–677	O <sub>2</sub>
Cu <sub>2</sub> O	1007–1187	O <sub>2</sub> , Cu

Відновлення міді до самородного стану завдяки наявності у флюїді сполук вуглецю і водню можна відобразити за наступними спрощеними реакціями.

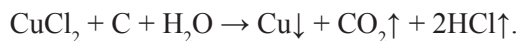
Так, уже за температури 1200 °C стає можливою реакція:



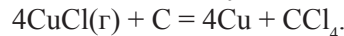
За нижчих температур мідь відновиться оксидом вуглецю (II) або воднем:



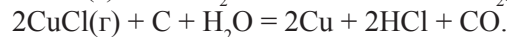
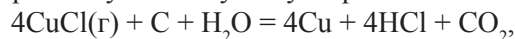
Також вона може відновлюватися вуглецем із хлориду за спрощеною схемою:



За температур магматичного процесу (800–1100 °C) експериментально вивчено відновлення міді до атомарного стану з хлориду міді (Фиалко и др., 1972). У “сухих” умовах відновлення відбувається за такою реакцією:



Розрахунок константи рівноваги цієї реакції показав, що вона майже повністю зсунута у бік утворення хлориду міді. Але за присутності водного флюїду рівновага різко зсувається у бік утворення металеві міді:



Ступінь відновлення прямо пропорційно залежить від тривалості процесу.

При термічному розкладанні метану утворюється велика кількість водню (Лавров, 1972), можливо, тому вуглеводні у складі флюїдних включень у мінералах і закритих пор базальтів лучичівської товщі поки що не ідентифіковані (Наумко і ін., 2012), через що питання про перенесення міді у складі металоорганічних сполук, функціонування вуглеводневмісної складової яких у породах-коллекторах глибше зануреної поліської серії могло привести до акумуляції вуглеводнів у вигляді покладів, залишається відкритим. За такого підходу виняткового значення набуває вивчення складу флюїдних включень у такому природному феномені літосфери Землі як прожилково-вкраплена мінералізація – безпосередній показник міграційних процесів і продукт заліковування мігрувальних тріщин (Сворень, Наумко, 2005; Наумко, 2006) у підстильних відкладах поліської серії.

Це сприятиме встановленню можливих шляхів міграції вуглеводнів наявними розуцільненими зонами та зонами вилуговування і гідротермального метасоматозу на межі петрографічно відмінних за складом відкладів волинської і поліської серій та їхньої акумуляції в підстильних верствах поліської серії, для яких вивчені трапи нижнього венду можуть бути породами-флюїдоупорами, а отже, оцінці вуглеводневих перспектив поліської серії, подібно до з'ясованої ролі девонських трапів Східноєвропейської платформи у формуванні пасток вуглеводнів (Баренбаум и др., 2010), що ґрунтується, насамперед, на аналізі матеріалів вивчення надглибоких свердловин, пробурених на Південнотатарському склепінні (до прикладу, Муслимов, 2002; Плотникова, 2002, 2004).

### **Висновки.**

1. За даними досліджень міденосних відкладів лучичівської товщі волинської серії нижнього венду трапової формації Волині на макро- та мікrorівнях, включаючи лавобрекчії базальту з підшви товщі, встановлено, що процес її утворення складний і багатоетапний: перебіг явищ ліквідації та перегрупування впливу флюїдних потоків зафіксовано упродовж усього періоду формування базальтової товщі. Екстракція, концентрація, перенесення і відкладання міді безпосередньо пов'язані з мігрувальними флюїдами: розплавними, розплавно-розсольними, постмагматичними, що склало передумови для відтворення флюїдоперенесення міді, її міграції і локалізації за магматичних та постмагматичних умов і що визначає, відповідно, співвідношення первинного та накладеного зруденіння.

2. Відкладам притаманний надзвичайно нерівномірний розподіл мідної мінералізації на невеликих інтервалах. Максимальна концентрація міді встановлена лише для верхньої частини розрізу у вигляді дрібних рівномірно розсіяних краплеподібних виділень. Встановлені ознаки є властивими, коли наявна розплавно-флюїдна взаємодія: розплави, з яких утворилися породи лучичівської товщі, характеризувалися високою насиченістю флюїдами, а в процесі кристалізації виділялася велика кількість залишкового розплаву з відновними властивостями, що не лише впливав на розподіл петрогенних оксидів та динаміку зміни катіонного балансу порід, але й був визначальним у формуванні самородномідного зруденіння.

3. Середовище, у якому утворювалася лучичівська товща, було насиченим щодо рудної і флюїдної складових, про що свідчить протяжна зона скупчень руди в лавобрекчії. Загалом чітко простежується розподіл самородної міді внаслідок еволюції ліквідаційного процесу як прояву функціонування міграційних металоносних вуглецевистих потоків: відокремлення міді в рідкому флюїдонасиченому розплаві (як доказ – вкраплення міді в лейстах базальту), коалесценція мідних крапель у протяжних зонах з імітацією жильних тіл, утворення кварцової облямівки навколо крапель міді, формування парагенезів кварцу і міді прожилково-вкрапленого типу тощо.

4. Локалізація максимальних концентрацій самородномідного зруденіння зумовлена надмірною флюїдонасиченістю базальтового розплаву, що призвело до розвитку процесів злипання і злиття мікроскопічних виділень самородної міді (за принципом пінної флотації).

Можливі механізми переносу міді: перевідкладення руди високотемпературними потоками рідкого діоксиду вуглецю, як у розчиненому стані, так і у вигляді крапель розплаву, міграція міді у флюїдонасиченому середовищі та її перенесення в сполуках з Cl типу  $\text{CuCl}_2$  і комплексних сполуках –  $[\text{CuCl}_4]^{2-}$  з відкладенням на завершальній стадії в асоціації з кварцом з формуванням парагенезів прожилково-вкрапленої мінералізації, диспропорціонування (самовідновлення–самоокислення) міді внаслідок перерозподілу складових елементів флюїду, за якого склад Cu-вмісної системи загалом не змінюється тощо.

5. З огляду на те, що нам не вдалося ідентифікувати вуглеводнів у складі флюїдних включень у мінералах і закритих пор базальтів лучичівської товщі, впливає необхідність мінералофлюїдологічних досліджень підстильних

відкладів перспективної поліської серії з акцентуванням на відтворенні температури, тиску і складу металоносних вуглецевистих флюїдів, які мігрували глибинними розломами, насамперед, у межах наявних розущільнених зон та зон вилуговування і гідротермального метасоматозу та релікти яких зафіксовані в розвиненій прожилково-вкрапленій мінералізації.

*Баренбаум А. А., Шиловская Т. И., Шиловский А. П.* Девонские траппы и их роль в формировании ловушек углеводородов // Дегазация Земли: геотектоника, геодинамика, геофлюиды; нефть и газ; углеводороды и жизнь : матер. Всерос. конф. с междунар. участием, посвященной 100-летию со дня рождения акад. П. Н. Кропоткина (Москва, 18–22 окт. 2010 г.). – М. : ГЕОС, 2010. – С. 59–62.

*Барсуков В. Л., Рябчиков И. Д.* Об источнике рудного вещества // Геохимия. – 1980. – № 10. – С. 1439–1449.

*Возняк Д. К., Павлишин В. I.* Високотермобаричні потоки рідкого CO<sub>2</sub> і їх роль у мінералоутворенні (на прикладі Українського щита) // Минерал. журн. – 2001. – Т. 23. – № 4. – С. 12–19.

*Воловник Б. Я.* Трапповая формация Вольно-Подолы // Тектоника и стратиграфия. – 1975. – Вып. 8. – С. 28–33.

*Йодер Х.* Образование базальтовой магмы. – М. : Мир, 1979. – 240 с.

*Казенас Е. К., Чижиков Д. М., Цветков Ю. В.* Масс-спектрометрическое исследование термодинамики испарения, диссоциации и восстановления окислов цветных и редких металлов // Термодинамика и кинетика процессов восстановления металлов. – М. : Наука, 1972. – С. 14–22.

*Квасниця I.* Про походження самородної міді з вендських вулканітів Західної Волині // Геолог України. – 2006. – № 3. – С. 40–51.

*Квасниця I. В., Павлишин В. I., Косовський О. Я.* Самородна мідь України: геологічна позиція, мінералогія і кристалогенезис. – К. : Логос, 2009. – 171 с.

*Классен В. И., Мокроусов В. А.* Введение в теорию флотации. – М. : Госгортехиздат, 1959. – 636 с.

*Коржинский Д. С.* Метамагматические процессы // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1973. – № 12. – С. 3–6.

*Коржинский Д. С.* Взаимодействие магм с трансмагматическими флюидами // Зап. ВМО. – 1974. – Ч. 103. – Вып. 2. – С. 173–178.

*Лавров Н. В.* О возможности протекания цепных реакций в металлургических процессах восстановления металлов // Термодинамика и кинетика процессов восстановления металлов. – М. : Наука, 1972. – С. 50–53.

*Левашов В. К., Округин А. В.* Оценка физических условий формирования сегрегаций самородного железа в базальтовом расплаве // Геохимия и минералогия базитов и ультрабазитов Сибирской платформы. – Якутск : ЯФ СО АН СССР, 1984. – С. 54–62.

*Луканин О. А., Дернов-Пегарев В. Ф.* Роль водно-хлоридных магматогенных флюидов в извлечении рудных (Zn, Pb) и редкоземельных элементов из гранитных магм при их подъеме к поверхности и кристаллизации // XI Всерос. петрограф. совещ. : тез. докл. (Екатеринбург, 24–28 авг. 2010 г.). – Екатеринбург, 2010. – Т. 2. – С. 29–30.

*Луканин О. А., Дернов-Пегарев В. Ф.* Распределение меди между водно-хлоридной флюидной фазой и расплавом в процессе кристаллизации гранитной магмы // Всерос. ежегод. семинар по эксперим. минералогии, петрологии и геохимии : тез. докл. (Москва, 17–18 апр. 2012 г.). – М., 2012. – С. 86.

*Малинин С. Д., Хитаров Н. И.* Рудные и петрогенные элементы в системе магматический расплав–флюид // Геохимия. – 1984. – № 2. – С. 183–196.

*Матеріали до спряженості процесів мідє- і вуглеводнепереносу при формуванні лавових потоків Західної Волині / I.* Наумко, М. Павлюк, Ю. Федоришин, Н. Нес-

терович // Геологія і геохімія горючих копалин : Проблеми геології і геохімії горючих копалин : тези доп. Міжнар. наук. конф., присвяченої 60-річчю Ін-ту геології і геохімії горючих копалин НАН України (Львів, 28–30 верес. 2011 р.). – 2011. – № 1–2 (154–155). – С. 120–121.

*Медь в системе гранит–флюид* / И. Д. Рябчиков, Г. П. Орлова, А. С. Ефимов, Г. Е. Каленчук // Геохимия. – 1980. – № 9. – С. 1320–1326.

*Мельничук В. Г.* Мінералогічні критерії міденості вендських трапів Волино-Поділля // Мінерал. зб. – 2008. – № 58. – Вип. 1–2. – С. 134–142.

*Мельничук В. Г.* Геологія та міденість нижньовендських трапових комплексів південно-західної частини Східноєвропейської платформи : автореф. дис. ... д-ра геол. наук : 04.00.01 / ІГН НАН України. – К., 2010. – 36 с.

*Мельничук В. Г., Поліщук А. М., Мельничук Г. В.* Мінералогічні особливості та зруденіння нижньовендських трапових комплексів південно-західної частини Східноєвропейської платформи // Мінерал. журн. – 2011. – Т. 33. – № 4. – С. 91–100.

*Милюков Е. М., Касимова С. С.* Несмешивающиеся расплавы и стекла. – Ташкент : Изд-во ФАН Узб. ССР, 1981. – 176 с.

*Міденосні лавокластичні брекчії в неопротерозойських трапах Волині та механізм їх утворення* / В. Г. Мельничук, В. Л. Приходько, Я. О. Косовський, В. В. Матеюк // Вісн. Київ. ун-ту. Сер. Геол. – 2004. – Вип. 31–32. – С. 89–92.

*Мінералогія вивержених комплексів Західної Волині* / Є. К. Лазаренко, О. І. Матковський, О. М. Винар і ін. – Львів : Вид-во Львів. ун-ту, 1960. – 507 с.

*Муслимов Р. Х.* Потенциал фундамента нефтегазоносных бассейнов – резерв пополнения ресурсов углеводородного сырья в XXI веке // Георесурсы. – 2002. – № 4 (12). – С. 2–5.

*Наумко І. М.* Флюїдний режим мінералогенезу породно-рудних комплексів України (за включеннями у мінералах типових парагенезисів) : автореф. дис. ... д-ра геол. наук : 04.00.02 / ІГТГК НАН України. – Львів, 2006. – 52 с.

*Наумко І., Федоришин Ю., Нестерович Н.* Вплив ідей академіка Євгена Лазаренка на розвиток досліджень особливостей флюїдного режиму мінералогенезу мідевмісної трапової формації нижнього венду Західної Волині // Мінерал. зб. – 2012. – № 62. – Вип. 2. – С. 4–17.

*Овчинников Л. Н.* Некоторые вопросы магматогенного рудообразования // Известия АН СССР. Сер. геол. – 1959. – № 4. – С. 22–40.

*Овчинников Л. Н.* Экспериментальное исследование процессов эндогенного рудообразования // Проблемы кристаллохимии минералов и эндогенного рудообразования. – Л. : Наука, 1967. – С. 153–162.

*Парагідротермальна модель самородномідного рудоутворення в трапах Волині* / В. О. Шумлянський, В. Л. Приходько, К. І. Деревська, В. М. Загнітко // Актуальні проблеми геології України : матер. конф. проф.-викл. складу геол. ф-ту (Київ, 23–24 трав. 2001 р.). – К., 2001. – С. 44–45.

*Плотникова И. Н.* Сравнительный анализ интервалов-коллекторов, выделенных в разрезе скв. 20009 различными геофизическими методами // Георесурсы. – 2002. – № 4 (12). – С. 11–16.

*Плотникова И. Н.* Геолого-геофизические и геохимические предпосылки нефтегазоносности кристаллического фундамента Татарстана. – СПб. : Недра, 2004. – 172 с.

*Природа мигдалеподібних утворень у базальтах Волині (онтогенічний аспект)* / Ю. Федоришин, І. Наумко, Н. Нестерович і ін. // Мінерал. зб. – 2012. – № 62. – Вип. 1. – С. 63–82.

*Приходько В. Л., Косовський Я. А., Іванів І. Н.* Перспективы міденості вулканогенних образований волинської серії Луковско-Ратновської горстової зони // Геол. журн. – 1993. – № 4. – С. 138–143.



*Про еволюційний характер процесів флюїдопереносу в мідєвмісних вулканітах основного складу трапової формації Західної Волині / І. Наумко, М. Павлюк, Ю. Федоришин, Н. Нестерович // Геологія і геохімія горючих копалин : Проблеми геології і геохімії горючих копалин : тези доп. Міжнар. наук. конф., присвяченої 60-річчю Ін-ту геології і геохімії горючих копалин НАН України (Львів, 28–30 верес. 2011 р.). – 2011. – № 1–2 (154–155). – С. 122–123.*

*Прокопцев Г. Н.* Рудогенный потенциал современного базальтоидного магматизма Южной котловины Тихого океана : автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. – Геленджик, 2002. – 28 с.

*Прокопцев Н. Г., Вахрушев В. А., Прокопцев Г. Н.* О механизме рудно-силикатной ликвации базальтовой магмы // Докл. АН СССР. – 1979. – Т. 246. – № 5. – С. 1206–1210.

*Рябов В. В.* Особенности самородного минералообразования в кровле камер траповых интрузий // Самородные металлы в изверженных породах : Самородное элементообразование в эндогенных системах : тез. докл. Всесоюз. конф. – Якутск : ЯФ СО АН СССР, 1985. – Ч. 1. – С. 18–20.

*Самородное минералообразование в платформенных базитах / Б. В. Олейников, А. В. Округин, М. Д. Томшин и др. – Якутск : ЯФ СО АН СССР, 1985. – 188 с.*

*Сворень Й. М., Наумко І. М.* Термобарометрія і геохімія газів прожилково-вкрапленої мінералізації у відкладах нафтогазоносних областей і металогенічних провінцій – природний феномен літосфери Землі // Доп. НАН України. – 2005. – № 2. – С. 109–113.

*Сингенетичні включення самородної міді в кварці / Д. Возняк, В. Квасниця, І. Квасниця, В. Нестеровський // Геологічна наука та освіта в Україні на межі тисячоліть : стан, проблеми, перспективи : матер. наук. конф., присвяченої до 55-річчя геол. ф-ту Львів. нац. ун-ту ім. І. Франка (Львів, 27–28 жовт. 2000 р.). – Львів : ЛНУ ім. І. Франка, 2000. – С. 76–77.*

*Слободской Р. М.* Элементоорганические соединения в магматогенных и рудообразующих процессах. – Новосибирск : Наука ; Сиб. отд., 1981. – 133 с.

*Состав магматогенных флюидов, факторы их геохимической специализации и металлоносности / А. С. Борисенко, А. А. Боровиков, Л. М. Житова, Г. Г. Павлова // Геология и геофизика. – 2006. – Т. 47. – С. 1308–1323.*

*Структурно-петрографічна мінливість внутрішньої будови базальтових вилівів трапової формації Волині у зв'язку з процесами ліквідації / Ю. Федоришин, А. Ткачук, Н. Нестерович і ін. // Мінерал. зб. – 2010. – № 60. – Вип. 1. – С. 47–58.*

*Уайт У. С.* Месторождения самородной меди в северной части штата Мичиган // Рудные месторождения США. – М. : Мир, 1972. – Т. 1. – С. 457–482.

*Фиалко М. Б., Лебедь Б. В., Семавин Ю. Н.* О восстановлении хлоридов меди и цинка твердым углеродом // Термодинамика и кинетика процессов восстановления металлов. – М. : Наука, 1972. – С. 141–143.

*Четвериков Л. И.* Особенности строения лавовых покровов в бассейне р. Низым (Центральная часть Тунгусского бассейна) // Геология и разведка. – 1959. – № 3. – С. 65–79.

Стаття надійшла  
26.04.13

Ihor NAUMKO, Myroslav PAVLYUK,  
Nataliya NESTEROVYCH, Yuriy FEDORYSHYN, Nazar TRISKA

**EVOLUTIONARY CHARACTERS OF THE PROCESSES  
OF FLUID TRANSFER AND LOCALIZATION OF COPPER  
IN BASIC VOLCANITES OF THE TRAP FORMATION  
OF THE WEST VOLYNIA REGION  
(ON THE EXAMPLE OF THE LUCHYCHI STRATUM)**

On the basis of studies of deposits of the Luchychi stratum of the Volyn series of the Lower Wendian of the trap formation of the West Volynia Region at the macro- and microlevels including lava-breccias of basalt from the bottom stratum it was possible to establish the complexity and multistaging of its forming and the evolutionary character of the processes of fluid transfer of a substance due to active cause of events of liquation and regrouping of the effect of fluid flows during the whole period of formation of the basalt stratum. Extraction, concentration, transfer and deposition of copper are directly connected with migrating metal-bearing fluids: liquated, liquated-brined, postmagmatic that created pre-conditions for the reconstruction of the processes of the copper fluid-transfer, its migration and localization under magmatic and postmagmatic conditions and that determines the relationship between primary and imposed mineralization, correspondingly.

Extremely uneven distribution of the copper mineralization at small intervals is characteristic of deposits. Maximum concentration of copper was determined exclusively for the upper part of the section in a form of fine even-dispersed drop-like secretions. Determined indications are characteristic when liquated-fluidal interaction is available: melts from which rocks of the Luchychi stratum were formed, are characterized by a high fluid saturation, and in the process of their crystallization a great amount of residual liquor with reconstructed properties – that influenced not only the distribution of petrogenic oxides and dynamics of the change in the cation balance of rocks was discharged, but it was determinative in the formation of mineralization of native copper.

The environment, in which the Luchychi stratum was formed, was saturated with ore and fluid constituents, an extended zone of the ore accumulations in lava-breccia testifies to that fact. On the whole, one can clearly observe the distribution of native copper due to the evolution of liquation process as manifestation of migrating metal-bearing fluid flows: separation in a liquid state (melt?), coalescence of copper drops in the extended zones with imitation of vein bodies, the formation of the quartz edge round the copper drops, the formation of parageneses of quartz and copper of veinlet-impregnated type etc.

Localization of maximum concentrations of native copper mineralization is caused by oversaturated basalt liquation that has led to the development of the process of sticking and junction of microscopic secretions of the native copper by the foam flotation principle.

Possible are the mechanisms of the copper transfer: redeposition of ore by high-thermobaric flows of liquid carbon dioxide both in a soluble state and in the form of liquated drops, migration of copper in the fluid-saturated environment and its fluid-transfer in compounds with Cl of  $\text{CuCl}_2$ -type and complex compounds –  $[\text{CuCl}_4]^{2-}$  with deposition together with quartz in parageneses of veinlet-impregnated mineralization at a final stage.

In view of the fact that hydrocarbons have not been identified by us in the composition of fluid inclusions in minerals and closed basalts of the Luchychi stratum yet, so the necessity of mineralofluidological studies of underlying deposits of perspective Polissya series arises with stressing goal-directed detection of temperature, pressure and composition of metal-bearing fluids migrated across the deep-seated fractures, first of all within the available fractured zones and zones of alkalization and hydrothermal metasomatism, and relicts of which were fixed in minerals of veinlets and impregnates.