

В. Г. Мельничук

ВЕРХНЬОПРИП'ЯТСЬКИЙ ТРАПОВИЙ КОМПЛЕКС НИЖНЬОГО ВЕНДУ ТА ЙОГО МІДЕНОСНІСТЬ*(Рекомендовано канд. геол.-мінерал. наук В. А. Великановим)*

Среди нижневендских вулканогенных образований в чехле юго-западной части Восточно-Европейской платформы выделен верхнеприпятский трапповый комплекс, с которым связаны перспективы на медь. Показано его тектоническую позицию, покровное строение, пространственное распределение мощностей, вулканоструктурные элементы, вещественные особенности изверженных и субвулканических пород: толеитовых базальтов, туфов, лавокластитов, габбро-долеритов. Охарактеризованы основные стратиформные меденосные горизонты в пирокластических и эффузивных покровах, приведены параметры самородномедного оруденения.

Among of vendian bottom-layers of volcanogenic educations in the cover of south-west part of the East-European platform it is selected verkhnoprip'yatskiy traprock's complex with which associate prospects on a copper. His tectonic position, integumentary structure, spatial division of powers, volcanogenic structural elements, material features of igneous and subvolcanic rocks (tholeiite basalts, tuffs, lavoclastites, gabrodolerites), is shown. It is described basic stratiformic cupriferous horizons in piroklastic and effusive covers, the parameters of native copper mineralization are resulted.

Вступ

Геологічні дослідження, виконані останніми роками в рамках ГДП-200, ГГЗ-50 і при пошуках міді у Волино-Подільському регіоні, а також перегляд даних попередників [2, 3, 9, 11, 12, 13] показали, що нижневендські трапи південно-західної частини Східно-Європейської платформи (СЄП) неоднорідні за речовинним складом, будовою, структурними планами, стратиграфічною та тектонічною позицією. Виявлена неоднорідність визначає нові підходи до пошуків у трапах регіону стратиформних покладів міді, відомих серед ефузивних і вулканокластичних утворень нижнього венду на Волині і в Південно-Західній Білорусі. Тому, за прикладом трапів Сибірської платформи [1], їх доцільно поділяти на кілька уособлених комплексів (див. рисунок, врізка) — законірних асоціацій вивержених і субвулканічних порід, поєднаних спільністю речовинного складу і просторово-часової позиції.

Західнобузький комплекс олівінових базальтів і габро успадковує західну, перикратонну частину рифейського Волино-Оршанського авлакогену. Верхньоприпятський комплекс толеїтових базальтів, туфів і глиноземистих габро-долеритів молодший за

віком. Його контур значно зміщений відносно осі авлакогену в північно-східному напрямку. Брестський комплекс андезитових та дацитових ефузивів і туфів локалізований в північно-західному плечі авлакогену. Титанисті плато-базальти біловезько-подільського комплексу неузгоджено перекривають попередні і простежуються в перикратонному чохлі вздовж південно-західного краю платформи, поперек авлакогену. Субвулканічні сили титанистих габро-долеритів локалізовані в рифейському авлакогені.

Особливості речовинного складу і будови зазначених комплексів обумовлюють їх різну перспективність на мідь та інші корисні копалини. Тому вивчення цих комплексів як окремих геологічних тіл останнім часом набуло актуальності.

В даній роботі розглядається верхньоприпятський траповий комплекс, поширений у верхів'ях р. Прип'ять та в басейнах її приток (річки Вижівка, Тур'я, Цир, Стохід, Піна, Горинь), а також в басейні р. Західний Буг на площі понад 50 тис. км². До нього віднесені, виходячи з єдності стратиграфічної позиції і речовинного складу, численні покриви толеїтових базальтів і пов'язані з ними вулканокластичні утворення, відомі в сучасних стратиграфічних схемах нижнього венду України як бабинська і лучичівська світи (верстви) волинської серії [5], у Східній

Польщі — середня частина славатицької серії [13], в Південно-Західній Білорусі — нижня пірокластично-ефузивна товща ратайчицької світи [3]. Вони залягають на покритвах апоолівінових базальтів західнобузького трапового комплексу [4], а в місцях їх виклинювання — на теригенних олігоміктових відкладах нижньовендської горбашівської світи або на палеопротерозойському кристалічному фундаменті. Перекриваються з розмивом вулканоміктовими відкладами нижньовендських зорянських верств [5] та їх латеральних стратиграфічних аналогів (в Польщі і Білорусі), а в Брестській западині — андезитами, дацитами середньої пачки ратайчицької світи [3]. На північному схилі Подільського виступу Українського щита і в Брестській западині пірокластичній товщі комплексу фаціально заміщуються туфогенними відкладами, а ефузивні покриви виклинюються з розрізу.

Складовими верхньоприп'ятського комплексу є, на думку автора, також сили глиноземистих габро-долеритів осовської асоціації, поширені серед відкладів рифейської поліської серії і нижньовендської горбашівської світи в основі розрізу волинської серії. Вони близькі до толеїтових базальтів комплексу за речовинними особливостями і територіально з ними пов'язані, тому умовно розглядаються як субвулканічні утворення.

Трапи верхньоприп'ятського комплексу найкраще вивчені в Прип'ятському валу, а також у західному крилі Поліської сідловини, де вони виведені під домезозойську поверхню і розкриті численними (близько 650) свердловинами, пробуреними з відбором керн. З порід комплексу отримано понад 600 визначень їх повного хімічного складу, майже 6500 аналізів на вміст міді і благородних металів, тисячі спектральних аналізів. В шліфах, штучних шліхах і аншліфах вивчено їх петрографічний і мінеральний склад.

Особливості геологічної будови комплексу

Стратифіковані утворення верхньоприп'ятського трапового комплексу репрезентовані продуктами наземного толеїтового магматизму — численними (до семи) зональними покритвами толеїтових базальтів та пачками

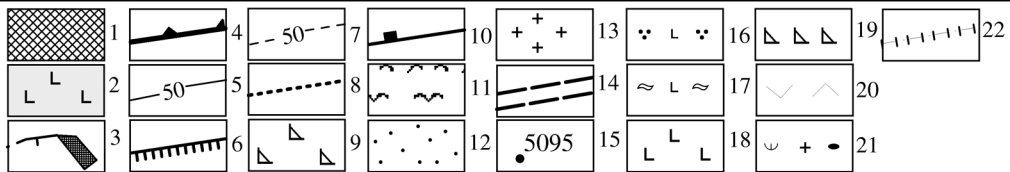
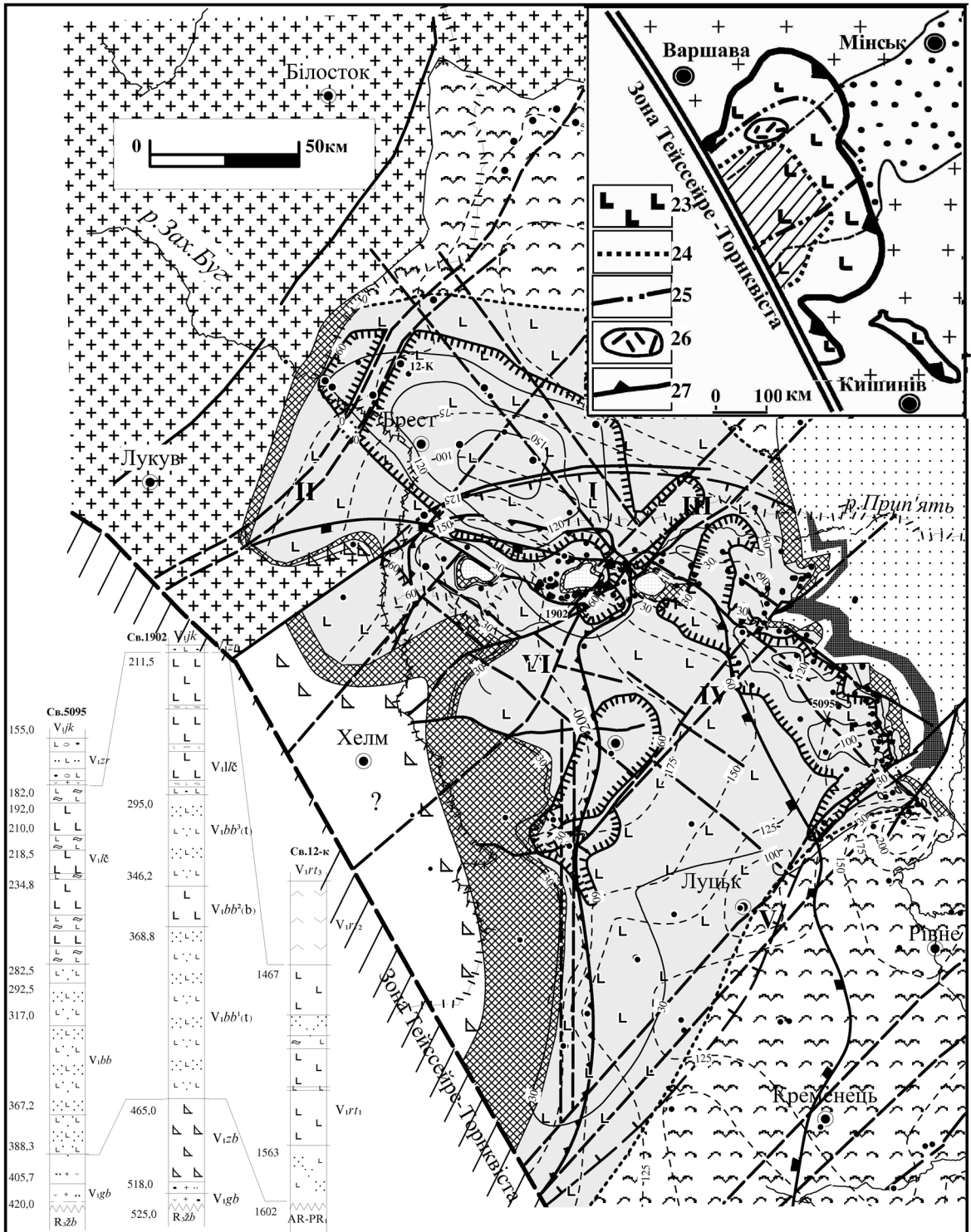
червоноколірних базальтових туфів. Розріз комплексу за розподілом ефузивних і пірокластичних фацій на значній території, загалом, має двочленну будову: в його нижній частині переважають туфогенні утворення, відомі як пірокластична [2], туfoва [9] товща або бабинська світа, а у верхній частині — покриви толеїтових базальтів і лавокластичних брекчій, виділені в окрему лучичівську світу (верстви) [4].

Для туfoвої товщі досліджуваного комплексу характерна порівняно слабка мінливість фацій і потужностей. Найбільшу потужність (210 м) вона, як і підстеляючий західнобузький траповий комплекс, має в південно-західній частині Волинського мегаблока, де Волино-Оршанський авлакоген сполучається з краєм СЄП (див. рисунок). Тут розріз туfoвої товщі представлений кількома породними пачками. Верхня і нижня частини розрізу складені різнозернистими червоноколірними туfoами з шарами і лінзами строкатоколірних різновидів. Їх розділяють один-два покриви міденосних толеїтових базальтів потужністю від 1,5 до 48 м. Під базальтовою пачкою в Прип'ятському валу серед червоноколірної пірокластички поширені шари і прошарки міденосних зеленоколірних туфів.

У східному напрямку, в районі 25-го меридіану, базальтовий покрив і зеленоколірні різновиди туфів, що залягають під ним, виклинюються, а потужність туfoвої товщі поступово зменшується на схід до 90 м. На її латеральний розподіл найбільше впливають Горинська (Луцька), Костопільсько-Лішнівська тектонічні зони, а також, ймовірно, зона Тейссейре-Торнквіста, простяганню якої відповідає загальний структурний план туfoвого покритву (зв'язок пірокластичних продуктів вулканізму і розломів більш детально показано іншими авторами [2, 9]).

Ефузивна складова комплексу — лучичівська світа (верства) репрезентована кількома (до п'яти) покритвами міденосних базальтів олівін-толеїтової групи, розшарованих пачками лавокластичних брекчій, іноді з прошарками різноуламкових пірокластичних порід. Їх потужність в регіоні коливається від 0 до 117 м.

Покриви базальтів значної потужності (понад 20—30 м) в складі лучичівської світи мають добре виражену зональну будову, що



Будова і поширення верхньоприп'ятського трапового комплексу в південно-західній частині СЄП (нижньовендський дозорянський зріз). За матеріалами Рівненської геологічної експедиції та літературними даними

1—4 — верхньоприп'ятський траповий комплекс: 1 — туфи і толеїтові базальти бабинської світи, 2 — толеїтові базальти лучичівської світи, 3 — сили глиноземистих габро-долеритів осовської асоціації та ймовірний контур їх поширення, 4 — контур покриву толеїтових базальтів в бабинській світі; 5 — ізопакіти лучичівської світи; 6 — контур палеовулканічних споруд в лучичівській світі по ізопакіті 60 м; 7 — ізопакіти бабинської світи; 8 — фаціальні границі; 9 — західнобузький траповий комплекс; 10 — контур покривів олівінових базальтів західнобузького трапового комплексу; 11 — осадово-пірокластичні відклади волинської серії нижнього венду; 12 — олігоміктові теригенні відклади поліської серії (середній-верхній рифей) та горбашівської світи (нижній венд); 13 — архейсько-нижньопротерозойський кристалічний фундамент; 14 — межі міжблокових тектонічних зон (I — Костопільсько-Лишнівської, II — Високовської, III — Мінсько-Вижівської, IV — Стохідсько-Могилівської, V — Луцької (Горинської), VI — Заболотівсько-Бузької); 15 — свердловини, на яких базуються побудови, та їх номер.

На колонках: 16 — базальтові туфи, 17 — лавокластичні брекчії, 18 — толеїтові базальти, 19 — олівінові базальти, 20 — андезито-дацити, 21 — олігоміктові пісковики і гравеліти; 22 — державні кордони. V₁ — стратони нижнього венду (gb — горбашівська світа, bb — бабинська світа, lc — лучичівські верстви (світа), zr — зорянські верстви, jk — якушівські верстви, rt — ратайчицька світа). На врізці: 23 — трапи нижнього венду; 24—27 — контури поширення нижньовендських трапових комплексів: 24 — західнобузького, 25 — верхньоприп'ятського, 26 — брестського, 27 — біловезько-подільського

характерно для наземних основних ефузивів. Від центра до покрівлі і подошви потужних покривів, як правило, виділяються такі різновиди порід, що мають поступові переходи: 1 — фанеритові флюїдально-смугасті базальти; 2 — афанітові масивні базальти; 3 — мигдалекам'яні базальти; 4 — лавокластичні брекчії з лавовим цементом, 5 — лавокластичні брекчії з туфовим та гідротермальним цементом.

Ефузивні покриви лучичівської світи задовільно корелюються між свердловинами і простежуються на десятки кілометрів. Вони утворюють низькі щитоподібні трапові споруди, за умовний контур яких вибрано статистично середню ізопакіту 60 м (див. рисунок). Від країв до центра палеовулканічних споруд кількість базальтових покривів і, як наслідок, загальна їх потужність закономірно зростають. Нижні з них мають найбільше поширення, а верхні локалізовані.

Окремі трапові споруди переважно витягнуті в плані, але мають складну конфігурацію. Їх елементи орієнтовані у північно-західному, рідше — в північно-східному напрямках. Площа становить 1000—2000 км². В розміщенні палеовулканічних споруд з певною часткою умовності можна віднайти структурний контроль з боку тектонічних зон діагонального простягання. Найчіткіше такий контроль проявлений в Костопільсько-Лишнівській тектонічній зоні (див. рисунок), елементи якої орієнтовані вздовж великого палеовулканічного пасма північно-західного простягання з численними осередками локалізації і виверження магм

в складі лучичівської світи (Україна) і першої товщі ратайчицької світи (Білорусь).

Аналогічна за будовою, але менша за розмірами палеовулканічна споруда пов'язана з Вижівсько-Мінською тектонічною зоною північно-східного простягання. В ній відмічається найбільша потужність трапів верхньоприп'ятського комплексу та акумульована найбільша кількість базальтових покривів.

У позитивних плікативно-блокових структурах (Ратнівська, Хотешівська, Оваднівська, Теклінська горст-антикліналі), які, ймовірно, проявляли активність під час ранньовендського вулканізму, в розрізах лучичівської світи, навпаки, спостерігається тенденція до зменшення потужності і числа базальтових покривів. Останні в ядрах зазначених структур місцями виклинюються з розрізу. Зокрема, така ділянка виявлена бурінням в ядрі Теклінської горст-антикліналі (св. 4517), де титаністі феробазальти нижнього покриву якушівських верств залягають безпосередньо на туфах бабинської світи.

У Луцькій тектонічній зоні (див. рисунок) ефузивні покриви лучичівської світи у південно-східному напрямку також послідовно виклинюються. Натомість, в розрізі волинської серії зростає до 196 м (св. 5229) потужність туфових відкладів бабинської світи.

Загалом, між потужностями лучичівської і бабинської світ за даними документації 96 свердловин, які повністю розкрили розрізи їх обох, встановлена зворотна зна-

чуща кореляція (коефіцієнт 0,41 при рівні значущості 0,2). Це свідчить, на наш погляд, про тісний зв'язок умов формування зазначених стратонів, зокрема про те, що нижні покриви лучичівської світи могли виповнювати вулканічний чи ерозійний палеорельєф у туфогенних відкладах бабинської світи. Крім того, не виключена можливість фаціальних взаємопереходів цих стратонів і діахронність їх стратиграфічної границі.

Джерела виверження бабинського часу, судячи з ділянок максимальної потужності пірокластичної товщі і наявності в її розрізі локальних базальтових покривів, могли знаходитись у верхів'ях річок Прип'ять і Західний Буг, у районі, що прилягає до краю СЄП. У ефузивній лучичівській світі найактивніші осередки виверження магм зміщені в глиб платформи і приурочені в основному до Костопільсько-Лишнівської тектонічної зони північно-західного простягання. Такими осередками є ділянки трапів з суттєвим (понад 80%) переважанням вулканокластичних продуктів у розрізі. Тут поширені прижерлові агломератові лави і проявлена поствулканічна тектонічна активність. В просторовому зв'язку з цими ділянками серед ефузивів пошуковим бурінням місцями (села Чорторийськ, Видерта) виявлені також рої малопотужних (1—5 см) туфових і базальтових прожилків (дайок).

Трапові утворення верхньоприп'ятського комплексу деформовані в пологі брахі-складки: плоскодонні мульди, вало- і куполоподібні підняття різних розмірів. Разом з верхньовендськими і нижньопалеозойськими верствами вони розбиті численними герцинськими розломами на блоки, в межах яких мають переважно субгоризонтальне залягання або моноклінально нахилені під кутами до 5—10°, зрідка до 30°. Частина цих розломів має довендське закладення і контролює, як було показано вище, розподіл проявів трапового вулканізму. Амплітуди переміщень по розломах становлять десятки і сотні метрів. Ці герцинські розломи після-рудні. Разом з тим у трапах повсюди зустрічаються зони тріщинуватості та катаклазу, які утворились, а потім зазнали гідротермальної прожилкової мінералізації, в тому числі самородномідної, ще до пізнього венду. Загалом, плікативно-блокова деформаційна структура трапів є найбільш напру-

женою в межах Волинського палеозойського підняття, що відповідає Центральнобіло-руській шовній зоні у ранньопротерозойському кристалічному фундаменті. На решті території трапи комплексу деформовані помітно слабше — мають субгоризонтальне або моноклінальне залягання і зазнали незначних блокових переміщень.

Особливості речовинного складу і походження порід

Особливості складу вивержених порід — толеїтових базальтів, базальтових туфів, лавокластичних брекчій, віднесених нами до верхньоприп'ятського трапового комплексу, в основному описані в літературних джерелах [5, 10, 11, 12, 13]. Систематизація й узагальнення опублікованих даних та залучення широких фактологічних матеріалів, отриманих останнім часом у результаті геологозйомочних і пошукових робіт, показали, що найменш змінені вивержені породи цього комплексу за петрохімічними і петрографічними ознаками, загалом, належать до родини низькотитанистих толеїтових базальтів нормальної лужності і помітно відрізняються від базальтів інших трапових комплексів нижньовендської трапової формації регіону. Для них характерні найвищі вмісти вапняного компонента, нормативних і модальних плагіоклазів (до 40—60%) і моноклінних піроксенів, а також наявність незначної кількості нормативного та модального (у складі гломерофірових скупчень) олівину.

В базальтових покривах зональної будови проявлена вертикальна петрохімічна і мінералогічна зональність, яка вказує на те, що під час кристалізації магми в середині покривів відбулася диференціація. Змінені мигдалекам'яні базальти, туфи і вулканокластичні брекчії належать до сублужної і/або навіть лужної серії [5, 11], що в основному зумовлено їх інтенсивною цеолітизацією.

Загалом, для основних порід верхньоприп'ятського комплексу характерні понижені (порівняно з кларком) вмісти ряду мікроелементів, зокрема Cr, Ni, V, Sr, а також помірні вмісти рідкісноземельних елементів (табл. 1). Зіставлення [11] показали, що за вмістами рідкісних і розсіяних елементів низькотитанисті толеїтові базальти бабинської і лучичівської світи відповідають се-

Т а б л и ц я 1. Середній хімічний склад порід верхньоприп'ятського трапового комплексу

Підрозділ	Породи	Петрогенні компоненти, ваг. %											Кількість проб							
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅								
Лучичівська світа	Базальти	48,48	1,61	14,35	6,31	7,07	0,27	6,77	8,95	2,82	0,73	0,21	173							
Бабинська світа	Туфи червоні	47,49	1,87	13,57	10,7	2,81	0,19	7,18	3,06	4,7	1,37	0,15	147							
	Туфи зелені	47,08	1,42	13,92	7,37	4,28	0,22	7,06	7,58	3,78	0,92	0,11	16							
	Базальти	46,48	1,48	15,86	7,82	5,68	0,26	6,57	7,84	3,19	1,05	0,22	56							
Осовська асоціація	Габродолерити	49,7	1,06	18,44	2,57	9,58	0,17	5,42	7,43	3,36	1,47	0,46	12							
		Мікроелементи (г/т)																		
		Ba	Nb	Ga	Cr	Ni	Co	V	Pb	Sn	Mo	Cu	Zn	Zr	Y	Yb	Sr	Sc		
Лучичівська світа	Базальти	265	14	17	129	58	28	289	4,1	1,7	0,55	102	125	179	18	1,2	101	18,3	1286	
Бабинська світа	Базальти	195	14	11	86	74	15	156	4,1	1,1	0,41	90	89	119	13	1,3	116	15,7	221	
		Рідкісноземельні елементи (г/т)																		
		La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu					
Лучичівська світа	Базальти	19,56	37,79	4,97	21,92	4,85	1,62	5,19	0,83	4,91	0,97	2,75	0,4	2,49	0,38				26	

редньому складу нижньої континентальної кори і, на відміну від порід інших трапових комплексів регіону [4], ймовірно, є продуктами її часткового плавлення. Про це також свідчить наявність в базальтах лучичівської світи [5] цирконів, вік яких коливається в межах близько 1470—2000 млн років і приблизно відповідає віку цирконів з гранітоїдів кристалічного фундаменту Гірницького підняття у Прип'ятському валі.

В даній роботі наведена петрографічна характеристика лише фанеритових різновидів толеїтових базальтів, які є найпоширенішими породами досліджуваного комплексу і з якими у Волинському міднорудному районі найчастіше пов'язано самородне зруденіння.

Фанеритові базальти приурочені до центральних та нижніх частин ефузивних покривів і становлять до 65—70% їх об'єму. Макроскопічно вони характеризуються дрібнокристалічною структурою, масивною або флюїдально-смугастою текстурою, містять невелику (1—2%) кількість дрібних округлих мигдалин. Переважаючими петроструктурами цих базальтів є толеїтова, мікродолеритова, мікропорфірова і пойкилоофітова. В інтерстиціях породи містять 1—15% вулканічного скла, заміщеного палагонітом. Вміст породоутворюючих мінералів зазвичай непостійний (%): плагіоклази — від 65—70 до 45—50, моноклінні піроксени — від 20—25 до 35—40, рудні мінерали — 5—10.

Серед них чітко розрізняються [10] два мінеральних парагенезиси, що відповідають двом різним етапам кристалізації базальтів. Перший парагенезис складається з глибинних, часто гломерофірових вкраплених плагіоклазу An_{87-80} та авгіту $En_{44}Fs_{17}Wo_{38}$. Другий парагенезис включає плагіоклаз складу $An_{69}Ab_{29}Or_2$ — $An_{58}Ab_{39}Or_3$, авгіт $En_{42}Fs_{18}Wo_{40}$ до $En_{29}Fs_{36}Wo_{36}$, піжоніт $En_{54}Fs_{36}Wo_{10}$ — $En_{45}Fs_{44}Wo_{11}$ (або олівін) та титаномагнетит. Плагіоклаз утворює таблитчасті кристали, що нерідко мають чітко проявлену зональність. За рахунок розвитку малопотужних облямівок доростання зерна плагіоклазу можуть втрачати ідіоморфний вигляд. Дрібні (до 0,1 мм) ізометричні та призматичні кристали піроксенів розташовуються зазвичай між лейстами плагіоклазу, формуючи своєрідні скупчення. Між тим, незважаючи на своє інтерстиційне положення, піроксени зберігають ідіоморфний вигляд зерен. Фенокристали плагіоклазу і піроксену іноді утворюють доволі крупні скупчення (кластери), що за петрографічним складом відповідають габбро. В окремих шліфах серед базальтів зустрічаються одиничні зерна апоолівіну. Із акцесорних мінералів серед базальтів відмічається апатит, сфен, лейкоксен.

В флюїдально-смугастих різновидах фанеритових базальтів плагіоклази, піроксени та магнетит у чорних палагонітових смугах мають більші розміри, ніж в основній масі

базальтів, а мезостазис у збільшених інтерстиціях сильніше змінений: майже весь палагонітизований та хлоритизований. Палагоніт зазвичай виповнює інтерстиційні проміжки або утворює у флюїдально-смугастих базальтах скупчення у вигляді дрібних платівок потужністю до 1 мм та довжиною до декількох сантиметрів. Саме у такому палагонітовому мезостазисі, місцями заміщеному хлорит-сметитовими агрегатами, в акцесорних кількостях зустрічаються дрібні вкраплення самородної міді, яка також розвивається по тріщинах, по спайності мінералів, у прожилках та в мигдалинах.

Міденосність комплексу

Мідне зруденіння в трапах верхньоприп'ятського трапового комплексу найкраще вивчене свердловинами на ділянках їх неглибокого залягання (до 500 м) в Лукувсько-Ратнівській металогенічній зоні, що простягаються на 300 км від Славатичького підняття на північному заході до зони Горинського розлому на південному сході. Тут знаходяться основні рудоносні поля Волинського міднорудного району, який має ряд спільних рис з Мічиганським у США [6].

Мідь поширена в основному у самородній формі, рідко у складі халькозину, халькопіриту, по яких розвивається борніт і ковелін. Серед морфотипів самородної міді переважає вкрапленість в основній масі порід і комбінований морфотип (основна маса, тріщини, жовна) з підпорядкованою вкрапленістю в мигдалинах.

Мідні руди виявлені практично у всіх базальтових покривах верхньоприп'ятського комплексу, а також в окремих пачках туфів. Вони утворюють (знизу вверх по розрізу) стратиформні міденосні горизонти 2А, 2Б, 2В, 3А₁, 3А₂, 3А₃, які відрізняються за продуктивністю і поширенням [8].

Горизонт 2А знаходиться в нижній туфовій пачці бабинської світи і залягає гіпсометрично нижче (10—15 м) базальтового покриву, який поширений в середній частині розрізу світи на заході досліджуваної території. Тут міденосними є шари і прошарки різноуламкових, переважно псамітових зеленоколірних туфів, які, порівняно з іншими туфами, за хімічним (табл. 1) і мінеральним складом найближчі до базальтів і поширюються по латералі в межах контуру

вищезгаданого базальтового покриву. Самородна мідь в зеленоколірних туфах розсіяна рівномірно, утворюючи відносно густу вкрапленість, а також присутня у вигляді дендрито-подібних агрегатів і прожилків.

Горизонт 2Б міститься в середині зазначеного вище зонального за будовою базальтового покриву бабинської світи. Рудна мінералізація в ньому репрезентована самородною міддю, вкраплення якої переважно знаходяться у вигляді дрібних зерен в основній масі фанеритових базальтів, на площинах тріщин і зрідка в мигдалинах.

Горизонт 2В є одним з найменш виражених порівняно з іншими. Він спорадично проявляється в різних ділянках Волинського міднорудного району у верхній частині розрізу бабинської світи і міститься у вигляді інтервалів розсіяно-вкрапленої самородномідної мінералізації серед строкатоколірних туфів, за 0,1—10 м від підшови нижнього базальтового покриву лучичівської світи.

Горизонти 3А₁, 3А₂, 3А₃ характеризують міденосність трьох нижніх базальтових покривів лучичівської світи. Самородна мідь в них локалізована переважно у фанеритових, флюїдально-смугастих різновидах базальтів, характерних для центральних і нижніх частин покривів зональної будови. Зруденіння в цих горизонтах поширене практично у кожному рудоносному полі Волинського міднорудного району і зустрічається місцями у всіх трьох покривах. Воно має яскраво виражену тенденцію до збільшення частоти та інтенсивності зверху вниз по розрізу і найкраще репрезентоване в нижньому покриві толейтових базальтів [8]. Серед морфотипів міді переважає вкрапленість в основній масі базальтів і комбінований морфотип (основна маса, тріщини) з підпорядкованою вкрапленістю в мигдалинах. У Південно-Рафалівському рудопрояві в основі нижнього (надтуфового) базальтового покриву лучичівської світи серед лавокластичних брекчій з гідротермальним цементом місцями (кар'єр Іванчі) зустрічаються також жовнові самородки міді [7].

У верхньоприп'ятському траповому комплексі встановлено найбільше, порівняно з іншими (табл. 2), інтервалів керн з мідною мінералізацією, отримано максимальну кількість проб з промисловими вмістами міді. В ньому також виявлено найбільше інтер-

Т а б л и ц я 2. Характеристика міденосності трапових комплексів нижнього венду у Волинському міднорудному районі (за матеріалами Рівненської геологічної експедиції станом на вересень 2008 р.)

Трапові комплекси	Кількість інтервалів керна з мідною мінералізацією		Кількість проб з вмістами міді (%)			Кількість інтервалів з вмістами міді $\geq 0,1\%$ і потужністю ≥ 1 м
	усіх	потужністю ≥ 1 м	0,05–0,1	0,1–0,5	$\geq 0,5$	
Біловезько-подільський	517	183	187	103	8	34
Верхньоприп'ятський	6509	1322	999	636	56	131
Західнобузький	40	10	7	3	4	4

валів, що містять мідь в кількості понад 0,1% при потужності ≥ 1 м. Потужність стратиформних рудних тіл з суттєвими концентраціями міді досить нерівномірна — від малопотужних (0,2—0,3 м) до значних по вертикалі інтервалів (3—4,5 м). Причому рудних тіл у горизонті може бути кілька. Місцями рудні тіла різних горизонтів локалізовані одне над одним, утворюючи своєрідні рудні стовпи. Це спостерігається переважно в тих місцях, де прожилкова мідна мінералізація накладається на горизонти з розсіяно-вкрапленою самородною міддю, що може бути пов'язано з функціонуванням при рудогенезі зон субвертикальних розривних порушень.

Максимальні вмісти міді і найбільша кількість зруденілих інтервалів виявлені в покриві базальтів, який залягає в розрізі лучківської світи першим знизу. Йому відповідає міденосний горизонт ЗА₁. Вказаний базальтовий покрив найстабільніший щодо міденосності і найбільше розповсюджений порівняно з усіма іншими.

Висновки

1. Розглянутий траповий комплекс за речовинним складом і будовою відповідає типовим траповим утворенням світу. В структурі південно-західної частини СЄП він та його вулканоструктурні елементи (зокрема, Костопільсько-Лишнівська палеовулканічна зона) загалом простягаються паралельно південно-західному краю платформи (лінії Тейссейре-Торнквіста) та орієнтовані поперек рифейського Волино-Оршанського авлакогену. Окремі з них успадковують північно-східний структурний план авлакогену.

2. Синвулканічні палеоструктурні елементи певних напрямків проявляють функціональну своєрідність. Лінійні вулканоструктури північно-західного простягання, що орієнтовані вздовж краю СЄП (лінії ТТ), очевидно, були магматогенними. Структури північно-східного напрямку, а також успадковані плікативно-блокові структури, можливо, тільки контролювали поширення й акумуляцію летких толеїтових магм.

3. Ефузиви верхньоприп'ятського трапового комплексу за речовинним складом відповідають родині толеїтових базальтів нормальної лужності і, ймовірно, є продуктами часткового плавлення нижньої кори та верхньої мантії. Вони репрезентують головну ланку еволюції вендського трапового магматизму регіону (від пікритів до дацитів), посідаючи в ній законне місце, характерне для більшості диференційованих вулканічних формацій світу.

4. Серед трапових комплексів регіону верхньоприп'ятський найпродуктивніший на мідь. Основними носіями самородномідного зруденіння в ньому є флюїдально-смугасті фанеритові різновиди толеїтових базальтів внутрішніх частин потужних ефузивних покривів, а також близькі до базальтів за хімічним складом зеленоколірні різновиди туфів. Концентрації міді в цих породах, ймовірно, мають автохтонне походження. Міденосні породи, що відрізняються за речовинним складом від толеїтових базальтів і залягають в розрізі нижнього венду нижче і вище верхньоприп'ятського комплексу, можливо, були заражені міддю в процесі її гідротермального масопереносу.

1. *Гоньшаківа В. І.* Трапповая формация юго-восточной части Сибирской платформы // Петрография Восточной Сибири. — Л., 1962. — Т. 1. — С. 118—207.

2. *Знаменская Т. А., Коренчук Л. В., Приходько В. Л.* Палеотектонические условия формирова-

- ния волинської серії Волино-Подолії // Геол. журн. — 1990. — № 3. — С. 133—140.
3. *Махнач А. С., Гарецкий Р. Г., Матвеев А. В. и др.* Геология Беларуси. — Минск, 2001. — 815 с.
 4. *Мельничук В. Г.* Західнобузький траповий комплекс нижнього венду та його міденосність // Геол. журн. — 2009. — № 1. — С. 42—49.
 5. *Мельничук В. Г., Косовський Я. О., Матеюк В. В., Крещук П. П.* Нові стратони в міденосних вендських трапах Волині // Зб. наук. пр. УкрДГРІ. — 2007. — № 4. — С. 26—37.
 6. *Мельничук В. Г.* Порівняльна характеристика Волинського та Мічіганського міднорудних районів // Геол. журн. — 2008. — № 3. — С. 58—64.
 7. *Мельничук В. Г., Приходько В. Л., Косовський Я. О., Матеюк В. В.* Міденосні лавобрекції в неопротерозойських трапах Волині та механізм їх утворення // Вісн. Київ. нац. ун-ту. Геологія. — 2004. — Вип. 31—32. — С. 89—92.
 8. *Мельничук В. Г.* Стратиграфічні чинники мідноносності нижньовендських трапів Волині (Прип'ятський вал) // Зб. наук. пр. УкрДГРІ. — 2008. — № 1. — С. 50—58.
 9. *Приходько В. Л.* Перебудова структурного плану та етапи трапового вулканізму Волино-Поділля в пізньому протерозої: Автореф. дис. ... канд. геол. наук. — К., 2005. — 31 с.
 10. *Шумлянський Л., Деревська К.* Особливості хімічного складу головних породотворних мінералів базальтів і долеритів вендських трапів Волині // Мінерал. зб. — 2004. — Вип. 1, № 54. — С. 48—63.
 11. *Шумлянський Л. В.* Геохімічні особливості та генезис базальтів ратненської світи вендських трапової формації Волині // Мінерал. журн. — 2008. — Т. 30, № 1. — С. 48—65.
 12. *Bakun-Czubarow N., Bilowolska A., Fedoryshyn Yu.* Neoproterozoic flood basalts of Zabolottya and Babino Beds of the volcanogenic Volhynian Series and Polesie Series dolerites in the western margin of the East European Craton // Acta Geologica Polonica. — 2002. — Vol. 52, No. 4. — P. 481—496.
 13. *Justkowiakowa M.* Bazalty Wschodniej Polski // Z badan petrograficzno-mineralogicznych i geochemicznych w Polsce. / Instytut Geologiczny. — 1971. — Т. 7. — Biuletyn 245. — S. 173—241.

Рівн. геол. експедиція
ПДРГП "Північгеологія",
Рівне
E-mail: rge@rv.uar.net

Стаття надійшла
12.02.09