

В. Г. Мельничук

**ЕВОЛЮЦІЙНА МОДЕЛЬ РАНЬОВЕНДСЬКОГО ТРАПОВОГО МАГМАТИЗМУ У ПІВДЕННО-ЗАХІДНІЙ ЧАСТИНІ СХІДНО-ЄВРОПЕЙСЬКОЇ ПЛАТФОРМИ***(Рекомендовано канд. геол.-мінерал. наук В. А. Великановим)*

Рассмотрены стадии перикратонного траппового магматизма, что проявился в юго-западной части Восточно-Европейской платформы вследствие раскола в раннем венде суперматерика Родиния и раскрытия палеоокеана Япетус (Галицийской геосинклинали). В первую стадию с мантийного плюма произошло извержение пикритовых и оливин-базальтовых магм западнобугского траппового комплекса. Во вторую стадию были извержены меденосные низкотитанистые толеиты верхнеприпятского и дациты брестского комплексов — продукты коровой контаминации магм. В третью стадию из плюма, что распространился в сублитосферной мантии, излились высокотитанистые плато-базальты и вторглись габбро-долериты беловежско-подольского комплекса.

Stages of pericraton trappean magmatism, what showed up in south-western part of the East-European platform in connection with dissidence of supermainland of Rhodiniya and opening of paleocean of Yapetus (Galycka geosyncline) in early Vend, are considered. Eruption of picrite and olivine basalts of zakhidno-buzkiy trappean complex happened in first stage. There were erupted cooper-bearing low-titanous tholeiites of verkhnyo-prypjatskiy and dacite of Brest complexes are products of crust contamination of magmas in second stage. High-titanous plateau-basalts were outpoured and gabbro-dolerite of bilovesko-podilskiy complex were encroached from plum that spread in a sublithospheric mantle in third stage.

**Вступ**

Розвиток ідей геодинаміки [17] і плюмової тектоніки [10, 16] поставив дослідників перед необхідністю знову звернути увагу на процеси внутрішньоплитного магматизму. Найбільш інформативними об'єктами в цьому відношенні є, мабуть, трапові формації з їх природною стратифікацією лавових товщ, значною потужністю і поширеністю. Вивчення стратифікованих продуктів трапового магматизму дає можливість розшифрувати спрямованість речовинної еволюції магм, що вилилися, та оцінити внесок у їх накопичення різних ендегенних джерел речовини і, відповідно, характер взаємодій у системі плюм — літосфера.

Особливо актуальним вирішення зазначених питань виглядає у ретроспективі неопротерозою на прикладі нижньовендських трапових комплексів південно-західної частини Східно-Європейської платформи (СЄП). Як відомо, у Волинському міднорудному районі з ними пов'язане промисловозначуще самородномідне зруденіння [4—6, 9].

**Основні результати попередніх досліджень**

З метою уніфікації петролого-стратиграфічного розчленування і зручності міжрегіональних кореляцій нижньовендські трапи південно-західної частини СЄП були поділені на кілька відокремлених магматичних (трапових) комплексів [4—6] — споріднених асоціацій вивержених і субвулканічних порід, об'єднаних спільністю речовинного складу, будови, походження, тектонічних умов утворення і просторово-часової позиції. Західнобугський комплекс [6], який включає покриви олівінових базальтів заболотівської світи волинської серії та нижньої частини славатицької серії, пікрити горбашівської світи, берестецьку асоціацію базальтових порфіритів (пікропорфіритів) та верлітових габро, успадковує західну, перикратонну частину рифейського Волино-Оршанського авлакогену (рис. 1). Верхньоприп'ятський комплекс [5], складений покривами низькотитанистих толеїтових базальтів і базальтових вулканокластитів лучичівської світи, середньої частини славатицької серії та нижньої товщі ратайчицької

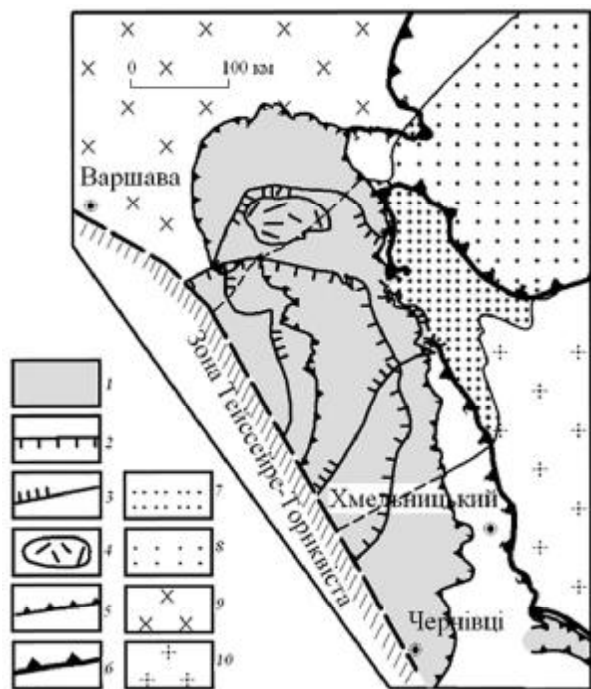


Рис. 1. Трапові комплекси нижнього венду в південно-західній частині СЄП (докрейдяний і доверхньовендський зрізи)

1 — трапові комплекси нижнього венду; 2—5 — контури поширення трапових комплексів (2 — західнобузького, 3 — верхньоприп'ятського, 4 — брестського, 5 — біловезько-подільського); 6 — східний контур поширення волинської серії; 7—8 — рифейські теригенні відклади Волино-Оршанського авлакогену (7 — на домезозойській, 8 — на донижньовендській поверхнях); 9—10 — архейсько-нижньопротерозойський кристалічний фундамент (9 — Фенноскандійський, 10 — Сарматський мегаблоки)

світи, а також глиноземистими габро-долеритами осовської асоціації, загалом молодший за віком від західнобузького. Його контур значно зміщений по осі авлакогену відносно контуру західнобузького комплексу в північно-східному напрямку. Брестський комплекс дацитових ефузивів і туфів (друга товща ратайчицької світи) локалізований в північно-західному плечі авлакогену. Покриви титанистих плато-базальтів і вулканокластитів біловезько-подільського комплексу [4], які поширені в складі якушівських верств забродівської світи, третьої товщі ратайчицької світи, случької та грушкінської світ, неузгоджено перекривають попередні і простежуються в перикратонному чохлі вздовж південно-західного краю платформи — зони Тейссейре-Торнквіста (зони Т-Т), поперек авлакогену, але субвулканічні сили тита-

нистих габро-долеритів хотешівської асоціації локалізовані в ньому.

Плюмова природа досліджуваного трапового магматизму не викликає сумніву у більшості дослідників даних трапів [3, 8, 13 та ін.]. Цей магматизм у розглянутому нижче перебігу подій визначає основну ланку в ланцюгу плюм-літосферної взаємодії і пов'язується з розпадом на літосферні плити неопротерозойського суперматерика Родинія та розкриттям палеоокеану Япетус [18] (Галицької геосинклінали) [11] вздовж сутури Тейссейре-Торнквіста — рифту, що був закладений між Балтикою (майбутньою СЄП) та Амазонією [16]. Магматична активність, що безпосередньо відноситься до розкриття цього палеоокеану, варіює за віком від 620 до 550 млн років, охоплюючи часовий проміжок у 70 млн років [13, 15]. Тривалість кожної із стадій ранньовендського трапового магматизму у південно-західній частині СЄП за результатами магніостратиграфічних досліджень трапових розрізів волинської серії відповідає щонайменше кільком інверсіям геомагнітного поля [2]. Розглянуто співвідношення окремих фаз трапового магматизму з осадоконакопиченням в пізньому докембрії (рифей — венд) Волино-Поділля [1]. Встановлено, що тектоно-магматична активність в ранньому венді супроводжувалась перебудовою загального структурного плану неопротерозойських формацій зазначеного регіону з північно-східного, успадкованого від дорифейських структур фундаменту, на північно-західний, обумовлений закладенням Галицької геосинклінали (розколом пізньодокембрійського суперматерика Родинія по зоні Т-Т). Особливості цієї перебудови розглянуті в дисертаційній роботі [9].

З метою розробки еволюційної моделі ранньовендського трапового магматизму в досліджуваному регіоні виконано зіставлення індивідуальних особливостей речовинного складу виділених комплексів між собою (див. таблицю), а також з типовими продуктами мантіяного і корового магматизму сучасних геодинамічних обстановок [17].

З'ясовано, що особливості речовинного складу трапових комплексів зумовлені різними рівнями глибинності фракціювання та контамінації магм: від пікритових та олівінових базальтів (західнобузький комп-

**Середній хімічний склад продуктів нижньовендського трапового магматизму у південно-західній частині СЄП**

Трапові комплекси	Породи	Петрогенні компоненти, ваг. %											n					
		SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>						
Біло-везько-подільський	Титанисті габродолерити	45,61	3,46	15,14	6,74	7,2	0,2	6,39	7,23	2,39	1,27	0,59	124					
	Титанисті базальти	48,52	2,43	13,9	6,98	7,68	0,22	5,47	7,65	2,73	0,86	0,23	152					
Брестський	Дацити	70,28	0,85	13,66	4,66	-	0,04	2,19	1,59	1,98	4,79	0,11	62					
Верхньо-прип'ятський	Глиноземисті габродолерити	49,7	1,06	18,44	2,57	9,58	0,17	5,42	7,43	3,36	1,47	0,46	12					
	Толітові базальти	48,48	1,61	14,35	6,31	7,07	0,27	6,77	8,95	2,82	0,73	0,21	173					
Західно-бузький	Верліто-вігабро	41,99	0,75	7,09	7,61	6,08	0,19	22,09	5,07	0,66	0,15	0,08	6					
	Олівінові базальти	46,63	1,48	14,31	6,43	4,92	0,24	10,46	7,17	2,83	0,81	0,16	47					
	Пікрити	38,66	1,96	17,72	4,04	4,06	0,21	17,67	2,63	2,35	1,21	0,05	3					
		Мікроелементи (г/т)																
		Ba	Nb	Ga	Cr	Ni	Co	V	Pb	Sn	Mo	Cu	Zn	Zr	Y	Sr	Sc	
Біловезько-подільський	Базальти	258	14	15	55	35	15	268	4,9	2	0,6	96	121	196	18	110	18,3	1234
Брестський	Дацити	720	25	16	8	10	5	34	15	3	4	41	30	356	47	64	11	9
Верхньо-прип'ятський	Базальти	265	14	17	129	58	28	289	4,1	1,7	0,5	102	125	179	18	101	18,3	1286
Західно-бузький	Базальти	224	14	12	150	57	21	212	4,4	1,4	0,4	38	80	151	16	108	20,1	218
		Рідкісноземельні елементи (г/т)																
		La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu				
Біловезько-подільський	Базальти	24,7	46,7	6,7	29,2	7,0	2,2	7,0	1,1	6,8	1,3	3,6	3,1	0,5				13
	Габродолерити	25,5	56,5	7,5	32,7	7,3	3,0	7,2	1,0	6,1	1,1	3,0	2,5	0,4				1
Брестський	Дацити	54,4	113	13,2	48,9	9,3	1,8	9,0	1,3	8,5	1,8	4,9	4,6	0,7				9
Верхньо-прип'ятський	Базальти	19,6	37,8	4,97	21,9	4,8	1,0	5,2	0,8	4,9	1,0	2,7	2,5	0,4				26
Західно-бузький	Базальти	17,8	36,2	4,63	20,1	4,4	1,5	4,3	1,5	4,1	1,0	2,2	2,0	0,3				3

лекс) до дацитів (брестський комплекс). Зокрема, базальти досліджуваних трапів, подібно до вивержених порід трапових формацій багатьох інших регіонів світу [17], поділено на дві групи: високотитанисті —  $\text{TiO}_2$  в середньому  $\geq 1,75\%$  у верхній частині трапового розрізу (біловезько-подільський комплекс) та низькотитанисті —  $\text{TiO}_2$  в середньому  $\leq 1,65\%$  у середній і нижній його частинах (верхньоприп'ятський і західнобузький комплекси). Наявність у траповому розрізі різновікових і принципово відмінних за петрографічними, ізотопно-геохімічними особливостями [4, 5, 7, 12] і трендами хімічної еволюції [8, 13] груп низько- і високотитанистих базальтів розцінено як свідчення функціонування у ранньому венді щонайменше двох розведених в часі джерел магмогенерації різної глибинності: мантійного [4, 6] та нижньокорового [5]. Також допускається, що ці відмінності могли розвинути внаслідок диференціації магми в одному джерелі [12]. Надійною ознакою істотної ролі мантійної чи корової складової в петрогенезі зазначених порід є збагачений радіогенним ізотопом склад Sr і збіднений склад Nd [3, 8, 12], а також вікові особливості автохтонних та алохтонних цирконів у базальтах [14]. Для обґрунтування зміни глибинності функціонування джерела низько- і високотитанистих базальтових магм задіяні також результати магніто-мінералогічних досліджень титаномagnetитів із базальтових покривів різних стратифічних рівнів волинської серії, отримані А. М. Глеваською та ін. (2004).

### **Еволюційна модель трапового магматизму на південно-західній околиці СЄП в ранньому венді**

Проведені дослідження дозволяють репрезентувати таку просторово-часову послідовність геодинамічних процесів і стадій трапового магматизму (рис. 2), в результаті яких в ранньому венді сформувалась найбільша в масштабах СЄП трапова провінція.

*Мантійний магматизм першої стадії* спричинив формування в регіоні західнобузького трапового комплексу [7]. Виверження магм відбувалось, на погляд автора, у такій послідовності: перша фаза — вивер-

ження пікритів горбашівської світи; друга фаза — виверження олівінових базальтів заболотівської світи (до семи покривів); третя фаза — вторгнення силів базальтових порфіритів та верлітових габро берестецької асоціації.

Утворення продуктів магматизму першої стадії за їх тектонічною позицією на ділянці сполучення Волино-Оршанського авлакогену з південно-західним краєм СЄП (зоною Т-Т) пов'язується з рифтогенезом в структурі типу потрійної точки (рис. 1), який відбувався в неопротерозої у зв'язку з розпадом праматерика Родинія. Згідно з палеотектонічними реконструкціями [13, 15, 18], країна новоутвореного пракоонтиненту Балтика (СЄП) в цю стадію, можливо, ще поєднувалась через зону Т-Т з окраїною пракоонтиненту Амазонія (рис. 2). Рифт між ними, ймовірно, розвинувся згодом в море Торнквіста (Галицьку геосинкліналь).

Судячи з петрологічних особливостей трапів західнобузького комплексу (пікрити, низькотитанисті олівінові базальти, верлітові габро, базальтові порфірити) [6], з врахуванням моделі [16], за якою первинні мантійні виплавки мають пікритовий склад, мантійний плюм, що спричинив рифтогенез вздовж зони Т-Т і утворення трапів даного комплексу, знаходився у сублітосферній мантії (рис. 2).

Зародження і підняття мантійного плюму на початку венду викликало склепінневе здимання території і часткове розмивання тілоїдних відкладів бродівської світи (аналогу вільчанської серії) нижнього венду. Локальні прояви такого підняття відбилися також на розподілі фацій і потужностей нижньовендських теригенних відкладів горбашівської світи. Мантійний плюм ініціював виверження в умовах розтягу вздовж південно-західної (в сучасних координатах) окраїни Балтики (майбутньої СЄП) до восьми покривів олівін-базальтових лав, що утворили велику (площею понад 43 тис. км<sup>2</sup>) щитоподібну палеовулканічну споруду [6]. Зростання потужності та кількості базальтових покривів у цій споруді в напрямку до зони Т-Т свідчить про ймовірний контроль нею перших проявів трапового магматизму. Базальтові лави проникали і по інших зонах розломів північно-західного простягання (Заболотівсько-Бузька і Костопільсько-



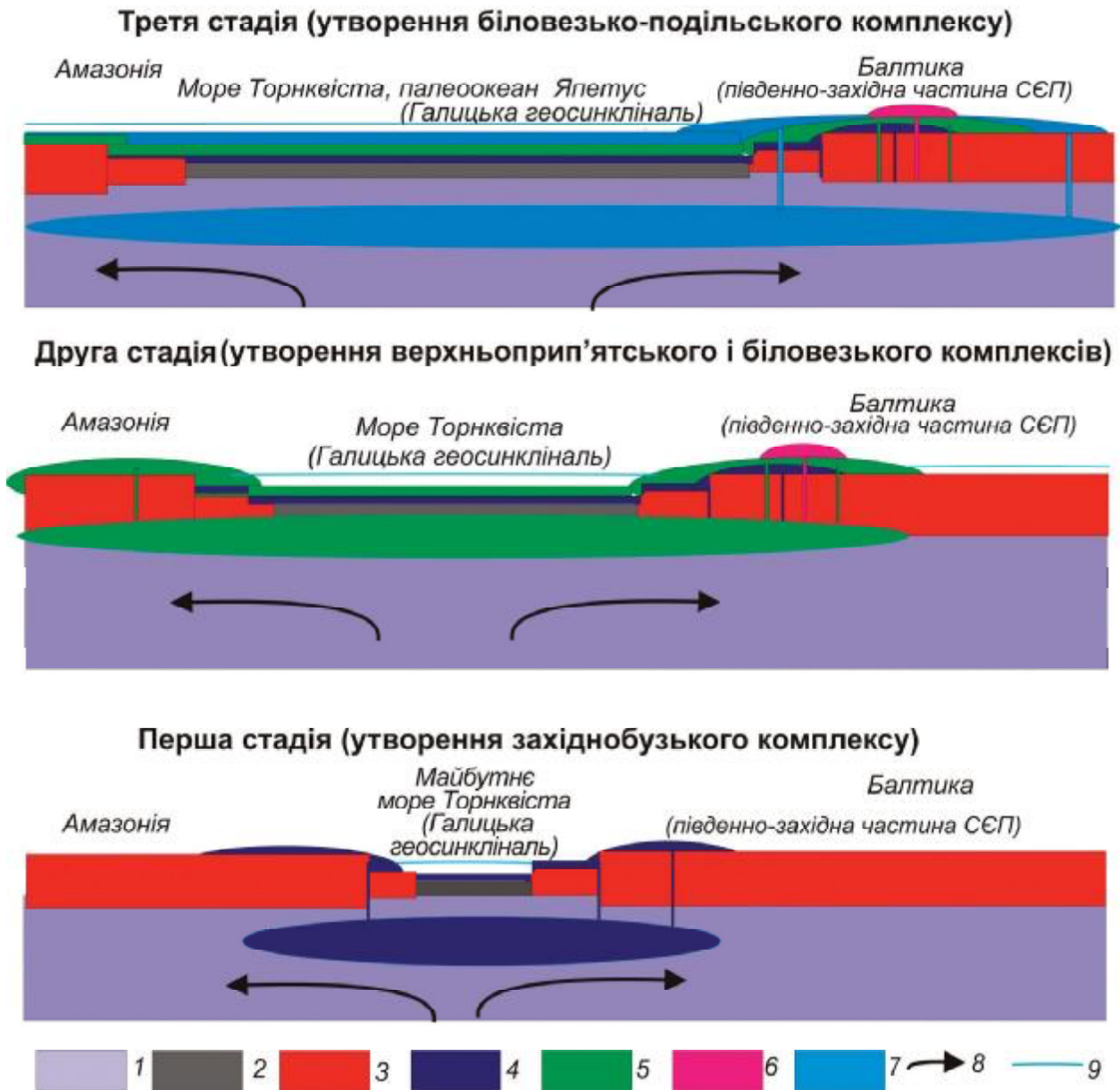


Рис. 2. Еволюційна модель трапового магматизму на південно-західній окраїні СЄП в ранньому венді  
 1 — мантія; 2 — океанічна кора; 3 — континентальна кора; 4–6 — мантійні плюми і породжені ними трапові комплекси: 4 — західнобузький, 5 — верхньоприп'ятський, 6 — брестський, 7 — біловезько-подільський; 8 — напрямок конвективних переміщень; 9 — рівень моря

Лишнівська та ін.), які були закладені в ранньому венді паралельно зоні Т-Т — ймовірної осі рифту. Голова плюму за наявності в нижньовендському розрізі регіону пікритів і верлітових габро, а також за реологічними особливостями базальтових лав, що були перегрітими, знаходилась неподалік.

Корово-мантійний магматизм другої стадії спричинив формування верхньоприп'ятського трапового [5] та брестського дацитоподібного комплексів. Подальші виверження магм відбувались в такій послідов-

ності: четверта фаза — виверження спеціалізованих на мідь низькотитанистих толеїтових базальтів та туфів бабинської світи; п'ята фаза — утворення покривів спеціалізованих на мідь низькотитанистих толеїтових базальтів лучичівської світи та їх латеральних аналогів; шоста фаза — вторгнення силів глиноземистих габро-долеритів осовської асоціації; сьома фаза — виверження дацитодів і туфів брестського комплексу.

Формування зазначених продуктів трапового магматизму здійснювалось вже в ре-

жимі взаємодії мантийного плюму з континентальною корою. Про це свідчать особливості речовинного складу низькотитанистих базальтів верхньоприп'ятського комплексу [5, 7, 12] (див. таблицю), які мають відносно високі значення  $\epsilon Nd_{(550)}$  (до 8,9) і  $^{87}Sr/^{86}Sr_{550}$  (до 0,710641) [3], що вказує на їх певну контамінованість коровим матеріалом. Про можливість взаємодії низькотитанистих базальтових магм з корою говорить також наявність в базальтах лучичівської світи цирконів, вік яких, визначений іон-іонним методом, коливається в межах близько 1470—2000 млн років (проби 5905/20,5—29,7; 5878/117,2; 5910/19,5—21,0; 5911/90—90,2; 5916/49,5—50; 5922/33,2—34,2; 18—99 — кар'єр Полиці) [14] і приблизно відповідає віку цирконів з порід кристалічного фундаменту Гірницького підняття у Прип'ятському валі.

За результатами магніто-мінералогічних досліджень низькотитанистих базальтів стратифікованих покривів верхньоприп'ятського комплексу визначено, що плюм, який їх ініціював, функціонував на глибинах 55—30 км і поступово піднімався (рис. 3). В результаті взаємодії плюму з нижньою корою базальтові магми, ймовірно, контамінували з неї леткі компоненти, що спричинило їх експлозивні виверження і накопичення у вигляді потужної пірокластичної товщі (бабинської світи та її латеральних аналогів). Низькотитанисті базальтові магми верхньоприп'ятського комплексу внаслідок контамінації нижньокоровим матеріалом, можливо, набули також свою мідну спеціалізацію.

Базальтові лави, що виливались в третю стадію, очевидно, мали вже нижчу температуру і були відносно в'язкими, про що свідчать потужні шлейфи лавокластичних брекчій навколо лавових потоків у складі лучичівської світи та їх латеральних аналогів. Виверження цих лав, як показують палеовулканічні реконструкції, відбувалось в континентальних умовах на площі понад 50 тис. км<sup>2</sup> вздовж зон розломів північно-західного простягання (наприклад, вздовж Костопільсько-Лишнівської тектонічної зони та ін. [5]), що спричинило утворення пов'язаних з ними ланцюжків локальних щито-подібних палеовулканічних споруд.

У районі Брестської западини плюм, ймовірно, досягнув сіалічної кори, яка була частково контамінована толейтовою маг-

мою. В результаті виверження продуктів контамінації утворився брестський комплекс дацитоїдів, для яких характерно збагачення РЗЕ (див. таблицю). Ізотопний склад Nd в дацитоїдах знижений відносно базитів трапової формації ( $\epsilon Nd_{(550)}$  — до —11,8), а ось відношення  $^{87}Sr/^{86}Sr_{550}$  (до 0,73702) демонструє значне збагачення радіогенною складовою [3]. Це унеможливило утворення кислих розплавів лише в результаті фракціонування базальтової магми. Виверження дацитоїдних магм належать до субаеральних і призвели до утворення локальної палеовулканічної споруди центрального типу площею до 2,4 тис. км<sup>2</sup>.

На другій стадії вендського трапового магматизму (рис. 2) разом з розширенням плюму, ймовірно, відбулось подальше розходження новоутворених материків Балтика та Амазонія з рокриттям між ними моря Торнквіста (Галицької геосинклінали) як побічної складової палеоокеану Япетус [15, 18]. Магматична активність в південно-західній частині СЄП після цього на деякий час припинилась і територія трапового магматизму зазнала пенеплену, про що свідчить наявність в траповому розрізі локально поширених зорянських верств та їх латеральних аналогів, складених вулканоміктовими алевролітами, пісковиками та конгломератами, що містять продукти розмиву розглянутих трапових утворень, а також дацитоїдів, гранітоїдів і кір вивітрювання [7].

*Мантийний магматизм третьої стадії* відродився вздовж південно-західного краю СЄП на значно більшій території — на площі близько 100 тис. км<sup>2</sup> (від Біловежжя в Польщі до Молдови) та ініціював утворення біловезько-подільського трапового комплексу [4]. Подальший перебіг ендегенної активності в досліджуваному регіоні в цей час був такий: восьма фаза — виверження високотитанистих базальтів і феробазальтів якушівських верств та їх латеральних аналогів; дев'ята фаза — вторгнення силів високотитанистих габро-долеритів хотешівської асоціації. Вони репрезентують окрему, завершальну ланку еволюції ранньовендського трапового магматизму, дещо відмінну генетично і відірвану в часі від формування більш ранніх трапових комплексів регіону.

Утворення приблизно 550 млн років тому високотитанистих плато-базальтів і габро-

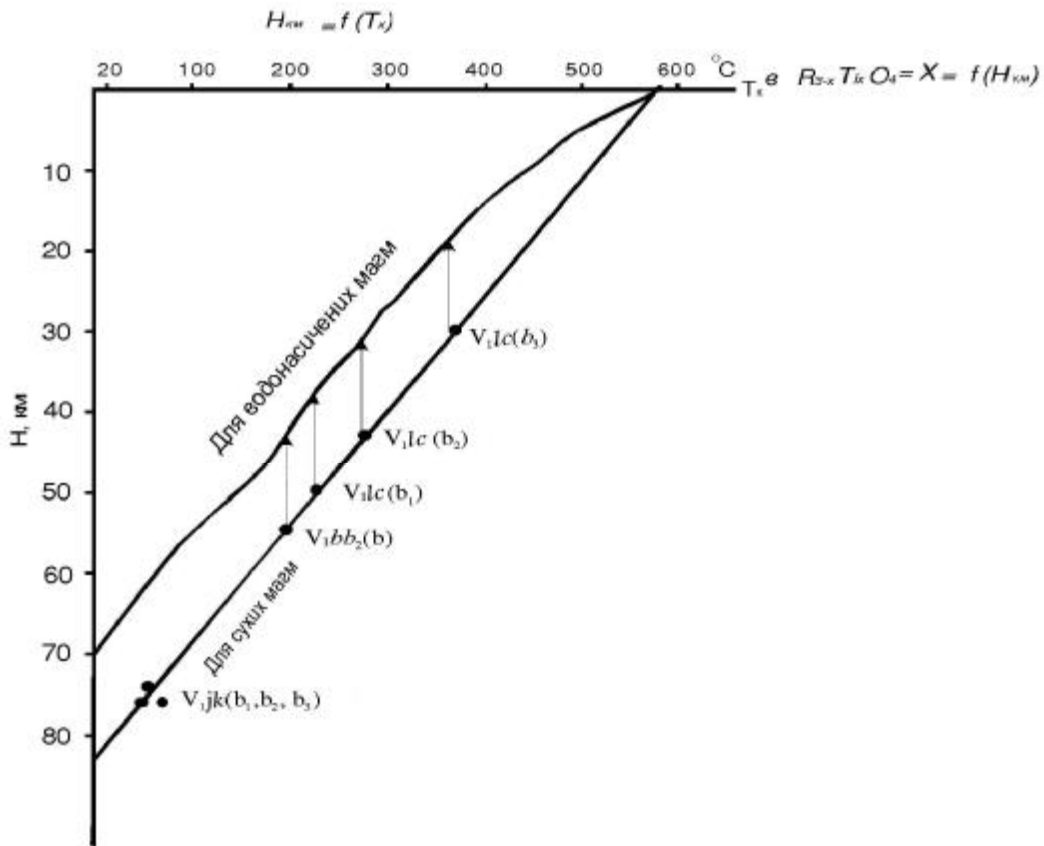


Рис. 3. Визначення глибини залягання магматичних осередків в залежності від термомагнітних властивостей титаномагнетитів (кількості ульвошпінелевого компонента) в базальтових покривах ( $b_1, \dots, n$ ) волинської серії:

bb — бабинської світи, lc — лучичівської світи (верхньоприп'ятський траповий комплекс); jk — якушівських верств (біловезько-подільський комплекс) за матеріалами А. М. Глеваської та ін. (2004 р.)

долеритів біловезько-подільського комплексу відбулося вже в режимі "зрілого" рифтогенезу [13] і пов'язується з функціонуванням більш широкого мантийного плюму на пізній стадії розколу праматерика Родинія та розкриття палеоокеану Япетус (Галицької геосинклінали).

Вулканіти третьої стадії за особливостями речовинного складу [4] є продуктами часткового плавлення сублітосферної мантиї, чим відрізняються від порід верхньоприп'ятського та брестського комплексів, у яких міститься корова компонента. Внесок мантийної складової ізопотів у високотитанистих базальтах біловезько-подільського комплексу знову стає досить значним. Ці породи мають близькі до нуля (від  $-0,6$  до  $-5,1$ ) значення  $\epsilon Nd_{(550)}$  і збагачений склад Sr ( $^{87}Sr/^{86}Sr_{550}$  від  $0,7051$  до  $0,70873$ ) [12], що свідчить про найменшу ступінь їх контамінованості коровим матеріалом. За магніто-мінералогічними даними (Глевась-

ка, 2004 р.) у розміщенні осередку виверження високотитанистих базальтів стратиграфічно різних покривів якушівських верств суттєвих змін не виявлено. Всі базальти цих покривів були продуктовані з глибини близько  $75$  км (рис. 3).

Вивержені у фінальну стадію магматизму високотитанисті базальтові магми, ймовірно, були дещо вистиглими, в'язкими і дегазованими, про що свідчать потужні шлейфи лавокластичних брекчій навколо лавових покривів якушівських верств та їх латеральних аналогів і мала кількість серед них пірокластичних продуктів. На завершальній фазі магматизму ці магми в силу понижених реологічних властивостей вже не проривались крізь трапи, а утворили сили габро-долеритів хотешівської асоціації серед ще слаболітофікованих відкладів поліської серії середнього—верхнього рифею.

Вулканізм біловезько-подільського часу був ареального типу. Виверження лав висо-

котитанистических базальтів, як показують палеовулканічні реконструкції [4], не мали чіткої просторової локалізації, хоч здебільшого відбувались у зв'язку з розломами північно-західного і субмеридіонального простягання. В результаті цих вивержень утворились широкі базальтові плато, які займають величезну територію (від Біловежжя до Молдови) і складають Передгалицьку крайову вулканічну систему [11]. На фоні трапового плато здимались окремі невисокі палеовулканічні споруди, зокрема дацитовий купол брестського комплексу, який в апікальній частині не був перекритий покривами титанистических базальтів. У східних структурно-фаціальних підзонах магматичної провінції трапоутворення відбувалось за частоті зміни вивержень базальтів накопиченням осадових відкладів слуцької і грушкінської світ у мілководних басейнах [1].

Вторгнення у заключну фазу трапового магматизму силів титанистических габро-долеритів хотешівської асоціації у ще слабо літофіковані середно-верхньорифейські теригенні відклади поліської серії зумовило, вірогідно, розігрів підземних вод у товщах над ними, зокрема у волинській серії. Це, в свою чергу, спричинило зональні гідротермально-метасоматичні зміни нижньовендських трапових комплексів, перерозподіл і рудогенез в них самородної міді, якою в елементній формі найбільше були збагачені низькотитанисті толейтові базальти і туфи верхньоприп'ятського комплексу [5].

## Висновки

Нижньовендські трапові комплекси південно-західної частини СЄП репрезентують окремі стадії перикратонного магматизму, що проявився у зв'язку з розколом праматерика Родинія та розкриттям палеоокеану Япетус (Галицької геосинклінали), спричиненими функціонуванням мантийного плюму. У першу стадію із плюму, який функціонував у сублітосферній мантиї, на ділянці потрійного сполучення Волино-Оршанського авлакогену з краєм СЄП (зоною Т-Т) сталося виверження ультраосновних і основних магм західнобузького комплексу. У другу стадію із плюму, що піднявся до межі мантия — земна кора і поширився по осі авлакогену в глиб платформи, були вивержені міденосні то-

леїти верхньоприп'ятського комплексу і дацити брестського комплексу — продукти корової контамінації магм. В третю стадію із мантийного плюму, який поширювався під потоншеним краєм платформи вздовж зони Т-Т, вилились високотитанисті плато-базальти біловезько-подільського комплексу, а у рифейській відкладі авлакогену відбулось вторгнення регіонально поширених силів високотитанистических габро-долеритів хотешівської асоціації. Це спричинило розігрів палеогідротермальної системи в трапах та рудогенез в них самородної міді.

1. Великанов В. А., Коренчук Л. В. Фазы магматизма и их соотношение с осадконакоплением в позднем докембрии (рифей — венд) Волино-Подольи // Геол. журн. — 1997. — № 1—2. — С. 124—130.
2. Глевасская А. М., Кравченко С. Н., Косовский Я. А. Магнитостратиграфия траповой формации юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы // Геофиз. журн. — 2006. — Т. 28, № 5. — С. 121—130.
3. Кузьменкова О. Ф. Геохимия траповой формации венда Беларуси: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. — Минск, 2009. — 22 с.
4. Мельничук В. Г. Біловезько-подільський траповий комплекс нижнього венду та його міденосність // Геол. журн. — 2009. — № 4. — С. 59—68.
5. Мельничук В. Г. Верхньоприп'ятський траповий комплекс нижнього венду та його міденосність // Там же. — № 3. — С. 14—22.
6. Мельничук В. Г. Західнобузький траповий комплекс та його міденосність // Там же. — № 1. — С. 42—49.
7. Мельничук В. Г., Косовський Я. О., Матеюк В. В., Крещук П. П. Нові стратони в міденосних вендських трапах Волині // 36. наук. пр. УкрДГРІ. — 2007. — № 4. — С. 26—37.
8. Носова А. А. Петрология позднекембрийского и палеозойского внутримитного базитового вулканизма Восточно-Европейской платформы: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. — М., 2007. — 58 с.
9. Приходько В. Л. Перебудова структурного плану та етапи трапового вулканизму Волино-Поділля в пізньому протерозої: Автореф. дис. ... канд. геол. наук. — К., 2005. — 31 с.
10. Пучков В. Н. Взаимоотношения плюм- и плейт-тектоники в перспективе развития глобальной геодинамической теории // Геоди-



намика, магматизм, метаморфізм и рудообразование. — Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. — С. 23 — 51.

11. Радзивилл А. Я. Краевые системы Украинских Карпат и пра-Карпат // Тектоника и стратиграфия. — 1975. — № 8. — С. 10—20.
12. Шумлянський Л. В. Геохімічні особливості та генезис базальтів ратненської світи вендської трапової формації Волині // Мінерал. журн. — 2008. — Т. 30, № 1. — С. 48—65.
13. Шумлянський Л. В., Шумлянський В. О. Про походження і тектонічну позицію вендських трапів Волині // Наук. пр. Ін-ту фундамент. досліджень. — 2004. — Вип. 7. — С. 38—44.
14. Шумлянський Л. В., Андреассон П. Г., Мельничук В. Г., Деревська К. І. Вік формування базальтів волинської трапової формації за попередніми результатами дослідження цирконів іон-іонним мікрозондовим методом // Геохімія і рудоутворення. — 2006. — № 24. — С. 21—29.

15. Bingen B., Demaiffe D., Breemen van O. The 616 Ma old Egersund basaltic dike swarm, SW Norway, and the Late Neoproterozoic opening of the Iapetus ocean // J. of Geology. — 1998. — Vol. 106. — P. 565—574.
16. Cox K. G. A model for flood basalts volcanism // J. Petrol. — 1980. — Vol. 21. — P. 629—650.
17. Kearey P., Keith A. K., Frederick J. V. Global tectonics. — 3rd ed. — Vine: Wiley-Blackwell, 2009. — 482 p.
18. Torsvik T. H. et al. Continental break up and collision in the Neoproterozoic and Paleozoic — A tale of Baltica and Laurentia // Earth Sci. Rev. — 1996. — Vol. 40. — P. 229—258.

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

Стаття надійшла  
17.12.09