

УДК 550.93 + 551.71 + 552.42/48

Л.В. Шумлянський

Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення
ім. М.П. Семененка НАН України
03680, м. Київ-142, Україна, пр. Акад. Палладіна, 34
E-mail: lshumlyansky@yahoo.com

ГЕОХІМІЯ ПРОКСЕНОВИХ ПЛАГІОГНЕЙСІВ (ЕНДЕРБІТІВ) ПОБУЖЖЯ ТА ІЗОТОПНИЙ СКЛАД ГАФНІЮ В ЦИРКОНАХ

Викладено результати визначення хімічного та ізотопного складу стронцію і неодиму у пробах порід гранулітового комплексу Побужжя. Досліджено гіперстенові плагіогнейси (ендербіто-гнейси) і мафітові та ультрамафітові кристалосланці. Окрім того, наведено результати визначення ізотопного складу гафнію в цирконах з ендербіто-гнейсів. За первинним походженням зазначені породи належать до магматичних. Ендербіто-гнейси діоритового складу містять полігенний комплекс кристалів циркону, що формувались впродовж тривалого часу — від 3790 до 1855 млн рр. тому. Найдавніші циркони (віком понад 3600 млн рр.), вочевидь, кристалізувались з магматичного розплаву, в той час як молодші формувались під час неодноразових (3400, 3000, 2800, 2000 та близько 1800 млн рр. тому) проявів метаморфізму гранулітової та амфіболітової фацій. Одержані результати щодо геохімічних особливостей порід, ізотопного складу гафнію цирконів, а також стронцію та неодиму вказують на виникнення вихідних розплавів завдяки плавленню деплетованої мантії, яке відбувалось близько 3800 млн рр. тому. Можна стверджувати, що досліджувані породи не є продуктами перетворення давньої (давнішої за 3950 млн рр.) первинної земної кори незалежно від її згодного складу — мафітового чи кислого.

Вступ. Архейські, зокрема ранньоархейські, породи Побужжя, що належать у чинній Кореляційній хроностратиграфічній схемі раннього докембрію [4] до дністровсько-бузької та бузької серій і гайворонського комплексу, останнім часом активно датують із застосуванням локальних методів. Варто пригадати нещодавні роботи [13, 16], виконані із застосуванням методу лазерної абляції, або роботи [2, 8, 10], де застосовано метод мас-спектрометрії вторинних іонів. Отримані завдяки цим роботам геохронологічні результати дозволили значною мірою розширити і уточнити уявлення про час формування найдавніших порід Побужжя. Втім залишається невирішеним питання про походження цих порід.

Метою даної роботи є визначення походження асоціації найдавніших порід Побужжя із застосуванням методів ізотопної геохімії.

Геологічне положення. Автором досліджено геохімічні особливості та ізотопний склад стронцію та неодиму в трьох пробах, відібраних в

Одеському кар'єрі: гіперстенового плагіогнейсу (пр. 06-BG38), двопіроксенового кристалосланцю (пр. 06-BG36) та амфібол-двопіроксенового кристалосланцю (пр. 06-BG37). У першій з них також встановлено вік цирконів та ізотопний склад гафнію в них.

Одеський кар'єр знаходиться на правому березі р. Південний Буг, у 2 км на північ від с. Завалля. Проби відібрано у північно-західній частині кар'єру, біля північної його стінки (координати: 48,232184 пн. ш., 29,986914 сх. д.). Слід зазначити, що всі породи в цьому районі зазнали метаморфізму гранулітової фації, через що визначення їх первинної природи є вкрай ускладненим. У роботах [4, 12] породи віднесені до стратифікованого комплексу — тиврівської товщі дністровсько-бузької серії, а у роботі [5] — до інтрузивного гайворонського комплексу. Автори роботи [8] наголошують, що дотепер немає однозначного вирішення питання про первинну природу цих порід.

Гіперстенові плагіогнейси Одеського кар'єру є гнейсоподібними породами смугастої текстури з пластовою формою шарів, що бе-

руть участь у складчастості [5, 6]. У відслоненнях та кар'єрах, в тому числі й Одеському, спостерігається згідне перешарування гіперстенових плагіогнейсів з мафітовими та ультрамафітовими кристалосланцями (рис. 1).

Петрографія порід гнейсо-ендербітової товщі детально описана в працях [2, 5, 6, 8], тому ми не будемо повертатись до цього питання, зосередившись на конкретних зразках, досліджених автором. Зазначимо лише, що піроксенові плагіогнейси (ендербіто-гнейси) є породами неоднорідного складу і, можливо, формувались впродовж тривалого часу — від 3,65 до 3,28 млрд рр. [8].

Гіперстеновий плагіогнейс (пр. 06-BG38) — це порода, складена, об. %: плагіоклазом — 65, кварцом — 25 та гіперстеном — 7. У невеликій кількості присутні також калієвий польовий шпат, апатит та рудні мінерали.

Проба 06-BG36 — ультрамафіт, складений, об. %: ортопіроксеном — 40, клінопіроксеном — 35 та амфіболом — 25. Світлі мінерали відсутні. Амфібол розвивається по більш раннім піроксенам.

Амфібол-піроксеновий кристалосланець (пр. 06-BG37) містить, об. %: плагіоклаз — до 40, клінопіроксен — 25, гіперстен — 5–10, амфібол — 15–25, біотит та кварц — по 5, рудні мінерали та апатит.

Методи досліджень. Зразок гіперстенового плагіогнейсу, з якого виділено циркони, був відносно малооб'ємним (близько 10 кг). Особливу увагу приділено гомогенності зразку і відсутності домішки меланократового матеріалу. Зразки ультрамафітів, що обговорюються в даній роботі, були стандартними (вагою близько 0,5 кг) і візуально однорідними.

Репрезентовані в даній роботі результати аналізування валових проб гірських порід виконано за допомогою методу *ICP-MS* у комерційній лабораторії фірми *Acme Analytical Laboratories Ltd.*, Ванкувер, Канада.

Аналіз ізотопного складу стронцію та неодиму виконано в лабораторії ізотопної геології при Шведському природознавчому музеї, Стокгольм. Вміст самарію та неодиму досліджено із застосуванням методу ізотопного розведення з використанням змішаного ^{150}Nd - ^{147}Sm трасера. Проби самарію, неодиму та стронцію наносили на подвійні ренієві стрічки, вміст у формі іонів металу визначено за допомогою термо-іонізаційного мас-спектрометра *Triton*. Ізотопний склад стронцію та неодиму

вимірювали в мультидинамічному режимі, а самарію — у статичному. Ізотопний склад неодиму корегували на вплив трасера, інтерференцію із самарієм та фракціонування шляхом нормалізування до співвідношення $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,7219$. Інтерференцію із самарієм відстежено шляхом вимірювання 149-ї маси.

Початкове співвідношення $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ розраховували через виміряне співвідношення $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ і значення концентрацій рубідію та стронцію, що були отримані методом *ICP-MS*. Точність вимірювання вмісту рубідію та стронцію, за даними *Acme*, становить $\pm 5\%$ (2σ), що призводить до похибок у розрахунку співвідношення $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ на рівні $<0,0005$ ($< \pm 0,065; 2\sigma$). Ізотопні співвідношення стронцію корегували на інтерференцію з рубідієм та нормалізували до співвідношення $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0,1194$.

Циркони, датовані U-Pb методом, перед виконанням аналізу досліджували під оптичним бінокляром та електронним мікроскопом *HITACHI S4300*, обладнаним катодолюмінесцентною приставкою. Даткування цирконів виконано за допомогою мас-спектрометра з високою роздільною здатністю на вторинних іонах *Cameca ims1270* в Шведському природознавчому музеї, Стокгольм.

Ізотопний склад гафнію визначено в ізотопній лабораторії Бристольського університету (Великобританія) методом *ICP-MS* на мультиколекторному мас-спектрометрі *NEPTUNE*.

Геохімія порід. Результати дослідження хімічного складу порід наведено у табл. 1. За-



Рис. 1. Перешарування лейкократових (ендербіто-гнейси) та мафіт-ультрамафітових (кристалосланці) прошарків

Fig. 1. Alternation of leucocratic (enderbitic gneisses) and mafic and ultramafic (crystalline schists) beds

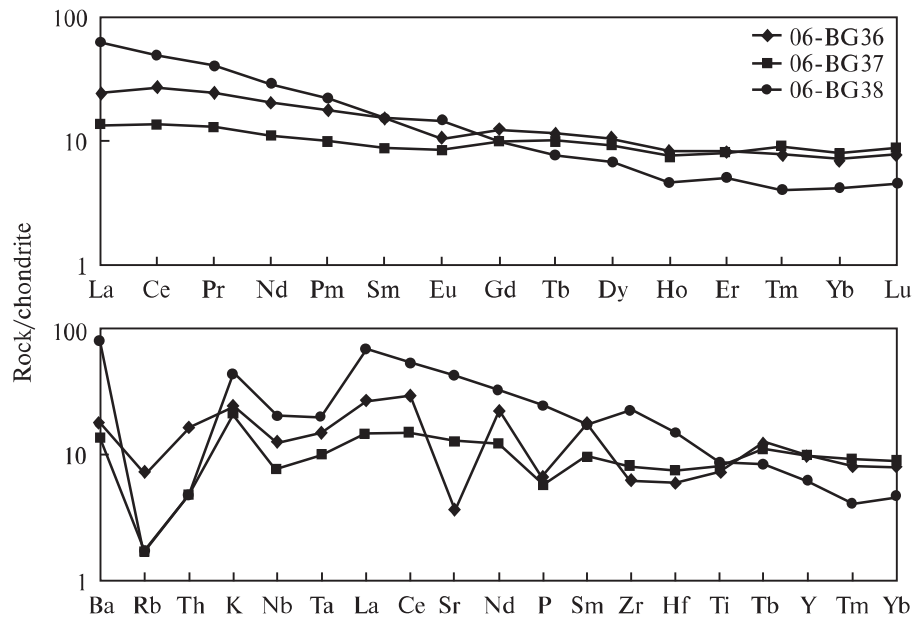


Рис. 2. Хондритнормований розподіл РЗЕ (угорі) та мікроелементів (унизу) в гіперстенових плагіогнейсах (пр. 06-*BG38*), ультрамафітовому (пр. 06-*BG36*) та мафітовому (пр. 06-*BG37*) кристалосланцях

Fig. 2. Chondrite-normalized distribution of REE (top) and trace elements (bottom) in hypersthene plagioclase gneiss (sample 06-*BG38*), ultramafic (sample 06-*BG36*) and mafic (ample 06-*BG37*) crystalline schists

гальні особливості хімічного складу гранулітів Побужжя на широкому фактичному матеріалі розглянуто в монографіях [5, 6], тому ми не будемо зупинятись на цьому питанні. Зазначимо лише, що гіперстеновий плагіогнейс відповідає за хімічним складом діориту, ультрамафіт — пікриту, а кристалосланець — базальтоїду.

Особливості розподілу мікроелементів у досліджених породах дозволяють зробити певні висновки про їх походження. Перш за все зазначимо, що геохімічні особливості однозначно вказують на магматичний генезис цих порід.

Розглянемо спочатку хондритнормований розподіл рідкісноземельних елементів (РЗЕ) (рис. 2, *a*). Всі досліджені породи мають порівняно низький вміст суми РЗЕ (табл. 1). Ультрамафіт і мафітовий кристалосланець також характеризуються низьким рівнем фракціонування РЗЕ $((La/Yb)_N)$ становлять 3,5 та 1,7 відповідно). У гіперстеновому плагіогнейсі рівень фракціонування зростає — $(La/Yb)_N = 15,5$. Низький рівень фракціонування знаходить відображення у майже горизонтальному розподілі РЗЕ на хондритнормованій діаграмі. Вміст РЗЕ в мафітових породах становить 10–20 хондритових норм, що є типовим для магматичних порід океанічного дна.

Європієва аномалія у досліджених породах практично не проявлена.

Вельми специфічним є і хондритнормований розподіл мікроелементів (рис. 2, *b*). Всі три досліджені автором зразки мають чіткі негативні аномалії вмісту Rb та Th, що може бути пояснено виносом цих елементів під час гранулітового метаморфізму. Принагідно згадаємо, що жильні тіла калішпатизованих та пегматоїдних ендербітів, досліджені автором в кар'єрі м. Гайворон, характеризуються високим вмістом рубідію (45–212 г/т) та торію (58–120 г/т). Можливо, ці тіла являють собою канали міграції зазначених елементів під час гранулітового метаморфізму.

Наступною характерною рисою є помітний Nb-Ta мінімум, хоча і слабо проявлений у мафітових та ультрамафітових породах. Більш чітким він є в гіперстеновому плагіогнейсі. Мафітовий кристалосланець (пр. 06-*BG37*) має відносно сталий хондритнормований розподіл мікроелементів, розташованих справа від лантану (тобто більш когерентних), вміст яких становить близько 10 хондритових норм. Спостерігається лише незначна негативна аномалія вмісту фосфору. Ультрамафіт (пр. 06-*BG36*) характеризується подібним розподілом мікроелементів, але має негативні аномалії стронцію і фосфору. Гіперстеновий плагіо-

гнейс (пр. 06-BG38) має підвищений вміст найбільш некогерентних елементів, концентрації яких поволі зменшуються до більш когерентних. Вміст важких РЗЕ в цій породі нижчий, ніж у мафітах і ультрамафітах.

Вміст нікелю та хрому в досліджених породах варіює в широких межах. Зокрема, в мафітах концентрація нікелю становить від 60 до 130 г/т, а в гіперстенових плагіогнейсах — 23. Беручи до уваги пікритовий характер ультрамафіту пр. 06-BG36, вміст нікелю 130 г/т не є дуже високим. Те саме можна сказати і про вміст Cr_2O_3 , який варіює від 0,003 % в гіперстеновому плагіогнейсі до 0,227 — в ультрамафіті.

Ізотопний склад стронцію та неодиму. Результати визначення ізотопного складу стронцію і неодиму у зазначених вище пробах, а також ізотопного складу неодиму в пробі двопіроксенового ендербіто-гнейсу, відібраного в Одеському кар'єрі, за [9], наведені в табл. 2.

Наразі дві проби репрезентують мафітові й ультрамафітові породи (06-BG36 та 06-BG37) і ще дві — ендербіто-гнейси (06-BG38 та 10/24). Як видно з табл. 2, досліджені породи характеризуються несталим ізотопним складом стронцію та неодиму. Амфібол-піроксеновий кристалосланець (і виділена з нього монофракція плагіоклазу) і гіперстеновий плагіогнейс мають доволі "примітивний" ізотопний склад стронцію (0,7012—0,7019), тоді як в ультрамафіті первинне значення співвідношення $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0,7057) є дуже високим, особливо з огляду на здогадний вік цієї породи (3650 млн рр.). Ізотопний склад стронцію та неодиму корелюють між собою. Так, в зразку з найбільш "розвиненим" ізотопним складом стронцію виявлено низьку величину $\epsilon Nd_{(3650)}$ (–0,6). Найнижча величина $\epsilon Nd_{(3650)}$ встановлена в пр. 10/24 (ендербіто-гнейс, [9]), де ізотопний склад стронцію, на жаль, не був визначений.

Ще одна проба ендербіто-гнейсу, відібрана в кар'єрі Козачий Яр, досліджена О.В. Бібіковою зі співавторами [2]. Величина $\epsilon Nd_{(3650)}$ розрахована для цієї проби, становить 0,4.

Опис цирконів. Циркони, виділені з гіперстенового плагіогнейсу (ендербіто-гнейсу, пр. 06-BG38), доволі різноманітні за своїм зовнішнім виглядом та внутрішньою будовою. В подальшому описі віком цирконів вважаємо значення, розраховане за співвідношенням $^{207}Pb/^{206}Pb$, отриманим для ядерних ділянок кристалів.

Таблиця 1. Хімічний склад піроксенових плагіогнейсів та мафітових і ультрамафітових кристалосланців Одеського кар'єру, за даними ICP-MS

Table 1. Chemical composition of pyroxene plagioclase gneiss, mafic and ultramafic crystalline schists of the Odesa quarry, accordingly to ICP-MS data

Компонент	06-BG36	06-BG37	06-BG38
	%		
SiO ₂	47,47	9,08	62,75
TiO ₂	0,74	0,83	0,88
Al ₂ O ₃	5,78	14,71	16,3
Fe ₂ O ₃	13,70	13,38	7,14
MnO	0,22	0,20	0,08
MgO	15,91	7,22	2,12
CaO	13,10	10,71	5,15
Na ₂ O	0,89	3,28	4,49
K ₂ O	0,36	0,31	0,63
P ₂ O ₅	0,07	0,06	0,26
Cr ₂ O ₃	0,227	0,032	0,003
В. п. п.	1,5	0,2	0,1
C _{заг}	0,11	0,07	0,07
S _{заг}	0,01	0,06	0,07
Сума	100,2	100,03	99,9
	з/м		
Ba	125	95	562
Co	84	52	20
Cs	0,1	<0,1	<0,1
Ga	11	16	20
Hf	1	2	3
Nb	4	3	7
Rb	2,5	0,6	0,6
Sr	42,6	153,4	504,6
Ta	0,3	0,2	0,4
Th	0,7	0,2	0,2
U	0,1	<0,1	0,1
V	227	285	121
W	0,2	0,2	0,2
Zr	42	55	157
Y	19,8	19,6	12,4
La	8,9	4,9	23,2
Ce	25,5	13,0	46,5
Pr	3,38	1,76	5,43
Nd	14,3	7,7	20,7
Sm	3,5	2,0	3,5
Eu	0,89	0,73	1,25
Gd	3,71	3,03	3,03
Tb	0,66	0,58	0,44
Dy	3,95	3,44	2,54
Ho	0,68	0,64	0,38
Er	2,03	1,98	1,25
Tm	0,27	0,31	0,14
Yb	1,74	1,94	1,01
Lu	0,29	0,33	0,17
Сума РЗЕ	69,8	42,3	109,5
(La/Yb) _N	3,5	1,7	15,5
Mo	0,2	0,2	0,4
Cu	19	38	49
Pb	0,6	1,2	0,8
Zn	18	24	19
Ni	127	59	23
Sc	36	38	10

Циркони віком від 1855 до 2276 млн рр. зазвичай ізометричні або слабовидовжені, незональні або слабозональні, безбарвні, прозорі, характеризуються низьким вмістом торію та урану.

Циркони віком від 2389 до 2624 млн рр. напівпрозорі, колір їх від сірого до бурого та коричневого, переважно призматичні. Вміст торію та урану варіює в значних межах — від одиниць до декількох сотень грамів на тонну. Кристали цієї вікової групи незональні або мають ядро, оточене широкою облямівкою.

Циркони віком від 2631 до 2641 млн рр. переважно ізометричні, незональні, прозорі та безбарвні, мають низький до дуже низького вміст торію та урану.

Забарвлення цирконів віком 2741—2888 млн рр. різної інтенсивності в бурих тонах, від майже безбарвного до практично чорного. Переважно вони напівпрозорі, призматичні, ізометричні кристали втім також не рідкісні. У них наявні ядра та облямівки. Вміст торію та урану зазвичай помірний (десятки до перших сотень грамів на тонну). Три кристали мають високий (825 г/т) до дуже високого (2865 г/т) вміст урану і забарвлені в темні відтінки коричневого кольору (до чорного).

Циркони віком 2939—2995 млн рр. переважно безбарвні, прозорі, ізометричні, мають зональну будову (ядро та облямівка) і характеризуються помірним вмістом торію та урану.

Циркони віком 3005—3492 млн рр. дуже різноманітні за зовнішнім виглядом. Зазвичай вони напівпрозорі, забарвлені у бурих або сірих тонах. Також трапляються рожеві та безбарвні прозорі кристали. Форма їх від ізометричної до призматичної. Причому не домінує жоден з різновидів. Внутрішня будова характеризується зональністю, проявленою в наявності ядра та потужної оболонки, однак є кристали однорідні незональні. В кристалах віком близько 3300 млн рр. іноді відзначаються концентрично-зональні ядра. Вміст торію та урану варіює в дуже широких межах, але зазвичай становить перші сотні грамів на тонну.

Нарешті, найдавніші із досліджених автором кристалів циркону, вік яких перевищує 3500 млн рр., зазвичай безбарвні до рожевих, прозорі до напівпрозорих, переважно призматичні. Вміст торію та урану помірний (перші десятки грамів на тонну). Кристали характеризуються чіткою зональністю, при цьому ядра нерідко концентрично-зональні.

U-Pb ізотопний вік. Ізотопний вік цирконів з порід, розкритих кар'єрами Одеський та Козачий Яр, детально описано в роботах [2, 8, 24]. У тому числі в роботі [2] наведено результати U-Pb ізотопного датування цирконів з проби гіперстенового плагіогнейсу (06-BG38), детально дослідженої автором.

На загал, циркони з плагіогнейсів (ендербіто-гнейсів) Одеського кар'єру широко варію-

Таблиця 2. Ізотопний склад стронцію і неодиму в породах Одеського кар'єру
Table 2. Sr and Nd isotope composition in the rocks of Odesa quarry

Номер проби	Вміст, г/т		Ізотопні співвідношення				Вміст, г/т	
	Rb	Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(3650)}$	$\varepsilon_{\text{Sr}_{(3650)}}$	Sm	Nd
06-BG36	2,5	42,6	0,1699	$0,714724 \pm 12$	0,70569	78	3,39	13,33
06-BG37	0,6	153,4	0,0113	$0,701821 \pm 14$	0,70122	15	2,10	7,21
06-BG37pl	—	—	—	$0,701692 \pm 9$	0,70169	21	—	—
06-BG38	0,6	504,6	0,0034	$0,702099 \pm 20$	0,70192	25	3,29	18,94
10/24	—	—	—	—	—	—	3,23	16,75

Номер проби	Ізотопні співвідношення				Модельний вік, млн рр.	
	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(3650)}$	$\varepsilon_{\text{Nd}_{(3650)}}$	T_{CHUR}	T_{dm}
06-BG36	0,1539	$0,511575 \pm 4$	0,507857	-0,6	3760	3950
06-BG37	0,1759	$0,512219 \pm 5$	0,507969	1,6	3060	3660
06-BG37pl	—	—	—	—	—	—
06-BG38	0,1050	$0,510463 \pm 8$	0,507929	0,8	3585	3720
10/24	0,1166	$0,510613 \pm 9$	0,507797	-1,8	3820	3950

Примітка. Пр. 10/24 — двопіроксеновий ендербіто-гнейс, за [8].

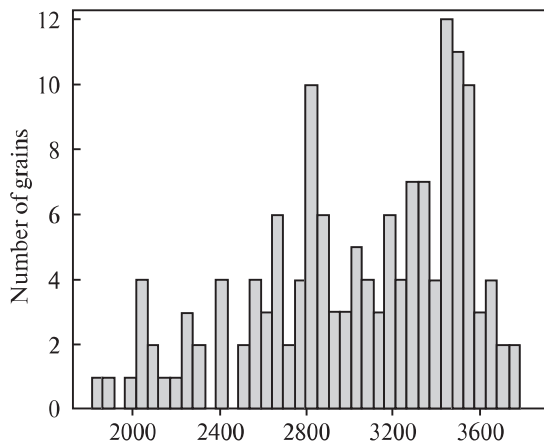


Рис. 3. Віковий розподіл кристалів циркону з ендербіто-гнейсів, розкритих Одеським кар'єром

Fig. 3. Age distribution of zircons from the enderbitic gneisses revealed by the Odesa quarry

ють за віком (мається на увазі вік ядерних ділянок кристалів): найдавніший з них має $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ вік в 3768 ± 6 , а наймолодший — 1855 ± 26 млн рр. Найпоширенішими є давні циркони, тенденція ж полягає в тому, що чим молодші кристали, тим їх менше (рис. 3). Виділяються чіткі піки в розподілі кристалів за віком — 3400—3600, 2800—2900 та 2000—2100 млн рр. Втім слід зазначити, що циркони з конкордантними значеннями ізотопного віку спостерігаються або в інтервалі >3400 млн рр. (всі значення або конкордантні, або близькі до них), в інтервалі 2600—2800 млн рр. (переважна більшість значень або конкордантні, або близькі до них) та в інтервалі 1850—2100 млн рр. (всі значення конкордантні). Поодинокі конкордантні значення встановлено також близько 2800 та 3000 млн рр. У всіх інших вікових діапазонах циркони значною мірою дискордантні. На U-Pb діаграмі з конкордією (рис. 4) показано, що більшість дискордантних цирконів розташовується поблизу від хорди, що поєднує точки віком 3600 та 2000 млн рр. Отже, ці зерна циркону можуть являти собою кристали віком близько 3600 млн рр., що частково втратили свинець внаслідок метаморфічної події 2000 млн рр. тому.

Ізотопний склад гафнію. Автором було виконано 60 визначень ізотопного складу гафнію в цирконах, виділених з проби гіперстенowego плагіогнейсу (ендербіто-гнейсу, пр. 06-BG38). Визначення ізотопного складу гафнію проведено по тих саме зонах кристалів, що й U-Pb ізотопне датування методом мас-спектрометрії

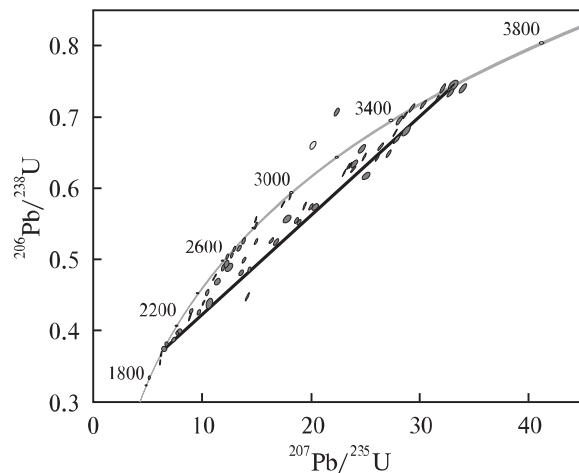


Рис. 4. U-Pb з конкордією діаграма для кристалів циркону з гіперстенових плагіогнейсів (пр. 06-BG38). Показана хорда, що поєднує точки значень віку 3600 та 2000 млн рр

Fig. 4. U-Pb plot for zircons separated from the hypersthene plagioclase gneiss (sample 06-BG38). The chord that connects 3600 and 2000 Ma points is shown

вторинних іонів. На жаль, визначення ізотопного складу гафнію проводилось раніше, ніж U-Pb датування. Наслідком застосування лазера для ізотопного аналізу є великі (розміром до 60—70 мк) кратери на поверхні кристалів, що унеможлиблює виконання датування методом мас-спектрометрії вторинних іонів у тій саме точці.

Визначення ізотопного складу гафнію за допомогою методу лазерної абляції супроводжувалось одночасним визначенням ізотопного співвідношення $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, за яким також проводили оцінку віку циркону. У більшості випадків значення ізотопного віку, отримані методами лазерної абляції та мас-спектрометрії вторинних іонів, збігаються в межах аналітичної похибки, хоча в поодиноких випадках розбіжність сягала 400 млн рр. При цьому $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ значення, отримані методом лазерної абляції, зазвичай більш давні, ніж отримані методом мас-спектрометрії вторинних іонів. Автор пов'язує це з неможливістю врахувати внесок звичайного свинцю за допомогою "скороченого" ізотопного аналізу, коли визначається лише співвідношення $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. На жаль, до цього часу не існує можливості проводити одночасний ізотопний аналіз гафнію та визначення "повного" ізотопного віку по одних і тих самих порціях речовини. Всі відомі методики (навіть коли визначення ізотопного складу гафнію методом лазерної абляції виконують безпосередньо "поверх" кратерів, от-

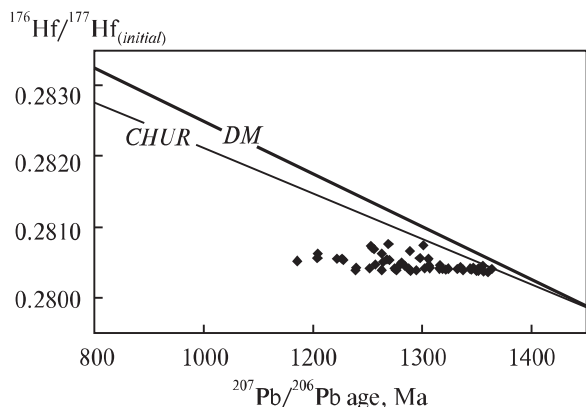


Рис. 5. Діаграма залежності початкового співвідношення $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ в цирконах від їхнього віку

Fig. 5. Plot of initial $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ in zircons vs. age

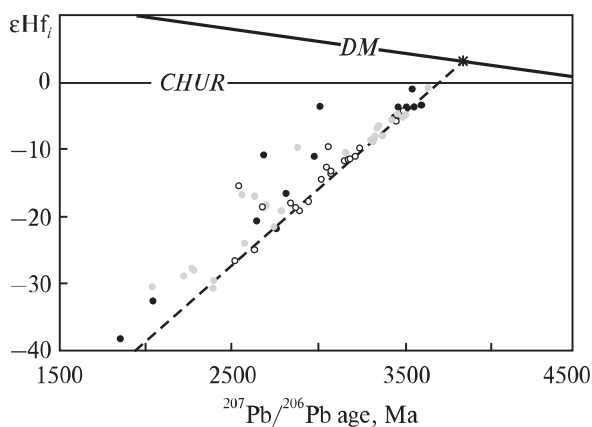


Рис. 6. Залежність між значеннями ϵHf цирконів та їхнього віку. Чорним кольором показано конкордантні циркони (ступінь дискордантності <2 %), сірим — субконкордантні (ступінь дискордантності від 2 до 8 %), незаповненими символами — дискордантні. Пунктирна лінія відповідає еволюції ϵHf за умови, що співвідношення $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0$

Fig. 6. Plot of ϵHf in zircons vs age. Black dots indicate concordant zircons (<2 % of discordance), grey dots correspond to sub-concordant zircons (2 to 8 % of discordance), while empty dots belong to discordant grains. Dotted line correspond to the ϵHf evolution at $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0$

риманих під час визначення ізотопного віку методом мас-спектрометрії вторинних іонів) не дають повної гарантії того, що ізотопний склад гафнію вимірної порції речовини збігається з ізотопним складом гафнію тієї порції речовини, для якої було отримано ізотопний вік. Автор вважає за доцільне використовувати значення, отримане в результаті "повного" ізотопного аналізу методом мас-спектрометрії вторинних іонів, оскільки він дає можливість оцінити дискордантність отриманих результатів та врахувати внесок звичайного свинцю.

Тому у всіх випадках для розрахунку первинного співвідношення $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ використано вік, отриманий методом мас-спектрометрії вторинних іонів. Для більшості кристалів циркону в даній роботі це непринципово, оскільки за дуже низького значення співвідношення $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ ізотопний склад гафнію практично не змінюється з віком.

Результати визначення ізотопного складу гафнію наведені у табл. 3 та на рис. 5. Як видно з цих даних, ізотопний склад гафнію ($^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$), перерахований на час кристалізації циркону, варіює від 0,280746 до 0,280408, хоча для переважної більшості кристалів лежить у вузькому інтервалі — від 0,2804 до 0,2805. Таким чином, ізотопний склад гафнію переважно є сталим незалежно від віку. Якщо перерахувати початковий ізотопний склад гафнію на величину ϵHf (рис. 6), то виявляється, що ця величина варіює від -1,2 в найдавніших кристалах до -38,4 — в наймолодших. При цьому в більшості кристалів варіації відбуваються вздовж лінії, яка відповідає співвідношенню $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0$, отже, ізотопний склад гафнію в них лишається сталим незалежно від віку кристалів.

Втім деякі з цих кристалів суттєво відхиляються від лінії з $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0$. Такі циркони мають вік в інтервалі 2500—3100 (рис. 6).

Обговорення. Отримані геохронологічні, геохімічні та ізотопно-геохімічні дані щодо порід грануліто-гнейсового комплексу Побужжя дозволяють зробити деякі припущення стосовно їхнього генезису та подальшої еволюції.

Еволюція ізотопного складу гафнію. Спочатку пояснимо залежності ізотопного складу гафнію в цирконах з гіперстенових плагіогнейсів від їхнього віку. Автор виходить з думки, що сталий ізотопний склад у переважній більшості досліджених кристалів циркону незалежно від їхнього віку (рис. 6) не може бути простим співпадінням. Це явище можна пояснити таким чином: всі ці циркони кристалізувались понад 3600 млн рр. тому безпосередньо з магматичного розплаву і набули початкового співвідношення $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} \sim 0,2804$ ($\epsilon\text{Hf} \sim -1$), що відповідало такому в розплаві. Пізніше ізотопний склад гафнію в цих цирконах практично не еволюціонував через дуже низький вміст материнського ізотопу ^{176}Lu (середнє співвідношення $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ становить лише 0,00065). Втім під час метаморфічних подій U-Pb "годинник" у деяких кристалах пере-

Таблиця 3. Ізотопний склад гафнію в цирконах з гіперстенового плагіогнейсу, пр. 06-BG38
 Table 3. Hf isotope composition in zircons from the hypersthene plagioclase gneiss, sample 06-BG38

Номер аналізу	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \pm 1\sigma$ вік, млн рр.	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} \pm 1\sigma$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_T$	εHf_T	$\pm 2\sigma$
1	3440 ± 8	0,00032	0,00879	0,280435 ± 11	0,280414	-5,6	0,8
2	2631 ± 28	0,00013	0,00374	0,280620 ± 12	0,280614	-17,3	0,9
3	2276 ± 30	0,00024	0,00703	0,280547 ± 12	0,280537	-28,2	0,8
4	3507 ± 5	0,00065	0,01722	0,280453 ± 10	0,280409	-4,2	0,7
5	3173 ± 7	0,00074	0,02271	0,280457 ± 18	0,280412	-11,9	1,3
6	2695 ± 36	0,00044	0,01306	0,280557 ± 13	0,280534	-18,7	0,9
7	3325 ± 10	0,00025	0,00657	0,280426 ± 15	0,280410	-8,4	1,1
8	2270 ± 35	0,00022	0,00605	0,280555 ± 15	0,280546	-28,0	1,1
9	2839 ± 10	0,00013	0,00351	0,280456 ± 12	0,280449	-18,4	0,9
10	3156 ± 5	0,00033	0,00915	0,280473 ± 14	0,280453	-10,8	1,0
11	3633 ± 8	0,00050	0,01380	0,280442 ± 9	0,280408	-1,2	0,6
12	2625 ± 34	0,00059	0,01610	0,280426 ± 11	0,280396	-25,2	0,8
13	3444 ± 15	0,00080	0,02246	0,280443 ± 14	0,280390	-6,3	1,0
14	2687 ± 12	0,00030	0,00859	0,280542 ± 11	0,280527	-19,1	0,8
15	2753 ± 11	0,00041	0,01200	0,280422 ± 16	0,280400	-22,1	1,2
16	2042 ± 32	0,00030	0,00799	0,280569 ± 18	0,280558	-32,8	1,3
17	3020 ± 9	0,00083	0,02230	0,280478 ± 16	0,280429	-14,8	1,1
18	3069 ± 21	0,00131	0,03913	0,280497 ± 14	0,280420	-14,0	1,0
19	3594 ± 6	0,00052	0,01548	0,280395 ± 13	0,280359	-3,9	1,0
20	1855 ± 26	0,00024	0,00713	0,280530 ± 9	0,280522	-38,4	0,7
21	2637 ± 16	0,00025	0,00705	0,280522 ± 9	0,280509	-20,9	0,6
22	3506 ± 10	0,00100	0,02754	0,280446 ± 17	0,280379	-5,3	1,2
23	2684 ± 12	0,00029	0,00841	0,280767 ± 11	0,280752	-11,2	0,8
24	2939 ± 13	0,00070	0,02041	0,280433 ± 12	0,280394	-18,0	0,9
25	3210 ± 7	0,00137	0,03468	0,280482 ± 17	0,280398	-11,5	1,2
26	3235 ± 16	0,00024	0,00657	0,280430 ± 14	0,280415	-10,3	1,0
27	3071 ± 12	0,00003	0,00120	0,280433 ± 8	0,280431	-13,6	0,6
28	2570 ± 5	0,00061	0,01693	0,280485 ± 12	0,280454	-24,4	0,9
29	3546 ± 6	0,00017	0,00494	0,280470 ± 13	0,280458	-1,5	0,9
30	2741 ± 15	0,00067	0,01924	0,280447 ± 13	0,280412	-21,9	1,0
31	2812 ± 5	0,00088	0,02397	0,280554 ± 16	0,280507	-16,9	1,2
32	2394 ± 6	0,00054	0,01266	0,280441 ± 7	0,280416	-29,8	0,5
33	3368 ± 3	0,00116	0,03343	0,280459 ± 12	0,280384	-8,3	0,9
34	3343 ± 3	0,00124	0,03732	0,280513 ± 14	0,280433	-7,2	1,0
35	2672 ± 5	0,00062	0,01645	0,280575 ± 17	0,280543	-18,9	1,2
36	2888 ± 9	0,00127	0,03799	0,280456 ± 10	0,280386	-19,5	0,7
37	3005 ± 5	0,00094	0,02700	0,280800 ± 16	0,280746	-3,9	1,2
38	3179 ± 8	0,00061	0,01654	0,280446 ± 11	0,280409	-11,8	0,8
39	3307 ± 5	0,00085	0,02180	0,280458 ± 14	0,280403	-9,1	1,0
40	2536 ± 6	0,00104	0,02924	0,280774 ± 12	0,280723	-15,6	0,8
41	3051 ± 6	0,00050	0,01274	0,280486 ± 8	0,280457	-13,1	0,6
42	3054 ± 9	0,00009	0,00290	0,280552 ± 8	0,280547	-9,9	0,6
43	2517 ± 19	0,00108	0,02869	0,280472 ± 12	0,280420	-26,8	0,9
44	3461 ± 5	0,00049	0,01261	0,280469 ± 9	0,280436	-4,3	0,6
45	2880 ± 6	0,00028	0,00702	0,280672 ± 11	0,280657	-10,0	0,8
46	3491 ± 6	0,00039	0,01167	0,280423 ± 9	0,280397	-5,0	0,6
47	2389 ± 7	0,00030	0,00861	0,280402 ± 8	0,280389	-30,9	0,6
48	2038 ± 18	0,00017	0,00489	0,280629 ± 9	0,280623	-30,6	0,7
49	3151 ± 9	0,00044	0,01192	0,280447 ± 10	0,280420	-12,1	0,7
50	3553 ± 2	0,00187	0,05374	0,280505 ± 18	0,280376	-4,2	1,3
51	3486 ± 7	0,00064	0,01909	0,280423 ± 12	0,280380	-5,7	0,9
52	3457 ± 2	0,00161	0,04530	0,280522 ± 15	0,280414	-5,1	1,1
53	3428 ± 6	0,00021	0,00572	0,280422 ± 12	0,280408	-6,0	0,8
54	2560 ± 5	0,00048	0,01141	0,280694 ± 9	0,280671	-16,9	0,7
55	2868 ± 14	0,00066	0,01792	0,280448 ± 14	0,280411	-19,0	1,0
56	2784 ± 4	0,00043	0,01187	0,280476 ± 11	0,280453	-19,5	0,8
57	3346 ± 5	0,00250	0,06510	0,280600 ± 26	0,280439	-6,9	1,9
58	3317 ± 3	0,00152	0,03936	0,280490 ± 18	0,280393	-9,2	1,4
59	2978 ± 4	0,00127	0,03237	0,280627 ± 19	0,280555	-11,4	1,4
60	2581 ± 23	0,00035	0,01030	0,280562 ± 11	0,280545	-20,9	0,8

встановлювався внаслідок повної або часткової втрати радіогенного свинцю. На U-Pb діаграмі з конкордією (рис. 4) такі циркони переважно дискордантні. Таким чином, значення віку кристалів виявляють "розпорошеними" між часом кристалізації та часом метаморфізму, а ізотопний склад гафнію при цьому лишається сталим. Слід зазначити, що гафній у кристалічній ґратці циркону ізоморфно заміщує цирконій і, отже, є дуже стійким до перетворень. Зокрема, дослідження, проведені [26], показали, що циркони з архейських порід мають однаковий ізотопний склад гафнію незалежно від ступеня дискордантності (і ступеня порушення U-Pb системи). Тобто припущення про те, що метаморфічні події призводили до "перевстановлення" U-Pb системи, але при цьому не порушували ізотопний склад гафнію, видається цілком справедливим.

Втім, як зазначено вище, не всі кристали розташовуються на лінії, що відповідає $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0$. Частина їх знаходиться вище від неї, особливо в інтервалі 2500–3000 млн рр. При цьому більшість із них є або конкордантними, або близькими до таких. Зокрема, два конкордантні кристали циркону віком 3000 млн рр. розташовуються значно вище зазначеної лінії, а подібні за віком дискордантні кристали потрапляють на лінію з $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0$. На думку автора, такі кристали циркону є новоутвореними — вони кристалізувались у ході процесів метаморфізму, що супроводжувались деяким привнесенням речовини. Ці кристали мають більше значення співвідношення $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$, а, отже, вище ϵHf , що свідчить про привнесення ювенільної речовини або, принаймні, речовини, яка не так давно відокремилась від мантіїного джерела. Таким чином, ізотопний склад гафнію в метаморфогенних цирконах свідчить про значне привнесення речовини в ході метаморфізму. Якби новоутворені циркони формувались лише завдяки розчиненню і перевідкладенню наявних цирконів, то ізотопний склад гафнію в них був би однаковим.

Повернемось до найдавніших з досліджених цирконів. Циркони віком близько 3600–3630 млн рр. мають $\epsilon\text{Hf} \sim -1 \dots -4$, отже, ізотопний склад в них наближується до такого в універсальному хондритовому резервуарі (CHUR). Відтак, джерелом первинної речовини для досліджуваних гіперстеневих плагіогнейсів була не деплетована мантія, а вельми

молода на той момент коро́ва речовина. Проте автор не вивчав циркони, вік яких вищий від 3630 млн рр. Як вказано вище, ендербітогнейси кар'єрів Одеський та Козачий Яр містять і значно давніші циркони віком до 3790 млн рр. Якщо ізотопний склад гафнію в них знаходиться на тій самій лінії з $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0$ (що є найбільш ймовірним), то для віку 3790 млн рр. ми отримуємо $\epsilon\text{Hf} = 2,4$, що дуже близько до величини, притаманній деплетованій мантії на той час. Якщо ми звернемось до ізотопного складу неодиму в породах, що розкриваються обома кар'єрами, то впевнимось, що в цілому він варіює близько значення $\epsilon\text{Nd}_{3650} = 0$, тобто біля ізотопного складу неодиму в CHUR. Якщо перерахувати ізотопний склад неодиму на вік в 3790 млн рр., також отримуємо значення, властиві деплетованій мантії на той час. Не маючи однозначного рішення щодо віку кристалізації вихідних порід, отримуємо початковий ізотопний склад гафнію в цирконах і неодиму у валових пробах порід, що варіює від CHUR (фактично — недеплетованої мантії) до деплетованої мантії.

Значення неодимового модельного віку, отримані за моделлю деплетованої мантії, варіюють від 3660 до 3950 млн рр. (табл. 2), тобто відокремлення коро́вої речовини від деплетованої мантії сталося не раніше, ніж 3950 млн рр. тому.

Для ізотопного складу гафнію в цирконах значення модельного віку розраховуються дещо інакше, ніж неодиму для валових проб порід. Вважають, що ізотопний склад гафнію в цирконі в момент його кристалізації з магматичного розплаву точно відповідає ізотопному складу гафнію в розплаві. Але оскільки співвідношення $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ в цирконі докорінно відрізняється від такого в розплаві та його попереднику (породи — джерелі магматичного розплаву), то розглядають таку модель: ізотопний склад гафнію в цирконі вважається кінцевим етапом еволюції ізотопного складу цього елемента в розплаві та його джерелі. Циркон "консервує" цей ізотопний склад. Далі вважається, що вся речовина врешті-решт походить з деплетованої мантії. Найпростіші (одноактні) моделі передбачають, що циркон кристалізувався або з кислотої речовини, що мала $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} \sim 0,010$ і походила безпосередньо з деплетованої мантії, або з кислотої речовини, яка виплавилась з породи основного складу безпосередньо перед моментом

кристалізації циркону, тож ізотопний склад гафнію не встиг сильно змінитись під час знаходження в кислому розплаві. Ця основна порода також відокремилась від деплетованої мантії, але ізотопний склад гафнію розвивався в ній згідно з $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} \sim 0,022$. Можливі також проміжні (багатоактні) варіанти, коли кислий розплав виплавився із попередника основного складу не безпосередньо перед кристалізацією циркону, а значно раніше й ізотопний склад гафнію, перед тим як цей елемент був "законсервований" у цирконі, спочатку розвивався згідно з $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} \sim 0,022$, а пізніше — з $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} \sim 0,010$. Але модельний вік для багатоактних моделей опиняється в проміжку, обмеженому значеннями модельного віку за "кислою" та "основною" одноактними моделями.

Будемо вважати, що ізотопний склад гафнію в найдавнішому цирконі (3633 млн рр., $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0,280442$) відповідає такому, що існував у магматичному розплаві, з якого цей циркон кристалізувався. Тоді застосування одноактних "кислої" та "основної" моделей вказує на такі значення: 3910 та 4115 млн рр. відповідно.

Вік кристалізації та метаморфічних подій. Як видно із наведених вище даних, циркони з ендербіто-гнейсів Побужжя характеризуються великим діапазоном значень віку, який охоплює майже 2 млрд рр. Виникає закономірне питання: яке з цих значень відповідає часу кристалізації вихідних порід? І чи взагалі відповідає якимось з них часу прояву реальної магматичної події?

Якщо ми погоджуємося з теорією щодо магматичного походження вихідної породи, то, очевидно, найдавніше з отриманих значень відповідає часу її кристалізації, а молодші — часу прояву метаморфічних подій. Втім і тут можливі певні труднощі — магматичні породи можуть містити давніші кристали, захоплені з вмісних порід або джерел магнегенеративності. На жаль, не існує жодного критерію, за допомогою якого можна було б однозначно встановити походження кристалів циркону. Найчастіше як такі критерії використовують морфологію та анатомію кристалів, їх зовнішній вигляд і геохімічні особливості, в першу чергу Th/U співвідношення. Як показано вище, циркони з гіперстенових плагіогнейсів доволі різноманітні за зовнішнім виглядом та морфологією; лише поодинокі можуть бути визначені як типові циркони гранулітової фа-

ції метаморфізму. Так само широко варіює значення співвідношення Th/U — від 0,02 до 3,26, при цьому лише для 10 % кристалів становить $< 0,1$, що є типовим для цирконів, утворених під час гранулітового метаморфізму. Ніякої залежності між віком цирконів та значенням Th/U співвідношення не виявлено.

Ознакою цирконів магматичного генезису вважають наявність чіткої ритмічної концентричної зональності. Серед досліджених автором кристалів ознаки магматичної зональності мають кристали віком понад 3600 млн рр. та деякі з кристалів віком 3000 млн рр. На думку автора, кристалізація вихідної для ендербіто-гнейсів магматичної породи відбувалась не пізніше 3600 млн рр., а, можливо, навіть і значно раніше — близько 3790 млн рр. тому. Геохімічні дані (див. нижче) вказують на походження вихідних порід саме з деплетованої мантії, а ізотопний склад гафнію та неодиму набуває мантійних характеристик саме за умови більш давнього віку.

Розподіл значень віку кристалів циркону дозволяє припустити наявність принаймні трьох значних метаморфічних подій — близько 3400, 2800 та 2000 млн рр. тому, а також двох менш значних подій — 3000 та близько 1800 млн рр. тому.

На метаморфічні події в умовах гранулітової фації 3,2–3,1 млрд рр. тому вказували автори робіт [6, 7], а ще на одну — близько 2,8 млрд рр. тому — О.В. Бібікова [1]. Вірогідно, що подія віком 3,2–3,1 млрд рр., визначена з невеликою точністю по мультисервованих наважках, може являти собою "суміш" принаймні двох метаморфічних подій.

Подія 1800 млн рр. Наймолодший з кристалів, виявлених у гіперстеновому гнейсі (пр. 06-BG38), має вік в 1855 ± 26 млн рр., значно менше, ніж здогадний вік гранулітового метаморфізму. Цікаво, що це значення відповідає віку метаморфогенних монацитів ($1857,5 \pm 1,1$ млн рр.), виділених із кварцитів кошаро-олександрівської світи бузької серії [12].

Останнім часом, із застосуванням методів локальної геохронології, коли визначення U-Pb ізотопного віку виконується по окремих ділянках кристалів циркону, з'являється все більше і більше відомостей про важливість геологічної події віком близько 1800 млн рр. Зокрема, на даний момент відомо вже декілька магматичних подій, що припадають на цей вік. Серед них, зокрема, формування "давніх анорто-

зитів" [3, 20] та найдавніших гранітоїдів [18] Коростенського плутону, долеритових дайок та розшарованих габроїдних інтрузивів Північно-Західного району Українського щита (УЩ) [17, 22], деяких з долеритових дайок коростенського комплексу [19]. Окрім того, циркони такого віку виявляють у найрізноманітніших метаморфогенних та ультраметаморфогенних утвореннях. Можна вказати на групу цирконів віком 1779 ± 10 млн рр., виділених з амфіболітів новокриворізької світи [11], а також циркони віком 1747 ± 68 млн рр., що трапляються в мігматитах с. Олександрівка та віком $1792,5 \pm 8,5$ млн рр., виявлені в гнейсах тетерівської серії.

Цей етап розвитку УЩ співпадає з колізією двох сегментів Східно-Європейської платформи — Сарматського (поєднаного вже на той час з Волго-Уральським) та Фенноскандинавського [23, 29]. Вочевидь, процеси, пов'язані з колізією (власне зіткнення або "причленування" двох сегментів, післяколізійне розтягнення, спричинене ротацією Сарматії) призводили до дестабілізації літосфери, декомпресійного плавлення, утворення мантієвих розплавів, а також до помірного метаморфізму і метасоматозу, наслідки якого фіксуються у вигляді поодиноких кристалів циркону в різноманітних породах.

Цей етап розвитку УЩ ще значною мірою недооцінений геологами України. Зокрема, численні та різноманітні за складом (у тому числі кімберлітові) дайки Кіровоградського блоку також, вочевидь, формувались в цей час. Те саме можна сказати і про інтрузиви городницького комплексу, розповсюджені на північному заході УЩ. Хоча дані щодо ізотопного віку цирконів та амфіболів з порід городницького комплексу вказують на їх більш давній вік [14, 15], на думку автора, циркони є захопленими або з вмісних порід, або з порід нижньої кори. На підтвердження цього можна навести такі аргументи. 1. Не зважаючи на те, що породи, якими складені інтрузиви городницького комплексу, доволі широко варіюють за складом, вони, без сумніву, належать до однієї формації, що утворювалась в ході однієї магматичної події. Водночас циркони з цих порід широко варіюють за віком. Такі варіації простежуються як між окремими масивами, так і навіть всередині масивів.

2. Вік, отриманий по цирконах з окремих масивів, нерідко виявляється більш давнім,

ніж вік порід, що їх вміщують, або співпадає з ним.

3. Якщо вважати віком формування порід городницького комплексу 2100—2000 млн рр., то дуже важко пояснити їх походження, оскільки на цьому етапі розвитку цієї території відбувались потужні орогенні процеси, супроводжували гранітоутворенням, метаморфізмом та деформаціями. Для цих процесів не характерне формування глибинних мантієвих порід, якими, без сумніву, є породи городницького комплексу.

4. Породи городницького комплексу не несуть жодних ознак метаморфізму, деформацій або ж гранітизації, які мали б спостерігатись з огляду на давній вік цирконів. Навпаки, вони самі суттєво змінюють гранітоїди, що їх вміщують.

5. Геохімічні та ізотопні дані свідчать про спорідненість лужно-ультраосновних порід городницького комплексу (Північно-Західний район УЩ) з нікеленосними долеритовими дайками та розшарованими інтрузивами, розвиненими в цьому ж районі.

Первинне походження порід. Питання первинного походження порід, що нині утворюють ендербіто-гнейсову товщу, є складним і досі не має однозначної відповіді. Як зазначають автори роботи [8], одні дослідники вважають ці породи вулканогенно-осадовими утвореннями, а інші — продуктами перетворення первинної кори. У роботі [24] стверджується, що ендербіто-гнейси є первинно-плутонічними утвореннями. Як головне свідчення на цю користь вказується морфологія кристалів циркону.

Всі породи, розкриті кар'єрами Одеський та Козачий Яр, зазнали неодноразового інтенсивного метаморфізму гранулітової фації, який призвів до знищення первинних структурних ознак, які могли б вказувати на їх походження. Тому для визначення первинної природи асоціації порід ми будемо використовувати породний парагенезис, який включає ендербіто-гнейси середнього (діоритового) і кислого (гранітоїдного) складу, мафітові й ультрамафітові кристалосланці, а також геохімічні та ізотопно-геохімічні особливості порід.

Як видно з рис. 1, кисло-середні ендербіто-гнейси і мафітові та ультрамафітові кристалосланці тісно асоціюють. Постає питання, чи є ця асоціація закономірною (обидві відміни порід формувались у ході одного петрогене-

тичного процесу), чи випадковою (різновікові породи просто суміщені у просторі і не мають між собою нічого спільного)? Ми спробуємо розв'язати це питання за допомогою геохімічних та ізотопно-геохімічних даних.

Як показано на рис. 2, гіперстеневі плагіогнейси і мафітові та ультрамафітові кристалосланці дуже подібні між собою за характером розподілу мікроелементів та РЗЕ. Це, зокрема, порівняно невисокий вміст некогерентних мікроелементів, позитивна барієва аномалія на тлі низьких значень вмісту рубідію та торію, ніобій-танталова аномалія, помірно до дуже помірного фракціонування РЗЕ. Все це дозволяє припустити, що обидва члени асоціації генетично пов'язані між собою. Походження вихідних розплавів для них ми розглянемо нижче, а наразі лише зазначимо, що ізотопний склад стронцію та неодиму в ендербіто-гнейсах і мафіт-ультрамафітових кристалосланцях аналогічний і також вказує на одночасне походження з одного джерела.

Тепер розглянемо питання про те, в яких умовах могла сформуватись шарувата товща магматичних порід різного складу. Тут можливі чотири варіанти: 1 — ми маємо справу з розшарованим інтрузивом, складеним прошарками контрастних кумулятивних порід; 2 — ця асоціація — інтрузивний масив середньо-кислого складу, пронизаний численними паралельними дайками основного та ультраосновного складу; 3 — зазначена товща — це тонке перешарування вулканічних порід контрастного складу; 4 — товща є мігматитом, тобто продуктом ультраметаморфічної диференціації більш однорідної попередньої магматичної породи.

Розглянемо по черзі всі чотири варіанти. Перший варіант видається автору малоймовірним: настільки контрастні за складом породи (діорити, габроїди та ультрамафіти) можуть бути присутніми у складі одного розшарованого масиву, але при цьому вони зазвичай формують грубі, а не тонкі шари. Окрім ділянок тонкого перешарування мали бути присутні потужні зони, складені мафіт-ультрамафітами, та зони, складені виключно діоритами. Наскільки відомо автору, такі зони досі невідомі. Окрім того, кислі та основні фракціонати, що утворюються з єдиного магматичного розплаву, можуть розрізнятися за рівнем збагачення на некогерентні або когерентні елементи. При цьому фракціонування РЗЕ

має лишатись більш-менш сталим, чого насправді не спостерігається.

Для практичної реалізації другого варіанту мав існувати масив діоритового складу, пронизаний численними паралельними тонкими дайками базит-ультрабазитів. Така ситуація теоретично може бути можливою, якщо діоритовий масив зазнав суттєвих тектонічних перетворень, був розгнейсований і вже по площинах гнейсуватості його "просочували" базит-ультрабазитові розплави. Якби реалізувався такий сценарій, він мав розвиватись доволі швидко, оскільки геохімічні та ізотопні дані вказують на спорідненість порід між собою.

Згідно з третім варіантом первинна товща являла собою строкату товщу вулканогенно-осадового походження. Контрастні за складом прошарки діоритів та мафіт-ультрамафітів утворились завдяки перешаруванню потоків і туфів відповідного складу та їх подальшого метаморфізму.

Нарешті, четверта модель передбачає утворення строкатої товщі завдяки ультраметаморфічній диференціації (мігматизації). Втім, як справедливо зазначають автори роботи [5, с. 15] "... "шари" різного складу розділяються чітко і на вивітрілій поверхні створюють подібність з мігматитами, хоча не є такими". Ультраметаморфічна диференціація, навіть за умови часткового палінгенезу (переплавлення), не може призвести до утворення ультрамафітового реститу (меланосоми) та середньої за складом лейкосоми. Часткове плавлення порід середньо-основного складу потребує високої температури, його результатом мало б бути формування незначних за об'ємом виплавок гранітоїдного складу. Окрім того, за умов відсутності в реститі гранату, новоутворені палінгенні виплавки не мали б відрізнятися від реститів за ступенем фракціонування РЗЕ.

На думку автора, формування строкатої товщі ендербіто-гнейсів та мафіт-ультрамафітових кристалосланців, розкритих кар'єрами Одеський та Козачий Яр, відбувалось за третьою моделлю або за комбінацією третьої та четвертої моделей. Первинна строкатість виникла за рахунок накопичення контрастної вулканогенної товщі з деякою домішкою кластогенного осадового матеріалу. В подальшому ця строкатість була дещо підкреслена ультраметаморфізмом та помірним мігматитоутворенням. Втім, якщо утворення часткових розплавів і відбувалось, то не пізніше, ніж

3600 млн рр. тому. В такому разі формування власне вулканогенно-осадової товщі могло відбуватись близько 3780 млн рр. тому, а мігматитоутворення — близько 3600.

Походження вихідних розплавів. Розглянемо тепер питання про генезис вихідних розплавів, з яких сформувались ендербіто-гнейси і мафіт-ультрамафітові кристалосланці, незалежно від їхньої плутонічної або ж вулканогенної природи. Для цього ми знову використовуємо ізотопні та геохімічні дані.

На жаль, деяка непевність з часом формування ендербіто-гнейсової товщі не дозволяє точно визначити величину ϵNd_i , відповідно, ізотопні характеристики джерела плавлення. Крім того, в інтервалі 3600—3800 млн рр. різниця між універсальним хондритовим резервуаром та деплетованою мантією за моделлю [28] становить менше 1 ϵ . Отже, непевності з визначенням часу кристалізації та варіації ізотопного складу неодиму в різних пробах не дозволяють однозначно стверджувати про походження вихідних розплавів з деплетованої чи недеплетованої мантії. Втім незаперечно можна стверджувати, що досліджувані породи не є продуктами перетворення давньої (давнішої за 3950 млн рр.) первісної земної кори незалежно від її здогаданого складу — мафітового чи кислого.

Звернемося тепер до геохімічних даних. Розподіл РЗЕ в мафіт-ультрамафітових кристалосланцях дуже близький до такого в базальтах океанічного дна або в архейських толейтах [35]. Характерною рисою цих порід є "плаский" розподіл РЗЕ та їхні концентрації на рівні 10—15 хондритових норм. Хондрит-нормований розподіл мікроелементів також більш-менш "плаский" і знаходиться на рівні 10—25 хондритових норм. Характерною рисою є деплетация вмісту рубідію та торію (рис. 2), що може бути спричинена або попередньою деплетациєю мантійного джерела, або виносом цих елементів під час гранулітового метаморфізму. Автор схиляється до думки, що ця деплетация є первинною рисою, тому що в двох валових пробах порід та у монофракції плагіоклазу (табл. 2) навіть вимірне співвідношення $^{87}Sr/^{86}Sr$ є надзвичайно низьким. Настільки, що заперечує існування більш високого вмісту рубідію в минулому навіть протягом короткого часу. Це однозначно свідчить про деплетований характер мантійного джерела.

Отже, за своїми геохімічними характеристиками мафіт-ультрамафітові кристалосланці

дуже подібні до базальтів океанічного дна. Проте є дві суттєві відмінності — підвищений вміст барію та слабо виражена ніобій-танталова негативна аномалія. Ці характеристики вказують на формування порід у конвергентних обстановках — умовах активної континентальної окраїни або острівної дуги.

Тепер звернемося до геохімічних характеристик, притаманних гіперстеневому плагіогнейсу (ендербіто-гнейсу). На загал, вони дуже подібні до тих, що спостерігаються в мафіт-ультрамафітових кристалосланцях, але вирізняються дещо вищими значеннями концентрації некогерентних та помірно некогерентних елементів, а також значним фракціонуванням РЗЕ. За особливостями хімічного складу ці ендербіто-гнейси гранично відповідають визначенню санукітів [36]. Походження таких порід пов'язують з плавленням мафічного магматичного протоліту, метаморфічно перетвореного на еклогіт або на гранат-амфіболову породу [34, 37].

Таким чином, джерелом плавлення для порід гранулітового комплексу Побужжя слугувала деплетована мантія, а саме плавлення відбувалося за умов конвергентного тектонічного режиму. Очевидно, ендербіто-гнейси та мафіт-ультрамафітові кристалосланці не є диференціатами одного магматичного розплаву, а походять із двох різних. Первинний розплав для ендербіто-гнейсів утворювався за незначного ступеня плавлення еклогітизованих мафітів, в той час як для мафіт-ультрамафітових кристалосланців — за значного плавлення деплетованого мантійного матеріалу.

Ранньоархейська еволюція Землі. Розглянемо питання про те, яким чином результати щодо формування порід гранулітового комплексу Побужжя узгоджуються із відомостями стосовно інших найдавніших порід Землі.

На загал, найдавніші породи, подібні за віком до гранулітів Побужжя, збереглися лише в декількох місцях на Землі. Тому дослідження побужських ендербіто-гнейсів та мафіт-ультрамафітових кристалосланців має велике значення для з'ясування еволюції планети в цілому та процесів формування континентальної кори зокрема.

Найдавніший відомий матеріал — циркони з метаконгломератів та кварцитів Джек Хілс (*Jack Hills*), вік яких становить від 4,4 до <3,1 млрд рр. [25]. Отже, найдавніші з цих цирконів лише на 160 млн рр. молодші за час

акреції Землі. Таким чином, дуже скоро після формування планети на її поверхні вже існували тверді гірські породи кислого складу, з яких могли кристалізуватись циркони. Дослідження ізотопного складу гафнію в цих цирконах [31, 32 та багато інших робіт] дозволило виявити широкий діапазон його варіацій ($\epsilon\text{Hf} = 15 \dots -12$), який вказує на дуже значну диференційованість резервуарів, що виникла в перші десятки мільйонів років після акреції. Втім дані щодо молодих цирконів вказують, що вже близько 4 млрд рр. така диференційованість зникає. Ознаки наявності деплетованої мантії втрачаються, що пояснюється або дуже незначним об'ємом континентальної кори, утвореної до того часу, або тим, що значний об'єм наявної континентальної кори був залученим у мантію, що гомогенізувалась [27, 31, 33 та інші роботи].

Результати визначення ізотопного складу гафнію в валових пробах бонінітоподібних метабазальтів супракрустального поясу Айсуа (*Isua*), Гренландія наведено в роботі [33]. Вік цих порід становить близько 3720 млн рр., тобто майже як вік протоліту ендербітогнейсів Побужжя. На відміну від українських порід, для метабазальтів Гренландії виявлено ознаки надзвичайно деплетованого мантіяного джерела: $\epsilon\text{Hf}_{(3720)} = 3,5 \dots 12,9$, $\epsilon\text{Nd}_{(3720)} = -0,3 \dots 3,2$. Автори [30] наводять для цих же метабазальтів значення $\epsilon\text{Nd}_{(3710)} = 2,2 \pm 0,9$.

Ізотопний склад гафнію в цирконах з 15 зразків ранньо- та середньоархейських порід досліджено [20]. Зокрема, ними виявлено, що $\epsilon\text{Hf}_{(3600)}$ у гнейсах Акаста (*Acasta*), північно-західна Канада, варіює від 0,7 до -4,1, у гнейсах Амйтсок (*Amitsoq*), Західна Гренландія, віком від 3,62 до 3,73 млрд рр., ϵHf — від 1,4 до 2,6, а в гнейсах і кислих метавулканітах Барбертон (*Barberton*) та Пілбара (*Pilbara*) віком від 3,52 до 3,32 млрд рр., ϵHf — від 1,9 до 4,2.

Отже, більшість із досліджених ранньоархейських порід має ізотопні характеристики, що свідчать про їх походження з деплетованої чи дуже деплетованої (як у випадку метабазальтів Айсуа) мантії. Втім комплементарних континентальних мас, які могли б пояснювати існування деплетованої мантії, досі не виявлено. Найдавніші гірські породи, наразі виявлені на поверхні Землі, мають вік близько 3,7–3,8 млрд рр. Всі вони формувались з деплетованої мантії та не мають жодних слідів існування давніших континентальних мас. Як

видно з викладеного, породи Побужжя цілком відповідають цій глобальній тенденції.

Висновки. У кар'єрах, розташованих на обох берегах р. Південний Буг поблизу с. Завалля (Одеський та Козачий Яр) розкрита закономірна асоціація піроксенових плагіогнейсів (ендербіто-гнейсів) і мафітових та ультрамафітових кристалосланців. Первинне походження цих порід є, безсумнівно, магматичним. Ендербіто-гнейси діоритового складу містять полігенний комплекс кристалів циркону, що формувались впродовж тривалого часу — від 3790 до 1855 млн рр. тому. Найдавніші циркони (віком понад 3600 млн рр.), вочевидь, кристалізувалися з магматичного розплаву, а молодші — під час неодноразових (3400, 3000, 2800, 2000 та близько 1800 млн рр. тому) проявів метаморфізму гранулітової та амфіболітової фацій.

Геохімічні особливості порід, ізотопний склад гафнію цирконів, а також стронцію та неодиму валових проб порід вказують на походження вихідних розплавів внаслідок плавлення деплетованої мантії, яке відбувалось близько 3800 млн рр. тому. Можна стверджувати, що досліджувані породи не є продуктами перетворення давньої (давнішої за 3950 млн рр.) первісної земної кори незалежно від її згодного складу — мафітового чи кислого.

Робота виконана за фінансової підтримки Королівської спілки (Великобританія) та Шведського Інституту.

ЛІТЕРАТУРА

1. Библикова Е.В. Уран-свинцовая геохронология ранних этапов развития древних щитов. — М. : Наука, 1989. — 179 с.
2. Библикова Е.В., Клаэссон С., Федотова А.А. и др. Изотопно-геохронологическое (U-Th-Pb, Lu-Hf) изучение цирконов архейских магматических и метасадочных пород Подольского домена Украинского щита // Геохимия (у друці).
3. Верховяк В.М., Скобелев В.М. Изотопный возраст субвулканитов района г. Новоград-Вольнский (северо-западная часть Украинского щита) // Геохимия и рудообразование. — 1995. — № 21. — С. 47–56.
4. Єсипчук К.Ю., Бобров О.Б., Степанюк Л.М. та ін. Кореляційна хроностратиграфічна схема раннього докембрію Українського щита (схема та пояснювальна записка). — К. : УкрДГПІ, 2003. — 30 с.
5. Кривдік С.Г., Кравченко Г.Л., Томурко Л.Л. та ін. Петрологія і геохімія чарнокітоїдів Українського щита. — К. : Наук. думка, 2011. — 216 с.
6. Лесная И.М. Геохронология чарнокітоїдов Побужжя. — Киев : Наук. думка, 1988. — 136 с.

7. Лесная И.М., Плоткина Т.Э., Степанюк Л.М., Бартицкий Е.Н. Возрастные этапы формирования мафит-эндербитовой ассоциации Побужья // Геохимия и рудообразование. — 1995. — № 21. — С. 56—69.
8. Лобач-Жученко С.Б., Степанюк Л.М., Пономаренко А.Н. и др. Возраст цирконов из эндербитогнейсов Среднего Побужья (Днестровско-Бугский мегаблок Украинского щита) // Минерал. журн. — 2001. — **33**, № 1. — С. 3—14.
9. Степанюк Л.М., Бибикина Е.В., Клайсен С., Скобелев В.М. Sm-Nd изотопная система в докембрийских породах западной части Украинского щита // Минерал. журн. — 1998. — **20**, № 5. — С. 72—79.
10. Степанюк Л.М., Бибикина Е.В., Клайсен С. и др. К вопросу о возрастных рубежах формирования кошаро-александровской свиты бугской серии Побужья // Тез. докл. Междунар. науч.-практ. конф. "Стратиграфия, геохронология и корреляция нижнедокембрийских породных комплексов фундамента Восточно-Европейской платформы". — Киев : УкрДГРИ, 2010. — С. 209—212.
11. Степанюк Л.М., Бобров О.Б., Паранько І.С. та ін. Генезис та вік циркону із амфіболіту новокриворізької світи Криворізької структури // Мінерал. журн. — 2011. — **33**, № 3. — С. 69—76.
12. Степанюк Л.М., Скобелев В.М., Довбуш Т.І., Пономаренко О.М. Уран-свинцевий ізотопний вік монациту та кластогенного циркону із кварциту кошаро-александрівської світи — вікові межі формування порід бузької серії // Зб. наук. пр. УкрДГРИ. — 2004. — № 2. — С. 43—50.
13. Степанюк Л.М., Шумлянський Л.В., Пономаренко О.М. та ін. До питання про вікові межі формування кошаро-александрівської світи бузької серії Побужья // Геохімія та рудоутворення. — 2010. — № 28. — С. 4—10.
14. Цымбал С.Н., Степанюк Л.М., Цымбал Ю.С., Гейко Ю.В. Возраст щелочно-ультраосновных пород Болярковской интрузии (северо-западная часть Украинского щита) // Мінерал. журн. — 2011. — **33**, № 2. — С. 66—71.
15. Цымбал С.Н., Шумлянський Л.В., Богданова С.В., Биллстрем Ш. Щелочно-ультраосновные породы северо-запада Украинского щита : возраст, изотопия, геохимия // Щелочной магматизм Земли и его рудоносность : Материалы междунар. совещ. (Донецк, 10—16 сент. 2007 г.). — Киев : ЛОГОС, 2007. — С. 248—250.
16. Шумлянський Л.В. $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ізотопний вік та ізотопний склад гафнію цирконів, виділених з кварцитів кошаро-александрівської світи бузької серії, відслонення Біла Скеля, Побужья // Геохімія та рудоутворення (у друці).
17. Шумлянський Л.В., Белоусова О.А., Елмінг С.-О. Нові відомості про ізотопний вік порід палеопротерозойської габро-долеритової асоціації Північно-Західного району Українського щита // Мінерал. журн. — 2008. — **30**, № 4. — С. 58—69.
18. Шумлянський Л.В., Богданова С.В. U-Pb вік цирконів та геохімічні особливості ріолітів Овруцької западини, Північно-Західний район Українського щита // Там само. — 2009. — **31**, № 1. — С. 40—49.
19. Шумлянський Л.В., Мазур М.Д. Вік та речовинний склад йотунітів Білокоровицького дайкового поясу // Геолог України. — 2010. — № 1—2. — С. 70—78.
20. Amelin Yu.V., Heaman L.M., Verchoglyad V.M., Skobelev V.M. Geochronological constraints on the emplacement history of an anorthosite-rapakivi granite suite : U-Pb zircon and baddeleyite study of the Korosten complex, Ukraine // Contribs Mineral. and Petrol. — 1994. — **116**. — P. 411—419.
21. Amelin Y., Lee D.-C., Halliday A.N. Early-middle Archaean crustal evolution deduced from Lu-Hf and U-Pb isotopic studies of single zircon grains // Geochim. et cosmochim. acta. — 2000. — **64**. — P. 4205—4225.
22. Bogdanova S.V., Gintov O.B., Kurlovich D. et al. Late Palaeoproterozoic mafic dyking in the Ukrainian Shield (Volgo-Sarmatia) caused by rotations during the assembly of supercontinent Columbia // Lithos (y друці).
23. Bogdanova S., Gorbatshev R., Grad M. et al. EUROBRIDGE, POLONAISE Working Groups. EUROBRIDGE : new insight into the geodynamic evolution of the East European Craton // European Lithosphere Dynamics / Eds. D.G. Gee, R.A. Stephenson. — 2006. — P. 599—625. — (Geol. Soc. London. Mem. ; Vol. 32).
24. Claesson S., Bibikova E., Bogdanova S., Skobelev V. Archaean terranes, Paleoproterozoic reworking and accretion in the Ukrainian shield, East European craton // Ibid. — P. 645—654.
25. Compston W., Pidgeon R.T. Jack Hills, evidence of more very old detrital zircons in Western Australia // Nature. — 1986. — **321**. — P. 766—769.
26. Corfu F., Noble S.R. Genesis of the southern Abitibi greenstone belt, Superior province, Canada : evidence from zircon Hf isotopic analyses using a single filament technique // Geochim. et cosmochim. acta. — 1992. — **56**. — P. 2081—2097.
27. Davis D.W., Amelin Y., Nowell G.M., Parrish R.R. Hf isotopes in zircon from the western Superior province, Canada : Implications for Archean crustal development and evolution of the depleted mantle reservoir // Precamb. Res. — 2005. — **140**. — P. 132—156.
28. DePaolo D.J. Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and crust-mantle evolution in the Proterozoic // Nature. — 1981. — **291**. — P. 193—196.
29. Elming S.-Å., Shumlyanskyy L., Kravchenko S. et al. Proterozoic Basic dykes in the Ukrainian Shield : a palaeomagnetic, geochronologic and geochemical study — the accretion of the Ukrainian Shield to Fennoscandia // Precamb. Res. — 2010. — **178**. — P. 119—135.
30. Frei R., Polat A., Meibom A. The Hadean upper mantle conundrum : Evidence for source depletion and enrichment from Sm-Nd, Re-Os, and Pb isotopic compositions in 3.71 Gy boninite-like metabasalts from the Isua Supracrustal Belt, Greenland // Geochim. et cosmochim. acta. — 2004. — **68**. — P. 1645—1660.
31. Harrison T.M., Blichert-Toft J., Müller W. et al. Heterogeneous Hadean hafnium : evidence of continental

- crust by 4.4–4.5 Ga // *Science*. — 2005. — **310**. — P. 1947–1950.
32. *Harrison T.M., Schmitt A.K., McCulloch M.T., Lovera O.M.* Early (≥ 4.5 Ga) formation of terrestrial crust : Lu-Hf, $\delta O-18$, and Ti thermometry results for Hadean zircons // *Earth and Planet. Sci. Lett.* — 2008. — **268**. — P. 476–486.
33. *Hoffmann J.E., Münker C., Polat A. et al.* Highly depleted Hadean mantle reservoirs in the sources of early Archean ark-like rocks, Isua supracrustal belt, southern West Greenland // *Geochim. et cosmochim. acta*. — 2010. — **74**. — P. 7236–7260.
34. *Rapp R.P., Watson E.B., Miller C.F.* Partial melting of amphibolite/eclogite and the origin of Archean trondhjemites and tonalites // *Precamb. Res.* — 1991. — **51**. — P. 1–25.
35. *Rollinson H.R.* The geochemistry of mafic and ultramafic rocks from the Archean greenstone belts of Sierra Leone // *Miner. Mag.* — 1983. — **56**. — P. 267–280.
36. *Stern R., Hanson G.N., Shirley S.B.* Petrogenesis of Mantle derived LILE-enriched Archean Monzodiorite, Trachyandesites (Sanukitoids) in southern Superior Province // *Can. J. Earth Sci.* — 1989. — **26**. — P. 1688–1712.
37. *Thorkelson D.J., Breitsprecher K.* Partial melting of slab window margins : genesis of adakitic and non-adakitic magmas // *Lithos*. — 2005. — **79**. — P. 25–41.

Надійшла 20.03.2012

Л.В. Шумлянський

ГЕОХИМИЯ ПИРОКСЕНОВИХ ПЛАГІОГНЕЙСІВ (ЕНДЕРБІТІВ) ПОБУЖЖЯ І ІЗОТОПНИЙ СОСТАВ ГАФНІЯ В ЦИРКОНАХ

Изложены результаты определения химического и изотопного состава стронция и неодима в пробах пород гранулитового комплекса Побужья. Исследованы гиперстеновые плагиогнейсы (эндербито-гнейсы), мафитовые и ультрамафитовые кристаллосланцы. Приведены также результаты определения изотопного состава гафния в цирконах из эндербито-гнейсов. По своему первичному происхождению эти породы принадлежат к магматическим. Эндербито-гнейсы диоритового состава содержат полигенный комплекс кристаллов циркона, который формировался в течение

длительного времени — от 3790 до 1855 млн лет тому назад. Древнейшие цирконы (возрастом более 3600 млн лет), очевидно, кристаллизовались из магматического расплава, в то время как более молодые формировались во время многократных (3400, 3000, 2800, 2000 и около 1800 млн лет тому назад) проявлений метаморфизма гранулитовой и амфиболитовой фаций. Результаты изучения геохимических особенностей пород, изотопного состава гафния цирконов, а также стронция и неодима указывают на происхождение исходных расплавов благодаря плавлению деплетированной мантии, которое происходило около 3800 млн лет тому назад. Можно утверждать, что исследуемые породы не являются продуктами преобразования древней (древнее 3950 млн лет) первичной земной коры независимо от ее предполагаемого состава — мафитового или кислого.

L.V. Shumlyansky

GEOCHEMISTRY OF PYROXENE PLAGIOCLASE GNEISSES (ENDERBITES) OF THE BUG AREA AND Hf ISOTOPE COMPOSITION IN ZIRCONS

Paper deals with results of determination of whole-rock chemical composition and Sr and Nd isotope composition in samples that represent granulitic complex of the Bug area, south-western part of the Ukrainian Shield. Range of the studied rocks includes hypersthene plagioclase gneisses (enderbitic gneisses), mafic and ultramafic crystalline schists. Besides these, results of determination of Hf isotope composition in zircons from enderbitic gneisses are also quoted. Accordingly to their primary origin studied rocks are magmatic. Enderbitic gneisses are dioritic in composition and contain polygenic complex of zircon crystals that was formed during protracted time interval — from 3750 to 1855 Ma. Oldest zircons (>3600 Ma) crystallized obviously directly from the melt while younger grains were formed during repeated (3400, 3000, 2800, 2000 and ca. 1800 Ma) metamorphic events of granulite and amphibolite stages. Whole-rock geochemistry, Sr and Nd isotope composition, as well as Hf isotope compositions in zircons indicate origin of the initial melts due to fusion of the depleted mantle that occurred at ca. 3800 Ma. It is possible to state that the studied rocks are not products of transformation of the old (>3950 Ma) primary crust irrespective of its supposed composition — either mafic or felsic.