

УДК 550.93

Л.М. Степанюк, С.І. Курило, І.М. Котвіцька

Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення  
ім. М.П. Семененка НАН України  
03680, м. Київ-142, Україна, пр. Акад. Палладіна, 34  
E-mail: stepaniuk@nas.gov.ua; kurylo.sergiy@yandex.ru

## ЙМОВІРНІ ДЖЕРЕЛА РОДОНАЧАЛЬНИХ МАГМ ДВОПОЛЬОВОШПАТОВИХ ГРАНІТІВ ТА УМОВИ МАГМОГЕНЕРАЦІЇ (НА ПРИКЛАДІ СЕРЕДНЬОПРИДНІПРОВСЬКОГО МЕГАБЛОКУ УЩ)

Вивчено рубідій-стронцієві ізотопні системи плагіоклазів та ізотопний склад ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ) в апатитах двопольовошпатових гранітів Середнього Придніпров'я. З'ясовано, що поряд із відносно високими типово коровими ( $0,712\text{--}0,720$ ) первинними ізотопними співвідношеннями ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>in</sub>, трапляються надзвичайно високі значення (до  $0,86$ ), що не можна пояснити простим селективним плавленням корового субстрату (супракрystalні породи аульської серії та плагіогранітоїди дніпропетровського, меншою мірою сурського комплексів), оскільки за максимальних значень первинних співвідношень ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>in</sub> —  $0,712$  та Rb/Sr ( $0,5$ ) у породах субстрату навіть протягом  $500$  млн рр. (максимальний розрив у часі між формуванням порід аульської серії ( $3,2$  млрд рр. тому)) та двопольовошпатових гранітів ( $2,7$  млрд рр.), первинне співвідношення ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>in</sub> в породах субстрату може вирости лише до  $0,725$ . Маловірогідним є підвищення, порівняно з розрахунковим значенням, первинного ізотопного співвідношення ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>in</sub>, шляхом привнесення стронцію з високим ізотопним співвідношенням  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (більшим за  $0,86$ ) у результаті накладання метасоматичних процесів, оскільки немає джерела стронцію з такими високими значеннями, окрім мінералів-концентраторів рубідію (біотит і калішпат), в яких у результаті радіоактивного розпаду  $^{87}\text{Rb}$  накопичується радіогенний ізотоп  $^{87}\text{Sr}_{rad}$ . Для пояснення цього феномену ми запропонували такий механізм гранітоутворення: основним мінералом-концентратором рубідію в гнейсах аульської серії та плагіогранітоїдах є біотит, який практично не містить стронцію. Отже, в ньому за  $500$  млн рр. накопичиться певна кількість чисто радіогенного ізотопу  $^{87}\text{Sr}_{rad}$ . В умовах нижньої кори, де парціальний тиск води у флюїді низький (PT умови гранулітової фази), біотит є нестабільним мінералом і буде руйнуватися з утворенням гіперстену і калішпату. Цей процес відбувається в результаті твердофазної перекристалізації, тож усі компоненти реакції, у тому числі  $^{87}\text{Sr}_{rad}$ , будуть збагачувати флюїд. Поява води і калію в системі знизить температуру плавлення, в результаті чого буде виплавлятися кварц-польовошпатові евтектика, збагачена калієм, рубідієм і радіогенним ізотопом  $^{87}\text{Sr}_{rad}$ . Таким чином можуть формуватися висококалієві гранітні розплави, збагачені рубідієм, які будуть вміщувати стронцій із досить високим  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ізотопним співвідношенням, оскільки радіогенний стронцій біотиту, перебуваючи у флюїді, практично повністю перейде у розплав.

**Ключові слова:** Український щит, Середньопридніпровський мегаблок, ізотопна геохімія, петрологія, двопольовошпатові гранітоїди.

**Вступ.** За геологічними даними, двопольовошпатові гранітоїди Середнього Придніпров'я є інтрузивними утвореннями, оскільки в переважній більшості мають інтрузивні контакти з породами рами [8—11]. Стосовно походження родоначальних гранітних розплавів існують дві основні концепції: гранітні розплави можуть утворюватися в результаті диференціації магми основного складу (формується плагіогранітоїди з мантійними ізотопними характеристиками), або в результаті селективного плавлення порід. У другому випадку залежно від субстрату, що плавиться, можуть формуватися різні типи гранітоїдів. У результаті плавлення амфіболітів на значній глибині формуються плагіогранітоїди з низькими (близькими до мантійних) ізотопними характеристиками. У випадку селективного плавлення корових порід кислого складу, незалежно від інтенсивності проявів метасоматичних процесів, будуть формуватися двопольовошпатові граніти з коровими ізотопними характеристиками. Про-

тиками), або в результаті селективного плавлення порід. У другому випадку залежно від субстрату, що плавиться, можуть формуватися різні типи гранітоїдів. У результаті плавлення амфіболітів на значній глибині формуються плагіогранітоїди з низькими (близькими до мантійних) ізотопними характеристиками. У випадку селективного плавлення корових порід кислого складу, незалежно від інтенсивності проявів метасоматичних процесів, будуть формуватися двопольовошпатові граніти з коровими ізотопними характеристиками. Про-

© Л.М. СТЕПАНЮК, С.І. КУРИЛО, І.М. КОТВІЦЬКА, 2016

ISSN 0204-3548. Мінерал. журн. 2016. 38, № 3

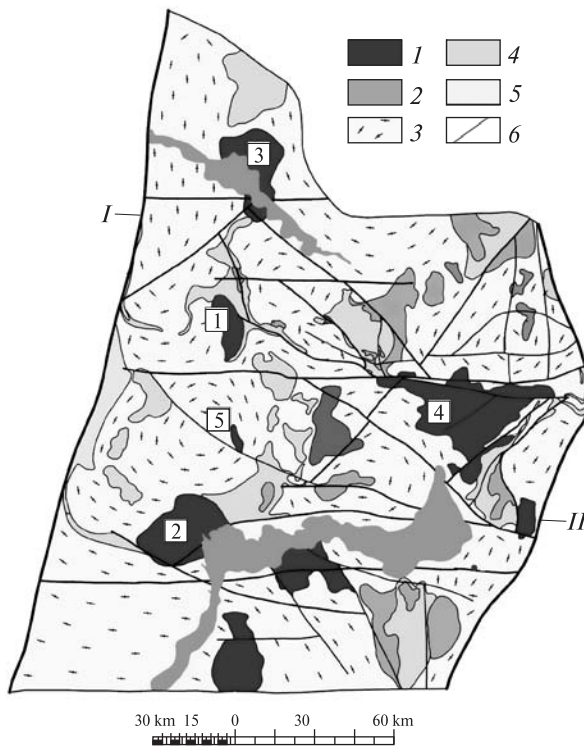


Рис. 1. Схема геологічної будови Середньопридніпровського мегаблоку: 1 — двопольовошпатові гранітоїди; 2 — плагіограніти та тоналіти сурського комплексу; 3 — плагіогранітоїди та мігматити дніпропетровського комплексу з реліктами аульської серії; 4 — зеленокам'яні утворення конкської та білозерської серії; 5 — метасадові утворення криворізької серії; 6 — розривні порушення. Цифри у квадратах — масиви двопольовошпатових гранітоїдів: 1 — Кудашівський, 2 — Токівський, 3 — Орільський, 4 — Мокромосковський, 5 — апліто-пегматоїдних гранітів; регіональні розломи: I — Криворізько-Кременчуцький; II — Оріхово-Павлоградський

Fig. 1. Schematic geological map of Middle Dnieper megablock: 1 — two-feldspar granitoids; 2 — plagiogranite and tonalite of Sura complex; 3 — plagiogranitoids of Dnipropetrovsk complex with the relicts of Aul series; 4 — greenstone rocks of Konka and Bilozerska series; 5 — metasedimentary formation of Kryvyi Rih series; 6 — faults. Numbers in a square — massifs of two-feldspar granitoids: 1 — Kudashivskyy, 2 — Tokivskyy, 3 — Orilskyy, 4 — Mokra Moskovka, 5 — aplite-pegmatoids granites; regional faults: I — Kryvyi Rih-Kremenchuk; II — Orikhiv-Pavlograd

цеси лужного і кремній-лужного метасоматозу призведуть до зниження температури плавлення, отже, до збільшення ступеня плавлення самого субстрату.

**Мета та методи дослідження.** З метою вирішення проблеми генезису гранітних розплавів ми використали результати вивчення рубідій-стронцієвих ізотопних систем плагіоклазів і апатитів для розрахунків первинних  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ізотопних співвідношень (табл. 1, 2).

Нами вивчено рубідій-стронцієві ізотопні системи плагіоклазів та акцесорних апатитів із двопольовошпатових гранітів Орільського, Токівського та Мокромосковського масивів.

Ізотопний склад стронцію вивчали на восьмиколекторному мас-спектрометрі МІ-1201 АТ в статичному режимі. На відміну від апатиту, плагіоклази містять незначну кількість рубідію, тому для розрахунків первинного ізотопного співвідношення  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{in}$  ми із виміряного ізотопного співвідношення  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  вираховували радіогенну добавку  $^{87}\text{Sr}_{rad}$  за відомими формулами [13], виходячи із співвідношення Rb/Sr у плагіоклазах. Вміст рубідію та стронцію в плагіоклазах визначали методом РФА.

**Геологія Середнього Придніпров'я.** Для продовження обговорення питання про джерело родоначальних гранітних розплавів, необхідно розглянути новітні дані щодо геологічної будо-

ви та часу формування Середньопридніпровського мегаблоку.

Породами рами двопольовошпатових гранітоїдів Середньопридніпровського мегаблоку є супракрустальні породи аульської серії та плагіогранітоїди дніпропетровського комплексу. Низка масивів двопольовошпатових гранітоїдів, зокрема Кудашівський, Орільський, Токівський, Мокромосковський, контактує з породними комплексами зеленокам'яних структур (рис. 1).

Супракрустальні породи аульської серії розчленовані [9] на три гнейсо-амфіболіт-кристалосланцеві товщі (знизу вгору): славгородська, томаківська та базавлуцька. Порооди першої товщі метаморфізовані в умовах високотемпературної частини амфіболітової та в гранулітової фації, а другої та третьої — в амфіболітової. Супракрустальні породи аульської серії практично повсюдно перетворені у процесі ультраметаморфізму на граніто-гнейси та мігматити, віднесені до дніпропетровського комплексу. Ці перетворення, як правило, настільки значні, що супракрустальні породи зберігаються лише у вигляді невеликих останців і реліктів.

Славгородська товща поширена лише у північно-східній частині Середнього Придніпров'я у Славгородському блоці, що є тектонічно відокремленим від інших частин цього регіону. Товща складена переважно амфібол-,

гіперстен-біотитовими плагіогнейсами з малопотужними (від перших метрів до 10 м) прошарками амфіболових, піроксен- і магнетит-піроксен-амфіболових кристалічних сланців та гнейсами, що іноді містять також і ортопіроксен [9]. За матеріалами буріння суперквартальні породи заміщуються ендербітоїдами і чарнокітами з утворенням ендербіт-плагіогнейсово-кристалосланцевої плутоно-метаморфічної асоціації [4].

Томаківську товщу представлено біотитовими та гранат-біотитовими гнейсами, подекуди з кордієритом, амфіболітами, гранат-амфіболовими кристалосланцями, бідними залізистими і безрудними кварцитами, подекуди з гранатом і піроксеном.

Базавлуцька товща поширена у басейні рік Базавлук і Базавлучок. Вона складена плагіогнейсами, кристалічними сланцями і амфіболітами, що ритмічно чергуються у розрізі. Наразі вікові та просторові співвідношення між цими товщами не з'ясовані через їхню територіальну роз'єднаність. Реперні ізотопні дані про вік цих порід також відсутні. І все ж на даний час ми маємо досить переконливі відомості, які обмежують час формування цих порід мезоархеєм. Зокрема, за результатами локального уран-свинцевого ізотопного датування кристалів цирконів із тоналітових гнейсів базавлуцької товщі було визначено вік найдавнішої генерації циркону  $3196 \pm 13$  млн рр. [12]. Верхня вікова межа їх формування — близько 3,08 млрд рр., визначена за результатами U-Pb (*SHRIMP*) ізотопного датування метаморфогенних цирконів із тронд'емітів, тоналітів і амфіболітів [12].

Результати датування, за локальним (*SHRIMP*) уран-свинцевим ізотопним методом, різних генерацій циркону із мігматизованого плагіогнейсу Інгульської брили [15], показують, що серед ядер у кристалах циркону присутні дві вікові групи. Вік першої групи ядер складає  $3241 \pm 12$ , другої —  $3146,3 \pm 8,2$  млн рр., характеризує час формування джерел кластогенного матеріалу. Вік першої (древньої) оболонки складає  $3061,3 \pm 9,2$  млн рр. (за співвідношенням  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ) і, найвірогідніше, відповідає часу прояву процесів метаморфізму та синхронного йому ультраметаморфізму, що в цілому співпадає з часом прояву цих процесів у породах аульської серії, поширених у межах Середньопридніпровського мегаблоку [20, 6, 12, 14]. Вік зовнішніх, молодших, оболонок ( $2177 \pm$

$\pm 210$  млн рр.) відповідає палеопротерозойському етапу структурно-метаморфічних перетворень гнейсів, очевидно, обумовлених процесами формування порід інгуло-інгулецької серії та гранітоїдів кіровоградського комплексу.

Досить древні ( $3227 \pm 9$  млн рр.) реліктові (ймовірно, кластогенні) ядра були виявлені [6] у середині кристалів цирконів метатоналітів дніпропетровського комплексу, поширених у нижній течії р. Мокра Сура. Друга, магматогенна, генерація циркону цих тоналітів кристалізувалася  $3014 \pm 14$  млн рр. тому, а третя (зовнішні кайми кристалів) —  $2987 \pm 26$  млн рр. тому.

Мезоархейські значення віку отримано [4] для різних генерацій циркону із ендербітоїдів Славгородського блоку. Цифрові значення віку для першої (магматогенної) генерації знаходяться в межах (за співвідношенням  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ) 3001—3024 млн рр., середнє — 3014, а за перетином конкордії дискордією —  $3014 \pm 7$  млн рр. Для другої (метаморфогенної) генерації значення віку (за співвідношенням  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ) лежать у межах 2975—3039 млн рр., середнє 3006 і для третьої (також метаморфогенної) генерації — 2988—3019 млн рр., середнє 3003 млн рр. Вік монациту із чарнокітзованого ендербіту складає  $2964,7 \pm 2,3$  млн рр. і, очевидно, характеризує час прояву процесу чарнокітизації ендербітоїдів.

Породні комплекси зеленокам'яних структур — супраквартальні породи конкської та білозерської серій і плагіогранітоїди сурського комплексу, без сумніву, були сформовані в мезоархеї [20].

Взявши до уваги особливості геологічної будови Середнього Придніпров'я, можна з великою долею вірогідності стверджувати, що породами субстрату для двопольовошпатових гранітоїдів могли бути лише охарактеризовані вище породні комплекси. Більш давніх утворень за мезоархейські, в Середньому Придніпров'ї не виявлено ні в результаті датування кластогенних цирконів теригенних товщ [21, 20, 5], ні серед реліктових ядер у цирконах гранітоїдів [6, 7, 4, 15], які, як транспортери, могли підняти речовину з глибинних рівнів земної кори в її верхні горизонти, як, наприклад, гранітоїди Добропільського масиву Приазов'я [16, 17].

**Обговорення результатів.** Для з'ясування природи (кора чи мантія) двопольовошпатових гранітоїдів Придніпров'я нами було вивчено рубідій-стронцієві ізотопні системи плагіокла-

Таблиця 1. Результати Rb-Sr ізотопних досліджень плагіоклазів та апатитів із двопольовошпатових гранітоїдів Середнього Придніпров'я

Table 1. The results of Rb-Sr isotope research of plagioclase and apatite from two-feldspar granitoids of Middle Dnieper

Польовий номер проби	Назва породи	Проаналізований мінерал	Вміст		$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$		Вік**, млн рр.	$\epsilon_{\text{Sr}}$
			Rb	Sr		поміряні	виправлені*		
<i>Кудашівський масив</i>									
1/12	Граніт рожевий, жила	Плагіоклаз	31,97	179,5	0,5227	0,85190	0,83039	2840	1839
2/12	Граніт	"	17,89	249,5	0,2082	0,74790	0,73933	2840	541
4/12	Граніт рівномірнозернистий	"	32,36	193,3	0,4867	0,75630	0,73627	2840	497
КД-2	Граніт	"	12,77	243,8	0,1519	0,73203	0,72576	2900	348
5/12	Граніт порфіроподібний	"	14,31	333,6	0,1244	0,73481	0,72969	2840	403
КД-1	Граніт	"	15,67	498,4	0,0912	0,73750	0,73373	2900	462
4/12	"	Апатит				0,73358	0,73358	2840	459
5/12	"	"				0,72028	0,72028	2910	270
<i>Токівський масив</i>									
11/12	Граніт дрібнозернистий	Плагіоклаз	57,18	145,9	1,156	0,90220	0,85869	2800	2242
10/12	Граніт порфіроподібний	"	45,62	967,9	0,1366	0,72258	0,71744	2800	228
8/12	Граніт нерівномірнозернистий	"	49,22	871,8	0,1636	0,72360	0,71745	2800	228
13/12	" "	"	54,10	750,8	0,2089	0,72928	0,72065	2800	274
12/12	Пегматит	"	56,54	795,9	0,2062	0,73849	0,72998	2800	407
7/12	"	"	71,60	1103	0,1880	0,71900	0,71126	2800	140
11/12	Граніт дрібнозернистий	Апатит	—	—	—	0,71360	0,71360	2800	173
ТК-2	" "	"	—	—	—	0,72062	0,72062	2800	273
10/12	Граніт порфіроподібний	"	—	—	—	0,72028	0,72028	2800	268
ТК-2/1	" "	"	—	—	—	0,72439	0,72439	2800	327
13_12	Граніт нерівномірнозернистий	"	—	—	—	0,72261	0,72261	2800	302
ТК-1	" "	"	—	—	—	0,71041	0,71041	2800	128
ТК-1/2	Метасоматит	"	—	—	—	0,72334	0,72334	2800	312
<i>Орільський масив</i>									
24/12	Граніт середньозернистий	Плагіоклаз	29,44	164,0	0,5214	0,74773	0,72812	2850	381
25/12	Граніт рожевий крупнозернистий	"	31,17	177,2	0,5108	0,74530	0,72609	2850	352
31/12	Граніт середньозернистий	"	37,94	800,6	0,1372	0,71338	0,70822	2850	97
32/12	Граніт крупнозернистий	"	34,02	468,3	0,2104	0,71749	0,70958	2850	117
33/12	" "	"	9,201	180,2	0,1470	0,71530	0,70974	2850	119
17/12	Граніт рожевий	"	26,79	325,1	0,2387	0,71730	0,70831	2700	96
<i>Мокромосковський масив</i>									
МК-1_4	Граніт	Плагіоклаз	22,03	266,3	0,2400	0,73400	0,72409	2700	321
МК-1_1	"	"	19,90	337,5	0,1711	0,73515	0,72809	2700	378
МК-1_5	"	"	14,28	444,8	0,0931	0,72920	0,72536	2700	339
МК-1_6	"	"	21,26	162,5	0,3801	0,75117	0,73957	2700	542
МК-3L_2	Пегматит	"	15,71	46,72	0,2809	0,79272	0,79272	2700	1299
МК-1/4	Граніт	Апатит	—	—	—	0,71203	0,71203	2700	149
МК-1/1	"	"	—	—	—	0,71559	0,71559	2700	200
МК-1/1	"	"	—	—	—	0,72563	0,72563	2700	343
МК-1/2	"	"	—	—	—	0,73847	0,73847	2700	526
МК-1/6	"	"	—	—	—	0,73769	0,73769	2700	515
МК-3L-2	Пегматит	"	—	—	—	0,83435	0,83435	2700	1893

Примітка. Концентрації рубідію та стронцію, визначені методом РФА, аналітик О.В. Андреев (Київський національний університет імені Тараса Шевченка); \* — ізотопні співвідношення, з яких вираховано радіогенну добавку  $^{87}\text{Sr}_{\text{rad}}$ ; \*\* — час (вік порід), на який розраховано  $\epsilon_{\text{Sr}}$  та радіогенну добавку  $^{87}\text{Sr}_{\text{rad}}$ .

Note. The concentration of rubidium and strontium have been identified by XRF, analyst O.V. Andreev (Taras Shevchenko Kyiv National University); \* — isotope ratio, of which the radiogenic addition was calculated  $^{87}\text{Sr}_{\text{rad}}$ ; \*\* — the time (age of rocks), on which the radiogenic addition was calculated  $^{87}\text{Sr}_{\text{rad}}$ .

зів та акцесорних апатитів. Обидва мінерали є акцепторами стронцію, окрім того в апатиті практично відсутній рубідій, і стронцій, що в ньому вміщується, зберігає свій ізотопний склад практично без змін, протягом усього часу існування, за умови, що вмісні породи не зазнавали впливу ендегенних змін, за яких апатит міг перекристалізуватися чи дорости більш пізньою генерацією. На відміну від апатиту, плагіоклази містять в своєму складі незначну кількість рубідію, тому для розрахунків первинного ізотопного співвідношення ми із виміряного ізотопного співвідношення  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , вираховували радіогенну добавку  $^{87}\text{Sr}_{\text{rad}}$ , за відомими формулами [13], виходячи із співвідношення Rb/Sr в плагіоклазах. Вміст рубідію та стронцію в плагіоклазах визначали методом РФА. Результати аналітичних досліджень наведено в табл. 1.

Як видно із табл. 1, числові значення первинних ізотопних співвідношень ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>in</sub> у всіх вивчених нами гранітоїдах є коровими, і перевищують 0,710. Зазначимо, що граничним (кора/мантія) значенням цього співвідношення для четвертинного періоду вважають  $0,704 \pm 0,002$  [19]. Первинне співвідношення  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  на момент формування Землі (4,5 млрд рр. тому), відповідно до моделі однорідного резервуару, становить  $0,698990 \pm 47$ , і розраховане на основі ізохронної моделі в шести зразках базальтичних ахондритів, названих *BABI* (*Basaltic achondritic best initial*) [22]. Зважаючи на корові значення первинного ізотопного співвідношення ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>in</sub>, ми можемо з великою ймовірністю припустити, що субстратом, у результаті селективного плавлення якого зародилися родоначальні магми двопольовошпатових гранітів, були породи, аналогічні породам рами. На жаль, у нас дуже мало даних про первинні співвідношення ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>in</sub>

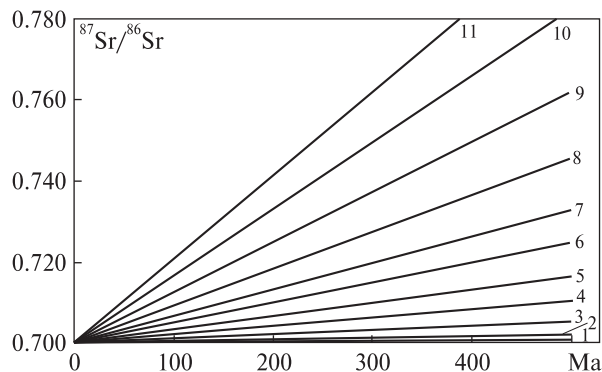


Рис. 2. Еволюція ізотопного співвідношення  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в часі; залежно від величини співвідношення Rb/Sr. Прийняте значення первинного ізотопного співвідношення  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,700$ ; 1–11 – номери ліній з різними значеннями співвідношення Rb/Sr: 1 – 0,04; 2 – 0,1; 3 – 0,25; 4 – 0,50; 5 – 0,80; 6 – 1,2; 7 – 1,6; 8 – 2,2; 9 – 3,0; 10 – 4,0; 11 – 5,0

Fig. 2. Evolution of isotopic ratio  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  in time, depending on the value of ratio Rb/Sr. The accepted value of primary isotopic ratio is  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,700$ ; 1–11 – number of lines with different values of ratio Rb/Sr: 1 – 0.04; 2 – 0.1; 3 – 0.25; 4 – 0.50; 5 – 0.80; 6 – 1.2; 7 – 1.6; 8 – 2.2; 9 – 3.0; 10 – 4.0; 11 – 5.0

в плагіогранітоїдах Середнього Придніпров'я, а для супракрустальних порід аульської серії їх взагалі немає. Тому, виходячи з геологічних даних щодо формування плагіогранітів (в усякому разі – дніпропетровського комплексу) в результаті селективного плавлення порід аульської серії, ми приймаємо, що в суперкрустальних породах первинне співвідношення ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>in</sub> повинно бути не більшим від такого в гранітоїдах, що розвиваються по них. За даними [1], первинне співвідношення ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>in</sub> у плагіогранітоїдах Придніпров'я коливається у відносно вузькому інтервалі значень – 0,7002–0,7128. Враховуючи, що розрив у часі між формуванням порід субстрату (приймаємо 3,2 млрд рр. тому) та інтрузією

Таблиця 2. Статистичні дані щодо Rb/Sr співвідношення в плагіогранітоїдах Середнього Придніпров'я, за [8]

Table 2. Statistical data of Rb/Sr ratio in plagiogranitoids of Middle Dnieper, for [8]

Порода	Rb/Sr			
	min	max	med	n
Діорити і кварцові діорити р. Дніпро, нижче м. Дніпропетровськ	0,010	0,051	0,029	6
Плагіограніто-гнейси, р. Дніпро, Старокозацький кар'єр	0,021	0,067	0,049	13
Тоналіти, Сурсько-Литовське, західний кар'єр, р. Мокра Сура	0,062	0,157	0,080	15
Трондьєміти та низьколужні граніти і граніт-порфіри Чкаловського та Вільнохуторського масивів	0,016	0,069	0,042	6
Тоналіти та трондьєміти, Октябрський кар'єр	0,159	0,500	0,218	14

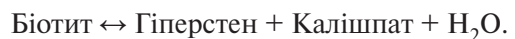
Таблиця 3. Статистичні дані щодо Rb/Sr співвідношення в двопольовошпатових гранітоїдах Середнього Придніпров'я, за [8]  
Table 3. Statistical data of Rb/Sr ratio in two-feldspar granitoids of Middle Dnieper, for [8]

Порода	Rb/Sr			
	min	max	med	n
Гранодіорити і граніти Вишневецького та Новопавлівського кар'єрів	0,081	0,239	0,143	16
Гранодіорити і граніти Кудашівського кар'єру	0,171	1,632	0,754	8
Граніти Токівського масиву	0,356	1,263	0,528	13
Граніти Щербаковського масиву	0,368	0,692	0,482	10
Граніти Мокромосковського масиву	1,000	4,33	1,415	20

двопольовошпатових гранітів (2,9—2,7 млрд рр.) не перевищує 500 млн рр., та, взявши числові значення співвідношення Rb/Sr в плагіогранітах (табл. 2), можна за відомими формулами [13], легко розрахувати числові значення  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  у плагіогранітоїдах на момент формування двопольовошпатових гранітів. Розрахунки показали, що за середнього значення співвідношення Rb/Sr = 0,080 (табл. 2), ізотопне співвідношення  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  через 500 млн рр. зростає з 0,7128, до 0,7144, за Rb/Sr = 0,157 — до 0,7160 і, навіть за максимального значення Rb/Sr = 0,50, що зафіксовано в гранітоїдах саксаганського комплексу (табл. 2, плагіогранітоїди Октябрського кар'єру), виростає лише до 0,7258 (рис. 2). Але ми отримали досить високі первинні співвідношення  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{in}$  для двопольовошпатових гранітів (0,708—0,857, див. табл. 1), які не можна пояснити, за винятком декількох типів гранітів із низькими (нижче за 0,726) первинними співвідношеннями  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{in}$ , простим селективним плавленням порід субстрату. Маловірогідним є підвищення порівняно з розрахунковим, значення первинного ізотопного співвідношення  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{in}$ , внаслідок привнесення стронцію з високим ізотопним співвідношенням  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (більшим за 0,86) в результаті накладання метасоматичних процесів. Адже немає джерела стронцію з такими високими ізотопними співвідношеннями, окрім мінералів-концентраторів рубідію (біотит і калішпат), у яких у результаті радіоактивного розпаду  $^{87}\text{Rb}$ , накопичується радіогенний ізотоп  $^{87}\text{Sr}_{rad}$ .

Для пояснення цього феномену ми запропонували такий механізм гранітоутворення. Враховуючи, що основним мінералом-концентратором рубідію в гнейсах аульської серії та

плагіогранітоїдах є біотит\*, який у той же час практично не містить стронцію, у ньому за 500 млн рр. накопичиться певна кількість чисто радіогенного ізотопу  $^{87}\text{Sr}_{rad}$ . В умовах нижньої кори, де парціальний тиск води у флюїді низький (переважають інші компоненти  $\text{CO}_2$ ,  $\text{CO}$ ,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{HF}$  та ін., *PT*-умови гранулітової фації), біотит є нестабільним мінералом і буде руйнуватися з утворенням гіперстену і калішпату, а стронцій буде залишатися у флюїді. Тобто, за перетину породами ізогради гранулітової фації, біотит стає нестабільним і буде розпадатися на калієвий польовий шпат, гіперстен і воду за відомим рівнянням:



Оскільки такий процес відбувається в результаті твердофазної перекристалізації, усі компоненти, зазначені у рівнянні будуть збагачувати флюїд. Поява води і калію в системі знизить температуру плавлення, в результаті чого буде виплавлятися кварц-польовошпатово евтектика, збагачена калієм, рубідієм і радіогенним ізотопом  $^{87}\text{Sr}_{rad}$ . Таким чином можуть формуватися висококалієві гранітні розплави, збагачені рубідієм (табл. 3), які будуть вмішувати стронцій із досить високим  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ізотопним співвідношенням, оскільки радіогенний стронцій біотиту, перебуваючи у флюїді, практично повністю перейде у розплав. Тобто в реститі залишиться стронцій, збіднений на радіогенний ізотоп  $^{87}\text{Sr}_{rad}$ , а гранітний розплав, відповідно, і граніти, що будуть з нього закристалізовані, будуть збагачені радіогенним  $^{87}\text{Sr}_{rad}$ .

\* Калієвий польовий шпат у породах субстрату є рідкісним мінералом, тож основним мінералом-концентратом рубідію (і калію) є біотит.

На наш погляд, саме таким чином були сформовані двопольовошпатові граніти, насамперед Мокромосковського масиву.

Як непрямий доказ практично повного переходу радіогенного  $^{87}\text{Sr}_{rad}$  в гранітні розплави можна навести результати вивчення ізотопного складу стронцію в гранулітах Побужжя, які, вірогідно, є реститами. Варіації первинного ізотопного співвідношення ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>in</sub> в ендербітогнейсах, відслонених в кар'єрах с. Завалля (вік 3,65 млрд рр.), є в досить вузьких межах — 0,7010—0,7050. Таким же низьким значенням (0,703) характеризуються піроксенові плагіогнейси Славгородського блоку.

У межах запропонованої моделі можна виконати палеорекострукцію геодинамічної обстановки, в умовах якої були сформовані двопольовошпатові граніти Середнього Придніпров'я. Основною умовою селективного плавлення порід субстрату є їх прогрів до певної температури (має бути досягнута температура, близька до температури стійкості біотиту), яка недостатня для початку селективного плавлення порід за наявного в них флюїду. Нам вида-

ється, що такий прогрів має відбуватися на тлі поступового підвищення тиску внаслідок занурення порід. Таким чином, однією з умов формування двопольовошпатових (калій-натрієвих) гранітів є досить товста континентальна кора. Значне потовщення кори, як можна бачити в сучасній Землі, можливе в зонах субдукції, насамперед континентальних окраїн та колізійних обстановок. Враховуючи, що двопольовошпатові граніти Придніпров'я сформувалися по досить давньому субстрату (на момент їх формування вік порід субстрату складав 350—500 млн рр.), їх формування відбувалось у колізійній обстановці.

**Висновки:** 1. Двопольовошпатові граніти Середнього Придніпров'я є коровими утвореннями. Їх родоначальні розплави були сформовані в зоні переходу порід субстрату ізогради амфіболітова — гранулітова фації, за умов нестабільності біотиту в результаті виплавлення кварц-польовошпатової евтектики.

2. Найбільш вірогідною геодинамічною умовою формування двопольовошпатових гранітів Середнього Придніпров'я є колізійна обстановка.

#### ЛІТЕРАТУРА

1. Артеменко Г.В. Геохронологія Середньопридніпровської, Приазовської та Курської граніт-зеленокам'яних областей : Автореф. дис. ... д-ра геол. наук. — К., 1998. — 20 с.
2. Берзенин Б.З. Новые данные о составе архейских образований Среднего Приднепровья // Геохимия и рудообразование. — 1975. — Вып. 4. — С. 97—101.
3. Берзенин Б.З. О металлогении докембрия района Славгородско-Синельниковских магнитных аномалий // Геол. журн. — 1974. — 31, № 1. — С. 107—111.
4. Бобров А.Б., Кирилук В.П., Гошовский С.В., Степанюк Л.М., Гурский Д.С., Лысак А.М., Сиворонов А.А., Безвинный В.П., Зольцле В.В., Приходько В.Л., Шпельчак В.А. Гранулитовые структурно-формационные комплексы Украинского щита — европейский эталон // "Стратиграфия, геохронология и корреляция нижнедокембрийских породных комплексов фундамента Восточно-Европейской платформы" : Путеводитель геол. экскурсий Междунар. науч.-практ. конф. (31 мая — 4 июня 2010 г.). — Киев, 2010. — 160 с.
5. Бобров О.Б., Степанюк Л.М., Паранько І.С., Пономаренко О.М., Шумлянський Л.В. Генезис та вік циркону із кварциту "латівського" горизонту криворізької серії Українського щита // Мінерал. журн. — 2011. — 33, № 1. — С. 30—40.
6. Бобров О.Б., Степанюк Л.М., Сергєєв С.А., Пресняков С.Л. Метатоналіти дніпропетровського комплексу та вікові етапи їх формування (геологічна позиція, склад, результати *Shrimp* радіології) // 36. наук. пр. УкрДГРІ. — 2008. — № 1. — С. 9—23.
7. Бобров О.Б., Степанюк Л.М., Скобелев В.М., Пресняков С.В., Сергєєв С.А., Ісаков Л.В. Геологія та радіологічний вік тоналітів Сурського масиву (Середнє Придніпров'я) // 36. наук. пр. УкрДГРІ. — 2008. — № 3. — С. 17—32.
8. Єсипчук К.Е., Орса В.І., Шербаков І.Б., Шеремет Е.М., Скобелев В.М., Рябоконт В.В., Галецький Л.С., Панов Б.С. Гранитоїди Українського щита: петрохимія, геохімія, рудоносність. — Київ : Наук. думка, 1993. — 232 с.
9. Кореляційна хроностратиграфічна схема раннього докембрію Українського щита (поясн. зап.) / К.Ю. Єсипчук, О.Б. Бобров, Л.М. Степанюк, М.П. Шербак, Є.Б. Глеваський, В.М. Скобелев, А.С. Дранник, М.В. Гейченко; УкрДГРІ, НСК України. — К., 2004. — 29 с.
10. Орса В.І. Гранітообразование в докембрии Среднеприднепровской гранит-зеленокаменной области. — Киев : Наук. думка, 1988. — 202 с.
11. Орса В.І. Петрологія граніто-гнейсового комплексу Середнього Придніпров'я. — К. : Наук. думка, 1973. — 169 с.
12. Самсонов А.В., Пухтель І.С., Журавлев Д.З., Чернышев І.В. Геохронология архейского аульского комплекса и проблема фундамента зеленокаменных поясов Украинского щита // Петрология. — 1993. — 1, № 1. — С. 29—49.

13. Соботович Э.В., Бартницкий Е.Н., Цюнь О.В., Кононенко Л.В. Справочник по изотопной геологии. — М. : Энергоиздат, 1982. — 240 с.
14. Степанюк Л.М., Бобров О.Б., Захаров В.В., Курлов М.С., Сергеев С.А., Ларіонов О.М. Час формування гранітоїдів саксаганського комплексу // Мінер. ресурси України. — 2010. — № 1. — С. 21–26.
15. Степанюк Л.М., Бобров О.Б., Курило С.І., Паранько І.С., Сергеев С.А. Уран-свинцевий вік циркону з плагіогнейсу аульської серії (Інгулецько-Криворізька шовна зона, Український щит) // Мінер. ресурси України. — 2014. — № 1. — С. 13–16.
16. Степанюк Л.М., Бобров О.Б., Шпильчак В.О., Стефанишин О.Б., Сергеев С.А., Ленехіна О.М. Нові дані про радіологічний вік гранітоїдів Добропільського масиву (Західне Приазов'я, Український щит). Стаття 3. Результати радіологічного датування // Зб. наук. пр. УкрДГРІ. — 2007. — № 2. — С. 83–89.
17. Степанюк Л.М., Бобров О.Б., Яськевич Т.Б., Шпильчак В.О., Сергеев С.А. Геохронологія гранітоїдів Добропільського масиву Приазов'я (Український щит) // Гранитоиды: условия формирования и рудоносность : Тез. докл. науч. конф. (Киев, 27 мая—1 июня 2013 г.) / ИГМР НАН Украины. — Киев, 2013. — С. 125–126.
18. Степанюк Л.М., Паранько І.С., Пономаренко О.М., Довбуш Т.І., Висоцький О.Б. Уран-свинцевий вік кластогенного монациту із метапісковика скелюватської світи Криворізької структури // Мінерал. журн. — 2011. — 33, № 4. — С. 80–90.
19. Фор Г. Основы изотопной геологии : Пер. с англ. — М. : Мир, 1989. — 590 с.
20. Щербак Н.П., Артеменко Г.В., Лесная И.М., Пономаренко А.Н. Геохронологія раннього докембрія Українського щита. Архей. — Киев : Наук. думка, 2005. — 243 с.
21. Щербак Н.П., Бибицова Е.В., Лобач-Жученко С.Б., Артеменко Г.В., Пресняков С.Л. Палеоархей Восточной части Украинского щита по данным U-Pb метода (3,6–3,2 млрд лет) // Мінерал. журн. — 2009. — 31, № 3. — С. 3–10.
22. Papanastassion D.A., Wasserburg G.J. Initial strontium isotopic abundances and the resolution of small time differences in the formation of planetary objects // Earth and Planet. Sci. Lett. — 1969. — 5, No 6. — P. 128–138.

Надійшла 17.02.2016

## REFERENCES

1. Artemenko, G.V. (1998), *Geokhronolohiia Serednoprudnirovskoi, Pryazovskoi ta Kurskoi granit-zelenokam'ianykh oblastei*, Abstract of D.Sc. geoloh. nauk dissertation, Kyiv, 20 p.
2. Berzenin, B.Z. (1975), *Geochemistry and ore formation*, Kyiv, Ukraine, Vol. 4, pp. 97-101.
3. Berzenin, B.Z. (1974), *Geol. Journ.*, Kyiv, Ukraine, Vol. 31 No 1, pp. 107-111.
4. Bobrov, O.B., Kyryliuk, V.P., Hoshovskiy, S.V., Stepanyuk, L.M., Hurskiy, D.S., Lysak, A.M., Syvoronov, A.A., Bezvynnyi, V.P., Ziultsle, V.V., Prykhodko, V.L. and Shpylchak, V.A. (2010), *Putevoditel heoloh. ekskursij Mezhdunar. nauch.-prakt. conf., 31 maia - 4 yunია*, Kyiv, 160 p.
5. Bobrov, O.B., Stepanyuk, L.M., Paran'ko, I.S., Ponomarenko, O.M. and Shumlyansky, L.V. (2011), *Mineral. Journ. (Ukraine)*, Kyiv, Vol 33 No 1, pp. 30-40.
6. Bobrov, O.B., Stepanyuk, L.M., Serheev, S.A. and Presniakov, S.L. (2008), *Zb. nauk. pr. UkrDGRI*, Kyiv, Ukraine, No 1, pp. 9-23.
7. Bobrov, O.B., Stepanyuk, L.M., Skobelev, V.M., Presniakov, S.V., Serheev, S.A. and Isakov, L.V. (2008), *Zb. nauk. pr. UkrDGRI*, Kyiv, Ukraine, No 3, pp. 17-32.
8. Yesyuchuk, K.E., Orsa, V.I., Shcherbakov, I.B., Sheremet, E.M., Skobelev, V.M., Riabokon', V.V., Galetskiy, L.S. and Panov, B.S. (1993), *Granytoidy Ukrainskoho shchyta: petrokhyimia, geokhyimia, rudonosnost'*, Nauk. dumka, Kyiv, 232 p.
9. Yesyuchuk, K.Yu., Bobrov, O.B., Stepanyuk, L.M., Shcherbak, M.P., Glevaskiy, E.B., Skobelev, V.M., Drannik, V.S. and Geichenko, M.V. (2004), *Correlated chronostratigraphic scheme of Early Precambrian of the Ukrainian Shield (scheme and explanatory note)*, UkrSGRI, NSC Ukraine, Kyiv, UA, 29 p.
10. Orsa, V.I. (1988), *Granytoobrazovanie v dokembrii Srednepridneprovskoi granit-zelenokamennoi oblasti*, Nauk. dumka, Kyiv, 202 p.
11. Orsa, V.I. (1973), *Petrolohiia granito-gneisovoho kompleksu Seredn'oho Prydniprov'ia*, Nauk. dumka, Kyiv, 169 p.
12. Samsonov, A.V., Pukhtel, Y.S., Zhuravlev, D.Z. and Chernyshev, I.V. (1993), *Petrolohiia*, Moscow, Vol. 1 No 1, pp. 29-49.
13. Sobotovych, E.V., Bartnytskyi, E.N., Tson', O.V. and Kononenko, L.V. (1982), *Spravochnik po izotopnoi geolohii*, Enerhoizdat, Moscow, 240 p.
14. Stepanyuk, L.M., Bobrov, O.B., Zakharov, V.V., Kurlov, M.S., Serheev, S.A. and Larionov, O.M. (2010), *Miner. resursy Ukrainy*, Kyiv, No 1, pp. 21-26.
15. Stepanyuk, L.M., Bobrov, O.B., Kurylo, S.I., Paran'ko, I.S. and Serheev, S.A. (2014), *Miner. resursy Ukrainy*, Kyiv, No 1, pp. 13-16.
16. Stepanyuk, L.M., Bobrov, O.B., Shpylchak, V.O., Stefanyshyn, O.B., Serheev, S.A. and Lepiekhina, O.M. (2007), *Zb. nauk. pr. UkrDGRI*, Kyiv, Ukraine, No 2, pp. 83-89.
17. Stepanyuk, L.M., Bobrov, O.B., Yaskevych, T.B., Shpylchak, V.O. and Serheev, S.A. (2013), *Granytoidy: terms of forming and ore-bearing*, Tez. dokl. nauch. conf., 27 maia-1 yunია, IGMOF NAS Ukrainy, Kyiv, pp. 125-126.



18. Stepanyuk, L.M., Paran'ko, I.S., Ponomarenko, O.M., Dovbush, T.I. and Vysotskiy, O.B. (2011), *Mineral. Journ. (Ukraine)*, Kyiv, Vol. 33 No 4. pp. 80-90.
19. For, H. (1989), *Osnovy izotopnoi geologii*, Myr, Moscow, 590 p.
20. Shcherbak, M.P., Artemenko, G.V., Lesnaia, I.M. and Ponomarenko, O.M. (2005), *Geokhronohyia ranneho dokembryia Ukraynskoho shchyta. Arkhei*, Nauk. dumka, Kyiv, 243 p.
21. Shcherbak, M.P., Bybykova, E.V., Lobach-Zhuchenko, S.B., Artemenko, G.V. and Presniakov, S.L. (2009), *Mineral. Journ. (Ukraine)*, Kyiv, Vol 31 No 3, pp. 3-10.
22. Papanastassion, D.A. and Wasserburg, G.J. (1969), *Earth and Planet. Sci. Lett.*, Vol. 5 No 6, pp. 128-138.

Received 17.02.2016

*Л.М. Степанюк, С.И. Курило, И.Н. Котвицкая*

Институт геохимии, минералогии и рудообразования  
им. Н.П. Семеново НАН Украины  
03680, г. Киев-142, Украина, пр. Акад. Палладина, 34  
E-mail: stepaniuk@nas.gov.ua; kurylo.sergiy@yandex.ru

**ВЕРОЯТНЫЕ ИСТОЧНИКИ РОДОНАЧАЛЬНЫХ МАГМ  
ДВУПОЛЕВОШПАТОВЫХ ГРАНИТОВ  
И УСЛОВИЯ МАГМОГЕНЕРАЦИИ (НА ПРИМЕРЕ  
СРЕДНЕПРИДНЕПРОВСКОГО МЕГАБЛОКА УЩ)**

Изучены рубидий-стронциевые изотопные системы плагиоклазов и изотопный состав ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ) в апатитах двуполевошпатовых гранитов Среднего Приднепровья. Установлено, что наряду с относительно высокими типично коровыми (0,712—0,720) значениями первичных изотопных отношений ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>in</sub>, отмечаются весьма высокие значения (до 0,86), что невозможно объяснить простым селективным плавлением корового субстрата (суперкрупные породы аульской серии и плагиогранитоиды днепропетровского, в меньшей степени сурского комплексов), поскольку при максимальных значениях первичных отношений ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>in</sub> — 0,712, и отношения Rb/Sr (0,5) в породах субстрата даже в течение 500 млн лет (максимальный разрыв во времени между формированием пород аульской серии (3,2 млрд лет) и двуполевошпатовых гранитов (2,7 млрд лет), первичное отношение ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>in</sub> в породах субстрата может вырасти только до 0,725. Маловероятно повышение, по сравнению с расчетными значениями, первичного изотопного отношения ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>in</sub>, путем привнесения стронция с высоким изотопным отношением  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (больше 0,86), в результате проявления метасоматических процессов, поскольку нет источника стронция с такими высокими изотопными отношениями, кроме минералов-концентраторов рубидия (биотит и калишпат), в которых в результате радиоактивного распада  $^{87}\text{Rb}$  накапливается радиогенный изотоп  $^{87}\text{Sr}_{rad}$ . Чтобы объяснить этот феномен, мы предложили следующий механизм гранитообразования: основным минералом-концентратором рубидия в гнейсах аульской серии и плагиогранитоидах служит биотит, который к тому же практически не содержит стронций. В нем за 500 млн лет накапливается определенное количество чисто радиогенного изотопа  $^{87}\text{Sr}_{rad}$ . В условиях нижней коры, где парциальное давление воды во флюиде низкое (PT-условия гранулитовой фации), биотит — нестабильный минерал и он будет разрушаться с образованием гиперстена и калишпата. Процесс протекает в результате твердофазной перекристаллизации, т. е. все компоненты реакции, в том числе  $^{87}\text{Sr}_{rad}$ , будут обогащать флюид. Появление воды и калия в системе снизит температуру плавления, в результате чего будет выплавляться кварц-полевошпатовая эвтектика, обогащенная калием, рубидием и радиогенным изотопом  $^{87}\text{Sr}_{rad}$ . Таким образом могут формироваться высококалийевые гранитные расплавы, обогащенные рубидием, которые будут содержать стронций с весьма высоким  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  изотопным отношением, поскольку радиогенный стронций биотита, находясь во флюиде, практически полностью перейдет в расплав.

*Ключевые слова:* Украинский щит, Среднеприднепровский мегаблок, изотопная геохимия, петрология, двуполевошпатовые гранитоиды.

*L.M. Stepanyuk, S.I. Kurylo, I.M. Kotvitska*

M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and  
Ore Formation of the NAS of Ukraine  
34, Acad. Palladina Pr., Kyiv-142, Ukraine, 03680  
E-mail: stepaniuk@nas.gov.ua; kurylo.sergiy@yandex.ru

**POSSIBLE SOURCES OF ORIGINAL MAGMAS OF TWO-FELDSPAR  
GRANITES AND CONDITIONS OF MAGMA GENERATION  
(ON THE EXAMPLE OF THE MIDDLE DNIEPER MEGABLOCK OF USh)**

The rubidium-strontium isotope systems of plagioclase and isotopic composition ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ) of apatites of two-feldspar granites from Middle Dnieper have been studied. It is proved that relatively high, core typical values (0.712—0.720) of primary isotope relations ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>in</sub> are noted along with extremely high values (up to 0.86). That cannot be explained by

simply selective melting of core substrate, because the maximum (supercrystal rocks of Aul suite and plagiogranitoids of Dnipropetrovsk complex, to a less extent of the Sura complex) values of primary isotope relations  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{in} = 0.712$  and relation  $\text{Rb}/\text{Sr}$  (0.5) in the substrate rocks even during 500 Ma (the maximum time of gap between the formation of the Aul suite rocks (3.2 bln. years ago)) and of two-feldspar granites (2.7 bln. years). The primary ratio in the substrate rocks may increase only to 0.725. The increase of the primary isotope ratio  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{in}$ , compared with the calculated one, by the bringing of strontium with a higher isotopic ratio  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (higher than 0.86), as a result of imposition of metasomatic processes is unlikely. That is because there are no strontium sources with high isotopic ratios except for rubidium minerals concentrators (biotite and K-feldspar), in which as the result of radioactive decay of  $^{87}\text{Rb}$  radiogenic isotope  $^{87}\text{Sr}_{rad}$  is accumulated. To explain this phenomenon we have proposed a mechanism of granite forming. Biotite is the main mineral which contains rubidium in the gneisses of the Aul suit and plagiogranitoids, at the same time it does not almost contain strontium. It accumulates a certain quantity of pore radiogenic isotope  $^{87}\text{Sr}_{rad}$  for 500 Ma. In conditions of a higher core, where partial pressure of water in the fluid is low (PT-conditions of granulite facies), biotite is an unstable mineral and will be destroyed with formation of K-feldspar and hypersthene. This process is the result of solid-phase recrystallization. All components of the reaction, including  $^{87}\text{Sr}_{rad}$ , will more or less enrich the fluid. The appearance of water and potassium in the system will reduce the melting point. As a result of this process the quartz-feldspar eutectic, enriched with potassium, rubidium and radiogenic isotope  $^{87}\text{Sr}_{rad}$ , will be smelt. Thus the high-potassium granite melts which are enriched with rubidium can be formed. They will contain strontium with quite high  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  isotopic ratio because radiogenic strontium in biotite is practically completely transferred into melt.

*Keywords:* Ukrainian Shield, Middle Dnieper megablock, isotope geochemistry, petrology, two-feldspar granitoids.