

СТЕПАНЮК

Леонід Михайлович – член-кореспондент НАН України, доктор геологічних наук, завідувач відділу радіогеохронології, заступник директора з наукової роботи Інституту геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України

ПРИХОДЬКО

Василь Леонтійович – кандидат геологічних наук, головний геолог ДП «Українська геологічна компанія»

КУРИЛО

Сергій Ігорович – кандидат геологічних наук, науковий співробітник відділу радіогеохронології Інституту геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України

ДОВБУШ

Тетяна Іллівна – науковий співробітник відділу радіогеохронології Інституту геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України

КОТВІЦЬКА

Ірина Миколаївна – науковий співробітник відділу радіогеохронології Інституту геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України

«ФУНДАМЕНТ» КИЄВА

Київ розташований у межах східного схилу Українського щита. Кристалічний фундамент представлений метаморфічними породами росинсько-тікицької серії та гранітоїдами, що розвиваються по них, і перекритий фанерозойським чохлам, потужність якого зростає із заходу на схід і варіює від десятків до сотень метрів. Породи кристалічного фундаменту території м. Київ для дослідження було піднято на денну поверхню нечисленними свердловинами, однією з яких є Новобіличанська свердловина № 1 глибиною 1927 м. За матеріалами буріння, кристалічний фундамент залягає на глибині 290 м. Породи фундаменту представлено переважно тіньовими мігматитами гранодіоритового складу з малопотужними лінзоподібними вклученнями амфібол-біотитових гнейсів. За результатами уран-свинцевого ізотопного датування кристалів цирконів без видимих реліктових ядер, вік гранодіориту становить 2059 ± 12 млн років. З'ясовано, що гранодіорити сформувалися по палеопротерозойському коровому субстрату ($\epsilon_{Nd} = -2,1$; $^{87}Sr/^{86}Sr = 0,70501 \pm 6$), речовина якого відділилася від деплетованої мантії не раніше 2,42 млн років тому, тобто в палеопротерозої.

Ключові слова: Росинсько-Тікицький мегаблок, гранодіорит, циркон, уран-свинцевий ізотопний метод.

Київ у геологічному плані розташований у межах східного схилу Українського щита. Породи кристалічного фундаменту перекриті фанерозойським чохлам, потужність якого зростає із заходу на схід і становить від десятків (перші сотні метрів на правобережжі міста) до сотень метрів (у лівобережній частині міста). Кристалічний фундамент представлений метаморфічними породами росинсько-тікицької серії, плагіогранітоїдами звенигородського комплексу та двопольовошпатовими гранітами уманського комплексу, що розвиваються по них [1]. У структурному плані територія Києва знаходиться на продовженні Росинсько-Тікицького мегаблока Українського щита, що на північ занурений під Дніпровсько-Донецьку западину. На півдні породи фундаменту виходять на денну поверхню і простежуються в долинах річок Рось, Гірський Тікич та їх приток, а також відкриті численними кар'єрами, в яких видобувають гранітоїди на щєбінь та як бутовий камінь.

У межах Києва та його околиць кристалічні породи перекриті потужною товщею осадових порід, які можна вивчати в

берегових відслоненнях правого борту р. Дніпро та в деяких кар'єрах. На сьогодні кристалічні породи фундаменту території м. Київ було піднято на денну поверхню нечисленними свердловинами, однією з яких є унікальна за глибиною та обсягом піднятого на поверхню керна Новобіличанська свердловина № 1.

Глибоку Новобіличанську свердловину № 1 (глибина 1927 м) було пробурено на початку 70-х років минулого століття в Києві по вул. Новобіличанській (нині проспект Академіка Палладіна). Бурові роботи виконувалися протягом 1966—1974 рр. Свердловиною було розкрито розріз осадового чохла та кристалічного фундаменту. За матеріалами буріння з'ясовано, що кристалічний фундамент залягає на глибині 290 м. Породи фундаменту представлено переважно мігматитами. Відбір керна було здійснено лише в інтервалі 330—800 м. Його практично повністю передано в Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семеника НАН України (на момент передачі керна установа називалася Інститут геохімії і фізики мінералів АН УРСР). Результати дослідження цього керна і було покладено в основу цієї публікації.

Свердловина в інтервалі 297—1927 м пройшла крізь мігматити гранодіоритового складу з малопотужними (0,3—0,4 см) лінзоподібними включеннями амфібол-біотитових гнейсів, які переважали в інтервалах 476,0—488,0; 495—504; 545,0—555,5; 625—628; 757—758; 795—798; 818—820; 1780,5—1781,0; 1783,0—1783,2; 1897,0—1897,6 м.

Макроскопічно мігматити рожево-сірі, сірі, різнозернисті з переважанням дрібно- і середньозернистих, нечітко-, неяснопорфіроподібні. Гранітна складова мігматитів і тіньові їх відміни мають масивну або неясно-смугасту (за темнокольоровими мінералами) текстуру. В інтервалах, де поширені гнейси, мігматити набувають лінзоподібно-смугастої текстури, яку зумовлюють лінзи та смуги амфібол-біотитових гнейсів.

Усереднений мінеральний склад гранодіоритів: плагіоклаз — 44 %, мікроклін — 20 %, кварц — 20 %, біотит — 13 %, рогова обманка —

3 %. Акцесорні мінерали: апатит, циркон, сфен, інколи ортит, рутил. Рудний мінерал — ільменіт. Як другорядні і вторинні мінерали відзначаються епідот (до 3 %), серицит, пеліт, спорадично трапляється хлорит, сагеніт, лейкоксен.

Амфібол-біотитові гнейси зеленувато-сірі, дрібно- і середньозернисті, гнейсоподібною, зрідка неясно-смугастої текстури. Структура лепідогранобластова, лепідогетерогранобластова.

Усереднений мінеральний склад гнейсів: плагіоклаз — 40 %, мікроклін — 4 %, кварц — 10 %, біотит — 25 %, рогова обманка — 20 %. Акцесорні мінерали: апатит, циркон, сфен. Рудний мінерал — ільменіт. Як другорядні і вторинні мінерали трапляються епідот, кліноцоїзит, серицит, пеліт.

З метою з'ясування часу та джерела родональних розплавів гранодіоритів за допомогою уран-свинцевого методу ми датували циркони, вивчили ізотопний склад стронцію в апатиті та дослідили самарій-неодимову ізотопну систему гранодіориту, пробу якого було відібрано з керна свердловини в інтервалі 488—504 м.

Вік гранодіориту визначали класичним уран-свинцевим ізотопним методом за кристалами циркону, виділеними вручну під бінокулярном. Хімічну підготовку наважок циркону виконували за стандартною методикою [2, 3]. Ізотопний аналіз урану і свинцю проведено на 8-колекторному мас-спектрометрі МІ-1201АТ. Для зіставлення результатів датування використовувався стандарт циркону ІГМР-1 [4].

Для з'ясування джерела гранодіоритів було вивчено ізотопний склад стронцію в акцесорному апатиті та самарій-неодимову ізотопну систему валової проби гранодіориту. Хімічну підготовку наважок апатиту та валової проби породи виконували за відповідними стандартними методиками [2]. Ізотопний аналіз стронцію, самарію та неодиму проведено на 5-колекторному мас-спектрометрі МІ-1201АТ. У процесі вимірювання ізотопне відношення $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ нормувалося на $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0,1194$, а $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ на $^{144}\text{Nd}/^{146}\text{Nd} = 0,7219$ за відомими формулами [2].

Гранодіорит роговообманково-біотитовий, порфіроподібний (проба КГ-1, інтервал 488–504 м). Мікротекстура — плямиста завдяки наявності скупчень переважно біотиту та рогової обманки розміром від 3 до 4 мм.

Структура — порфіроподібна. Порфіроподібні вкраплення представлено округлими зернами мікрокліну розміром близько 12 мм.

Структура загальної маси — нерівномірно крупно- і середньозерниста. Нерівномірна зернистість зумовлена крупними зернами мікрокліну та зрідка плагіоклазу розміром 4–5 мм та дрібнішими зернами розміром 1–3 мм. Плагіоклаз, що утворює видовжені лейсти та призматичні зерна з ідіоморфними обрисами, і завжди ксеноморфний мікроклін визначають гіпідіоморфнозернисту структуру. Подекуди крупні зерна мікрокліну містять включення ідіоморфних зерен плагіоклазу та кварцу розміром 1,0–2,4 мм, визначаючи елементи нечіткої монзонітової структури.

Хімічний склад гранодіориту (%): SiO₂ — 67,26; TiO₂ — 0,41; Al₂O₃ — 15,80; Fe₂O₃ — 0,16; FeO — 3,72; MnO — 0,03; MgO — 1,66; CaO — 3,38; Na₂O — 4,28; K₂O — 2,20; P₂O₅ — 0,09; S — <0,02; H₂O — <0,01; ВПП — 0,52; сума — 99,51.

Мінеральний склад гранодіориту (об'ємні %): головні мінерали — плагіоклаз — близько 55, кварц — 16–20; біотит — 12–15, мікроклін — 5–7; другорядні мінерали — рогова обманка —

4–5; акцесорні мінерали — сфен, апатит, циркон, ортит, епідот, цоїзит; вторинні мінерали — хлорит по біотиту, серицит та кальцит по плагіоклазу; рудні мінерали — ільменіт, магнетит.

Мікроклін у порфіроподібних вкрапленнях має заокруглену форму, розміром близько 12 мм. Мікроклінова ґратка — середньої досконалості, клітково-снопоподібна. Пертити — дрібні дископодібні, трапляються рідко, іноді трапляються крупні недосконалі крапельні пертити. Містить включення табличчастого плагіоклазу (№ 10–15), округлого кварцу та біотиту розміром від 0,1 до 1 мм.

Мікроклін у загальній масі породи має неправильну форму, розміром від 1 до 5 мм. Мікроклінова ґратка — переважно досконала, суцільна, снопоподібно-кліткова. Пертити — дрібні дископодібні, мають рівномірне поширення у межах зерна та в цілому не перевищують 3% від зрізу зерна. Крупніші зерна містять включення табличчастого плагіоклазу та округлого кварцу розміром 1,0–2,2 мм.

Плагіоклаз (№ 10–15) утворює табличчасті, подовжено табличчасті, зрідка ксеноморфні зерна розміром 1–4 мм. У зернах плагіоклазів основної маси зазвичай проявляються тонкі полісинтетичні двійники, а в зернах, що як включення трапляються в мікрокліні, — широкі двійники. Подекуди плагіоклази містять дрібні антипертити, слабо серицитизовані, зрідка розвивається кальцит.

Таблиця 1. Вміст урану, свинцю та ізотопний склад свинцю в цирконах з гранодіориту (проба КГ-1)

Фракція циркону	Вміст (ppm)		Ізотопні відношення					Вік, млн років			Дискор. (%)
	U	Pb	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{207}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{208}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}_r}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}_r}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}_r}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}_r}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}_r}{^{206}\text{Pb}_r}$	
>0,1, св-к, к, впр	650,7	240,5	2305	7,5700	8,4696	0,34127	5,9518	1893	1969	2049,7	7,7
<0,1, св-к, к, впр	712,8	262,4	1730	7,4338	7,7489	0,33548	5,8749	1865	1958	2057,0	9,3
св-к, к, впр	666,0	255,4	913,0	7,0666	6,5291	0,33826	5,9309	1878	1966	2059,1	8,8
св-к, гол	713,2	291,7	552,3	6,6278	4,7212	0,33921	5,9432	1883	1968	2057,9	8,5
р-к, впр	605,1	350,8	125,9	4,2989	2,3208	0,35449	6,2500	1956	2011	2069,0	5,5
т-к, впр	660,2	281,3	592,3	6,6265	5,0171	0,35679	6,3347	1967	2023	2081,2	5,5

Примітки. Поправка на звичайний свинець уведена за Стейсі і Крамерсом на вік 2050 млн років; св-к — світло-коричневі, к — коричневі, т-к — темно-коричневі, р-к — рожево-коричневі, впр — видовжено-призматичні, гол — голчасті.

Біотит представлено переважно ідіоморфними лусками, інколи з розщепленими краями, розміром 0,4–1,5 мм. Здебільшого утворює зернові скупчення зі сфеном, роговою обманкою, в поодиноких випадках — з цоїзитом. Має коричневе забарвлення з ледь помітним зеленкуватим відтінком та чітким плеохроїзмом: Ng — темно-коричневий, чорний; Nm — зеленкувато-коричневий; Np — світло-коричневий, жовтий. Деякі зерна слабо хлоритизовані. Містить включення апатиту, циркону, зрідка сфену.

Кварц має вигляд округлих або амебоподібних зерен розміром 0,5–1,0 мм, які включені у мікроклін або знаходяться на межі між зернами польових шпатів.

Рогова обманка трапляється в зернах видовжено-таблицтчастої або ксеноморфної форми розміром 0,5–1,0 мм. Трапляється у зростанні з біотитом. Забарвлення трав'янисто-зелене з чітким плеохроїзмом: Ng — трав'янисто-зелений з синюватим відтінком; Np — світло-коричневий, жовтий. Зрідка містить включення кварцу, біотиту, сфену та епідоту.

Сфен характеризується світло-коричневим забарвленням, має округлу або ідіоморфну форму зерен, розміром 0,1–0,3 мм. Сфен як включення трапляється в біотиті, роговій обманці. Окремі зерна сфену присутні в загальній масі породи, зрідка сфен утворює зернові скупчення.

Апатит переважно ідіоморфної форми, трапляється у вигляді численних включень у польових шпатах, кварці, біотиті та інтерстиціях.

Циркон призматичної форми, тонкозональний, часто містить реліктові ядра, трапляється як включення у польових шпатах та біотиті або в інтерстиціях.

Епідот утворює дрібні зернові маси, які включені в рогову обманку або знаходяться у зростанні з нею, а визначені дрібні скупчення **цоїзиту** приурочені виключно до біотиту. **Ортит** представлено одним зерном розміром 0,5 мм, світло-зеленого забарвлення, з характерною епідотовою облямівкою.

Час кристалізації гранодіоритового розплаву та формування гранодіориту визначали уран-свинцевим ізотопним методом за цирконом. Під бінокелем кристали циркону мають забарвлення в коричневих тонах, від світло-коричневого, коричневого до темно-коричневого, як поодинокі трапляються рожево-коричневі. Світло-коричневі кристали — прозорі, коричневі та рожево-коричневі — напівпрозорі, темно-коричневі — непрозорі. Кристали видовжено-призматичні, в підпорядкованій кількості присутні призматичні. Огранення кристалів майже досконале, зумовлене комбінацією граней кількох біпірамід, у тому числі гострих, та обох призм. Поверхня граней рівна, блискуча, в деяких відзначаються ямки, нарости. На поверхні незначної кількості кристалів, найчастіше коричневих і темно-коричневих, спостерігаються дрібні тріщинки. У зламах таких тріщинуватих кристалів проявляється складна будова, зумовлена наявністю світло-рожевих ядер та коричневих оболонок. Результати датування різних типів кристалів циркону наведено в табл. 1.

З наведених у табл. 1 даних видно, що отримані значення ізотопного віку характеризуються незначною дискордантністю (5,5–9,3%) та досить компактним розташуванням на діаграмі з конкордією, що унеможливило побудову достовірної дискордії. Зважаючи, що найбільш надійним є вік, розрахований за ізотопним

Таблиця 2. Результати самарій-неодимових ізотопних досліджень валової проби гранодіориту (глибока Новобіличанська свердловина № 1, м. Київ)

Проба №	Вміст (ppm)		Ізотопні відношення			Моделльний вік (млн років)		ϵ_{Nd}^*
	Sm	Nd	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	$\pm\sigma$	CHUR	DM	
КГ-1	4,157	28,20	0,08959	0,511077	5	2212	2419	-2,1

* ϵ_{Nd} розраховано на вік 2060 млн років.

відношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, який коливається в межах 2049,7–2081,2 млн років (середнє зважене становить 2062 ± 14 млн років), отриманий вік можна прийняти за вік циркону. Слід зазначити, що найбільше значення віку отримано для темно-коричневих кристалів, всередині яких трапляються ядра, і якщо розрахувати середнє зважене значення віку за ізотопним відношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ без дати, отриманої для темно-коричневих кристалів, то вік циркону становитиме 2059 ± 12 млн років, що є не значимо меншою величиною.

Отже, гранодіорити, головний петротип порід «фундаменту» Києва, були сформовані в палеопротерозої у тому самому віковому інтервалі, що й гранітоїди уманського та звенигородського комплексів Росинсько-Тікицького мегаблока [1, 3].

З метою з'ясування джерела родоначальних гранодіоритових розплавів було вивчено ізотопний склад стронцію акцесорного апатиту

та самарій-неодимову ізотопну систему валової проби гранодіориту.

За результатами мас-спектрометричного аналізу ізотопного складу стронцію апатиту, первинне ізотопне відношення $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ становить $0,70501 \pm 6$, що свідчить про його корове джерело.

Результати самарій-неодимових ізотопних досліджень валової проби гранодіориту наведено в табл. 2, з якої видно, що гранодіорит сформувався з корової речовини ($\epsilon_{Nd} = -2,1$), що відділилася від деплетованої мантії не раніше 2,42 млн років тому, тобто в палеопротерозої.

Висновки. Кристалічний фундамент території м. Київ (район Академмістечка) представлено переважно гранітоїдами гранодіоритового складу з різко підпорядкованою кількістю супракрystalльних порід. Гранодіорити були сформовані в палеопротерозої, як і решта гранітоїдів Росинсько-Тікицького мегаблока, по палеопротерозойському коровому субстрату.

REFERENCES

- Stepanyuk L.M., Bezvynnyi V.P., Orsa V.I., Dovbush T.I., Lesnaya I.M., Ponomarenko O.M., On the age of granites of Ros'-Tikych area of the Ukrainian Shield. *Mineralogical Journal*. 2000. (4): 66.
[Степанюк Л.М., Безвинний В.П., Орса В.І., Довбуш Т.І., Лісна І.М., Пономаренко О.М. Про вік двопольовошпатових гранітів Росинсько-Тікицького району УЩ. *Мінералогічний журнал*. 2000. № 4. С. 66–72.]
- Shcherbak N.P., Artemenko G.V., Bartnitskiy E.N. et al. *Geochronological scale of the Precambrian of the Ukrainian shield*. (Kyiv: Naukova Dumka, 1989).
[Щербак Н.П., Артеменко Г.В., Бартницкий Е.Н. и др. *Геохронологическая шкала докембрия Украинского щита*. К.: Наук. думка, 1989.]
- Shcherbak N.P., Artemenko G.V., Lesnaya I.M., Ponomarenko A.N., Shumlyansky L.V. *Geochronology of early Precambrian of the Ukrainian shield. The Proterozoic*. (Kyiv: Naukova Dumka, 2008).
[Щербак Н.П., Артеменко Г.В., Лесная И.М., Пономаренко А.Н., Шумлянський Л.В. *Геохронология раннего докембрия Украинского щита. Протерозой*. К.: Наук. думка, 2008.]
- Bartnitskiy E.N., Bibikova E.N., Verkhoglyad V.M. et al. The international standard for zircon uranium-lead isotope studies. *Geochemistry and Ore Formation*. 1995. (21): 164.
[Бартницкий Е.Н., Бибикина Е.Н., Верхогляд В.М. и др. ИГМР-1. Международный стандарт циркона для уран-свинцовых изотопных исследований. *Геохимия и рудообразование*. 1995. № 21. С. 164–167.]
- Dovbush T.I., Skobelev V.M., Stepanyuk L.M. *Methodological recommendations on the uranium-lead, rubidium-strontium and samarium-neodymium isotopic dating of geological objects in geological exploration work*. (Kyiv, 2008).
[Довбуш Т.І., Скобелев В.М., Степанюк Л.М. *Методичні рекомендації з уран-свинцевого, рубідій-стронцієвого та самарій-неодимового ізотопного датування геологічних об'єктів при ГРР*. К.: УкрДГРІ, 2008.]

Стаття надійшла 24.10.2016.

L.M. Stepanyuk, V.L. Prykhod'ko, S.I. Kurylo, T.I. Dovbush, I.M. Kotvits'ka
Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation
of the National Academy of Sciences of Ukraine (Kyiv)

"BASEMENT" OF KYIV

Kyiv is located within the Eastern slope of the Ukrainian Shield. The crystalline basement is represented by metamorphic rocks of Ros'-Tikych series and granitoids. The basement is closed off by Phanerozoic cover, the thickness of which increases from West to East and varies from tens to hundreds of meters. Rocks of the crystalline basement of Kyiv were raised for the study to the surface through a few boreholes, one of which is Nobelitska 1 with a depth of 1927 m. According to drilling materials the crystalline basement lies at 290 m. Basement rocks are represented mainly by shadow migmatite of granodiorite composition with small lenticular inclusions of amphibole-biotite gneiss. The main goal of the research is to determine the time and origin of granodiorite melts. Zircon was dated by uranium-lead method, isotope composition of strontium was studied in apatite and Sm-Nd isotope systems in the granodiorite. The sample from the borehole was tested at the interval of 488-504 m. The age of the granodiorite in 2059 ± 12 million years was determined based on the results of uranium-lead isotopic dating of the zircon crystals with no visible relict cores. The Sm-Nd isotopic studies of bulk sample of the granodiorite and the isotopic composition of strontium in accessory apatite found that the granodiorites formed by Paleoproterozoic crustal substrate ($\epsilon_{Nd} = -2.1$; $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.70501 \pm 6$), the substance of which was separated from depleted mantle no earlier than 2.42 billion years ago in Paleoproterozoic.

Keywords: Ros'-Tikych megablock, granodiorite, zircon, uranium-lead isotope method.