

УДК 550.93(477)

ГЕНЕЗИС ТА ВІК АКЦЕСОРНИХ МІНЕРАЛІВ З МЕТАМОРФІЧНИХ ПОРІД І ГРАНІТОЇДІВ ОБЛЯМУВАННЯ БІЛОЦЕРКІВСЬКОЇ СТРУКТУРИ (ПРИАЗОВСЬКИЙ МЕГАБЛОК УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА)

І. Швайка

*Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М. П. Семененка НАН України,
просп. акад. Палладіна, 34, 03680 Київ-142, Україна
E-mail: igmr@igmof.gov.ua*

Виконано ізотопно-геохімічні дослідження акцесорних мінералів з метаморфічних порід і гранітоїдів облямування Білоцерківської структури (Приазовський мегаблок). Вивчений комплекс порід є глибинним зрізом тектонічної зони, яка обмежує структуру: це зона в'язко-пластичної течії, яка утворилася за *PT*-умов катазони 2,06 млрд років тому. За мінералогічними та ізотопно-геохімічними особливостями досліджений циркон аналогічний до циркону з палеоархейських (3 560 млн років) тоналітових гнейсів, які збереглися в межах Білоцерківської структури. Верхня вікова межа формування гранат-біотитових гнейсів – 2 065,1 млн років. Вірогідно, це бластомілоніти по палеоархейських тоналітах, а основні кристалосланці – дайкові утворення, які утворилися під час формування тектонічної зони.

Ключові слова: циркон, ізотопний вік, гнейс, основний кристалосланець, палеоархей, Приазовський мегаблок, Український щит.

Білоцерківська структура розміром до 20 × 45 км є однією з найскладніших за геологічною будовою і маловивчених структур Приазовського мегаблока Українського щита. Більшість дослідників вважають її затокоподібним відгалуженням Мангуського синклінорію [4]. Вона розташована між Куйбишевською та Обіточненською гранітно-купольними структурами (рис. 1). Від Мангуського синклінорію вона відокремлена Гурівською антикліналлю [3]. Вісь Білоцерківської структури має субширотне простягання. Структура складена плагіогнейсами, породами залізисто-кременисто-метабазитової формації, глиноземистими та графітовмісними гнейсами й кальцифірами. Падіння порід за лінією контакту на заході, півночі та півдні дуже круте – від 70–80 до 90°.

Уздовж лінії контакту Білоцерківської структури є зона, складена смугоподібними тілами метаморфічних порід і гранітоїдів, які й були об'єктом наших досліджень. Товща відслонена (рис. 2) у західній частині структури (у покинутому кар'єрі поблизу залізничної станції Верхній Токмак) та південній У покинутому кар'єрі простежено чергування смугоподібних тіл по-різному деформованих лейкократових гранітів, часто у вигляді великих будиноподібних останців основних кристалосланців, біотитових, біотит-гранат-силіманітових, біотит-гранат-кордієритових, біотит-гранатових, піроксен-біотитових гнейсів, які залягають субзгідно [8]. Елементи залягання гнейсуватості метаморфічних порід такі: азимут падіння – 110°, південний схід; кут падіння – 75–90°.



Рис. 1. Структурна схема Приазовського мегаблока [2, 3, 7] з точками палеоархейських датувань:
 1 – гранітоїди з реліктами гнейсів амфіболітової фації; 2 – зеленокам'яні пояси; 3 – пачки гранулітів;
 4 – елементи структури граніт-зеленокам'яних поясів; 5 – нерозчленовані протерозойські гранітоїди й лужні породи; 6 – розломи; 7 – ділянка робіт; I-IV – гранітоїдні куполи: I – Салтичанський, II – Гайчурський, III – Вовчанський, IV – Кальміуський; V – Мангуський синклінорій; VI – Оріхово-Павлоградська шовна зона (VIa – західноприазовська її частина); VII – Ремівський блок; головні розломи (цифри в кружечках): 1 – Оріхово-Павлоградський, 2 – Західноприазовський, 3 – Корсацький, 4 – Центральноприазовський, 5 – Малаюнісольський; темні кружечки – тоналіти; чорні квадрати – кластогенний циркон.

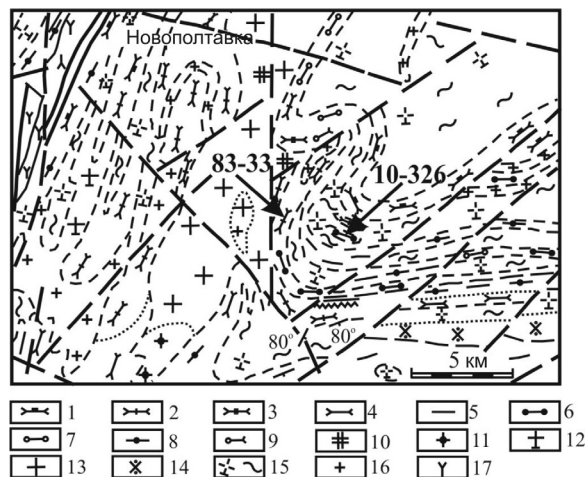


Рис. 2. Геологічна карта ділянки робіт, за [1]:

1 – піроксеновмісні амфіболіти; 2 – двопіроксенові гнейси та кристалосланці, часто амфіболізовані; 3 – біотит-гіперстенові гнейси і кристалосланці, часто с гранатом, гіперстенові гнейси; 4 – біотит-діопсидові, біотит-амфібол-діопсидові гнейси і кристалосланці; 5 – біотитові гнейси; 6 – гранат-біотитові гнейси; 7 – біотит-силіманітові гнейси; 8 – біотит-амфіболіві, амфіболіві гнейси і кристалосланці; 9 – графіт-біотитові, силіманіт-графіт-біотитові гнейси; 10 – ендербіти; 11 – піроксен-роговообманкові граніти; 12 – тоналіти; 13 – біотит-роговообманкові граніти; 14 – діорити, кварцові діорити; 15 – біотитові плагіограніти і плагіомігматити; 16 – апліт-пегматоїдні граніти; 17 – сієніти.

За геологічною будовою досліджувана структура – це глибинний зріз розлому, який обмежує Білоцерківську структуру (shear-zone) [5]. Комплекс порід проривають пізніші недеформовані рожеві пегматоїдні граніти. За структурним положенням смугоподібні тіла гранітів, які залягають згідно з метаморфічними породами, є синкінематичними утвореннями, а пегматоїдні граніти, що проривають цей комплекс порід, – посткінематичними.

Останці метаморфічних порід нині належать до драгунської товщі архею. Дислокаційні перетворення метаморфічних порід досягають високого ступеня. В останцях гнейсів зафіксовано ізоклінальні складки, які зазнали вторинної моноклінізації. Мігматитова мезошаруватість практично паралельна. Простежують чергування тонких (перші міліметри) шарів гнейсів і гранітного матеріалу. Жили кварцу, які генетично пов'язані з синкінематичними гранітами, також будиновані.

Ми виконали геохронологічні дослідження метабазитів, які представлені піроксен-плагіоклазовими кристалосланцями та їхніми амфіболізованими різновидами. Їх проривають пізніші синкінематичні граніти (проба 83/33).

Піроксен-амфіболові кристалосланці мають гранобластову структуру. Мінеральний склад, %: орто- і клінопіроксен – 60, плагіоклаз – 40, апатит – до 1. Зафіксовано заміщення піроксену амфіболом і розкислення плагіоклазу. Це є свідченням регресивного метаморфізму, накладеного на основні кристалосланці; він пов'язаний з укоріненням у породи пізніших гранітоїдів.

Хімічний склад піроксен-амфіболових кристалосланців наведено в табл. 1. Вміст окремих мікроелементів у них такий, г/т: Cr – 128; Ni – 58,3; V – 294; Nb – 3,81; Ta – 0,26 (табл. 2). Високі значення Nb/La_N (1,08) і Ti/Zr (121,5) засвідчують відсутність корової контамінації. Розподіл РЗЕ не диференційований: (La/Yb)_N = 1,12 за Yb_N = 12,77 (рис. 3), їхній вміст низький – Σ РЗЕ = 34,8 г/т. На мультиелементній діаграмі (рис. 4) видно негативну аномалію Sr і позитивну – Ti, що є доказом фракціонування базитового розплаву в магматичному джерелі.

З піроксен-плагіоклазових кристалосланців відібрано циркон і монацит. Циркон має округлу форму, прозорий, з алмазним блиском. За мінералогічними характеристиками він відповідає типу дорогоцінного циркону і має метаморфогенний генезис. Монацит представлений округлими прозорими ясно-жовтими зернами. Ізотопний вік монациту за ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb становить 2 035,8 млн років (табл. 3) – це мінімальне значення віку монациту. Воно відповідає часові метаморфізму і гранітизації основних кристалосланців, які, ймовірно, були дайками, що сформувалися в зоні розлому.

Інша ділянка наших досліджень розташована на субмеридіональному відрізку у верх'ях р. Токмак (с. Верхній Токмак) (див. рис. 2). У берегових відслоненнях (на відстані близько 4 км) від перетину р. Токмак автомобільним шляхом у с. Обіточне до озера рибного господарства в його північній частині серед палеопротерозойських мігматитів і гранітоїдів виявлено останці тоналітових гнейсів, які зазнали дислокаційних перетворень низького–середнього ступеня, та поодинокий вихід смуги гранат-біотитових гнейсів і основних кристалосланців, які мають високий ступінь дислокаційних перетворень.

Смуга гранат-біотитових гнейсів відслонена на правому березі р. Токмак (800 м вище за течією від автошляху, який веде до центру с. Верхній Токмак). Останець метаморфічних порід потужністю до 35 м формує вторинну монокліналь, яку добре видно на тлі вмісних крупнозернистих пегматоїдних гранітів.

Таблиця 1

Результати хімічного аналізу порід облямування Білоцерківської структури, мас. %

Компонент	1	2	3
SiO ₂	70,86	75,38	48,96
TiO ₂	0,47	0,04	1,04
Al ₂ O ₃	11,94	13,34	13,66
Fe ₂ O ₃	0,10	< 0,10	2,26
FeO	5,76	2,37	12,47
MnO	0,09	<< 0,02	0,22
MgO	2,52	0,24	8,14
CaO	2,28	1,15	9,49
Na ₂ O	2,42	2,52	2,04
K ₂ O	1,40	3,86	0,60
S _{заг}	< 0,02	–	Сліди
P ₂ O ₅	0,05	0,07	0,12
CO ₂	Не визначали	Не визначали	0,25
H ₂ O ⁻	0,60	0,42	Сліди
В. п. п.	1,21	0,40	1,13
Сума	99,72	99,79	100,38
#mg	1,73	0,65	0,36

П р и м і т к и: 1 – гранат-біотитовий гнейс, правий берег р. Токмак, середня частина с. Верхній Токмак, проба 10/326; 2 – жильний низьколушний граніт, там же, проба 10/324; 3 – піроксен-амфіболовий кристалосланець, покинутий кар'єр біля ст. Верхній Токмак, проба 83-33. Аналізи виконано в ІГМР ім. М. П. Семененка НАН України.

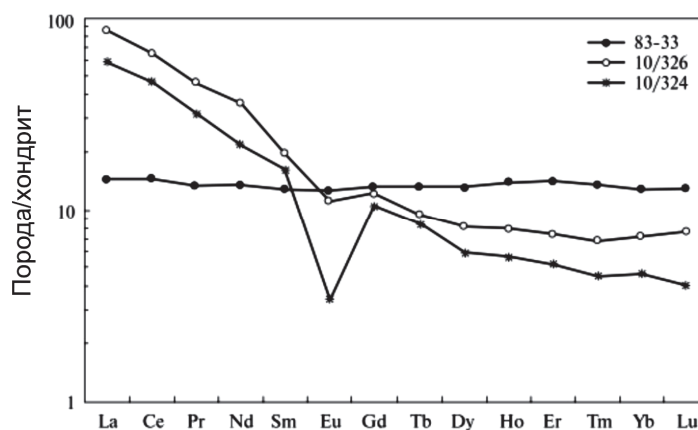


Рис. 3. Графік розподілу РЗЕ у гранат-біотитових гнейсах, основних кристалосланцях і низьколушних гранітах (нормовано на хондрит [9]).

Елементи залягання гнейсуватості гранат-біотитових гнейсів та основних кристалосланців такі: азимут падіння – 172°, південний схід; кут падіння – 60°. До гнейсів приурочено багато тонких (декілька міліметрів) і потужніших (до 25 см) жил лейкократових гранітів (згідних з простяганням гнейсів) та генетично пов'язаних з ними кварцових жил. За даними праці [8], термодинамічні умови формування гранат-біотитових

гнейсів відповідають умовам нижньої частини гранулітової або верхньої частини амфіболітової фації.

Таблиця 2

Результати визначення вмісту елементів методом ISP-MS, г/т

Елемент	1	2	3	Елемент	1	2	3
Rb	64,5	60,9	5,6	Nd	16,70	10,40	6,22
Sr	98,3	61,5	79,6	Sm	3,00	2,40	1,96
Ba	339,0	328,0	47,6	Eu	0,65	0,20	0,73
V	66,9	< п. в.	294,0	Gd	2,50	2,10	2,69
Cr	176,0	< п. в.	128,0	Tb	0,36	0,31	0,49
Co	24,2	1,5	57,3	Dy	2,10	1,50	3,27
Ni	125,0	14,5	58,3	Ho	0,45	0,32	0,78
Cu	99,0	134,0	19,8	Er	1,20	0,85	2,31
Zn	55,7	14,2	102,0	Tm	0,17	0,11	0,34
Ga	14,8	17,4	15,2	Yb	1,20	0,78	2,17
Y	11,4	8,5	20,6	Lu	0,19	0,10	0,33
Nb	4,70	0,47	3,81	Mo	0,84	0,48	< 1
Ta	0,36	0,02	0,26	W	0,37	4,00	0,36
Zr	137,0	37,9	51,3	Pb	10,30	37,00	6,42
Hf	3,70	1,80	1,46	Σ РЗЕ	92,82	64,67	34,82
U	2,1	2,5	< 0,1	La/Yb _N	12,13	12,78	1,12
Th	6,30	17,30	0,51	Eu/Eu*	0,72	0,27	0,97
La	20,3	13,9	3,4	Nb/La _N	–	–	1,08
Ce	39,60	28,70	8,87	Ti/Zr	–	–	121,5
Pr	4,40	3,00	1,26				

П р и м і т к и: 1 – гранат-біотитовий гнейс, правий берег р. Токмак, середня частина с. Верхній Токмак, проба 10/326; 2 – жильний низьколушний граніт, там же, проба 10/324; 3 – піроксен-амфіболовий кристалосланець, покинутий кар'єр біля ст. Верхній Токмак, проба 83-33; < п. в. – менше похибки визначення. Аналізи методом ISP-MS виконано в Центральній лабораторії Всеросійського геологічного інституту (м. Санкт-Петербург, Росія).

Для геохронологічних досліджень відібрано пробу гранат-біотитових гнейсів із тіла потужністю до 6,5 м (проба 10/326). Гранат-біотитовий гнейс – це крупнозерниста порода з гнейсоподібною текстурою і гранобластовою структурою. Мінеральний склад, %: плагіоклаз – 40, біотит – 25, кварц – 20, гранат – 15, рудні мінерали, апатит і циркон – поодинокі зерна. Гранат-біотитовим гнейсам притаманна підвищена магнезійність ($\#mg = 1,73$), практично все залізо перебуває у формі FeO (див. табл. 1). У породах визначено підвищений вміст таких мікроелементів, г/т: Cr – 176, Ni – 125, Cu – 99, Zn – 55,7, Th – 6,3, U – 2,1 (див. табл. 2). Вміст хрому й нікелю в гранат-біотитових гнейсах близький до вмісту цих елементів в основних кристалосланцях, а вміст Rb, Sr, Ba і РЗЕ – до низьколушних гранітів, що їх проривають. У гранат-біотитових гнейсах зафіксовано диференційований розподіл РЗЕ: $(La/Yb)_N = 12,13$ за $(Yb)_N = 7,45$ (див. рис. 3). Вони збагачені легкими рідкісноземельними елементами: $(Ce/Sm)_N = 3,3$; $(Yb/Gd)_N = 0,58$; також характерна негативна аномалія Європію ($Eu/Eu^* = 0,72$). За розподілом РЗЕ породи подібні до лейкократових гранітів, що їх проривають (проба 10/324) і містять менше важких РЗЕ та більшу негативну європейську аномалію ($Eu/Eu^* = 0,27$).

Із гранат-біотитових гнейсів виділено циркон і монацит. Циркон представлений кристалами “гіацинтового” типу, частина яких сильно деформована. Видовження кристалів

– 1:3, рідше 1:4. Часто наявні перетиснуті форми – “гантельки”. Грані кристалів зглажені; деякі мають облямівки коричневого циркону. Трапляються роздроблені, фрагментовані кристали. Обкатаних зерен циркону не виявлено. За мінералогічними характеристиками досліджений циркон подібний до мінералу з палеоархейських тоналітових гнейсів [8], від яких відрізняється наявністю значної кількості роздроблених зерен. Внутрішня будова рожевого циркону, який не зазнав регенерації, тонкозональна (рис. 5).

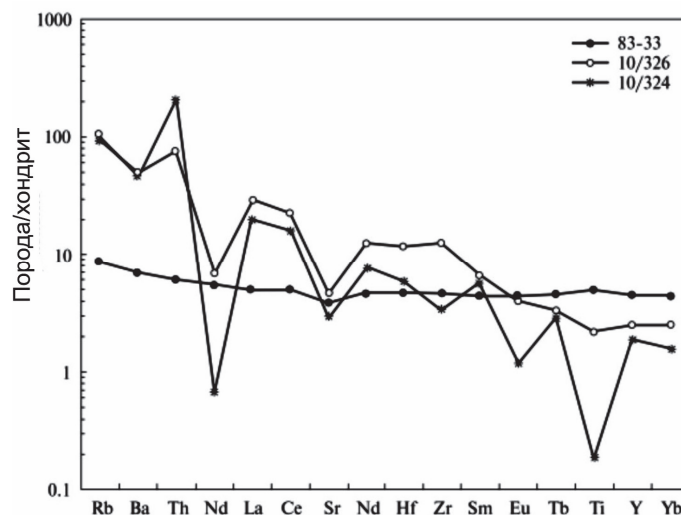


Рис. 4. Мультиелементна діаграма для гранат-біотитових гнейсів, основних кристалосланців та низьколужних гранітів (нормовано на примітивну мантію [9]).

Таблиця 3

Результати U-Pb геохронологічних досліджень мінералів

Показники		1	2	3
Вміст, г/т	U	269	1 948	40
	Pb	146	3 526	17
Ізотопні співвідно- шення	206/204	8 620	6 635	249,9
	206/207	4,3224	7,7244	5,6051
	206/208	8,1400	0,24186	0,39082
	206г/238	0,46590	0,39567	0,12353
	207г/235	14,792	6,9611	2,1374
Вік, млн років, за співвід- ношенням	206г/238	2 466	2 149	751
	207г/235	2 802	2 106	1 161
	207/206	3 053,9	2 065,1	2 035,8
U/Th		0,2930	–	–

П р и м і т к и: 1 – циркон, немагнітна фракція розміром 0,1–0,2 мм, гранат-біотитовий гнейс, проба 10/326; 2 – монацит, нерозсіяна фракція, гранат-біотитовий гнейс, проба 10/326; 3 – монацит, нерозсіяна фракція, піроксен-амфіболовий кристалосланець, проба 83/33; г – радіогенний елемент. Ізотопні вимірювання виконано в лабораторії ІГМР ім. М. П. Семененка НАН України.

Для геохронологічних досліджень під бінокулярним відібрано кристали рожевого прозорого циркону крупної фракції без видимих обростань пізнішим коричневим різновидом. За співвідношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ вік мінералу становить 3 053,9 млн років – це мінімальне значення для цього циркону (див. табл. 3). Значенням ізотопного віку за різними уран-свинцевими ізотопними співвідношеннями притаманна висока дискордантність. Для визначення віку цього циркону потрібно використати локальний метод датування (SHRIMP). За уран-свинцевими ізотопними характеристиками (див. табл. 3) і торій-урановим співвідношенням (0,293) цей циркон аналогічний до мінералу крупних фракцій з палеоархейських тоналітових гнейсів, у яких $\text{Th}/\text{U} = 0,298\text{--}0,315$ [7].

Монацит представлений зернами двох різновидів: округлими прозорими лимонно-жовтого кольору з гладкою блискучою поверхнею (80 %) та непрозорими бурого кольору з матовою поверхнею (20 %). Для ізотопних досліджень використано прозорий монацит лимонно-жовтого кольору. Уран-свинцевий ізотопний вік монациту за співвідношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ становить 2 065,1 млн років (див. табл. 3). Це значення віку відповідає часу формування й гранітизації гранат-біотитових гнейсів за *PT*-умов катазони. Отримані результати дають змогу зробити висновок, що гранат-біотитові гнейси, найімовірніше, є бластомілонітами по давніших тоналітах і базитах.

Отже, з'ясовано, що зона, складена сильно деформованими метаморфічними породами і палеопротерозойськими гранітами в облямуванні Білоцерківської структури, – це глибинний зріз розлому, який обмежує Білоцерківську структуру.

Гранат-біотитові гнейси драгунської товщі є, ймовірно, бластомілонітами по палеоархейських тоналітах. За низкою особливостей, уран-свинцевими й торій-урановими ізотопними характеристиками циркон із гранат-біотитових гнейсів аналогічний до циркону з палеоархейських (3 560 млн років) тоналітових гнейсів [6].

Піроксен-амфіболові кристалосланці драгунської товщі зазнали в палеопротерозої (2,04 млрд років тому) регресивного метаморфізму завдяки вкоріненню палеопротерозойських гранітів. Вірогідно, вони є дайковими утвореннями, які утворилися під час формування тектонічної зони.



Рис. 5. Внутрішня будова прозорого рожевого циркону з гранат-біотитових гнейсів.

СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

1. Геологическая карта докембрийских образований Приднепровского и Приазовского районов Украинского щита. Масштаб 1 : 200 000. – ПГО “Южукргеология”, Ново-московская ГРЭ, 1988.
2. Геохронология раннего докембрия (архей) / Н. П. Щербак, Г. В. Артеменко, И. М. Лесная, А. Н. Пономаренко. – Киев : Наук. думка, 2005. – 243 с.

3. Глевасский Е. Б. Геологическая позиция и особенности структуры месторождений железистых кварцитов Западноприазовского железорудного района / Е. Б. Глевасский // *Аспекты минерагении Украины* : [Сб. науч. тр. НАН и МЧС Украины]. – Киев, 1998. – С. 125–143.
4. Комплексная геологическая съемка масштаба 1:50 000 на площади планшетов L-37-14-B, Г; L-37-26-A; L-37-26-B; L-37-26-Г и L-37-27-B (Центрально-Приазовский р-н) / Г. Г. Коньков, Р. М. Полуновский, А. И. Белевцева, В. В. Фуртес. – 1965.
5. Лукієнко О. І. Дислокаційна тектоніка та тектонофації докембрію Українського щита / О. І. Лукієнко, Д. В. Кравченко, А. В. Сухорада. – К. : ВПЦ “Київський університет”, 2008. – 279 с.
6. Палеоархейский возраст (3,56 млрд лет) тоналитовых гнейсов Приазовского мегаблока и проблемы алмазности восточной части Украинского щита / Н. П. Щербак, Г. В. Артеменко, И. А. Швайка [и др.] // *Мінерал. журн.* – 2011. – Т. 33, № 4. – С. 67–72.
7. Позднеархейские магматические комплексы Приазовского террейна Украинского щита: геологическое положение, изотопный возраст, источники вещества / Е. В. Бибикова, С. Б. Лобач-Жученко, Г. В. Артеменко [и др.] // *Петрология.* – 2008. – Т. 16, № 3. – С. 227–247.
8. Хмарук Т. Г. Глиноземисті гнейси басейну ріки Токмак / Т. Г. Хмарук // *Геол. журн.* – 1965. – Т. 25, № 2. – С. 23–35.
9. Sun S. S. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes / S. S. Sun, W. F. McDonough // *Magmatism in the Ocean Basins* : *Geol. Soc. Spec. Publ.* – 1989. – N 42. – P. 313–345.

*Стаття: надійшла до редакції 27.04.2012
прийнята до друку 29.05.2012*

**GENESIS AND AGE OF THE ACCESSORY MINERALS
FROM METAMORPHIC ROCKS AND GRANITOIDS
OF BILOTSEKIVSKA STRUCTURE SURROUND
(PERI-AZOVIAN MEGABLOCK OF THE UKRAINIAN SHIELD)**

I. Shvaika

*M. P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation of NASU,
34, Acad. Palladin Av., 03680 Kyiv-142, Ukraine
E-mail: igmr@igmof.gov.ua*

Geological and geochemical researches of the metamorphic rocks and the granitoids from Bilotserkivska structure surround (Peri-Azovian megablock of the Ukrainian Shield) have been executed. This complex represents the deep shear of a tectonic zone which limits the structure. They compose a zone of the viscous-plastic current (shear-zone) which was generated at *PT*-conditions of katazone (2.06 Ga). Geochemical characteristics of zircon from garnet-biotite gneisses are similar to those of Palaeoarchaeon (3 560 Ma) tonalite gneisses, which have been preserved in Bilotserkivska structure. The upper age limit of garnet-biotite gneisses formation is

2 065.1 Ma. Probably, they are the blastomylonites of the Paleoproterozoic tonalities; and basic schists have dyke genesis – they were generated during the tectonic zone formation.

Key words: zircon, isotopic age, gneiss, basic schist, Paleoproterozoic, Peri-Azovian megablock, Ukrainian Shield.

ГЕНЕЗИС И ВОЗРАСТ АКЦЕССОРНЫХ МИНЕРАЛОВ ИЗ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД И ГРАНИТОИДОВ ОБРАМЛЕНИЯ БЕЛОЦЕРКОВСКОЙ СТРУКТУРЫ (ПРИАЗОВСКИЙ МЕГАБЛОК УКРАИНСКОГО ЩИТА)

И. Швайка

*Институт геохимии, минералогии и рудообразования им. Н. П. Семеновко НАНУ,
просп. акад. Палладина, 34, 03680 Киев-142, Украина
E-mail: igmr@igmof.gov.ua*

Выполнено геологические и изотопно-геохимические исследования метаморфических пород и гранитоидов обрамления Белоцерковской структуры (Приазовский мегаблок Украинского щита). Установлено, что этот комплекс пород является глубинным срезом тектонической зоны, ограничивающей Белоцерковскую структуру. Они составляют зону вязко-пластического течения, которая сформировалась в *PT*-условиях катазоны 2,06 млрд лет тому назад. Согласно минералогическим и изотопно-геохимическим особенностям циркон из биотит-гранатовых гнейсов аналогичен циркону из палеоархейских (3 560 млн лет) тоналитовых гнейсов, которые сохранились в пределах Белоцерковской структуры. Верхняя возрастная граница формирования гранат-биотитовых гнейсов – 2 065,1 млн лет. Вероятно, они являются бластомилонитами по палеоархейским тоналитам, а основные кристаллосланцы – это дайковые образования, которые возникли в процессе формирования тектонической зоны.

Ключевые слова: циркон, изотопный возраст, гнейс, основной кристаллосланец, палеоархей, Приазовский мегаблок, Украинский щит.