

<https://doi.org/10.15407/mineraljournal.41.03.036>

УДК 552.161 + 550.93

**В.О. Сьомка, Л.М. Степанюк, Т.І. Довбуш,
О.Б. Висоцький, С.М. Бондаренко, Л.В. Сьомка**

Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення
ім. М.П. Семененка НАН України
03142, м. Київ-142, Україна, пр. Акад. Палладіна, 34
E-mail: syomka1949@gmail.com

НОВІ ДАНІ ПРО РЕЧОВИННИЙ СКЛАД І ВІК РУДОНОСНИХ СКАРНІВ ВОЛИНСЬКОГО МЕГАБЛОКУ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА

Наведені нові мінералого-петрографічні та радіогеохронологічні дані про вапнисті скарни Корвінівської та перетворені магнезійні скарни Кочерівської ділянок, розташованих у південно-східній частині Волинського мегаблоку Українського щита (УЩ). На Корвінівській ділянці скарни спостережено у вигляді жильних інфільтраційних тіл серед біотит-плагіоклазових гнейсів. Головними мінералами скарнів є рогова обманка, піроксен, гранат, основний плагіоклаз і епідот. Акцесорні мінерали представлені апатитом, сфеном і ортитом. З рудних мінералів наявний халькопірит. На Кочерівській ділянці скарни утворюють тіла пластової та лінзоподібної форми на контакті карбонатних та алюмосилікатних порід і просторово пов'язані з Кочерівським та Забілоцьким масивами апліт-пегматоїдних гранітів. Головними мінералами скарнів є піроксен, флогопіт, скаполіт, мікроклін, тремоліт, серпентин і кальцит. У флогопіт-тремолітових екзоскарнах зафіксовано шееліт. Уперше отримано датування віку скарнів за сфеном у Волинському мегаблоці за класичним U-Pb методом. Встановлено два етапи формування скарнів Волинського мегаблоку. Перший — магматичний етап формування вапнистих скарнів. Середнє зважене значення віку скарнів за ізотопним відношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ у сфені складає $2042,8 \pm 3,7$ млн рр. Такі дані реально відображають вік утворення високотемпературних мінеральних асоціацій скарнів магматичного етапу. Адаже вік гранітів "бистрійського" типу, з якими генетично пов'язані скарни Кочерівської структурно-тектонічної зони, за цирконом і монацитом складає 2080 млн рр. Процес скарноутворення майже на 40 млн рр. молодший за вік гранітів, що свідчить про їхню тривалу еволюційну кристалізацію. Другий етап — постмагматичний — утворення перетворених магнезійних скарнів. Середньозважене значення віку скарнів за ізотопним відношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ у сфені складає $1988 \pm 1,2$ млн рр. Такі дані добре узгоджуються з раніше встановленим нами віком (калій-аргоновим методом за флогопітом) перетворених магнезійних скарнів УЩ, який складає 1980 млн рр. Цей етап є найпродуктивнішим для утворення шеелітової мінералізації в південно-східній частині Волинського мегаблоку УЩ.

Ключові слова: Волинський мегаблок, вапнисті скарни, перетворені магнезійні скарни, вік, сфен, магматичний етап, постмагматичний етап.

Вступ. Скарни — високотемпературні метасомати, з якими пов'язані родовища різних корисних копалин. Значну питому вагу складають скарнові родовища докембрійських щитів. Не є винятком і Український щит (УЩ), в якому рудоносні скарни істотно поширені [3].

На підставі вивчення геологічних умов залягання, хімічного й мінерального складу скар-

нів і порід, що їх вміщують, а також характеру метасоматичних колонок, серед скарнів Волинського мегаблоку виділено магнезійні та вапнисті скарни раннього (магматичного) етапу, а також перетворені магнезійні, апомагнезійні вапнисті скарни пізнього (постмагматичного) етапу.

Магнезійні скарни утворюють інфільтраційні жильні тіла в зонах тріщинуватості доломітових мармурів, а також контактово-інфільтраційні утворення уздовж контактів їх із гнейсами та кристалосланцями. Магнезійні

© В.О. СЬОМКА, Л.М. СТЕПАНЮК,
Т.І. ДОВБУШ, О.Б. ВИСОЦЬКИЙ,
С.М. БОНДАРЕНКО, Л.В. СЬОМКА, 2019

скарни магматичного етапу інтенсивно перетворені і можуть бути діагностовані по реліктових мінералах — форстериту, фасайту та шпінелі. Перетворені магнезійні скарни постамагматичного етапу складені діопсидом, флогопітом, хондродитом, паргаситом, тремолітом, скаполітом, бруситом, серпентином і кальцитом.

Апомагнезійні вапнисті скарни просторово пов'язані з тілами магнезійних і успадковують їхню морфологію і розміри. Їм властивий такий мінеральний склад: grosular, феросаліт, саліт, везувіан ($MgO = 2,14\text{—}2,89\%$), воластоніт, плагіоклаз (№ 35—79), мікроклін, кальцит, актиноліт, пектоліт і апофіліт.

Вапнисті скарни розвинуті уздовж контактів амфіболітів із кальцитовими мармурами і кальцифірами, утворюючи дифузійно-метасоматичні та інфільтраційні жильні тіла як в алюмосилікатних (ендоскарни), так і в карбонатних (екзоскарни) породах. Мінеральний склад вапнистих скарнів: grosular, феросаліт, саліт, рогова обманка, везувіан ($MgO = 0,72\text{—}2,14\%$), воластоніт, плагіоклаз (№ 30—96), кальцит, епідот, скаполіт й актиноліт. Типохімічною особливістю вапнистих скарнів є занижений вміст MgO у везувіані (порівняно з підвищеним його вмістом у везувіанах із апомагнезійних вапнистих скарнів).

Характерною металогенічною особливістю скарнів Волинського мегаблоку є вольфрамова (шееліт) і мідна (халькопірит, борніт, ковелін, халькозин) спеціалізація. В поодиноких випадках (Кочерів) виявлена шееліт-рідкісно-металева мінералізація.

У ході аналізування геологічних умов локалізації шеелітоносних скарнів Волинського мегаблоку з'ясована їхня закономірна приуроченість до палеопротерозойських метаосадово-вулканогенних утворень тетерівської серії, які виповнюють синклінальні структури. Однозначно виявлений зв'язок скарнів із тектонічними розломами та вузлами їх перетину. У південно-східному обрамленні Коростенського плутону ділянки скарнування розташовані в західному крилі Брусилівського насуву і на перетині Тетерівського і Центрального розломів (Теснівка, Кочерів); у північно-західному — у вузлі перетину Південноприп'ятського, Центрального та Убортського розломів (Глушківичі); в південно-західному — тяжіють до Тетерівського (Нова Рудня, Корвінівка) і Красногірсько-Житомирського (Березова Гать) розломів (рис. 1). При цьому скарни з найконт-

растнішою рудною мінералізацією пов'язані з Центральним розломом, який по діагоналі перетинає Коростенський плутон і виходить за його межі (Глушківичі, Беги, Кочерів).

Ця стаття присвячена новим мінералогічно-петрографічним та радіогеохронологічним даними щодо вапнистих скарнів Корвінівської та перетворених магнезійних скарнів Кочерівської ділянок, розташованих у південно-східній частині Волинського мегаблоку УЩ.

Зразки та методи досліджень. Дослідження базуються на оригінальному кам'яному матеріалі, зібраному авторами в процесі виконання бюджетної тематики в Інституті геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка (ІГМР) НАН України протягом останніх десяти років. Хімічний аналіз порід виконаний у хімічній лабораторії ІГМР НАН України методом мокрої хімії.

Радіогеохронологічні дослідження виконано за сфеном, виділеним із вапнистих ендоскарнів Корвінівської ділянки (пр. 85с/82) та перетворених магнезійних скарнів Кочерівської ділянки (пр. 260), у відділі радіогеохронології ІГМР НАН України. Датування кристалів сфену, виділеного вручну під бінокляром, здійснено за класичним U-Pb ізотопним методом. Хімічну підготовку наважок виконано за модифікованою методикою [7]. Для визначення вмісту урану та свинцю використали змішаний ($U^{235} + Pb^{206}$) трасер. Ізотопний аналіз урану і свинцю проведено на восьмиколекторному мас-спектрометрі MI-1201AT в мультиколекторному статичному режимі. Для зіставлення результатів датування застосовано стандарт циркону ІГМР-1. Математичні розрахунки здійснено за допомогою програм Pb DATE та ISOPLOT [8, 9]. Наведені похибки віку відповідають 2σ .

Геологічна будова та речовинний склад вапнистих скарнів Корвінівської ділянки. У закинутому кар'єрі на правому березі р. Тетерів нами виявлені жильні інфільтраційні вапнисті ендоскарни в гранітизованих породах тетерівської серії, де відмічено карбонатні породи кочерівської серії (рис. 1). Найпоширенішими серед вмісних порід є пегматити та біотит-плагіоклазові гнейси.

Пегматити (табл. 1, ан. 1) утворюють субзгідні з гнейсами жили північно-східного простягання потужністю від 0,5 до 2 м. Вони мають такий мінеральний склад, %: мусковіт — 2, біотит — 4, мікроклін — 27, плагіоклаз (№ 11) — 30, кварц — 37. Акцесорні мінерали

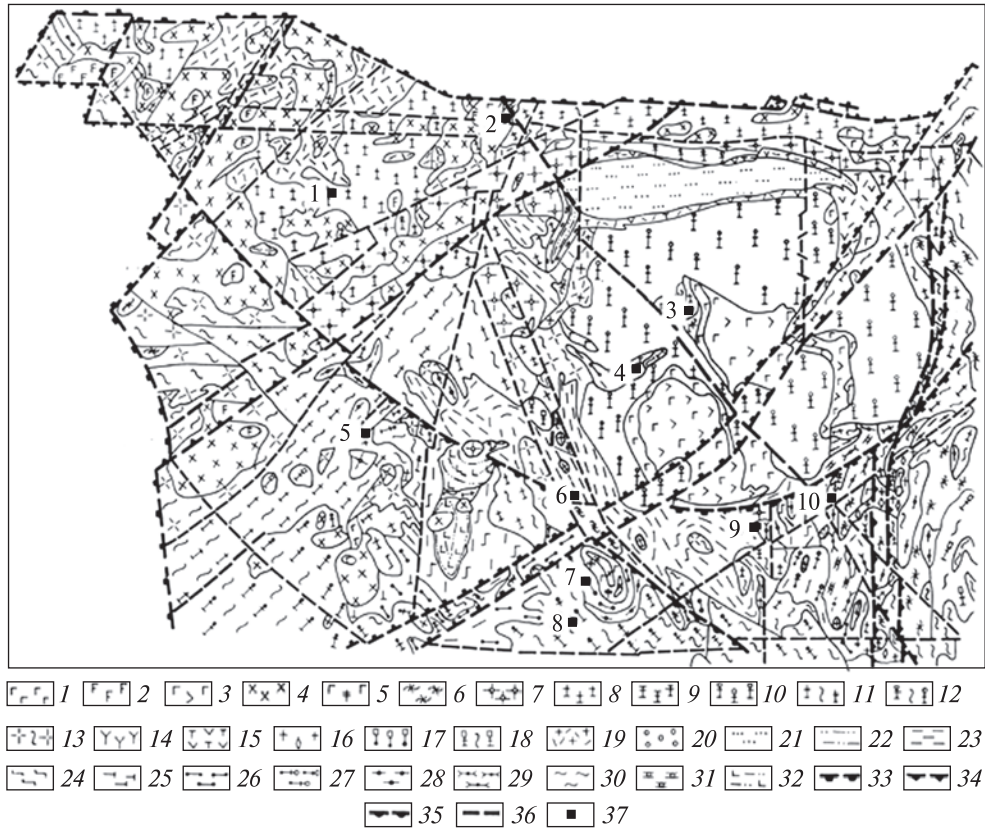


Рис. 1. Схема геологічної будови Волинського мегаблоку Українського щита: 1 — габроїди нерозчленовані; 2 — габро амфіболове; 3 — габро-анортозити; 4 — гранодіорити і діорити; 5 — габро-монзоніти, монзоніти, кварцові монзоніти; 6 — плагіомігматити діоритового, гранодіоритового і плагіогранітного складу; 7–9 — граніти (7 — лужні і сублужні; 8 — біотитові; 9 — мусковіт-біотитові); 10 — граніти-рапаківі; 11 — граніти і мігматити біотитові; 12 — граніти і мігматити кордієрит-гранат-біотитові; 13 — плагіограніти і плагіомігматити біотитові і амфібол-біотитові; 14 — сієніти, граносієніти; 15 — трахіандезити, діабазы, кварцові порфіри; 16 — апліто-пегматоїдні граніти; 17 — граніти порфіроподібні; 18 — граніти і мігматити рівномірнозернисті і порфіробластові; 19 — граніт-порфіри; 20 — метаконгломерати, метагравеліти; 21 — метапісковики кварцові; 22 — металевроліти, метааргіліти; 23–29 — гнейси і кристалосланці (23 — біотитові; 24 — двослюдяні; 25 — графіт-біотитові; 26 — гранат-біотитові; 27 — гранат-біотитові з кордієритом і силіманітом; 28 — біотит-амфіболові й амфіболові; 29 — піроксен-амфіболові); 30 — амфіболіти; 31 — кальцифіри; 32 — туфи, туфїти, метаалеврити, мікрогнейси біотитові; 33 — скиди; 34 — підкиди; 35 — насуви; 36 — глибинні розломи першого порядку; 37 — скарнопрояви: 1 — Клесів, 2 — Глушковичі, 3 — Бехи, 4 — Ушомир, 5 — Корець, 6 — Березова Гать, 7 — Нова Рудня, 8 — Корвінівка, 9 — Теснівка, 10 — Кочерів

Fig. 1. Scheme of geological structure of Volyn megablock of Ukrainian Shield: 1 — gabbroids non-subdivided; 2 — amphibole gabbro; 3 — gabbro-anorthosites; 4 — granodiorites and diorites; 5 — gabbro-monzonites, monzonites, quartz monzonites; 6 — plagiogranites diorite, granodiorite and plagiogranite composition; 7–9 — granite (7 — alkaline and subalkaline; 8 — biotite; 9 — muscovite-biotite); 10 — rapakivi granite; 11 — biotite granites and migmatites; 12 — cordierite-biotite granites and migmatites; 13 — plagiogranites and plagiomigmatites biotite and amphibole-biotite; 14 — syenite, granosyenites; 15 — trachyandesites, diabases, quartz porphyries; 16 — aplite-pegmatoid granites; 17 — porphyric granites; 18 — evenly grained and porphyroblastic granites and migmatites; 19 — granite-porphyrines; 20 — metaconglomerates, metagravelites; 21 — quartz metasandstones; 22 — metasiltstones, metaargillites; 23–29 — gneisses and crystalline shists (23 — biotite, 24 — gneisses and binary crystalline shists; 25 — graphite-biotite, 26 — garnet-biotite, 27 — garnet-biotite with cordierite and sillimanite, 28 — biotite-amphibole and amphibole, 29 — pyroxene-amphibole); 30 — amphibolites; 31 — calcifires; 32 — tuffs, tuffites, metaaleurites, biotite micro gneisses; 33 — thrusts; 34 — up thrusts; 35 — over thrusts; 36 — first rank deep faults; 37 — skarn occurrence: 1 — Klesiv; 2 — Hlushkovichy; 3 — Bekhy; 4 — Ushomyr; 5 — Korets; 6 — Berezova Hat; 7 — Nova Rudnia; 8 — Korvinivka; 9 — Tesnivka, 10 — Kocheriv

представлені крупними (0,5–10 мм) кристалами апатиту, які спостерігаються у вигляді гніздоподібного вкраплення в польових шпатах.

Біотит-польовошпатові гнейси (табл. 1, ан. 2) — дрібнозернисті (0,03–1,4 мм) породи темно-сірого кольору з масивною сланцюва-

тою текстурою. Структура породи grano- і лепидогранобластова. Мінеральний склад, %: плагіоклаз (№ 27) — 39, кварц — 31, біотит — 23, мікроклін — 7.

У біотит-плагіоклазових гнейсах скарни утворюють жилоподібні тіла потужністю до 1,7 м, представлені амфіболом, піроксеном, гранатом, основним плагіоклазом і епідотом. Акцесорні мінерали в скарнах представлені апатитом, сфеном і ортитом. Із рудних мінералів зафіксовано халькопірит. У скарнах визначена симетрична метасоматична зональність, власлива контактово-інфільтраційним вапнистим

ендоскарнам: *Bi + ПШ гнейс*; **1.** Рог + Пл; **2.** Пл + МП; **3.** МП; **4.** МП + Гр; **5.** МП; **6.** Пл + МП; **7.** Рог + Пл; *Bi + ПШ гнейс*, де *Bi* — біотит, *Гр* — гранат, *МП* — моноклінний піроксен, *Пл* — плагіоклаз, *ПШ* — польові шпати, *Рог* — рогова обманка.

Плагіоклаз-роговообманкові ендоскарни (табл. 1, ан. № 3, зонки 1, 7) утворюють крайні тиллові зонки потужністю 10—50 мм), що відокремлюють скарни від вмісних біотит-польовошпатових гнейсів. Структура породи гранонематобластова. Мінеральний склад, %: рогова обманка — 73, плагіоклаз — 16, мікроклін — 4, кварц — 7.

Таблиця 1. Хімічний склад вмісних порід і скарнів Корвинівської (1—6) та Кочерівської (7—12) ділянок, %
Table 1. Chemical composition of host rocks and skarns of the Korvinivka (1—6) and Kocheriv (7—12) areas, %

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	73,53	66,25	51,10	51,52	50,50	42,98	47,40	53,72	46,74	48,77	19,40	3,93
TiO ₂	0,06	0,66	0,50	0,66	0,09	0,30	0,88	0,38	0,64	0,09	0,13	Сл.
Al ₂ O ₃	13,56	14,31	11,58	16,23	3,80	12,37	19,04	9,05	12,68	2,04	2,30	0,15
Fe ₂ O ₃	0,25	0,97	1,40	2,26	0,43	5,15	1,13	0,60	0,92	0,24	1,30	0,21
FeO	1,65	4,69	8,98	5,45	6,96	6,32	5,74	2,90	4,31	4,75	1,44	0,22
MnO	Сл.	Сл.	0,22	0,12	0,37	0,32	0,02	0,04	0,06	0,23	0,10	0,02
MgO	0,72	2,49	10,26	3,51	13,47	2,31	7,05	12,60	8,63	16,76	10,90	22,05
CaO	0,68	2,24	11,36	17,09	20,67	25,33	5,18	12,74	20,96	20,97	34,44	29,62
Na ₂ O	2,93	3,35	0,94	1,13	0,26	0,32	1,44	1,68	0,88	0,22	0,13	0,08
K ₂ O	5,51	3,22	0,70	0,29	0,30	0,02	8,50	3,60	1,07	0,20	0,96	0,16
P ₂ O ₅	0,06	0,09	0,12	0,09	0,08	0,18	0,28	0,35	0,18	0,05	0,09	Сл.
CO ₂ заг	0,06	0,10	0,24	0,45	1,57	3,22	0,90	1,18	1,40	—	—	—
Сорг	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,18	0,18
CO ₂ карб	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3,32	28,10	43,33
F	0,03	0,01	0,07	0,04	0,04	0,04	0,23	0,04	0,05	0,16	0,10	0,02
Cl	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	0,08	—	0,04	Сл.	—	—
S	0,03	0,03	Сл.	Сл.	Сл.	0,26	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.
H ₂ O ⁻	0,02	0,07	0,10	0,25	0,06	0,15	0,28	0,44	0,04	0,24	0,85	0,39
В. п. п.	0,47	1,17	2,35	1,22	1,40	0,75	1,93	0,90	1,07	1,71	Сл.	Сл.
Σ	99,56	99,65	99,92	100,31	100,00	100,02	100,08	100,22	99,67	99,75	100,42	100,36

Примітка. 1 — зр. 74с/82, пегматит; 2 — зр. 73с/82, біотит-польовошпатовий гнейс; 3 — зр. 78с/82, плагіоклаз-роговообманковий ендоскарн; 4 — зр. 85с-1/82, плагіоклаз-піроксеновий ендоскарн; 5 — зр. 81с/82, піроксеновий ендоскарн; 6 — зр. 85с-3/82, піроксен-гранатовий ендоскарн; 7 — зр. 265/144,1, польовошпат-біотитовий кристалосланець; 8 — зр. 260/145-148, флогопіт-мікроклін-піроксеновий ендоскарн; 9 — зр. 265/144,1, скаполіт-піроксеновий ендоскарн; 10 — зр. 260-І/246,8-І, тремоліт-діопсидовий екзоскарн; 11 — зр. 130/174, флогопіт-серпентин-кальцитовий екзоскарн; 12 — зр. 130/114,6, доломітовий мармур. Аналізи виконано в ІГМР ім. М.П. Семененка НАН України, аналітики: 1, 2, 4, 6 — А.В. Ренкас; 3, 5 — Л.Д. Смірнова; 7, 10—12 — А.Я. Ротарь; 8 — Л.В. Годунова; 9 — Г.А. Скринник; Сл. — сліди, в. п. п. — втрати під час прокалювання, прочерк — не визначали.
Note. 1 — smp. 74c/82, pegmatites; 2 — smp. 73c/82, biotite-feldspar gneiss; 3 — smp. 78c/82, plagioclase-hornblende endoskarn; 4 — smp. 85c-1/82, plagioclase-pyroxene endoskarn; 5 — smp. 81c/82, pyroxene endoskarn; 6 — smp. 85c-3/82, pyroxene-garnet endoskarn; 7 — smp. 265/144.1, feldspar-biotite crystalline shist; 8 — smp. 260/145-148, phlogopite-microcline-pyroxene endoskarn; 9 — smp. 265/144.1, scapolite-pyroxene endoskarn; 10 — smp. 260-I/246.8-I, tremolite-diopside exoskarn; 11 — smp. 130/174, phlogopite-serpentine-calcite exoskarn; 12 — smp. 130/114,6, dolomite marble. Analyzes are carried out at M.P. Semenenko IGMOF of the NAS of Ukraine: 1, 2, 4, 6 — A.V. Renkas; 3, 5 — L.D. Smirnova; 7, 10—12 — A.Ya. Rotar; 8 — L.V. Godunova; 9 — G.A. Skrynnyk; Сл. — traces, в. п. п. — losses during annealing, dash — not analyzed.

Рогова обманка утворює витягнуті призматичні кристали (0,1—3 мм) і має залізистість 34 %. Плагіоклаз має вигляд короткостовпчастих кристалів (0,06—0,5 мм) і представлений андезином (№ 50). У незначній кількості наявні кварц і мікроклін.

Плагіоклаз-піроксенові ендоскарни (табл. 1, ан. № 4, зонки 2, 6) представлені роговикоподібними дрібнозернистими породами зеленкувато-сірого кольору. Потужність їх змінюється від 1 до 20 см. Структура породи грано-, гломеро- та діабластова. Мінеральний склад, %: плагіоклаз — 31, моноклінний піроксен — 42, кварц — 6, епідот — 19, кальцит — 1, сфен — 1. Піроксен представлений салітом із вмістом геденбергітового компонента 46 %. Він утворює дрібнозернисті агрегати заокруглених зерен (0,03—0,1 мм); рівномірно розсіяні в породі. Іноді спостерігаються більші (0,1—3 мм) короткопризматичні зерна. В контакт з роговобманково-плагіоклазовою ендоскарною зоною піроксен кородує рогову обманку, тому часто в плагіоклаз-піроксенових ендоскарнах відмічаються її релікти. Плагіоклаз представлений лабрадором (№ 70), який трапляється у вигляді короткопризматичних кристалів (0,5—3 мм) з широкими двійниковими смугами. Епідот як вторинний мінерал розвивається по плагіоклазу. Він утворює ксеноморфні зерна часто з заокругленими обрисами, а також призматичні кристали розміром 0,03—36 мм. Сфен як акцесорний мінерал найбільш характерний для плагіоклаз-піроксенових ендоскарнів, в яких його вміст досягає 1—3 %. Спостерігається сфен у вигляді лінзо- та ромбоподібних зерен (0,1—0,6 мм), рівномірно розсіяних у породі. Іноді в плагіоклаз-піроксенових ендоскарнах наявний значний (до 2 %) вміст апатиту.

Піроксенові ендоскарни (табл. 1, ан. № 5, зонки 4, 6) відокремлюють плагіоклаз-піроксенові ендоскарни від центральної піроксен-гранатової зони. Потужність їх змінюється від 1 до 80 см. Макроскопічно це трав'янисто-зелені середньозернисті мономінеральні піроксенові породи. Структура породи гіп- і панідіоморфнозерниста. Мінеральний склад, %: піроксен — 93; вторинні мінерали: актиноліт — 3, кальцит — 4; акцесорні — апатит і сфен. Піроксен представлений салітом з вмістом геденбергітового компонента 23 %. Він утворює крупні (0,3—30 мм) ізометричні та призматичні кристали. Із вторинних мінералів по піроксену роз-

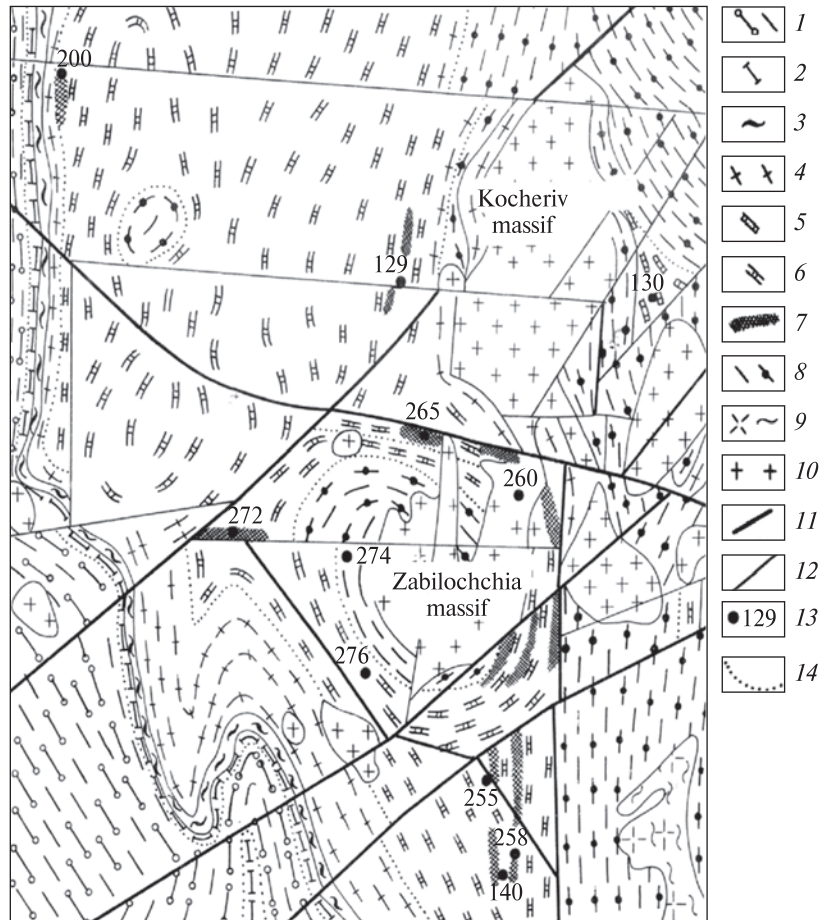
вивається кальцит у вигляді мікропрожилків, а також голкоподібні агрегати актиноліту. Типовими акцесорними мінералами є сфен і апатит. Сфен у вигляді лінзо- та ромбоподібних зерен (0,2—0,8 мм) присутній у кристалах піроксену. Апатит у вигляді поодиноких ідіоморфних зерен (0,1—0,9 мм) є в піроксені, а іноді утворює мономінеральні прожилки (1—4 мм) на контакті із кварц-польовошпатовими метасоматитами, які перетинають піроксенові ендоскарни.

Піроксен-гранатові ендоскарни (табл. 1, ан. № 6, зонка 4) складають центральну зону жильних контактово-інфільтраційних вапнистих ендоскарнів. Потужність їх змінюється від перших сантиметрів до 1 м. Макроскопічно це рожевувато-коричневі середньо- і крупнозернисті породи з масивною текстурою. Структура породи гетерогранобластова і панідіогранобластова. Мінеральний склад, %: піроксен — 20, гранат — 57; вторинні мінерали: епідот — 10, кальцит — 7, кварц — 5; акцесорні: сфен — 1, апатит і ортит — поод. зерна. Гранат спостерігається у вигляді ізометричних та ідіоморфних зерен, які мають розмір 0,08—10 мм у діаметрі. За хімічним складом відповідає grosуляру, що містить 8 % андрадитового компонента. Піроксен наявний у вигляді призматичних зерен (0,1—2 мм) у тісних зростках з grosуляром. За хімічним складом представлений феросалітом з 56 % вмісту геденбергітового компонента. Епідот псевдоморфно заміщує ідіобластові зерна grosуляру. Розмір його становить 0,04—1 мм, а вміст пістацитового компонента в епідоті становить 19 %. Кварц і кальцит у вигляді мікропрожилків та ксеноморфних агрегатів розвивається по grosуляру. Сфен відмічено у вигляді ромбо- та лінзоподібних зерен (0,03—0,3 мм), які утворюють рівномірне вкраплення в grosулярі, феросаліті та епідоті. Апатит утворює розсіяне вкраплення ідіоморфних кристалів (0,1—0,6 мм) у всіх мінералах породи. Часто він спостерігається у вигляді лінзоподібних агрегатів довжиною 2—6 мм. Ортит — рідкісний мінерал, який наявний у вигляді поодиноких зерен (0,1—0,9 мм) круглого обрису в епідоті.

Контактово інфільтраційні вапнисті ендоскарни Корвінівської ділянки належать до магматичного етапу і утворились у результаті одностороннього перенесення кальцію високотемпературними розчинами та їх взаємодії з біотит-польовошпатовими гнейсами. Як видно із табл. 1, найбільше збагачена кальцієм центральна піроксен-гранатова зона, а вміст

Рис. 2. Геологічна схема Кочерівської ділянки [3]. *Городська світа*: 1 — чергування біотитових і силіманітових гнейсів; 2 — графіт-біотитові гнейси. *Кочерівська світа*: 3 — амфіболіти; 4 — амфібол-діопсидові кристалосланці; 5 — мармури кальцитові і кальцифіри; 6 — мармури доломітові; 7 — скарни; 8 — чергування амфіболових і біотит-амфіболових гнейсів. *Житомирський комплекс*: 9 — мігматити біотит-амфіболові; 10 — аплітоїдні граніти "бистрійського" типу. *Розривні порушення*: 11 — головні; 12 — другорядні; 13 — номери свердловин; 14 — літологічні межі

Fig. 2. Geological scheme of the Kocheriv are [3]. *Gorodska suite*: 1 — alternation of biotite and sillimanite gneisses; 2 — graphite-biotite gneisses. *Kocheriv suite*: 3 — amphibolites; 4 — amphibole-diopside crystalline shists; 5 — calcite marbles and calciphyres; 6 — dolomite marbles; 7 — skarns; 8 — alternation of amphibole and biotite-amphibole gneisses. *Zhytomyr complex*: 9 — biotite-amphibole migmatites; 10 — aplite granite of "Bystriiv" type. *Disjunctive dislocations*: 11 — major; 12 — secondary ones; 13 — borehole numbers; 14 — lithological boundaries



CaO у ході наближення до вмісних гнейсів зменшується. Про це свідчить також і основність плагіоклазу в біотит-польовошпатових гнейсах — № 27, роговообманково-плагіоклазових ендоскарнах — № 50 і в піроксен-плагіоклазових ендоскарнах — № 70. На підставі експериментальних даних для утворення піроксен-гранатових вапнистих скарнів установлений температурний діапазон 550—800 °C та вплив більш-менш нейтральних або слабко хлоридних розчинів типу NaCl, KCl, CaCl₂, MgCl₂ [2].

Геологічна будова та речовинний склад скарнів Кочерівської ділянки. Скарни виявлені свердловинами в районах сіл Негребівка, Кочерів та Забілоччя (рис. 2) і приурочені до гранітизованих утворень кочерівської світи [3]. Порооди кочерівської світи найбільше поширені в північно-західній частині Кочерівської зони, а особливо в західному обрамленні Кочерівського та Забілоцького гранітних масивів. Тут у розрізі кочерівської світи виділяються знизу вгору три товщі: 1) вулканогенно-осадова — амфіболіти, амфібол-клінопіроксенові і біо-

тит-амфіболові кристалосланці і гнейси, що перешаровуються з біотитовими і карбонатвмісними різновидами; 2) теригенно-карбонатна — кальцифіри, мармури кальцитові та доломітові, що внизу та вгорі перешаровуються з гнейсами та кристалосланцями біотитовими і амфібол-біотитовими; 3) карбонатно-теригенна — біотитові гнейси з прошарками амфібол-біотитових та карбонатних різновидів. Усі породи метаморфізовані в умовах епідот-амфіболітової фації і сформувались у палеопротерозої [1]. Скарни утворюють тіла пластової та лінзоподібної форми на контакті карбонатних та алюмосилікатних порід кочерівської світи і просторово пов'язані з Кочерівським та Забілоцьким масивами алохтонних апліт-пегматоїдних гранітів. Ці граніти ("бистрійського" типу) належать до житомирського комплексу [5].

За зовнішнім виглядом бистрійські граніти представлені світло-, рожево-сірими та сірими середньо- та дрібнозернистими відмінами. Вони мають такий мінеральний склад, %: біотит — 0,5—1, мікроклін — 5—10, кварц —

15—20, плагіоклаз — 60—65; другорядні мінерали — амфібол, силіманіт; вторинні мінерали — мусковіт, хлорит; акцесорні мінерали — апатит, монацит, циркон, флюорит. Характерною особливістю "бистріївських" гранітів є їхня підвищена ураноносність та рідкіснометалева спеціалізація (Ce, La, Y, Nb, Ta, W, Mo, Be, Bi), що забезпечують появу рудопроявів цих металів у зонах метасоматозу.

Структурне положення Кочерівського і Забілоцького гранітних масивів визначено перетином розломів Тетерівської зони, з південного заходу на північний схід, із меридіонально орієнтованим Кочерівським розломом. У південній частині Забілоцького масиву відображається вплив Центральнокоростенського розлому, до якого приурочені Бистріївський та Городський гранітні масиви, а також більш дрібніші гранітні тіла з орієнтуванням уздовж Центральнокоростенського розлому. Більшість скарново-шеелітових рудопроявів виявлено біля Забілоцького масиву, який знаходиться у вузлі перетину діагональної та меридіональної систем розломів. Характерний куполоподібний характер Забілоцького масиву, на контакті якого з вмисними породами кочерівської світи найповніше представлені процеси грейзенізації скарнів, що супроводжують шееліт-рідкіснометалеве зруденіння. Серед скарнів виділяються два типи — перетворені магнезіальні та апомагнезіальні вапнисті скарни.

Магнезіальні скарни залягають у доломітових мармурах у вигляді пластової та лінзоподібної форми, гнізд та прожилків і часто мають штокверкову будову — тріщинні (інфільтраційні) скарни, по Л.І. Шабиніну [6]. Окрім того, магнезіальні скарни трапляються на контакті доломітових мармурів з амфіболітами, біотит-амфіболітовими та біотитовими гнейсами і кристалосланцями. Потужність окремих скарнових тіл змінюється від 0,1 до 10 м. У флогопіт-тремолітових екзоскарнах встановлена шеелітова мінералізація.

Апомагнезіальні вапнисті скарни просторово пов'язані з тілами магнезіальних скарнів та заміщують їх. Вони утворюють жили та прожилки потужністю 0,1—1 м. У цих скарнах найповніше розвинуті процеси кварц-польовошпатового заміщення, флюоритизації та окварцювання, з якими і пов'язано шееліт-рідкіснометалеве зруденіння. Субстратом для утворення скарнів у Волинському мегаблоці були метаморфізовані вулканогенно-осадові

породи тетерівської серії. Умови залягання цих порід визначили морфологію скарнових тіл, а їхній первинний хімічний склад — склад метасоматичних скарнових колонок.

Зупинимось детальніше на речовинному складі перетворених магнезіальних скарнів у обрамленні Забілоцького масиву, для яких виконано визначення віку за сфеном. На контакті біотит-польовошпатових кристалосланців із доломітовими мармурами спостерігається така метасоматична зональність: ПШ + Бі кристалосланець; 1. Фл + Мік + МП; 2. Ск + МП; 3. Тр + МП; 4. Фл + Серп + Ка; Дол. мрамур, де Бі — біотит, Дол — доломіт, Ка — кальцит, Мік — мікроклін, МП — моноклінний піроксен, ПШ — польові шпати, Серп — серпентин, Ск — скаполіт, Тр — тремоліт, Фл — флогопіт.

Польовошпат-біотитові кристалосланці (табл. 1, ан. № 7) — макроскопічно чорні дрібнозернисті породи з масивною сланцюватою текстурою і лепідогранобластовою структурою. Мінеральний склад, %: мікроклін — 20, плагіоклаз (№ 45) — 25, біотит ($f = 33\%$) — 55.

Флогопіт-мікроклін-піроксенові ендоскарни (табл. 1, ан. № 8, зонка 1) утворюють першу ендоскарнову зонку (1—5 см), яка відмежовує алюмосилікатні породи (кристалосланці) від скарнів. Макроскопічно це зеленувато-сірі дрібно- і середньозернисті породи з масивною текстурою і діабластовою структурою. Мінеральний склад, %: флогопіт — 16, мікроклін — 25, піроксен — 58. Акцесорні мінерали: сфен — 1, апатит і турмалін (поодинокі зерна). Піроксен ((0,04—6 мм) у вигляді табличчастих та ксеноморфних зерен і представлений салітом з вмістом геденбергітового компонента 15 %. Мікроклін у вигляді призматичних зерен (0,08—0,9 мм) утворює тісні зростання з піроксеном. Флогопіт ($f = 12\%$) у вигляді лусочок (0,08—0,6 мм) формує рівномірне вкраплення та прожилки в породі. Турмалін наявний у вигляді видовжених призматичних зерен (0,04—0,8 мм) і приурочений до прожилків флогопіту. Сфен і апатит утворюють розсіяне вкраплення в породі у вигляді лінзоподібних та ідіоморфних зерен (0,04—0,6 мм).

Скаполіт-піроксенові ендоскарни (табл. 1, ан. № 9, зонка 2) — зеленувато-сірі крупнозернисті масивні породи з діабластовою структурою. Мінеральний склад, %: скаполіт — 35, піроксен — 64; акцесорні мінерали: сфен — 1 і поодинокі зерна ортиту. Піроксен утворює крупні короткопризматичні зерна довжиною

10—20 мм. За хімічним складом піроксен відповідає саліту (17 % геденбергітового компонента). Тріщини окремоті в піроксені хвилеподібно зігнуті і часто розірвані, що свідчить про значні тектонічні деформації в зонах розвитку скарнів. Скаполіт (76 % мейонітового компонента) відмічений у вигляді видовжених призматичних зерен (0,1—5 мм) в тісному зростанні із салітом. Поодинокі зерна ортиту (0,1—0,3 мм) круглої форми розміщені у скаполіті. Для сфену характерні ромбоподібні та ксеноморфні зерна (0,1—0,8 мм), які утворюють розсіяне вкраплення в породі.

Тремоліт-піроксенові екзоскарни (табл. 1, ан. № 10, зонка 3) — світло-сірі середньозернисті (1—3 см) породи з масивною текстурою і гіпідіоморфнозернистою структурою. Мінеральний склад, %: флогопіт — 1, кальцит — 7, тремоліт — 10, піроксен — 83.

Піроксен тут — діопсид з вмістом геденбергітового компонента 10 %. Для нього характерні широкопризматичні зерна білого кольору з добре розвинутими тріщинами окремоті. По діопсиду розвивається тремоліт у вигляді радіальнопроменевих та голкоподібних агрегатів. Між крупними призмами діопсиду відмічено поодинокі лусочки флогопіту.

Флогопіт-серпентин-кальцитові екзоскарни (табл. 1, ан. № 11, зонка 4) відокремлюють екзоскарнові зонки від мало змінених доломітових мармурів. Макроскопічно це зеленкуватожовті середньозернисті (0,1—10 мм) породи з масивною текстурою і гетерогранобластовою структурою. Мінеральний склад, %: флогопіт — 8, серпентин — 42, кальцит — 50. Флогопіт ($f = 3\%$) спостерігається у вигляді дрібних (0,1—2 мм) лусочок, рівномірно розподілених у породі. Серпентин ($f = 6\%$) утворює ксеноморфні та округлі зерна (1—10 мм) з вигнутими обрисами. Залежно від форм виділення розрізняються глобулярний, прожилково-петельчастий, волокнистий та пластинчастий типи серпентину. Волокнисті різновиди — це хризотил, а пластинчасті — антигорит. Кальцит складає основну масу породи і має вигляд ксеноморфних зерен (1—5 мм) з добре проявленими двійниками.

Доломітовий мармур є метаосадовою магнезіальною карбонатною породою, в контакт з якою утворюються біметасоматичні контактово-інфільтраційні магнезіальні скарни постмагматичного етапу. Макроскопічно це світло-сірі дрібно- і середньозернисті (0,01—10 мм)

породи з масивною текстурою і гетерогранобластовою структурою. Мінеральний склад, %: кальцит — 7, серпентин — 10, доломіт — 89. Кальцит у вигляді дрібних (1—3 мм) ізометричних зерен формує скупчення між більшими зернами доломіту, часто утворює облямівки навколо зерен доломіту. Серпентин ($f = 6\%$) утворює глобулярні виділення (2—5 мм) в доломіті. Доломіт складає основну масу породи (83 %) і характеризується крупними (1—10 мм) ксеноморфними зернами із зазубреними обрисами і відсутністю двійників.

Охарактеризовані вище перетворені магнезіальні скарни належать до дифузійно-біметасоматичних утворень і утворюються під час просочування постмагматичних розчинів у контакт доломітів і біотитових кристалосланців, у результаті зустрічної дифузії магнію і силіцію. Внаслідок різної рухливості віртуальних компонентів магнію, силіцію та алюмінію виникають реакційні зонки, які заміщують і кристалосланці (зонки 1, 2 — ендоскарни), і доломіти (зонки 3, 4 — екзоскарни).

Парагенезиси перетворених магнезіальних скарнів Волинського мегаблоку формуються в інтервалі температури 450—600 °С, а наявність бруситу свідчить про гіпабісальні умови їх утворення [1].

Радіогеохронологічні дослідження. Датування процесів високотемпературного метасоматозу, продуктами якого є скарни, має принципове значення, оскільки останнім часом визначено важливу роль скарнів для інтерпретації процесів рудогенезу в докембрії УЩ.

У роботі [4] вперше була зроблена спроба датувати калій-аргоновим методом вік скарноутворення в УЩ. На підставі наведених даних в УЩ виділено головний етап формування скарнів у діапазоні 1980—1820 млн рр. за очевидного "запізнювання" цього процесу в Дністровсько-Бузькому мегаблочі, порівняно з Приазовським і Волинським. Другорядним є етап скарноутворення протягом 1780—1700 млн рр., який по суті продовжує перший. Другий етап формування скарнів змінюють процеси більш низькотемпературного метасоматозу і діафторезу. Безумовно, ці дані отримані по скарнах, які зазнали процесів низькотемпературних гістерогенних змін і не вказують на реальний час формування високотемпературних скарнових асоціацій. Хоча процеси утворення накладеної рудної мінералізації в скарнах могли бути пов'язані з діапазоном у 1980—1820 млн рр.

Таблиця 2. Вміст урану, свинцю та ізотопний склад свинцю в сфенах із плагіоклаз-піроксенового ендоскарну (пр. 85с/82)
 Table 2. Contents of uranium, lead and isotope composition of lead in titanites from plagioclase-pyroxene endoskarn (smp. 85с/82)

Фракція мінералу	Вміст, ppm		Ізотопні співвідношення					Вік, млн рр.			Дискорд., %
	U	Pb	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{207}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{208}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	
1	463,5	194,3	1220	7,3121	5,7860	0,36719	6,3810	2016	2030	2043,4	1,3
2	407,2	170,9	1045	7,2124	5,8459	0,36673	6,3769	2014	2029	2044,5	1,5
3	438,2	181,9	1250	7,3212	6,0143	0,36569	6,3596	2009	2027	2044,7	1,7
4	448,9	186,0	1091	7,2564	6,2956	0,36599	6,3482	2010	2025	2040,1	1,5
5	424,4	178,5	825	7,0537	5,6747	0,36375	6,3120	2000	2020	2040,8	2,0

Примітка. Поправка на звичайний свинець уведена за Стейсі та Крамерсом на вік 2040 млн рр.; 1–5 — розмірні фракції сфену, отримані скочуванням похилою площиною.

Note. Correction on common lead is made according to Stacey and Kramers for the age of 2040 million years; 1–5 — size fractions of titanites, separated by rolling down the inclined plane.

Таблиця 3. Вміст урану, свинцю та ізотопний склад свинцю в сфенах із флогопіт-мікроклін-піроксенового ендоскарну (пр. 260/145-148)

Table 3. Contents of uranium, lead and isotope-composition of lead in titanites from phlogopite-microcline-pyroxene endoskarn (smp. 260/145-148)

Фракція мінералу	Вміст, ppm		Ізотопні співвідношення					Вік, млн рр.			Дискорд., %
	U	Pb	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{207}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{208}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	
1	424,0	176,1	556,5	6,8573	5,5328	0,35333	5,9456	1950	1968	1986,3	1,8
2	395,5	160,9	829,9	7,2396	6,1039	0,35614	6,0017	1964	1976	1988,9	1,3
3	416,1	172,8	511,8	6,7554	5,2977	0,34964	5,8890	1933	1960	1988,0	2,8
4	387,7	155,8	772,2	7,1793	6,1402	0,35126	5,9176	1941	1964	1988,3	2,4
5	369,7	148,9	754,4	7,1577	6,1218	0,35173	5,9261	1943	1965	1988,5	2,3

Примітка. Поправка на звичайний свинець, уведена за Стейсі та Крамерсом на вік 2000 млн рр.; 1–5 — розмірні фракції сфену, отримані скочуванням похилою площиною.

Note. Correction on is made according to Stacey and Kramers for the age of 2000 million years; 1–5 — size fractions of titanites, separated by rolling down the inclined plane.

У Волинському мегаблосі ми продатували вапнисті скарни магматичного етапу Корвінівської ділянки (пр. 85с/82) та перетворені магнетизальні скарни постмагматичного етапу Кочерівської ділянки (пр. 260).

Проба 85с/82. Сфен як акцесорний мінерал найвластивіший плагіоклаз-піроксеновим ендоскарнам, де його вміст досягає 1–3 %. Сфен представлений темно-коричневими (близько 90 %) та коричневими ізометричними, пампушкоподібними та ксеноморфними напівпрозорими зернами та їх уламками. Зазвичай це зерна заокруглених обрисів із гладенькою поверхнею і скляним блиском і без будь-яких елементів огранювання.

Вік за верхнім перетином конкордії лінією регресії становить 2084 ± 1122 млн рр., за ниж-

нім — 1390 ± 1196 млн рр. Середнє зважене значення віку за ізотопним відношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ — $2,8 \pm 3,7$ млн рр., яке ми, зважаючи на невелику дискордантність (табл. 2), і вважаємо віком сфену.

Проба 260/145-148. Сфен в акцесорній кількості відмічений у флогопіт-мікроклін-піроксенових ендоскарнах. Для нього характерні коричневі і темно-коричневі ізометричні, пампушкоподібні та ксеноморфні напівпрозорі зерна та їх уламки. При цьому центральні частини кристалів дещо світліші, а темно-коричневими є тільки тонкі зовнішні кайми. Всі зерна сфену мають заокруглені обриси і численні ямки та горбики. Поверхня зерен гладенька зі скляним блиском.

Вік за верхнім перетином конкордії лінією регресії становить $1989,4 \pm 4,3$ млн рр., за

нижнім — 104 ± 330 млн рр. Середнє зважене значення віку за ізотопним відношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ — $1988 \pm 1,2$ млн рр., яке ми, зважаючи на невелику дискордантність (табл. 3), вважаємо віком сфену.

Висновки. Викладено нові мінералого-петрографічні та радіогеохронологічні дані щодо вапнистих скарнів Корвінівської та перетворених магнезійних скарнів Кочерівської ділянок, розташованих у південно-східній частині Волинського мегаблоку УЩ.

На Корвінівській ділянці скарни наявні у вигляді жильних інфільтраційних тіл серед біотит-плагіоклазових гнейсів. Головними мінералами їх є рогова обманка, піроксен, гранат, основний плагіоклаз і епідот. Акцесорні мінерали представлені апатитом, сфеном і ортитом. З рудних мінералів відмічено халькопірит.

На Кочерівській ділянці скарни утворюють тіла пластової та лінзоподібної форми на контакті карбонатних та алюмосилікатних порід і просторово пов'язані з Кочерівським та Забілоцьким масивами апліт-пегматоїдних гранітів. Головними мінералами скарнів є піроксен, флогопіт, скаполіт, мікроклін, тремоліт, серпентин і кальцит. У флогопіт-тремолітових екзоскарнах виявлена шеелітова мінералізація.

Уперше отримано датування скарнів за сфероном у Волинському мегаблоці за класичним

U-Pb методом. Установлено два етапи формування скарнів Волинського мегаблоку:

1. Магматичний етап формування вапнистих скарнів. Середнє зважене значення віку скарнів за ізотопним відношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ у сфені складає — $2042,8 \pm 3,7$ млн рр. Такі дані реально відображають вік утворення високотемпературних мінеральних асоціацій скарнів магматичного етапу. Адже вік гранітів "бистріївського" типу, з якими генетично пов'язані скарни Кочерівської структурно-тектонічної зони, за цирконом і монацитом складає 2080 млн рр. Процес скарноутворення майже на 40 млн рр. молодший за вік гранітів, що свідчить про їхню тривалу еволюційну кристалізацію.

2. Постмагматичний етап утворення перетворених магнезійних скарнів. Середньозважене значення віку скарнів за ізотопним відношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ у сфені складає $1988 \pm 1,2$ млн рр.

Отримані дані добре узгоджуються з раніше визначеним нами віком (калій-аргоновим методом за флогопітом) перетворених магнезійних скарнів УЩ, який складає 1980 млн рр. Причому цей етап є найпродуктивнішим під час утворення шеелітової мінералізації в південно-східній частині Волинського мегаблоку Українського щита.

ЛІТЕРАТУРА

1. Державна геологічна карта України. Аркуш М-35-ХVIII (Фастів), Центральноросійська серія. 1 : 200 000 / К.Ю. Єсипчук, Б.Д. Возгрін, Р.М. Довгань, Г.В. Калініна, К.В. Когут, С.Г. Кривдік, С.С. Красовський, М.І. Орлюк, В.І. Орса, І.К. Пашкевич, В.М. Скобелев, Л.М. Степанюк. Київ, 2002. 90 с.
2. Зарайский Г.П., Стояновская Ф.М. Экспериментальное изучение зональности и физико-химических условий образования биметасоматических скарнов. *Метасоматизм и рудообразование*. М.: Наука, 1984. С. 283—309.
3. Нечаев С.В., Сёмка В.А. Скарны Украины. Киев: Наук. думка, 1989. 212 с.
4. Нечаев С.В., Сёмка В.А., Бойко А.К. О времени образования скарнов Украинского щита. *Геол. журн.* 1990. № 3. С. 141—144.
5. Степанюк Л.М., Єсипчук К.Ю., Бойченко С.О., Скобелев В.М., Довбуш Т.І., Щербак Д.М. Про час формування гранітів басейну річок Тетерів та Ірпінь. *Мінерал. журн.* 2000. 22, № 1. С. 115—118.
6. Шабьнин Л.И. Формация магнезильных скарнов. М.: Наука, 1973. 214 с.
7. Krough T.E. A law contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination. *Geochim. et Cosmochim. acta.* 1973. 37, № 3. P. 485—494.
8. Ludwig K.R. Pb Dat for MS-DOS, version 1.06. *U.S. Geol. Survey Open-File Rept.* 1989. 542, № 88. P. 40.
9. Ludwig K.R. ISOPLOT for MS-DOS, version 2.0. *U.S. Geol. Survey Open-File Rept.* 1990. 557, № 88. P. 38.

Надійшла 31.05.2019

REFERENCES

1. Esipchuk, K.Yu., Vozgrin, V.D., Dovgan, R.M., Kalinina, G.V., Kogut, K.V., Kryvdik, S.G., Krasovskyy, S.S., Orlyuk, M.I., Orsa, V.I., Pashkevich, I.K., Skobelev, V.M. and Stepanyuk, L.M. (2002), *Derzhavna geologichna karta Ukrainy, Arkush M-35-XVIII (Fastiv), Tsentralnoukrainska seria, 1 : 200 000*, Kyiv, UA, 90 p. [in Ukrainian].
2. Zarayskiy, G.P. and Stoyanovskaya, F.M. (1984), *Metasomatizm i rudoobrazovanie*, Nauka, Moscow, RU, pp. 283-309 [in Russian].
3. Nechaev, S.V. and Semka, V.A. (1989), *Skarny Ukrainy*, Nauk. dumka press, Kyiv, UA, 112 p. [in Russian].

4. Nechaev, S.V., Semka, V.A. and Boyko, A.K. (1990), *Geol. zhurn.*, No. 3, Kyiv, UA, pp. 141-144 [in Russian].
5. Stepanyuk, L.M., Esypchuk, K.Yu., Boichenko, S.O., Skobelev, V.M., Dovbush, T.I. and Shcherbak, D.M. (2000), *Mineral. Journ. (Ukraine)*, Vol. 22, No. 1, Kyiv, UA, pp. 115-118 [in Ukrainian].
6. Shabynin, L.I. (1973), *Formatsiya magnesiialnykh skarnov*, Nauka, Moscow, RU, 214 p. [in Russian].
7. Krough, T.E. (1973), *Geochim. et Cosmochim. acta*, Vol. 37, No. 3. pp. 485-494.
8. Ludwig, K.R. (1989), *U.S. Geol. Surv. Open-File Rept.*, Vol. 542, No. 88, p. 40.
9. Ludwig, K.R. (1990), *U.S. Geol. Surv. Open-File Rept.*, Vol. 557, No. 88, p. 38.

Received 31.05.2019

*В.А. Сёмка, Л.М. Степанюк, Т.И. Довбуш,
А.Б. Высоцкий, С.Н. Бондаренко, Л.В. Сёмка*

Институт геохимии, минералогии и рудообразования
им. Н.П. Семененко НАН Украины
03142, г. Киев, Украина, пр-т Акад. Палладина, 34
E-mail: syomka1949@gmail.com

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВЕЩЕСТВЕННОМ СОСТАВЕ И ВОЗРАСТНЫХ ПРЕДЕЛАХ ФОРМИРОВАНИЯ РУДОНОСНЫХ СКАРНОВ ВОЛЫНСКОГО МЕГАБЛОКА УКРАИНСКОГО ЩИТА

Приведены новые минералого-петрографические и радиогеохронологические данные об известковых скарнах Корвиновского и преобразованных магнезиальных скарнах Кочеровского участков, расположенных в юго-восточной части Волынского мегаблока Украинского щита (УЩ). На Корвиновском участке скарны установлены в виде жильных инфильтрационных тел среди биотит-плагиоклазовых гнейсов. Главные минералы скарнов — роговая обманка, пироксен, гранат, основной плагиоклаз и эпидот. Акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном и ортитом. Из рудных минералов отмечен халькопирит. На Кочеровском участке скарны образуют тела пластовой и линзоподобной формы на контакте карбонатных и алюмосиликатных пород и пространственно связаны с Кочеровским и Забилючевским массивами аплит-пегматоидных гранитов. Главные минералы скарнов — пироксен, флогопит, скаполит, микроклин, тремолит, серпентин и кальцит. В флогопит-тремолитовых экзоскарнах отмечается шеелит. Впервые датирован возраст скарнов по сфену на Волынском мегаблоке классическим U-Pb методом. Установлены два этапа формирования скарнов Волынского мегаблока. Первый — магматический этап формирования известковых скарнов. Средневзвешенное значение возраста скарнов по изотопному отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ в сфене составляет $2042,8 \pm 3,7$ млн лет. Такие данные реально отображают возраст образования высокотемпературных минеральных ассоциаций скарнов магматического этапа. Ведь возраст гранитов "быстреевского" типа, с которыми генетически связаны скарны Кочеровской структурно-тектонической зоны, по циркону и монациту составляет 2080 млн лет. Процесс скарнообразования почти на 40 млн лет моложе, чем возраст гранитов, что свидетельствует об их длительной эволюционной кристаллизации. Второй этап — постмагматический — образование преобразованных магнезиальных скарнов. Средневзвешенное значение возраста скарнов по изотопному отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ в сфене составляет $1988 \pm 1,2$ млн лет. Такие данные хорошо согласовываются с ранее установленным нами возрастом (калий-аргоновым методом по флогопиту) преобразованных магнезиальных скарнов УЩ, который составляет 1980 млн лет. Этот этап наиболее продуктивен для образования шеелитовой минерализации в юго-восточной части Волынского мегаблока УЩ.

Ключевые слова: Волынский мегаблок, известковые скарны, преобразованные магнезиальные скарны, возраст, сфен, магматический этап, постмагматический этап.

*V.O. Syomka, L.M. Stepanyuk, T.I. Dovbush,
O.B. Vysotsky, S.M. Bondarenko, L.V. Syomka*

M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy
and Ore Formation of the NAS of Ukraine
34, Acad. Palladin Ave., Kyiv, Ukraine, 03142
E-mail: syomka1949@gmail.com

NEW DATA ABOUT THE COMPOSITION AND AGE OF ORE-BEARING SKARNES OF VOLYN MEGABLOCK OF UKRAINIAN SHIELD

This article presents new mineralogical-petrographic and radiogeochronological data about the calcic skarns of the Korvinivka area and overprinted magnesian skarns of the Kocheriv area located in the south-eastern part of the Volyn megablock of Ukrainian Shield (USH). In the Korvinivka area, skarns are observed as vein infiltrated bodies among biotite-plagioclase gneisses. The main minerals of the skarns are hornblende, pyroxene, garnet, basic plagioclase and epidote. Accessory minerals are represented by apatite, titanite and orthite, and chalcopyrite is found as ore minerals. In the Kocheriv area, the skarns form layers and vein-like bodies of at on the contact between carbonate and alumino silicate rocks and occur as associated with the Kocheriv and Zabilotsk massifs of aplite-pegmatoid granites. Among the main minerals of the skarns

are pyroxene, phlogopite, scapolite, microcline, tremolite, serpentine and calcite. Sheelite is found in phlogopite-tremolite exoskarns. For the first time, age dating of skarns of the Volyn megablock is made by classical U-Pb method on titanite. Two stages of skarn formation within the Volyn megablock are established: 1. Magmatic stage of formation of calcic skarn formation. The average weighted mean calculated on $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ isotope ratio in titanite indicates 2042.8 ± 3.7 Ma of skarn age. Such dating actually reflects the age of formation of high-temperature mineral associations in skarns of magmatic stage. Moreover, the age of "Bystriiv" granite type of which skarns of the Kocheriv structural and tectonic zone are genetically associated is determined on zircon and monazite as 2080 Ma (Stepanyuk et al., 2000). These of skarns are almost 40 Ma than granites, which possibly indicates prolonged period of their crystallization. 2. Postmagmatic formation stage of the overprinted magnesian skarns. The weighted average mean calculated on isotope ratio of $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ in titanite indicates the age of skarn formation as 1988 ± 1.2 Ma. Such an age perfectly matches the results of our early dating (by potassium-argon method on phlogopite) of the overprinted magnesian skarns of USh which makes 1980 Ma (Nechaev et al., 1990). Moreover, the second stage is thought to be the more favorable for sheelite mineralization in the south-east part of Volyn megablock of Ukrainian Shield.

Keywords: Volyn megablock, calcic skarns, overprinted magnesian skarns, age, titanite, magmatic stage, postmagmatic stage.