

УДК 552.48:550.4

В.О. Гаценко, Ю.О. Литвиненко

ІЛЬМЕНІТ-БІОТИТОВІ АМФІБОЛІТИ ЧЕМЕРПІЛЬСЬКОЇ СТРУКТУРИ СЕРЕДЬНОГО ПОБУЖЖЯ

Вперше описано ільменіт-біотитові лейкократові амфіболіти — нові для Середнього Побужжя високотитаністі метабазити. Породи було виявлено у Чемерпільській структурі під час роботи Правобережної геологічної експедиції (В.В. Кислюк) у 2004—2005 рр. За хімічним складом лейкоамфіболіти суттєво відрізняються від метабазитів Середнього Побужжя за кількома ознаками: підвищений вміст FeO, TiO₂, Na₂O, MnO, V, Zr, Rb, Ba, Sr та значення загальної залізистості, занижений вміст Al₂O₃, Fe₂O₃, MgO, CaO, Ni, Cr, Nb, Co. Загальний вміст REE у 8—80 разів перевищує хондритовий з переважанням легких лантанодів та дуже слабкою позитивною Eu аномалією. Лейкократові амфіболіти віднесено до дислокаційних метаморфічних порід основного помірно лужного складу, недосичених глиноземом. Це породи толеїтової серії, які суттєво відрізняються від "нормальних" толеїтів. За хімічним складом вивчені породи найближчі до базитів анортозит-рапаківігранітних плутонів Українського щита. Передбачається, що у докембрії Українського щита було два етапи формування високотитаністих порід. Головному, що пов'язаний із анортозит-рапаківігранітними плутонами, передувало слабко проявлений, імовірно, палеопротерозойський, виявлений у Голованівській шовній зоні. Можливо, досліджені метабазити Чемерпільської структури безпосередньо пов'язані з формуванням Голованівської шовної зони на завершальній стадії її закриття.

E-mail: Vera185@mail.ru

Вступ. Чемерпільська структура (назва наводиться за [10]), як і інші структури Синицівського блоку Голованівської шовної зони, привертала увагу дослідників насамперед як об'єкт для пошуку корисних копалин. Починаючи із 1970-х рр. під час пошуково-оцінювальних робіт на залізні руди у Синицівському блоці було досліджено площі, на яких виявлено геофізичні аномалії. Чемерпільська ділянка була однією з них. У результаті робіт отримано інформацію щодо будови залізородних об'єктів, складу метаморфічних порід та умов їхнього утворення, досліджено різноманітні діафорити та метасоматити району [16]. У 1980—1990-х рр. у цьому районі Правобережною геологічною експедицією (ПГЕ) проведено пошукові роботи на нікель та глибинне геологічне картування, в процесі яких на Савранській ділянці виявлено породи з підвищеним вмістом золота, а в 1991 р. неподалік було відкрито та пізніше всебічно досліджено Майське родовище золота (С.В. Нечавев, С.Н. Бондаренко, В.А. Семка и др., 1994;

О.Б. Бобров, А.О. Сіворонов, І.Є. Меркушин та ін., 2000 тощо).

М.О. Ярошук у межах Синицівського блоку було виділено Савранське золоторудне поле [17], до якого, крім Майського родовища, віднесені Савранський, Чемерпільський, Полянецький, Східно-Капустянський та інші рудопрояви золота. У 2009 р. геологами ПГЕ у ряді свердловин Чемерпільської ділянки, у тому числі в амфіболітах св. 10, було знайдено зерна платини [10]. Знахідки платини також зафіксовано в породах інших структур Синицівського блоку.

Найбільш поширеними породами Синицівського блоку Середнього Побужжя (СП) є ультраметаморфіти тетіївського, побузького й уманського комплексів, метасоматичні та діафторовані в умовах епідот-амфіболітової фації утворення [4]. Численні структури різного розміру, ускладнені тектонічними розломами, вивпнені метаморфітами бузької серії. Тут фіксуються міжпластові тіла ультрабазитів.

Саме Синицівський блок, найменш еродований та найбільш занурений серед блоків СП, є площею розвитку діафторезу в умовах

© В.О. Гаценко, Ю.О. Литвиненко, 2010

амфіболітової [16], епідот-амфіболітової (до зеленосланцевої) фацій [4]. Діафторовані породи спостерігаються у вигляді розрізаних ореолів поблизу Тальновської зони розломів. У його межах широко та інтенсивно проявлені процеси мілонізації та катаклазу, турмаїнізації, грейзенізації, окварцювання, сульфідизації, хлоритизації, карбонатизації, встановлено арсен-телур-вісмуту мінералізацію. На кристалічних породах проявлені площинна та лінійна кори вивітрювання, з якими пов'язані родовища і рудопрояви графіту, марганцевистих залізних руд, золота, каоліну та інших корисних копалин.

Вивчення петрографії та геохімії Синицівського блоку було підпорядковано пошуковим інтересам. Велика робота у цьому напрямку була проведена М.О. Ярошук [16–18 та ін.]. Завдяки продовженню робіт на Чемерпільській ділянці з'явилася нова інформація, а саме вперше досліджено високотитаністи (ільменітові) амфіболіти, виявлені за результатами робіт ПГЕ у 2004–2005 рр. (В.В. Кислюк). Науковий інтерес до цих порід обумовлений, насамперед, знахідками в них золота та платини. Крім того, привертає увагу їхній хімічний склад — базити з підвищеним вмістом титану є новими для СП. Поодинокі визначення хімічного складу високотитаністичних порід Полянецької та Савранської структур трапляються у виробничих звітах та наукових

статтях [9, 19], але окреме вивчення порід ще не проводилося. Підвищений вміст титану у інших породах СП не зафіксований.

Геологічна будова Чемерпільської структури. Досліджувана структура розташована у середній течії р. Південний Буг, на його лівому березі поблизу с. Чемерпіль. Це північна частина Синицівського блоку Голованівської шовної зони, біля Тальновської зони глибинних розломів. Цим пояснюється складність геологічної будови, притаманність породам тектонопластичних структур, досить потужна метасоматична переробка вихідних порід. Розмір Чемерпільської структури — близько 3 км².

Найбільш поширені породи Чемерпільської структури — біотитові, гранат-, силіманіт-біотитові гнейси та кристалосланці, гранатвмісні та безгранатові біотит-двопольовошпатові мігматити та плагіомігматити, олівінові кальцифіри, клинопіроксенові, двопіроксенові скарни, гранат-піроксенові скарноїди, численні гранат-амфіболіти, силіманіт-гранат-біотитові, гранат-піроксен-амфіболіти та інші метасоматити. Породи, які ми відносимо до базитів, збереглися у вигляді лейкократових біотитових амфіболітів, кварц-гранатових амфіболітів, окварцюваних біотит-, гранат-амфіболітових, іноді силіманітвмісних локально розповсюджених кристалосланців.

У цій статті ми надаємо петрографо-геохімічну характеристику найбільш поширених та

Таблиця 1. Середній хімічний та мінальний склад плагіоклазів із лейкократових амфіболітів Чемерпільської структури, %

Table 1. Average chemical and mineral composition of plagioclases from leucocratic amphibolites of Chemerpil' structure, %

Номер аналізу/проби	1/10-69,7	2/10-82,3	3/10-156,8-1	4/10-156,8-2	5/10-156,8-3	6/10-81,4
Мінерал	Олігоклаз				Альбіт	Олігоклаз
SiO ₂	61,92	63,03	63,24	65,48	64,99	62,48
Al ₂ O ₃	23,70	22,87	22,73	21,64	24,23	23,45
CaO	5,04	5,18	4,69	2,80	0,00	4,72
Na ₂ O	9,33	8,92	9,34	10,10	10,78	8,58
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,19
Сума	100,00	100,00	100,00	100,01	100,00	99,42
Ап	22,99	24,30	21,74	13,27	0,00	23,09
Аб	77,01	75,70	78,26	86,73	100,00	75,83
Ог	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,08
Кількість визначень	7	8	10	2	2	4

Примітка. Мінальний склад розраховано за (А.Г. Булах, 1964). Аналізи 1–5 виконано на растровому електронному мікроскопі JSM-6700F, аналітик Ю.О. Литвиненко, 6 — на рентгенівському мікроаналізаторі JXA-5, JEOL (Японія), аналітик Л.І. Канунікова.

найменш змінених основних порід, метаморфізованих в умовах амфіболітової фації, що представлені ільменіт-біотитовими лейкократовими амфіболітами.

Метою роботи є вивчення особливостей речовинного складу зазначених порід та з'ясування їхньої формаційної приналежності.

Методика досліджень. Мінералого-петрографічні дослідження полягали у вивченні під поляризаційним мікроскопом прозорих шліфів у наскрізному світлі та аншліфів у відбитому. Хімічний склад головних породоутворювальних мінералів лейкократових амфіболітів вивчали за допомогою растрового електронного мікроскопа *JSM-6700F*, обладнаного енергодисперсійною системою для мікроаналізу *JED-2300* ("JEOL", Японія), у Інституті геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України (ІГМР) (аналітик Ю.О. Литвиненко). Хімічний склад ільменіту визначено на рентгенівському мік-

роаналізаторі *JXA-5, JEOL* (Японія), аналітик Л.І. Канунікова. У табл. 1—4 наведені значення середнього хімічного складу мінералів. Суми головних петрогенних оксидів (табл. 1—3) нормовано на 100 %.

Хімічний склад порід визначений за методом силікатного аналізу у хімічній лабораторії ІГМР (аналітики О.П. Красюк, Г.В. Ренкас).

Вміст у породах елементів-домішок — Ni, Nb, Zr, Rb, Sr, Ba визначено за допомогою рентгенофлюоресцентного методу аналізу в хімічній лабораторії геологічного факультету Київського національного університету імені Тараса Шевченка (аналітики О.В. Андреев, І.І. Аширова), Cr, Co, V — за допомогою спектрального методу аналізу в спектральній лабораторії ІГМР (аналітик А.Я. Тарашан).

Вміст елементів-домішок у мінералах виміряно у монофракціях за допомогою спектрального методу аналізу. К-Аг датування проведено у відділі геохімії ізотопів та мас-спек-

Таблиця 2. Середній хімічний склад та формульні коефіцієнти рогової обманки із лейкократових амфіболітів Черніпільської структури, %

Table 2. Average chemical composition and formula coefficients of hornblendes from leucocratic amphibolites of Chemerpil' structure, %

Номер проби	10-69,7-1	10-69,7-2	10-82,3-1	10-82,3-2	10-156,8-1	10-156,8-2
SiO ₂	46,65	42,46	45,76	43,24	47,14	45,37
TiO ₂	0,97	0,00	1,14	0,41	0,52	0
Al ₂ O ₃	10,65	15,50	10,26	12,62	9,94	13,63
FeO*	20,73	22,21	21,15	24,46	21,42	21,7
MgO	8,13	6,15	8,49	7,29	8,25	6,98
CaO	10,58	10,66	10,90	9,98	11,04	11,06
Na ₂ O	1,54	1,61	1,57	1,09	1,47	1,25
K ₂ O	0,75	1,41	0,74	0,91	0,21	0
Сума	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	99,99
Si	6,78	6,24	6,68	6,26	6,85	6,55
Ti	0,11	0,00	0,13	0,05	0,06	0,00
Al ^{IV}	1,22	1,76	1,32	1,74	1,15	1,45
Al ^{VI}	0,61	0,92	0,44	0,42	0,55	0,88
Fe ²⁺	2,00	1,97	1,95	1,31	2,01	1,83
Fe ³⁺	0,52	0,76	0,64	1,65	0,59	0,80
Mg	1,76	1,35	1,85	1,57	1,79	1,50
Ca	1,65	1,68	1,70	1,55	1,72	1,71
Na	0,43	0,46	0,44	0,31	0,42	0,35
K	0,14	0,26	0,14	0,17	0,04	0,00
Кількість визначень	8	1	5	3	6	1

Примітка. FeO* — сумарне залізо. Формули мінералів розраховано за кисневим методом на 23 атоми кисню (А.Г. Булах, 1964), визначення Fe²⁺, Fe³⁺ проводили за допомогою методу компенсації заряду.

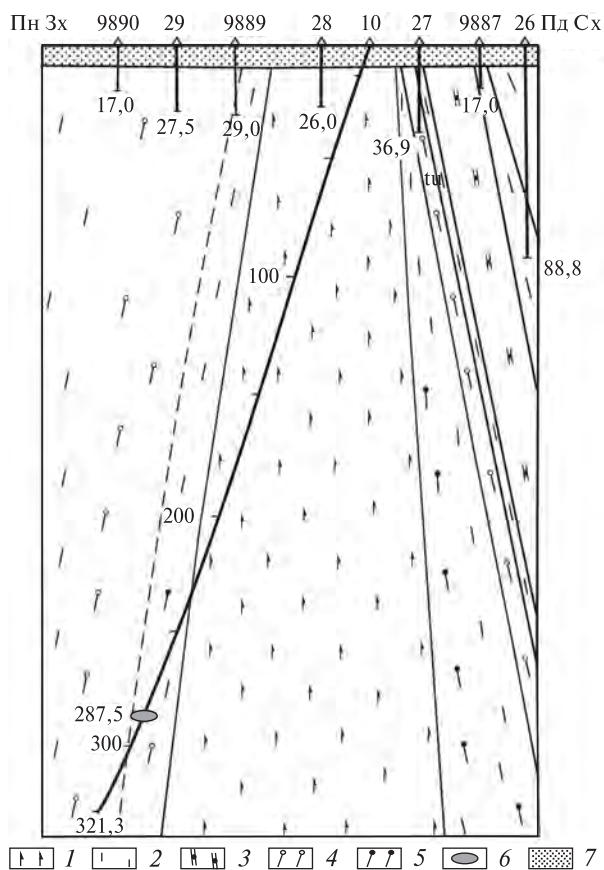


Рис. 1. Розріз св. 10: 1 — ільменіт-біотитові лейкократові амфіболіти, 2 — біотитові гнейси, 3 — кальцифіри, 4 — силіманітові гнейси, 5 — гранатові гнейси, 6 — тіло гранат-роговообманкового амфіболіту, 7 — кора вивітрювання

Fig. 1. The borehole log 10: 1 — ilmenite-biotite leucocratic amphibolites, 2 — biotite gneisses, 3 — calciphyres, 4 — sillimanite gneisses, 5 — garnet gneisses, 6 — garnet-hornblende amphibolites body, 7 — crust of weathering

тронетрії ІГМР на мас-спектрометрі МІ-1201 ІГ за методом ізотопного розбавлення із застосуванням як еталона ³⁸Ar (аналітик С.В. Боронтова).

⁸⁷Sr/⁸⁶Sr співвідношення визначено у відділі радіогеохронології ІГМР (аналітик І.М. Котвицька).

Петрографічна характеристика порід. Ільменіт-біотитові лейкократові амфіболіти розкриті св. 10 (рис. 1) у західній частині Чемерпільської ділянки. Загальна потужність товщі перевищує 200 м. Нижче за розрізом свердловини спостерігаються гранат- та силіманіт-біотитові окварцовані сланці, що вміщують малопотужне тіло гранатових амфіболітів. Лейкократові амфіболіти утворюють січне тіло, що прориває товщу біотитових гнейсів. У при-

контактовій зоні у гнейсах з'являється альмандиновий гранат.

Лейкократові амфіболіти (рис. 2) представлені смугастими середньозернистими сіро-темно-зеленими породами, смугастість яких зумовлена наявністю світло-сірих середньокрупнозернистих прошарків плагіоклазу чи кварц-плагіоклазового агрегату потужністю від 0,5 до 7 см. Спостерігається початкова стадія

Таблиця 3. Середній хімічний склад та формульні коефіцієнти біотиту із лейкократових амфіболітів Чемерпільської структури, %

Table 3. Average chemical composition and formula coefficients of biotite from leucocratic amphibolites of Chemerpil' structure, %

Номер проби	10-69,7	10-82,3	10-156,8
SiO ₂	39,36	38,07	38,40
TiO ₂	4,04	4,22	4,44
Al ₂ O ₃	15,11	14,84	14,25
FeO	23,23	24,24	24,76
MgO	9,53	9,27	9,01
K ₂ O	8,74	9,35	9,15
Сума	100,00	100,00	100,00
Si	3,00	2,91	2,94
Ti	0,23	0,24	0,26
Al	1,36	1,34	1,29
Fe ²⁺	1,48	1,55	1,59
Mg	1,08	1,06	1,03
K	0,85	0,91	0,89
Кількість визначень	6	7	12

Примітка. Формули мінералів розраховано за катіонним методом на 8 катіонів (А.Г. Булах, 1964).

Таблиця 4. Середній хімічний склад ільменіту із лейкократових амфіболітів Чемерпільської структури, %

Table 4. Average chemical composition from leucocratic amphibolites of Chemerpil' structure, %

Номер проби	10-69,7	10-158,6	Номер проби	10-69,7	10-158,6
SiO ₂	0,00	0,00	Fe ₂ O ₃	0,00	0,00
TiO ₂	52,58	52,29	MnO	1,54	1,46
NiO	0,00	0,00	MgO	0,05	0,02
V ₂ O ₃	0,27	0,24	CaO	0,00	0,05
Al ₂ O ₃	0,00	0,00	Сума	99,36	99,65
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	Кількість визначень	3	2
FeO	44,92	45,58			

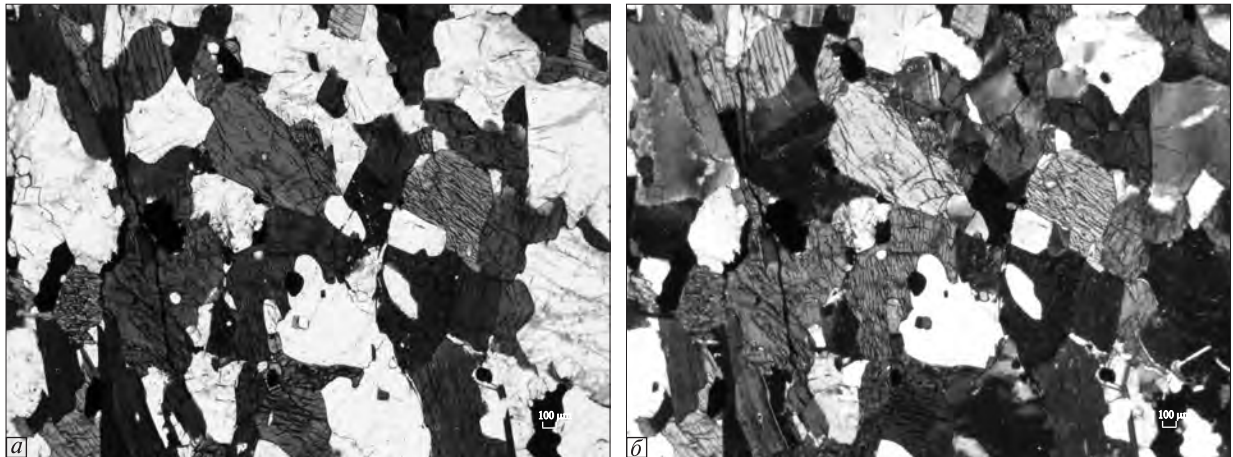


Рис. 2. Загальний вигляд біотитових лейкократових амфіболітів під мікроскопом, ніколи: *a* — II, *b* — X; розмір шліфа 5 × 4 мм

Fig. 2. General view of biotite leucocratic amphibolites under microscope, nicols: *a* — II, *b* — X; long side — 5 mm, short side — 4 mm

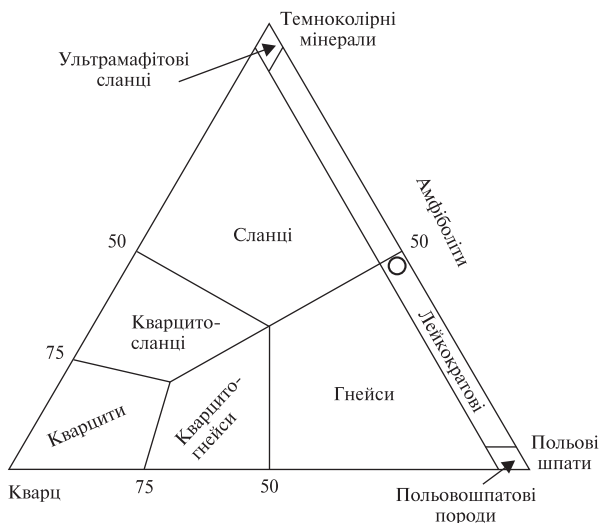


Рис. 3. Положення порід на діаграмі мінерального складу головних типів метаморфічних порід (за О.О. Маракушевим [12])

Fig. 3. The rocks position in Marakushev's classification diagram for metamorphic rocks on mineralogical basis [12]

диференціації речовини, природу якої — первинно магматичну чи метаморфічну, остаточно не встановлено. Меланократовій складовій, власне амфіболіту, притаманна середньокрупнозерниста лепідо-нематогранобластова структура з елементами пойкило- та гломеробластової. Мінеральний склад незначно варіює. Головними породоутворювальними мінералами є, %: олігоклаз — 40–50, рогова обманка — 25–35, біотит — 5–15, ільменіт — 6–8, кварц до — 5, апатит — 1–2, сфен — 1, пі-

рит — ≤ 1 , інколи у невеликій кількості присутні вторинні хлорит та кальцит, у акцесорній кількості фіксується циркон. В породі відсутній титаномagnetит, що свідчить про відновні умови породоутворення.

Згідно з систематикою метаморфічних порід за мінеральним складом (О.О. Маракушев, [12]), ці породи потрапляють на межу поля лейкократових амфіболітів (рис. 3). Наявний вміст плагіоклазу відповідає не лейко-, а мезократовим породам, але назва дана згідно [12].

Виходячи з результатів мікроскопічних спостережень, можна стверджувати, що у породах відсутні ознаки привнесення–винесення речовини, тому ми вважаємо лейкократові амфіболіти продуктом ізохімічного метаморфізму.

Плагіоклаз представлений великими таблитчастими зернами довжиною до 1–1,5 мм, коефіцієнт видовження 1,25–1,5. У схрещених ніколях спостерігаються тонкі, нерівномірні за товщиною часто висячі клиновидні полісинтетичні двійники. У багатьох зернах спостерігаються округлі пойкилітові вclusions кварцу, ільменіту, апатиту, таблитчасті — рогової обманки. Значна частина зерен невеликою мірою серицитизована. Плагіоклазу притаманне хвилясте, до блочного, згасання. За відносним коефіцієнтом заломлення він відповідає кислому — олігоклазу. Це підтверджується зондовими дослідженнями мінералу (табл. 1). Варіації складу плагіоклазу досить невеликі: від An_{20} до An_{26} . У одній з проб (10-156,8) у незначній кількості зафіксовано альбіт An_0 та олігоклаз An_{13} . Більш основний плагіоклаз, а

також калішпат у породах не спостережено. У плагіоклазі зафіксовано домішки барію та стронцію — 0,1—0,5 %. Плагіоклаз із прошарків за хімічним складом також відповідає олігоклазу An_{20-25} (табл. 1, пр. 10-81,4).

Рогова обманка представлена середніми та, частіше, великими таблитчастими зернами досить правильної форми довжиною 0,6—2 мм з коефіцієнтом видовження 1,5—2,0, з інтенсивним забарвленням бурувато-зеленого чи насиченого зеленого кольору. В табличках рогової обманки присутні численні пойкилітові включення, представлені плагіоклазом, кварцом, ільменітом чи сфеном. Іноді спостерігаються включення циркону з темно-коричневими плеохроїчними облямівками. У деяких зернах, на межі з плагіоклазом чи біотитом, краї забарвлені в синюваті кольори, що є ознакою лужного середовища. За хімічним складом (табл. 2) амфібол із лейкократових амфіболітів згідно останньої номенклатури (В.Е. Leake, А.Р. Wooley, С.Е.С. Arps et al., 1997) є залізистою роговою обманкою біля межі таких з магнезійною (рис. 4). Деяка кількість замірів (чотири) потрапляє у поле розвитку ферочермакіту. Більшість ферочермакітових амфіболів характеризується підвищеним вмістом Al_2O_3 . Відповідно до діаграми розподілу $Al_{IV} - Al_{VI}$ (В.В. Закруткин, 1968), рогові обманки потрапляють у поля амфіболітової фації метаморфізму (рис. 5), тоді як ферочермакіти відповідають більш високому ступеню метаморфізму — гранулітової фації. Вміст TiO_2 у більшості зерен (згідно з результатами мікрозондового дослідження та загального хімічного аналізу монофракцій) не перевищує 1—1,5 %, в окремих зернах фіксуються значення до 1,8 %. Серед рідкісних елементів відзначається, ррм: підвищений вміст ванадію — 200—500, низький вміст нікелю — 6—30, кобальту — 8—30, хрому — 3—10, ніобію — 3—8, цирконію — 30—80.

Біотит представлений окремими тонкими видовженими лусочками, рідше — їхніми скупченнями розміром 0,8—2 мм з коефіцієнтом видовження 3—10, інтенсивно плеохроює від темно-коричневого та червонувато-бурого кольору по Ng та світло-жовтого до безбарвного по Nr . Інтенсивність та кольори забарвлення біотиту свідчать про високий вміст TiO_2 , що підтверджують результати хімічного аналізу (табл. 3). Вміст TiO_2 — від 2,89 до 5,24 %. Плеохроїчні облямівки навколо мікровключень фік-

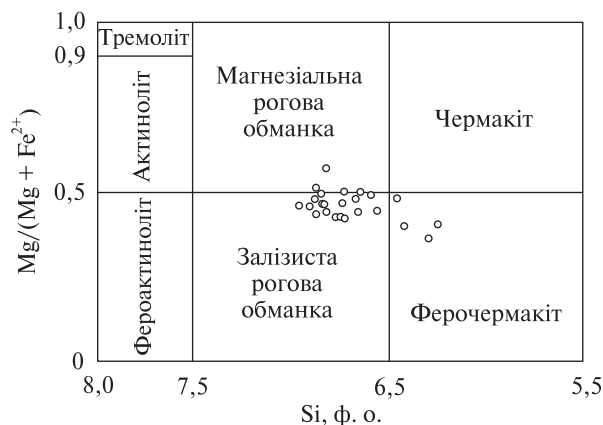


Рис. 4. Положення рогових обманок із лейкократових амфіболітів на діаграмі компонентного складу відповідно до останньої номенклатури (В.Е. Leake, А.Р. Wooley, С.Е.С. Arps et al., 1997)

Fig. 4. Position of hornblendes from leucocratic amphibolites in classification diagram (В.Е. Leake, А.Р. Wooley, С.Е.С. Arps et al., 1997)

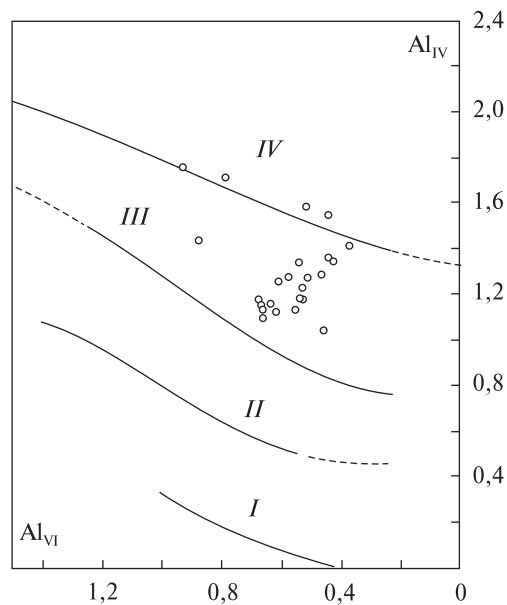


Рис. 5. Положення рогових обманок із лейкократових амфіболітів на діаграмі розподілу $Al_{IV} - Al_{VI}$. Фації метаморфізму: I — зеленосланцева, II — епідот-амфіболітова, III — амфіболітова, IV — гранулітова

Fig. 5. Position of hornblendes from leucocratic amphibolites in $Al_{IV} - Al_{VI}$ distribution diagram. Facies of metamorphism: I — green schist, II — epidote-amphibolite, III — amphibolite, IV — granulite

суються дуже рідко. Спостерігається слабке хвилясте згасання. Для біотиту характерне січне розташування по відношенню до інших мінералів. За хімічним складом біотит відповідає аніту (за класифікацією У.А. Діра, Р.А. Хауї, Дж. Зусмана, 1966). Серед рідкісних елементів виділяються вагомні значення ванадію (200—

600 ppm) за низьких значень інших елементів групи заліза (нікелю — 10–30 ppm, кобальту — 10, хрому — 5, ніобію — 2–4 ppm). Фіксуються цирконій — до 50 та барій — понад 1 %.

Льменит присутній у вигляді пластинчастих або неправильної форми зерен завдовжки ~0,5 мм з коефіцієнтом видовження 2–2,5, приурочених до темноколірних мінералів. Льменіту притаманна агрегатна будова — великі зерна льменіту насправді є скупченням окре-

мих дрібних, що може бути пов'язано з тектонопластичним подрібненням. У меншій кількості присутні майже ізометричні зерна розміром 0,2–0,4 мм. Мінерал неінтерстиційний. Може бути присутнім у вигляді пойкилітових включень у інших мінералах та сам містить включення кварцу, апатиту, зрідка — циркону. Часто присутній разом з апатитом, сфеном та цирконом, заміщується сфеном. В аншліфі у схрещених ніколях у деяких зернах льменіту

Таблиця 5. Хімічний та нормативний склад лейкократових амфіболітів Чернопільської структури, %
Table 5. Chemical and normative composition of leucocratic amphibolites of Chemerpil' structure, %

Номер аналізу	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Номер зразка	10-25,6	10-34	10-35,5	10-65	10-76	10-78	10-67,4	10-69,7	10-86	10-82,3	10-85,2	10-112,0
SiO ₂	47,28	51,83	48,93	48,97	50,98	53,27	49,47	48,75	50,02	48,99	48,45	46,45
TiO ₂	3,96	3,62	3,29	3,73	3,73	3,73	3,24	3,06	4,09	3,35	3,52	4,09
Al ₂ O ₃	14,01	12,79	13,75	13,36	12,97	11,99	13,32	13,63	12,89	12,98	13,93	12,79
Fe ₂ O ₃	1,65	0,83	1,55	1,11	0,98	1,01	3,52	0,97	0,65	3,36	2,21	2,30
FeO	13,28	12,58	12,97	13,39	12,44	11,92	12,30	13,30	13,02	12,87	12,94	13,82
MnO	0,38	0,10	0,38	0,18	0,12	0,15	0,23	0,15	0,20	0,21	0,17	0,40
MgO	4,45	3,83	4,16	4,32	3,87	3,76	4,26	3,38	3,83	4,32	4,37	4,86
CaO	8,73	7,40	7,90	7,91	7,29	6,61	7,41	8,93	7,85	7,48	7,88	8,62
Na ₂ O	2,82	3,30	3,16	3,26	3,30	3,10	2,86	2,70	3,42	2,91	2,85	3,02
K ₂ O	1,18	1,20	1,26	1,10	1,59	1,20	1,35	1,25	1,29	0,90	1,00	1,26
P ₂ O ₅	0,34	0,45	0,33	0,43	0,46	0,53	0,61	0,59	0,49	0,59	0,57	0,40
S	0,08	Н/в	0,22	Н/в	Н/в	Н/в	0,14	0,06	Н/в	0,10	0,10	0,10
H ₂ O ⁻	0,18	0,00	0,22	0,00	0,02	0,04	0,08	0,06	0,02	0,08	0,00	0,14
П. п. п.	1,69	1,87	1,52	1,79	1,89	2,22	1,57	3,44	1,94	1,65	1,65	2,02
Σ	100,03	99,80	99,64	99,55	99,64	99,53	100,36	100,27	99,71	99,79	99,64	100,27
F	0,77	0,78	0,78	0,77	0,78	0,77	0,79	0,81	0,78	0,79	0,78	0,77
Fo	0,11	0,06	0,11	0,08	0,07	0,08	0,22	0,07	0,05	0,21	0,15	0,14
al ^r	0,72	0,74	0,74	0,71	0,75	0,72	0,66	0,77	0,74	0,63	0,71	0,61
Глиноземистість	Низька	Низька	Низька	Низька	Помірна	Низька	Низька	Помірна	Низька	Низька	Низька	Низька
Na ₂ O + K ₂ O	4,00	4,50	4,42	4,36	4,89	4,30	4,21	3,95	4,71	3,81	3,85	4,28
Na ₂ O/K ₂ O	2,39	2,75	2,51	2,96	2,08	2,58	2,12	2,16	2,65	3,23	2,85	2,40
Q	0	3,87	0	0	1,77	8,41	0,41	1,18	0,69	0,87	0,15	0
An	22,49	16,88	20,06	18,97	16,22	15,69	19,81	22,11	16,38	20,11	22,78	18
Ab	24,37	28,52	27,33	28,26	28,6	26,99	24,62	23,61	29,62	25,22	24,62	26,06
Or	7,09	7,27	7,62	6,68	9,63	7,27	8,1	7,62	7,8	5,44	6,03	7,62
Di	16,33	14,86	15,04	15,42	14,93	12,17	11,43	16,75	17,02	11,79	11,28	19,36
Hyp	12,05	19,43	16,69	18,15	19,4	19,85	26,4	20,02	18,28	27,18	25,51	3,18
Olv	7,82	0	4,45	3,07	0	0	0	0	0	0	0	15,39
Ar	0,81	1,07	0,79	1,02	1,09	1,27	1,44	1,41	1,16	1,39	1,34	0,95
Plm	7,67	7,03	6,38	7,26	7,26	7,29	6,25	6	7,94	6,5	6,84	7,92
Mt	1,22	1,1	1,19	1,19	1,1	1,06	1,26	1,17	1,12	1,3	1,23	1,3
Pyx	0,17	0	0,47	0	0	0	0,3	0,13	0	0,21	0,21	0,21
Pl _{заг}	46,86	45,4	47,39	47,23	44,82	42,68	44,43	45,72	46	45,33	47,4	44,06
Ап _{склад}	48	37	42	40	36	37	45	48	36	44	48	41

П р и м і т к а. Усі породи належать до калієво-натрієвої серії. Аналітики: 1–6, 9, 12, 13, 15–20 — Г.В. Ренкас, 7, 8,

спостерігаються тонкі поодинокі, іноді тисячі, двійники. За хімічним складом ільменіт близький до стехіометричного, у досить невеликій кількості фіксуються MnO та V₂O₃ (табл. 4). Також визначено, ppm: ніобій — 4—10, цирконій — до 50, фосфор — 500—800.

Кварц присутній у вигляді овально-округлих зерен із рівними прямолінійними контурами. Розмір зерен менший, ніж у породоутворювальних мінералах — 0,4—1 мм завдовжки з

коефіцієнтом видовження 1,2—1,5. Поверхня зерен прозора, без включень. Мінерал неінтерстиційний. Йому притаманні хвилясте згасання та мікроблокова структура.

Сульфіди представлені *пиритом*, присутнім у невеликій кількості у міжзернових ділянках та у мікротріщинах мінералів, заповнює мікрощілини між лусочками біотиту.

Апатит присутній у породі в помітній кількості у вигляді короткопризматичних криста-

	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
	10-131,7	10-156,8	10-167,1	10-181,1	10-236	10-241	10-213,0	10-216,3	10-272	10-279	10-281	10-283	10-284	10-285
	47,61	46,25	49,79	49,03	49,16	50,41	49,26	46,21	47,81	47,08	47,87	47,99	46,56	47,35
	4,75	4,08	4,09	4,09	4,09	4,09	3,73	4,35	2,84	2,96	2,88	2,98	2,96	2,91
	12,07	13,47	14,80	12,89	12,84	12,24	12,97	12,83	13,62	13,76	14,13	13,55	14,25	14,66
	1,30	0,92	1,27	1,22	0,87	0,67	2,35	2,28	2,82	3,13	2,25	3,32	3,18	2,94
	14,54	14,73	11,81	12,96	13,97	13,82	11,95	12,96	12,87	12,94	13,01	12,87	13,30	12,87
	0,42	0,21	0,38	0,34	0,18	0,16	0,38	0,38	0,19	0,18	0,19	0,17	0,21	0,16
	4,86	4,01	3,26	3,95	3,75	3,59	4,46	4,93	4,69	5,01	4,84	4,28	4,91	4,63
	8,73	9,18	7,43	7,85	7,32	7,28	7,90	8,36	8,66	8,44	8,44	8,21	8,46	8,33
	2,82	2,80	3,16	3,16	3,42	3,32	3,20	2,89	2,87	2,77	2,67	2,72	2,56	2,92
	0,72	1,20	1,44	1,46	1,44	1,40	1,18	1,36	1,00	1,00	1,00	1,20	1,10	1,12
	0,37	0,55	0,40	0,49	0,78	0,65	0,45	0,40	0,56	0,64	0,60	0,65	0,77	0,28
	0,04	0,21	0,04	0,11	Н/в	Н/в	0,16	0,08	0,19	0,21	0,18	0,23	0,23	0,04
	0,15	0,06	0,27	0,21	0,01	0,05	0,24	0,26	0,00	0,02	0,02	0,02	0,04	0,02
	1,49	2,00	1,81	1,88	1,67	1,93	1,62	2,26	1,75	1,76	1,76	1,73	1,72	1,51
	99,87	99,67	99,95	99,64	99,50	99,61	99,85	99,55	99,87	99,90	99,84	99,92	100,25	99,74
	0,77	0,80	0,80	0,78	0,80	0,80	0,76	0,76	0,77	0,76	0,76	0,79	0,77	0,77
	0,08	0,06	0,10	0,09	0,06	0,05	0,16	0,15	0,18	0,19	0,15	0,21	0,19	0,19
	0,58	0,69	0,91	0,71	0,69	0,68	0,69	0,64	0,67	0,65	0,70	0,66	0,67	0,72
	Низька	Низька	Помірна	Низька	Низька	Низька	Низька	Низька	Низька	Низька	Низька	Низька	Низька	Низька
	3,54	4,00	4,60	4,62	4,86	4,72	4,38	4,25	3,87	3,77	3,67	3,92	3,66	4,04
	3,92	2,33	2,19	2,16	2,38	2,37	2,71	2,13	2,87	2,77	2,67	2,27	2,33	2,61
	0	0	1,72	0	0	2,26	0	0	0	0	0	0	0	0
	18,5	21,14	22,44	17,1	15,77	14,73	17,93	18,62	21,79	22,65	24,11	21,65	24,54	24,08
	24,29	24,29	27,33	27,42	29,62	28,77	27,67	25,22	24,79	23,95	23,1	23,52	22,09	25,22
	4,31	7,27	8,69	8,86	8,69	8,45	7,15	8,27	6,03	6,03	6,03	7,27	6,62	6,74
	19,45	18,52	10,65	16,51	13,64	15,16	16,07	18,07	15,49	13,38	12,36	13,23	11,04	13,69
	20,78	8,43	19,13	19,14	20,08	19,94	20,2	6,92	15,66	15,44	21,37	21,43	16,36	9,52
	1,24	9,38	0	0,46	1,2	0	1,19	12,02	7,73	9,57	4,41	3,79	10	13,09
	0,88	1,3	0,95	1,16	1,85	1,55	1,07	0,95	1,32	1,51	1,41	1,53	1,81	0,67
	9,19	7,94	7,94	7,96	7,94	7,96	7,24	8,53	5,51	5,74	5,58	5,77	5,72	5,64
	1,29	1,29	1,07	1,16	1,22	1,19	1,16	1,25	1,26	1,29	1,23	1,3	1,32	1,28
	0,08	0,47	0,08	0,23	0	0	0,34	0,17	0,4	0,45	0,38	0,49	0,49	0,08
	42,79	45,43	49,77	44,52	45,39	43,5	45,6	43,84	46,58	46,6	47,21	45,17	46,63	49,3
	43	47	45	38	35	34	39	42	47	49	51	48	53	49

10, 11, 14, 21—26 — О.П. Красюк. Н/в — не вимірювалося.

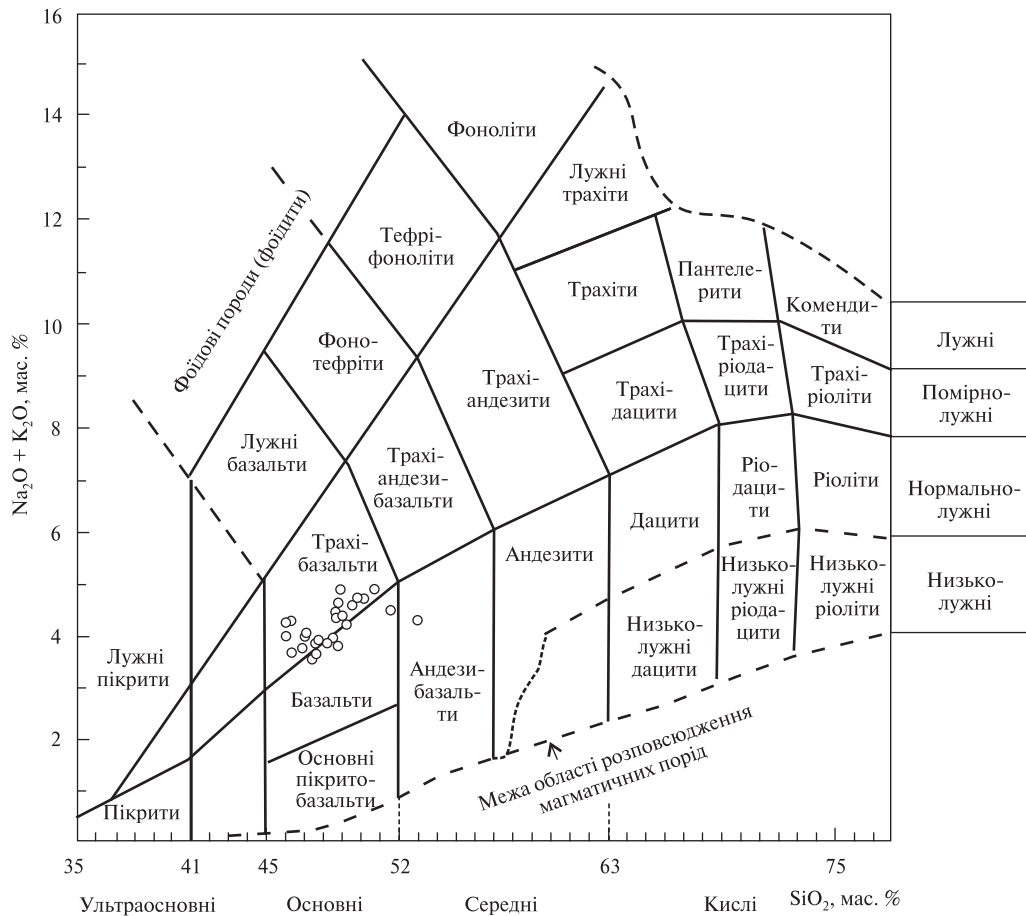


Рис. 6. Положення лейкократових амфіболітів на діаграмі TAS

Fig. 6. Leucocratic amphibolites' position in TAS diagram

лів, часто із овальними обрисами. Більші зерна майже ізометричні. Розмір зерен близько 0,1, рідше — до 0,2 мм завдовжки, коефіцієнт видовження — 1,25—1,5. Зерна апатиту часто утворюють скупчення або розташовуються поруч з ільменітом та сфеном. Іноді апатит міститься як пойкилітове включення в ільменіті та плагіоклазі.

Апатит характеризується досить високим значенням $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ співвідношення — від $0,7062 \pm 2$ до $0,7081 \pm 2$, що можна пояснити як контамінацією магми радіогенним ^{87}Sr із древніх порід, так і асиміляцією чи ізотопним обміном базальтової магми з породами кори. Не виключено також гіпотезу щодо накопичення змінної кількості радіогенного ^{87}Sr у базальтовій магмі під час фракційної кристалізації з утворенням збагачених лугами залишкових магм [14].

Сфен утворює зерна неправильної форми розміром 0,1—0,4 мм завдовжки (коефіцієнт видовження — 2—3), рідше — овально-округ-

лі. Утворюється по ільменіту, часто облямовує його кристали.

Циркон представлено поодинокими дуже дрібними кристаликами. За морфологічними властивостями виділяються три морфологічні типи циркону. Детальніше морфологічні та фотолюмінісцентні особливості циркону із амфіболітів Чемерпільської структури описано в роботі [2].

Геохімічні особливості порід. За хімічними властивостями ільменіт-біотитові лейкоамфіболіти Чемерпільської структури істотно відрізняються від метабазитів інших структур СП (хімічний склад лейкоамфіболітів наведено в табл. 5). Насамперед, це підвищений вміст двооксиду титану — 2,84—4,75 %. Окрім цього, середній вміст SiO_2 становить 48,68 %, тобто більше, ніж визначено І.Б. Щербаковим для базитів СП (47 %) [15]. Згідно з [15], базитам СП притаманний високий вміст CaO (середнє 10 %), а для лейкоамфіболітів Чемерполя характерно в середньому 8 %, за цим показни-

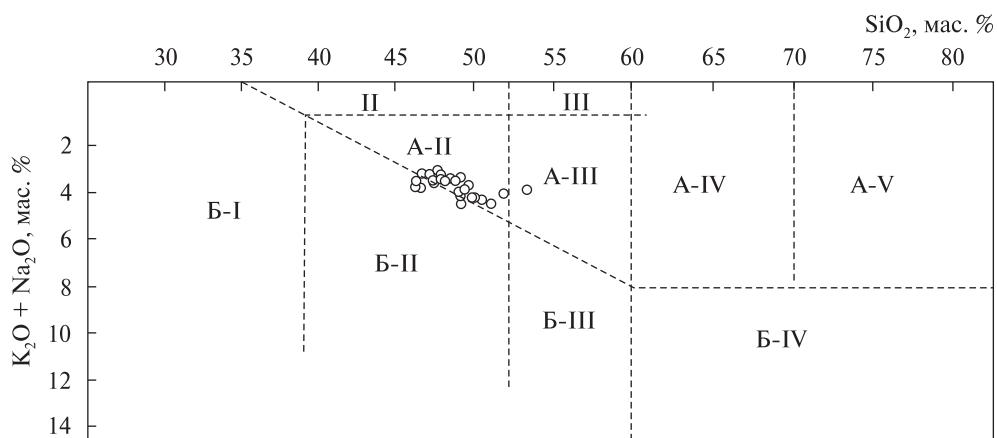


Рис. 7. Положення лейкократових амфіболітів на діаграмі О.О. Маракушева для класифікації метаморфічних порід за хімічним складом

Fig. 7. Leucocratic amphibolites' position in Marakushev's classification diagram for metamorphic rocks on chemical composition basis

ком породи віднесено до багатих на СаО [11]. Також лейкоамфіболіти вирізняються достатньо високим вмістом закисного заліза (середнє значення — 13,16, максимальне — 16 %) та низьким — окисного заліза (середнє — 1,85 %), коефіцієнт окиснення $F_o = 0,12$, низьким вмістом оксиду магнію — в середньому 4,27 %. Загальна залізистість порід (F) складає в середньому 0,78*. Коефіцієнт глиноземистості** змінюється в досить широких межах — від 0,58 до 0,91 із середнім значенням 0,69. Переважна більшість порід, згідно з цим показником, належить до низькоглиноземистих порід. Це досить неприродно для мезократових базитів, але ж пояснюється високим вмістом закисного заліза. У порівнянні із середнім хімічним складом базальтів (за даними S.R. Taylor, A.H. McLennan, 1985), найбільш загальними особливостями хімічного складу лейкократових амфіболітів є збагачення на TiO_2 , FeO , Na_2O , MnO та збіднення на Al_2O_3 , MgO , CaO . Вміст P_2O_5 та K_2O приблизно дорівнює середньому для базальтів. Головним мінералом-концентратором TiO_2 у лейкократових амфіболітах є ільменіт. Саме з цим мінералом пов'язаний досить високий вміст двооксиду титану в породах. Вміст TiO_2 в біотиті (2,89—5,24 %) та кількість біотиту в породах (до 15 %) свідчать, що внесок

цього мінералу в загальну титанистість амфіболітів незначний. З підвищеною концентрацією ільменіту в породі, а також із загальною залізистістю (низькою магнезіальністю) всіх мафічних мінералів пов'язані висока залізистість та низька магнезіальність порід. Занижений в середньому на 2 % вміст СаО (відносно середнього для базальтів та базитів СП) пояснюється низькою як для базитів основністю плагіоклазу. Хоча у перерахунку на нормативні мінерали (табл. 5) основність лейкократових амфіболітів коливається в межах An_{34-53} (в середньому An_{43}), тобто відповідає андезину і доходить до лабрадору. Заниженою основністю плагіоклазу пояснюється також низький вміст Al_2O_3 та завищений — Na_2O .

Згідно з [11], лейкократові амфіболіти віднесено до класу дислокаційно-метаморфічних, надзагону основних, загону недосичених глиноземом***, підзагону помірно лужних порід К-На типу лужності (рис. 6). За мінеральним парагенезисом лейкократові амфіболіти відповідають амфіболітовій фації метаморфізму, в умовах якої відбулося повне заміщення піроксенів та олівінів на амфібол. Хімічний склад дуже незначної кількості амфіболів відповідає умовам гранулітової фації метаморфізму (рис. 5), що свідчить про неоднорідність перерозподілу температури та тиску навіть в невеликому об'ємі породи. Саме це характерно для дислокаційного метаморфізму.

* F та F_o розраховано згідно з [15]: $F = FeO + Fe_2O_3 / FeO + Fe_2O_3 + MgO$, $F_o = Fe_2O_3 / FeO + Fe_2O_3$.

** Наведено згідно з [7], дорівнює $a' = Al_2O_3 / FeO + Fe_2O_3 + MgO$.

*** У [11] глиноземистість розраховується як $A = Al_2O_3 - (Na_2O + K_2O) + CaO$.

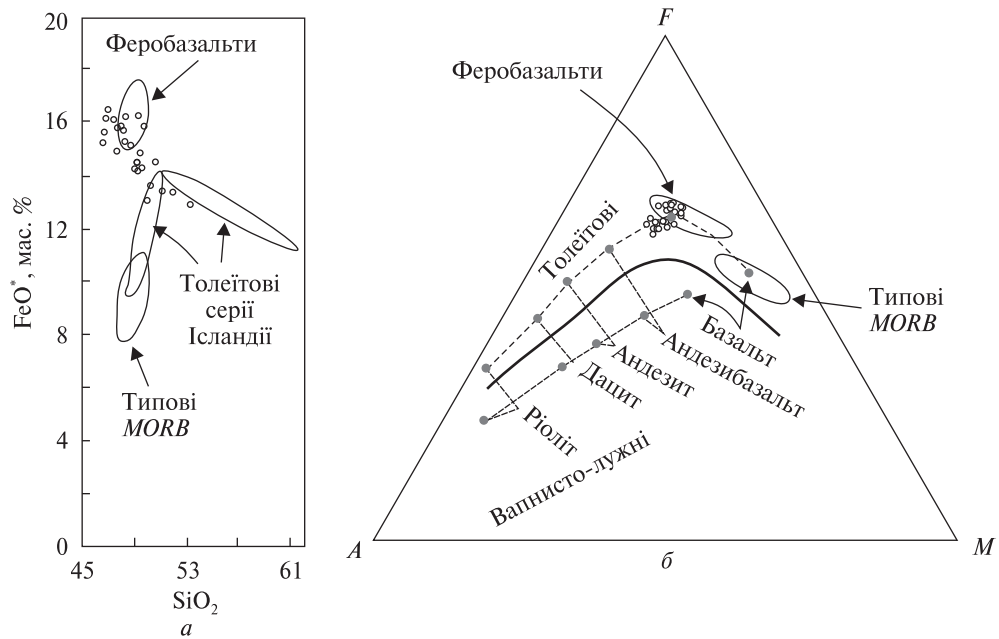


Рис. 8. Положення лейкократових амфіболітів на: *a* — подвійній діаграмі SiO₂ — FeO* (FeO* — сумарне залізо), *б* — діаграмі AFM

Fig. 8. Leucocratic amphibolites' position: *a* — in the double SiO₂ — FeO* (FeO* — total Fe) diagram and *б* — in AFM diagram

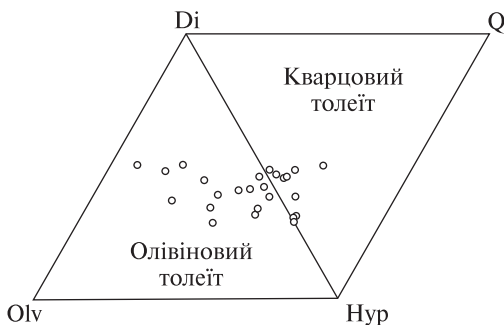


Рис. 9. Класифікація базитів за нормативним складом (Thompson, 1984). Колами позначений нормативний склад лейкократових амфіболітів

Fig. 9. Basites' classification on standard composition basis (Thompson, 1984). Normative composition of leucocratic amphibolites is denoted by circles

За хімічним складом більшість лейкократових амфіболітів на діаграмі О.О. Маракушева для класифікації метаморфічних порід (рис. 7) потрапляє в поле А-II — амфіболітів та розташовується на межі з полями Б-II — глаукофанових сланців та А-III — основних гнейсів. Тобто склад головних петрогенних компонентів лейкократових амфіболітів цілком відповідає складу базитових порід підвищеної лужності, що були перероблені в умовах амфіболітової фації метаморфізму. На діаграмі

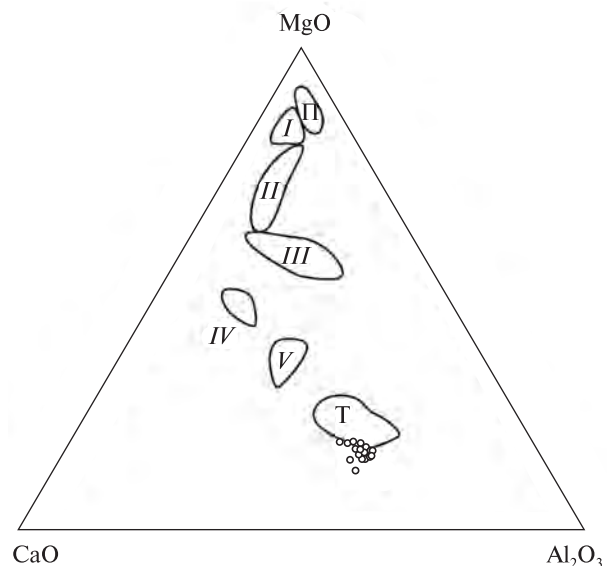


Рис. 10. Поля кристалізації лейкократових амфіболітів, за М.І. Вілйоєн, Р.Р. Вілйоєн. П — перидотитові коматііти, Т — толейтові базальти

Fig. 10. Crystallization areas leucocratic amphibolites' by M.J. Viljoen and R.P. Viljoen. П — peridotite komatiites, Т — tholeiite basalts

М.П. Семененка (Н.П. Семененко, В.Д. Ладиева, В.Л. Бойко и др., 1982) досліджували породи потрапляють в поле лужноземельно-глиноземистих основних порід орторяду (група IX).

Серед особливостей розподілу рідкісних елементів у лейкократових амфіболітах перш за все відмічено дуже низький у порівнянні з кларком для основних порід вміст нікелю (34–67 ppm), хрому (<10), ніобію (5–15) та занижений кобальту (2–40 ppm). Вміст ванадію варіює в широких межах і є підвищеним у більшості проб (200–450), що пояснюється наявністю мікродомішок цього елемента в усіх фемічних мінералах. Вміст цирконію у більшості проб у 1,5–2 рази перевищує норму для базальтів, рубідію — у 1,5–3, стронцію — у 1–2, барію — у 2–2,5 рази.

Загальний вміст рідкісноземельних елементів у 8–80 разів перевищує хондритовий з переважанням легких лантаноїдів та дуже слабкою позитивною європейською аномалією.

Ізотопне датування. Для визначення віку утворення лейкоамфіболітів у породах було проведено К-Аг датування за породоутворювальними роговою обманкою та біотитом, отримано такі значення К-Аг віку мінералів, млн рр.: $1672 \pm 124 - 1707 \pm 75$ за роговою обманкою, $1595 \pm 35 - 1676 \pm 70$ — за біотитом, що відповідає часу перетворення базитів в умовах амфіболітової фації метаморфізму [13]. Вік початку накопичення Аг в амфіболах відповідає етапу амфіболітової та епідот-амфіболітової фації метаморфізму (440–740 °С). Вік, отриманий за біотитом, відповідає зниженню температури порід до 300 °С та фіксує час виходу тектонічної зони із режиму метаморфізму. Різниця вікових рубежів амфібол — біотит у кожній із досліджуваних порід коливається від 31 до 77 млн рр., що свідчить про досить швидке охолодження порід, а це, у свою чергу — про закриття тектонічної зони.

Вік вихідних базитів не визначали через малу кількість мінералів-хронометрів, насамперед циркону, та його складну будову.

Висновки. За даними хімічного аналізу лейкократових амфіболітів та їхнього положення на класифікаційних діаграмах можна віднести їх до толеїтової серії (рис. 8), а за нормативним складом вони потрапляють у поля олівінових та кварцових толеїтів (рис. 9). Однак вони суттєво відрізняються від "нормальних" чи пов'язаних з коматіитами толеїтів (рис. 10), мають підвищене значення титанистості та досить високе — залізистості. На діаграмах AFM , $SiO_2 - FeO^*$ (рис. 9) та $Al - (Fe_{sum} + Ti) - Mg$ (Jensen, Pyke, 1982) [20] (рис. 11) вони потрапляють у поля феробазальтів. Разом з тим

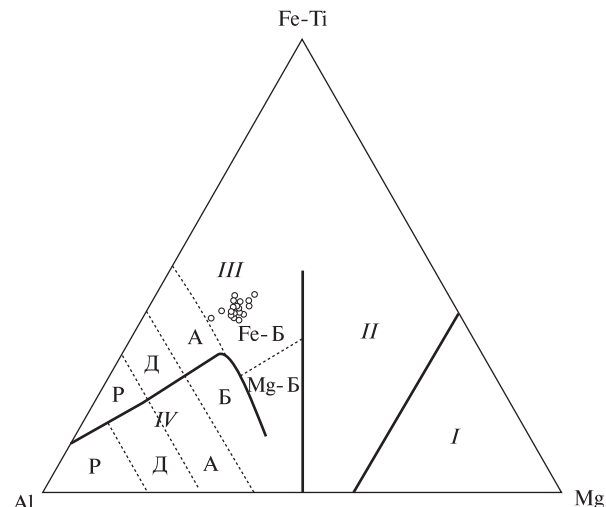


Рис. 11. Класифікаційна діаграма Al — (Fe + Ti) — Mg (Jensen, Pyke, 1982): I — коматііти, II — коматіітові базальти, III — вулканіти толеїтової та IV — вапнисто-лужної серій; P — ріоліти, Д — дацити, А — андезити, Б — базальти. Поля базальтів: Mg-Б — високомагнієвих базальтів; Fe-Б — високозалізистих толеїтової серії. Колами позначений склад лейкократових амфіболітів

досліджувані породи є найбільш подібними до базитів підвищеної або високої залізистості, властивих анортозит-рапаківігранітним плутонам Українського щита (УЩ) (Коростенський [1, 8 та ін.], Корсунь-Новомиргородський [6]) та Південно-Кальчицького масиву у Приазов'ї [5]. У Чемерпільській структурі суттєво плагіоклазові породи (олігоклазити, кварц-олігоклазові породи) виявлені як малопотужні прошарки серед лейкократових амфіболітів, тобто диференціація речовини знаходилась у зародковому стані. Сама наявність в амфіболітах значної кількості плагіоклазу свідчить про відсутність суттєвої диференціації з розділенням на мафічну та салічну складові. Можна припустити, що досліджувані metabазити являли собою дайкові та силоподібні інтрузивні тіла, що через малу потужність тіл не зазнали істотної кристалізаційної диференціації (у Чемерпільській структурі не виявлено кристалічних порід, що надійно діагностувалися б як ультрамафіти). Відсутність

диференціації також демонструють парні діаграми співвідношення SiO_2 та MgO до інших петрогенних компонентів.

Спираючись на цю концепцію доходимо висновку, що у докембрії УЩ було два етапи формування високотитанистих та залізистих мафітів: 1. Більш ранній, слабо виражений, вірогідно, палеопротерозойський — близько 2,0 млрд рр. тому. 2. Головний, пов'язаний з анортозит-рапаківігранітними плутонами (1,75—1,80 млрд рр.).

Можна також припустити, що досліджувані метабазити Чемерпільської структури певним чином пов'язані з формуванням Голованів-

ської шовної зони [3], їхнє вкорінення та метаморфічна переробка відбулися на завершальному етапі її закриття.

Можна очікувати знаходження у СП значно більш диференційованих масивів з високотитанистими та залізистими метабазитами, подібними до таких у Коростенському та Корсунь-Новомиргородському плутонах УЩ.

Автори висловлюють щире подяку доктору геол.-мінерал. наук, зав. відділом петрології ІГМР ім. М.П. Семененка НАН України С.Г. Кривдіку за обговорення і цінні поради та зауваження щодо змісту та висновків статті.

1. Великославинский Д.А., Биркис А.П., Богатиков О.А. и др. Анортозит-рапакивігранітная формация Восточно-Европейской платформы. — Л. : Наука, 1978. — 296 с.
2. Гаценко В.А., Лунашко Т.Н., Ильченко Е.А. Люминесцентные особенности циркона из амфиболитов Чемерпольской структуры как индикаторы условий преобразования базитов Среднего Побужья // Международ. науч.-практ. конф. "Стратиграфия, геохронология и корреляция нижнедокембрийских породных комплексов фундамента Восточно-Европейской платформы": Тез. докл. — Киев, 2010. — С. 57—60.
3. Геолого-геофизическая модель Голованевской шовной зоны Украинского щита / А.В. Анциферов, Е.М. Шеремет, Е.Б. Плевасский и др. — Донецк : Вебер, 2008. — 308 с.
4. Державна геологічна карта України. Масштаб 1 : 200 000. Центральноросійська серія. Аркуш М-36-XXXI (Первомайськ) / Склад. В.М. Клочков, Я.П. Білінська, Ю.М. Веклич та ін. — К. : Геолінформ, 2002. — 162 с.
5. Кривдік С.Г., Безсмолова Н.В., Дубина О.В. Особливості речовинного складу Південно-Кальчицького масиву // Мінерал. журн. — 2010. — 32, № 2. — С. 25—38.
6. Кривдік С.Г., Гуравський Т.В., Дубина О.В. та ін. Особливості речовинного складу Носачівського апатит-ільменітового родовища (Корсунь-Новомиргородський плутон, Український щит) // Там само. — 2009. — 31, № 3. — С. 55—78.
7. Магматические горные породы. Классификация, номенклатура, петрография. Ч. 1. — М. : Наука, 1983. — 367 с.
8. Митрохіна Т.В. Геологічна будова, речовинний склад та умови формування титаноносних габроїдних інтрузій Волинського мегаблоку Українського щита : Автореф. дис. ... канд. геол. наук. — К., 2009. — 19 с.
9. Никулина Э.А., Павлюк В.Н., Довгань Р.Н. Формационная типизация и геодинамический режим формирования базит-гипербазитовых ассоциаций Днестрово-Бугской гранулит-гнейсовой области // Мінерал. журн. — 2006. — 28, № 3. — С. 38—59.
10. Павлюк О.В., Квасниця В.М., Кислюк В.В., Павлюк В.М. Самородна платина в породах Чемерпільської структури (Середнє Побужжя) // Там само. — 2010. — 32, № 1. — С. 50—56.
11. Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, импактные образования. — СПб. : Изд-во ВСЕГЕИ, 2009. — 200 с.
12. Петрография. Ч. III / Ред. А.А. Маракушев. — М. : Изд-во Моск. ун-та, 1986 — 288 с.
13. Пономаренко О.М., Павлов Г.Г., Павлова О.О. Калій-аргонова геохронометрія розломних зон докембрію Українського щита // Геохімія та рудоутворення. — 2009. — № 27. — С. 44—50.
14. Фор Г. Основы изотопной геологии. — М. : Мир, 1989. — 590 с.
15. Щербаків І.Б. Петрологія Українського щита. — Львів : ЗУКЦ, 2005. — 366 с.
16. Ярошук М.А. Железорудные формации Белоцерковско-Одесской металлогенической зоны. — Киев : Наук. думка, 1983. — 224 с.
17. Ярошук М.А., Вайло А.В. Савранское золоторудное поле Голованевской гнейсо-гранулитовой зоны Украинского щита. — Киев, 1998. — 65 с.
18. Ярошук М.А., Снежко А.М., Терещенко С.И. и др. Физико-химические условия формирования Чемерпольского золотопроявления в Побужье // Минерал. журн. — 1996. — 18, № 6. — С. 69—80.
19. Ярошук М.А., Фомин А.Б., Козут К.В. и др. Связь железо-кремнистых пород юго-запада Украинского щита с коматиитами и толеитовыми базальтами // Геол. журн. — 1982. — 42, № 1. — С. 29—42.
20. Rollinson H. Using geochemical data : evaluation, presentation, interpretation. — London : Longman Sing. Publ., 1998. — 352 p.

Ін-т геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України, Київ

Надійшла 19.07.2010

РЕЗЮМЕ. Впервые описаны ильменит-биотитовые лейкократовые амфиболиты — новые для Среднего Побужья высокотитанистые метабазиты. Породы были вскрыты в Чермерпольской структуре Правобережной геологической экспедицией (В.В. Кислюк) в 2004—2005 гг. По химическому составу лейкоамфиболиты существенно отличаются от метабазитов Среднего Побужья по нескольким параметрам: повышенное содержание FeO, TiO₂, Na₂O, MnO, V, Zr, Rb, Ba, Sr и общая железистость; пониженное содержание Al₂O₃, Fe₂O₃, MgO, CaO, Ni, Cr, Nb, Co. Общее содержание REE в 8—80 раз превышает хондритовое с преобладанием легких лантаноидов и очень слабой положительной Eu аномалией. Лейкократовые амфиболиты отнесены к дислокационным метаморфическим основным породам умеренно щелочного состава, недосыщенным глиноземом. Они относятся к толеитовой серии, но существенно отличаются от "нормальных" толеитов. По химическому составу изученные породы ближе всего к базитам анортозит-рапакивигранитных плутонов Украинского щита. Предполагается, что в докембрии Украинского щита было два этапа формирования высокотитанистых пород. Главному, связанному с анортозит-рапакивигранитными плутонами, предшествовал слабо выраженный, предположительно палеопротерозойский, выявленный в Голованевской шовной зоне. Возможно, исследуемые метабазиты Чермерпольской структуры непосредственно связаны с формированием Голованевской шовной зоны на завершающей стадии ее закрытия.

SUMMARY. Ilmenite-biotitic leucocratic amphibolites are presented for the first time in the article (they are named according to Marakushev's classification on mineralogical basis). The rocks are high titanic metabasites which are new for the Middle Bug area. They were uncovered by Pravoberezhna (Right-Bank) Geological expedition (V.V. Kyslyuk) when executing the prospecting work in the Chemerpil' structure during 2004—2005. The oligoclase, hornblende, annite, ilmenite, apatite and titanite enter into the composition of leucocratic amphibolites. Pyroxene and magnetite are entirely absent. Zircon is presented in accessory amount. The leucocratic amphibolites essentially differ from the Middle Bug metabasites. Relative to average chemical composition of basalt these rocks are distinguished by high level of FeO, TiO₂, Na₂O, MnO, V, Zr, Rb, Ba, Sr and total ferruginosity. At the same time the contents of Al₂O₃, Fe₂O₃, MgO, CaO, Ni, Cr, Nb, Co are reduced. The total content of REE exceeds 8—80 times the chondrite one with a rather weak positive Eu anomaly and dominance of light lanthanides.

According to isotope dating of hornblende and biotites from leucocratic amphibolites by K-Ar method, the age of rocks metamorphic transformation is defined as from 1672 ± 124 to 1707 ± 75 Ma for hornblende and from 1595 ± 35 to 1676 ± 70 Ma for biotite. According to Petrography Code the leucocratic amphibolites are attributed to dislocation metamorphic rocks which are undersaturated with alumina and have moderately alkaline composition. They belong to tholeiite series rocks but differ essentially from "normal" tholeiites or tholeiite basalts which are related to komatiite. As to chemical composition the examined rocks are most similar to basites of anorthosite-rapakivi-granite plutons of the Ukrainian Shield (Korosten, Korsun-Novomyrhorod) and to Yuzhny-Kalchyk massif in the Peri-Azovian area too. It is supposed that in the Precambrian Era the Ukrainian Shield had two stages of high titanic rocks formation. The main one was bounded to anorthosite-rapakivi-granite plutons (age 1.75—1.80 Ga). It was preceded with ill-defined (hypothetically Paleoproterozoic) stage. Its age is about 2 Ga. The studied metabasites of Chemerpil' structure are probably direct-coupled to Golovanivsk sutural zone formation at the completion stage of its closing.