

ОСОБЛИВОСТІ ГЕНЕЗИСУ КАРБОНАТНО-ЗАЛІЗИСТИХ ПОРІД ДОКЕМБРІЮ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА

К.І. Гоголев¹, В.М. Загнітко²

*1 — Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України
03142, просп. акад. Палладіна, 34, Київ, Україна
E-mail: skalpel2008@ukr.net
ORCID 0000-0002-7727-9965*

*2 — Навчально-науковий інститут «Інститут геології»
Київського національного університету імені Тараса Шевченка
03022, вул. Васильківська, 90, Київ, Україна
ORCID 0000-0003-0165-0534*

Розглянуто особливості хімічного, мінерального та ізотопного складу залізисто-кременистих формацій низьких ступенів метаморфізму, а також проведено порівняння із подібними залізородними басейнами інших щитів. На основі цього порівняння та мінералогічних перерахунків з'ясовано умови осадконакопичення первинних компонентів залізисто-кременистих формацій Українського щита. Особливу увагу приділено карбонатно-залізистим породам, генезис яких є найбільш дискусійним. Зроблено висновок, що у низькотемпературних метаморфічних асоціаціях карбонатно-залізистих порід докембрію карбонати мають переважно первинноосадове та діагенетичне походження.

Ключові слова: залізисто-кремниста формація, осадконакопичення, метаморфізм, ізотопний склад, генезис.

Вступ. Генезис докембрійських залізородних формацій, пов'язаних із залізистими кварцитами (у зарубіжній літературі на їх означення застосовують аббревіатуру *BIF*) завжди викликав великий інтерес дослідників докембрію, що пояснюється як практичним, так і теоретичним значенням цієї проблеми. Особливо дискусійними аспектами є фізико-хімічні умови специфічного осадконакопичення у певні періоди земної історії, а також геологічні та геохімічні фактори перетворення цих порід в умовах регіонального чи локального метаморфізму. Найпроблемнішими для різних фізико-хімічних і геохімічних реконструкцій є карбонатно-залізисті асоціації, оскільки вони мають значно більше варіантів зміни мінерального складу внаслідок метаморфічних перетворень, ніж звичайні залізисто-кременисті парагенезиси, завдяки наявності багатьох реакційно активних катіонів та аніонів (Ca, Mg, Mn, Fe, Si, P, CO₃ та ін.).

У роботах [5, 15] на підставі комплексних ізотопно-геохімічних і мінералогічних досліджень висловлено припущення, що карбонатно-магнетитові асоціації Середнього Побужжя та Приазов'я є результатом залізистого метасоматозу.

Подібний механізм пропонує і М.О. Ярошук [18]. Нами був запропонований механізм своєрідного пластичного переміщення залізисто-карбонатних порід в умовах середніх і високих фацій метаморфізму [7]. Існують припущення навіть про карбонатитовий генезис таких асоціацій [3]. Краще узгодженими виглядають гіпотези про вулканогенно-осадовий генезис карбонатно-залізистих порід і джеспілітів Білозерської структури та Криворізько-Кременчуцької шовної зони [6, 10, 14] хоча і в цій системі існують різні варіанти.

Мета досліджень: з'ясування умов осадконакопичення за допомогою порівняння стабільних ізотопів Оксигену та Карбону залізисто-кременистих формацій (ЗКФ). Реконструкція потенційного вихідного мінерального складу первин-

ного осаду за допомогою *MINLITH* перерахунку [33] та інтерпретація умов осадконакопичення за мінеральним складом первинного осаду.

Фактичний матеріал. Унаслідок інтенсивної експлуатації формацій *BIF* як основного джерела видобутку залізних руд у світі, ці асоціації вивчені чи не найліпше: накопичено величезний фактичний матеріал щодо мінерального складу, геологічних особливостей знаходження, технологічних схем збагачення тощо. Водночас інтерпретація цього матеріалу, зокрема стосовно відповідних родовищ України, часто містить протилежні висновки й поєднання усіх можливих варіантів.

На території України наявні майже всі генетичні різновиди родовищ заліза: осадові оолітові руди (Керченський басейн), магматичні комплексні титаномагнетитові корінні родовища Коростенського плутону, карбонатитові асоціації Ново-полтавського масиву, скарнові (за деякими даними) родовища типу Молдовки (Середнє Побужжя та Приазов'я), прояви кір вивітрювання («залізні капелюхи») Криворіжжя та Середнього Придніпров'я, а також залізо-кременисті формації Українського щита всіх ступенів метаморфізму — від слабометаморфізованих (майже гелеподібних) кварц-гематитових, іноді із карбонатами, утворень півночі Кривбасу, через середньотемпературні епідот-амфіболітові та амфіболітові асоціації середньої частини та півдня Кривбасу і Росинсько-Тікицького мегаблоку, до гранулітових гіперстен-кварц-магнетитових парагенезисів Середнього Побужжя та Приазов'я. Усі ці різновиди (окрім осадових) часто супроводжені накладеними постгенетичними процесами (метасоматоз, гідротермальні зміни, мартитизація тощо), які ускладнюють генетичну реконструкцію. Основою фактичного матеріалу досліджень є зразки залізо-кременистих порід, зібрані протягом багаторічних досліджень із відслонень, кар'єрів, керового матеріалу геологічних експедицій, а також із музейних колекцій. Дослідження таких зразків виконано переважно комплексно: вивчено геологічну позицію, речовинний склад, петрографію, мінералогію, хімічний склад і розподіл ізотопів легких елементів (С, О, S та ін.), іноді визначено фізико-хімічні та термобаричні параметри мінералоутворення.

У цій статті розглянуто умови накопичення та наслідки низькотемпературного метаморфізму формацій *BIF* на прикладі родовищ Білозерської граніт-зеленокам'яної структури Середньопридніпровського та Інгулецького мегаблоків, а також Криворізько-Кременчуцької шовної зони УЩ.

Методи досліджень. Для визначення первинного складу використана програма перерахунку хімічного складу *MINLITH* [33]. Програма *MINLITH* передбачає розрахунок мінерального складу першого наближення осадових порід та їхніх метаморфічних аналогів на нормативні вірогідні мінерали осадових порід за даними об'ємного хімічного складу. Метод є універсальним і може бути застосований до більшості типів кластогенних, пелітових і карбонатних осадових порід на основі обмеженого набору мінералів та їхнього спрощеного складу. Програма передбачає велику кількість арифметичних операцій складання алгоритму, кожна з яких розв'язує рівняння, вказуючи можливі головні оксиди [33].

Результати перерахунку, за даними розробників програми, мають похибку до 15 % через невеликий набір основних нормативних мінералів (компонентів) і певні розрахункові обмеження; вони відображають лише основні особливості хімічного складу порід і співвідношення ймовірних мінеральних груп компонентів (кластогенних, пелітових, карбонатних тощо).

Геологічні особливості залізорудних порід Середнього Придніпров'я. Детально характеризувати особливості геологічної будови, віку та речовинного складу ЗКФ цього регіону немає потреби, оскільки вони висвітлені в сотнях статей і монографій. На підставі багаторічних досліджень можна виділити кілька основних рис:

1. ЗКФ представлені в різній кількості у всіх архейських зеленокам'яних структурах Середньопридніпровського блоку, найбільше у Білозерській, де вони утворюють фаціально витриману за простяганням пачку пластів потужністю 100–300 м і довжиною 30–90 км [15].

2. Спостерігається просторовий (і генетичний?) зв'язок із вулканогенними утвореннями ультраосновного, кислого та середнього складу.

3. Мінеральний склад ЗКФ переважно кварц-гематит-магнетитовий із домішками карбонатного матеріалу (аж до практично чистих карбонатно-залізистих різновидів).

4. Інколи спостережено ділянки метасоматичних та гідротермальних перетворень, діагностованих за наявністю карбонатних прожилків, лужних амфіболів та інших мінералів-індикаторів.

5. Характерна значна присутність у розрізах зеленокам'яних структур району дрібно- та середньозернистих теригенних складових і повна відсутність беззалізистих карбонатних утворень (вапняків, доломітів та ін.)

Геологічні особливості залізорудних товщ Кривбасу. 1. ЗКФ району утворюють потужну синклінорну структуру довжиною понад 400 км, шириною 15—20 км і глибиною, за деякими даними, до 12 км.

2. Залізорудні товщі представлені джеспілітами, кварц-гематит-магнетитовими асоціаціями з домішками карбонатів та амфіболів, перемежованими із амфіболовими і хлоритовими сланцями («сланцеві» та «залізисті» горизонти).

3. Основною залізорудною товщею є саксаганська світа криворізької серії, хоча окремі фрагменти залізистих порід є і в інших світах цієї серії.

4. У районі наявні потужні гідротермальнометасоматичні зони, в яких інколи утворюються металеві прояви та родовища (V, Sc, U тощо), а також суттєво змінюється якість залізних руд (окиснення, окварцювання, карбонатизація та ін.)

5. Окрім магнезійно-залізистих карбонатів у джеспілітах і сланцях, у розрізах деяких світ (передовсім гданцівської та глеюватської) наявні досить потужні верстви карбонатних порід (десятки метрів доломітів), а також вуглистих сланців.

Особливості хімічного та мінерального складу карбонатно-залізистих порід зеленосланцевих асоціацій. *Хімічні особливості.* Карбонат-залізисті породи унікальні за хімічним складом, адже основна маса заліза у них зосереджена в карбонатах заліза (сидерит, сидероплезит). Вони вказують на відновні умови та низький рівень кисню в басейнах осадконакопичення.

Залізисто-карбонатні породи мають істотно змінний вміст SiO_2 — від 57,98 до 4,8 %. Кремнезем може надходити у розчиненому стані (силікогелі), та як кластогенний (уламковий) матеріал. Висока концентрація властива прибережним областям осадконакопичення, низька — переважно глибинним і віддаленим від областей зносу кремнезему з тоналіт-тронд'еміт-гранодіоритової (ТТГ) формації. Глинозем у вигляді оксиду Al_2O_3 теж відповідає кластогенному джерелу гранітоїдних областей зносу ТТГ. У цих породах він наявний у концентрації від 0,17 до 2,8 %.

Таким чином, величина вмісту глинозему в залізистих кварцитах вказує на ступінь «засміченості» їхніх первинних осадків пелітовими утвореннями, тобто на відносну віддаленість ділянки їх седиментації від берегової лінії або, інакше кажучи, на їхню відносну глибоководність [11].

Однак зв'язок з глибиною осадконакопичення не є обов'язковим. Віддаленість від берегової лінії не завжди означає глибоководніші умови: в

обширних мілководних внутрішньоконтинентальних басейнах, у їхніх центральних зонах з обмеженим притоком кластогенного матеріалу, можуть розташовуватись широкі мілини, пов'язані з підняттям дна басейну седиментації [27].

Накопичення оксидів кальцію та магнію чітко характеризують осадконакопичення, адже входять як домішки в основний рудний мінерал — сидерит чи анкерит.

У продуктивному інтервалі залізисто-кременистих порід запорізької світи відношення CaO до MgO перевищує 1, а в приконтаткових рудних ділянках — значно менше 1. Збільшення концентрацій мангану відбувається від мілководних ділянок до глибоководніших [11]. Ця закономірність прослідковується і за концентрацією заліза. Однак існує і протилежна думка: чим вища концентрація заліза, тим менша глибина [12].

Вміст оксидів Na_2O та K_2O не перевищує 0,5 % та не відіграють, тут вагомої ролі в осадконакопиченні. Вони є, ймовірно, пелітовими частками кластогенного польового шпату, що потрапив у басейн седиментації з областей ТТГ.

Розглядаючи геохімічні характеристики карбонат-залізистих руд Білозерської структури можна помітити, що концентрація оксиду кремнію різко змінюється від 4,8 %, до 57,98 % ймовірно через те, що відбувається зміна осадконакопичення від глибоководного до хемогенного мілководного, з поступовим збільшенням кластогенного компонента кварцу до 57,98 %; оксид алюмінію присутній у всьому профілі осадконакопичення у концентрації 0,17—1,6 %.

Найвірогідніше засмічення Al_2O_3 відбувалось у невеликих за розміром басейнах та через дрібну пелітову фракцію часток, які могли мігрувати значно далі, ніж SiO_2 [11].

Мінеральний склад первинного осадку є важливим для інтерпретації умов осадконакопичення, визначення джерела зносу уламкового матеріалу, а також для палеокліматичних реконструкцій. Програма *MINLITH* дає можливість перерахувати хімічний склад порід на нормативний мінеральний склад первинного осадку [33]. Розрахувавши нормативний мінеральний склад, можна виділити кілька груп мінералів: «кластогенні», «пелітові», акцесорні, карбонатні, рудні (залізисті).

«Кластогенні» мінерали присутні в невеликій концентрації та властиві областям зносу гранітного складу.

Калійшпат наявний у концентрації 0,95—2,04 %. Він нестійкий у гумідних умовах та стій-

Таблиця 1. Літохімічні типи карбонат-залістих руд Білозерського залізорудного району та розрахований *MINLITH*-нормативний мінеральний склад вихідних порід, ваг. % [6, 33]

Компонент, ваг.%	Номер зразка							
	1	2	3	4	5	6	7	8
	459/245	738/239	459/246	459/247	738/240	738/241	738/243	738/244
SiO ₂	43,45	52,40	57,98	34,32	7,50	8,80	4,80	13,64
TiO ₂	0,04	0,13	0	0	0,02	0,05	0	0,06
Al ₂ O ₃	0,17	2,80	0,28	0,38	1,30	1,60	0,93	0,70
Fe ₂ O ₃	31,50	3,00	24,12	30,32	28,70	37,00	3,40	28,98
FeO	16,67	23,06	12,50	22,13	34,00	30,10	29,61	27,45
MgO	2,25	3,20	1,34	2,93	4,50	4,10	6,76	4,39
CaO	0,23	0,40	0,23	2,93	5,80	3,50	15,43	6,18
Na ₂ O	0	0,30	0	0	0,30	0,30	0,15	0,18
K ₂ O	0	0,50	0	0	0,20	0,40	0,10	0,35
P ₂ O ₅	0,12	0,11	0,08	0,11	0,12	0,18	0,00	0,17
MnO	0,35	0,34	0,22	0,36	0,56	0,46	1,06	0,31
C	0	0	0	0	0	0	0,20	0
SO ₃	0	—	0	0	0	0	0	0
CO ₂	5,20	11,35	3,35	8,94	17,05	12,22	37,59	15,70
H ₂ O	0,02	0,30	0,06	0,17	0,10	0,10	—	0,36
Σ	100,00	100,52	100,16	100,18	100,45	100,42	100,84	99,71
Al ₂ O ₃ /SiO ₂	0	0,05	0	0,01	0,17	0,18	0,19	0,05
CaO/MgO	0,10	0,12	0,17	1,00	1,28	0,85	2,28	1,40
δO ¹⁸ (SMOW) _{sd}	19,00	13,30	16,00	18,60	15,20	15,00	10,00	11,40
δC ¹³ (PDB) _{sd}	9,0	9,5	7,1	8,1	7,6	9	9,1	8,4
δO ¹⁸ (SMOW) _{mt}	—	—	5,30	—	8,70	6,70	3,70	10,00
<i>MINLITH нормативний склад</i>								
<i>Кластичний компонент</i>								
Ab	0	2,75	0	0	2,46	2,47	1,24	1,50
An	0	0,29	0	0	0,26	0,26	0,13	0,07
Or	0	0	0	0	0	0,95	0	2,04
Q	40,09	48,59	0	30,88	4,05	3,28	3,23	10,93
Srp	4,00	5,88	0	1,55	0,80	3,18	0	0,22
<i>Пелітовий компонент</i>								
Ill	0	5,79	0	0,00	2,07	2,45	1,05	0
Chl	1,11	1,35	2,32	2,02	0,02	0	0,48	0
<i>Акцесорні компоненти</i>								
Ap	0,28	0,28	0,19	0,25	0,28	0,42	0,21	0,40
Rt	0,04	0,14	0	0	0,02	0,05	0,00	0,06
Rch	0	0	0	0	0	0	1,68	0
<i>Карбонатний компонент</i>								
Dl	0,23	0,72	0,40	8,60	17,80	10,26	29,98	19,24
Ank	0	0	0	0	0	0	22,44	0
Sd	0	0	0	0	0	0	38,05	0
C	—	—	—	—	—	—	0,20	—
<i>Рудні залісті компоненти</i>								
Ht	52,83	33,68	39,87	56,29	71,50	76,09	0,00	65,18
Prl	0,42	0,45	0,26	0,41	0,67	0,54	0,00	0,37
Pr	0	0,08	0	0	0,09	0,05	1,32	0

Примітка: Ab — альбіт; An — анортит; Or — калійшпат; Q — кварц; Ill — іліт; Chl — хлорит; Ap — апатит; Dl — доломіт; Ank — анкерит; Rch — родохрозит; Sd — сидерит; Srp — серпентин; Ht — гетит; Prl — піролюзит Pr — пірит; Rt — рутил; Gy — гіпс; C — вуглець; прочерк концентрації відсутні. 1 — кварцит карбонат магнетит-гематитовий св. 459, гл. 505,6 м; 2 — хлорит-магнетит-карбонатний кварцит із прожилками 0,5—10 мм, св. 738 гл. 680,8 м; 3 — прошарки та прожилки карбонату в залізо-магнетит-карбонатному кварциті, св. 246, гл. 505,6 м; 4 — залізо-магнетит-карбонатний кварцит, св. 459, гл. 630,0 м; 5 — хлорит-карбонатний кварцит, св. 459, гл. 680,8 м; 6 — карцит магнетит-карбонатний, св. 738; 690,5 м; 7 — порода силікат-магнетит-карбонатна св. 738 глибина 693,0 м; 8 — кварцит хлорит-магнетитовий, св. 738, гл. 697,0 м.

кий в аридних [16]. Подібно поводиться плагіоклаз, наявний в осадку, приблизно в такій самій концентрації, як і калійшпат (1,24–2,75 %).

Серпентин має концентрації від 0,22 до 5,88 %, він присутній майже у всіх зразках перерахунку. Оскільки серпентин є нестійким мінералом в гумідних умовах і поступово карбонатизуються та розкладаються згідно [1], ймовірніше за все, що в областях живлення були присутні породи ультрамафічного складу в незначних об'ємах, та панували відновні умови осадконакопичення.

«*Пелітові*» мінерали представлені ілітом і хлоритом, концентрації іліту не перевищують

1,05–5,79%, ймовірніше за все іліт, також продуктом вивітрювання областей зносу гранітного складу (ТТГ).

Хлорит та іліт у концентрації 0,02–5,79 %, пов'язані з теригенно-хемогенними комплексами ранніх стадій осолонення басейнів (від доломіто-сульфатної до галітової). Постійним супутником хлоритів і хлоритоподібних мінералів є Fe-іліт.

Низька концентрація хлориту та іліту може свідчити про відсутність вулканогенної складової в первинному осадку [4].

Карбонатні мінерали у значній концентрації представлені доломітом, анкеритом і сидеритом.

Таблиця 2. Ізотопні характеристики карбонатів залізо-кременистих формацій світу

Формація	Країна	Мінерал	$\delta^{18}\text{O}$, ‰ <i>SMOW</i>		$\delta^{13}\text{C}$ ‰ (<i>PDB</i>)		Джерело	Фація метаморфізму	Вік, млн р.
			min	max	min	max			
Ісуа	Данія о. Гренландія	сидерит	—	—	–4,52	–5,94	[23]	амфіболітова	~3800 [31]
Барбертон Онвервахт Фіг Три	ПАР	сидерит	14.9	16.6	–1,0	–6,0	[32]	зеленосланцева	3298 [30]
			12.1	15.4	–0,4	–1,8			3227 [24]
Белозер стр	Україна	сидерит	13.3	19	–4,9	–9,5	[6]	зеленосланцева	3100 [21]
Понгола	ПАР	сидерит	8.4	9, 9	–0,1	–9,6	[24]	зеленосланцева	2950 [34]
Форм. Хелен	Канада	сидерит	15.19	24.16	0.9	–1,1	[25]	зеленосланцева	2750 [25]
Каює	Бразилія	сидерит + анкерит	10.24	12.41	–3,4	–5,0	[35]	зеленосланцева	2650 [22]
Бас Хам- мерслі Марра Мамба	Австралія	анкерит	19.03	19.07	–7,81	–8,6	[19]	зеленосланцева	2629 [36]
КМА	Росія	сидерит	15.7	17.8	–14,9	–15,1	[20]	зеленосланцева	2612 [13]
Бас Хаммерсл Маунт Сільвія	Австралія	сидерит	3.88	21.4	–5,80	–21,1	[19]	зеленосланцева	2506 [36]
Куруман	ПАР	сидерит	20.81	21.33	–9,29	–9,75	[28]	зеленосланцева	2465 [34]
Хотазель	ПАР	анкерит	15.9	–18,2	–7,1	–9,5	[37]	зеленосланцева	2460 [34]
Кривбас	Україна	сидерит, сидероп- лезит	12.3	17.8	–6,8	–13,6	[7]	зеленосланцева	~2400 [34]
Янджіакун	Китай	анкерит	12.67	16.72	–6,63	–7,84	[39]	амфіболітова	2384 [39]
Ганфлінт	Канада	сидерит	15.9	24.6	0.5	–3,3	[40]	зеленосланцева	1878 [34]
Жінгтішанг	Китай	сидерит	13.75	18.8	–3,0	–8,40	[41]	амфіболітова	1300 [41]
Дахонгліутан	Китай	сидерит	17.25	19.01	–4,0	–6,6	[26]	зеленосланцева	593 [26]
Санта Круз	Бразилія	доломіт	—	—	–4,88	7.02	[29]	зеленосланцева	587 [38]

Примітка: прочерк — відомості відсутні.

Доломіт у вихідних породах наявний у концентрації 0,23–29,98 %. Докембрійські доломітові відклади ймовірно накопичувались в центральних частинах обширних надплатформених морів [17]. Типові кліматичні умови для хемогенного накопичення доломіту теплі аридні.

Анкерит (близько 22 %) супроводжує сидерит, вказує на ті самі умови осадконакопичення, що і доломіт, але відрізняється від нього вищим вмістом мангану.

Сидерит в одному зразку (зр. 738/243, табл. 1) виявлено у концентрації 38,05 %. Хемогенне осадконакопичення сидериту могло відбуватись лише у безкисневому середовищі за низьких значень Eh. Осадконакопичення тривало за періодичної зміни P_{CO_2} , та pH [9]. В асоціації з піритом і гетитом осадконакопичення сидериту проходить за значень $Eh \approx 0$ [10], а також за порівняно високого тиску P_{CO_2} , (> 104 Па) у слабкислому середовищі ($pH < 6,0$) [9].

Рудні мінерали представлені гетитом, піролюзитом і піритом. Гетит присутній у концентрації 33,68–76,09 % кінцевим продуктом діагенезу в окисній обстановці є гідроксиди заліза, гідро-гетит, рідше — повнокристалічний гетит [10].

Піролюзит має незначну концентрацію — 0,26–0,67 %. Зазвичай відкладається в мілководних басейнах, як і гетит [8], але в окисних умовах. Ймовірно, невисока концентрація піролюзиту свідчать про минулі окисні палеоумови.

Пірит наявний у малій концентрації 0,05–1,32 %. Відсутність значної кількості сульфідів у залізистих кварцитах свідчить про характерні гра-ниці Eh — у межах $-0,2 \dots +0,2$ В [10].

Ізотопна характеристика карбонатів та оксидів. Ізотопний склад О у кварці, гематиті, магнетиті, мартиті, інших оксидах, а також С і О у карбонатах залізорудних товщ Українського щита, зокрема Кривбасу, та у Середньопридніпровських зеленокам'яних структурах, вивчали протягом півстоліття, від 1960-х років в основному завдяки зусиллям І.П. Лугової зі співавторами [15]. Завдяки цьому зроблено висновки стосовно генезису різних мінеральних асоціацій: показано активну участь органічних сполук в утворенні сидерит-магнетитових парагенезів, суттєвий вплив гіпергенних джерел на формування мартитових руд. Однак у цей час порівняно мало приділено уваги перетворенню первинних осадково-вулканогенних асоціацій під час подальших метаморфічних змін. Отримані нами дані в поєднанні із реконструкціями мінералогічного та хімічного складу цих осад-

ків допомагають доповнити та ретроспективно відкоригувати визначені генетичні особливості цих процесів.

Зокрема, для сидерита Кривбасу та Курської магнітної аномалії (КМА) можна припустити первинно-осадове або діагенетичне походження у присутності значної кількості органічної CO_2 , що обумовило низьке значення $\delta^{13}C(PDB)$ у них (аж до 13,6 ‰ та 15,1 відповідно, табл. 2). Якщо порівнювати ці дані із ізотопними характеристиками інших регіонів світу, то можна відзначити, що низький вміст важкого ізотопу Карбону властивий не всім залізистим формаціям (ЗФ) (табл. 1).

Зокрема, «найлегші», тобто збіднені на важкі ізотопи С карбонати, характерні для неоархейських та палеопротерозойських ЗФ (Кривбас, КМА, Хамерслі (Австралія), Курумун (ПАР) та ін.). Спостерігається також деяка збідненість цих карбонатів на важкі ізотопи Оксигену ($\delta^{18}O$) у порівнянні зі звичайними докембрійськими карбонатами первинноосадового генезису, навіть сильно метаморфізованими. Причини таких явищ мають дещо іншу природу, про що мова йтиме нижче. Взагалі, якщо аналізувати ізотопні дані щодо карбонатів із точки зору залежності їх від віку, то очевидно, що ці залежності відсутні, що не узгоджується з гіпотезою Ронова та ін. [2] про існування епох з «надважким» Карбоном всієї атмосфери в докембрії.

Умови утворення та перетворення карбонатних порід зеленосланцевих асоціацій. Проблеми походження ЗКФ, як вказано вище, є кардинальними проблемами не тільки ранньодокембрійського рудоутворення, але й еволюції геологічних процесів на Землі загалом. Деякі дослідники донині висувають і підтримують гіпотези про магматичне походження, зокрема українських ЗКФ (Р.Я. Белевцев), чи про своєрідне «флюїдизитове» [3], не кажучи про безліч варіантів первинноосадового та вулканогенно-осадового (М.П. Семенов, Я.М. Белевцев, Ю.П. Мельник, Е.С. Перрі та ін.). Наші дані найкраще узгоджуються із деякими аспектами двох останніх варіантів, які підсумовано у викладених тут **висновках**:

1. Залізисто-кременисті породи низьких фацій метаморфізму УЩ становлять первинно осадові утворення, сформовані за участі хемогенного і вулканогенного матеріалу із домішками теригенних компонентів.

2. Зіставлення ізотопних і мінералого-петрографічних даних вказує на подібність фізико-хімічних умов утворення оксидів, а також карбо-

натів заліза протягом довгого періоду формування ЗКФ на різних континентах.

3. Ізотопний склад магнетиту та гематиту інколи свідчить про певний вплив метаморфічних процесів, зумовлених або термічною дисоціацією карбонатів заліза, або взаємодією гематиту та сидериту за підвищеної температури. Можливе також відновлення гематиту до магнетиту органічною речовиною.

Часто спостерігається зв'язок ізотопного складу магнетиту із мінеральним парагенезисом вмісних порід. Карбонати заліза в залізо-кремністій формації УЩ утворені переважно на стадіях осадкоутворення та діагенезу і суттєво відрізня-

ються «легшим» ізотопним складом С та О від доломітів та кальцитів товщ, що перешаровуються і перекривають чи підстеляють породи ЗКФ.

4. Процеси гіпергенезу призводять до зменшення концентрації ізотопу Оксигену ^{18}O в мінералах залізистих асоціацій, особливо в окиснених (мартизових) рудах.

5. Процеси регіонального метаморфізму вищих його фацій залучали нові джерела розчинів і чинників впливу на мінерали ЗКФ. Зокрема, краще проявлені метаморфогенні та глибинні (ювенільні, магматичні) флюїди. Це становить проблему, детальному розгляду якої ми плануємо присвятити наступну публікацію.

Література

1. Бетехтин А.Г. Курс минералогии: учебное пособие. Москва, 2007. 721 с.
2. Галимов Э.М., Мигдисов А.А., Ронов А.Б. Вариации изотопного состава карбонатного и органического углерода осадочных пород в истории Земли. *Геохимия*. 1975. № 3. С. 323—342.
3. Дерябин Н.И. Железистые кварциты и их руды. Киев, 1998. 135 с.
4. Дриц В.А., Косовская А.Г. Глинистые минералы: слюды, хлориты. Москва: Наука, 1991. 176 с.
5. Загнітко В.Н. Изотопная геохимия карбонатных пород Среднего Побужья (Украинский щит). *Изотоп. геохимия и космохимия*. Москва: Наука, 1990. С. 211—220.
6. Загнітко В.Н., Луговая И.П. Изотопная геохимия карбонатных и железисто-кремнистых пород Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1989. С. 246—261.
7. Загнітко В.М., Гоголев К.І. Умови формування карбонатно-залізистих порід в ранньому докембрії. *Геологія і корисні копалини України: матеріали наук. конф., присвяч. 100-му річчю Національної академії наук України та Державної служби геології та надр України* (Київ, 2—4 жовтня 2018 р). Київ, 2018. С. 65—67.
8. Кулешов В.Н. Месторождения марганца. Сообщ. 2. Главнейшие эпохи и фазы накопления марганца в истории Земли. Литология и полезные ископаемые. 2011. **46**, № 6. С. 612—634.
9. Мельник Ю.П. Генезис докембрийских полосчатых железистых формаций. Киев: Наук. думка, 1986. 236 с.
10. Мельник Ю.П. Физико-химические условия образования докембрийских железистых кварцитов. Киев: Наук. думка, 1973. 288 с.
11. Плаксенко Н.А. Главнейшие закономерности железорудного осадконакопления в докембрии (на примере Курской магнитной аномалии). Воронеж, 1966. 254 с.
12. Покалюк В.В. Литогенез в раннем докембрии Криворожского железорудного бассейна. LAP, 2017. 330 с.
13. Савко К.А., Холина Н.В., Холин В.М., Ларионов А.М. Возраст неоархейских ультра-калиевых риолитов — важный геохронологический репер эволюции раннедокембрийской коры Воронежского кристаллического массива. *Материалы VI Рос. конф. по изотоп. геохроно.* (Санкт-Петербург, 2—5 июня. 2015 г.). Санкт-Петербург, 2015. С. 247—249.
14. Семененко Н.П., Бойко В.Л., Бордунов И.Н., Ладиева В.Д., Макухина А.А. Геология осадочно-вулканогенных формаций Украинского щита (центральная часть). Киев, 1967. 380 с.
15. Щербак Н.П., Баргницкий Е.Н., Луговая И.П. Изотопная геология Украины. Киев: Наук. думка, 1981. 248 с.
16. Юдович Я.Е., Кетрис М.П. Геохимические индикаторы литогенеза (литологическая геохимия). Сыктывкар: Геопринт, 2011. 742 с.
17. Япаскерт О.В. Литология: учебник для высших учебных заведений. Москва: Академия, 2008. 336 с.
18. Ярошук М.А. Железорудные формации Белоцерковско-Одесской металлогенической зоны (западная часть Украинского щита) Киев: Наук. думка, 1983. 224 с.
19. Baur M.E., Hayes J.M., Studley S.A., Walter M.R. Millimeter-Scale Variations of Stable Isotope abundances in Carbonates from Banded Iron-Formations in the Hamersley Group of Western Australia. *Econ. Geol.* 1985. **80**. P. 270—282.
20. Belykh V.I., Dunai E.I., Lugovaya I.P. Physicochemical Formation Conditions of Banded Iron Formations and High-Grade Iron Ores in the Region of the Kursk Magnetic Anomaly: Evidence from Isotopic Data. *Geology of ore deposits*. 2007. **49**, № 2. P. 165—179.
21. Bibikova E.V., Claesson S., Fedotova A.A., Artemenko G.V., Il'inskiĭ L. Terrigenous Zircon of Archean Greenstone Belts as a Source of Information on the Early Earth's Crust: Azov and Dnieper Domains, Ukrainian Shield. *Geochemistry International*. 2010. **48**, № 9. P. 845—861.
22. Brando M.S., Vasconcelos A., Neto C., Zeh A., Raphael A.C., Fernandes L.P., Prado M.G.B., Almeida A.M., Manduca L.G., Silva P.H.M., Mabub R.O. de A., Schlichta M.T. Geology of the Pitangui greenstone belt, Minas Gerais, Brazil: Stratigraphy, geochronology and BIF geochemistry. *Precambrian Research*. 2017. **291**. P. 17—41.
23. Craddock P.R., Dauphas N. Iron and carbon isotope evidence for microbial iron respiration throughout the Archean Earth and Planetary. *Science Letters*. 2011. **303**. P. 121—132.

24. Drabon N., Gali A., Mason R.D.P, Lowe D.R. Provenance and tectonic implications of the 3.28-3.23 Ga Fig Tree Group, central Barberton Greenstone Belt, South Africa. *Precambrian Research*. 2019. **325**. P. 1–19.
25. Garcia T.I., Gorton M.P., Li H., Ulrich G., Edward W., Spooner T.C. The geochemistry of the 2.75 Ga-old Helen Iron Formation, Wawa, Ontario — Insights into iron formation deposition from carbon isotopes and rare earth elements. *Precambrian Research*. 2016. **275**. P. 357–368.
26. Hu J., Wang H., Wang M. Geochemistry and origin of the Neoproterozoic Dahongliutan banded iron formation (BIF) in the Western Kunlun orogenic belt, Xinjiang (NW China). *Ore Geology Reviews*. 2017. **89**. P. 836–857.
27. James H.L. Sedimentary facies of iron formation. *Econ. Geol.* 1954. **49**, № 3. P. 235–293.
28. Kaufman A.J. Geochemical and mineralogic effects of contact metamorphism on banded iron-formation: an example from the Transvaal Basin, South Africa. *Precambrian Research*. 1996. **79**. P. 171–194.
29. Klein C., Ladeira A.E. Geochemistry and mineralogy of neoproterozoic banded iron-formations and some selected, siliceous manganese formations from the Urucum district, Mato Grosso do Sul, Brazil. *Econ. Geol.* 2004. **99**, № 6. P. 1233–1244.
30. Kranendonk Van M.J., Kröner A., Hegner E., Connelly J. Age, lithology and structural evolution of the c. 3.53 Ga Theespruit Formation in the Tjakastad area, southwestern Barberton Greenstone Belt, South Africa, with implications for Archaean tectonics. *Chemical Geology*. 2009. **261**. P. 115–139.
31. Nutman A.P., Bennett V.C., Friend C.R.L., Chivas A.R. Sediment Provenance. Elsevier, 2016. P. 563–592.
32. Perry E.C., Tan J.R. F.C. Significance of Oxygen and Carbon Isotope Variations in Early Precambrian Cherts and Carbonate Rocks of Southern Africa. *Geological Society of America Bulletin*. 1972. **83**, P. 647–664.
33. Rosen O.M., Abbyasov A.A. The Quantitative Mineral Composition of Sedimentary Rocks: Calculation from Chemical Analyses and Assessment of Adequacy (MINLITH Computer Program). *Lithology and Mineral Resources*. 2003. **38**, № 3. P. 252–264.
34. Slack J., Cannon W. Extraterrestrial demise of banded iron formations 1.85 billion years ago. *Geology*. 2009. **37**. P. 1011.
35. Teixeira N.L., Caxito F.A., Rosière C.A., Pecoits E., Vieira L., Frei R., Sial A.N.F. Poitrasson Trace elements and isotope geochemistry (C, O, Fe, Cr) of the Cauê iron formation, Quadrilátero Ferrífero, Brazil: Evidence for widespread microbial dissimilatory iron reduction at the Archean/Paleoproterozoic transition. *Precambrian Research*. 2017. **298**. P. 39–55.
36. Trendall A. F., Compston W., Nelson D. R., De Laeter J.R. Bennett V.C. SHRIMP zircon ages constraining the depositional chronology of the Hamersley Group, Western Australia. *Journal of Earth Sciences*. 2004. № 51. P. 621–644.
37. Tsikos H., Beukes J.N., Moore M.J., Harris C. Deposition, Diagenesis, and Secondary Enrichment of Metals in the Paleoproterozoic Hotazel Iron Formation, Kalahari Manganese Field, South Africa. *Econ. Geol.* 2003. **98**. P. 1449–1462.
38. Walde D.H.G., Carmo D.A., Guimarrès E.M., Vieira L.C., Erdtmann B.D., Sanchez E.A.M., Adorno R.R., Tobiasa T. New aspects of Neoproterozoic-Cambrian transition in the Corumbá region (state of Mato Grosso do Sul, Brazil). *Annales de Paléontologie*. 2015. № 101. P. 213–224.
39. Wang C., Konhauser K., Zhang L. Depositional Environment of the Paleoproterozoic Yuanjiacun Banded Iron Formation in Shanxi Province, China. *Econ. Geol.* 2015. **110**. P. 1515–1539.
40. Winter B.L., Knauth P.L. Stable isotope geochemistry of cherts and carbonates from the 2.0 Ga Gunflint Iron Formation: implications for the depositional setting, and the effects of diagenesis and metamorphism. *Precambrian Research*. 1992. **59**. P. 283–313.
41. Yang X., Zhang Z., Santosh M., D, Shigang D., Liang T. Anoxic to suboxic Mesoproterozoic ocean: Evidence from iron isotope and geochemistry of siderite in the Banded Iron Formations from North Qilian, NW China. *Precambrian Research*. 2018. **307**. P. 115–124.

References

1. Betehtin A.G. (2007). Mineralogiya course: study guide. Moscow, 721 p. [in Russian].
2. Galimov E.M., Migdisov A.A., Ronov A.B. (1975). Variations of the isotopic composition of carbonate and organic carbon of sedimentary rocks in the history of the Earth. *Geokhimiya*. No. 3, pp. 323-342 [in Russian].
3. Deryabin M.I. (1998). Ferruginous quartzites and their ores. Kyiv, 135 p. [in Russian].
4. Drits V.A., Kossowskaya A.G. (1991). Clay minerals: micas, chlorites. Moscow, Nauka, 176 p. [in Russian].
5. Zagnitko V.N. (1990). Isotopic geochemistry of carbonate rocks of the Middle Bug Region (Serednie Pobuzzhya) (Ukrainian Shield). *Isotop geochemistry and cosmochemistry*. Moscow, pp. 211-220 [in Russian].
6. Zagnitko V.N., Lugovaya I.P. (1989). Isotope geochemistry of carbonate and banded iron formation rocks from the Ukraine Shield. Kyiv, Nauk. Dumka, pp. 246-261 [in Russian].
7. Zagnitko V.M., Hoholev K.I. (2018). Conditions for the formation of carbonate-ferruginous rocks in the early Precambrian Geology and Minerals of Ukraine: *Scientific Conference dedicated to the Centenaries of National Academy of Sciences of Ukraine and State Geological Survey of Ukraine* (Kyiv, October 2-4, 2018). Kyiv, 2018, pp. 65-67.
8. Kuleshov V.N. (2011). Manganese Deposits: Com. 2. Major Epochs and Phases of Manganese Accumulation in the Earth's History. *Lithology and Mineral Resources*. **46**, No. 6, pp. 612-634 [in Russian].
9. Mel'nik Y.P. (1986). Genesis of Precambrian Banded-Iron-Formations. Kyiv, Nauk. Dumka, 236 p. [in Russian].
10. Mel'nik Y.P. (1973). Physicochemical conditions of formation. Kyiv, Nauk. Dumka, 288 p. [in Russian].
11. Plaksenko N.A. (1966). Principal regularities of iron ore sedimentation in the Precambrian. Voronezh, 254 p. [in Russian].
12. Pokalyuk V.V. (2017). Lithogenesis of the early Precambrian of the Krivoy Rog iron ore basin. LAP, 330 p. [in Russian].
13. Savko K.A., Holina N.V., Holin V.M., Larionov A.M. (2015). Age of neoproterozoic ultrapotassium rhyolites is an important geochronological mark for the evolution of the Early Precambrian crust of the Voronezh crystalline massif. *VI Russ. conference on isotope geochronology* (St. Petersburg 2-5 June. 2015.) Springer St. Petersburg, pp. 247-249. [in Russian]

14. Semenenko N.P., Boyko V.L., Bordunov I.N., Ladiyeva V.D., Makukhina A.A. (1967). Geology of Sedimentary-volcanogenic Formations of the Ukrainian Shield. Kyiv, Nauk. dumka, 380 p. [in Russian].
15. Scherbak N.P., Bartnitsky E.N., Lugovaya I.P. (1981). Isotope geology of Ukraine. Kyiv, Nauk. dumka, 248 p. [In Russian]
16. Yudovich Ya.E., Ketris M.P. (2008). Geochemical Indicators of Lithogenesis. Syktyvkar: Geoprint, 742 p. [in Russian].
17. Yapaskurt O.V. (2008). Lithology textbook. Moscow, Akademia, 336 p. [in Russian].
18. Yaroshchuk M.A. (1983). Iron-ore formations of Belotserkovsk-Odessa metallogenic zone (the western part of the Ukrainian shield). Kyiv, Nauk. dumka, 224 p. [in Russian].
19. Baur M.E., Hayes J.M., Studley S.A., Walter M.R. (1985). Millimeter-Scale Variations of Stable Isotope abundances in Carbonates from Banded Iron-Formations in the Hamersley Group of Western Australia. *Econ. Geol.* **80**, pp. 270-282.
20. Belykh V.I., Dunai E.I., Lugovaya I.P. (2007). Physicochemical Formation Conditions of Banded Iron Formations and High-Grade Iron Ores in the Region of the Kursk Magnetic Anomaly: Evidence from Isotopic Data. *Geology of ore deposits*. 2007. **49**, No. 2, pp. 165-179.
21. Bibikova E.V., Claesson S., Fedotova A.A., Artemenko G.V., Il'inskii L. (2010). Terrigenous Zircon of Archean Greenstone Belts as a Source of Information on the Early Earth's Crust: Azov and Dnieper Domains, Ukrainian Shield. *Geochemistry International*. **48**, No. 9, pp. 845-861.
22. Brando M.S., Vasconcelos A., Neto C., Zeh A., Raphael A.C., Fernandes L.P., Prado M.G.B., Almeida A.M., Manduca L.G., Silva P.H.M., Mabub R.O.deA., Schlichta M.T. (2017). Geology of the Pitangui greenstone belt, Minas Gerais, Brazil: Stratigraphy, geochronology and BIF geochemistry. *Precambrian Research*. **291**, pp. 17-41.
23. Craddock P.R., Dauphas N. (2011). Iron and carbon isotope evidence for microbial iron respiration throughout the Archean Earth and Planetary. *Science Letters*. 2011. **303**, pp. 121-132.
24. Drabon N., Gali A., Mason R.D.P., Lowe D.R. (2019). Provenance and tectonic implications of the 3.28-3.23 Ga Fig Tree Group, central Barberton Greenstone Belt, South Africa. *Precambrian Research*. **325**, pp. 1-19.
25. Garcia T.I., Gorton M.P., Li H., Ulrich G., Edward W., Spooner T.C. (2016). The geochemistry of the 2.75 Ga-old Helen Iron Formation, Wawa, Ontario – Insights into iron formation deposition from carbon isotopes and rare earth elements. *Precambrian Research*. **275**, pp. 357-368.
26. Hu J., Wang H., Wang M. (2017). Geochemistry and origin of the Neoproterozoic Dahongliutan banded iron formation (BIF) in the Western Kunlun orogenic belt, Xinjiang (NW China). *Ore Geology Reviews*. **89**, pp. 836-857.
27. James H.L. (1954). Sedimentary facies of iron formation. *Econ. Geol.* **49**, No. 3. pp. 235-293.
28. Kaufman A.J. (1996). Geochemical and mineralogic effects of contact metamorphism on banded iron-formation: an example from the Transvaal Basin, South Africa. *Precambrian Research*. **79**, pp. 171-194.
29. Klein C., Ladeira A.E. (2004). Geochemistry and mineralogy of neoproterozoic banded iron-formations and some selected, siliceous manganese formations from the Urucum district, Mato Grosso do Sul, Brazil. *Econ. Geol.* **99**, No. 6, pp. 1233-1244.
30. Kranendonk Van M.J., Krüner A., Hegner E., Connelly J. (2009). Age, lithology and structural evolution of the c. 3.53 Ga Theespruit Formation in the Tjakastad area, southwestern Barberton Greenstone Belt, South Africa, with implications for Archaean tectonics. *Chemical Geology*. **261**, pp. 115-139.
31. Nutman A.P., Bennett V.C., Friend C.R.L., Chivas A.R. (2016). Sediment Provenance. Elsevier, pp. 563-592.
32. Perry E.C., Tan J.R. F.C. (1972). Significance of Oxygen and Carbon Isotope Variations in Early Precambrian Cherts and Carbonate Rocks of Southern Africa. *Geological Society of America Bulletin*. **83**, pp. 647-664.
33. Rosen O.M., Abbyasov A.A. (2003). The Quantitative Mineral Composition of Sedimentary Rocks: Calculation from Chemical Analyses and Assessment of Adequacy (MINLITH Computer Program). *Lithology and Mineral Resources*. **38**, No. 3, pp. 252-264.
34. Slack J., Cannon W. (2009). Extraterrestrial demise of banded iron formations 1.85 billion years ago. *Geology*. **37**. pp. 1011.
35. Teixeira N.L., Caxito F.A., Rosière C.A., Pecoits E., Vieira L., Frei R., Sial A.N., Poitrasson F. (2017). Trace elements and isotope geochemistry (C, O, Fe, Cr) of the Cauê iron formation, Quadrilátero Ferrífero, Brazil: Evidence for widespread microbial dissimilatory iron reduction at the Archean/Paleoproterozoic transition. *Precambrian Research*. **298**, pp. 39-55.
36. Trendall A.F., Compston W., Nelson D.R., De Laeter J.R., Bennett V.C. (2004). SHRIMP zircon ages constraining the depositional chronology of the Hamersley Group, Western Australia. *Journal of Earth Sciences*. No. 51, pp. 621-644.
37. Tsikos H., Beukes J.N., Moore M.J., Harris C. (2003). Deposition, Diagenesis, and Secondary Enrichment of Metals in the Paleoproterozoic Hotazel Iron Formation, Kalahari Manganese Field, South Africa. *Econ. Geol.* **98**, pp. 1449-1462.
38. Walde D.H.G., Carmo D.A., Guimarães Edi M., Vieira L.C., Erdtmann B.D., Sanchez E.A.M., Adorno R.R., Tobiasa T. (2015). New aspects of Neoproterozoic-Cambrian transition in the Corumbá region (state of Mato Grosso do Sul, Brazil). *Annales de Paléontologie*. No. 101, pp. 213-224.
39. Wang C., Konhauser K., Zhang L. (2015). Depositional Environment of the Paleoproterozoic Yuanjiacun Banded Iron Formation in Shanxi Province, China. *Econ. Geol.* **110**, pp. 1515-1539.
40. Winter B.L., Knauth P.L. (1992). Stable isotope geochemistry of cherts and carbonates from the 2.0 Ga Gunflint Iron Formation: implications for the depositional setting, and the effects of diagenesis and metamorphism. *Precambrian Research*. **59**, pp. 283-313.
41. Yang X., Zhang Z., Santosh M., Shigang D., Liang T. (2018). Anoxic to suboxic Mesoproterozoic ocean: Evidence from iron isotope and geochemistry of siderite in the Banded Iron Formations from North Qilian, NW China. *Precambrian Research*. **307**, pp. 115-124.

K.I. Hoholev

*M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation of the NAS of Ukraine
34, acad. Palladin ave., Kyiv, Ukraine, 03142*

ORCID 0000-0002-7727-9965

V.M. Zagnitko

*Institute of Geology Taras Shevchenko National University of Kyiv
90, Vasylkivska Str., Kyiv, Ukraine, 03022*

ORCID 0000-0003-0165-0534

Features of the genesis of Precambrian carbonate-ferruginous rocks Ukrainian shield

The features of chemical, mineral and isotopic composition of low-grade metamorphic BIF are discussed. The comparison between iron producing areas of other Precambrian shields is made. Particular attention is paid to carbonate-ferruginous rocks, the genesis of which is the most speculative. Based on the comparison of isotopic composition of oxygen and carbon, and applying the calculations of chemical composition of BIF on normative mineralogical composition in the MINLITH program the following results are achieved: (1) The probable conditions of the sedimentation of primary BIF components of the Ukrainian Shield were found. In low-temperature metamorphic associations of carbonate-ferruginous rocks of Precambrian carbonates are mainly of primary sedimentary and diagenetic origin; (2) The comparison of isotopic, petrographic and mineralogical data indicates close physical and chemical conditions of formation of iron oxides and iron carbonates over a long period of BIF formation on different continents. The physical and chemical conditions and the role of volcanogenous, terrigenous and chemogenous components in BIF sedimentation were found. The climate conditions during sedimentation were defined as arid, and the tectonic settlement as shallow inland seas. The influence of the supergene processes on the isotopic composition of carbonates of BIF was proved. These processes led to a decrease of concentrations of ^{18}O isotope in minerals of iron associations.

Keywords: ferruginous-siliceous formation, sedimentation, metamorphism, isotopic composition, genesis.

К.И. Гоголев

*Институт геохимии, минералогии и рудообразования им. Н.П. Семеновко НАН Украины
03142, просп. акад. Палладина, 34, Киев, Украина*

ORCID 0000-0002-7727-9965

В.Н. Загнитко

*Учебно научный институт «Институт геологии»
Киевского национального университета имени Тараса Шевченко
03022, ул. Васильковская, 90, Киев, Украина*

Особенности генезиса карбонатно-железистых пород докембрия Украинского щита

Рассмотрены особенности химического, минерального и изотопного состава железисто-кремнистых формаций низких степеней метаморфизма, выполнено сравнение с подобными железорудными бассейнами других щитов. На основе сравнения и минералогических перерасчетов определены условия осадконакопления первичных компонентов железисто-кремнистых формаций Украинского щита. Особое внимание уделено карбонатно-железистым породам, генезис которых наиболее дискуссионен. Сделан вывод о преимущественном первичноосадочном и диagenетическом происхождении карбонатов в низкотемпературных метаморфических ассоциациях.

Ключевые слова: железисто-кремнистая формация, осадконакопление, метаморфизм, изотопный состав, генезис.

Надійшла 08.10.2019.