

Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення імені М.П. Семененка НАН України
Всеукраїнська громадська організація «Спілка геологів України»
Українське мінералогічне товариство
Державне підприємство «Українська геологічна компанія»
Державна служба геології та надр України
Інститут геологічних наук НАН України
Національний технічний університет «Дніпровська політехніка»
Львівський національний університет імені І.Франка
Київський національний університет ім. Т.Шевченка
Інститут геології та геохімії горючих копалин НАН України
Інститут геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України

«Геологічна будова та історія геологічного розвитку Українського щита»

**(до 100-річчя від дня народження академіка
НАН України М.П. Щербака)**

**Збірник матеріалів
Всеукраїнської наукової конференції**

17-18 вересня 2024 р.



Київ-2024

Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення імені М.П. Семененка НАН України
Всеукраїнська громадська організація «Спілка геологів України»
Українське мінералогічне товариство
Державне підприємство «Українська геологічна компанія»
Державна служба геології та надр України
Інститут геологічних наук НАН України
Національний технічний університет «Дніпровська політехніка»
Львівський національний університет імені І.Франка
Київський національний університет ім. Т.Шевченка
Інститут геології та геохімії горючих копалин НАН України
Інститут геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України

«Геологічна будова та історія геологічного розвитку Українського щита»

(до 100-річчя від дня народження академіка НАН України М.П. Щербака)

**Збірник матеріалів
Всеукраїнської наукової конференції**

17-18 вересня 2024 р.

Київ-2024

Всеукраїнська наукова конференція «Геологічна будова та історія геологічного розвитку Українського щита»
(до 100-річчя від дня народження академіка НАН України М.П. Щербака), 17-18 вересня 2024 року

УДК 55(477)

Геологічна будова та історія геологічного розвитку Українського щита (до 100-річчя від дня народження академіка НАН України М.П. Щербака). Збірник матеріалів наукової конференції (Київ, 17-18 вересня 2024 р.). / НАН України, Ін-т геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка. – Київ, 2024. – 301 с.

У збірнику викладено матеріали про геохімію процесів мінерало-, породо- та рудоутворення, геохімічні пошуки корисних копалин; геохронологію та ізотопне датування; геологічну будова, генезис та закономірності розміщення родовищ корисних копалин; тектоніку та геодинаміку докембрійських щитів; стратиграфію докембрійського фундаменту; регіональну та генетичну мінералогію; петрологію ендегенних процесів породо- та рудоутворення.

Збірник рекомендується для широкого кола геологів.

УДК 55(477)

Geological structure and history of the geological development of the Ukrainian shield (to the 100th anniversary of the birth of Academician of the National Academy of Sciences of Ukraine M.P. Shcherbak). Collection of materials of the scientific conference (Kyiv, September 17-18, 2024) / NAS of Ukraine, M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation. – Kyiv, 2024. – 301 p.

The book of abstracts contains materials on the geochemistry of mineral, rock and ore formation; geochronology; geological structure, origin and deposit location patterns; tectonics and geodynamics of Precambrian shields; stratigraphy of the Precambrian basement; regional and genetic mineralogy; petrology of endogenic rock and ore formation.

The book of abstracts is recommended for a wide range of geologists.

Рекомендовано до друку ухвалою Оргкомітету конференції (протокол № 3 від 15 серпня 2024 р.)

Рецензенти:

Г.В. Артеменко, В.М. Загнітко, М.С. Ковальчук, І.М. Лісна, О.В. Митрохин, С. В. Мичак, М.І. Орлюк,
В.І. Павлишин, Л.М. Степанюк
Комп'ютерна верстка: К.В. Вовк,
Підготовка оригінал-макету: К.В. Вовк

Матеріали друкуються з незначною редакторською правкою.
Abstract proceedings are issued with insignificant editorial changes.

ISBN 978-617-8521-00-4

© Інститут геохімії, мінералогії та
рудоутворення ім. М.П. Семененка
НАН України, 2024

Зміст

ПАМ'ЯТІ ВИДАТНОГО УКРАЇНСЬКОГО УЧЕНОГО МИКОЛИ ПЕТРОВИЧА ЩЕРБАКА.....	7
ГЕОХРОНОЛОГІЯ, СТРАТИГРАФІЯ.....	12
<i>Артеменко Г.В., Шумлянський Л.В.</i> ВІКОВІ МЕЖІ (3,2 - 3,0 МЛРД РОКІВ) ФОРМУВАННЯ ТА ГЕНЕЗИСУ КИСЛИХ ВУЛКАНІТІВ І ІНТРУЗІЙ ТТГ В СОРОКИНСЬКІЙ І БЕРЕСТІВСЬКІЙ ЗЕЛЕНОКАМ'ЯНИХ СТРУКТУРАХ ПРИАЗОВ'Я.....	12
<i>Артеменко Г.В., Шумлянський Л.В., Швайка І.А.</i> ПАЛЕОАРХЕЙСЬКИЙ (3,5 МЛРД РОКІВ) ВІК ТРОНД'ЄМІТІВ КУРСЬКО-БЕСЕДИНСЬКОГО БЛОКА КМА.....	17
<i>Бельський В.М., Донський М.О., Канунікова Л.І., Гоголев К.І., Ковтун О.В., Ю Хан</i> РЕЗУЛЬТАТИ МАССПЕКТРОМЕТРИЧНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ УРАНВІСНИХ ПОРІД ІЗ ВІДВАЛІВ ЖОВТОРІЧЕНСЬКОГО Fe-U РОДОВИЩА.....	22
<i>Висоцький О.Б., Степанюк Л.М., Шумлянський Л.В., Довбуш Т.І.</i> U-Pb ТА Lu-Hf ГЕОХРОНОЛОГІЯ ГРАНІТНОГО МАГМАТИЗМУ В ОСНИЦЬКОМУ БЛОЦІ (ВОЛИНСЬКИЙ МЕГАБЛОК УЩ).....	25
<i>Довбуш Т.І., Степанюк Л.М., Зюльцле О.В., Висоцький О.Б., Павлов Г.Г., Бондаренко С.М., Ковтун О.В., Коваленко Н.О.</i> ВІК УРАНОВОЇ МІНЕРАЛІЗАЦІЇ В ПОРОДАХ ПЕТРІВСЬКОГО ЗАЛІЗОРУДНОГО РОДОВИЩА.....	30
<i>Ковтун О.В., Степанюк Л.М., Довбуш Т.І., Висоцький О.Б., Яськевич Т.Б.</i> U-Pb ВІК ЦИРКОНУ ТА МОНАЦИТУ ІЗ ГРАНІТІВ КІРОВОГРАДСЬКОГО МАСИВУ.....	35
<i>Ковтун О.В., Степанюк Л.М., Шумлянський Л.В., Висоцький О.Б., Павлов Г.Г., Довбуш Т.І.</i> ВІК ТА ПЕРВИННА ПРИРОДА ПЛАГІОГЕЙСУ КСЕНОЛІТУ В ГРАНІТАХ НОВОУКРАЇНСЬКОГО МАСИВУ.....	39
<i>Пономаренко О.М., Кишук О.Є.</i> ВІК ЦИРКОРНІВ ІЗ ЧАРНОКІТОЇДІВ ПЕРВОМАЙСЬКОЇ ГЛИБОВОЇ СТРУКТУРИ ГОЛОВАНІВСЬКОЇ ШОВНОЇ ЗОНИ.....	44
<i>Степанюк Л.М., Пономаренко О.М., Артеменко Г.В.</i> ЯДЕРНІ РЕАКЦІЇ ТА ЇХ ВИКОРИСТАННІ В ГЕОЛОГІЇ.....	48
<i>Степанюк Л.М.</i> ПРИРОДНІ ЯДЕРНІ РЕАКЦІЇ ТА ЇХ ВПЛИВ НА ІЗОТОПНИЙ СКЛАД ВІДПОВІДНИХ ЕЛЕМЕНТІВ.....	53
ГЕОХІМІЯ, МІНЕРАЛОГІЯ, ПЕТРОЛОГІЯ ДОКЕМБРІЙСЬКИХ ПОРОДНИХ АСОЦІАЦІЙ.....	58
<i>Антоненко Т.С., Снісар В.П., Калініченко О.А., Багмут М.М., Матяш М.І., Овсієнко В.В.</i> ВПЛИВ ПОДРІБНЕННЯ НА ЗМІНИ НАМАГНІЧЕНОСТІ МАГНЕТИТОВИХ КВАРЦИТІВ ПРИ НАГРІВІ ЗА ДАНИМИ ТЕРМОМАГНІТОМЕТРІЇ ТА ФЕРОМАГНІТНОГО РЕЗОНАНСУ.....	58
<i>Бобров О.Б., Клочков С.В., Федоришин Ю.І., Яськевич Т.Б.</i> ГЕОЛОГІЯ ТА ПЕТРОГРАФІЯ КІМБЕРЛІТІВ ТРУБКИ ВАМВАВО (Сьєра Леоне).....	63
<i>Бобров О.Б., Клочков С.В., Яськевич Т.Б.</i> ПЕРШИЙ ОПИС НЕМЕТАМОРФІЗОВАНИХ ВУЛКАНІТІВ НА ЛЕОНО-ЛІБЕРІЙСЬКОМУ ЩИТІ (КОТ-Д'ІВУАР).....	68
<i>Великанова О.Ю.</i> ДРАВИТ ТЕРНОВСЬКОГО МЕТЕОРИТНОГО КРАТЕРА (КРИВОРІЖЖЯ).....	72
<i>Вовк О.П., Наушко І.М.</i> ПРО ГЕНЕТИЧНЕ ЗНАЧЕННЯ КРИСТАЛОМОРФОЛОГІЧНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ НА ПРИКЛАДІ ТОПАЗУ.....	75

<i>Губіна, В.Г., Покалюк В.В., Верховцев В.Г., Яценко В.Г., Заборовська Л.П.</i> АНТРОПОГЕННЕ ПЕРЕТВОРЕННЯ ГЕОЛОГІЧНОГО СЕРЕДОВИЩА НА ДІЛЯНЦІ КАР'ЄРУ «ПІВДЕННИЙ» САКСАГАНСЬКОГО РУДНОГО ПОЛЯ КРИВОРІЗЬКОГО ЗАЛІЗОРУДНОГО БАСЕЙНУ	80
<i>Дудік О.М.</i> ПЕРШІ РЕЗУЛЬТАТИ ВТІЛЕННЯ ІННОВАЦІЙНОЇ ГЕОХІМІЧНОЇ ТЕХНОЛОГІЇ НА ВУГЛЕВОДН «ГНРКУ» В ЗАХІДНОУКРАЇНСЬКОМУ НАФТОГАЗОНОСНОМУ РЕГІОНІ	86
<i>Жикаляк М.В.</i> ІННОВАЦІЙНІ МІНЕРАЛОГІЧНІ ДОСЛІДЖЕННЯ ТА ТЕХНОЛОГІЇ.....	91
<i>Іванова А.В., Зайцева Л.Б., Гаврильцев В.Б.</i> РІДКІСНІ ТА РОЗСІЯНІ ЕЛЕМЕНТИ БУРОГО ВУГІЛЛЯ ДНІПРОБАСУ ЯК ВІДДЗЕРКАЛЕННЯ МІНЕРАЛЬНОГО СКЛАДУ ТА ГЕОХІМІЧНИХ ОСОБЛИВОСТЕЙ ПОРІД УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА (НА ПРИКЛАДІ ВЕРХНЬОДНІПРОВСЬКОГО РОДОВИЩА)	96
<i>Ільченко К.О., Лупашко Т.М., Старик С.П.</i> СПЕКТРОСКОПІЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА ЦИРКОНУ З НЕОГЕНОВОГО ТИТАНО-ЦИРКОНІЄВОГО РОЗСИПИЩА САМОТКАНЬ (СЕРЕДНЬОПРИДНІПРОВСЬКИЙ БЛОК, УКРАЇНСЬКИЙ ЩИТ)	101
<i>Кирилюк В.П.</i> ТРИВАЛІСТЬ УЛЬТРАМЕТАМОРФІЗМУ ТА ВІК УЛЬТРАМЕТАМОРФІЧНИХ (ПЛУТОНО-МЕТАМОРФІЧНИХ) ФОРМАЦІЙ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА	106
<i>Кирилюк В.П.</i> ХРОНОСТРАТИГРАФІЧНА ОСНОВА РЕГІОНАЛЬНОЇ СХЕМИ НИЖНЬОГО ДОКЕМБРІУ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА	112
<i>Клос В.Р.</i> ГЕОХІМІЧНА СПЕЦІАЛІЗАЦІЯ ПОРІД ГЕОЛОГІЧНИХ КОМПЛЕКСІВ ВОЛИНСЬКОГО МЕГАБЛОКУ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА	118
<i>Кульчицька Г.О., Черниш Д.С.</i> ЦЕНТРИ МІНЕРАЛОГІЧНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ В УКРАЇНІ	123
<i>Луньов Є.С., Луньова І.М., Хоменко В.М., Ніссен Й.</i> КРИСТАЛОХІМІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ ПОЛЬОВИХ ШПАТІВ ПЕРЖАНСЬКОГО РОДОВИЩА БЕРИЛІЄВИХ РУД	128
<i>Лупашко Т.М., Ільченко К.О., Таращан А.М., Манзюк Л.П.</i> МАНТІЙНИЙ ЦИРКОН З РОЗСИПИЩ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА ЯК ІНДИКАТОР КІМБЕРЛІТОВОЇ ПРИРОДИ ДІАМАНТУ	132
<i>Михальченко І. І., Заборовська Л. П., Покалюк В. В., Яценко В. Г., Губіна В. Г., Заборовський В. С., Литвиненко Ю. О.</i> МОНАЦИТ У ФІЛІТОПОДІБНОМУ СЛАНЦІ СКЕЛЮВАТСЬКОЇ СВІТИ КРИВОРІЗЬКОЇ СЕРІЇ	138
<i>Павлюк В.М., Павлюк О.В.</i> СУПУТНІ КОРИСНІ КОПАЛИНИ ЗАХІДНОЛАЩІВСЬКОГО РОДОВИЩА СИЛКАТНОГО НІКЕЛЮ (СЕРЕДНЄ ПОБУЖЖЯ)	143
<i>Покалюк В.В., Верховцев В.Г.</i> ІСТОРІЯ ТА ПЕРШОЧЕРГОВІ ЗАВДАННЯ ВИВЧЕННЯ МЕТАКОНГЛОМЕРАТОВИХ ФОРМАЦІЙ ДОКЕМБРІУ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА	147
<i>Пономаренко О.М., Лісна І.М., Сьомка Л.В., Кищук О.Є.</i> ПРИРОДА ГІПЕРСТЕНОВИХ ГНЕЙСІВ З БЕРЕГОВИХ ВІДСЛОНЕНЬ Р. ДОХНА	151
<i>Снісар В.П., Калініченко О.А., Багмут М.М., Калініченко А.М., Антоненко Т.С., Овсієнко В.В.</i> МІНЕРАЛЬНІ ФАЗИ ТЕРМІЧНОГО ПЕРЕТВОРЕННЯ СУМІШІ СИДЕРИТОВОЇ І МАРТИТОВОЇ РУДИ ЗА ДАНИМИ СТРУКТУРНИХ І МАГНІТНИХ МЕТОДІВ.....	154
<i>Снісар В.П., Калініченко А.М., Багмут М.М., Калініченко О.А., Антоненко Т.С., Овсієнко В.В.</i> ФЕРОМАГНІТНІ ФАЗИ МАГНЕТИТОВИХ КВАРЦИТІВ ЗА ДАНИМИ ТЕРМОМАГНІТОМЕТРІЇ ТА ФЕРОМАГНІТНОГО РЕЗОНАНСУ	159

<i>Слободян Б.І.</i> ГЕОЛОГІЧНА БУДОВА І ГЕОХІМІЯ ПОЛОХІВСЬКОГО РУДНОГО РАЙОНУ	164
<i>Сукач В.В., Ісаков Л.В.</i> ПЕРСПЕКТИВИ ВИЯВЛЕННЯ РІДКІСНОЗЕМЕЛЬНОГО ЗРУДЕНІННЯ У МЕЖАХ ГРАНІТО-ГНЕЙСОВОГО ОБРАМЛЕННЯ ВЕРХІВЦІВСЬКОЇ ЗЕЛЕНОКАМ'ЯНОЇ СТРУКТУРИ (СЕРЕДНЄ ПРИДНІПРОВ'Я).....	169
<i>Таран М.М., Хоменко В.М., Науменко Є.В., Ніссен Й.</i> ПРО ЗАБАРВЛЕННЯ КРУПНОГО ТЕМНО-ПУРПУРОВОГО ЦИРКОНУ ІЗ АФГАНІСТАНУ	173
<i>Хоменко В.М., Таран М.М., Науменко Є.В., Курцбах М.</i> ПОХОДЖЕННЯ УНІКАЛЬНОГО ФІОЛЕТОВОГО ЦИРКОНУ З АФГАНІСТАНУ	178
<i>Шестопалова О.Є., Друкаренко В.В.</i> ЗАГАЛЬНІ ВІДОМОСТІ ПРО САМОРОДНЕ ЗАЛІЗО ЗА ОПУБЛІКОВАНИМИ ДЖЕРЕЛАМИ	183
<i>Ярошук Д.А., Павлишин В.І., Швайка І.Д.</i> АКТИВОВАНА ЕЛЕКТРИЧНИМ СТРУМОМ МІГРАЦІЯ ЛІТІУ З МІНЕРАЛІВ У ВОДНИЙ РОЗЧИН	187
<i>Khomenko V., Ilchenko K., Shumlyansky L., Kurzbach M., Nissen J.</i> CRYSTAL CHEMISTRY OF ZIRCON CRYSTALS FROM TWO FELSIC DYKES OF THE MALOYANISOL DYKE SWARM (AZOV REGION, UKRAINE): EVIDENCE OF A COMPLEX EMPLACEMENT HISTORY?.....	190
РУДОНОСНІСТЬ ДОКЕМБРІЙСЬКИХ КОМПЛЕКСІВ ТА ПЕРСПЕКТИВИ ВІДКРИТТЯ НОВИХ РОДОВИЩ КОРИСНИХ КОПАЛИН.....	195
<i>Жовинський Е.Я.</i> РУДОПРОЯВИ ФЛЮОРИТУ У ЗОНАХ ТЕКТОНІЧНОЇ АКТИВІЗАЦІЇ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА ТА ЙОГО СХИЛІВ	195
<i>Ковальчук М.С., Фігура Л.А.</i> ЛАТЕРАЛЬНИЙ РОЗПОДІЛ АПАТИТУ Й ІЛЬМЕНІТУ В ГАБРО-НОРИТАХ ТА В КОРІ ВИВІТРЮВАННЯ ТОРЧИНСЬКОГО РОДОВИЩА АПАТИТ-ІЛЬМЕНІТОВИХ РУД.....	198
<i>Корчагін І., Якимчук М.</i> ПЕРСПЕКТИВИ ЗНАХОДЖЕННЯ БАЗАЛЬТОВИХ ВУЛКАНІЧНИХ СТРУКТУР З ВОДНЕМ УЗДОВЖ СЕЙСМІЧНОГО ПРОФІЛЮ TESZ-2021 НА ТЕРИТОРІЇ УКРАЇНИ	203
<i>Корчагін І., Якимчук М.</i> ПЕРСПЕКТИВИ ЗНАХОДЖЕННЯ ПОКЛАДІВ ВУГЛЕВОДНІВ ТА ПРИРОДНОГО ВОДНЮ НА ПОШУКОВІЙ ДІЛЯНЦІ В КИЇВСЬКІЙ ОБЛАСТІ	208
<i>Крошко Ю.В., Ковальчук М.С.</i> ЛАТЕРАЛЬНИЙ РОЗПОДІЛ МОЛІБДЕНУ, ЗОЛОТА ТА СРІБЛА В МЕЖАХ ВЕРБІНСЬКОГО РУДОПРОЯВУ (ВОЛИНСЬКИЙ МЕГАБЛОК).....	213
<i>Крюченко Н.О., Жовинський Е.Я., Кухар М.В.</i> ЗОЛОТОНОСНІ КОРИ ВИВІТРЮВАННЯ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА	218
<i>Крюченко Н.О.</i> РОЗПОДІЛ ЗОЛОТА В ПОРОДАХ ФУНДАМЕНТУ БРУСИЛІВСЬКОЇ ШОВНОЇ ЗОНИ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА	222
<i>Михальченко І.І., Заяць О. В.</i> РОДОВИЩА КОРИСНИХ КОПАЛИН ТА МАГМАТИЧНІ РАПАКІВІГРАНІТНІ АСОЦІАЦІЇ	226
<i>Павлунь М. М., Гайовський О. В.</i> ПРОЦЕСИ РУДОУТВОРЕННЯ І МЕТАЛОГЕНІЯ В ДОКЕМБРІЇ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА	231
<i>Павлюк В.М., Павлов Г.Г., Павлюк О.В.</i> ДАЙКОВІ УТВОРЕННЯ ЗАВАЛЛІВСЬКОЇ СТРУКТУРИ (СЕРЕДНЄ ПОБУЖЖЯ)	235
<i>Харитонов В.М., Полетньова А.О.</i> ТИПОХІМІЯ ІЛЬМЕНІТУ З ГРАНІТОЇДІВ ЩИТІВ ДРЕВНІХ ПЛАТФОРМ І СКЛАДЧАСТИХ ОБЛАСТЕЙ	240
ТЕКТОНІКА І ГЕОДИНАМІКА ДОКЕМБРІЙСЬКИХ ЩИТІВ	245

<i>Гінтов О.Б., Мичак С.В.</i> ЩОДО НЕОБХІДНОСТІ ПОБУДОВИ НОВОЇ СЕРІЇ ГЕОЛОГІЧНОЇ КАРТИ І КАРТИ КОРИСНИХ КОПАЛИН КРИСТАЛІЧНОГО ФУНДАМЕНТУ ДЕРЖАВНОЇ ГЕОЛОГІЧНОЇ КАРТИ УКРАЇНИ МАСШТАБУ 1:200 000.....	245
<i>Єнтін В.А., Орлюк М.І., Бакаржієва М.І., Марченко А.В.</i> ОСЕРЕДКОВО-КАНАЛЬНІ ПРОЯВИ ІМПУЛЬСНИХ ІНТРУЗИВНИХ І ПЛУТОНО-ДЕГАЗАЦІЙНИХ ПРОЦЕСІВ НА РІЗНОВІКОВИХ ЕТАПАХ СТАНОВЛЕННЯ ЗАХІДНОЇ І ЦЕНТРАЛЬНОЇ ЧАСТИН УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА ЗА ГЕОФІЗИЧНИМИ ДАНИМИ	250
<i>Коломієць К.В., Верпаховська О.О., Чорна О.А., Лисинчук Д.В.</i> БУДОВА ФУНДАМЕНТУ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА ЗА КІНЕМАТИЧНИМИ ТА ДИНАМІЧНИМИ ХАРАКТЕРИСТИКАМИ ХВИЛЬОВОГО ПОЛЯ ВЗДОВЖ СЕЙСМІЧНОГО ПРОФІЛЮ EUROBRIDGE'97	255
<i>Кутас Р. І.</i> ГЕОТЕРМІЧНІ УМОВИ ЛІТОСФЕРИ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА	260
<i>Максимчук В. Ю., Анікеєв С. Г., Кудеравець Р. С.</i> ВІДОБРАЖЕННЯ ЗОНИ ТЕЙССЕЙРЕ-ТОРНКВІСТА В ГРАВІМАГНІТНИХ ПОЛЯХ НА ТЕРИТОРІЇ УКРАЇНИ ..	265
<i>Мичак С.В., Усенко О.В., Макаренко І.Б., Савченко О.С.</i> ПРОТЕРОЗОЙСЬКІ ЕТАПИ ДЕФОРМАЦІЇ ЗАХІДНОЇ ЧАСТИНИ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА: РОЗЛОМОУТВОРЕННЯ, МАГМАТИЗМ ТА ГУСТИННА НЕОДНОРІДНІСТЬ ЗЕМНОЇ КОРИ.....	270
<i>Міхеєва Т.Л., Дрогицька Г.М., Лапіна О.П.</i> ГЛИБИННА БУДОВА ГОРОДИЩЕНСЬКОГО ТА СМІЛЯНСЬКОГО ГАБРО-АНОРТОЗИТОВИХ МАСИВІВ КОРСУНЬ- НОВОМИРГОРОДСЬКОГО ПЛУТОНУ ЗА ГЕОФІЗИЧНИМИ ДАНИМИ.....	275
<i>Орлюк М.І., Лебідь Т.В.</i> МАГНІТНА НЕОДНОРІДНІСТЬ ЗЕМНОЇ КОРИ ДНІПРОВСЬКО-ДОНЕЦЬКОЇ ЗАПАДИНИ ВЗДОВЖ ПРОФІЛЮ GEORIFT 2013	280
<i>Орлюк М.І., Марченко А.В., Роменець А.О., Бакаржієва М.І., Орлюк І.М.</i> ГЕОМАГНІТНЕ ПОЛЕ ТЕРИТОРІЇ УКРАЇНИ	285
<i>Черкес С.І., Бахмутов В.Г., Митрохин О.В., Поляченко Є.Б., Литвиненко Ю.О.</i> ПАЛЕОТЕКТОНІЧНА РЕКОНСТРУКЦІЯ СХІДНОСВРОПЕЙСЬКОЇ ПЛАТФОРМИ У ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЇ ЗА РЕЗУЛЬТАТАМИ ПАЛЕОМАГНІТНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ.....	290
<i>Якимчук М., Корчагін І.</i> ОСОБЛИВОСТІ ГЛИБИННОЇ БУДОВИ ЛОКАЛЬНОЇ ДІЛЯНКИ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА НА ТЕРИТОРІЇ ВІННИЦЬКОЇ ОБЛАСТІ.....	292
<i>Якимчук М., Корчагін І.</i> ЧАСТОТНО-РЕЗОНАНСНІ МЕТОДИ ОБРОБКИ СУПУТНИКОВИХ ТА ФОТО ЗНІМКІВ: РЕЗУЛЬТАТИ АПРОБАЦІЇ НА ДІЛЯНЦІ БУРІННЯ СВЕРДОВИНИ НА ВОДЕНЬ В США.....	297

ПАМ'ЯТІ ВИДАТНОГО УКРАЇНСЬКОГО УЧЕНОГО МИКОЛИ ПЕТРОВИЧА ЩЕРБАКА

16 вересня 2024 р. виповнюється 100 років з дня народження видатного українського ученого-геолога, академіка НАН України Миколи Петровича Щербака. Заслужений діяч науки і техніки України, двічі лауреат Державної премії у галузі науки і техніки, доктор геолого-мінералогічних наук, професор, відомий у наукових колах не тільки нашої країни, але й усього світу як один із провідних геохронологів, дослідник докембрійських геологічних формацій. Він мав глибокі знання в області геохімії, мінералогії, петрології, стратиграфії та створив потужну ізотопно-геохронологічну школу в Україні.

Народився Микола Петрович Щербак 16 вересня 1924 р. у с. Савинка Паласівського р-ну Волгоградської обл. У дев'ять років майбутній академік, а тоді ще підліток Микола відчув, що таке голод і холод, коли всю їхню родину вивезли в Кемеровську область, у м. Прокоп'євськ (Урал). З малих років життя привчило його до труднощів, виховало вміння долати їх де жорсткою волею, де особливою дипломатією, де людською добротою, а де майже безпомилковою інтуїцією.

1942 р. у м. Прокоп'євськ Микола Щербак закінчив середню школу і вступив до Донецького індустріального інституту (нині Донецький національний політехнічний університет — ДонНТУ), евакуйованого до цього міста під час Другої світової війни. Науковці Інституту займалися дослідженнями, тематика яких була зв'язана з потребами фронту. У 1947 р. вже у Донецьку здібний юнак закінчив інститут і розпочав довгу і, як виявилось, успішну трудову діяльність: спочатку в Микитівській геологорозвідувальній партії тресту «Артемгеологія», а з 1948 р. — у Північно-Східному геологічному управлінні Мінгео СРСР. На Крайній Півночі на посаді старшого геолога, а потім керівника кількох геологічних партій М.П. Щербак працював до 1955 р. За ці вісім років він набув неабиякого досвіду виконання польових геологічних досліджень, відкрив кілька родовищ корисних копалин, розвинув організаторські здібності. Однією з найважливіших у ці роки була його робота на золоторудних копальнях Колими. Окрім опанованих ним тут професійних навичок, велике значення мало спілкування з людьми.

У 1955 р. М.П. Щербак вступає до аспірантури при Інституті геологічних наук (ІГН) Академії наук УРСР. Його науковим керівником і вчителем був академік АН України М.П. Семененко — учений зі світовим ім'ям, який працював в області петрології, геохімії, геохронології і рудоносності докембрію, відомий своїм реформаторством і підтримкою нових наукових напрямів. М.П. Семененко попередньо влаштував двом претендентам на місце в аспірантурі екзамен: не в кабінеті, а на відслоненнях р. Тетерів. Микола Петрович з честю витримав іспит. Після закінчення аспірантури у 1959 р. М.П. Щербак успішно захистив кандидатську дисертацію на тему «Геологическая структура и минерализация докембрия верховьев р. Тетерев» і активно включився в наукову роботу з проблеми «Геохронологічна шкала докембрію УРСР».

1965 року учений очолив відділ абсолютного віку і ядерних процесів, який у 1969 р. під час створення Інституту геохімії і фізики мінералів (ІГФМ) АН УРСР (нині Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення (ІГМР) імені М.П. Семененка НАН України) було трансформовано у відділ геохімії ізотопів і радіогеохронології.

1971 року Микола Петрович захистив докторську дисертацію за темою: «Петрологія и геохронология докембрия западной части Украинского щита». Молодого, енергійного, скромного, але наполегливого і ділового доктора наук помітили, і з того часу почався стрімкий зліт наукової та адміністративної кар'єри. Цьому ще сприяли його талант до логічних побудов і широких узагальнень, творчий підхід до вирішення будь-яких питань. Через два роки М.П. Щербака призначено заступником директора ІГФМ АН УРСР з наукової роботи, а ще через три — обрано член-кореспондентом АН УРСР і академіком-секретарем Відділення геології, геохімії та геофізики АН УРСР. У 1977 р. Микола Пантелеймонович Семененко рекомендував свого учня як наступника на посаду директора цього Інституту. Микола Петрович Щербак 30 років очолював цю наукову установу, згодом передавши її (2008 р.) у надійні руки академіка НАН України Олександра Миколайовича Пономаренка, вже свого учня.

Обійнявши у 53 роки посаду директора Інституту, М.П. Щербак продовжував активну наукову роботу: керував дослідженнями зі стратиграфії та геохронології докембрію Українського щита (УЩ), виконував фундаментальні геохімічні та петрологічні розробки і активно впроваджував їх у геологічне виробництво в рамках загальних комплексних програм. Широко відомими стали монографії «Петрологія и геохронология докембрия западной части Украинского щита» (1975), «Карта геохронологической изученности Украинского щита» (1977), «Каталог изотопных дат пород Украинского щита» (1978), «Методическое руководство по проведению геохронологических и изотопно-геохимических исследований на Украине» (1979), книги про життя і діяльність В.І. Вернадського (1979, 1981, 1988), «Изотопная геология Украины» (1981), «Стратиграфические разрезы докембрия Украинского щита» (1985), «Железисто-кремнистые формации докембрия европейской части СССР: в 10 т.; Т. 1: Стратиграфия» (1988), «Геохронологическая шкала докембрия Украинского щита» (1989), довідник «Минералы Украины» (1990) тощо.

1981 року М.П. Щербаку було присуджено Державну премію УРСР в галузі науки і техніки за цикл робіт «Петрогенезис і геохронологія формацій Українського щита», а 1998 — Державну премію України за цикл робіт «Геохімія, петрологія і рудоносність докембрію України».

Як видно з переліку основних робіт ученого, в центрі його наукових інтересів були геохронологія, геохімія, геологія, петрологія докембрію УЩ. Він першим увів у ізотопну геохронологію поняття реперних ізотопних дат, розуміючи під цим значення віку, які сходяться, отримані за кількома мінералами з однієї породи або за одним мінералом різними методами, а також ізохронним уран-свинцевим методом за акцесорними мінералами, генетичну природу яких достовірно встановлено. М.П. Щербак дійшов висновку, що

масові і безсистемні визначення віку за допомогою ізотопних методів, виконані протягом останніх десятиліть, позбавлені сенсу. Радіогеохронологічні дослідження треба вести цілеспрямовано, ставлячи перед науковцями конкретні завдання: загальногеологічні, стратиграфічні, металогенічні, спрямовані на датування геологічних процесів, з якими пов'язані певні мінеральні утворення. Ці дослідження треба виконувати не тільки всіма радіологічними методами, але і тісно поєднувати з геологічними і, особливо, мінералого-петрографічними роботами.

М.П. Щербак виконав стратиграфічні та ізотопно-геохронологічні дослідження, які дали змогу істотно уточнити стратиграфічну схему докембрію УЩ і виділити в історії його формування та розвитку найсприятливіші епохи для утворення родовищ металевих і неметалевих корисних копалин. На основі всіх отриманих і запозичених зі світової літератури ізотопно-геохімічних і рудно-формаційних даних учений розробив схему періодичності ендегенного рудоутворення в ранньому докембрії. Така періодичність визначається закономірним розподілом у докембрійській геологічній історії специфічних асоціацій гірських порід: грануліт-гнейсових, граніт-зеленокам'яних, граніт-гнейсових, розшарованих базит-ультрабазитових, гранітних, габро-анортозит-рапаківігранітних, лужних та ін. Такі асоціації надійно датовані на всіх континентах уран-свинцевим, рубідій-стронцієвим і самарій-неодимовим методами. У дорифейський час в інтервалі 4,2—1,6 млрд рр. виділено шість етапів і більше 12 епох рудоутворення, які проявилися нерівномірно на всіх континентах, що обумовлено, вірогідно, неоднорідним складом, будовою і подальшим розвитком літосфери. Для ранньоархейського етапу (4,2—3,2 млрд рр.) встановлено слабкий прояв процесів залізонакопичення; мезоархейський етап (3,2—2,8) характеризується інтенсивною нікелевою мінералізацією; в неоархеї (2,8—2,6) формувалися багаті залізо- і золоторудні родовища. Початковий палеопротерозойський етап (2,6—2,1 млрд рр.) відрізняється розвитком хромітової і титаномagnetитової мінералізації, а в наступному за ним (2,1—1,8) відбувається повторне інтенсивне утворення залізородних і манганоносних формацій; на третій стадії палеопротерозою (1,8—1,6 млрд рр.) формуються колчеданне і уранове зруденіння.

Багато уваги М.П. Щербак приділяв проблемам прогнозування і пошуків на УЩ родовищ корисних копалин, тісно співпрацюючи з геологічним виробництвом. Зокрема, проаналізувавши геологічну будову і розвиток ендегенних процесів у алмазозносному кратоні Слейв (Канада), учений дійшов висновку щодо його подібності зі Середньопридніпровським кратоном УЩ, де алмази поки що не виявлено, але відомі дайкові комплекси віком 2,3—2,0 і 1,4—1,2 млрд рр., які вартують уваги з позицій перспективної алмазозносності. Ще раніше він припускав можливість виявлення на УЩ алмазів у таких нетрадиційних джерелах цього мінералу як коматійти. Хвилювала Миколу Петровича і проблема золотоносності надр України. Вивчивши закономірність поширення на щиті золотого зруденіння, вчений наголошував на ймовірності того, що тут обов'язково мають бути родовища типу Вітватерсранд, що

формуються в «кратонічних басейнах» напівплатформного типу, закладених на архейському кратонізованому граніт-зеленокам'яному фундаменті і виповнених продуктами його вивітрювання і дезінтеграції. Перш за все, на його думку, варто звернути увагу на архейські теригенні товщі Білозерської зеленокам'яної структури, в Приазов'ї — Гуляйпільську, Тернуватську і Сорокинську структури.

М.П. Щербак вів активну міжнародну наукову діяльність, з 1980 р. брав участь у всіх сесіях Міжнародного геологічного конгресу, в роботі за Міжнародною програмою геологічної кореляції, Карпато-Балканської геологічної асоціації, Міжнародної стратиграфічної комісії, Міжнародної проблемної ради з ізотопної геології і геохронології. Підтримував наукові зв'язки з академіями наук Індії, Китаю, Німеччини, Словаччини, Угорщини та інших країн. Він виступав з науковими доповідями з геології і геохронології України на вітчизняних і міжнародних форумах в Україні (1998—2005, 2014), у Швейцарії (1969), Бельгії (1971), Канаді (1978, 1989), Індії (1978), Франції (1974, 1980), Японії (1982, 1992), Великій Британії (1973, 1986), США (1978, 1989), Чехословаччині (1972, 1976), Болгарії (1979, 1984, 1987), Румунії (1981), Угорщині (1982, 1987), Росії (1984), Монголії (1985), Німеччині (1970, 1989), Греції (1995), Норвегії (1999). Очолюваний М.П. Щербаком Інститут отримав світове визнання як один із провідних наукових геологічних центрів, де застосовуючи сучасні фізичні методи, глибоко вивчають природу і властивості мінеральної речовини, магматичні і метаморфічні процеси, геологію, геохімію і мінералогію родовищ рудних і нерудних корисних копалин, наукові основи їх прогнозування, розробляють пошукові критерії. Зусилля фахівців, які працюють в Інституті, зосереджені, перш за все, на вирішенні проблем еволюції ендегенних процесів і перспектив рудоносності УЩ. Наукові співробітники Інституту активно провадять тематичні дослідження, тісно пов'язані з геологічним виробництвом і спрямовані на прогнозування і розробку генетичних моделей формування родовищ золота, платиноїдів, рідкісних і рідкісноземельних елементів, кольорових і чорних металів, а також нерудної сировини.

Великою заслугою академіка М.П. Щербака можна вважати створення ним потужної ізотопно-геохронологічної школи в Україні. Він виховав багато кандидатів і докторів наук, які плідно працюють у науці та на виробництві в Україні і за її межами. Після набуття Україною незалежності М.П. Щербак, не втрачаючи творчих і ділових контактів з ученими країн СНД, брав активну участь у міжнародному науковому співробітництві. Як експерт Міжнародної комісії INTAS він сприяв зростанню авторитету української геологічної науки і поліпшенню зв'язків між суверенною Україною та іншими державами.

М.П. Щербак вів активну науково-організаційну роботу. Протягом багатьох років очолював робочу Вчену раду Інституту і Спеціалізовану вчену раду із захисту кандидатських і докторських дисертацій. У 1975—1995 рр. очолював Мінералогічну комісію Карпато-Балканської геологічної асоціації; з 1978 — ранньодокембрійську секцію Української міжвідомчої стратиграфічної комісії; у 1979—1991 — Комісію з ізотопної геохронології при АН СРСР і

Українську секцію Всесоюзної ради з геології докембрію. В останні роки академік керував архейською комісією Національного стратиграфічного комітету України. Тривалий час упродовж 1979—1990 та 1994—2008 рр. він був головним редактором «Мінералогічного журналу», членом редколегії «Геологічного журналу», науковим редактором багатьох геологічних карт, численних наукових монографій і тематичних збірників. Успішну наукову і організаційну діяльність вченого відзначено Почесною грамотою Президії Верховної Ради УРСР, Почесною грамотою Кабінету Міністрів України, медалями «Ветеран праці» (1986). «За трудову доблесть» (1986), орденом «Знак пошани» (1986), присвоєно почесне звання «Заслужений діяч науки і техніки України» (1995).

Микола Петрович керував аспірантами і докторантами, опікувався молодими вченими, прозорливо виділяючи серед них талановитих. Кадри, на його думку, необхідно готувати ще зі студентської лави. Саме тому за ініціативи професора М.П. Щербака в ІГМР НАН України організовано філію кафедри геологічного факультету Київського національного університету імені Тараса Шевченка з вивчення ізотопної геохімії і фізики мінералів, де щорічно проходять курс навчання студенти-геологи. Відданість та любов до геології М.П. Щербак передав своїм учням. Любов до землі у Миколи Петровича включала не тільки осягнення глибинних геологічних процесів нашої планети, а й безпосередній контакт з її квітучою поверхнею, навіть в межах дачної ділянки, де він у вільний час відпочивав.

Вчений поєднував пасивне проведення часу з активними заняттями: був вправним плавцем, грав у теніс, косив траву, приємними і корисними вважав ходьбу і пішохідні прогулянки, взагалі підтримував себе у чудовій фізичній формі. Він виховав двох дітей, його обожають онуки і правнуки. І в інтелектуальній науковій роботі, і в фізичній праці на природі — скрізь він працював з повною віддачею, ґрунтовно і старанно. Його колишні аспіранти, тепер уже відомі вчені, відзначають неординарне мислення свого Учителя, наукову інтуїцію, надзвичайну цілеспрямованість, зібраність, уміння зосереджувати увагу на найголовнішому та вловити суть проблеми з двох-трьох фраз, бажання допомогти словом і ділом, оптимістичний погляд на життя. Світла пам'ять про Миколу Петровича Щербака назавжди збережеться у серцях і умах його учнів, колег і друзів.

ГЕОХРОНОЛОГІЯ, СТРАТИГРАФІЯ

УДК 550.92

<https://doi.org/10.30836/gbhgd.2024.1>

ВІКОВІ МЕЖІ (3,2 - 3,0 МЛРД РОКІВ) ФОРМУВАННЯ ТА ГЕНЕЗИСУ КИСЛИХ ВУЛКАНІТІВ І ІНТРУЗІЙ ТТГ В СОРОКИНСЬКІЙ І БЕРЕСТИВСЬКІЙ ЗЕЛЕНОКАМ'ЯНИХ СТРУКТУРАХ ПРИАЗОВ'Я

Артеменко Г.В.¹, Шумлянський Л.В.^{1,2}

¹ Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України, м. Київ, regulgeo@gmail.com

² Інститут геологічних наук Польської академії наук, м. Краків, Польща, lshumlyanskyy@yahoo.com

AGE LIMITS (3.2 - 3.0 BILLION YEARS) OF THE FORMATION AND GENESIS OF ACID VOLCANITES AND TSH INTRUSIONS IN THE SOROKINA AND BERESTIV GREENSTONE STRUCTURES OF THE PRIAZOV REGION

Artemenko G.V.¹, Shumlyanskyi L.V.^{1,2}

¹ M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation of the National Academy of Sciences of Ukraine, Kyiv, regulgeo@gmail.com

² Curtin University, School of Earth and Planetary Sciences, Perth, Australia, leonid.shumlyanskyy@curtin.edu.au

It has been defined that felsic volcanic rocks and TTG intrusions of the Mesoarchean granite-greenstone association in the Soroky and Berestove greenstone structures of the Azov Domain of the Ukrainian Shield were formed between 3.2 and 3.0 Ga. The U-Pb age of zircon from metariolites of the Soroky greenstone structure is 3182 ± 21 Ma ($T_{Nd} (DM) = 3.4$ Ga). They were likely generated in a crustal magmatic source from an older crust. U-Pb age of zircon from intrusions of TTG of the area is 3.12-3.0 Ga. Zircon from trondhjemite of the TTG series from the tectonic lens among the metasedimentary rocks of the Kruta Balka Formation in the Soroky structure was dated at 3224 ± 37 . Felsic magmatic rocks were melted out from both crustal and juvenile magmatic sources, indicating the formation of greenstone structures in the Azov Domain on the older continental crust.

Вступ. В Приазовському районі Українського щита зеленокам'яні структури сформувались на ео-палеоархейському фундаменті і мають чітко виражені рифтогенну природу. З цієї причини важливим є дослідження процесів коро-мантійної взаємодії ультраосновно-основних порід мантійного плюму з більш давньою корою і генезису магм кислого складу, пов'язаних з формування зеленокам'яних структур Приазовського району.

Геологічна будова району досліджень. Берестівська і Сорокинська зеленокам'яні структури знаходяться у східній частині Салтичанського антиклінорія поблизу межі з Мангуським синклінорієм (рис. 1). Берестівська зеленокам'яна структура приурочена до Миколаївського розлому, який розділяє Західноприазовський та Східноприазовський блоки, а Сорокинська - до Сорокинського розлому [1, 2]. Простягання структур субпаралельне, північно-західне.

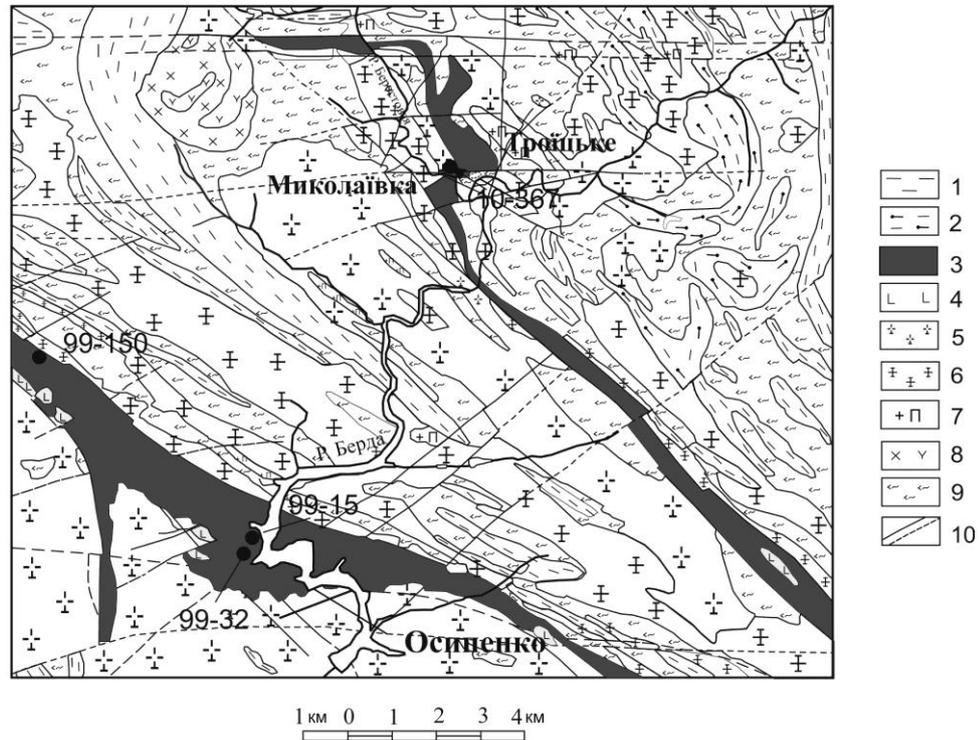


Рис. 1. Схематична геологічна карта району Сорокинської та Берестівської зеленокам'яних структур за [1,2] зі змінами та доповненнями. 1 – західноприазовська серія; 2 – темрюцька світа центральноприазовської серії; 3 – осипенківська серія; 4 – ультрабазити; 5 – плагіогранітоїди шевченківського комплексу; 6 – гранітоїди салтичанського комплексу; 7 – пегматоїдні граніти салтичанського комплексу; 8 – діорити та гранітоїди обіточненського комплексу; 9 – плагіомігматити ремівського комплексу; 10 – розломи встановлені та передбачувані.

Мета досліджень. Визначити основні петрологічні характеристики та U-Pb (LA-ICP-MS) вік за цирконом метаморфізованих кислих вулканітів сурозької світи Сорокинської зеленокам'яної структури, інтрузій плагіогранітоїдів, які проривають осадово-вулканогенні породи Берестівської та Сорокинської зеленокам'яних структур, та тектонічно переміщеного тіла тронд'емітів у зоні розлому серед метатеригенних порід крутобалкінської світи.

Результати досліджень.

Сорокинська зеленокам'яна структура.

Метаріоліти (метаморфізовані кварцові порфіри), св. 71-95, гл. 145,8-149,0 м, проба 99-32). За складом відповідають низьколужним ріолітам [4]. Вони відрізняються низьким вмістом глинозему ($Al_2O_3 = 10,18-10,83\%$), мають помірний вміст Rb (68,2 – 100 ppm) і Sr (113 – 125 ppm) та підвищений вміст таких високозарядних елементів, як Nb (10,3 – 16,6 ppm) і Y (18,8 – 24,3 ppm); низький вміст Cr (14,15 – 49,5 ppm) і Ni (1,7 – 9,1 ppm). На спайдер-діаграмі (рис. 2) виділяються позитивна аномалія Th і негативні аномалії Nb, Ti і Sr. РЗЕ диференційовані – $(La/Yb)_N = 10,36 – 11,58$ (рис. 3). Виділяється негативна аномалія Європію – $Eu/Eu^* = 0,47 – 0,48$. За геохімічними даними, метаріоліти Сорокинської зеленокам'яної структури могли утворитися в результаті виплавлення з більш давньої кори.

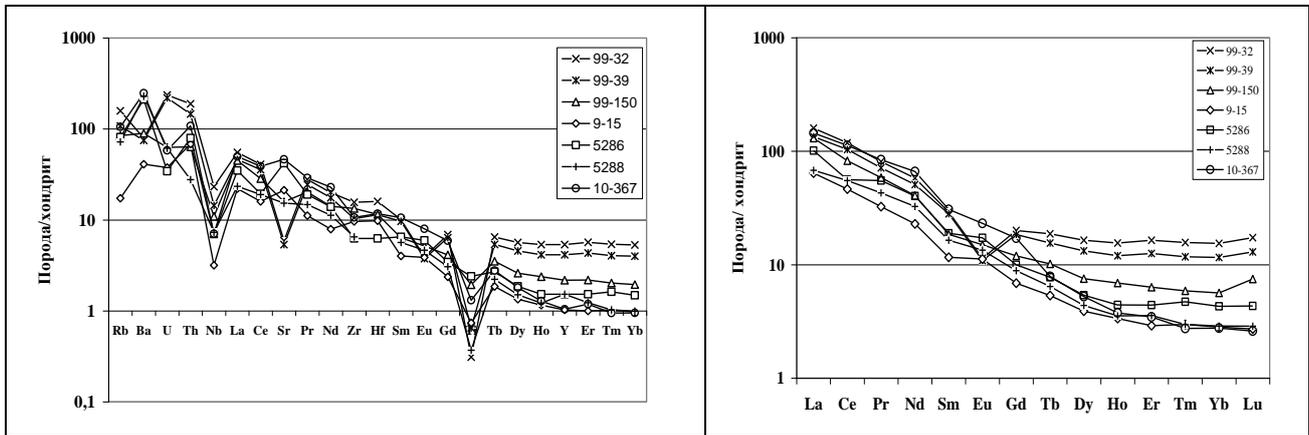


Рис. 2. Спайдер-діаграма для метаморфізованих ріолітів і гранітоїдів Сорокинської і Берестівської структур. Нормовано на склад примітивної мантії [5].

Рис. 3. Графік розподілу РЕЕ для метаморфізованих ріолітів і гранітоїдів Сорокинської і Берестівської структур. Нормовано на склад хондриту С1 [5].

Циркон з кварц-плагіоклазових метапорфірів (проба 99-32) коричневаторожевий, непрозорий. Кристали характеризуються цирконовим типом форм. Трапляються сплюснені форми і кристали з несиметричними голівками. Переважна більшість U-Pb аналітичних точок кварц-плагіоклазових метапорфірів розташована поблизу конкордії (рис. 4). Верхній перетин U-Pb ізохроні з конкордією відповідає віку 3182 ± 32 млн років.

Тоналіти (біотитові плагіограніти) (св. 66-95, гл. 112-113 м, проба. 99-150). За складом порода відповідає низьколужним гранітам калієво - натрієвої серії [3]. На діаграмі Ab-An-Or вони класифікуються як тоналіти. В них низький вміст Rb – 54 ppm, високий Sr – 333 ppm, і Ba – 627 ppm. Вміст високозарядних елементів, відносно ТТГ підвищений: Y – 9,87 ppm, Nb – 7,82 ppm, Yb – 0,96 ppm. Вміст перехідних елементів: Ni – 9,4 ppm, Cr – 26,8 ppm. На спайдер-діаграмі виділяються негативні аномалії Nb та Sr (рис. 2). Рідкісноземельні елементи сильно диференційовані - $(La/Yb)_N = 21,79$ (рис. 3).

Циркон представлений переважно тріщинуватими кристалами гіацинтового і, рідше, списовидного типу. У тріщинуватих кристалах трапляються включення породоутворюючих мінералів. Внутрішня будова кристалів зональна.

Переважна більшість U-Pb аналітичних точок розташована поблизу конкордії (рис. 4). U-Pb ізохрона має верхній перетин в точці з віком 3003 ± 31 млн років.

Тронд'єміти (порфіровидні лейкократові плагіограніти, зразок 99-15) - тектонічно переміщене тіло (?), (б. Собача, проба 99/15, N $46^{\circ} 57' 16,8''$; E $36^{\circ} 49' 9,5''$). У тектонічній зоні потужністю до 2,0 м (у лівому притоці балки Собача), що пересікає товщу метаосадових порід крутобалкінської світи, спостерігаються пластові будиновані тіла порфіроподібних лейкократових плагіогранітів. Окремі з них досягають розміру до $0,2 \times 0,3$ м. Це тіло має північно-західне простягання.

В тронд'ємітах низький вміст Rb (11 ppm), високий – Sr (448 ppm) і Ba (287 ppm). Вміст високозарядних елементів складає: Y – 4,67 ppm, Nb – 2,26 ppm, Yb

– 0,48 ppm, перехідних елементів: Ni – 13,3 ppm, Cr – 22,1 ppm. На спайдердіаграмі виділяються негативні аномалії Nb та позитивні Eu і Sr (рис. 2). Рідкісноземельні елементи сильно диференційовані: $(La/Yb)_N = 22,7$. Виділяється позитивна європейська аномалія ($Eu/Eu^* = 1,25$) (рис. 3).

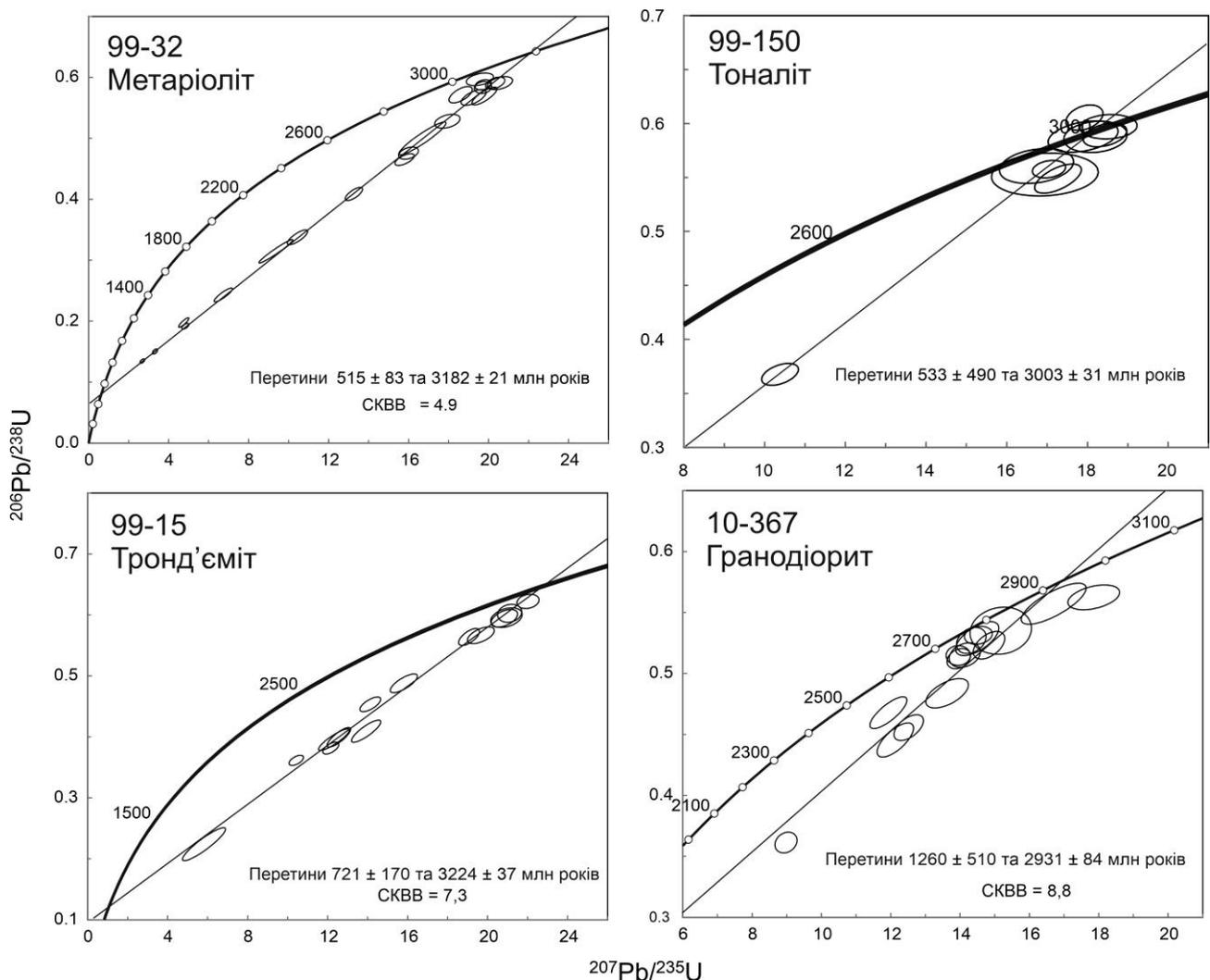


Рис. 4. U-Pb діаграми з конкордією для циркону

Циркон з тронд'ємітів часто має несиметричну форму – трапляються індивіди сплющеної форми та з зміщеними голівками. Циркон часто містить включення породоутворюючих мінералів. За морфологією кристалів і внутрішньою будовою цей циркон подібний до циркону з метаріолітів (проба 99-32), відрізняючись тільки в деталях. В тронд'ємітах циркон крупніший, з більшим видовженням і в нього практично не спостерігаються грані {110}.

Переважаюча частина U-Pb датувань є дискордантними. Шість аналітичних точок лежать відносно близько до конкордії (рис. 4). U-Pb ізохрона має верхній перетин в точці з віком 3224 ± 37 млн років, а нижній – 721 ± 170 млн років (СКВВ = 7,3).

Берестівська зеленокам'яна структура. Продатовано гранодіорити з покинутого кар'єру біля гирла р. Берестової (рис. 1, проба 10-367). Ці гранодіорити зазнали дислокаційного метаморфізму (аз. пад. гнейсовидності - ПдСх 177° , кут 72°).

У гранодіоритах помірний вміст Rb (67 ppm), високий вміст Sr (980 ppm) та дуже високий вміст Ba (1734 ppm). Низький вміст таких високозарядних елементів, як - Y (4,75 ppm), Nb (5,04 ppm), Yb (0,47 ppm) та перехідних елементів Cr (14,45 ppm), Ni (11,71 ppm). РЗЕ сильно диференційовані - $(La/Yb)_N = 52,27$, при $Yb_N = 2,77$ (рис. 3). На спайдер-діаграмі виділяються негативні аномалії Nb, Ti і позитивна – Sr (рис. 2). За геохімічними характеристиками гранодіорити відповідають породам ТТГ серії [4]. Вони могли виплавитися у магматичному джерелі, в реліктової фазі якого були гранат і/або амфібол.

Циркон з гранодіоритів (проба 10-367) представлений призматичними кристалами рожевого кольору з зональною будовою. Включення реліктового циркону не виявлені.

Отримані за цирконом датування характеризуються значною дискордантністю. U-Pb ізохрона, побудована за всіма аналітичними точками, має два перетини з конкордією. Верхній перетин відповідає віку 2931 ± 84 млн років, а нижній – 1260 ± 510 млн років (СКВВ = 8,8) (рис. 4).

Обговорення результатів та висновки. Встановлено, що кислі вулканіти та інтрузії ТТГ з мезоархейської граніт-зеленокам'яної асоціації Сорокинської та Берестівської зеленокам'яних структур Приазовського мегаблоку утворились в межах 3,23 - 3,0 млрд років. Вони виплавлялись як в корових, так і в ювенільних джерелах, що вказує формування зеленокам'яних структур Приазовського мегаблоку на більш давній континентальній корі.

Гранодіорити Осипенківської інтрузії (вік 2,83 млрд років), що проривають породи Сорокинської зеленокам'яної структури утворились на пізнішому етапі формування Обіточнінської внутрішньоплитної інтрузії габродіорит-гранодіоритового складу [5]. Геодинамічна природа дайкових тіл гранітів, віком 2,7 млрд років, ще не з'ясована.

Література

1. Бобров О. Б., Лисенко О. А., Меркушин І. Є., Сватков О. М., Тупікова Н.Б. Берестівська структура – новий зеленокам'яний об'єкт у Західному Приазов'ї // Збірник наукових праць УкрДГРІ, № 2/2012. – С. 10-30.
2. Бобров О.Б., Сіворонов А.О., Гурський Д.С. та інші. Геологічна будова та золотоносність Сорокинської зеленокам'яної структури (Західне Приазов'я). – Монографія. – Дніпропетровськ: Арт-Прес, Техпечать, 2000. – 148 с.
3. Магматические горные породы. Т.1. Классификация, номенклатура, петрография. Часть 2. – М.: Наука, 1983. – С. 371-767.
4. Martin H. An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution / Martin H., Smith R. H., Rapp R. [et al.]. // Lithos. - 2005. - V. 79. - P. 1-24.
5. Бибикова Е.В., Лобач-Жученко С.Б., Артеменко Г.В. и др. Позднеархейские магматические комплексы Приазовского террейна Украинского щита: геологическое положение, изотопный возраст, источники вещества // Петрология. – 2008. – Т. 16. – № 3. – С. 227–247.

УДК 550.92

<https://doi.org/10.30836/gbhgd.2024.2>

**ПАЛЕОАРХЕЙСЬКИЙ (3,5 МЛРД РОКІВ) ВІК ТРОНД'ЄМІТІВ
КУРСЬКО-БЕСЕДИНСЬКОГО БЛОКА КМА**

Артеменко Г.В.¹, Шумлянський Л.В.^{1,2}, Швайка І.А.¹

¹ Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України, м. Київ, regulgeo@gmail.com

² Інститут геологічних наук Польської академії наук, м. Краків, Польща, lshumlyanskyy@yahoo.com

**PALEOARCHAIC (3.5 BILLION YEARS) AGE OF TRONDIEMITES OF
THE KURSK-BESEDINA BLOCK OF KMA**

Artemenko G.V.¹, Shumlyanskyi L.V.^{1,2}, Shvayka I.A.¹

¹ M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation of the National Academy of Sciences of Ukraine, Kyiv, regulgeo@gmail.com

² Curtin University, School of Earth and Planetary Sciences, Perth, Australia, leonid.shumlyanskyy@curtin.edu.au

The hornblende-biotite gneisses of the Kursk-Besedyne block of the KMA Domain correspond to the rocks of the TTG series in terms of their chemical composition. The REE pattern is dominated by light REEs ($(La/Yb)_N = 13.3$); heavy REEs are not fractionated, indicating the absence of garnet in the residue of their magmatic source. They could have formed during the melting of the thickened basaltic crust. The U-Pb age of zircon from hornblende-biotite gneisses, obtained by the LA-ICP-MS method, is 3504 ± 8 Ma. Hafnium isotope composition in zircon corresponds to the chondrite reservoir. The mafic crust hafnium model age is ca. 3.95 Ga. The TTG association of the Kursk-Besedyne block is coeval to tonalites of the northern part of the Orikhiv-Pavlohrad structure of the Azov Domain of the Ukrainian Shield. TTG magmatism of this age probably completes the stage of formation of the early crust in the Azov and KMA domains.

Приазовський та Середньопридніпровський райони Українського щита та Курський район Воронізького кристалічного масиву, які є просторово роз'єднаними, мають велику подібність у геологічній будові. Порівняльне вивчення та кореляція геологічних комплексів на цих блоках дозволяє оцінити масштаби короутворюючих процесів, еволюцію геодинамічних режимів, починаючи з етапу зародження сіалічної кори, а також дрейфу архейських літосферних плит у палеопротерозої [1].

Курсько-Бесединський блок (розмір 200×35 км) є блоком другого порядку у структурі району Курської Магнітної Аномалії (КМА, розмір 500×300 км). Він розташований між Михайлівсько-Білгородською та Орловсько-Тимською палеопротерозойськими структурами [2]. Курсько-Бесединський блок складний біотитовими, біотит-роговообманковими плагіогнейсами з малопотужними прошарками роговообманкових амфіболітів обоянського комплексу. У межах гнейсових полів виділяються магнітні аномалії (Ушаковські, Кувшиновські, Будановські, Бесединські та ін.) еліпсоподібної, серповидної та смугоподібної форми, складені шпінель-гранат-кордієрит-силліманітовими метапелітами і піроксен-кварц-магнетитовими залізистими кварцитами. Інтрузивні утворення Курсько-Бесединського блоку представлені габроїдами та гіпербазитами бесединського комплексу, які також метаморфізовані у гранулітовій фації.

За результатами попередніх геохронологічних досліджень методом TIMS уран-свинцевий ізохронний вік роговообманково-біотитових гнейсів становить 3277 ± 33 млн років [3]. Час гранулітового метаморфізму визначено за цирконом у 2,76 млрд років [4].

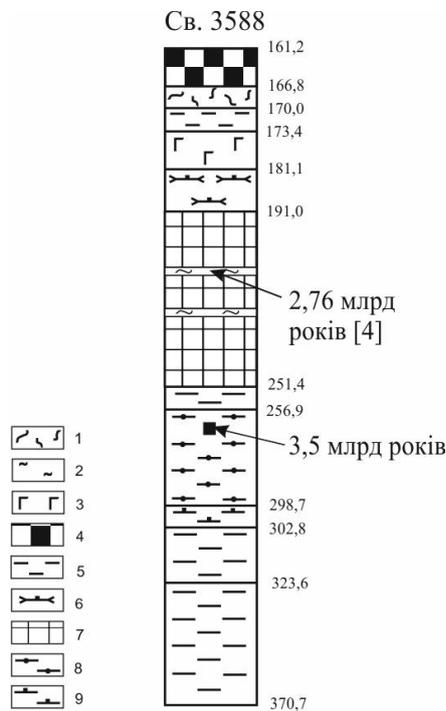


Рис. 1. Схематична колонка св. 3588. 1 – кора вивітрювання; 2 – високоглиноземисті метапеліти; 3 – метагаброді, метапіроксеніти та їх метаморфізовані еквіваленти; 4 – кварцит залістий; 5 – граніто-гнейс лейкократовий; 6 – апопіроксенітовий амфіболіт 7 – евлізит; 8 – амфібол-біотитовий плагіогнейс; 9 – амфіболіт.

Авторами [2] запропоновано концепцію історії формування комплексу порід Курсько-Бесединського блоку, згідно з якою, гранулітовий метаморфізм пов'язується з активністю мантийного плюма, який визначив андерплейтинг мантийних магм; формування внутрішньоконтинентальної депресії; її швидке заповнення осадами, зокрема, залістими;

високотемпературний метаморфізм граніт-зеленокам'яного фундаменту та осадового виповнення депресії. Далі відбулося колізійне стиснення і перетворення депресії у синформний тектонічний покрив. Структури такого типу віднесені авторами до типу овоїдних структур, які виділені на Волго-Уральському мікроконтиненті і одна з таких структур знаходиться в межах на Курсько-Бесединського блоку.

Метою дослідження було датування методом LA-ICP-MS циркону з амфібол-біотитових гнейсів Курсько-Бесединського блоку, розбурених у св. 5288 (рис. 1). В інтервалі 161,2-251,4 м свердловина розкрила породи, метаморфізовані в гранулітовій фації (евлізити, магнетитові залісті кварцити, гранат-силліманітові гнейси), а в інтервалі 251,4-370,3 м - породи амфіболітної фації. Контакт між ними тектонічний.

Результати досліджень

Петрологія. Роговообманково-біотитовий плагіогнейс (Бесединський ділянка, св. 3588, інт. 262,5-265,8 м, проба 92-31) (рис. 1) складений різнозернистою кварц-олігоклазовою масою з тонкими, часто переривчастими роговообманково-біотитовими шарами, що надають породі гнейсоподібної текстури. Структура нематолепідогранобластова. Мінеральний склад породи (%): кварц 40-45; олігоклаз 30-35; біотит 5-15; рогова обманка 2-6; магнетит 5-8; епідот, апатит, сфен та циркон у поодиноких зернах.

За хімічним складом вони відповідають сімейству низьколуужних гранітів нормального ряду натрієвої серії [5]. На класифікаційній діаграмі Ab-An-Or відповідають тронд'ємітам. Мають високу залістість $X_{Fe}=0,73$.

Роговообманково-біотитові плагіогнейси характеризуються невисоким вмістом Rb (19 ppm) та Sr (167 ppm). Відносно складу ТТГ, в них підвищений вміст таких високозарядних елементів, як - Nb (10,3 ppm); Y (30,6 ppm), Yb (2,75 ppm); низький вміст Ni (5,3 ppm). Сумарний вміст РЗЕ складає 223,3 ppm. РЗЕ диференційовані – $(La/Yb)_N = 13,3$, при $Yb_N = 16,2$, спостерігається позитивна європейська аномалія - $Eu/Eu^* = 1,26$ (рис. 2). На спайдер-діаграмі виділяються негативні аномалії Nb, Ti та Sr (рис. 3).

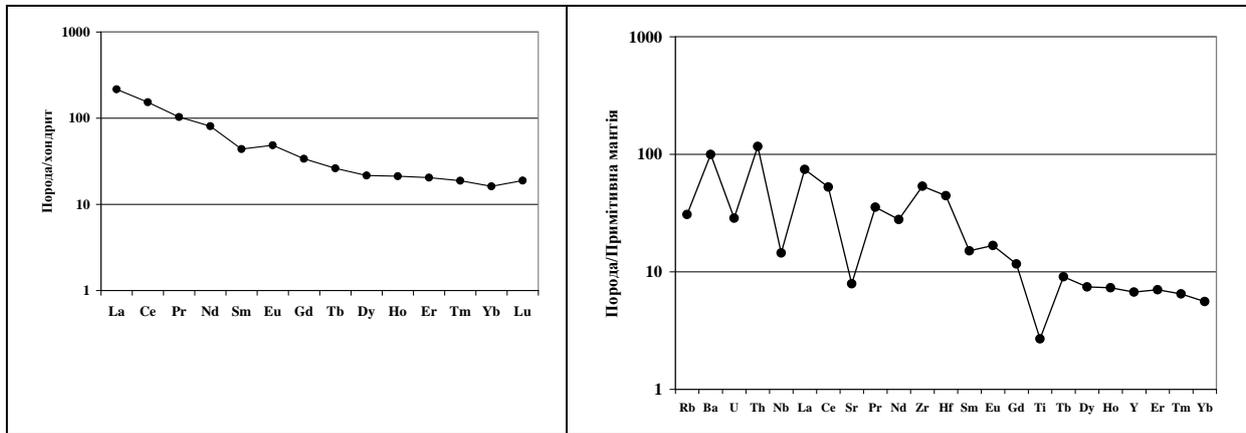


Рис. 2. Графік розподілу РЗЕ для роговообманково-біотитових плагіогнейсів Курсько-Бесединського блоку. Нормовано на склад хондриту С1 [6].

Рис. 3. Спайдер-діаграма для роговообманково-біотитових плагіогнейсів Курсько-Бесединського блоку. Нормовано на склад примітивної мантиї [6].

Мінералогія циркону. У роговообманково-біотитових плагіогнейсах спостерігається два різновиди циркону. Перший різновид (90%) – представлений короткопризматичними кристалами неправильної форми, агрегатними, або просто недооформленими кристалами з нерівною бугристою поверхнею. Розмір за L_4 - 0,2-0,4 мм. Коефіцієнт видовження - 2,0. Циркон коричневий, прозорий та напівпрозорий зі згладженими гранями. Блиск матовий. Внутрішня будова однорідна. У поодиноких зернах виділяється вузька регенераційна облямівка. Другий різновид (10%) - "дорогоцінний" циркон. Трапляються округлі, подовжено-округлі, сплюснені та сплюснено-призматичні кристали з низькою широкою пірамідкою. Розмір за $L_4=0,03-0,25$ мм. Цей циркон рожевий або коричневий, прозорий зі скляним блиском. Внутрішня будова однорідна.

Геохронологія. Продатовано 20 кристалів циркону з роговообманково-біотитових плагіогнейсів. Результати датування лежать поблизу конкордії та розташовуються в діапазоні віків від 3500 до 3300 млн років (рис. 4). Лінія регресії, проведена через всі результати аналізів, перетинає конкордію в точках, що відповідають вікам у 3498 ± 33 та 2746 ± 170 млн років. Оскільки всі проаналізовані кристали цирконів мають дуже близький ізотопний склад гафнію, можна припустити що варіації U-Pb віку викликані частковою втратою радіогенного свинцю, яка була пов'язана з термальною подією біля 2750 млн років тому. Група найдавніших конкордантних кристалів має конкордантний вік у 3504 ± 8 млн років, який ми приймаємо за час кристалізації породи.

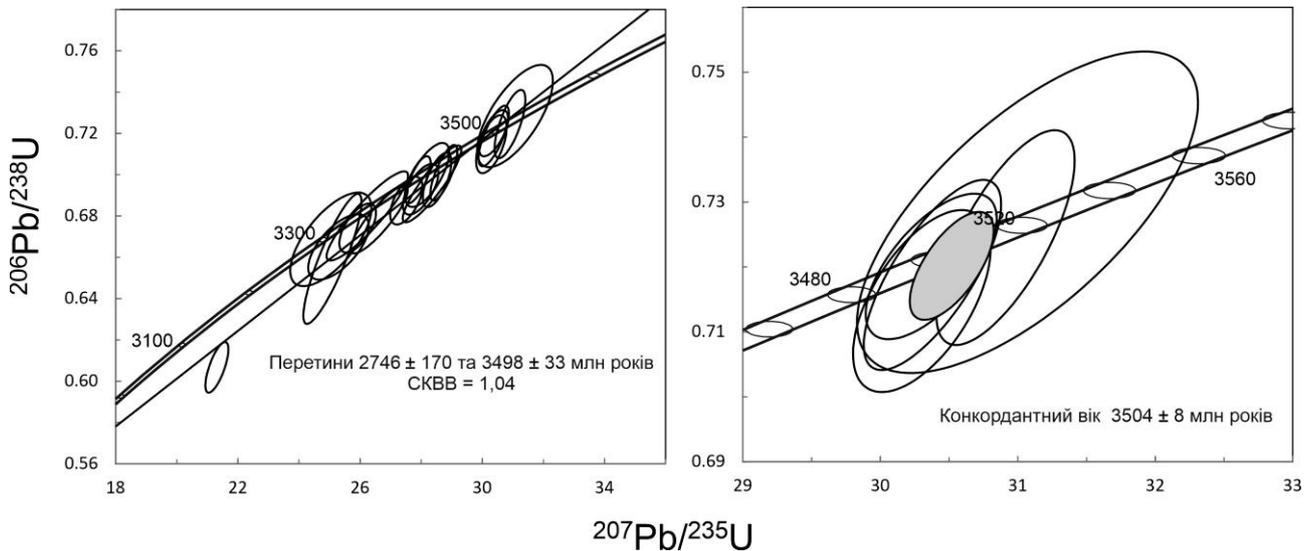


Рис. 4. U-Pb діаграма з конкордією для кристалів циркону з роговообманково-біотитових гнейсів (проба 92-31).

Ізотопний склад гафнію. Всі отримані визначення ізотопного складу гафнію (яке проводилося в 14 кристалах в тих саме точках, в яких раніше визначався ізотопний вік) вказують на їх близькість, незалежно від позірною U-Pb ізотопного складу цирконів. Середньозважений ізотопне відношення $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$, розраховане на вік у 3504 млн років, становить 0.280519 ± 0.000014 , що відповідає величині $\epsilon\text{Hf} = 0,2 \pm 0,5$, та модельному віку за моделлю кислої кори у 3760 ± 26 млн років, і за моделлю основної кори у 3953 ± 45 млн років.

Обговорення результатів та висновки. Вивчені роговообманково-біотитові гнейси Курсько-Бесединського блоку за складом відповідають тронд'ємітам натрієвої серії. Згідно з геохімічними даними, вони могли утворитися при плавленні потовщеної базитової кори. Конкордантний U-Pb вік циркону з рогово-обманково-біотитових гнейсів, отриманий методом LA-ICP-MS, становить 3504 ± 8 млн років. Гафній має ізотопний склад, що відповідає хондритовому резервуару. Отже, тронд'ємити виплавлялися із дещо більш давнього (біля 3,95 млрд років) базитового нижньокорового джерела.

За геохронологічними даними, ТТГ Курсько-Бесединського блоку є одновіковими з тоналітами північної частини Оріхово-Павлоградської структури Приазовського району Українського щита, які мають вік біля 3,5 млрд років [7]. ТТГ магматизмом цього віку, вірогідно, завершується етап формування ранньої кори Приазовського району та району КМА. Пізнішими на Приазовському мегаблоці є тоналіти віком 3,3 млрд років Білоцерковської структури [8], з якими постійно асоціюють великі останці високометаморфізованих осадово-вулканогенних порід зеленокам'яних структур [9] з ще не визначеним віком та мезоархейський (3,2-2,92 млрд років) граніт-зеленокам'яний комплекс [10]. Останні два етапи пов'язані, вірогідно, з континентальним рифтогенезом на ранній корі Землі і формуванням зеленокам'яних поясів.

Подяки. Ця робота являє собою частину проєкту No. 2021/43/P/ST10/02283, що фінансується National Science Centre (Польща) та

рамковою програмою Європейського Союзу досліджень та інновацій Horizon 2020, грант No. 945339 по програмі Marie Skłodowska-Curie.

Література

1. Артеменко Г.В. Геохронологическая корреляция вулканизма и гранитоидного магматизма юго-восточной части Украинского щита и Курской магнитной аномалии // Геохимия и рудообразование.- 1995.- №21.- С.129-154.
2. Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы: Интерпретация материалов по опорному профилю 1-ЕВ, профилям 4В и ТАТСЕЙС: В 2 т. + комплект цветных приложений. — М.: ГЕОКАРТ: ГЕОС, 2010. — Т. 1. 408 с.
3. Артеменко Г. В. Палеоархейский возраст ультраметаморфических плагиогранитоидов Курско-Бесединского блока (Воронежский кристаллический массив) / Г. В. Артеменко, И. А. Швайка, Е. А. Татарина // Геологический журнал. – 2006. – № 1. – С. 84–87.
4. Артеменко Г.В., Швайка И.А. Генезис и возраст роговообманково-биотитовых плагиогнейсов и метапелитов гранулитовой фации Курско-Бесединского блока (Воронежский кристаллический массив) // Геологія і корисні копалини України: Збірник тез наукової конференції, присвяченої 100-річному ювілею Національної академії наук України та Державної служби геології та надр України (Київ, 2-4 жовтня 2018 р.) / НАН України, Ін-т геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка. – Київ, 2018. – С.17-19.
5. Магматические породы. Кислые и средние породы (1987) / Под ред. О.А. Богатикова, С.В. Богданова, А.М. Борсук. Москва: Наука, Т. 4. 375 с.
6. Sun, S.S. and McDonough, W.F. (1989), *Magmatism in the Ocean Basins*, *Geol. Society Special Publ.*, in Saunders, A.D. & Norry, M.J., No. 42, pp. 313-345.
7. Лобач-Жученко С.Б., Бибилова Е.В., Балаганский В.А., Сергеев С.А., Артеменко Г.В., Арестова Н.А., Щербак Н.П., Пресняков С.Л. Палеоархейские тоналиты в палеопротерозойской Орехово-Павлоградской коллизионной зоне Украинского щита. Доклады РАН. 2010. Т. 433. № 2. С. 212-218.
8. Artemenko G.V., Shumlyanskyu L.V. The paleoarchean (3,3 Ga) and mesoarchean (3,0 Ga) Tonalite-Trondhjemite-Granodiorite rocks of the Western Azov Area, The Ukrainian Shield. *Geologičnij žurnal*. - No 3. - 2021. - P. 35-47. <https://doi.org/10.30836/igs.1025-6814.2021.3.0000>
9. Кравченко Г.Л., Довгань Р.Н. Материалы к государственной геологической карте СССР масштаба 1:200000, листы: L-37-VII и L-37-VIII. – УТГФ, 1962.
10. Щербак Н.П., Артеменко Г.В. Лесная И.М., Пономаренко А.Н. Геохронология раннего докембрия Украинского щита (архей)”, монография. - Киев: Наук. думка, 2006. – 321

УДК 550.93 (477)

<https://doi.org/10.30836/gbhgd.2024.3>

**РЕЗУЛЬТАТИ МАССПЕКТРОМЕТРИЧНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ
УРАНВІСНИХ ПОРІД ІЗ ВІДВАЛІВ ЖОВТОРІЧЕНСЬКОГО ФЕ-
У РОДОВИЩА**

*Бельський В.М.¹, Донський М.О.¹, Канунікова Л.І.¹, Гоголев К.І.¹,
Ковтун О.В.¹, Ю Хан²*

¹ Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України, Київ,
Україна, belskyi_vm@ukr.net

² Beijing Research Institute of Uranium Geology (BRIUG), Beijing, PRC

**RESULTS OF MASS SPECTROMETRY INVESTIGATIONS OF URANIUM-
CONTAINING ROCKS FROM TAILS OF THE ZHOVTA RICHKA FE-U
DEPOSIT**

*Belskyi V.M.¹, Donskyi M.O.¹, Kanunikova L.I.¹, Gogolev K.I.¹, Kovtun O.V.¹,
Yu Hang²*

¹ Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України, м. Київ,
belskyi_vm@ukr.net

² Beijing Research Institute of Uranium Geology (BRIUG), Beijing, PRC

The results of mass spectrometric studies of uranium-bearing rocks from the Zhovta richka deposit are presented. Ferruginous quartzites with insignificant radiation background were detected by a hand-held α -particle detector. ISOPROBE-T and Phoenix thermal surface ionization mass spectrometers were used to determine the isotopic composition of crystalline uranium ore. The ISOPLOT program calculates the absolute age of rocks based on the ratio of lead isotopes $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$.

Жовторіченське родовище приурочене до однойменної лінійної зони метаморфічних порід криворізької серії, яка прослідковується серед архейських гранітоїдів в субмередіональному напрямку на 24 км при ширині 2-5 км. Родовище є комплексним залізо-урановим і розробляється ще з кінця XIX ст. Уран почали вилучати починаючи з 1951 р. [1].

В геологічній будові родовища приймають участь такі стратиграфічні підрозділи криворізької серії: метаосадові гданцівська, саксаганська, скелюватська і новокриворізька світи, що формують лінійне субмеридіональне геосинклінальне тіло серед двопольовошпатових та плагіоклазових гранітоїдів. Вся товща порід криворізької серії метаморфізована в умовах епідот-амфіболітової фації регіонального метаморфізму. Рудоносність сконцентрована переважно в породах саксаганської та гданцівської світ на крилах і в замку синкліналі. Саме геологічне тіло сильно посічене розломами до яких приурочені натрієві метасоматичні перетворення [1].

Головним мінеральним компонентом уранових руд є альбіт, значно менше в породі амфіболів, егірину, гідрослюд і хлориту. 10-15% складу припадає на долю гематиту і магнетиту. У незначній кількості трапляються сульфіди заліза, міді, цинку і карбонати. Уранові мінерали представлені ненадкєвітом, браннеритом, уранінітом, настураном та уранвмісними малаконом, титанітом і апатитом [1].

Вік родовища Жовта Річка оцінюється за U-Pb датуванням (TIMS) малакону та уранініту 1795 ± 50 та 1785 ± 20 млн років відповідно [1].

Зразки уранвмісних залізистих кварцитів із відвалів Жовторіченського родовища були відібрані під час спільної україно-китайської екскурсії проведеної в рамках співпраці ІГМР із Пекінським дослідницьким інститутом геології урану (BRIUG) в 2019 році. За допомогою ручного детектора α -частинок були знайдені породи із підвищеним радіоактивним фоном (фон не перевищував гранично допустимих норм).

Ізотопні дослідження проводилися в лабораторії BRIUG в Пекіні, за допомогою мас-спектрометрів термічної поверхневої іонізації ISOPROBE-T та Phoenix за протоколом EJT 693-2007 «Методи визначення віку настурану і кристалічної уранової руди». Даний метод дозволяє визначити валовий ізотопний склад всього зразка (див. табл. 1).

Таблиця 1 – Ізотопні співвідношення для зразків із відвалів Жовторіченського родовища

Samples	$^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Std	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Std	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Std	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ cor.age, Ma
HY-01	36,23	42,48	0,003	22,163	0,002	70,301	0,005	0,315	3547
HY-02	22776,92	62,809	0,185	825,703	2,435	7599,99	22,412	0,108645	1750
HY-03	9257,528	37,147	0,052	352,961	0,495	3054,48	4,285	0,115555	1889
HY-04	10674,05	37,538	0,031	325,198	0,267	2807,8	2,302	0,11582	1893
HY-05	11360,8	36,557	0,097	444,964	1,176	3897,29	10,297	0,114173	1867
HY-06	639,713	37,991	0,004	52,128	0,005	338,955	0,035	0,15379	2389
HY-07	10579,78	37,722	0,061	366,347	0,593	3168,48	5,127	0,115622	1890
HY-08	10870,02	37,06	0,051	387,48	0,537	3368,04	4,665	0,115046	1881
HY-09	7244,925	37,331	0,039	258,744	0,269	2207,38	2,296	0,117218	1914
HY-10	2288,469	4,518	0,001	67,383	0,021	471,112	0,147	0,14303	2264

За допомогою надбудови до MS Excel «Isoplot» обчислено абсолютний вік зразків гірських порід за співвідношенням ізотопів свинцю $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (див. табл. 1). Визначення абсолютного віку таким методом є ефективним лише у випадку присутності уранового чи уранвмісного мінералу однієї генерації, що в переважній більшості випадків є неможливим для штуфа гірської породи. У протилежному випадку результатом буде середній абсолютний вік для всіх мінералів різної генерації.

Щоб оцінити наші результати ми порівняли їх із даними, отриманими в роботі *Emetz A. et al., 2011* [3] (рис. 1). У даній праці представлені ізотопні характеристики настуранів із Жовторіченського родовища. Настуран є найбільш поширеним урановим мінералом родовища. Як видно з рисунка, у нашому випадку пік визначень абсолютного віку зміщений на 150 млн років у сторону зростання, що на нашу думку є наслідком присутності в одному зразку уранових та уранвмісних мінералів різних генерацій. Проте, у нас є три визначення які не вписуються в загальну картину. Зразок HY-2 отримав значення 1777 млн. років, що близько до найвищого значення в роботі [3] 1753 млн. років. Та зразки HY-1, HY-6 і HY-10, де абсолютний вік визначено як

3547, 2389 та 2264 відповідно, що може бути віком більш давніх детритових цирконів [2].

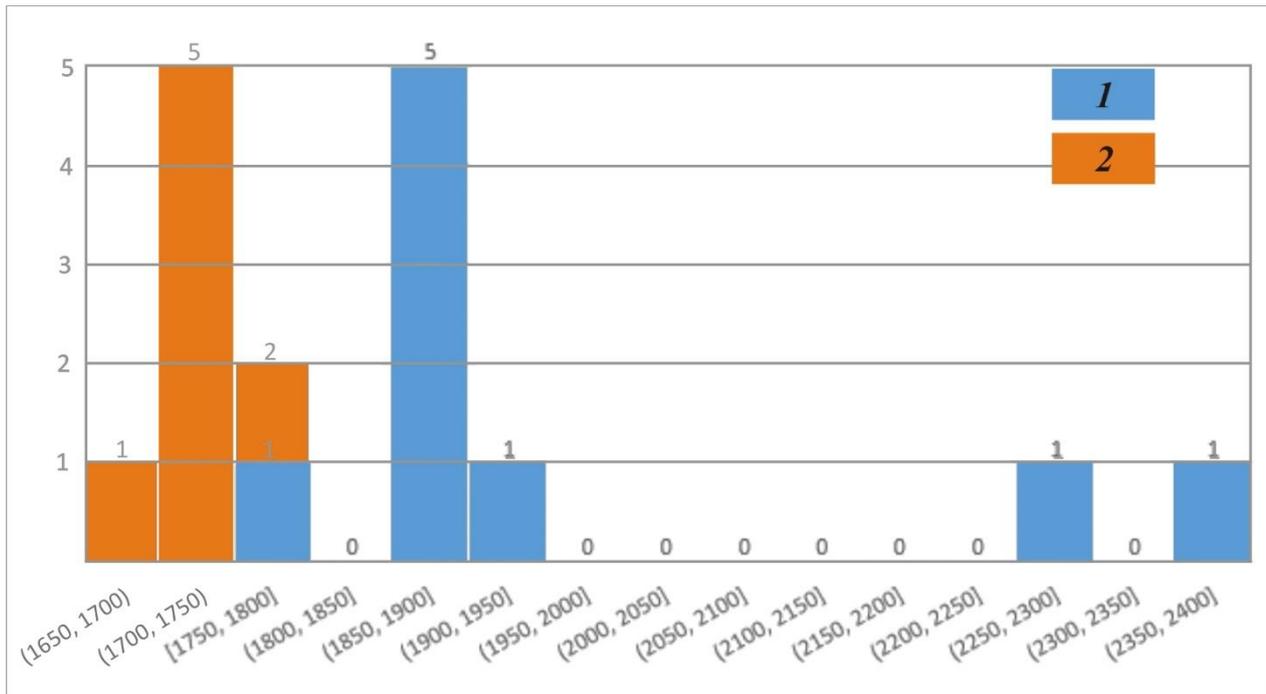


Рисунок 1. Порівняльна гістограма розподілу значень абсолютного віку, визначеного за співвідношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, для зразків із відвалів Жовторіченського залізорудного родовища – 1 (окрім проби НУ-1) та настуранів із Жовторіченського родовища - 2 [3].

Література

1. Генетические типы и закономерности размещения урановых месторождений Украины. Отв. ред. Белевцев Я.Н., Коваль В.Б. – Киев: Наук. думка, 1995. – 396 с.
2. Степанюк Л.М., Шумлянський Л.В., Гоффманн А., Гоффманн М., Ковалик А., Беккер А. Про мезоархейський вік кластогенного циркону із метатеригенних утворень скелюватської та саксаганської світ криворізької структури (за даними U-Pb датування). Мінерал. журн. 2020. 42, No 2. С. 46—62. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal.42.02.046>
3. Emetz A., Velikanov Y., Cuney M., Mercadier J. Chemical composition and age of uraninite of the Zhovta Richka uranium deposit (Ukraine). Proceedings of the 10th International Congress for Applied Mineralogy (ICAM). Trondheim, Norway. 2011. P.153-162.

УДК. 550.93

<https://doi.org/10.30836/gbhgd.2024.4>

**U-Pb ТА Lu-Hf ГЕОХРОНОЛОГІЯ ГРАНІТНОГО МАГМАТИЗМУ
В ОСНИЦЬКОМУ БЛОЦІ (ВОЛИНСЬКИЙ МЕГАБЛОК УЩ)**

Висоцький О.Б.¹, Степанюк Л.М.¹, Шумлянський Л.В.^{1,2}, Довбуш Т.І.¹

¹ Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України, м. Київ, vysotsky@nas.gov.ua

² Curtin University, School of Earth and Planetary Sciences, Perth, Australia,
leonid.shumlyansky@curtin.edu.au

**U-Pb AND Lu-Hf GEOCHRONOLOGY OF GRANITE MAGMATISM
IN THE OSNYTSKY BLOCK (VOLYNSKY MEGABLOCK)**

Vysotsky O.B.¹, Stepaniuk L.M.¹, Shumlyansky L.V.^{1,2}, Dovbush T.I.¹

¹ M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation of the National Academy of Sciences of Ukraine, Kyiv, vysotsky@nas.gov.ua

² Curtin University, School of Earth and Planetary Sciences, Perth, Australia,
leonid.shumlyansky@curtin.edu.au

The U-Pb and Lu-Hf isotopic systems of zircon crystals from granitoids of the Osnytsk block were studied using the LA-ICP-MS method at Curtin University (Perth, Australia). Zircons from the same samples were also dated using the classic uranium-lead isotope method. The obtained age for zircon from these rocks is in the age interval of 1.96-1.98 Ga years, which corresponds to the time of formation of granitoids of the Osnytsky block. The obtained ϵ_{Hf} for all granitoids indicates a crustal source of the original magma with a short crustal prehistory.

Вступ. Осницький блок розташований в північно-західній частині Волинського мегаблоку Українського щита, являє собою невелику частину набагато більшої структури Східно-Європейської платформи – Осницько-Мікашевицького вулканоплутонічного поясу [1]. Характерною особливістю блоку є тісне просторове поєднання продуктів вулканізму, віднесених до клесівської серії та інтрузивних утворень - своєрідну асоціацію порід, яка включає просторово і генетично пов'язаний ряд плутонічних утворень від габро до лейкократових гранітів, віднесених до осницького комплексу [6].

Перші визначення ізотопного віку гранітів Осницького блоку були виконані K-Ar методом. Отримані значення віку біотитів варіюють в інтервалі 1460 – 1490 млн. років [5]. Пізніше, для мультизернових наважок кристалів циркону із лейкократового граніту Осницького кар'єру уран-свинцевого ізотопним методом отримано вік – 1995±15 млн. років [3]. За результатами U-Pb датування кристалів циркону із декількох проб (кар'єр «Пщелі») та Томашгородський, р-н смт. Томашгород) отримано вік 1993,8±3,2 млн. років [7].

Об'єкти та методи дослідження. Методом LA-ICP-MS в Curtin University (м. Перт, Австралія), вивчено U-Pb та Lu-Hf ізотопні системи кристалів циркону із гранітів: середньозернистого (пр. В-4-2), розкритого кар'єром, що знаходиться на західній околиці с. Віри, дрібнозернистого (пр. ОС-9-В), відібраного з керну свердловини 3051, інт. 5,6-13,1 м., розташованої в 2.95 км по азимуту південний схід 176° від залізничного вокзалу в смт. Томашгород, та крупнозернистого (пр. ОС-10-В), там же, інт. 13,1-15,8 м.. Циркони із цих же

проб датували класичним уран-свинцевим ізотопним методом у відділі радіогеохронології ІГМР НАН України. Хімічна підготовка наважок мінералів-геохронометрів виконувалась за методикою [4].

Мета досліджень полягала в з'ясуванні часу формування гранітоїдних магматичних порід осницького блоку.

Результати та їх обговорення. *Граніт дрібнозернистий* (пр. ОС-9-В) – світло-рожева масивна порода. Проба відібрана з керну свердловини 3051, інт. 5,6-13,1 м. Контакт (глибина 13,1 м) з крупнозернистим гранітом (проба ОС-10-В), що підстеляє – тектонічний.

Структура дрібнозерниста, лепідонематогранобластова. Розмір кристалів від 0,1 мм до 3 мм. Переважають зерна 0,3-1,5 мм.

Мінеральний склад: кварц – 35%, плагіоклаз – 30%, калієвий польовий шпат – 25%, біотит – 3%; вторинні мінерали – епідот, клиноцоїзит – 4%, мусковіт – 3%, серицит, гематит; акцесорні – апатит, рудний мінерал, циркон.

Хімічний склад (ваг. %): SiO_2 – 70,8, TiO_2 – 0,29, Al_2O_3 – 15,07, Fe_2O_3 – 1,48, FeO – 1,26, MnO – 0,044, MgO – 0,32, CaO – 0,84, Na_2O – 2,67, P_2O_5 – 0,06, K_2O – 6,84, H_2O – 0,48, в.п.п. – 0,18, сума – 99,87.

Кристали **циркону** із дрібнозернистих гранітів осницького комплексу характеризуються одним типом, досить дрібні, зі значними варіаціями за видовженням. Форма зерен діпірамідальна, призматична, округла, розмір зерен від 0,01 мм до 0,3 мм. Окремі зерна мають нечітку зональну будову (рис. 2).

Колір їх рожевувато-коричневий, рожевувато-сірий, світло-рожевий. Переважна більшість кристалів циркону світло-рожеві до безбарвних. Прозорість зменшується від світло-рожевих до рожевувато-сірих та коричневих.

Вік, отриманий за верхнім перетином конкордії дискордією, розрахованою за отриманими даними (SIMS), складає 1973.6 ± 8.4 млн. років, та 14 ± 24 млн. років, за нижнім. Середнє зважене значення ізотопного віку за ізотопним відношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ – $1969,3 \pm 6$ млн. років [2].

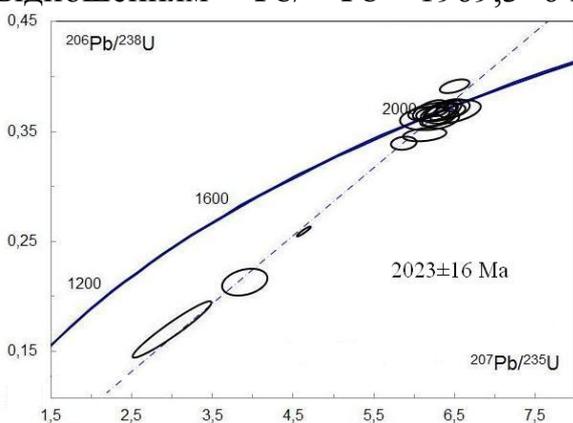


Рис. 1. U-Pb діаграма з конкордією для центральних ділянок кристалів циркону із граніту дрібнозернистого (пр. ОС-9-В) методом *LA-ICP-MS*.

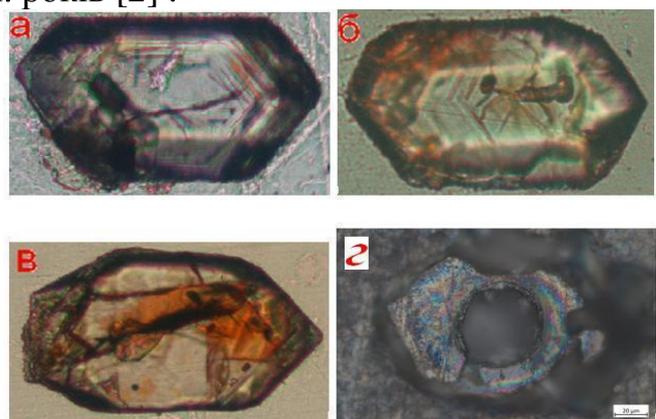


Рис. 2. а, б, в - Мікрофотографії зрізів кристалів циркону із граніту д/з г - мікрофотографія циркону після датування методом *LA-ICP-MS*.

За верхнім перетином лінії регресії, розрахованої за результатами радіогеохронологічних досліджень методом *LA-ICP-MS* отримано вік 2023 ± 16

млн. років (рис. 1), при цьому ϵHf_{2023} варіює в досить вузьких межах від -1.2 до 3.5, середнє – 1.41 ± 0.42 , що свідчить про корове джерело вихідної магми.

Граніт середньозернистий (пр. В-4-2) - рожево-сіра до червоної порода з масивною текстурою. Граніт складає невелике (потужністю 10-15 м) тіло гранітів з чіткими і рівними контактами, яке знаходиться серед біотит-амфіболових діоритів. Іноді в зоні ендоконтакту граніти збагачуються темнокольоровими мінералами.

Структура переважно середньозерниста, лепідогранонематобластова, розмір зерен 0,1-6 мм, переважають 2-4 мм.

Мінеральний склад: КПШ – 40%, кварц – 35%, плагіоклаз – 20%, біотит – 3%; вторинні мінерали – епідот – 2%, мусковіт, серицит, хлорит; акцесорні – апатит, сфен, рудний мінерал, циркон, турмалін?

Хімічний склад (%): SiO_2 -69,62; TiO_2 -0,20; Al_2O_3 -13,43; Fe_2O_3 -2,31; FeO -2,37; MnO -0,05; MgO -0,81; CaO -1,57; Na_2O -4,00; K_2O -4,80; H_2O -0,08; ВПП-0,60; Сума-99,84

Циркон, в основному, представлений дрібними короткопризматичними кристалами з простими формами – призма [110] і діпіраміди [111], інколи ускладнені гранями призми [100] і біпіраміди, зрідка трапляються більш крупні кристали розміром до 0,8-1,2 мм. Переважна більшість кристалів циркону світло-рожеві до безбарвних, крупні кристали за звичай напівпрозорі з великою кількістю включень темнокольорових або рудних мінералів.

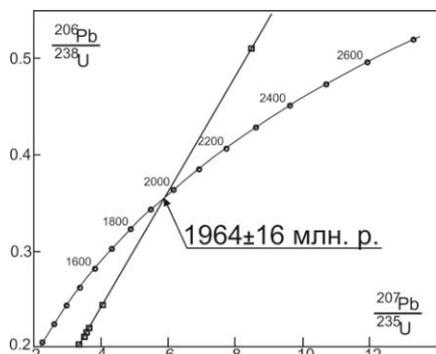


Рис. 3. U-Pb діаграма з конкордією для мультізернових наважок кристалів циркону із середньозернистого граніту, проба В-4-2.

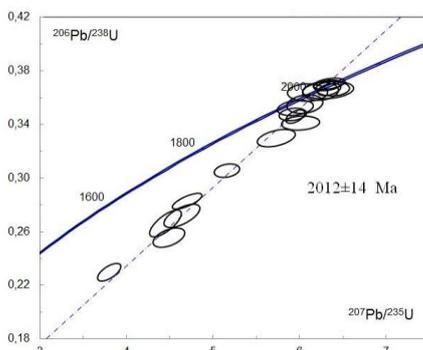


Рис. 4. U-Pb діаграма з конкордією для центральних ділянок кристалів циркону із середньозернистого граніту, проба В-4-2.

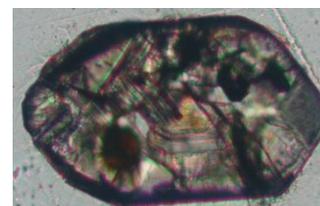


Рис. 5. Мікрофотографія зрізу кристалу циркону із граніту с/з.

Вік, отриманий за верхнім перетином конкордії дискордією (рис.3.), розрахованою за отриманими даними, складає 1964 ± 16 млн. років, та 5 ± 54 млн. років, за нижнім (метод SIMS).

За верхнім перетином лінії регресії, розрахованої за результатами радіогеохронологічних досліджень методом *LA-ICP-MS* отримано вік 2012 ± 14 млн. років (рис. 4), при цьому ϵHf_{2012} варіює в досить вузьких межах від -0.4 до 1.3, середнє – 0.66 ± 0.20 , що свідчить про корове джерело вихідної магми з короткою коровою передісторією.

Граніт крупнозернистий (пр. ОС-10-В) - червонувато-рожева, рожева та

світло-сіра масивна порода з рівномірно розподіленими окремими зернами або гніздоподібними обособленнями бузкового кварцу.

Структура нерівномірнозерниста, порфіроподібна. Структура основної маси переважно середньозерниста, гранітна, розмір зерен 0,4-4 мм, переважають 1-2 мм. Порфірові вкраплення представлені ПШ розміром 4-10 мм.

Мінеральний склад: плагіоклаз – 44%, КПШ – 37%, кварц – 15%, біотит – 4%; вторинні мінерали – епідот, серицит, хлорит; акцесорні – апатит, рудний мінерал, циркон.

Хімічний склад (ваг. %): SiO_2 – 68,02, TiO_2 – 0,49, Al_2O_3 – 16,51, Fe_2O_3 – 0,18, FeO – 2,62, MnO – 0,044, MgO 1,45, CaO – 2,51, Na_2O – 3,58, P_2O_5 – 0,17, K_2O – 3,31, H_2O – 0,56, в.п.п. – 0,79, сума – 99,67.

Циркон зустрічається у вигляді дрібних зерен від 0,01 мм до 0,12 мм, іноді зустрічаються зерна 0,5-0,6 мм. дипірамідальних, дипірамідально-призматичних кристалів світло-бурого кольору. Спостерігається, частіше всього, у вигляді включень у біотиті, рідше плагіоклазі.

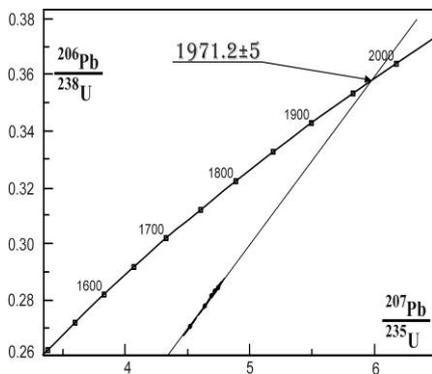


Рис. 6. U-Pb діаграма з конкордією для мультизернових наважок кристалів циркону із крупнозернистого граніту, проба . OC-10-B.

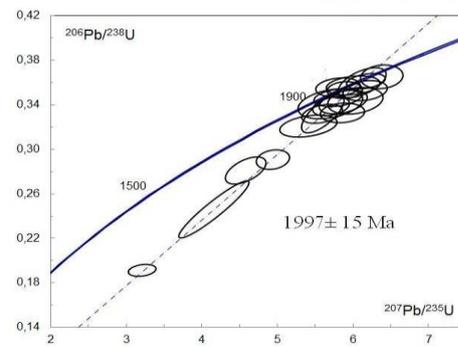


Рис. 7. U-Pb діаграма з конкордією для центральних ділянок кристалів циркону із крупнозернистого граніту, проба . OC-10-B.

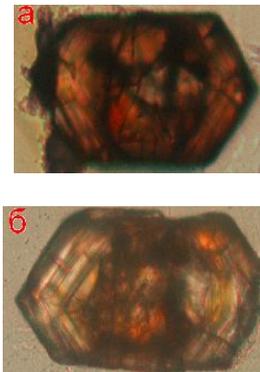


Рис. 8. Мікрофотографії зрізів кристалів циркону із граніту к/з.

Оскільки фігуративні точки свинець-уранових ізотопних відношень лежать з незначною розтяжкою, за вік циркону прийняли середнє зважене значення віку за ізотопним відношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ – 1971,2±5 млн. років (рис.6). Вік за верхнім перетином конкордії дискордією розрахованою за отриманими даними (SIMS) без урахуванням похибок, складає 1966±55 млн. років та за нижнім - 991±∞ млн. років.

За верхнім перетином лінії регресії, розрахованої за результатами радіогеохронологічних досліджень методом *LA-ICP-MS* отримано вік 1997±15 млн. років (рис. 7), при цьому $\epsilon_{\text{Hf}}^{1997}$ варіює в досить вузьких межах від -1,0 до 2,2, середнє – 0,23±0,48, що свідчить про корове джерело вихідної магми.

Зважаючи, що наші кристали циркону є досить дрібними та неоднорідними за своїм складом (рис.2,5,8), окрім того часто в якості включень містять інші мінерали, методом *LA-ICP-MS* була можливість проаналізувати центральні

ділянки кристалів циркону (рис.2г), тому було отримано дещо більші значення віку по відношенню до тих, що було продатовано методом SIMS.

Для мультизернових наважок кристалів циркону уран-свинцевим ізотопним методом (SIMS) отримано вік: граніт д/з (пр. ОС-9-В) - 1969,3±6 млн. років, граніт с/з (пр. В-4-2) - 1964 ± 16 млн. років та граніт к/з (пр. ОС-10-В) - 1971.2±5 млн. років. За результатами радіогеохронологічних досліджень методом *LA-ICP-MS* отримано вік: граніт д/з (пр. ОС-9-В) - 2023±16 млн. років, граніт с/з (пр. В-4-2) - 2012±14 млн. років та граніт к/з (пр. ОС-10-В) - 1997±15 млн. років.

Висновки.

Отриманий вік (1960-1980 млн рр.) циркону із гранітів характеризує час гранітного магматизму в Осницькому блоці.

Для всіх гранітоїдів отримано ϵ_{Hf} яке варіює в досить вузьких межах -1.3 до 3.5, що свідчить про корове джерело вихідної магми.

Література

1. Аксаментова Н. В. Магматизм и палеогеодинамика ранне-протерозойского Осницко-Микашевичского вулканоплутонического пояса: ИГН НАН Беларуси. – Минск, 2002. – 176 с.
2. Висоцький О.Б., Степанюк Л.М., Довбуш Т.І., Коваленко Н.О. U-Pb геохронологія за цирконом дрібнозернистих гранітів осницького комплексу (Волинський мегаблок УЩ). *Геохімія та рудоутворення*. 2020. № 41 С. 83-86. <https://doi.org/10.15407/gof.2020.41.083>
3. Геохронологическая шкала докембрия Украинского щита / Щербак Н.П., Артеменко Г.В., Бартницкий Е.Н. и др. - К.: Наук. думка, 1989. - 144 с.
4. Довбуш Т. І., Скобелев В. М., Степанюк Л. М. Методичні рекомендації з уран-свинцевого, рубідій-стронцієвого та самарій-неодимового ізотопного датування геологічних об'єктів при ГРП // - К.; УкрДГРІ, 2008. 77 с.
5. Каталог изотопных дат пород Украинского щита / Н.П.Щербак, Злобенко В.Г., Жуков Г.В. и др. - Киев: Наук. думка, 1978. - 224 с.
6. Кореляційна хроностратиграфічна схема раннього докембрію Українського щита (схема та пояснювальна записка). – К.: УкрДГРІ, - 2004 – 30 с.
7. Щербак Н.П., Артеменко Г.В., Лесная И.М., Пономаренко А.Н., Шумлянський Л.В. Геохронологія раннього докембрія Українського щита. Протерозой. К.: Наукова думка, 2008.–240 с

УДК. 550.93

<https://doi.org/10.30836/gbhgd.2024.5>

ВІК УРАНОВОЇ МІНЕРАЛІЗАЦІЇ В ПОРОДАХ ПЕТРІВСЬКОГО ЗАЛІЗОРУДНОГО РОДОВИЩА

*Довбуш Т.І., Степанюк Л.М., Зюльцле О.В., Висоцький О.Б., Павлов Г.Г.,
Бондаренко С.М., Ковтун О.В., Коваленко Н.О.*

Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України, м. Київ,
Україна, tetyana.dovbush1@gmail.com

AGE OF URANIUM MINERALIZATION IN ROCKS OF THE PETRIVSK IRON ORE DEPOSIT

*Dovbush T.I., Stepaniuk L.M., Zyuyltsle O.V., Vysotskyi O.B., Pavlov H.G.,
Bondarenko S.M., Kovtun O.V., Kovalenko N.O.*

M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation of the National
Academy of Sciences of Ukraine, Kyiv, tetyana.dovbush1@gmail.com

Uranium mineralization was found in plagiopegmatite, which cuts rocks of the iron ore stratum of the Petrivskoye deposit. Zircon and monazite are present in accessory amounts. The time of pegmatite intrusion was determined by the TIMS method based on accessory monazite - 2028.5±5.6 million years ago. Uranium mineral, probably masuyite, is represented by small fragments of brownish-yellow, yellow and light yellow color. According to the results of uranium-lead isotope dating of the fragments (1-2 pieces), the mineral crystallized 1994.9±6.7 million years ago, which corresponds to the Kirovohrad stage of the geological development of the Ingul megablock.

Вступ. Петрівське залізорудне родовище розташоване на лівому березі р. Інгулець, південно-східніше с. Петрово (Кіровоградська область). Залізорудна товща складена залізистими кварцитами та кристалічними сланцями. В різко підпорядкованій кількості трапляються інтенсивно розсланцьовані гнейси, безрудні кварцити та карбонатні породи. В межах кар'єру кристалічні сланці частково мігматизовані, а пачки залізистих кварцитів в багатьох місцях розсічені жилами апліто-пегматоїдних гранітів і пегматитів. За характером розрізу залізорудна товща закартована як артемівська світа інгуло-інгулецької серії [2, 3].

Мета роботи. Уран-свинцевим ізотопним методом визначати вік монациту та масюїту, які в акцесорних кількостях присутні в жилі плагіопегматиту (проба 23/23).

Об'єкти та методи дослідження. Плагіопегматит (проба 23/23) прориває залізорудні породи північно-західного борту Петрівського кар'єра.

Монацити та масюїт датували класичним уран-свинцевим ізотопним методом (TIMS) у відділі радіогеохронології ІГМР НАН України. Методика хімічної підготовки, за якою готувалися мультизернові наважки монациту (масюїту за уламками (1-3 шт)) кристалів для мас-спектрометричного аналізу, описана в роботі [4]. Ізотопний аналіз урану і свинцю виконано на 8-колекторному мас-спектрометрі МІ-1201АТ в статичному режимі; математична обробка експериментальних даних – за програмами Pb Dat і ISOPLOT [5, 6]. Похибки визначення віку наведені за 2σ. Для визначення вмісту урану і свинцю в монацитах використали змішаний $^{235}\text{U}+^{206}\text{Pb}$ трасер, а

масюїт - змішаний $^{235}\text{U}+^{208}\text{Pb}$ трасер. Перевірка метрологічних характеристик здійснено за стандартом циркону [1].

Плагіопегматит, проба 23/23. Світло-сіра, майже біла порода з крупними чорними виокремленнями біотиту (рис. 1 а).

Структура пегматиту крупнозерниста, гранобластова, тектонобластова з мірмекітами заміщення. Структура ділянок з виокремленнями біотиту - лепідобластова з елементами деформації, перекристалізації, ділянками мусковітизації (рис.1 б, с).

Мінеральний склад (%) – плагіоклаз реліктовий та новоутворений - 79, біотит -11, кварц - 7, мікроклін – 2, мусковіт, хлорит. Акцесорні мінерали представлені цирконом, монацитом, масюїтом (masuyite), апатитом.

Біотит плеохроює в коричневих тонах, з темними плеохроїчними облямівками і поодинокими плямами у середині кристалів та уздовж площин спайності та тріщин розриву, що свідчить про підвищену радіоактивність метасоматичних розчинів, які супроводжували процеси тектогенезу та перекристалізації породи.

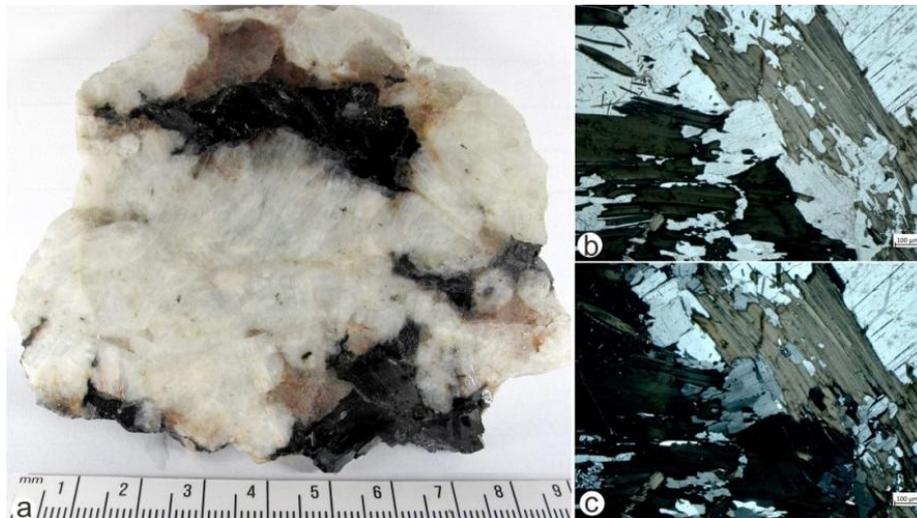


Рис. 1. Плагіопегматит, проба 23/23. а – загальний вигляд пегматиту, б - виокремлення біотиту в плагіопегматиті. Оптичний мікроскоп Carl Zeiss Axio Imager 2 for materials, без аналізатора, с – теж, аналізатор уведений.

Циркон утворює видовжено-призматичні (переважають) і призматичні кристали гіацинтового типу. Огранення обумовлене комбінацією граней призми $\{110\}$ та біпіраміди $\{111\}$, зрідка присутні відмічаються окремі грані більш гострих біпірамід. Поверхня більшості кристалів рівна гладенька, в деяких (біля 30%) шагренева, ділянками кавернозна. В останніх ребра призми та голівок кристалів заокруглені.

За кольором можна виділити три основні різновиди: світло-рожеві прозорі, світлі прозорі з золотистим відтінком (світло-жовті) та коричневі (від світло-коричневих до коричневих). В зламах коричневих кристалів центральні ділянки світліші, переважно світло-рожеві.

Монацит представлений декількома типами кристалів: 1 – світло-жовті водяно-прозорі та прозорі пампушкоподібні (за звичай дрібніші 0,05 мм, з заокругленими контурами) та зрідка дископодібні (переважно крупніші 0,07

мм, з добре розвиненими гранями пінакоїду). 2 – жовтувато-бурі, червонувато-бурі напівпрозорі до бурих, практично не прозорі кристали. Розмір від дрібних (дрібніших 0,04 мм) до відносно крупних (0,1-0,07 мм, поодинокі крупніші 0,1 мм). В зламах окремих кристалів центральні ділянки є світлішими (світло-жовтими), при цьому зовнішні – червоно-бурі та бурі – не утворюють добре виокремлені наростання, а найчастіше мають не чіткі звивисті контакти.

Вік визначався за трьома мультизерновими наважками першого різновиду: одна наважка дрібних (<0.04) світло-жовтих водяно-прозорих кристалів і дві наважки світло-жовтих прозорих та трьома мультизерновими наважками другого: дві наважки жовтувато-бурих і червонувато-бурих напівпрозорих і одна наважка червонувато-бурих та бурих напівпрозорих кристалів. Результати аналітичних досліджень наведені в табл.1.

Таблиця 1. Вміст урану, свинцю та ізотопний склад свинцю в монацитах із пегматиту, проба 23/23, Петрівський залізородний кар’єр.

Фракція	Вміст, ppm		Ізотопні відношення					Вік, Ma			D (%)
	U	Pb	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{207}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{208}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}_r}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}_r}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}_r}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}_r}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}_r}{^{206}\text{Pb}_r}$	
1	6035	12911	6570	7,8833	0,17175	0,35400	6,0992	1954	1990	2028,2	3,7
2a	5367	11795	4240	7,8168	0,15406	0,33119	5,7049	1844	1932	2027,8	9,1
2б	5128	11143	3200	7,7555	0,16266	0,34254	5,9001	1899	1961	2027,7	6,4
3a	5529	11877	3420	7,8247	0,17400	0,35858	6,1330	1975	1995	2015,2	2,0
3б	5487	9750	2920	7,7876	0,19272	0,32258	5,5147	1802	1903	2014,4	10,5
4	5692	10731	2390	7,7316	0,19533	0,34559	5,9045	1914	1962	2013,3	4,9

Примітка. Поправка на звичайний свинець уведена за Стейсі та Крамерсом на вік 2030 млн. років. 1 – світло-жовті водяно-прозорі, <0,04, 2a – світло-жовті, прозорі, 0,04-0,05 мм, 2б – теж, <0,04 мм. 3a – жовтувато-бурі, червонувато-бурі напівпрозорі, >0,05 мм, 3б – теж, >0,07 мм. 4 – червонувато-бурі та бурі напівпрозорі, >0,05 мм. $^{206}\text{Pb}_r$ і $^{207}\text{Pb}_r$ – радіогенні ізотопи свинцю 206 і 207, відповідно. D – дискордантність.

Вік, розрахований за верхнім перетином конкордії лінією регресії, розрахованої для монацитів першого різновиду (фракції 1, 2a і 2б, див.табл.1), складає 2028.5 ± 5.6 млн. років і 17 ± 162 млн. років, за нижнім. СКЗВ = 0,018. Отриманий вік 2028.5 ± 5.6 млн. років, на нашу думку є часом проникнення плагіопегматиту.

Вік, розрахований за верхнім перетином конкордії лінією регресії, розрахованої для монацитів другого різновиду (фракції 3a і 3б та 4, див. табл.1), становить 2014 ± 20 млн. років та 1 ± 394 млн. років, за нижнім СКЗВ = 2,3. Зважаючи, що в деяких коричневих кристалах монациту присутні більш світлі (світло-жовті) ділянки, вірогідно монациту першого різновиду, отримане значення віку 2014 ± 20 млн. років, на наш погляд, характеризує мінімально можливий час кристалізації монациту другого різновиду.

Урановий мінерал представлений уламками буровано-жовтих, жовтих і світло-жовтих кристалів (рис.2), як поодинокі присутні уламки темно-бурих. Методом рентгено-спектрального аналізу (растровий електронний мікроскоп РЕМ-106 і) визначено вміст UO_2 близько 80%, PbO – близько 20% та FeO – 1-

2%. При зануренні уламків в соляну та азотну кислоту пухирці газу (CO₂) не спостерігалися, вірогідно мінерал є гідроксидом урану, вірогідно масюїт. Характерно, що при додавання соляної кислоти уламки знебарвлювалися практично миттєво. Тоді як в азотній кислоті знебарвлення тривало біля 1 хвилини, починалося з країв, поступово переміщувалося до центру уламків.



Рис.2. Мікрофотографія уламків жовтих і світло-жовтих кристалів уранового мінералу (масюїт), стереомікроскоп SZM-45T2.

Табл.2. Вміст урану, свинцю та ізотопний склад свинцю в уламках масюїту із пегматиту, проба 23/23, Петрівський залізорудний кар'єр

Фракція	Вміст (µgr)		Ізотопні відношення					Вік, млн. років			D (%)
	U	Pb	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{207}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{208}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}_r}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}_r}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}_r}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}_r}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}_r}{^{206}\text{Pb}_r}$	
1	2,030	0,1872	3880	8,0212	28,475	0,092131	1,5416	568	947	1976	71
2	2,009	0,1188	2090	7,9529	19,192	0,058019	0,95574	364	681	1948	81
3	2,446	0,2585	6250	8,1840	30,957	0,10626	1,7607	651	1031	1959	67
4	6,313	1,662	15300	8,0652	38,004	0,26590	4,5185	1520	1734	2004	24
5	5,083	1,594	30400	8,1713	42,112	0,31811	5,3539	1781	1878	1987	10
6	6,859	1,994	20000	8,1539	40,952	0,29458	4,9593	1664	1812	1987	16
7	5,646	1,620	21740	8,1307	41,137	0,29063	4,9088	1645	1804	1993	18
8	5,975	2,546	36500	8,0919	41,820	0,43176	7,3425	2314	2154	2005	-15
9	5,518	1,738	20500	8,0939	44,354	0,31932	5,4165	1786	1887	2001	11
10	4,009	1,104	20200	8,1018	40,530	0,27883	4,7247	1585	1772	1999	21
11	2,857	0,6992	17300	8,1294	37,817	0,24741	4,1742	1425	1669	1991	28

Поправка на звичайний свинець уведена за Стейсі та Крамерсом на вік 2000 млн. років. 1-11 – уламки (1-2) уранового мінералу: 1-5 та 10-11 – бурувато-жовті, 6-8 – світло-жовті, 9 – жовті. ²⁰⁶Pb_r і ²⁰⁷Pb_r – радіогенні ізотопи свинцю 206 і 207, відповідно. D – дискордантність.

Вік уран-свинцевим ізотопним методом визначали за 1-3 уламками бурувато-жовтих, жовтих та світло-жовтих кристалів. Уламки під біноклем змоченим кінцем голки переносили в фторопластові тиглі, в які поміщали краплю води, що полегшувало знімання уламків із кінчика голки. Уламки кристалів розчиняли в цих же тиглях сумішшю (3 до 1) соляною та азотної кислоти (царська горілка). Подальша процедура хімічної підготовки не відрізнялася від такої для цирконів, за винятком того, що проби не зважувалися,

а кількість урану і свинцю в них розрахована в мікрограмах. Результати аналітичних досліджень наведено в табл.2.

Вік уранового мінералу за верхнім перетином конкордії дискордією, розрахованої за даними, наведеними в табл.2, складає 1994.9 ± 6.7 млн. років (рис.3), що відповідає часу його кристалізації. За нижнім перетином отримано вік 23 ± 12 млн. років, який на нашу думку обумовлений втратою свинцю в недалекому минулому. СКЗВ=76.

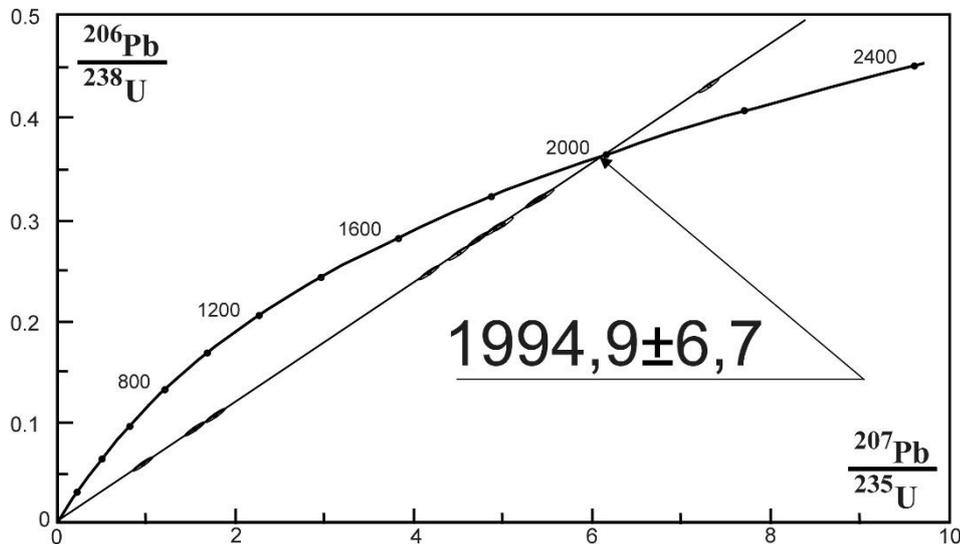


Рис. 3. Уран-свинцева діаграма з конкордією для уламків кристалів масюїту із плагіопегматиту, проба 23/23.

Висновки.

1. Плагіопегматит укорінився в залізорудну товщу Петрівського родовища в палеопротерозої, 2028.5 ± 5.6 млн. років тому.
2. Уранова мінералізація в плагіопегматиті сформувалася 1994.9 ± 6.7 млн. років тому, що дозволяє віднести її формування до кіровоградського етапу геологічного розвитку Інгульського мегаблоку.

Література

1. Бартницький, Е.Н., Бибикова, Е.В., Верхогляд, В.М., Легкова, Г.В., Скобелев, В.М., Терец, Г.Я. Международный стандарт циркона для уран-свинцовых изотопных исследований. *Геохимия и рудообразование*. Вып. 21. 1995. С. 164—167.
2. Державна геологічна карта України. Центральноукраїнська серія: М-36-XXXIY, Жовті Води) . Київ, 2002.
3. Єсипчук К.Ю., Бобров О.Б., Степанюк Л.М., Щербак М.П., Глеваський Є.Б., Скобелев В.М., Гейченко М.В. Кореляційна хроностратиграфічна схема раннього докембрію Українського щита (пояснювальна записка). Київ, УкрДГРІ, 2004. 29 с.
4. Krough T.E. A low contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination. *Geochim. Cosmochim. Acta*. 37, №3. 1973. p.485-494.
5. Ludwig K.R. Pb Dat for MS-DOS, version 1.06. U.S. Geol. Survey Open-File Rept. №88 – 542. 1989. p. 40.
6. Ludwig K.R. ISOPLOT for MS-DOS, version 2.0. U.S. Geol. Survey Open-File Rept. №88 – 557. 1990. p. 38.

УДК. 550.93

<https://doi.org/10.30836/gbhgd.2024.6>

U-Pb ВІК ЦИРКОНУ ТА МОНАЦИТУ ІЗ ГРАНІТІВ КІРОВОГРАДСЬКОГО МАСИВУ

Ковтун О. В., Степанюк Л. М., Довбуш Т. І., Висоцький О. Б., Яскевич Т. Б.

Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України, м.
Київ, Україна, kovtun85@ukr.net

U-Pb AGE OF ZIRCON AND MONAZITE FROM GRANITES OF THE KIROVOGRAD MASSIF

Kovtun O. V., Stepanyuk L. M., Shumlyansky L. V., Vysotskyi O. B., Yaskevych T. B.

M. P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation of the NAS of
Ukraine, Kyiv, Ukraine, kovtun85@ukr.net

Previous studies using the TIMS method determined the age of zircon from granites of the Kirovograd (2065±20 Ma) and Bobrynets (2026±20 Ma) massifs [Shcherbak et al.] Similar ages of zircons from granites of the Kirovograd massif were obtained by LA-ICP-MS: 2062±11 Ma (quarry in Subottsi village), 2056±11 Ma (Elgran quarry). Much older ages of 2717±18 Ma for the nuclear parts of the crystals and 2267±20 Ma for the outer parts were obtained for zircon from granite of sample NU-15 (probably also from the Subottsi quarry) [Shumlyansky and , 2015]. At the same time, monazites are characterized by significantly lower age values - 2033.7 ± 2.9 Ma [Step. et al., 2021]. Mineralogical studies have shown that the reason for the difference in numerical age values is ancient radiogenic lead in the nuclear parts of zircon crystals.

Вступ. Кіровоградський (Кіровоградсько-Бобринецький за [1, 8]) масив витягнутий з півночі на південь на 80 км при ширині від 10 км на півночі до 25 км на півдні. При цьому власне Кіровоградський масив простягається на 50 км вздовж східного контакту Новоукраїнського масиву, на півдні змикається з Бобринецьким масивом, що має площу 385 км². Кіровоградські граніти мають ультраметаморфічний генезис і сформувалися за рахунок метаморфічних порід інгуло-інгулецької серії [4, 8], що підтверджується наявністю реліктів (ядер) циркону порід субстрату в кристалах акцесорного циркону гранітів [5].

Мета роботи. За результатами мінералогічних досліджень з'ясувати причину розходження результатів уран-свинцевого ізотопного датування гранітів Кіровоградського масиву за цирконом і монацитом.

Об'єкти та методи дослідження. В даному повідомленні наводяться результати оптико-мікроскопічного вивчення внутрішньої будови кристалів циркону та електронно-мікроскопічного дослідження співвідношень між кристалами монациту і циркону в Кіровоградському граніті.

Результати та їх обговорення. Оптико-мінералогічне дослідження анатомії кристалів циркону із гранітів Кіровоградського масиву показали складну їхню будову [5]. Так кристали цього мінералу, виділені із порфіроподібного граніту (Сугокліївський кар'єр) утворені трьома генераціями циркону. Найдавнішу генерацію (циркон 1) репрезентують незональні (різко переважають) ядра, які характеризуються сильно заокругленими конурами та досить виразно проявленою автономною тріщинуватістю, яка не виходить за їх контури. Друга генерація циркону представлена тонкозональним коричневим цирконом, який наростає на циркон 1, зрідка складає майже весь об'єм

кристалів. Третя генерація циркону азональна, утворює тонкі облямівки (оболонки), інколи не повні, навколо циркону двох перших генерацій (рис.1).

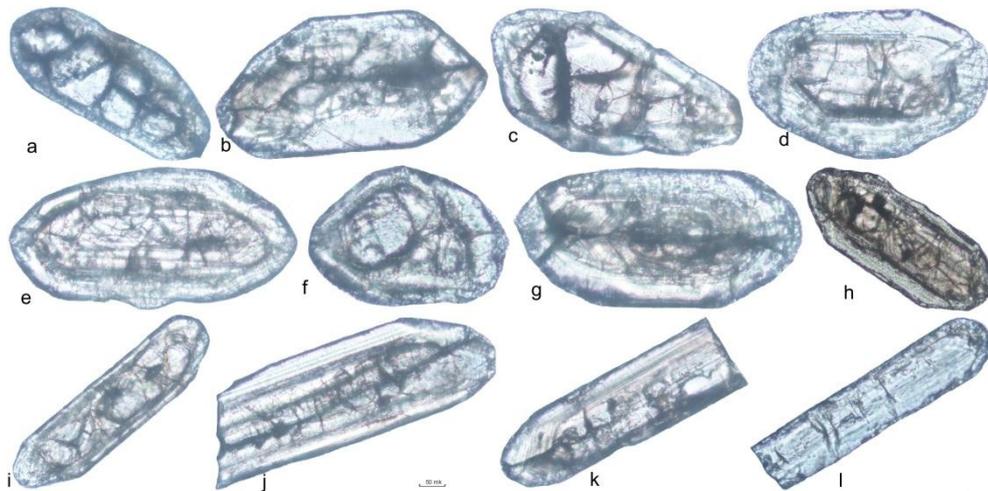


Рис.1. Мікрофотографії зрізів кристалів циркону із порфіроподібного граніту Кіровоградського масиву, проба КВ-5-1, поляризаційний мікроскоп, за одного ніколя.

Таку ж складну будову мають кристали циркону із пегматоїдного граніту (Бобринецький масив) проба 9/23, розкритого Живанівським кар'єром (рис.2).

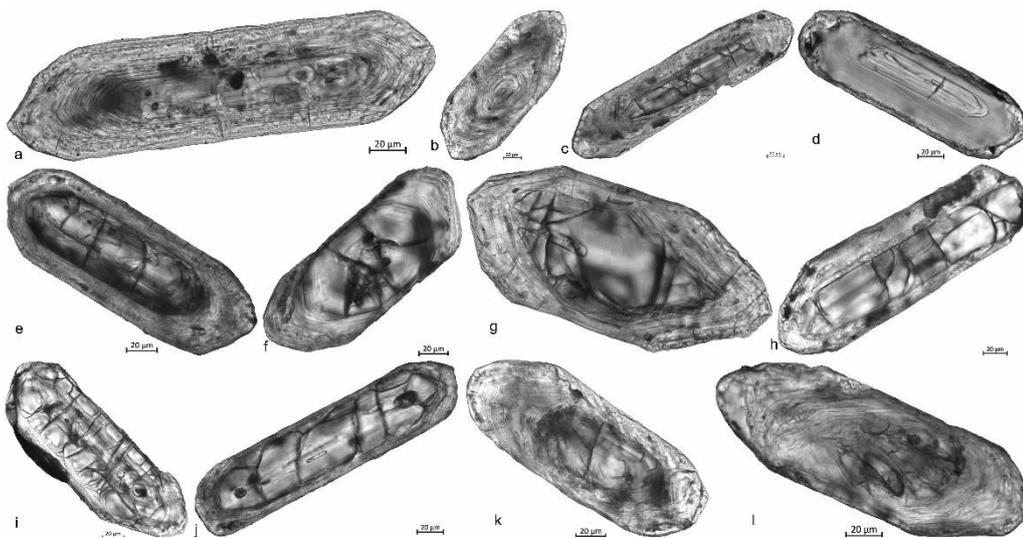


Рис.2. Мікрофотографії зрізів кристалів циркону із пегматоїдного граніту Бобринецького масиву, проба 9/23, поляризаційний мікроскоп, за одного ніколя.

Вік монациту із граніту Кіровоградського масиву (проба КВ-5-1), визначений методом TIMS, складає $2033,7 \pm 2,9$ млн років [5], що майже на 30 млн р. менше, порівняно з віком циркону із гранітів, поширених в районі м. Кропивницький, датованого як методом TIMS (2065 ± 20 млн р. масивів [7]), так і методом LA-ICP-MS - 2056 ± 11 млн років [6]. Таке розходження може мати декілька пояснень. Найбільш логічним буде припустити, що в ході датування як методом TIMS так і LA-ICP-MS в аналіз потрапляли не лише новоутворені циркони, сингенетичні граніту, а і реліктові циркони (ядра) порід субстрату. Можна також припустити, що монацити дійсно кристалізувалися на

завершальній стадії гранітоутворення, набагато пізніше після кристалізації циркону. Для з'ясування послідовності кристалізації циркону і монациту ми дослідити співвідношеннями між цими мінералами в граніті, за допомогою растрового електронного мікроскопа РЕМ-106 І. Мікрофотографії ділянок аншлафа порфіроподібного гранат-біотитового граніту (проба 20/23), відібраного в Сугокліївському (Кіровоградському) кар'єрі (м. Кропивницький) наведено на рис. 3.

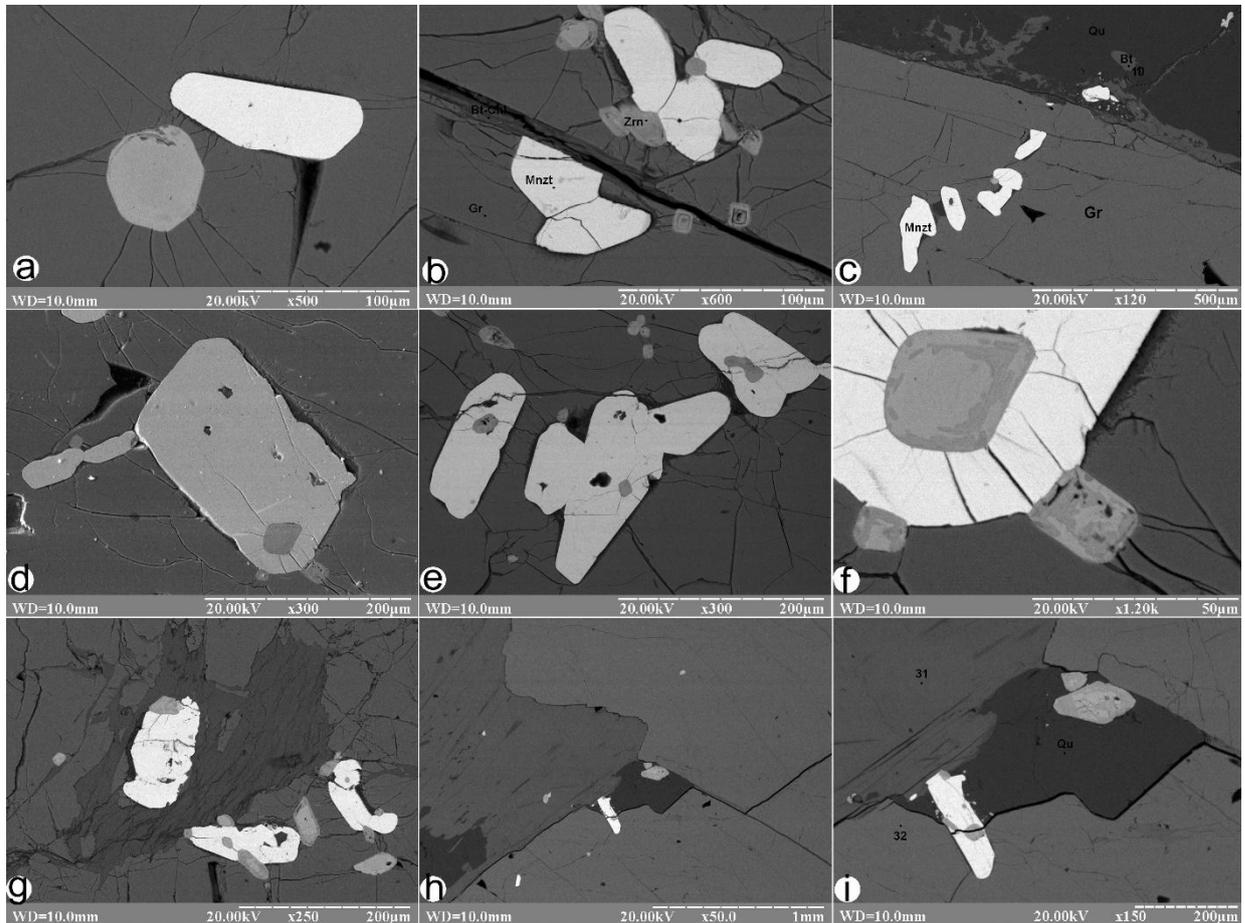


Рис.3. Мікрофотографії полірованих зрізів порфіроподібного граніту, проба 20/23, Сугокліївський кар'єр. Растровий електронний мікроскоп, РЕМ-106 І. Режим відбитих електронів.

Як видно з наведених фото, кристали циркону в деяких випадках дійсно знаходяться в середині зерен монациту, що вказує на їхню дещо більш ранню кристалізацію, в той же час на фото (рис. 3 g) можна бачити проростання кристалів циркону і монациту в біотиті, що вказує на їхній одночасний ріст. Ключовим в цьому питанні є співвідношення між цими акцесорними (циркон і монацит) мінералами і породотвірними гранатом і біотитом, у середині яких ці акцесорії знаходяться. Отже і циркон і монацит кристалізувалися не пізніше гранату та біотиту, і їхній вік (за результатами датування) повинен бути в межах похибки однаковим, а розходження обумовлені давнішим віком ядерних частин кристалів циркону і наявністю в них давнього радіогенного свинцю, ізотопний склад якого має характеризувати вік цього реліктового циркону (ядер).

Висновки:

1. Акцесорні циркони і монацити, синпетрогенні граніту, кристалізувалися не пізніше породотвірних біотиту і гранату, а отже їхній вік в межах похибки визначення має збігатися.
2. Розходження в цифрових значеннях ізотопного віку, отримані для циркону і монациту із гранітів Кіровоградського масиву обумовлені давнім радіогенним свинцем, що зберігся в реліктах (ядрах) циркону порід субстрату.

Література

1. Гранитоидные формации Украинского щита. / Щербаков И.Б., Есипчук К.Е., Орс В.И. и др. - К.: Наук.думка, 1984. - 192 с.
2. Державна геологічна карта України. М-б 1:200 000. Центральноукраїнська серія. Аркуш М-36-XXXII (Кіровоград). – К.: УкрДГРІ, 2001. – Пояснювальна записка. – 119 с.
3. Державна геологічна карта України м-бу 1:200 000. Аркуш М-36-XXXII (Новоукраїнка). — К.:УкрДГРІ, 2001. Пояснювальна записка. – 119 с.
4. Кореляційна хроностратиграфічна схема раннього докембрію Українського щита. К.Ю. Єсипчук, О.Б. Бобров, Л.М. Степанюк та ін. – Київ, УкрДГРІ, 2004. – 30 с.
5. Степанюк Л.М., Коновал Н.М., Довбуш Т.І., Ковтун О.В., Висоцький О.Б. Уран-свинцевий вік гранітів Кіровоградського масиву (Інгульський мегаблок Українського щита). *Мінерал. журн.* 2021. 43, № 4. С. 56—62. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal.43.04.000/>
6. Шумлянський Л.В., Петренко О.В. Палеопротерозойський гранітоїдний магматизм Інгульського району Українського щита. *Геол.-мінерал. вісн. Криворіз. нац. ун-ту.* 2015. **33**, № 1. С. 80—87.
7. Щербак Д.Н., Пономаренко А.Н., Макаренко И.Д. Геохронология гранитоидов Ингуло-Ингулецкого мегаблока Украинского щита. *Геохимия и рудообразование*, 1995. № 21. С. 74-88.
8. Щербаков И.Б. Петрология Украинского щита. Львов: ЗУКЦ, 2005.— 366 с.

УДК. 550.93

<https://doi.org/10.30836/gbhgd.2024.7>

ВІК ТА ПЕРВИННА ПРИРОДА ПЛАГІОГЕЙСУ КСЕНОЛІТУ В ГРАНІТАХ НОВОУКРАЇНСЬКОГО МАСИВУ

***Ковтун О. В., Степанюк Л. М., Шумлянський Л. В., Висоцький О. Б.,
Павлов Г. Г., Довбуш Т. І.***

Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України, м. Київ,
Україна, kovtun85@ukr.net

THE AGE AND PRIMARY NATURE OF XENOLITH PLAGIOGEISS IN GRANITES OF THE NOVOUKRAINSKY MASSIF

***Kovtun O. V., Stepanyuk L. M., Shumlyansky L. V., Vysotskyi O. B.,
Pavlov H. H., Dovbush T. I.***

M. P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation of the NAS of
Ukraine, Kyiv, Ukraine, kovtun85@ukr.net

The anatomy of accessory zircon crystals from the bipyroxene plagiogneiss xenolith in the trachytoid granite of the Novoukrainsky Massif was studied using optical microscopy methods. most likely of the Kamian-Kostovac unit and the results of dating of accessory zircon crystals and multigrain measurements of accessory monazite crystals by the TIMS method. Zircon crystals are complex, represented by heterogeneous cores, usually with strongly rounded contours, characteristic of clastogenic crystals on which thin shells of younger zircon grow. The age of the central areas of zircon crystals was determined by the LA ICP MS method - 2068±22 million years. The time of monazite crystallization (2017.2±2.1 million years ago) is somewhat younger than the age of monazites from the granites of the Novoukrainsky massif.

Вступ. В геологічній будові Інгульського мегаблоку переважний розвиток мають гранітоїди, що розвиваються по суперкрустальних утворень палеопротерозою, які представлені інгуло-інгулецькою серією. Породи серії поширені в синклінальних структурах, в обрамленні масивів гранітоїдів, як останці гнейси часто трапляються серед гранітоїдів. Так в обрамленні Новоукраїнського масиву закартовані суперкрустальні породи кам'яно-костовацької та роцахівської світ [2]. Тут кам'яно-костовацька світ складена піроксен-біотитовими, піроксен-гранат-біотитовими, амфібол-піроксен-біотитовими плагіогнейсами і кристалосланцями з підлеглими прошарками гнейсів гранат-, графіт-біотитових, а роцахівська – переважно гранат-біотитовими і гранат-кордієрит-біотитовими гнейсами з поодинокими прошарками гнейсів діопсидових, гіперстенових і двопіроксенових [3].

Мета роботи. За результатами оптико-мінералогічного вивчення анатомії кристалів циркону з'ясувати первинну природу плагіогнейсу та визначити нижню вікову межу (вік ядер кристалів циркону) та верхню (час кристалізації монациту) формування плагіогнейсу.

Об'єкти та методи дослідження. В даному повідомленні наводяться результати оптико-мікроскопічного вивчення внутрішньої будови кристалів циркону та уран-свинцевого ізотопного датування кристалів акцесорного циркону методом LA ICP MS та мультизернових наважок кристалів акцесорного монациту (метод TIMS) із двопіроксенового плагіогнейсу (проба Вр-1).

Плагіогнейс (проба Вр-1) вірогідно складає ксеноліт¹ серед трахітоїдних гранітів Новоукраїнського масиву. Граніти і плагіогнейс відслонені в правому борту балки (права притока р. Кам'яна Костовата), вище дамби, с. Вороніно.

Внутрішню будову кристалів циркону вивчали у штучних препаратах методом катодолюмінесценції та в прохідному світлі під бінокляром і поляризаційним мікроскопом, а просторовий зв'язок з породоутворюючими мінералами – в прозорих шліфах під поляризаційним мікроскопом.

Вік цирконів визначався за допомогою методу лазерної абляції з ізотопними вимірюваннями на маспектрометрі з індуктивно-зв'язаною плазмою (*LA-ICP-MS*) у центрі імені *John de Laeter* в *Curtin University*, Перт, Австралія. Абляція проводилася за допомогою системи *Resonetics RESolution M-50A-LR*, яка включає лазер *COMPex 102-193 nm*. Ізотопний склад урану та свинцю визначався за допомогою квадрупольного інструменту *Agilent 7700s* у плазмі високочистого аргону.

Вік монациту визначали у відділі радіогеохронології ІГМР НАН України за результатами уран-свинцевого ізотопного датування методом TIMS за мультизерновими наважками кристалів. Методика хімічної підготовки, за якою готувалися зразки монацитів для мас-спектрометричного аналізу, описана в роботі Krough [6]. Для визначення вмісту урану і свинцю в монацитах використали змішаний $^{235}\text{U}+^{206}\text{Pb}$ трасер.

Ізотопні дослідження свинцю та урану виконані на 8-колекторному мас-спектрометрі MI-1201 AT в мультиколекторному статичному режимі; математична обробка експериментальних даних – за програмами Pb Dat і ISOPLOT [7, 8]. Похибки визначення віку наведені при 2σ . Для перевірки метрологічних характеристик методу використовувався стандарт циркону ІГМР-1 [1].

Плагіогнейс двопіроксеновий (проба Вр-1) калішпатизований. Порода середньозерниста з переважаючим розміром зерен 1-3 мм (деякі зерна досягають 5 мм за видовженням). Структура за співвідношеннями між породоутворювальними мінералами - алотріоморфнозерниста, коли обмеження (контури) зерен створюють вичурні форми, взаємопроникливі між собою, що визвано процесами кристалізації та гранулобластезу, що накладені на первинну порфіроподібну структуру, елементи якої спостерігаються на окремих ділянках шліфа.

Мінеральний склад породи (об'ємні %): плагіоклаз – 48, мікроклін – 30, кварц – 20, темноколірні (клінопіроксен, ортопіроксен, біотит) – до 2. Акцесорні мінерали представлені цирконом, апатитом та монацитом. Присутні рудні мінерали. Вторинні – селадоніт по піроксену, біотит по ортопіроксену та рудному мінералу, серицит по плагіоклазу.

Циркон – різко переважають (до 95%) еліпсоподібні та ізометричні кристали з заокругленими контурами та гладенькою блискучою поверхнею. В підпорядкованій кількості (біля 5%) присутні коротко-призматичні та призматичні кристали в яких як і в ізометричних контури сильно заокруглені.

¹ У відслоненні розкритим є лише один контакт між трахітоїдними гранітами і плагіогнейсами.

Як поодинокі трапляються видовжено-призматичні світло-рожеві. За формою (округлі та еліпсоподібні зерна) схожі до «гранутітового» циркону, але ті водяно-прозорі світлі та мають сильний алмазний блиск, а ці напів-прозорі, можливо через озалізнення та/чи оболонки. Кристали досить дрібні, більше 80% зконцентрована у фракції <0,050 мм. За кольором – рожево-жовті, бурувато-жовті. Дрібніші кристали – світло-рожеві.

В полірованих зрізах в багатьох кристалах, насамперед у бурувато-жовтих, виявляються ядра, за звичай розбиті тріщинками, на які нарастають відносно тонкі оболонки (рис. 1). В цілому можна виділити дві генерації циркону. Циркон першої генерації представлений різнорідними ядрами з сильно заокругленими контурами, характерними кластогенним кристалом. Циркон другої генерації утворює, за звичай незначні наростання на цирконі першої генерації, при цьому в багатьох кристалах такі наростання практично відсутні. Серед циркону першої генерації (ядер) можна виділити чотири типи:

1 – найбільш поширеними є світло-рожеві тонкозональні ядра з сильно заокругленими контурами, які за звичай зрізають зональність (рис. 1. a-d), що характерно кристалом циркону із магматичних порід кислого складу (гранітам та/чи ріолітам), що зазнали абразії;

2 – досить поширеними є світло-рожеві однорідні (не зональні) ядра з сильно заокругленими контурами та видовженням від практично ізометричних з $K_{\text{вид.}}$ близько 1 до призматичних, з $K_{\text{вид.}}$ 2-2,5 (рис. 1. g-k), також характерні для кластогенних цирконів;

3 – бурувато-коричневі тонкозональні ядра з заокругленими контурами, мають незначне поширення (менше 10%) (рис. 1. e, f)

4 – світло-рожеві видовжено призматичні однорідні, за звичай без оболонки (рис. 1. l).

Наявність ядер кластогенних цирконів (рис. 1) дозволяє з великою вірогідністю припустити первинно осадову природу плагіогнейсу.

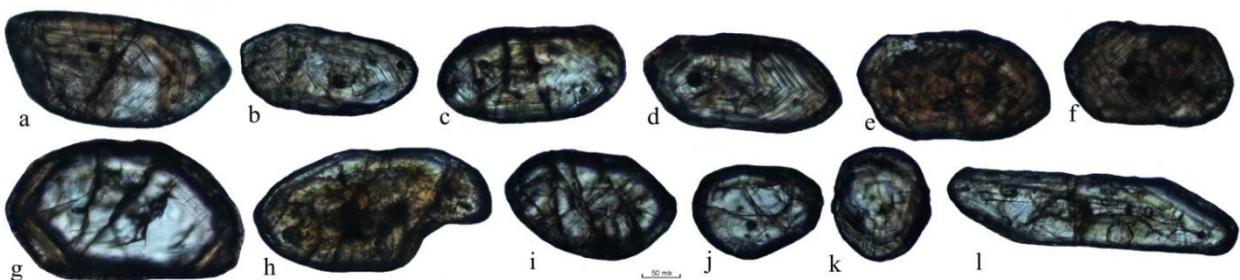


Рис. 1. Мікрофотографії полірованих зрізів кристалів циркону із жильного тіла піроксенового гнейсу, проба Вр-1, в правому борту балки, вище дамби с. Вороніно, поляризаційний мікроскоп за одного ніколя.

Вік центральних ділянок (ядер) кристалів циркону, за верхнім перетином дискордії, складає 2068 ± 22 млн років (рис. 2). Отримане значення віку, враховуючи, що найбільш поширеними є світло-рожеві тонкозональні ядра, характеризує час накопичення порід протоліту – вірогідно плагіогнейси кам'яно-костовацької (та/чи розчахівської) світи інгуло-інгулецької серії [2].

Монацит – світло-жовті, жовті, бурувато-жовті (вірогідно озалізовані) прозорі і напівпрозорі переважно пампушкоподібні зерна з поодинокими ребрами і навіть гранями. В незначній кількості (15-20%) присутні дископодібні кристали з різною мірою розвиненими гранями пінакоїду. Поверхня більшості кристалів дрібноямчаста до шагреневої, в невеликій кількості зерен (2-3%) гладенька, блискуча. В багатьох зернах проявлене озалізовання (бурувато-жовті кристали).

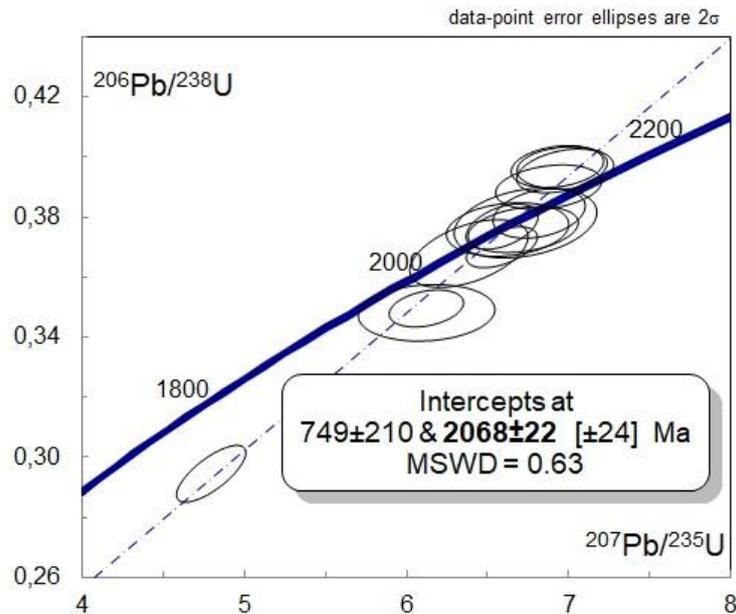


Рис. 2. Уран-свинцева діаграма з конкордією для центральних ділянок кристалів циркону із двопіроксенового плагіогнейсу, проба Вр-1.

Для визначення часу кристалізації монациту використали п'ять мультизернових наважок розмірних фракцій жовтих (переважають) та світло-жовтих напівпрозорих кристалів пампушкоподібної (більшість) та ізометричної форми з заокругленими контурами та одну мультизернову наважку жовтих і бурувато-жовтих кристалів, тієї ж форми, але чуть крупніших.

Таблиця 1. Вміст урану, свинцю та ізотопний склад свинцю в монацитах із Рх гнейсу, проба Вр-1.

Фракція мінералу	Вміст (ppm)		Ізотопні відношення					Вік, млн років			D (%)
	U	Pb	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{207}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{208}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}_r}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}_r}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}_r}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}_r}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}_r}{^{206}\text{Pb}_r}$	
1а	2594,4	6915,3	20750	8,0109	0,14446	0,38140	6,5373	2083	2051	2019	-3,2
1б	2740,2	6955,9	24330	8,0238	0,15200	0,37949	6,4991	2074	2046	2018	-2,8
1в	2881,2	7033,6	31950	8,0276	0,15977	0,38085	6,5261	2080	2049	2019	-3,1
1г	2562,2	6279,1	22030	8,0289	0,15813	0,37892	6,4822	2071	2043	2016	-2,8
1д	2301,9	5531,4	23420	8,0328	0,16251	0,38028	6,5042	2078	2046	2015	-3,1
2	2870,3	7225,7	11530	7,9936	0,15427	0,38086	6,5154	2080	2048	2016	-3,2

Примітка. Поправка на звичайний свинець уведена за Стейсі та Крамерсом на вік 2020 млн років. 1а-1д - розмірні фракції жовтих та світло-жовтих напівпрозорих кристалів. 2 - жовті, бурувато-жовті кристали.

Як видно з табл. 1 через незначну розтяжку фігуративних точок на уран-свинцевій діаграмі з конкордією та відносно невелику дискордантність (від -2,8 до -3,2), за вік монациту приймаємо середнє зважене значення віку, за ізотопним відношення $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ - 2017.2 ± 2.1 млн років, розраховане за наведеними в табл.1 аналітичними даними, та за умови, що уран-свинцева ізотопна система монациту була незначно порушена в даний час. За цих умов нижній перетин лінії регресії з конкордією складає 0.01 ± 0 млн років, СКЗВ = 3.

Отже отримані значення ізотопного віку для цирконів найвірогідніше характеризують час накопичення вулканогенно-осадової товщі – кам'янокостовацької (та/чи розчаховської) світи інгуло-інгулецької серії. Вік монацитів із піроксенового гнейсу (2017.2 ± 2.1 млн років), що в межах похибки співпадає з часом кристалізації цирконів із трахітоїдних гранітів Капустянського кар'єру (2020 ± 20 млн років тому) [5], але є дещо молодшим за вік монацитів із основних типів гранітів Новоукраїнського масиву [4].

Висновки:

1. Метаморфічні породи розчайівської та кам'янокостовацької світ інгуло-інгулецької серії накопичилися не раніше 2068 ± 22 млн років.
2. Монацити у двопіроксеновому гнейсі кристалізувалися 2017.2 ± 2.1 млн років тому, дещо пізніше за час кристалізації монацитів у основних типах гранітів Новоукраїнського масиву. Кристалізація монациту вірогідно в плагіогнейсі обумовлена процесами біметасоматозу, який був спричинений флюїдами, що залишилися після кристалізації гранітного розплаву (трахітоїдного граніту).

Література

1. Бартницький Е. Н., Бибикова Е. В., Верхогляд В. М., Легкова Г. В., Скобелев В. М., Терещ Г. Я. ИГМР-1 – Международный стандарт циркона для уран-свинцовых изотопных исследований. *Геохимия и рудообразование*. Вып. 21. 1995. С. 164-167.
2. Державна геологічна карта України. М-б 1:200 000. Центральноукраїнська серія. Аркуш М-36-XXXII (Новоукраїнка). – К.: УкрДГРІ, 2001.
3. Кореляційна хроностратиграфічна схема раннього докембрію Українського щита. К.Ю. Єсипчук, О. Б. Бобров, Л. М. Степанюк та ін. – Київ, УкрДГРІ, 2004. – 30 с.
4. Степанюк Л. М., Андрієнко О. М., Довбуш Т. І., Бондаренко В. К. Кристалогенезис і вік циркону та монациту в породах Новоукраїнського масиву. *Збірник наукових праць УкрДГРІ*, №1, 2004. С. 64-72.
5. Щербак Д. Н., Пономаренко А. Н., Макаренко И. Д. Геохронология гранитоидов Ингуло-Ингулецкого мегаблока Украинского щита. *Геохимия и рудообразование*, 1995. № 21. С. 74-88.
6. Krough T. E. A law contamination method for hedrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination. *Geochimica Cosmochimica Acta*. 1973. 37. No 3. P. 485-494.
7. Ludwig K. R. Pb Dat for MS-DOS, version 1.06. *U.S. Geol. Survey Open-File Rept.* 1989. № 88. 542. – P.40.
8. Ludwig K. R. ISOPLOT for MS-DOS, version 2.0. *U.S. Geol. Survey Open-File Rept.* 1990. № 88. 557. – P.38.

553.311(477.4)

<https://doi.org/10.30836/gbhgd.2024.8>

ВІК ЦИРКОРНІВ ІЗ ЧАРНОКІТОЇДІВ ПЕРВОМАЙСЬКОЇ ГЛИБОВОЇ СТРУКТУРИ ГОЛОВАНІВСЬКОЇ ШОВНОЇ ЗОНИ

Пономаренко О.М., Кишук О.Є.

Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення НАН України, ім. М.П.Семененка, Київ,
Україна. lesirmich@ukr.net

AGE OF ZIRCONS FROM CHARNOKITOIDS OF THE PERVOMAYSK DEEP STRUCTURE OF THE HOLOVANIVSK SUTURE ZONE

Ponomarenko O.M., Kyshchuk O.E.

Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation of the NAS of Ukraine, named M.P.
Semenenko, Kyiv, Ukraine. lesirmich@ukr.net

Charnokytoids of the Pervomaysk deep structure were formed on the primary crustal rocks, which probably constitute the lower structural floor of the Golovaniv suture zone (foundation). They were formed in the course of tectonic-metamorphic events, of which two events can be confidently established by isotopic methods: 2.8 ± 0.1 billion years - granulite metamorphism, as a result of which the primary crustal rocks take the form of enderbite- gneisses, as a rule, with two pyroxenes, and 2.0 ± 0.1 billion years ago - repeated metamorphism and granitization.

Вступ. Голованівська шовна зона (ГШЗ) просторово збігається з Голованівським гравітаційним максимумом і магнітними аномаліями. Субмеридіональними розломами поділяється на Первомайсько-Голованівський синклінорій та прилеглі до нього з південного заходу Луполівську антикліналь та з північного сходу Ятранський антиклінорій [1]. Внутрішня будова характеризується переважанням складок лінійної форми та підлеглим розвитком дрібних куполоподібних структур. Купольний тип складчастості властивий усім докембрійським щитам. Більшість дослідників, які займалися вивченням архейських гранітних масивів, називають процес формування округлих антикліналей, складених гранітоїдами, «гранітним діапїризмом» [2]. Л.І.Салоп [3] грануліто-гнейсові структури розглядає як своєрідні структури, що виникли внаслідок «випирання жорстких масивів гранулітів у вміщуючі пластичні породи». Глибинні діапіри впливають на навколишні породи, змінюючи їх у складки. В.В. Білоусов [4] вважає, що головною причиною виникнення куполів є велика глибинність метаморфізму та гранітизації, що проходили в умовах високої пластичності мас. Саме для докембрійських щитів характерний цей тип складчастості, бо щити являють собою місця виходу на поверхню найбільш глибинних порід.

Об'єктом дослідження є Первомайська глибова структура, яка знаходиться у східній частині Первомайсько-Голованівського синклінорію. Ця структура є виступом архейського фундаменту розміром 16x20 км [5]. Внутрішня частина глибової структури розкрита долиною р.Південний Буг у районі м. Первомайська. Південно-Бузькою зоною розломів Первомайська глибова структура сильно передроблена з утворенням Мігійської, Первомайської та Конецьпільської брил [5]. У глибових структурах, незважаючи на еволюцію гранітоїдного магматизму у бік розкислення та омолодження, зберігаються часто чарнокітоїди архейського віку.

Передбачається, що протолітами цих порід були еоархейські первинно-корові утворення, що складають нижній структурний поверх. Для підтвердження цієї тези були використані результати ізотопних досліджень, зроблені класичним уран-свинцевим методом для чарнокітоїдів Молдовських кар'єрів [6, 7] і результати віку цирконів із кар'єру с.Болеславчик, отримані методом La-ICP MS і методом SHRIMP Л.В.Шумлянським. Уран-свинцевим ізотопним методом встановлено, що чарнокітоїди пережили епізодичні перетворення $2,8 \pm 0,1$ та $2,0 \pm 0,1$ млрд років тому.

Результати та їх обговорення. У Первомайській брилі чарнокітоїди діючого Молдовського кар'єру представлені масивними, сірого кольору, добре розкристалізованими, середньозернистими, переважно гіперстеновими чарнокітами, вміст калієвого польового шпату в яких досягає $\sim 30\%$. Завжди є ільменіт та магнетит. Зустрічаються, але рідко ксеноліти двопіроксенових кристалосланців. З акцесорних мінералів є циркон, апатит, монацит. Циркон у них представлений тетрагональними подовжено-призматичними кристалами цирконового типу. Пірамідки низькі, згладжені. $L4 = 0,15-0,4$ мм, $Ku = 3,0-3,5$. Колір від світло-коричневого до темнокоричневого. Прозорий, не тріщинуватий, має гладку поверхню зі скляним блиском, що, можливо, вказує на наявність процесів анатексису. Переважають внутрішньо однорідні зерна. Для визначення ізотопного віку відібрано максимально однорідний циркон без ядер (табл.1, рис.1) [8]. Проте верхній перетин дискордії з конкордією відповідає віку 2856 млн. років, що відповідає метаморфічній події, якій піддавався більш давній субстрат. Однак, значення ізотопного віку різних фракцій циркону по відношенню $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, що коливаються в межах 2059-2274 млн. років, вказує на те, що ці породи зазнали значних перетворень в результаті палінгенно-метасоматичних процесів у 2,0 млрд. років тому.

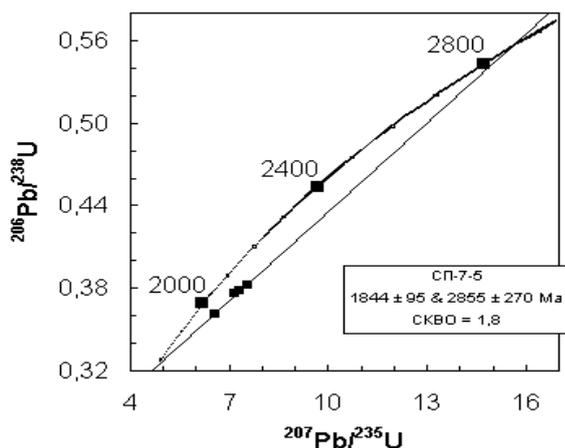


Рис.1 Діаграма з конкордією для циркону з чарнокіту Молдовського діючого кар'єру [8]

У покинутому кар'єрі, який знаходиться поряд із діючим Молдовським кар'єром, спостерігається інша від попереднього кар'єра ситуація. Тут переважають піроксенові кристалосланці та гнейси, в яких завжди два піроксени і рогова обманка. Дрібнозернисті піроксенові гнейси місцями переходять у середньозернисті гіперстенові ендербіти (проба 258/82), які, у свою чергу, також піддаються чарнокітизації, що проявляється у збільшенні в них кількості КПШ, у появі накладеного високоуранового циркону округлої форми коричневого кольору. Основна маса циркону (70%) представлена подовжено-призматичними тетрагональними та дитетрагональними кристалами цирконового або гіацинтового типу з Ku до 3,0, прозорими та напівпрозорими,

часто містять оболонки накладеного циркону. Ізотопний вік за $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ укладається в інтервал 2719-2799 млн. років (табл.2 рис. 2). Тобто, у Молдовських кар'єрах, згідно з геохронологічними даними, також встановлено дві метаморфічні події - $2,8 \pm 0,1$ та $2,0 \pm 0,1$ млрд. років. Верхній перетин з конкордією відповідає віку 3014 млн років, але з великою похибкою.

Таблиця 2. Результати уран-свинцевого ізотопного дослідження циркону із закинутого кар'єру Первомайської брили (258/82)

Фракція цирконів, м	Вміст Ррт.		Ізотопні відношення				Вік, млн.років		
	U	Pb	206/204	<u>207/206r</u>	206r/238	207r/235	206r/238	$\frac{207r}{235}$	<u>207/206</u>
<0,1 е/м	1235	619	71430	0,191644	0,464256	12,2675	2458	2625	2756
<0,1	923	488	11630	0,196718	0,487713	13,2309	2561	2696	2799
<0,07 Э/м	1180	591	22220	0,187336	0,466936	12,0609	2470	2609	2719
загальна	1200	614	20000	0,195269	0,474604	12,7781	2504	2663	2787

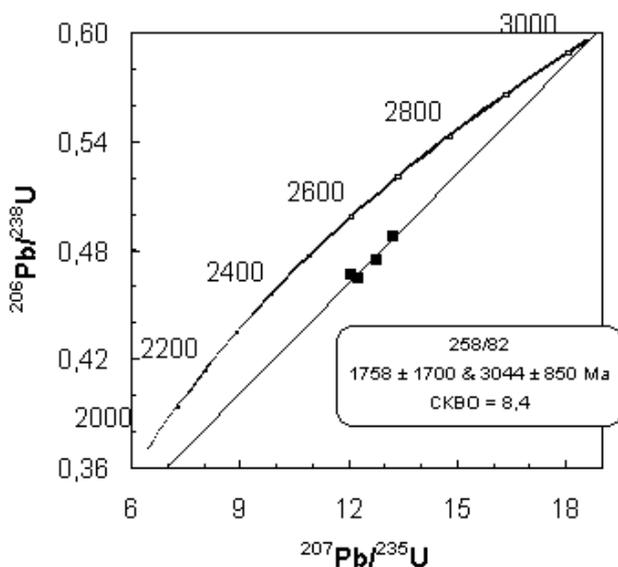


Рис.2. Діаграма з конкордією для циркона із ендербіта (проба 258/82) [7]

Конецьпільська брила - західний фрагмент Першотравневої глибової структури, витягнутої у північно-західному напрямку від с.Кам'яний Міст до широти с. Болеславчик. Розмір брили 5x16км [5]. Породи представлені

грубосмугастими сірими, рожево-сірими мігматитами з рідкими реліктами кристалосланців. Центральна частина брили складена породами чарнокітової серії. У міжколгоспному кар'єрі с.Конецьпіль розвинуті середньозернисті зеленувато-сірі чарнокіти, і більш світлі гранітоїди з гранатом, схожі на бердичівські, які знаходяться в різних стінках кар'єру. Усі породи ін'єковані рожевими гранітами, іноді дрібнозернистими, але найчастіше пегматоїдними. Частина порід має тонкосмугастий мігматитовий вигляд. Породи зазнали гранулітового метаморфізму в $2,0 \pm 0,1$ млрд. тому. Уран-свинцевий вік цирконів з чарнокіту, визначений за різнорозмірними фракціями, становить 2109-2199 млн. років. [6]. Кар'єр в с. Болеславчик, який знаходиться в цьому ж районі, представлений двома типами порід. Перший тип порід знаходиться в лівій стінці кар'єру, де породи представлені шаруватим розрізом своєрідних білих, рожево-білих та світло-зеленуватих порід з прошарками та пластами білих цукроподібних кварцитів. У протилежній стінці кар'єру переважають чарнокітоїди і червоні граніти. У деяких випадках видно досить чіткі контакти

між ними. Ймовірно, вихідний матеріал був для цих порід різним. У кар'єрі проходить зона розломів. Тому, породи в основному розсланцьовані різною мірою, часто мають вигляд тонкосмугових мігматитів. Проба 272/82 - ендербіто-гнейс. Мінеральний склад, %: гіперстен, діопсид, плагіоклаз, кпш, ільменіт, од.зерна гранату, біотиту, з акцесорних мінералів циркон, апатит, монацит. Діопсид має світло-зелений колір (діаллаг). Циркон двох типів. *Перший тип* представлений подовженими тетрагонально-призматичними кристалами з $Ky=2,5$, іноді 3,5, з тупою пірамідкою, які переважають у породі. У великих кристалах циркони напівпрозорі, мають темно-коричневий колір. Поверхня великих зерен нерівна, часто кострубата, іноді циркони - у вигляді друз. Частина коричневих зерен дитетрагональна, зі скляним блиском. Дрібні зерна світліші, прозоріші. *Другий тип* - світло-рожеві прозорі циркони із сильним блиском. Знаходяться у вигляді уламків. Вік коричневого циркону із зразка 272/82, виконаний методом La-ICP MS дорівнює 2964 ± 11 , а методом SHRIMP становить 2936 ± 180 з 2-х мільярдною оболонкою, існування якої, можливо, може свідчити про ще більш давній вік чарнокітоїдів.

Висновок. Чарнокітоїди Первомайської глибової структури, які, на наш погляд, утворилися по первинно-корових породах, що становлять, ймовірно, нижній структурний поверх (фундамент), сформувалися в ході низки тектоно-метаморфічних подій, з яких ізотопними методами впевнено встановлюється дві події: $2.9\pm 0,1$ млрд. років тому - гранулітовий метаморфізм, в результаті якого первинно-корові породи набувають вигляду гнейсоподібних ендербітів, як правило, з двома піроксенами, і $2,0\pm 0,1$ млрд. років тому - повторний метаморфізм і гранітизація.

Література

1. Щербаков И.Б. Петрология Украинского щита. Львов: ЗУКЦ, 2005. 366 с.
2. Гинтов О.Б. Структуры континентальной земной коры на ранних этапах её развития. Киев: Наук. думка, 1978. 161 с.
3. Салоп Л.И. Геологическое развитие Земли в докембрии. Л-д: Недра, 1982. 343 с.
4. Белоусов В.В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, 1962. 608с
5. Ярошук Э.Я. Докембрий Нижнего Побужья / Геохронологич докембрия Украины. Киев, 1965. С.69-83.
6. Геохронология раннего докембрия Украинского щита (Протерозой) / Н.П. Щербак та ін. Киев: Наук. думка, 2008. 242 с.
7. Геохронология раннего докембрия Украинского щита (архей) / Н.П. Щербак та ін. Киев: Наук. думка, 2005. 341 с.
8. Степанюк Л.М., Андриенко О.М., Довбуш Т.І. Ізотопний вік чарнокітів Середнього Побужья / Збірник наук. праць УкрДГРІ, 2002. № 1. С.111-115.

Світлій пам'яті нашого вчителя та наставника
МИКОЛІ ЩЕРБАКУ присвячуємо

УДК. 550.93

<https://doi.org/10.30836/gbhgd.2024.9>

ЯДЕРНІ РЕАКЦІЇ ТА ЇХ ВИКОРИСТАННЯ В ГЕОЛОГІЇ

*Степанюк Л.М., Пономаренко О.М., **Артеменко Г.В.***

Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М. П. Семененка НАН України, Київ,
stepaniuk@nas.gov.ua

NUCLEAR REACTIONS AND THEIR USE IN GEOLOGY

*Stepaniuk L.M., Ponomarenko O.M., **Artemenko G.V.***

M. P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation NAS of Ukraine,
Kyiv, stepaniuk@nas.gov.ua

Natural nuclear reactions are considered, in particular, the transformation of isotopes of uranium and thorium into isotopes of lead, $^{87}\text{Rb}_{37}$ into $^{87}\text{Sr}_{38}$, $^{40}\text{K}_{19}$ into $^{40}\text{Ar}_{18}$, $^{147}\text{Sm}_{62}$ into $^{144}\text{Nd}_{60}$, which are the basis of uranium-thorium-lead, rubidium-strontium, potassium-argon, and samarium-neodymium isotopic dating methods. endogenous geological processes, respectively, which were widely used in geochronological studies under the leadership of Mykola Shcherbak, as well as the transformation of $^{176}\text{Lu}_{71}$ into $^{176}\text{Hf}_{72}$, which are based on the lutetium-hafnium isotope method, which has gained wide popularity in recent years.

Вступ. Микола Щербак – один із фундаторів ізотопної геології не лише в Україні, а й на теренах колишнього Радянського Союзу; з 1979 по 1991 рік він очолював Комісію з ізотопної геохронології при АН СРСР.

Радіоактивність — явище перетворення ядер нестійкого ізотопу хімічного елементу (материнське ядро) на ядра іншого ізотопу (дочірнє ядро) шляхом випромінювання гамма-квантів, елементарних частинок або ядерних фрагментів. При цьому деякі ядра випускають α -частинки, інші – β -частинки, треті – α -, або β -частинки.

Ізотопи — атоми (нукліди) одного і того самого хімічного елементу, які мають різну кількість нейтронів, а, отже, різне масове число (атомну масу).

Більшість відомих ізотопів нестабільні щодо радіоактивного розпаду. Характеристиками нестабільних ізотопів є період напіврозпаду та тип розпаду. Основними типами розпаду є бета-радіоактивність та альфа-радіоактивність. При бета-розпаді ядро ізотопу випромінює електрон або позитрон і, відповідно, або збільшує, або зменшує свій атомний номер. При альфа-розпаді ядро ізотопу випромінює альфа-частинку, і відповідно, його атомний номер зменшується на дві одиниці, а масове число на 4. Деякі ізотопи, наприклад, ^{232}Th , ^{235}U , ^{238}U , можуть ділитися.

Період напіврозпаду нестабільних ізотопів є досить різним, від 1×10^{-24} с до тривалості, що перевищує вік Всесвіту. В останньому випадку слабку радіоактивність можна зареєструвати точними вимірюваннями, однак ізотоп можна вважати практично стабільним.

В навколишній природі зустрічаються здебільшого стабільні ізотопи хімічних елементів, оскільки нестабільні врешті-решт розпадаються. Однак вони продовжують утворюватися внаслідок ядерних реакцій.

Загалом, існує 254 стабільних ізотопи, що належать 81 елементу, при тому, що загалом відомо 3339 різних ізотопів. З цих ізотопів, теоретично, лише 90 є повністю стабільними, а решта просто має дуже довгі періоди напіврозпаду, проте на практиці, як прийнято говорити, впродовж наукових спостережень, їх розпад не спостерігався.

За способом перетворення розрізняють три основні групи природних радіоактивних елементів.

До **першої групи** належать радіонукліди земної кори, що входять до складу радіоактивних родин, родоначальниками яких є ^{238}U , актиноуран, або уран-235, і торій-232. Піддаючись багатоступеневому альфа- та бетарозпаду, ці елементи утворюють ряд радіоактивних ізотопів. Розпад радіоактивних родин прийнято позначати у вигляді схеми, або ланцюга, радіоактивних перетворень, наприклад:

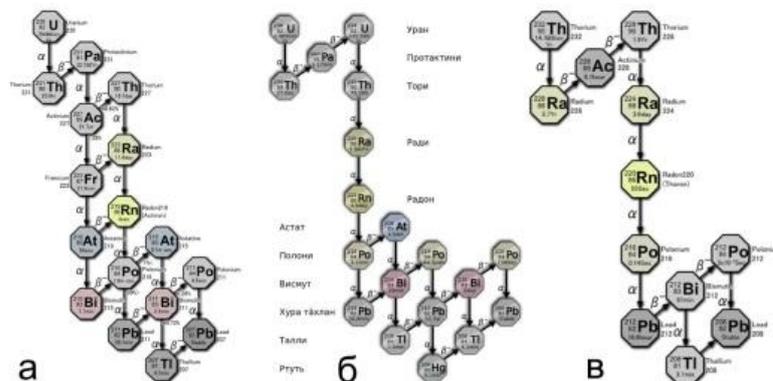


Рис.1. Радіоактивні родини: а - ряд актиноурану ^{235}U ; б - ряд урану ^{238}U ; в - ряд торію ^{232}Th [6].

До **другої групи** входять радіонукліди, які не створюють родин. До них відносяться насамперед ^{40}K , ^{48}Ca , ^{87}Rb , ^{97}Zr , ^{138}La , ^{147}Sm . Ці радіонукліди перебувають у постійній рівновазі в земній корі.

Третю групу складають космогенні радіонукліди, які безперервно утворюються в атмосфері Землі під дією космічного випромінювання з газами атмосфери (атомами (ядрами) водню, азоту, кисню, аргону). До них належать ^3H (тритій), ^{14}C , ^{10}Be , ^{26}Al , ^{32}Si та деякі інші, які потрапляють на земну поверхню з атмосферними опадами.

З 80 радіоактивних ізотопів 25 хімічних елементів, які є в земних породах, рудах, воді й атмосфері, практичне значення мають лише деякі, переважно довгоживучі радіонукліди. Радіонукліди, строк життя яких вимірюється частками секунди або секундами, мають лише теоретичне значення, допомагаючи зрозуміти механізми перетворення одних елементів в інші.

Серед радіоактивних елементів **першої групи** найпоширеніший в земній корі уран і торій.

З великої кількості радіоактивних елементів **другої групи**, які не входять до радіоактивних родин, практичне значення для геології мають калій-40, рубідій-87, самарій-147, лютецій-176 і реній-187.

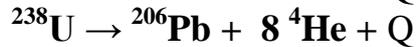
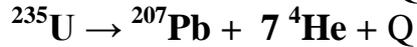
Серед великої кількості космогенних радіонуклідів (**третья група**) практичне значення для датування має важкий вуглець (^{14}C), зрідка

використовується Al^{26} . Вони утворюються з атмосферного азоту при бомбардуванні його ядер нейтронами.

Використання перетворення атомів в геології.

Перетворення ^{235}U ^{238}U $^{232}Th_{90}$

відбуваються за:



параметри розпаду наведені в табл.1.

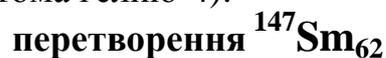
Таблиця 1. Ізотопи першої групи, що використовуються в ізотопній геології [1].

Радіоактивний (материнський) ізотоп	Константа розпаду λ , рік ⁻¹	Період напіврозпаду років	Радіогенний (дочірній) ізотоп
^{232}Th	$4,948 \cdot 10^{-11}$	$1,4 \cdot 10^{10}$	$^{208}Pb + 6\ ^4He$
^{235}U	$9,849 \cdot 10^{-10}$	$7,07 \cdot 10^8$	$^{207}Pb + 7\ ^4He$
^{238}U	$1,551 \cdot 10^{-10}$	$4,47 \cdot 10^9$	$^{206}Pb + 8\ ^4He$

U-Pb ізотопний метод наразі є найпоширенішим методом визначення часу протікання геологічних процесів та визначення віку мінералів, гірських порід та руд. Результати датування кристалічних порід Українського щита узагальнені в серії монографій Миколи Щербака [7-11]. Розрізняють два основні типи: класичний уран-свинцевий метод (TIMS) з хімічною підготовкою зразків для мас-спектрометричного аналізу та локальні методи (SHRIMP, LA-ICP-MS, тощо), в яких мікропроби з ділянок кристалу (найчастіше циркону) відбираються іонним травленням або за допомогою лазера. Основною перевагою уран-свинцевого ізотопного методу над іншими методами ізотопного датування ж внутрішній контроль закритості ізотопної системи, вік розраховується одночасно за трьома ізотопними відношеннями.

Основною перевагою метода TIMS є його висока прецизійність, що ґрунтується на великій статистиці аналітичного визначення ізотопних відношень. Основним обмеженням – непридатність для датування складних поліциклічно сформованих кристалів, наприклад цирконів анатектичних (палінгенно-анатектичних) гранітоїдів. Найважливішою перевагою локальних методів, окрім експресності та відсутності хімічної пробопідготовки є локальність (площа кристалі діаметром 20-50 мікрон), що дозволяє датувати окремі ділянки кристалів, кристалізація яких відбувалася впродовж одного накладеного ендегенного геологічного процесу. Окрім того, поєднання локального датування та Lu-Hf ізотопних досліджень в тих же ділянках кристалів циркону дозволяє визначати походження (кора чи мантія) проторечовини вмісних порід [4, 5].

Самарій-147 перетворюється в неодим-144 в результаті α – розпаду, з випромінюванням α -частки (атома гелію-4):



α – розпад (період напіврозпаду $1,06 \cdot 10^{11}$ років)

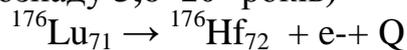


Sm-Nd ізотопний метод є одним із найдосконаліших методів дослідження процесів розвитку континентальної кори та мантії. Унікальність цього методу закладена вже в характері геохімічної поведінки Sm та Nd, які обоє є надзвичайно близькими за своїми хімічними властивостями рідкісноземельними елементами. Саме схожість цих властивостей не дає можливості цим елементам фракціонувати при дії переважної більшості різноманітних геологічних процесів на той, чи інший геологічний об'єкт, що їх вміщує (мінерал, породу тощо). Окрім отримання даних, щодо віку порід (датування декількох когенетичних зразків породи в цілому та (або) мінералів) дозволяє розрахувати індикаторне ізотопне відношення $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (ϵ_{Nd}) [2, 3]. Обмеженням методу є досить великий період напіврозпаду, що обумовлює необхідність прецизійних аналітичних процедур і обумовлює досить велику невизначеність (великі похибки) отримуваних ізотопних дат.

рубідій-87 і лютецій-176 перетворюються в **стронцій-87 і гафній -176**, відповідно в результаті β^- -розпаду, що супроводжується випромінюванням електрона (β^- -частки), що обумовлює геохронологічну схожість їх ізотопних систем.

перетворення $^{176}\text{Lu}_{71}$

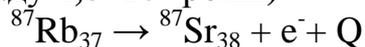
β^- розпад (період напіврозпаду $3,6 \cdot 10^{10}$ років)



Lu-Hf ізотопний метод наразі найчастіше використовується для визначення первинного відношення $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ в цирконах, як індикатора походження (кора чи мантія) проторечовини вмісних порід, у поєднанні з локальними методами U-Pb ізотопного датування [4, 5].

перетворення $^{87}\text{Rb}_{37}$

β^- розпад (період напіврозпаду $4,8 \cdot 10^{10}$ років)



Rb-Sr ізотопний метод дозволяє за результатами аналізу декількох когенетичних зразків породи в цілому та (або) мінералів можна розрахувати як їх вік, так і ізотопний склад звичайного первинного стронцію (індикаторне $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ізотопне відношення), що вони вміщують. Індикаторне відношення $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ можна визначити вимірявши ізотопний склад мінералів, що не вміщує рубідій (наприклад апатит). Суттєвим обмеженням методу для визначення ізотопного віку є відсутність внутрішнього контролю, що часто унеможливорює проведення геолого-геохронологічної інтерпретації (ототожнення отриманих ізотопних дат з часом протікання конкретних ендегенних геологічних процесів).

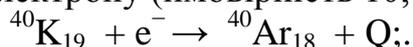
перетворення $^{40}\text{K}_{19}$

Розпад калію-40 відбувається за двома напрямками (період напіврозпаду $1,248 \cdot 10^9$ років):

β^- - розпад (ймовірність 89,28 %):



Захоплення орбітального електрона (ймовірність 10,72 %):



Вкрай рідко (в 0,001% випадків) він розпадається в ^{40}Ar через позитронний розпад, з випромінюванням позитрона (β^+) і нейтрино ν^e :



К-Аг ізотопний метод був найпоширенішим методом визначення віку в 60-70-х роках минулого сторіччя. Ізотопні дати, отримані для порід Українського щита зведені в Каталозі... [8]. Перевагою методу є його відносна дешевизна і експресність. Разом з тим основним його недоліком є низький температурний поріг замкнутості ізотопної системи, обумовлений великою рухливістю дочірнього продукту розпаду - ізотопу аргон-40 – інертного хімічного елемента.

Література

1. Соботович Э.В., Бартницкий Е.Н., Цьбонь О.В., Кононенко Л.В. Справочник по изотопной геохимии. М.: Энергоиздат, 1982. 240 с.
2. Степанюк Л.М., Бибилова Е.В., Клайсен С., Скобелев В.М. Sm-Nd изотопная система в докембрийских породах западной части Украинского щита. *Минерал. журн.* 1998. № 5. С. 72–79.
3. Степанюк Л.М., Довбуш Т. И., Скобелев В.М. Результаты изучения докембрийских пород западной части Украинского щита. Sm-Nd изотопным методом. *Минерал. журн.* 2000. № 2–3. С. 132–142.
4. Степанюк Л.М., Шумлянський Л.В., Гаценко В.О., Лісна І.М., Довбуш Т.І., Вайлд С.А., Немчін А.А., Багінські Б., Білан О.В. U-Pb геохронологія (LA-ICP-MS) геологічних процесів у гранулітах Середнього Побужжя. Стаття 1. Породна асоціація Кошаро-Олександрівського кар'єру. *Мінерал. журн.* 2020. 42, № 3. С. 50-68. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal.42.03.000>
5. Степанюк Л.М., Шумлянський Л.В., Курило С.І., Сьомка В.О., Бондаренко С.М., Вайлд С.А., Немчин А.А. U-Pb геохронологія (LA-ICP-MS) геологічних процесів в гранулітах Середнього Побужжя. Стаття 3. Породна асоціація нижньої течії р. Ятрань. *Мінерал. журн.*, 2021, 43, №1, с. 34-50. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal.43.01.034/>
6. Фор Г. Основы изотопной геологии: Пер. с англ. М.: Мир, 1989. - 590 с.
7. Щербак Н.П. Петрология и геохронология докембрия западной части Украинского щита. – Киев: Наук. думка, 1975. – 271 с.
8. Щербак Н.П., Злобенко В.Г., Жуков Г.В., Котловская Ф.И., Полевая Н.И., Комлев Л.В., Носок Г.М., Почтаренко В.И. Каталог изотопных дат Украинского щита. К.: Наук. думка, 1978. 224 с.
9. Щербак М.П., Артеменко Г.В., Бартницкий Е.Н. Верхогляд В.М., Комаристый А.А., Лесная И.М., Мицкевич Н.Ю., Пономаренко О.Н., Скобелев В.М. Геохронологическая шкала докембрия Украинского щита. К.: Наук. думка, 1989. 144 с.
10. Щербак Н.П., Артеменко Г.В., Лесная И.М., Пономаренко А.Н. Геохронология раннего докембрия Украинского щита. Архей. – Киев: Наук. думка, 2005. 243с.
11. Щербак М.П., Артеменко Г.В., Лесная И.М., Пономаренко А.Н., Шумлянський Л.В. Геохронология раннего докембрия Украинского щита. Протерозой. К.: Наукова думка, 2008. 240 с.

УДК. 550.93

<https://doi.org/10.30836/gbhgd.2024.10>

ПРИРОДНІ ЯДЕРНІ РЕАКЦІЇ ТА ЇХ ВПЛИВ НА ІЗОТОПНИЙ СКЛАД ВІДПОВІДНИХ ЕЛЕМЕНТІВ

Степанюк Л.М.

Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М. П. Семененка НАН України, Київ,
stepaniuk@nas.gov.ua

NATURAL NUCLEAR REACTIONS AND THEIR INFLUENCE ON THE ISOTOPIC COMPOSITION OF THE CORRESPONDING ELEMENTS

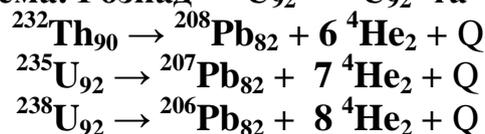
Stepaniuk L.M.

M. P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation NAS of Ukraine,
Kyiv, stepaniuk@nas.gov.ua

Changes in the isotopic composition of chemical elements, which include natural radioactive (mother) and radiogenic (daughter) isotopes, are characterized. It is shown that the $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ isotopic ratio increased from 3.117 at the age of 4567 million years to 137.88 at the present time. The isotopic composition of lead directly depends on the ratio between the content of uranium (thorium) and lead (μ and W , respectively), which have significant variations in different reservoirs. In connection with the geochemical properties of Sm and Nd and similar to them Lu and Hf, and opposite to them Rb and Sr, in the process of formation of the earth's crust, their differentiation occurs and the isotopic composition of Nd, Hf and Sr in the earth's crust and mantle changes with different rate, due to which isotopic ratios of $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ are used to identify the source of igneous rocks.

У попередньому повідомленні [4] було окреслено коло ядерних реакцій, які в даний час широко використовуються в ізотопній геології. Наразі ми розглянемо наслідки деяких ядерних перетворень та їх вплив на ізотопний склад урану та хімічних елементів, у складі яких є дочірні ізотопи – продукти цих ядерних реакцій.

U-Pb ізотопна система. Розпад $^{235}\text{U}_{92}$, $^{238}\text{U}_{92}$ та $^{232}\text{Th}_{90}$ відбуваються за:



У результаті, в наслідок різної константи радіоактивного розпаду ^{235}U і ^{238}U , ізотопний склад природного урану закономірно еволюціонував (відношення $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ із 3,117 на вік 4567 млн. років виросло до 137,88 в даний час) (рис.1). При цьому в результаті додавання радіогенних ізоотопів ^{206}Pb , ^{207}Pb та ^{208}Pb до первинного свинцю, ізотопний склад якого прийнято:

$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=9,307$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=10,294$; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=29,476$ [1], що відповідає ізотопному складу свинцю залізного (октаедриду) метеориту каньюна Диявола, ці ізотопні відношення в сучасному свинці для Землі в цілому виросли до: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=18,700$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=15,628$; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=38,630$, у випадку двостадійної еволюції за [10] (чорна суцільна лінія, рис.2).

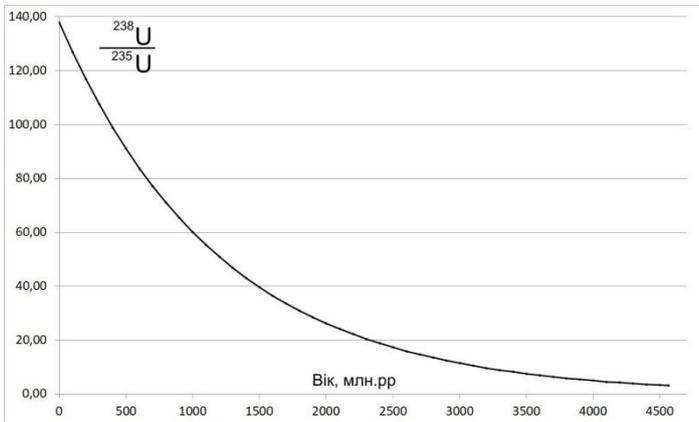


Рис. 1. Діаграма еволюції ізотопного відношення $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ – з часом

Але в різних оболонках (резервуарах) Землі співвідношення між вмістом урану (торію) та свинцю (μ та W , відповідно) мають значні варіації, що помітно впливає на швидкість зміни ізотопного складу свинцю (зростання ізотопних відношень $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ і $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) (рис. 2).

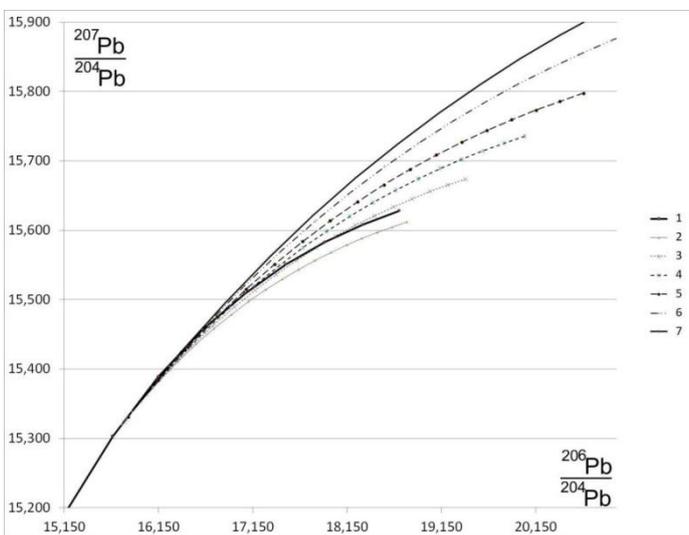
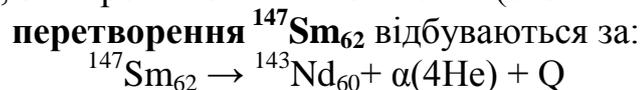


Рис. 2. Графік в координатах $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. 1 – лінія еволюції ізотопного складу звичайного свинцю за Стейсі та Крамерсом [1, 10]. 2-7 – лінії еволюції ізотопного складу звичайного свинцю, за умови зміни співвідношення $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ (μ) на 1750 млн. років тому: 2 – $\mu=10$, 3 – $\mu=12$, 4 – $\mu=14$, 5 – $\mu=16$, 6 – $\mu=20$ та 7 – $\mu=24$

Sm-Nd ізотопна система. Самарій-147 перетворюється в неодим-143 в результаті α – розпаду, з випромінюванням α -частки (атома гелію-4):



Ізотопна еволюція Nd в Землі може бути представлена моделлю, яка передбачає, що відношення $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ в Землі дорівнює цьому відношенню в хондритових метеоритах - 0,1967 [(DePaolo D.J. and Wasserburg G.J., 1976) 26]. Модель припускає, що земний Nd еволюціонував в однорідному резервуарі, відношення $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ в якому - 0,1967, а сучасне значення відношення $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ складає 0,512636 відносно $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,7219$ [5]. Ці дані дозволяють вираховувати відношення $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в ХУР (однорідний хондритовий резервуар) в будь-який момент часу t в минулому за допомогою рівняння:

$${}_t\text{I}^{\text{XYP}} = {}_0\text{I}^{\text{XYP}} - ({}^{147}\text{Sm}/{}^{144}\text{Nd})^{\text{XYP}} \cdot (e^{\lambda t} - 1)$$

де: I^{XUP} – відношення $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ на момент геологічного часу t ; ${}_0I^{XUP}$ – сучасне відношення $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$; $\lambda = 6,54 \cdot 10^{-12}$ років $^{-1}$.

Згідно з геохімічними властивостями Sm і Nd, часткове плавлення ХУР породжує магми, які мають більш низькі відношення Sm/Nd в порівнянні з ХУР, в зв'язку з чим породи, які утворились з цієї магми в даний час будуть мати більш низькі відношення $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, ніж ХУР. Тверді фази, що залишились після відділення розплаву (магми), відповідно мають більш високі відношення Sm/Nd, ніж хондритовий резервуар. Тому ці "збіднені" області резервуару мають в даний час більш високі відношення $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в порівнянні з ХУР. Таким чином, в результаті додавання радіогенного ізоотопу ^{143}Nd ізоотопне відношення $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в мантії Землі, відповідно[7] зростає з більшою швидкістю, порівняно з породами земної кори (рис.3).

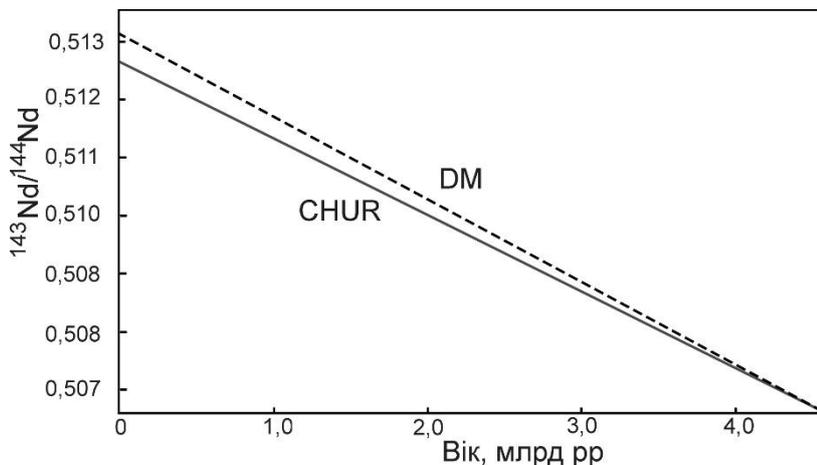
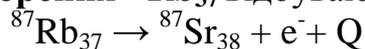


Рис. 3. Діаграма еволюції ізоотопного відношення $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ – з часом. CHUR – однорідний хондритовий резервуар, DM – деплетована мантія.

Rb-Sr ізоотопна система. Рубідій-87 перетворюється в стронцій-87 в результаті β^- розпаду.

перетворення $^{87}\text{Rb}_{37}$ відбуваються за:



Ізоотопна еволюція стронцію в Землі почалась приблизно $4,5 \pm 0,1$ млрд. років тому (з моменту утворення) з початкового відношення $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ близько 0,699. Ця інформація отримана в результаті вивчення кам'яних метеоритів і зразків з Місяця. З початком формування континентальної кори, еволюція відношення $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в мантії відбувалася повільніше ніж в континентальній корі, так як мантія має значно нижче середнє відношення Rb/Sr, яке складає близько $0,027 \pm 0,011$. В даний час стронцій в мантії ізоотопно гетерогенний в досить вузьких межах, які відповідають відношенню $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,704 \pm 0,002$ [5]. Ці дані дозволяють розраховувати зміну ізоотопного складу стронцію в мантії з часом за допомогою рівняння:

$$I^{UR} = {}_0I^{UR} + ({}^{87}\text{Rb}/{}^{86}\text{Sr})^{UR} \cdot (e^{\lambda t} - 1)$$

де

I^{UR} - величина відношення $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в UR (однорідний резервуар) на момент часу t ;

${}_0I^{UR}$ – первинне відношення $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,698990 \pm 47$ [9] в UR, розраховане на основі ізохронної моделі в шести зразках базальтичних ахондритів і

названий BABI (Basaltic achondritic best initial – найкраще початкове базальтичних ахондритів); $(^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})^{\text{UR}}$ - середнє відношення в UR; $\lambda = 1,42 \cdot 10^{-11}$ років $^{-1}$.

При визначенні джерела формування магматичних розплавів - "кора" чи "мантія" (нижня кора + мантія) з використанням, як геохімічної мітки, первинних відношень $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$,

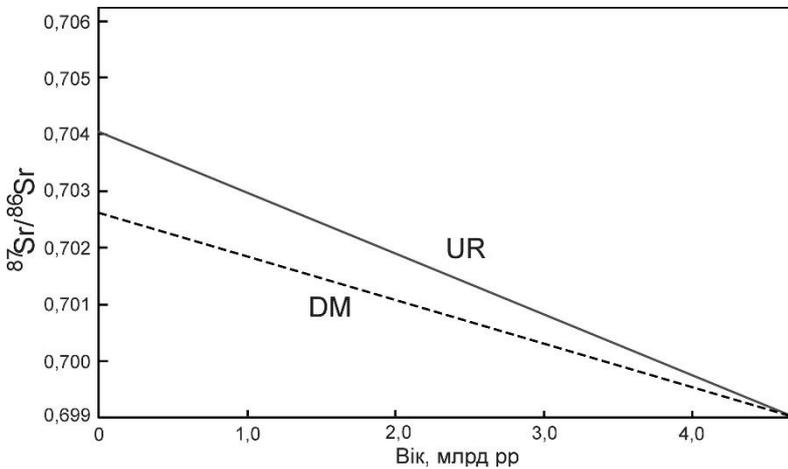


Рис. 4. Діаграма еволюції ізотопного відношення $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ – з часом. UR – однорідний резервуар, DM – деплетована мантія.

Lu-Hf ізотопна система. Перетворення $^{176}\text{Lu}_{71}$ відбуваються за:
$$^{176}\text{Lu}_{71} \rightarrow ^{176}\text{Hf}_{72} + \beta^- + \text{Q}$$

Наразі немає загальноприйнятих значень як параметрів для мантії, так і констант радіоактивного поділу лютецію-176, найбільш вживаними є $\lambda^{176}\text{Lu} = 1,86 \cdot 10^{-11}$ років $^{-1}$ [8]; сучасне відношення $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0,28277$; $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0,0332$ [6]. За цими параметрами ізотопна еволюція гафнію в Землі може бути представлена моделлю, яка передбачає, що відношення $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ в Землі дорівнює цьому відношенню в хондритових метеоритах - 0,0332, при цьому земний Hf еволюціонував в однорідному резервуарі, відношення $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ в якому - 0,0332, а сучасне значення відношення $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ складає 0,28277 (рис.5).

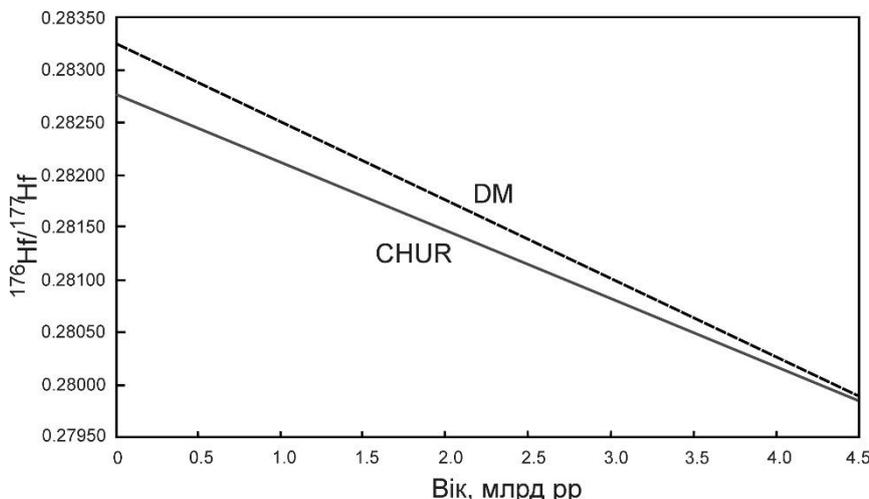


Рис. 5. Діаграма еволюції ізотопного відношення $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ – з часом. CHUR – однорідний хондритовий резервуар, DM – деплетована мантія

Геохімічні властивості Lu і Hf схожі властивостям Sm і Nd, так як гафній концентрується відносно лютецію в силікатних розплавах, які утворилися в мантії в результаті її часткового плавлення. Тому базальтові магми, похідні від

мантії, зазвичай мають нижчі відношення Lu/Hf порівняно з родоначальними породами. Після відділення магми залишкові тверді фази відповідно збіднюються гафнієм і набувають більш високі відношення Lu/Hf, ніж первинний резервуар до плавлення. Для такого збідненого резервуару (DM) ми [2, 3] використовували такі параметри для деплетованої мантії: відношення $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0,0384$; сучасне значення відношення $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0,283250$, в такому випадку ізоотопне відношення $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ в деплетованій мантії еволюціонувало відповідно (рис.5).

Отже ядерні реакції, що спричиняють перетворення ізоотопів одних хімічних елементів в ізоотопи інших, призводять до зміни ізоотопного складу як елементів, з дочірніми (радіогенними) ізоотопами, так і елементів у складі яких є батьківські (радіоактивні) ізоотопи. Найбільші зміни відбулися в ізоотопному складі урану, в якому ізоотопне відношення $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ із 3,117 на вік 4567 млн. років виросло до 137,88 в даний час. Зміни ізоотопного складу інших елементів з батьківськими ізоотопами (Sm, Rb, Lu) набагато менш виразні, що обумовлено значно меншими константами радіоактивного розпаду (майже на два порядки, порівняно з $\lambda^{235}\text{U} = 9,849 \cdot 10^{-10}$ років $^{-1}$).

Література

1. Соботович Э.В., Бартницький Е.Н., Цьонь О.В., Кононенко Л.В. Справочник по изотопной геохимии. М.: Энергоиздат, 1982. 240 с.
2. Степанюк Л.М., Шумлянський Л.В., Гаценко В.О., Лісна І.М., Довбуш Т.І., Вайлд С.А., Немчин А.А., Багінські Б., Білан О.В. U-Pb геохронологія (LA-ICP-MS) геологічних процесів у гранулітах Середнього Побужжя. Стаття 1. Породна асоціація Кошаро-Олександрівського кар'єру. *Мінерал. журн.* 2020. 42, № 3. С. 50-68. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal.42.03.000>
3. Степанюк Л.М., Шумлянський Л.В., Курило С.І., Сьомка В.О., Бондаренко С.М., Вайлд С.А., Немчин А.А. U-Pb геохронологія (LA-ICP-MS) геологічних процесів в гранулітах Середнього Побужжя. Стаття 3. Породна асоціація нижньої течії р. Ятрань. *Мінерал. журн.*, 2021, 43, №1, с. 34-50. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal.43.01.034/>
4. Леонід Степанюк, Олександр Пономаренко, Геннадій Артеменко. Ядерні реакції та їх використання в геології. *Матеріали конференції...* Київ, 2024
5. Фор Г. Основы изотопной геологии: Пер. с англ. М.: Мир, 1989. - 590 с.
6. Blicher-Toft, J. and Albared, F. (1997). The Lu-Hf isotope geochemistry of chondrites and the evolution of the mantle-crust system. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 148, P. 243-258.
7. DePaolo D.J. and Wasserburg G.J. (1976). Nd isotopic variations and petrogenetic models evolution. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 80. – P. 25-40.
8. Nir-El and Lavi, N. (1998). Measurement of the half-life of ^{176}Lu . *Appl. Radiat. Isot.* 49. – P. 1653-1655.
9. Papanastassion D.A., Wasserburg G.J. Initial strontium isotopic abundances and the resolution of small time differences in the formation of planetary objects // *Earth and Planet. Sci. Lett.*, - 1969. - 5, N 6. - P. 128-138.
10. Stacey J.S., Kramers I.D. (1975) Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth Planet. Sci. Lett.* 26. P.207-211.

ГЕОХІМІЯ, МІНЕРАЛОГІЯ, ПЕТРОЛОГІЯ ДОКЕМБРІЙСЬКИХ ПОРОДНИХ АСОЦІАЦІЙ

УДК 549.731.13:543 543.(579 +429.2) <https://doi.org/10.30836/gbhgd.2024.11>

ВПЛИВ ПОДРІБНЕННЯ НА ЗМІНИ НАМАГНІЧЕНОСТІ МАГНЕТИТОВИХ КВАРЦИТІВ ПРИ НАГРІВІ ЗА ДАНИМИ ТЕРМОМАГНІТОМЕТРІЇ ТА ФЕРОМАГНІТНОГО РЕЗОНАНСУ

*Антоненко Т.С., Снісар В.П., Калініченко О.А., Багмут М.М.,
Матяш М.І., Овсієнко В.В.*

Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення імені М.П. Семененка Національної академії
наук України, Київ, Україна, okalinichenko@nas.gov.ua

THE GRINDING EFFECT ON THE MAGNETIZATION CHANGES OF MAGNETITE QUARTZITES BY STUDY OF THERMOMAGNETOMETRY AND FERROMAGNETIC RESONANCE

*Antonenko T.S., Snisar V.P., Kalinichenko O.A., Bagmut M.M., Matyash M.I.,
Ovsienko V.V.*

M. P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation NAS of Ukraine,
Kyiv, okalinichenko@nas.gov.ua

The effect of grinding of magnetite quartzites contained magnetites of various oxidation degrees on their magnetization changes under heating was investigated by structural and magnetic methods. In grinded samples, the impurity ferromagnetic phases with $T_c \approx 300, 400$ and 550 °C were revealed. Such phases were formed during grinding or were present in ores and were appeared after grinding. It is assumed that these phases are microscopic (1–10 μm) grains of cation-substituted magnetites, differing composition and oxidation degree, dispersed in quartz and other ore minerals.

Вступ Відомо, що подрібнення магнетитів суттєво впливає на їх термічне окиснення при звичайних умовах - зерна більше 0,071 мм слабо окиснюються, а менших розмірів - значно при $T=350$ °C [1]. Вважається, що при такій температурі відбувається окиснення поверхні зерен, в основному до гематиту, тобто без структурних змін, хоча окиснення поверхні можливе і через проміжну фазу - маггеміт, по схемі магнетит - маггеміт - гематит [2, 3 та ін.].

Досвід збагачення залізистих кварцитів показує, що при рудопідготовці, особливо при тонкому перемелюванні $< 0,044$ мм, змінюються природна морфологія, гранулометрія, конституція мінералів, аж до утворення нових фаз [4].

Метою роботи було виявити зміни в структурі магнетитів різного складу при їх подрібненні в різних середовищах за допомогою структурних і магнітних методів.

Об'єктами дослідження були магнетитові кварцити Єривівського (4Є) і Інгулецького (ІНГ-4) родовищ, магнетити першого за даними РФА практично не змінені, а другого суттєво змінені. Крім того подрібнення проводили і магматичного магнетиту К (Ковдор).

Методами дослідження були термомагнітний аналіз (ТМА) і диференційний (ДТМА) та ферромагнітний резонанс (ФМР). ТМА проводили на пристрої для визначення температури Кюрі в градієнтному магнітному полі

з максимальним значенням 350 мТл в центрі зразків при нагріві та охолодженні із швидкістю 20°C/хв. за $T = 20-650^\circ\text{C}$ з обмеженим доступом повітря. Спектри ФМР реєстрували на радіоспектрометрі PE-1306 при кімнатній температурі. Додатково використовували дані рентгенофазового аналізу (РФА).

Експериментальні результати та їх обговорення.

РФА Параметр $a=0,8396$ для 4Є і 0,8383 нм для ІГН-4, тобто останній характерний для твердого розчину маггеміту в магнетиті (Mgh-Mag) або для магнетиту з домішковими іонами [3]. РФА 4Є після сухого подрібнення показав зміщення лише 1-го рефлексу з 0,48502 на $0,48495 \pm 0,00001$ нм. Таке зміщення може вказувати на деяке зменшення параметру a , так як саме цей рефлекс найбільш чутливий до кристалохімічних змін в мінералах.

Магнітометрія, термомагнітометрія і ФМР. Намагніченість руди після перемелювання в тій чи іншій мірі після ТМА (M_{sc}) зменшується, практично не змінюється, а інколи збільшується (таблиця).

Таблиця. Магнітні характеристики та параметри спектрів ФМР магнетитових кварцитів після подрібнення в різних середовищах.

Зразок	ΔM , %	M_{so} , $\text{A} \cdot \text{M}^2/\text{кг}$	M_{sc}	M_{so}/M_{sc}	Точки Кюрі, $^\circ\text{C}$		Параметри спектрів ФМР, мТл			
					T_c^h	T_c^c	B_1	B_{res}	B_2	ΔB
1	-	21,0	17,0	0,81	547	559	60	100	175	115
2	40	7,7	7,5	0,97	569	571	-	-	-	-
3	30	9,5	9,5	1,00	556	561	-	-	-	-
4	25	11,0	9,8	0,89	563	564	-	-	-	-
5	25	10,8	9,8	0,90	557	553	60	200	200	140
6	30	10,0	8,5	0,85	551	569	-	-	-	-
7	45	7,5	6,0	0,80	564	571	-	-	-	-
8	30	10,2	9,7	0,95	553	568	-	-	-	-
9	30	9,6	8,8	0,91	563	577	-	-	-	-
10	30	11,5	10,2	0,89	567	574	60	120	270	210
11	30	9,5	10,2	1,07	549	572	60	100	200	140
12	5	35	31	0,88	562	560	60	95	150	90
13	10	24	24	1,00	546	550	-	-	-	-
14	8	25	26	1,04	559	567	-	-	-	-

Примітки; - не виявлено або не визначали; 1 - 4Є вихідний (0,6-1мм); перемелювання - 2 і 3 — сухе, 5 і 15 хв, 4-9 — вологе, рН=7, 1,88 і 12,3 - 5 і 15 хв, відповідно; 10,11 - ІГН-4, вихідний і 10 хв у H_2O ; 12-14 - К1 - вихідний, сухе 5 хв і 10 хв у H_2O , відповідно. T_c^h , T_c^c — точки Кюрі по кривих нагрівання і охолодження, відповідно. ФМР — виділені - параметри після ТМА, 1- параметри вихідного, інші після перемелювання.

Так, ТМА вихідної руди 4Є показує повільне, без піків, зменшення M_{so} в інтервалі 300 - 500 $^\circ\text{C}$ при нагріванні, що призводить до його зменшення майже

на 20 % після закінчення циклу нагрів/охолодження (M_{sc}). На кривій охолодження від 500 до 20 °C піки також не проявляються. Після сухого перемелювання протягом 5 хв на кривій нагріву проявляються два піки зменшення M_s за 350 і 571 °C, а на кривій охолодження також 2 піки від магнетиту з $T_c=571$ і іншої феромагнітної фази (FM-фази) з $T_c=300$ °C. Відбулось значне зменшення намагніченості в інтервалі 350-500 °C ($\Delta M=40\%$). Аналогічне перемелювання протягом 15 хв призводить до появи на кривій ТМА-нагріву піків зменшення M_s біля 350, 420, 520 і 563 °C, а на кривій охолодження спостерігається практично один пік магнетиту з $T_c=553$ °C. Залишкова намагніченість M_{sc} повертається до вихідної M_{s0} (таблиця). Це означає, що збільшення часу такого перемелювання призводить, ймовірно, до збільшення дефектності магнетиту і його коерцетивної сили, що призводить до зменшення вкладу в сумарну намагніченість додаткових FM-фаз.

Подрібнення у вологому нейтральному середовищі призводить до аналогічних кривих ТМА при нагріванні з дещо іншими параметрами, але на кривих охолодження чітко проявляються дві FM-фази з T_c біля 320 і 420 °C після 5 хв і не проявляються після 15 хв. Зменшення M_s після ТМА в обох випадках біля 10%. Форми кривих ТМА зр. 4Є не змінюються і при перемелюванні у кислому і лужному середовищах. Так само як у нейтральному середовищі через 5 хв перемелювання на кривих ТМА до 500 °C у кислому і лужному середовищах проявляються дві або 3 домішкові FM-фази і вони практично зникають після 15 хв. Перемелювання у кислому середовищі призводить до суттєво більшого зменшення M_s після ТМА ніж в других середовищах.

Точки Кюрі магнетитів після перемелювання, як правило, збільшуються, за виключенням подрібнення у нейтральному вологому середовищі, що може вказувати на помітну магнетізацію магнетиту при нагріванні після подрібнення. Домішкові FM-фази проявляються біля 300-350, 400 і 500 °C їх природа поки що не зрозуміла. Можливо вони відносяться до пілоподібних (1-10 мкм) зерен магнетиту розсіяних в кварці і інших мінералах, які спостерігаються у цих і інших магнетитових кварцитах у відбитому світлі. Це припущення підтверджується тим, що вміст таких зерен (в основному мартиту) до 10%, як і їх вклад в намагніченість кварциту. Це припущення підтверджується і подрібненням суттєво зміненого магнетиту кварциту ІНГ-4.

ТМА вихідного зразка при нагріві подібна до вище згадуваних, але на кривій охолодження чітко проявляються FM-фази з T_c біля 350, 400 і 500 °C (рисунок). Після подрібнення у воді на кривій ДТМА нагрівання проявляється різке зменшення M_s при 400 з плечем при 380 °C і основне від магнетиту на 549 °C. а при охолодженні проявляються такі ж домішкові FM-фази з приблизно таким же вкладом в сумарну намагніченість. Незважаючи на значне зменшення M_s біля 400°C, вона різко збільшується після 572 °C і помітно перевищує вихідну після охолодження (рисунок, таблиця). Це підтверджує тезис про значні структурні порушення після подрібнення, принаймні, в помітно окислених магнетитах у природі.

Для перевірки такого припущення провели подрібнення ізометричних кристалів магматичного магнетиту К (Ковдор, фракція 1-0,6 мм) аналогічним способом.

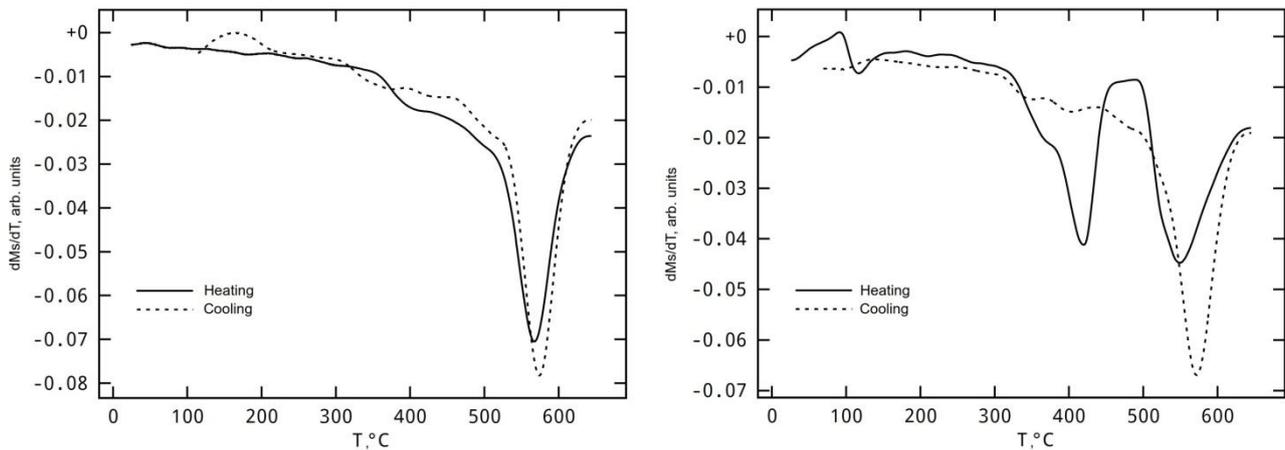


Рисунок. ДТМА вихідного (ліворуч) і подрібненого у воді (праворуч) зр. ІНГ-4.

ТМА вихідного зразка при нагріванні показує, що основне зменшення M_{sh} відбувається при 562 °С і значно менше - біля 400 і 500 °С. Крива охолодження практично повторює криву нагрівання і показує наявність, принаймні, крім магнетиту з $T_c=560$ °С, сліди домішкових феромагнітних фаз FM-фаз з T_c біля 320 і 400 °С. Відмітимо, що низькотемпературне окиснення поверхні зерен магнетиту дещо зменшує T_c , а намагніченість зменшилась на 12%. Сухе подрібнення у вібромліні з добавкою кварцу протягом 15 хв призводить до збільшення T_c магнетиту і його залишкової намагніченості, що практично компенсує зменшення M_s при окисненні. Перемелювання у водному середовищі значно збільшує T_c магнетиту і залишкова намагніченість стає дещо більшою за вихідну (таблиця).

Отже, перемелювання монокристалів магнетиту з деякими домішками призводить до помітних змін в його магнітній структурі. Зерна вихідного монокристалу (фракція 1-0,6 мм) практично не мали оболонки з інших оксидів заліза і при ТМА з обмеженим доступом повітря показують не значну кількість інших FM-фаз. Вклад в M_s цих фаз менше її зменшення за рахунок окиснення магнетиту. Виходячи з моделі окиснення магнетиту core/shel, де core магнетит, а оболонка - маггеміт і гематит [2], одержані результати показують помітно різний вплив подрібнення на магнетит без оболонки (К) і магнетит суттєво маггемітизований.

Спектри ФМР зр. 4Є після подрібнення протягом 5 хв у вологому нейтральному середовищі показали значну його маггемітизацію, а подрібнення маггемітизованого ІНГ-4 у воді навпаки призвело до покращення структури магнетиту. Так, ширина спектру до подрібнення 270 зменшується до 140 після подрібнення у воді, а її форма показує значне зменшення вкладу додаткових FM-фаз (таблиця).

Висновки Проведене дослідження впливу подрібнення на структуру магнетитів по різному окиснених в природі показало, що їх структура по різному змінюється при лабораторному прогріві вище точки Кюрі. Показано,

що не залежно від способу і часу, після подрібнення слабо зміненого магнетиту точки Кюрі при охолодженні зміщуються в сторону високих температур. Таке зміщення, ймовірно, вказує на маггемітизацію структури магнетиту. При подрібненні у воді помітно маггемітизованого магнетиту, незважаючи на значне низькотемпературне зменшення намагніченості, точка Кюрі зміщується до якісного магнетиту і залишкова намагніченість перевищує вихідну. Виявлено домішкові феромагнітні фази з T_c біля 300, 400 і 550 °С, які утворились при подрібненні, або були в рудах і проявились при подрібненні у зв'язку зі зміною намагніченості після прогрівання до високих температур. Припускається, що домішкові феромагнітні фази представляють мікроскопічні (1-10 мкм) зерна катіо-заміщених магнетитів різного складу і ступеню окиснення, розсіяних у кварці і інших мінералах руди.

Результати роботи можуть бути використані при підготовці руд до збагачення і при розробці схем виготовлення залізорудних котунів.

Література

1. *Schmidt E.R., Vermaas F.H.S.* Differential Thermal Analysis and cell dimensions of some natural magnetites // *American Mineralogist*, 1955. V. 40, No 7. P. 422—430.
2. *Zheng H., Schenk J., Spreitzer D., Wolfinger T., Daghagheleh O.* Review on the oxidation behaviors and kinetics of magnetite in particle scale // *Steel Research International*, 2021. V. 92, No 8, 2000687. P. 1—13.
3. *Boer C.B.* Rock-Magnetic Studies of Hematite, Maghemite and Combustion – Metamorphic Rocks. The Netherlands, Utrecht: Proefschrift, Utrecht University, 1999. 254 p.
4. *Пирогов Б.И., Поротов Г.С., Холошин И.В., Тарасенко В.Н.* Технологическая минералогия железных руд. Л: Наука, 1988. 304 с.

УДК 552.3

<https://doi.org/10.30836/gbhgd.2024.12>

ГЕОЛОГІЯ ТА ПЕТРОГРАФІЯ КІМБЕРЛІТІВ ТРУБКИ ВАМБАВО (Сьєра Леоне)

Бобров О.Б.¹, Клочков С.В.², Федоришин Ю.І.³, Яськевич Т.Б.⁴

1 - Компанія ABMAV SUB-SAHARA, м. Фрітаун, С'єрра-Леоне, albobrov@ukr.net

2 - Компанія ABMAV SUB-SAHARA, м. Фрітаун, С'єрра-Леоне, sklochkov@gmail.com

3 - Компанія ABMAV SUB-SAHARA, м. Фрітаун, С'єрра-Леоне, gmorf@i.ua

4- Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення імені М.П. Семененка Національної академії наук України, Київ, Україна, м. Київ, Україна, iaskevych@ukr.net

GEOLOGY AND PETROGRAPHY OF KIMBERLITES BAMBAWO PIPE (SIERRA LEONE)

BOBROV O.¹, KLOCHKOV S.², Fedorishin Yu³, YASKEVICH T⁴

1 - ABMAV SUB-SAHARA, Freetown, Sierra Leone, albobrov@ukr.net

2 - ABMAV SUB-SAHARA, Freetown, Sierra Leone, sklochkov@gmail.com

3 - ABMAV SUB-SAHARA, Freetown, Sierra Leone, gmorf@i.ua

4-M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation of NASU, Kyiv, Ukraine, iaskevych@ukr.net

During geological exploration work within the Concession (EL31/2017) with an area of 76.07 sq. km, the general geological structure and petrographic features of the kimberlites of the BAMBAWO pipe were established for the first time in the marginal and central outcrops of the meridianally elongated caldera with a sub-ring diameter of 1x0.75 km.

Kimberlites are represented by subvolcanic porphyry varieties and autolithic tuff-breccias with some xenolith. In the magnetic field and elevation model, an isometric pipe body with a diameter of 80-100 m with increased magnetism and rock density is deciphered within the caldera. The presence of pyroclastic formations within the caldera indicates an insignificant level of erosion cut and rather high industrial prospects for the development of this object. The productivity of the pipe for diamonds is confirmed by the newness in the nearest rivers and streams collectors some diamond-bearing placers and the practice of extracting diamonds from them by different stakeholders.

В межах Концесії ВАМБАВО (EL31/2017 в Сьєра Леоне (власник Angel Mining Company Ltd) площею 76,07 км² нами в 2-16-2017рр вперше виявлено та вивчено кімберлітову трубку ВАМБАВО, розміщену всередині витягнутої на північ кальдери. Її розміри - 1км у північному напрямку та 0,75 км в поперечному напрямку (Рис. 1/а, 1/б). Діаметр трубки, розміщеної в центральній частині кальдерного провалу (Рис. 1/б) становить близько 80-100 м.

Кальдера маркується переважно облямуванням долеритів та габро-долеритів, які виповнюють її борти та присутні у вигляді січних дайкових тіл. Долерити дрібнозернисті, масивні, досить однорідні, містять ізометричні та лейстовидні кристали плагіоклазів й порфірові виділення олівінів та піроксену. Габро-долерити більш крупнозернисті

Фундамент кальдерного комплексу та вміщуючі для кімберлітів породи (Рис. 2) представлені комплексом різноманітних гранітоїдів (лейкократові палеосомні біотитові, амфібол-біотитові мігматити з субстратом амфіболітів дрібно-середньозернистих, ультраметаморфічно змінених та

перекристалізованих з тенденцією до збільшення зернистості біотитових та амфібол-біотитових плагіогнейсів).

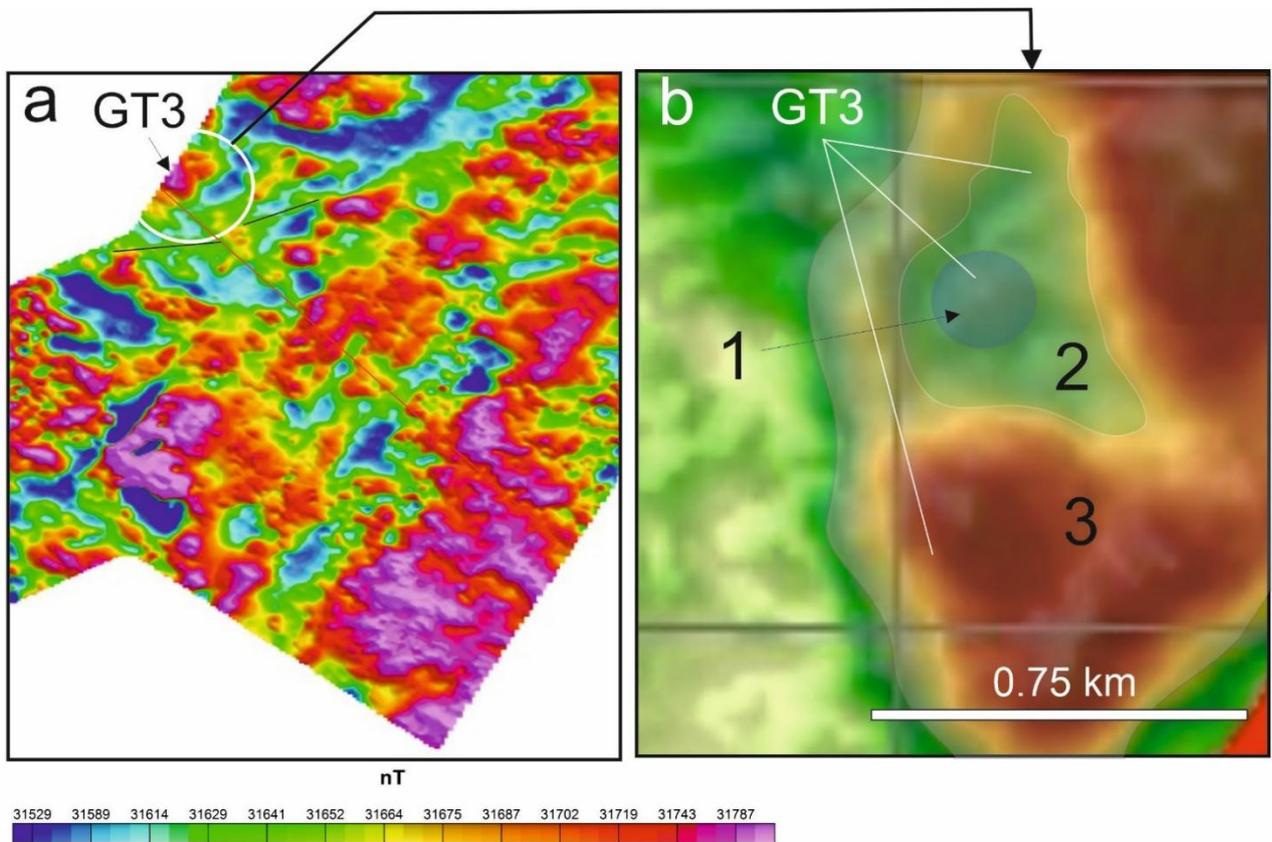


Рис. 1. Карта аеромагнітного поля ΔT (а) масштабу 1:50,000 в нанатеслах (nT) та SRTM модель кальдери (2,3) і підвідного каналу (1)

У мігматитах спостерігаються пошарові ін'єкції тіл середньозернистих роговообманково-біотитових тоналітів, що будинуються в пластичному середовищі мігматитів під час їх ультраметаморфізму унаслідок анатектоїдного плавлення та метасоматозу.

У межах відслонення в їх окремих ділянках та у великих штуфах (делювій) присутні порфірові кімберлітоїди з афанітовою основною масою і слабо вираженою флюїдальністю. Колір порід темний до чорного, породи масивні, різко порфірові (за рахунок виділень олівіну та піроксенів, а також ільменіту та хромшпінелідів).

Вони представлені декількома типами, серед яких типовими є субвулканічні різновиди, автолітові ксенотуфобрекції (рис. 3,4).

Порфірові виділення представлені олівіном до 1-1,3 см ізометричної та подовженої форми. Як правило, зберігаються кристаломорфологічні форми кристалів олівіну. Поряд з окремими кристалами спостерігаються осколкові скупчення олівіну, а також поєднання їх кристалів. Вивітрювання підкреслює їхню морфологію та особливості конфігурації. У породі спостерігаються поглиблення (гнізда), що утворені окремими, механічно видаленими кристалами з місць свого первинного розташування. Подекуди присутній також ізометричний флогопіт? (пакети лусок), ільменіт, блакитно-зелені ізометричні

виділення хромшпінелідів. Основна маса породи афанітова представлена агрегатом розкристалізованого скла (олівін, піроксен, серпентин, хлорит). У породі спостерігаються тонкі (перші мм) прожилки прозорого кварцу з мінералізацією піриту вкрапленого типу (окремі кристали та їх скупчення розміром до 1-1,5 мм).

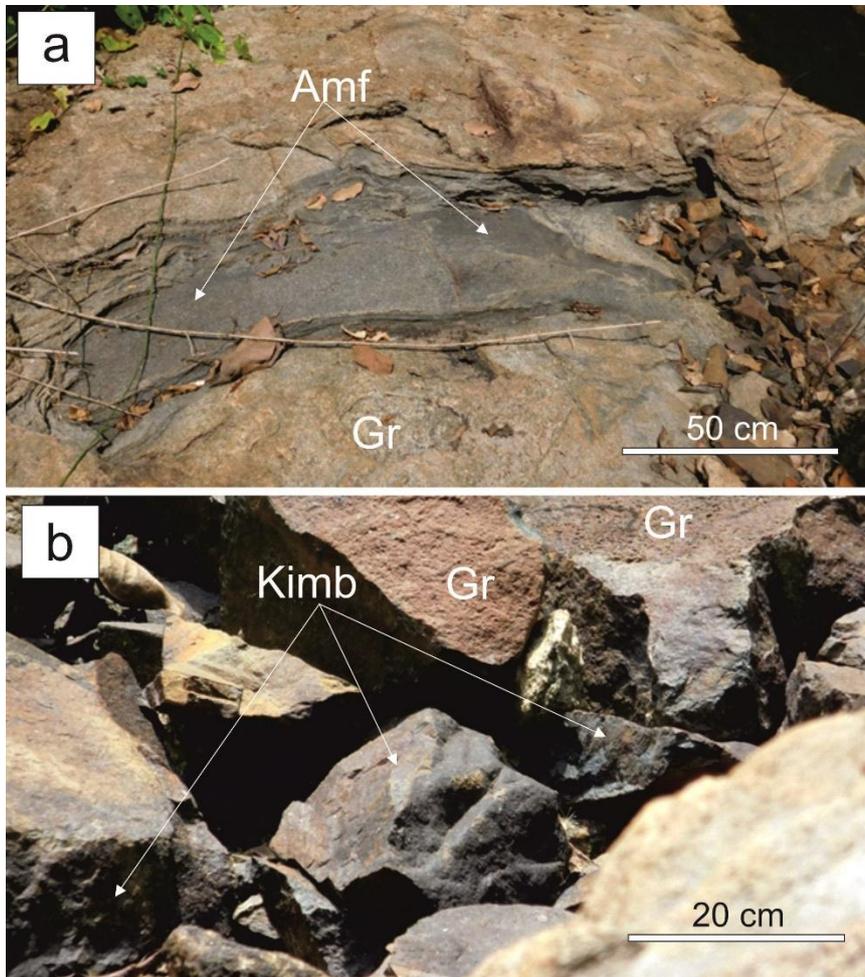


Рис. 2. Відслонення ультраметаморфічно змінених мігматитів та двопольовошпатових гранітоїдів (Gr) з реліктами субстрату плагіогнейсів та амфіболітів (Amf), а також кімберлітів (Kimb), долеритів, пікродолеритів.

Один з типових петротипів кімберлітоїдів (меланократових долеритів/лампрофірів) розтинається тонкими темнішими (до чорного кольору) прожилками (2-9мм) порфірових субвулканічних кімберлітів. Вони також містять порфірові виділення олівіну і відрізняються від перших лише темнішим кольором. Видно уламки порід як ідентичного основної маси складу, так і породи, що відрізняються від основної маси більш-менш меланократовим валовим складом. Спостерігаються також кластогенні кристали олівіну. Практично завжди спостерігаються келефітові облямівки навколо порфірових виділень, що свідчать про взаємодію розплаву з кристалами, що вже з'явилися в ньому.

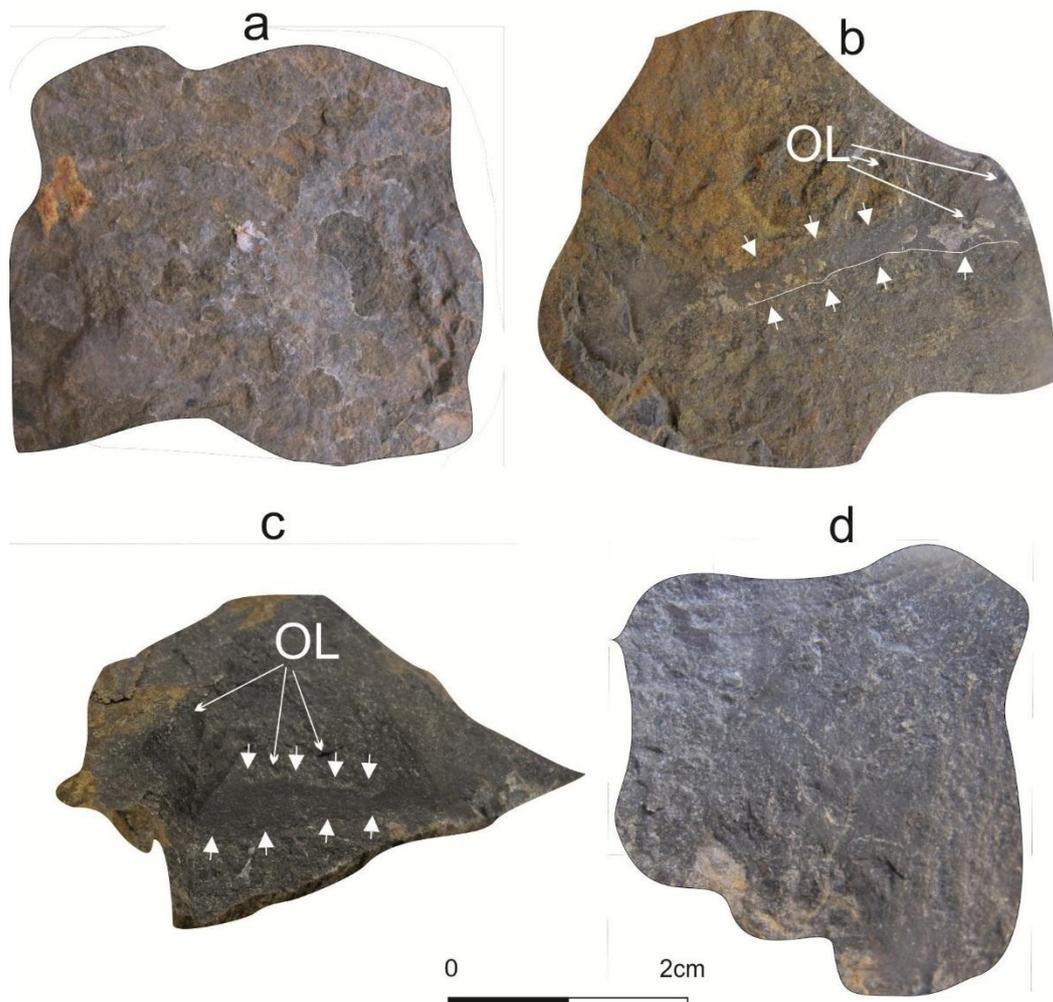


Рис.3. Порфірові «кімберлітоїди» (меланократові долерити/лампрофіри) та автолітові ксенотуфобрекчії трубки ВАМБАВО у точці відслонення GT 3

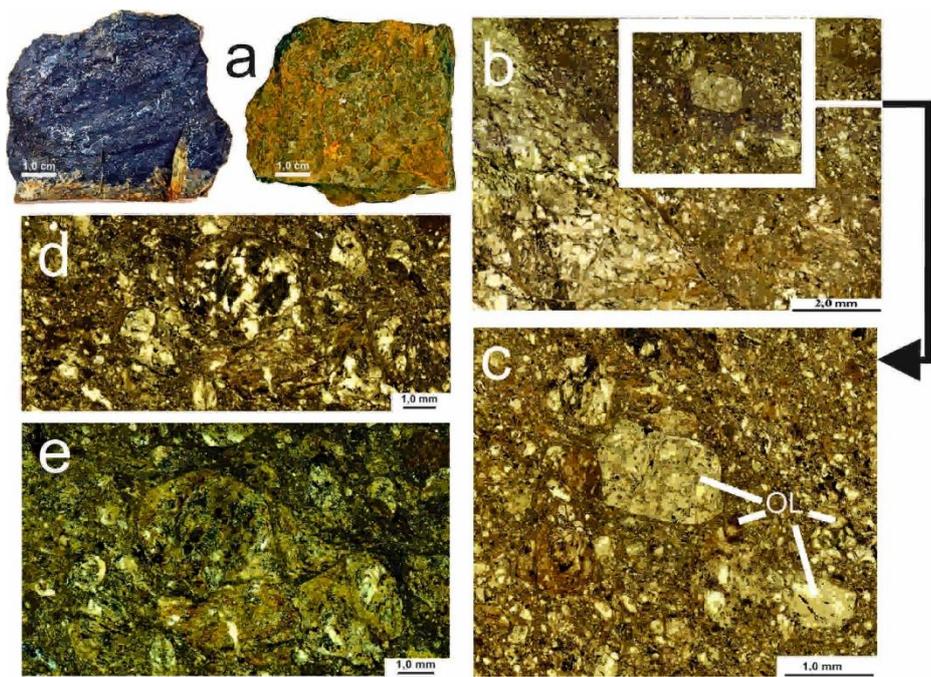


Рис. 4. Різновиди метасоматично змінених автолітових ксенотуфобрекчій кальдерного комплексу трубки ВАМБАВО

Проведене петрографічне вивчення зразків (демонструються окремі їх фото під мікроскопом) показало наявність численних уламків порід та мінералів у кімберлітоїдах та сильну зміну кімберлітової речовини автолітових ксенотуфобрекцій під впливом процесів автометасоматозу.

Присутність в межах виявленої кальдери пірокластичних, або близьких до них утворень свідчить про незначний рівень ерозійного зрізу трубки та досить високі промислові перспективи освоєння цього об'єкту після завершення геологорозвідувальних робіт. Продуктивність трубки на алмази підтверджується наявністю у оточенні з найближчих колекторів річок та струмків алмазоносних розсипищ в гравелітах та практика видобутку в них алмазів різними надрокористувачами (компаніями та місцевими копачами).

УДК 552.3

<https://doi.org/10.30836/gbhgd.2024.13>

ПЕРШИЙ ОПИС НЕМЕТАМОРФІЗОВАНИХ ВУЛКАНІТІВ НА ЛЕОНО-ЛІБЕРІЙСЬКОМУ ЩИТІ (КОТ-Д'ІВУАР)

БОБРОВ О.Б.¹, КЛОЧКОВ С.В.², ЯСЬКЕВИЧ Т.Б.³

- 1 - Компанія ABMAV SUB-SAHARA, м. Фрітаун, С'єрра-Леоне, albobrov@ukr.net
2 - Компанія ABMAV SUB-SAHARA, м. Фрітаун, С'єрра-Леоне, sklochkov@gmail.com
3- Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення імені М.П. Семененка Національної академії наук України, Київ, Україна, iaskevych@ukr.net

FIRST DESCRIPTION OF NOT UNDER METAMORPHOSED VOLCANITES ON THE LEONO-LIBERIAN SHIELD (IVORY COAST)

БОБРОВ О.Б.¹, КЛОЧКОВ С.В.², ЯСЬКЕВИЧ Т.Б.³

- 1 - ABMAV SUB-SAHARA, м. Фрітаун, С'єрра-Леоне, albobrov@ukr.net
2 - ABMAV SUB-SAHARA, м. Фрітаун, С'єрра-Леоне, sklochkov@gmail.com
3-М.Р. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation of NASU, Kyiv, Ukraine, iaskevych@ukr.net

Little known ones of volcanogenic formations described on Precambrian cratons. These rocks is the result of tectono-magmatic activation during the formation of rift structures in Central and Eastern Africa, which are also associated with kimberlite magmatism origin occurrences, seen in the states of Sub-Saharan Africa. First established volcanites is represented in lavas (rope, wrinkle, spinifex-structural and homogeneous massive lavas), pyroclastic (lapiliaceous and tuff-breccia) and mixed lava-pyroclastic facies, as well as own subvolcanic comagmata (porphyry dolerites and gabrodolerites).

Неметаморфізовані постдокембрійські вулканогенні утворення в розрізах Леоно-Ліберійського щита на території Кот д'Івуар дотепер не описувалися, що робить значущою будь-яку інформацію про це. Вони описувалися лише у складі зеленокам'яних поясів, де беруть участь будові зонально-метаморфізованих породних утворень докембрійського віку, добре вивченої формаційної приналежності, типового складу та специфічної металогенічної спеціалізації.

Об'єктами цих досліджень були вулканіти різного складу та фаціальної приналежності, що в складі кальдерних комплексів та вулканічних проявів центрального типу поширені на північному заході Кот д'Івуар в межах групи Концесій (рис. 1), аналоги яких раніше вперше вивчені нами на півночі Сієрра-Леоне і в Анголі.

Вулканіти представлені типовими представниками вулканогенних фацій у вигляді шару зморшкових та різноманітних канатних лав (рис. 2).

Характерна випуклість окремих зморшок показує напрямок руху окремих лавових струй (рис. 2). Ці частини лавових потоків налягають на лавово-пірокластичні утворення (рис. 2, зона А)

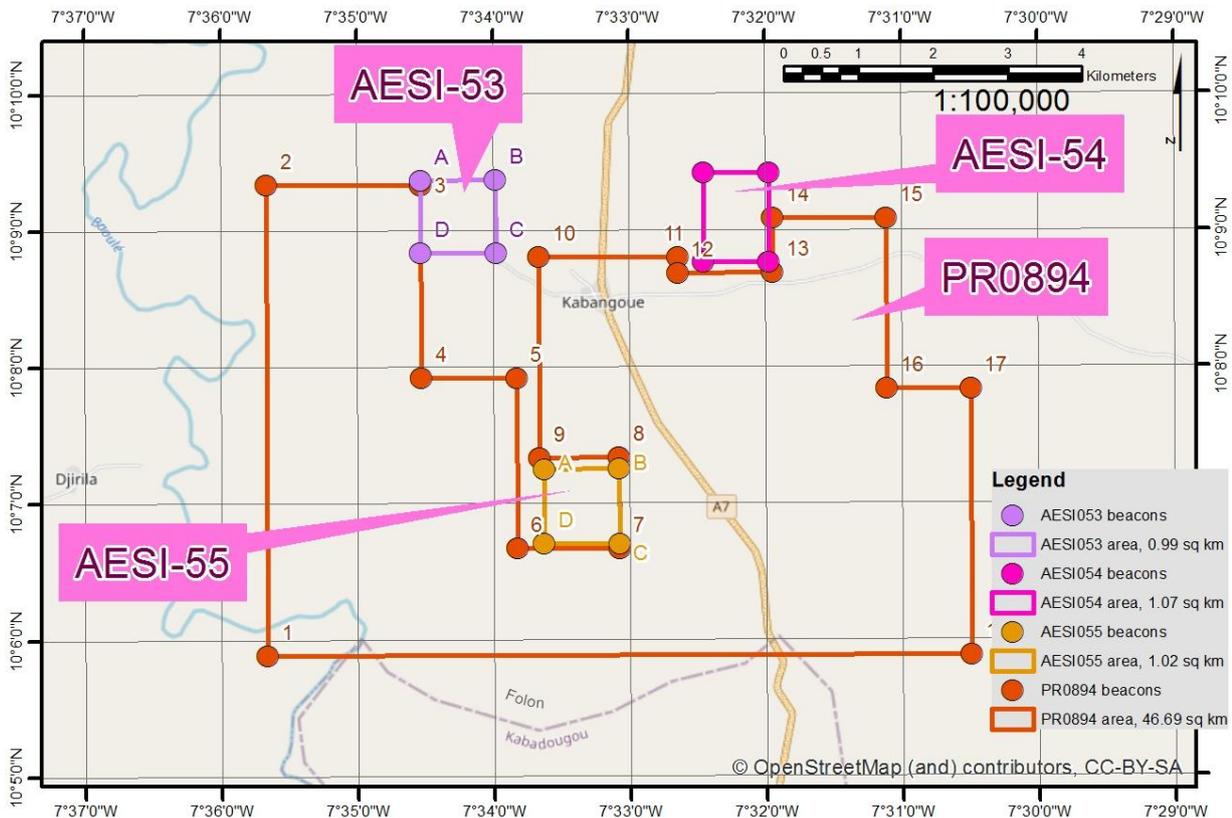


Рис. 1. Просторове розташування групи Концесій (KABANGUE (PR0894), AESI053, AESI054 and AESI055), що вивчаються.

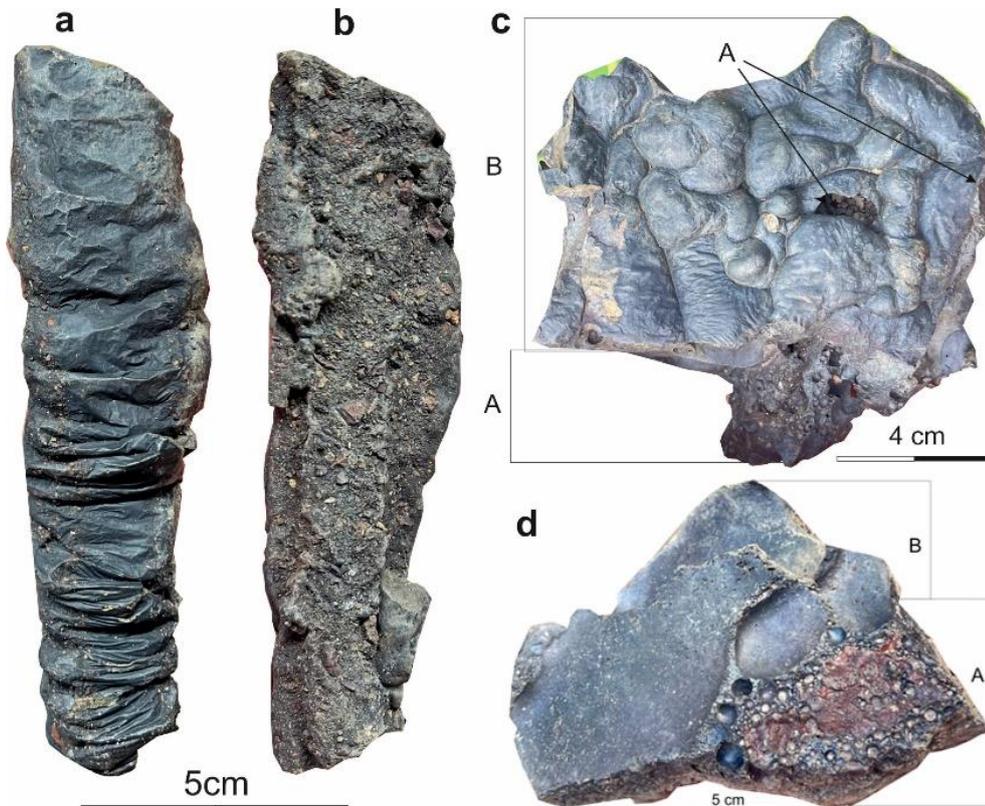


Рис.2. Поверхня лавових потоків з різновидами канатних лав.

Структури спініфекс (spinfex), як відомо, утворюються в результаті швидкої кристалізації поверхневих частин лавових потоків і зосереджені в їх верхніх частинах. Взаємне перетинання голок (скелетних кристалів)

спричинило наявність залишкових розплавів всередині полігональних форм між скелетними кристалами (рис. 3).

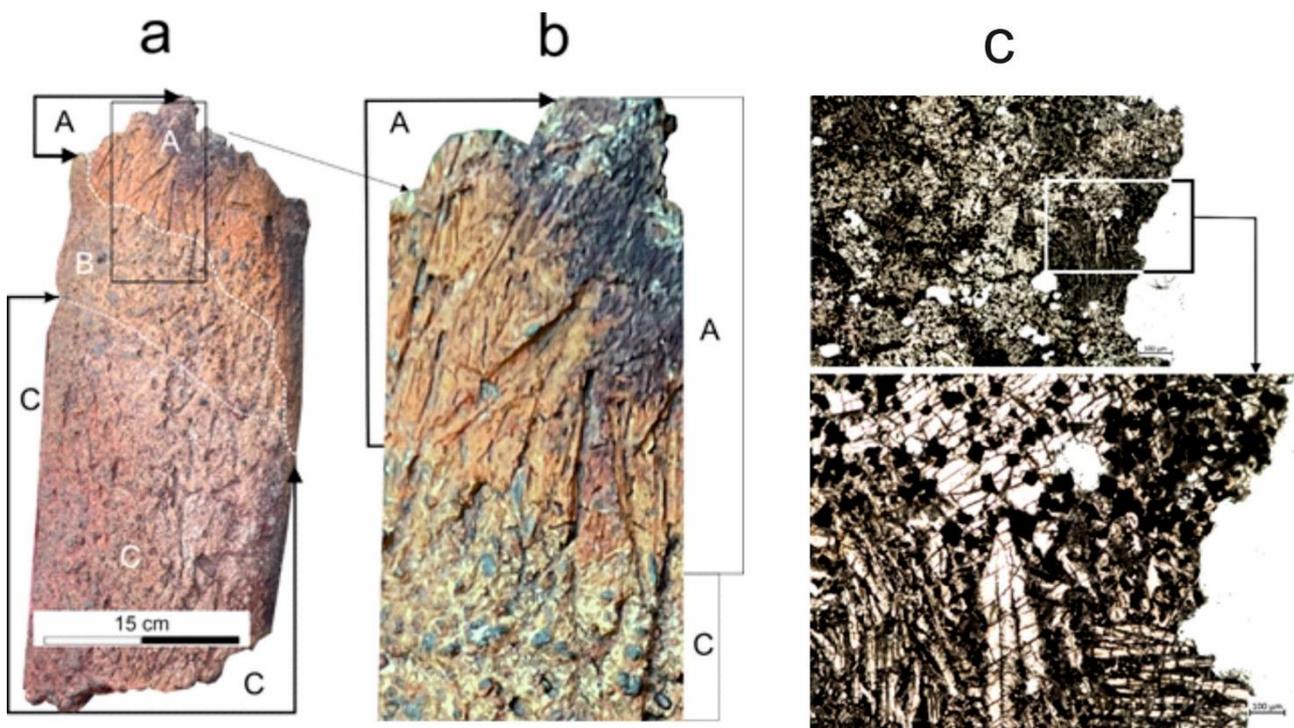


Рис. 3. Структура фрагмента ультраосновного потоку (a-b), крупномасштабна врізка коматііту комбінованого типу із сполученням кумулятивних та голчастих спініфекс – структурних фаз в метакоматіітах та метакоматіітових базальтах (c). Ніколі П. А – зона спініфексних структур; Б - перехідна зона короткостовпчастих колючок; С – зона розвитку кластолав і кумулятивів

На рис. 3 показані лави ультрамафітів з чітко вираженою голчастою спініфекс-структурною частиною лавового потоку. Розмір голок олівіну досягає 5-7 см, спініфекс відноситься до пластинчасто-гольчастих різновидів, що утворюються в результаті ерозії поверхні зібраних у пакети пластин олівіну і хромшпінеліду.

Розташування спініфекс-структурної зони однозначно вказує на напрямок до верхньої частини потоку. Переважно субвертикальне орієнтування голок спініфекса орієнтоване від підшови потоку до його верхньої частини. Це важливо для встановлення позиції кумулятивних частин потоків у розрізі, з якими можуть бути пов'язані руди нікелевої, платиноїдної (з родієм) та золото-срібної мінералізації. Також це допомагає встановити локалізацію в розрізі лавових потоків арсенідно-самородно-залізистої зони (рис. 4).

Перша (1) зона (рис. 5) – лейстовидні лави базальтів з уламками (реліктами) ультрамафітів лавового походження. Зона 2 – середньозернисті лейстовидні базальти, які поступово переходять (зона 3) в практично криптозернисті, афанітові базальти більш темного кольору та значно дрібнішої зернистості за рахунок дрібніших плагіоклазових лейст та прихованокристалічної основної тканини породи.

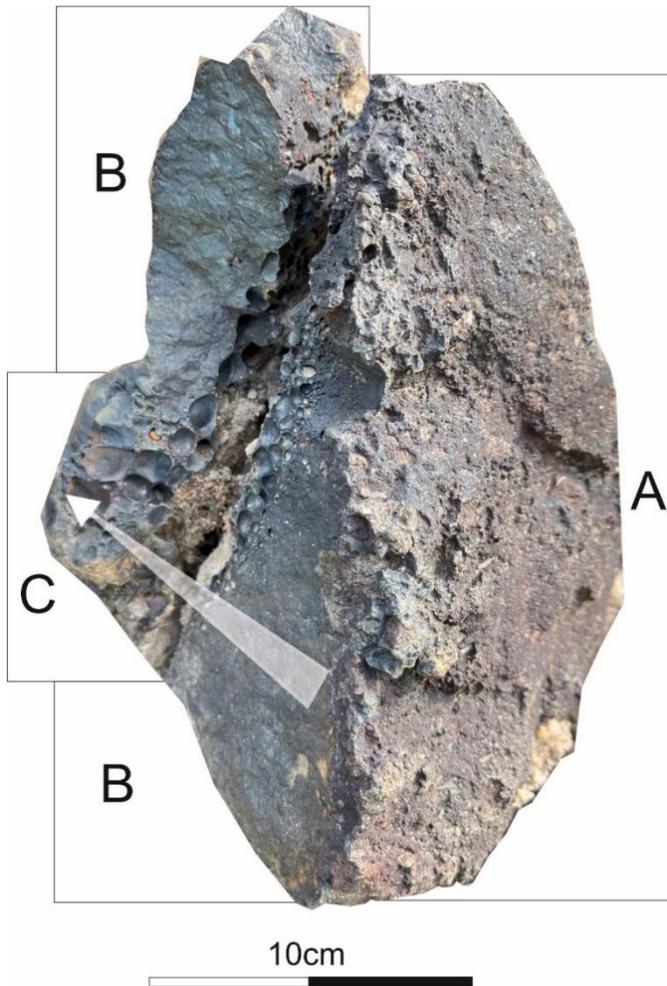


Рис. 4. Фрагмент лавового потоку. Стрілка – напрямок омолодження зон потоку. Зони: А - пірокластична; В-арсенідно-самородно-металева; С-бульбашкових лав.

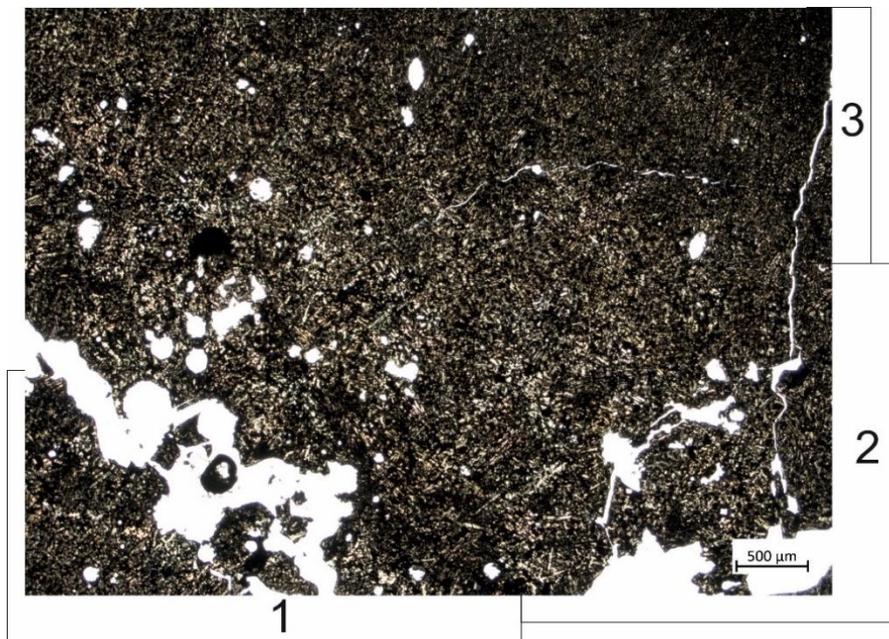


Рис. 5. Зональність зовні однорідних криптозернистих базальтів в структурі лавового потоку.

Таким чином, нами описаний рідкісний факт присутності на

докембрійських кратонах Західної Африки неметаморфізованих вулканітів часу проявів кімберлітового магматизму, що дає підстави очікувати у вулканітахі специфічну мінералізацію мідно-нікелевого та золото-платиноїдного типу та, вірогідно, знахідок продуктивних на алмази порід кімберліт-лампроїтового типу.

УДК 549; 552; 549.612

<https://doi.org/10.30836/gbhgd.2024.14>

ДРАВИТ ТЕРНОВСЬКОГО МЕТЕОРИТНОГО КРАТЕРА (КРИВОРІЖЖЯ)

Великанова О.Ю.

Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України, Київ,
Україна, olgavel19@gmail.com

DRAVITE OF THE TERNY METEORITIC CRATER (KRYVYI RIH ZONE)

Velykanova O.Y.

M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation of NASU, Kyiv,
Ukraine, olgavel19@gmail.com

Dravite was found in the Terny meteoritic paleo crater in the brecciated rocks of the Kryvy Rih beds. Dravite occurs as numerous crystals, 0.5—>1.0 mm length and up to 0.1—0.2 mm width, in quartz-graphite shists. The morphology and chemical composition of dravite were investigated using optical microscope and EMPA, respectively, in transparent thin sections. Unusual parting of dravite along two transverse systems of microcracks and its association with quartz having planar lamellar substructures indicate deformation processes of the minerals probably due to impact metamorphism during the Terny meteorite impact which also resulted in crystallization of impact diamonds known in the Terny crater.

Були досліджені зразки порід з Тернівської ділянки (Веселі Терни) Криворіжжя в Дніпропетровській області, де поширені Терновські імпакти [1]. Порооди ділянками представлені брекчіеподібними агрегатами. Ознаки ударного метаморфізму порід фіксуються за наявністю планарних структур у кварці, наявності коеситу і стишовіту [2], а також імпактних діамантів [3]. Окрім питань генезису, Терновська ділянка цікава щодо пошуків родовищ корисних копалин, розташовуючись в межах Криворізької розломної зони, на території якої відомі родовища заліза, урану, золота, поліметалів і ін. елементів. Таким чином, актуальність дослідження визначається необхідністю уточнення умов формування породних комплексів та структур Криворіжжя, а також загальною перспективністю району на пошуки й дорозвідку родовищ корисних копалин.

Мінералогічні дослідження проводили шляхом макроскопічних спостережень, а також з допомогою петрографічного мікроскопу з виготовленням прозорих шліфів. Для визначення хімічного складу мінералів застосований мікрозондовий аналіз.

Досліджено мінеральний склад двох типів порід, які безпосередньо контактують один з одним: кремнезем-вуглисті сланці та міцно зцементована брекчія, яка знаходиться на контакті з цими сланцями. Кварцитоподібний цемент брекчії має світлий (білуватий) колір і характеризується польовошпат-кварцовим складом. Польовий шпат з цієї породи виявився чисто калієвим різновидом і за даними мікрозондового аналізу має такий склад, мас. %: K_2O 15,18—15,71; SiO_2 65,53—65,92; Al_2O_3 19,21—19,80. Інших польових шпатів, окрім калієвих, в породі не виявлено. В процесі ударного метаморфізму Na випаровується й утворюється "чистий" калієвий польовий шпат, як це

характерно для типових метеоритних кратерів. Інколи в породі фіксуються дрібні кристалики апатиту.

Окрім того, в зернах кварцу цієї ж породи при дослідженні топографії їх поверхні при великих збільшеннях виявлено своєрідні планарні структури (рис. А). У кварці спостерігається до 3-4 систем планарності (пласких тріщин) різної інтенсивності, які проходять через все зерно чи лише його частину. Природа планарності зумовлена різними показниками заломлення численних деформаційних ламелей, які розмежовані паралельними системами мікротріщин.

У кварц-графітовій породі виявлено мінерал, що за формою кристалів та оптичними характеристиками відповідає турмаліну (рис. Б). У процесі виконання мікрозондових досліджень встановлено, що це дравіт: загальна формула (перераховано на 31 аніона) з 6 аналізів: $(\text{Na}_{0,49-0,64}, \text{Ca}_{0,22-0,26}, \text{K}_{0,00-0,04}) (\text{Mg}_{2,14-2,45}, \text{Fe}_{0,15-0,38}, \text{Li}_{0,12-0,23}, \text{Mn}_{0,00-0,03}, \text{Ti}_{0,04-0,10}, \text{Al}_{0,00-0,15})_3 (\text{Al}_{5,91-6,00}, \text{Mg}_{0,00-0,09})_6 [(\text{OH})_4 (\text{BO}_3)_3 (\text{Si}_{5,86-6,08}, \text{Al}_{0,00-0,14})_{6,00-6,08} \text{O}_{18}]$.

Дравіт утворює ідіоморфні кристали довжиною від 0,05 до 1,0 мм та більше, і шириною до 0,1—0,2 мм. Грані піраміди виражені не чітко. У мінералі проявляється не характерна для турмаліну окремість, дві системи тріщин якої перетинаються майже під прямим кутом і орієнтованих косо до видовження кристала вздовж осі третього порядку (див. рис. Б). Враховуючи наявність планарних структур у кварці (див. рис. А), можна припустити, що така незвична "спайність" у дравіті може мати ударно-метаморфічну природу.

Отже, дравіт, який виявлений в імпактітах Терновського метеоритного кратера, знаходиться в асоціації з кварцом, графітом, калієвим польовим шпатом і апатитом.

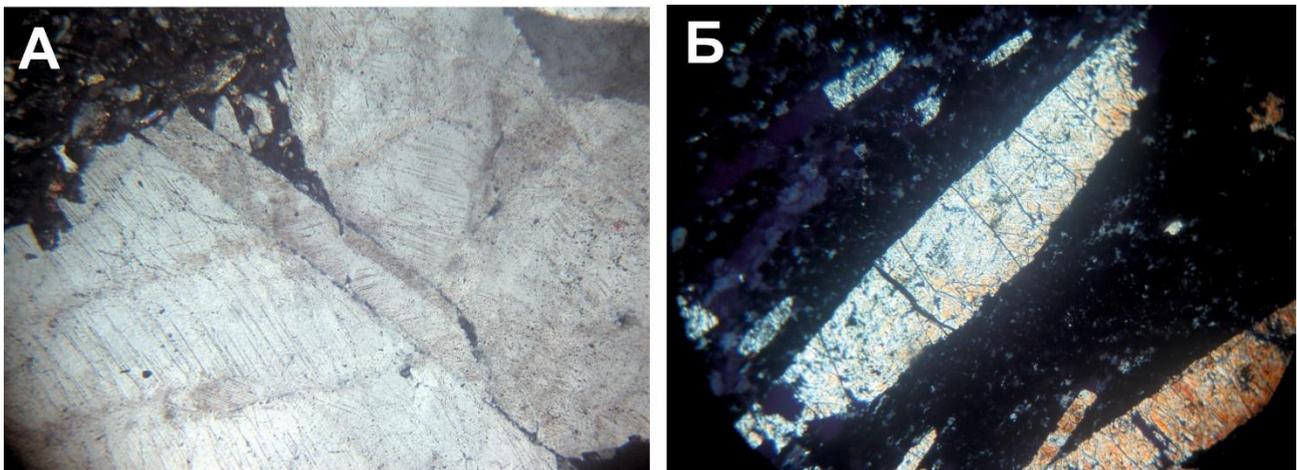


Рисунок – Виявлені мікроструктури в мінералах: А – планарні мікроструктури в кварці, х 25; Б – тріщинуваті кристали турмаліну з вираженою окремістю, х 30.

Виявлені планарні структури у кварці дають підставу відносити досліджувані породи до утворень ударно-метеоритного походження, що узгоджується з висновками про імпактну природу Терновської структури. Досліджений дравіт також міг набути окремісті згідно з двома системами тріщин під час метеоритного удару. Походження ж досліджуваного дравіту та

вміщувальних його порід остаточно не з'ясовано. Кварц-турмалінові сланці, жильні утворення з турмаліном, а також турмалін в уламках метаконгломератів криворізької серії описувались раніше у праці [4].

Література

1. Вальтер А.А., Рябенко В.А., Котловская Ф.И. Терновская астроблема – новый наиболее глубоко эродированный кратер УЩ // Докл. АН УССР. Сер. Б. 1981. № 2. С. 3—7.
2. Гуров Е.П. Стишовит из Терновской астроблемы // Мин. журн. 1982. Т. 4. № 2. С. 75–76.
3. Вальтер А.А., Гурский Д.С., Еременко Г.К. Алмазонасность астроблем Украины и природа образования высоких концентраций импактных алмазов // Мінерал. журн. 1998. Т.20, № 6. С. 48—63.
4. Лазаренко Е.К., Гершойг Ю.Г., Бучинская Н.И. и др. Минералогия Криворожского бассейна. Киев: Наук. думка, 1977. 543 с.

УДК 548.726:548.4:549.652.2:546.12 (477.8)

<https://doi.org/10.30836/gbhgd.2024.15>

ПРО ГЕНЕТИЧНЕ ЗНАЧЕННЯ КРИСТАЛОМОРФОЛОГІЧНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ НА ПРИКЛАДІ ТОПАЗУ

Вовк О. П.¹, Наумко І. М.²

¹Волинський національний університет імені Лесі Українки, Луцьк, Україна,
geologygeochemistry@gmail.com

²Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України, Львів, Україна,
naumko@ukr.net

ON THE GENETIC SIGNIFICANCE OF CRYSTAL MORPHOLOGICAL RESEARCH USING THE EXAMPLE OF TOPAZ

Vovk O. P.¹, Naumko I. M.²

¹Lesya Ukrainka Volyn National University, Lutsk, Ukraine,
geologygeochemistry@gmail.com

²Institute of Geology and Geochemistry of Combustible Minerals
of the NAS of Ukraine, Lviv, Ukraine, naumko@ukr.net

On the basis of the author's research and generalization of literature data, a comprehensive methodology for crystal genetic research was developed using the example of topaz from the chamber pegmatites of the Korosten pluton. This approach is justified by the need to use crystal morphology both for diagnosing minerals and for deciphering the conditions of their formation. Additionally, the significant advantage of goniometry, which allows for mineral identification without destroying crystals, underscores the priority of conducting goniometric studies, which are often unjustifiably ignored.

Вступ. На сучасному етапі розвитку мінералогічної науки зростає доцільність застосування кристаломорфології не лише для діагностики мінералів, але й розшифрування умов їхнього утворення, що визначається можливістю отримання за кристаломорфологічними даними цінної генетичної інформації. Кристаломорфологічні методичні підходи добре узгоджуються з іншими методиками дослідження мінеральної речовини, зокрема в контексті досліджень включень мінералоутворювального середовища. Однак, з огляду на трудомісткість та невелику кількість фахівців, гоніометричні дослідження часто ігноруються. Водночас до відчутної переваги гоніометрії належить можливість збереження кристалів, що забезпечує раціональне використання кам'яного матеріалу, особливо цінних та унікальних кристалів коштовного та виробного каміння і п'єзокварцової сировини. Завдяки цьому гоніометричні дослідження повинні виконуватися першочергово, однак методика досліджень кристаломорфології, яка в комплексі з іншими методами складає основу кристалогенезису, описана недостатньо.

Це й визначає **мету роботи** – на основі систематизації власних та літературних даних про мінералогію топазу з камерних пегматитів Коростенського плутону показати на його прикладі особливості застосування кристаломорфологічних підходів у генетичному аспекті, розробити порядок методик, які використовуватимуться в процесі комплексного дослідження.

Стан проблеми. Генетичну роль кристалографії розглянуто на прикладі авторських досліджень топазу з камерних пегматитів Коростенського плутону та узагальнення літературних даних. Вперше такі дані були апробовані на 31th International Geological Congress в Rio de Janeiro [1]. Ці унікальні топазоморіонові камерні (за М. Єрмаковим, 1957) гранітні пегматити є єдиним в Україні джерелом ювелірного топазу, багатогранники якого відомі ще з XIX століття [2]. Вперше результати ретельних досліджень кристаломорфології топазу були опубліковані в [2], згідно з якими на основі великої кількості гоніометрично досліджених багатогранників було описано морфологію топазу із камер (заноришів) і зон вилуговування та пізньої генерації з метасоматично змінених порід. Як відомо, зовнішня форма кристалів залежить від кристалічної структури та умов утворення. Результати аналізу кристалічної структури та її впливу на форму багатогранників топазу опублікували у [3], а впливу температури — у [4]. За результатами гоніометричних досліджень волинського топазу виконали статистичний аналіз [5]. Детальну порівняльну характеристику багатогранників топазу з різних мінерало-структурних зон камерних пегматитів Коростенського плутону наведено в [6]. Результатом узагальнення досліджень топазу (не тільки кристаломорфологічних) стала монографія [7]. Однак в усіх цих працях розглядали переважно ідеальні кристали топазу. Водночас реальні багатогранники можуть нести цінну генетичну інформацію, зокрема щодо напрямку потоків мінералоутворювальних флюїдів [8, 9]. Причина пониження симетрії реальних кристалів полягає в їхній анатомії [10].

Об'єкт дослідження – топаз камерних пегматитів Коростенського плутону.

Методи дослідження. Гоніометрія, аналіз кристалічної структури, статистичний аналіз, термобарогеохімія.

Отримані результати та їхнє обговорення. Роль типоморфних особливостей мінералів важко переоцінити в пошуках та розвідці корисних копалин. Характерні ознаки зовнішньої форми кристалів не є винятком. Кристаломорфологія того самого мінералу з різних родовищ, чи навіть різних генерацій того самого родовища часто істотно відрізняється. На родовищах колишнього СРСР виділяли три типи кристалів топазу: мурзинський з великим пінакоїдом $c\{001\}$, адун-чілонський з відсутнім, або вузьким пінакоїдом $c\{001\}$ та ільменський, в якому призми $\{0kl\}$ та пінакоїд $c\{001\}$ розвинені приблизно однаково [11]. В Бразилії можна знайти кристали топазу, де габітусними формами є дипіраміди $\{hkl\}$, найчастіше $o\{111\}$ [12].

Зовнішній вигляд кристалу є важливою типоморфною ознакою, яка дає можливість визначити його походження в родовищі та оцінити ступінь ерозії родовища [16]. Кристали топазу з різних мінерально-структурних зон камерних пегматитів Коростенського плутону значно відрізняються. Найбагатше огранення кристалів топазу характерне для камер (заноришів), де ми виявили 17 простих форм, серед яких морфологічно важливими є призми $f\{011\}$, $y\{021\}$ та $d\{101\}$, дипіраміди $o\{111\}$ та $u\{112\}$, пінакоїд $c\{001\}$. Однак морфологія кристалів з інших зон, таких як вилуговування, графічна, пегматоїдна та польвошпатована, є біднішою. Наприклад, на головках кристалів тут присутні лише сім простих форм, з яких морфологічно важливою є призма $f\{011\}$. Ще

менш багате огранення трапляється у топазу з метасоматично змінених порід, де виявлено лише призму $f \{011\}$ [7].

Положення про залежність морфології кристалів від їхньої ретикулярної густини спочатку висловив А. Браве [13]: «Можливість появи і розвитку кожної раціональної грани повинна бути принаймні частково пропорційна густині її сітки.» І.Д. Х. Донней та Д. Харкер [14] розширили цей закон, враховуючи гвинтові осі і площини ковзаючого відбиття у структурі кристала. Такі елементи симетрії знижують ретикулярну густину у 2 і більше разів, тобто площини в 2 рази, а осі – згідно з їхнім порядком. Згідно з І.І. Шафрановським [3], величина нескінченної площинної симетрії грани також впливає на морфологію кристалів: грані з вищою величиною симетрії часто мають габітусні форми. Описані вище методики розглядають лише загальні геометричні одиниці для визначення морфологічної важливості граней кристала. П. Хартман і В. Пердок [15] вважають, що головну роль у зв'язку між морфологією і структурою кристала відіграють напрямки. Відповідно, найважливіші зони в кристалах пов'язані з ланцюгами найсильнішого зв'язку між структурними одиницями, які позначають РВС (periodic bond chain). РВС-вектори мають бути неперервними у структурі мінералу, і чим ближчий ланцюг до прямої лінії, тим сильніше він впливає на кристаломорфологію.

Розглядаючи вищезазначені методики, можна дійти висновку, що для топазу морфологічно найважливішими простими формами є $f \{011\}$, $b \{010\}$, $M \{110\}$, $l \{120\}$, $d \{101\}$, $o \{111\}$, $c \{001\}$, $y \{021\}$ [2, 3]. Ці грані мають проявлятися на кристалах незалежно від умов утворення мінералу, але їхня наявність сама по собі не є індикатором умов утворення. На багатогранниках волинських топазів із камер (заноришів) всі вище перераховані прості форми, за винятком $b \{010\}$, чітко виявлені [4].

Кристаломорфологія багатогранників волинських топазів стає менш різноманітною зі зниженням температури [16]. Основна маса топазу утворилася у другому кислотному періоді післяінверсійної стадії пегматитового процесу за температур, трохи вищих за 400 °С, шляхом вільної кристалізації у камерах (заноришах) і при метасоматозі у зонах вилуговування. Значення рН розчинів у включеннях у топазі зазвичай коливаються від 4,3 до 5,6. Кристали топазу з зон вилуговування не є новою генерацією, вони утворилися тоді само, що і топаз у камерах (заноришах) [2]. У метасоматично змінених породах топаз пізньої генерації, тобто топаз III, кристалізувався з низькотемпературних розчинів з температурою 180–200 °С у третьому кислотному періоді разом з пізніми берtrandитом, фенакітом, альбітом тощо [2].

Основна маса топазу утворилася за тисків, що не часто перевищували 30–40 МПа. Топаз є надійним індикатором підвищеної кислотності флюїдного середовища мінералогенезу, тоді як берил – лужності.

Наведений і обговорений фактичний матеріал чітко вказує на те, що аналіз морфології реальних багатогранників топазу дозволяє визначити симетрію флюїдного середовища і напрямок потоків мінералоутворювальних флюїдів.

Отже на основі авторських досліджень і узагальнення літературних даних розроблено комплексну методику кристалогенетичних досліджень на прикладі

топазу із камерних пегматитів Коростенського плутону. Завдяки кристаломорфологічним дослідженням виявлено найважливіші прості форми топазу із різних просторово-генетичних мінерально-структурних зон камерних пегматитів. На основі статистичних даних проведено кластеризацію багатогранників топазу із камер (заноришів), до яких приурочена основна кількість топазу. Завдяки аналізу кристалічної структури виявлені прості форми, які будуть формуватися за будь-яких умов і не нестимуть генетичної інформації. За габітусом реальних кристалів виявлено симетрію флюїдного середовища, в якому вони утворилися, а в окремих випадках – напрямки потоків мінералоутворювальних флюїдів. Ці результати отримані при збереженні цілості багатогранників топазу. Для повноти результатів необхідно розглянути анатомію кристалів, а також визначити умови їхнього утворення: температуру, рН, тиск. Для цього запропоновано застосування методів дослідження включень мінералоутворювального середовища.

Висновки.

1. Дослідження кристаломорфології методом гоніометрії є джерелом цінної генетичної інформації, причому отриманої без руйнування кристала, що складає вагомий підставу для застосування цієї методики першою серед методів вивчення мінеральної речовини.

2. Аналіз кристалічної структури дає змогу визначити прості форми, які будуть формуватися за будь-яких умов і не несуть генетичної інформації.

3. Зовнішня форма кристалу може бути попереднім індикатором температури його утворення, для точнішого визначення температури необхідно застосовувати метод гомогенізації включень у кристалах.

4. Кристаломорфологія реальних багатогранників допомагає відтворити симетрію мінералоутворювального середовища та побудувати модель руху флюїдних потоків за умови правильно відібраного матеріалу.

5. Зовнішня симетрія кристалів залежить від їхньої анатомії, однак дослідження анатомії руйнують багатогранники, тому повинні проводитися після гоніометрії.

6. У підсумку необхідний порядок проведення кристаломорфологічних досліджень в комплексі з іншими методами набуває наступної послідовності: відбір матеріалу з фіксацією орієнтування кристалу – гоніометрія – опис скульптури граней – визначення теоретично морфологічно важливих простих форм за аналізом кристалічної структури – визначення практично морфологічно важливих простих форм (з різних родовищ, генерацій, зон, тощо) за допомогою статистичних методів – аналіз морфології реальних кристалів – дослідження анатомії – дослідження включень мінералоутворювального середовища – кореляція зовнішньої форми багатогранників з умовами утворення – хімічний аналіз, хімічна мас-спектрометрія – кореляція результатів.

Література

1. Naumko I. M., Vovk O. P. Crystallogenesis of topaz of chamber pegmatites of Korosten' plutone (Ukraine). Abstracts of 31th International Geological Congress. Rio de Janeiro, 2000. http://cbrazil.dominal.com/g_0806021.pgf.

2. *Вовк О., Наушко І.* Кристаломорфологія топазу з камерних (заноришевих) пегматитів Волині. *Мінерал. зб.* 2005. Т. 55, № 1-2. С. 79–89.
3. *Вовк О., Наушко І.* Зв'язок кристалічної структури з особливостями морфології топазу з камерних пегматитів Волині. *Мінерал. зб.* 2013. Т. 63. №. 1. С. 52–59.
4. *Вовк О.П., Наушко І.М.* Кристалогенез топазу і берилу камерних пегматитів Волині – передумова оцінки важливого виду каменебарвної сировини. *Надрокористування в Україні. Перспективи інвестування: Матеріали Четвертої міжнар. науково-практ. конф., м. Трускавець, 6–10 листоп. 2017 р. Київ, 2017. Т. 1. С. 96–101.*
5. *Вовк О., Наушко І.* Особливості кристаломорфології топазу із камерних пегматитів Волині (за даними статистичних методів). *Мінерал. журн.* 2014. Т. 36. № 1. С. 26-33.
6. *Павлишин В.І., Вовк О.П., Наушко І.М.* Характерні особливості кристаломорфології топазу з різних мінерально-структурних зон камерних пегматитів Коростенського плутону Українського щита). *Мінерал. журн.* 2016. Т. 38. № 4. С. 3–13.
7. *Павлишин В., Довгий С., Пащенко С., Вовк О.* Топаз у надрах України та в історії народів. Київ: Інститут обдарованої дитини НАПН України, 2017. 274 с. + 31 с. Вкл.
8. *Вовк О.П., Наушко І.М., Павлишин В.І.* Генетичне значення зміни співвідношення між гранними формами кристалів топазу з камерних пегматитів Коростенського плутону (Український щит). *Мінерал. журн.* 2022. Т. 44. № 3. С. 40-47. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal.44.03.040>.
9. *Vovk O.P., Naumko I.M., Pavlyshyn V.I., Yakovlyeva V.V.* Distortion of the form of topaz polyhedra from chamber pegmatites of the Korosten pluton (Ukrainian shield) and its genetic significance / *Від Мінералогії і Геогнозії до Геохімії, Петрології, Геології та Геофізики: фундаментальні і прикладні тренди XXI століття: Матеріали конференції, Київ, 28 September 2022.* Київ. Р. 78–80.
10. *Павлишин В.І., Возняк Д.К.* Симетрія-диссиметрія кристалів слюд і топазу камерних пегматитів Волині: кристалохімічні, морфологічні, генетичні аспекти. *Мінерал. журн.* 2020. 42, № 1. С. 3–11. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal.42.01.003>.
11. *Лазаренко Є.К.* Курс мінералогії. Видання друге, перероблене і доповнене. Київ: Вища школа. 1970. 600 с.
12. *Goldschmidt V.* Atlas der Krystallformen. Heidelberg: Winter, 1922. Vol. 8: Safflorit – Topas. 176 p.
13. *Bravais A.* Etudes cristallographiques. *Journ. De l'Ecole polytechnique.* 1851. Vol. 34. P. 166–170.
14. *Donnay J.D. H., Harker D.* A new law of crystal morphology extending the law of Bravais. *Am. Mineral.* 1937. Vol. 23. P. 446–467.
15. *Hartman P., Perdok W.* On relation between crystal structure and crystal morphology. *Acta cryst.* 1955. Vol. 8. P. 49–52.
16. *Вовк О.П.* Кристаломорфологія топазу і берилу камерних пегматитів Коростенського плутону (північно-західна частина Українського щита). *Автореф. дис. ... канд. геол. наук (пориівнюється до доктора філософії).* Київ, 2016. 25 с.

УДК 553.(477.63)

<https://doi.org/10.30836/gbhgd.2024.16>

АНТРОПОГЕННЕ ПЕРЕТВОРЕННЯ ГЕОЛОГІЧНОГО СЕРЕДОВИЩА НА ДІЛЯНЦІ КАР'ЄРУ «ПІВДЕННИЙ» САКСАГАНСЬКОГО РУДНОГО ПОЛЯ КРИВОРІЗЬКОГО ЗАЛІЗОРУДНОГО БАСЕЙНУ

Губіна, В.Г., Покалюк В.В., Верховцев В.Г., Яценко В.Г., Заборовська Л.П.

ДУ «Інститут геохімії навколишнього середовища Національної академії наук України», м.
Київ, Україна, gvv131619@gmail.com

ANTHROPOGENIC TRANSFORMATION OF THE GEOLOGICAL ENVIRONMENT AT THE QUARRY AREA "PIVDENNYI" OF THE SAKSAGAN ORE FIELD OF THE KRYVYI RIH IRON ORE BASIN

Hubina V.H., Pokalyuk V.V., Verkhovtsev V.G., Yatsenko V.G., Zaborovska L.P.

State Institution "The Institute of Environmental Geochemistry of the National Academy of
Sciences of Ukraine", Kyiv, Ukraine, gvv131619@gmail.com

The example of the quarry area «Pivdennyi» shows that large-scale development of iron ore deposits has caused a continuous anthropogenic transformation of the geological environment within the strip of the Saksagan suite of the Saksagan ore field of the Kryvyi Rih iron ore basin. New geological bodies were formed - technogenic collapse breccias (technobreccias), which comprise significant areas of the subsoil, with a complete disruption of the primary stratification of the source rocks, their mixing and compaction with a decrease in their bulk weight and strength, an increase in porosity, moisture capacity, changes in the chemical and mineralogical composition of the primary native-born rocks.

Вступ. Активна тривала техногенна діяльність в Кривбасі, пов'язана з розробкою корисних копалин відкритим та підземним способами, постійне зростання площі і глибини кар'єрів, обсягів розкривних та вмисних порід, що розміщуються у відвалах, об'ємів підземних виробок спричинили порушення понад 35 тис. гектарів земель. На території 585 км² спостерігаються наслідки потужного техногенного навантаження на геологічне середовище, яке спричиняє локальні та регіональні зміни ландшафтів, стійкості гірничих масивів, утворення гідрогеологічних і гідрологічних аномалій.

На прикладі кар'єру «Південний» Саксаганського рудного поля показана ступінь перетворення геологічного середовища на ділянці інтенсивної експлуатації надр.

Об'єкти і методи досліджень. Об'єктом досліджень є кар'єр «Південний», який розробляє родовище залізних руд (поле шахти ім. Артема колишнього рудника ім. Кірова), що адміністративно знаходиться у межах Саксаганського району м. Кривий Ріг, Дніпропетровської області.

Нами, виконано аналіз первинних матеріалів геологічної будови родовища; дистанційне дешифрування техногенних морфоструктур і компонентів на основі космотопоматеріалів; натурні польові спостереження у кар'єрі та прилеглих територіях за профілями та точками спостережень з відбором проб; мінералого-петрографічні, геохімічні, петрофізичні дослідження.

Результати і їх обговорення. Рудні поклади району розташування родовища представлені трьома основними типами багатих руд: мартизовими, гетито-гематито-мартитовими, гетито-гематитовими. Мартитові руди

складають основну частину рудних покладів п'ятого і шостого залізистих горизонтів. За структурними і фізичними особливостями мартитові руди поділяються на три різновиди: багата мартитова, слабо зцементована руда («синька»); мартитова пухка руда («шелестуха»); щільна мартитова руда («залізняк»). Найбільш розповсюджена мартитова руда («синька»), з якої складаються основні поклади ділянки, що описується [1].

Видобуток залізних руд в районі розташування родовища, що розробляє кар'єр «Південний» розпочато в 1881 році з відкриттям Саксаганського рудника Олександра Поля. Це найдавніше місце видобутку залізної руди у Кривбасі.

Наприкінці ХІХ ст. і на початку ХХ ст. рудні поклади відпрацьовувались до глибини 25-50 м відкритим способом, пізніше – неглибокими (50-100 м) шахтами. З 1920-х років видобування руди велось підземним способом, у 1972 р. було введено в експлуатацію кар'єр «Південний», який був єдиним кар'єром у Кривбасі, що розробляв багаті залізні руди відкритим способом.

За радянських часів, рудник експлуатував багаті мартитові, гетит-гематит-мартитові та гетит-гематитові руди, які розроблялись за системою поверхового і підповерхового обвалення, з відбійкою руди глибокими свердловинами; залізисті кварцити видобувались за поверхово-камерною системою, із залишенням тимчасових ціликів і відбійкою руди глибокими свердловинами.

Нині в кар'єрі «Південний» ТОВ «Рудомайн» відпрацьовуються дрібні рудні тіла поблизу поверхні та частина раніше втрачених природно-багатих руд, а також залізисті кварцити п'ятого залізистого горизонту, з бортовим вмістом $Fe_{\text{зар}}$ 36 %, які раніше були віднесені до розкривних порід.

Підземний видобуток залізних руд системами з обваленням, поширеними у Кривбасі, спричиняє виникненню у надрах порожнеч, що заповнюються породами висячого боку та породами, що налягають. На поверхні ж утворюється провальний рельєф, зони зсуву. Якщо технологія передбачає закладку виробленого простору, то він заповнюється різними цементуючими сумішами.

Слід зазначити, що зрушення геологічного масиву відбувається, зазвичай, під деяким кутом до поверхні. У Кривбасі він становить 50-70° [2]. Вже наприкінці 1950-х років внаслідок підземного видобутку на поверхні і в об'ємі масиву гірських порід утворилась суцільна смуга просадок, зсувів, обвалів завширшки близько 1300 м, видовжена вздовж простягання залізистої формації саксаганської світи криворізької серії, яка охоплювала за довжиною територію майже всіх рудників Саксаганського району Кривбасу. На території РУ ім. Кірова ця зона обвалення фіксується на геологічних картах і розрізах починаючи від наслідків шахтного видобутку на горизонтах 200-380 м. З подальшим поглибленням розробки залізних руд на більш глибоких горизонтах (400-1100 м) зона обвалення набувала все більш інтенсивного і масштабнішого за площею характеру, західна межа якої виходить за контур розповсюдження залізистої формації саксаганської світи, охоплюючи площу поширення порід нижньої частини розрізу гданцівської світи. Падіння зони обрушення в її західній частині – поперек залягання стратонів криворізької серії, під кутами

40-60°. Східна межа зони зсуву проходить субконкордантно падінню пластів вздовж падіння Саксаганської синкліналі, в інтервалі між четвертим сланцевим і п'ятим залізистим горизонтами. Впродовж десятиліть просадки, лійки, обвалення поступово засипались глиною чи ґрунтом, розкривними та некондиційними породами. На їх місці утворювались багатоярусні відвали.

В результаті геолого-маркшейдерського обстеження встановлено, що досліджена ділянка родовища у сучасному її вигляді сформувалась за рахунок техногенних факторів, обумовлених підземним способом відпрацювання багатих залізних руд, що призвело до обрушення порід, що залягають вище і змішування їх із залишками залізних мартитових руд та залізистими кварцитами.

Згідно наших досліджень, за ступенем процесу обрушення у кар'єрі «Південний» можна виділити декілька зон, які в загальному плані корелюють з виділеними [3] зонами зрушення гірських порід над підземними виробками в межах мульди зрушення (рис. 1).

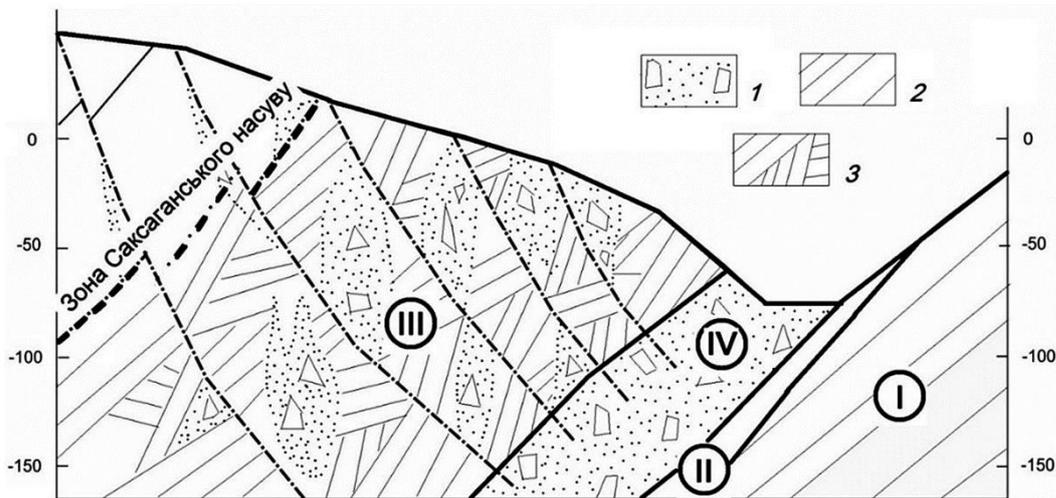


Рис. 1. Схематичний поперечний розріз кар'єру «Південний» з розташуванням зон різної інтенсивності прояву процесів обрушення внаслідок підземного видобутку [4].

1 – технобрекчії обрушення, 2 – слабо порушені цілики залізистих кварцитів саксаганської світи, 3 – порушені цілики залізистих кварцитів саксаганської світи

I – зона слабо порушених процесами обрушення від підземного видобутку корінних порід, які в цілому зберігають первинну стратифікацію; зона розвитку зсувів ковзання.

II – зона інтенсивно тріщинуватих і подрібнених ціликів, які в цілому зберігають належність до певних стратиграфічних горизонтів (відповідає зоні тріщин, розломів).

III – зона чергування ділянок інтенсивно подрібнених ціликів, які в цілому зберігають належність до певних стратиграфічних горизонтів з ділянками технобрекчій обрушення без стратифікації (відповідає зоні тріщин, розломів, терас, поєднаною з зоною провалів).

IV – зона повного домінування суцільних технобрекчій обрушення з повним порушенням первинного залягання порід і без яких-небудь ознак належності до певних стратиграфічних горизонтів (відповідає зоні провалів).

Головним структурним, морфологічним і речовинним елементом вищезазначених зон зрушення є такі ділянки надр, які доцільно назвати **техногенними брекчіями обрушення (технобрекчіями)** – брекчіями, утвореними внаслідок гравітаційних зрушень та обрушення у вироблений підземний простір вмісних та налеглих гірських мас. Головною ознакою

належності їх до техногенного типу є повне руйнування внаслідок техногенних чинників стратиграфічного упорядкування породних верств з порушенням первинних умов залягання та структурної будови вихідних порід через їх дроблення і перемішування з переміщенням у новий простір, не притаманний їхньому природному залягання, та формуванням нових техногенних геологічних тіл. Вони складають у межах кар'єру значні об'єми, фактично утворюючи нові масштабні техногенні геологічні тіла зі своєю морфологією, речовинним складом і фізичними властивостями, що відрізняються від вихідних материнських порід. Від подібних брекчій насипних відвалів та осипного й обвального колювію вони відрізняються відсутністю елементів похилого нашарування, більшим ступенем зцементованості та включенням залишків порушених блоків материнських залізистих кварцитів і руд. Від подібних брекчій тектонічного походження вони відрізняються відсутністю тектонічної зональності, більш однорідною будовою з переважанням глинисто-піщано-щебенистого матриксу, великими об'ємами та часто різкими контактами із вмісними породами. Передумовами виникнення зон технобрекчій обрушення в умовах родовищ окислених залізистих кварцитів саксаганського типу є два чинники. В першу чергу – це розташування та об'єми виробленого підземного простору. Другим важливим чинником є процеси глибинного окиснення, які перетворили вихідні рудовмісні маси на породи зниженої міцності, підвищеної пористості і вологоємності. Внаслідок процесів глибинного окиснення вся товща між четвертим сланцевим горизонтом і Саксаганським насувом (включно) перетворилась на ослаблену зону, яка схильна до провального процесу [4, 5].

Внаслідок перемішування у складі технобрекчій обрушення всіх порід, які залягають вище над зонами підземного видобутку (різних залізистих та сланцевих горизонтів, залізних руд, метаультрабазитів талькового горизонту, глинистих порід кайнозою і ін.), відбулося розпорошення залишків багатих руд, збіднення первинних концентрацій заліза в результаті перемішування з малозалізистими породами, розуцільнення вихідних порід зі зменшенням їх об'ємної ваги і міцності та збільшенням пористості, вологоємності.

Мінералого-петрографічні дослідження показали, що у кар'єрі «Південний» присутні дві групи геологічних утворень – природна асоціація порід і руд, та техногенно перетворені породи в зонах зрушення і обвалення шахтного простору. Першу групу складають багаті та бідні залізні руди, нерудні породи саксаганської та скелюватської світ, глини кайнозойського віку. До другої групи належать техногенні брекчії (технобрекчії) обрушення. Це поліміктові породи з хаотично розташованим у них несорттованим уламковим матеріалом порід першої групи різного розміру (щебінь, дресва, пісок) та складу, який слабо зцементовано тонкозернистим пеліт-алеєвритовим матеріалом.

Дослідження хімічного складу зразків, відібраних у кар'єрі показало, що з підвищенням ступеню техногенної трансформації первинного масиву гірських порід внаслідок підземного видобутку, з переходом від залізистих кварцитів і залишків багатих руд до технобрекчій обрушення, відбувається усереднення

хімічного складу всіх порід, які були обрушені внаслідок підземного видобутку. При цьому кінцеві продукти за вмістом Fe_2O_3 відповідають нерудним або малорудним (для металургійного виробництва) породам, але придатних для виробництва фарб.

Вивчення фізичних властивостей порід та руд кар'єру «Південний» підтверджують, що з підвищенням ступеню техногенної трансформації первинного масиву гірських порід, в даному випадку, з переходом від залістих кварцитів до технобрекчій обрушення відбуваються процеси розпорошення, розуцільнення, доокиснення вихідних порід зі зменшенням їх питомої і об'ємної ваги, щільності, міцності та зростанням пористості і вологоємності. Максимальний розвиток технобрекчій обрушення (майже 100 %) спостерігається в нижній приосьовій частині кар'єру, де відбувається сучасний видобуток корисних копалин. Просторово – це умовна зона п'ятого залістого, частково шостого сланцевого горизонтів, але в межах цих зон, на ділянках суцільного домінування технобрекчій, первинна стратифікація повністю порушена

Висновки.

1. В кар'єрі «Південний» Саксаганського рудного поля масштабні і довготривалі розробки покладів залізної руди спричинили суцільну антропогенну трансформацію геологічного середовища.
2. За ступенем процесу порушення надр нами виділено чотири зони порід: 1) слабо порушенні корінні породи; 2) інтенсивно тріщинуваті і подрібнені цілики; 3) чергування ділянок інтенсивно подрібнених ціликів; 4) зона повного домінування суцільних технобрекчій обрушення.
3. Брекчії обрушення (технобрекчії) утворились внаслідок гравітаційних зрушень та обрушення у вироблений підземний простір вмісних та налеглих гірських мас. Вони характеризуються повним порушенням первинної стратифікації вихідних порід та перемішуванням багатих залізних руд і кварцитів з малозалістими та нерудними породами, що привело до збіднення первинних концентрацій заліза.
4. Максимальний розвиток технобрекчій обрушення (майже 100 %) спостерігається в нижній приосьовій частині кар'єру, де відбувається сучасний видобуток корисних копалин.

Література

1. Геология криворожских железорудных месторождений. Т.2. / Я.Н. Белевцев и др.: в 2 т. Киев. Изд-во АН УССР, 1962. Т. 2. 566 с.
2. Малахов І.М. Техногенез у геологічному середовищі. Кривий Ріг: Октан-Принт, 2003. 165 с.
3. С.Л. Шашиурин. Повторная разработка месторождений руд цветных и редких металлов. М: Госгортехиздат, 1962. 246 с.
4. Покалюк В.В., Верховцев В.Г., Губіна В.Г., Яценко В.Г., Заборовська Л.П., Лавриненко О.М., Майборода Є.І. Брекчії обрушення – «новий» тип техногенних геологічних утворень /тіл/ родовищ Криворізького залізорудного басейну. Вісник КНУ ім. Тараса Шевченка. Геологія. 2023. № 4 (103). С. 90-97. <https://doi.org/10.17721/1728-2713.103.11>.
5. Pokalyuk V.V., Verkhovtsev V.G., Hubina V.H., Yatsenko V.G., Spitsa R.O., Zaborovskaya L.P., Osmachko L.S. Technogenic collapse breccias – a "new" widespread type of

Всеукраїнська наукова конференція «Геологічна будова та історія геологічного розвитку Українського щита»
(до 100-річчя від дня народження академіка НАН України М.П. Щербака), 17-18 вересня 2024 року

anthropogenic geological bodies/formations/deposits of the Kryvyi Rih iron ore basin / XVII International Scientific Conference «Monitoring of Geological Processes and Ecological Condition of the Environment». 7-10 November 2023, Kyiv, Ukraine.

УДК 550.4+550.8+553.9

<https://doi.org/10.30836/gbhgd.2024.17>

ПЕРШІ РЕЗУЛЬТАТИ ВТІЛЕННЯ ІННОВАЦІЙНОЇ ГЕОХІМІЧНОЇ ТЕХНОЛОГІЇ НА ВУГЛЕВОДНІ «GHPKU» В ЗАХІДНОУКРАЇНСЬКОМУ НАФТОГАЗОНОСНОМУ РЕГІОНІ

Дудік О.М.

*Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення імені М.П. Семененка НАН України, Київ,
dud-am@ukr.net*

THE FIRST RESULTS OF THE IMPLEMENTATION OF INNOVATIVE GEOCHEMICAL TECHNOLOGY FOR HYDROCARBONS "GHPKU" IN THE WESTERN UKRAINIAN OIL AND GAS-BEARING REGION

Dudik O.M.

M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation, National Academy of
Sciences of Ukraine, Kyiv, dud-am@ukr.net

The characteristics developed by the author and implemented in practical activity of the highly effective innovative technology of geochemical prospecting of oil and gas deposits of "GHPKU" are provided. Examples of its use in oil and gas regions are given of Ukraine.

Вступ. Сучасні уявлення про геологічну будову і потенційну нафтогазоносність територій базуються на даних геофізичних, в першу чергу сейсмічних, дослідженнях. Відповідно до них геолого-структурне моделювання і прогноз покладів вуглеводнів в межах даних територій відбувається за фізичними властивостями гірських масивів, практично без використання геохімічних даних. Ефективність такої технології на вуглеводні, як показує світова практика геологорозвідувальних робіт на нафту і газ, в середньому близька до 30 %.

У такому випадку, одним з найактуальніших завдань геологічної галузі є створення пошукової технології, здатної суттєво підвищити ефективність пошуку родовищ нафти і газу. На наше переконання залучення інноваційних геохімічних технологій, які базуються на сучасних знаннях щодо утворення родовищ вуглеводнів, їх первинно-накладених аномалій і ін. здатне довести ефективність геологорозвідувальних робіт на нафту і газ до 80-90%, що підтверджують наукові і практичні роботи автора.

Історія геохімічних методів пошуків родовищ вуглеводнів. В.А. Соколов, ґрунтуючись на теоретичних дослідженнях про міграцію хімічних елементів, запропонував виконувати газову зйомку для визначення слідів вуглеводневих газів у підґрунтових відкладах. Вперше вона була проведена у 1930-1932 роках на родовищах Апшеронського півострова та у Поволжі. Загалом на основі ідей В.А. Соколова було опробовано понад 20 геохімічних методів та їх модифікацій, серед яких пріоритетне місце займав «*атмохімічний метод пошуків нафтогазових родовищ по вільним підґрунтовим газам*». У 60-х роках, через невизначеність отриманих результатів (їх не ефективність) застосування геохімічних методів пошуків родовищ вуглеводнів було майже повністю призупинено. Основною причиною цих невдач (із висновку ВНІЯГГ, 1968р.) було те, що практичне використання геохімічних методів пошуків покладів нафти і газу відбулося без наукового обґрунтування і розробки теорії, техніки та методики проведення робіт і інтерпретації одержаних даних.

Нами, під час досліджень різних форм газів над нафтогазовими родовищами, встановлені значні відмінності щодо розподілу у них сорбованої і вільної (міжпоровому просторі) форм. Було визначено, що газовий склад підгрунтової атмосфери залежить від ландшафтно-геохімічних умов і біохімічних процесів, які по різному протікають в елементарних ландшафтах природно-територіальних комплексів (рис.1).



Рис. 1 Елементарні ландшафти природно-територіальних комплексів

1) В умовах елювіальних і транселювіальних ландшафтів, які займають орієнтовно біля 80% досліджуваних територій, вільний доступ приземного кисню приводить до повного окиснення мігруючих із надр вуглеводнів. В результаті, в підгрунтовій атмосфері над покладами збільшується вміст CO_2 і зменшується O_2 . Таким чином, утворюються позитивні аномалії CO_2 і негативні аномалії O_2 при відносно фонових концентраціях CH_4 . В умовах даних елементарних ландшафтів аномалій метану і його гомологів над покладами досліджених нафтогазових родовищ не встановлено.

2) В умовах супераквальних ландшафтів через анаеробні умови в ґрунтах і їх материнських породах спостерігається недостаток кисню, повітря насичується недоокисненими сполуками, в першу чергу метаном, сірководнем, вуглекислим газом, таким чином, в них формуються аномалії метану «ландшафтного типу», які не мають ніякого зв'язку з покладами вуглеводнів.

3) В умовах аквальних ландшафтів (заболочених), де при розкладанні рослинних залишків без доступу повітря під впливом бактерій утворюється болотний газ, основними компонентами якого є CH_4 і CO_2 . Таким чином, формуються аномалії метану і вуглекислого газу «ландшафтного типу».

Отже, приведені дані щодо впливу біохімічних процесів на склад підгрунтової атмосфери в різних елементарних ландшафтах природно-територіальних комплексів прямо вказують, що «атмохімічний метод пошуків родовищ нафти і газу по вільним підгрунтовим газам» не може бути ефективним як з наукових, так і практичних результатів, одержаних при дослідженні родовищ-еталонів і продуктивних вміщаючих структур [1.2].

Інноваційна геохімічна технологія «ГНРКУ». Розроблена автором технологія «ГНРКУ» являє собою комплекс спеціальних методів та методик вивчення у ґрунтах та їх материнських породах різних форм вуглеводнів і інших газів, а також рухомих форм металів. Вона включає також спеціальні методики високої точності та чутливості хроматографічного та спектрометричного аналізів

газових та літохімічних проб. Основою даної геохімічної технології є розроблений автором «Метод пошуків родовищ нафти та газу за накладеними аномаліями вуглеводнів», оснований на вивченні сорбованих форм вуглеводнів (від C1 до C4).

У монографіях авторів, виданих в 2016р. і 2020р. приведено опис технології «ГНРКУ» і результатів досліджень, з її використанням на окремих родовищах, структурах і різних розмірів ділянках. Вони були розпочаті у 2002 році на території ДДЗ, а з 2006 р - акваторії Чорного моря. Ці наукові і практичні роботи підтверджують сучасні погляди, що формування нафтогазових покладів і їх первинно-накладених ореолів відбувається за рахунок глибинної енергії землі, а транспортування вуглеводнів і окремих хімічних елементів від генеруючих їх глибинних джерел переважно здійснюється по лінійним газофлюїдним зонам і «трубам дегазації».

Накладені аномалії сорбованих вуглеводнів від C1 до C4 присутні над усіма дослідженими родовищами ДДЗ і акваторії Чорного моря. Вони переважно є комплексними, представляють собою кільцевої форми стовбоподібні аномальні геохімічні тіла, контрастність яких закономірно знижується від покладу до денної поверхні. Морфологія будь-якого зрізу цих тіл, у тому числі і на рівні денної поверхні, зберігає загальні риси будови самих вуглеводневих покладів та їх змін (руйнування) глибинними епігенетичними процесами. Утворення їх над нафтогазовими родовищами відбувається за рахунок субвертикальної міграції речовини із покладів (чи також з генеруючих її глибинних джерел) протягом тривалого періоду (від становлення родовищ до теперішнього часу). Основну роль міграції вуглеводнів грають процеси фільтрації (ефузії газів).

Кільцева форма аномалій (рис.2), обумовлена різним ступенем ефузії газів з різних частин покладів при їх руйнуванні. Найбільш активно висхідна міграція вуглеводнів відбувається вздовж межі нафтогазових покладів (газово-водяного контакту або контакту порода-газ, що одночасно є фізико-хімічним геохімічним бар'єром).

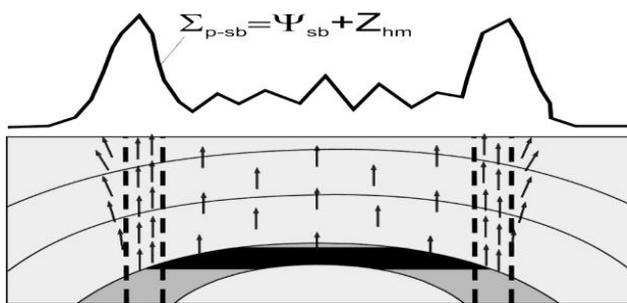


Рис. 2. Накладені геохімічні аномалії над покладами вуглеводнів.

Геохімічна технологія «ГНРКУ» передбачає послідовне виконання двох завдань: -комплексне геохімічне картування; -прогнозно-геохімічне моделювання за ознаками, встановленими при геохімічному картуванні.

Геолого-геохімічні моделі визначають наявність (чи відсутність) і місцеположення в межах досліджених територій нафтогазових покладів, їх первинно-накладених аномалій, а також газо-флюїдних зон, транспортуючих вуглеводні з їх глибинних джерел.

Сторонська ділянка. У 2018 році дана геохімічна технологія вперше була задіяна в Західноукраїнському нафтогазоносному регіоні. В Передкарпатській нафтогазоносній провінції, з використанням технології «ГНРКУ», на замовлення

ТОВ «ЕНЕРГО-ІНВЕСТГРУП» було виконане геохімічне картування і прогнозне моделювання Сторонської ділянки, площею 46 кв. км.

За своєю ландшафтно-геохімічною будовою Сторонська ділянка є досить складною для проведення пошукових геохімічних робіт. Складність їх виконання обумовлена гірським сильно розчленованим рельєфом, більша частина якого залісна. Грунтовий профіль є неповно розвиненим, материнські породи представлені різнокольоровими глинами (рис.3).

На Сторонській ділянці за спеціальними методиками нами послідовно були проведені: - геохімічне картування по мережі 500x250м; - прогнозно-геохімічне моделювання за геохімічними ознаками, які одержані при геохімічному картуванні. Відбір літохімічних проб виконаний із материнських порід - кольорових глин, із яких були вилученні високосорбційні екстракти, в яких хроматографічним аналізом оцінений вміст сорбованих форм вуглеводнів (від C_Н4 до nC₄H₁₀).

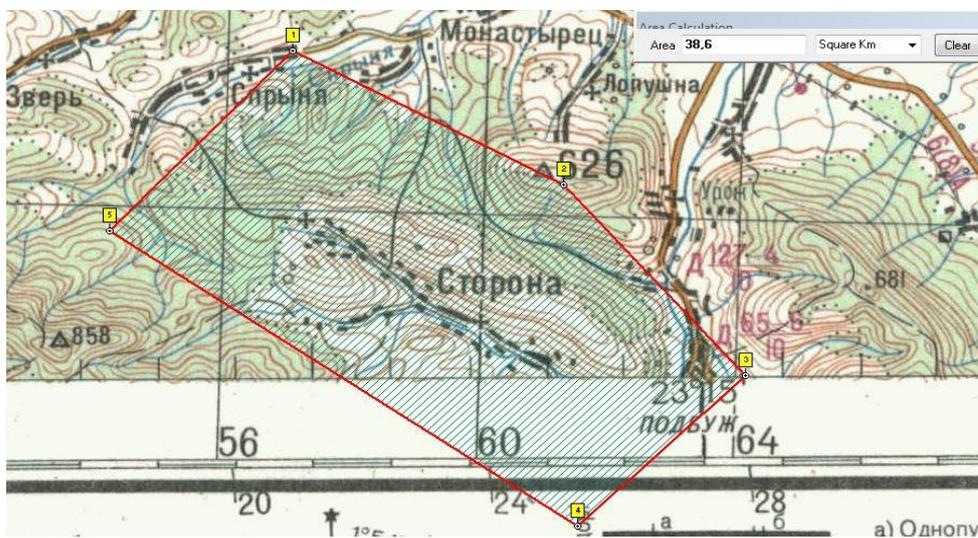


Рис. 3. Місцезнаходження Сторонської ділянки.

Повна відсутність геофізичних і геологічних матеріалів по Сторонській ділянці примусила нас виконати оцінку її нафтогазоносності лише по даним геохімічного картування з використанням «**Методу пошуків родовищ нафти і газу по накладеним аномаліям вуглеводнів**». Матиматична обробка геохімічних даних і прогнозно-геохімічне моделювання, виконане з використанням ГІС «Gold Digger», «**Методу головних компонент**» факторного аналізу. При цьому був встановлений інтегральний показник F1, який оптимально описує спільний розподіл у межах дослідженої площі всіх генетично зв'язаних вуглеводневих газів. Були визначені факторні навантаження, які показують, що найвищий інформативний вклад (вагу) в показник F1 вносять пропан (0.89), ізобутан (0.87), етан і бутан (0.85). дещо нижчу вагу у ньому мають метан (0.65) і пропілен (0.60).

Кінцевим результатом геохімічних досліджень Сторонської площі стала побудова її прогнозно-геохімічної моделі, яка інтегрувала в себе прогнозно-пошукові ознаки, що були одержані при картуванні по кожному із досліджених шести вуглеводнів. Дана модель (рис.4) відображає структурну будову, показує дві прогнозовані продуктивні структури блокового типу і ймовірне місцезположення покладів вуглеводнів у них, розміром 3.2 кв.км. (Сторонська структура) і 1.4 кв.

км. (Монастирецька структура). Рекомендовані свердловини для розкриття прогнозованих покладів.

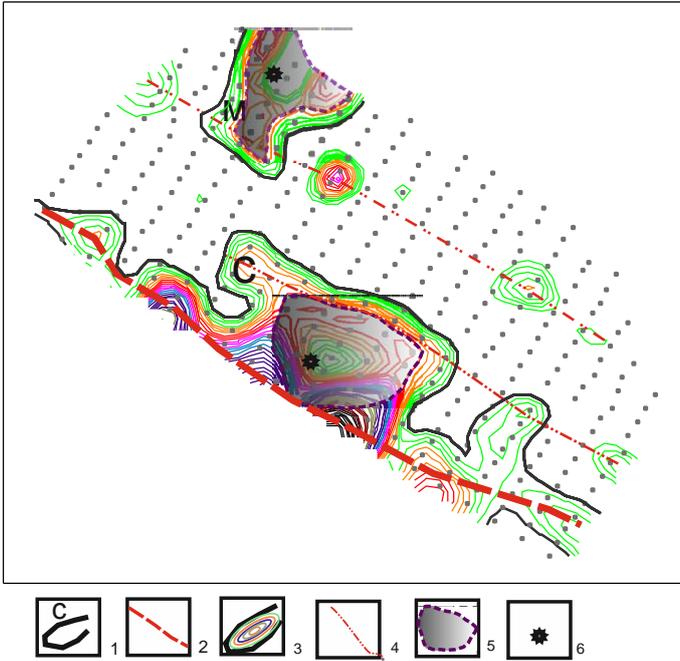


Рис. 4 Прогнозно-геохімічна модель Сторонської площі

1-Сторонська (С) та Монастирецька (М) продуктивні вуглеводневі геохімічні структури, встановлені за допомогою геохімічної технології «ГНРКУ». 2- газофлюїдна зона лінійного типу, що транспортує вуглеводні з глибинних джерел, що їх генерують, 3-область розсіювання-локалізації вуглеводнів (первинно-накладені ореоли). 4-розривні порушення, встановлені за геохімічними ознаками. 5-прогнозуються нафтогазові поклади у Сторонській (3.2 кв.км.) і у Монастирецькій (1.4 кв.км.) структурах, 6-рекомендовані свердловини для розкриття прогнозованих покладів.

ВИСНОВКИ:

1. На прикладі Сторонської ділянки науково і практично доведена висока ефективність інноваційної геохімічної технології ГНРКУ у Західноукраїнському нафтогазоносному регіоні. Рекомендується розширити території пошукових робіт на вуглеводні з використанням даної технології.

2. Дослідження біохімічних процесів у підґрунтовій атмосфері різних елементарних ландшафтів показали недоцільність використання «атмохімічного методу пошуків по вільним підґрунтовим газам» для пошуків родовищ нафти і газу у Західноукраїнському та інших нафтогазоносних регіонах України, по причині абсолютної неефективності.

Література

1. Дудік С. О., Дудік О. М.. Особливості геохімічних пошуків родовищ вуглеводнів в умовах ДДЗ, по даним комплексних досліджень еталонних родовищ і пошукових ділянок .Сб. матеріалів V Міжнародного геологічного форуму "Актуальні проблеми та перспективи розвитку геології: наука й виробництво (Геофорум-2018)" - Одеса, Український державний геологорозвідувальний інститут- 2018, С

2. Дудік О. М., Дудік С. О.. Практичні і наукові результати досліджень акваторія Чорного моря за даними геохімічної прогнозно-пошукової технології «ГНРКУ». Сб. матеріалів V Міжнародного геологічного форуму "Актуальні проблеми та перспективи розвитку геології: наука й виробництво (Геофорум-2018)" - Одеса, Український державний геологорозвідувальний інститут- 2018, С

ІННОВАЦІЙНІ МІНЕРАЛОГІЧНІ ДОСЛІДЖЕННЯ ТА ТЕХНОЛОГІЇ

Жикаляк М.В.

Державне регіональне геологічне підприємство «Донецькгеологія», тимчасова адреса:
м. Київ, Україна, dongeo@ukr.net

INNOVATIVE MINERALOGICAL RESEARCH AND TECHNOLOGY

Zyikalyak M.V.

State Regional Geological Enterprise «Donetsk Geology», temporary address:
Kyiv, Ukraine, dongeo@ukr.net

Scientific mineralogical research and practical technologies ensured the discovery of new chemical elements during the 18th and 19th centuries and contributed to the sustainable development of geological science and practice in the 1960s and 1970s. The study of physical and chemical conditions, the sequence of laws of mineral formation guaranteed a positive search for metallic minerals and effective mining activity. Using the example of metals of the platinum group, copper and tantalum and niobium, the relevance of innovative mineralogical research and technologies for the restoration of domestic industry and the neo-industrial development of the national economy is considered.

Комплексні мінералогічні дослідження минулих років стали основою цілеспрямованих пошуково-розвідувальних робіт на рудні й нерудні корисні копалини та забезпечили ренесансний розвиток геологічної науки і практики в 1960-1970 роках. Раніше, протягом XVIII-XIX століть, відкриття нових хімічних елементів визнавалося тільки після виявлення або виділення їх мінеральної форми як матеріальної речовини. При цьому, вивчення фізико-хімічних умов, послідовності та закономірностей мінералоутворення гарантували позитивний пошук металічних корисних копалин і ефективний розвиток гірничої діяльності.

За сукупністю ознак мінералів і мінеральних асоціацій рудних тіл можна судити не тільки про процеси та умови мінерало-й рудоутворення та особливості пошуку покладів корисних копалин різного генетичного типу, але й виявляти нові види мінеральної сировини, обґрунтовано формувати інноваційний мінерально-сировинний комплекс держави та здійснювати максимально повне вилучення корисних копалин з надр і забезпечувати розроблення оптимальних, найбільш економічно ефективних та екологічно ощадливих технологій переробки не освоєних вітчизняною промисловістю благородних, кольорових, рідкісних і рідкісноземельних металів. Стимулом розвитку інноваційних напрямів мінералогічних досліджень і технологій в сучасних умовах є актуальність комплексного використання недостатньо вивчених і не підготовлених для формування цільового мінерально-сировинного комплексу в умовах відсутності відповідних переробних підприємств та необхідністю неоіндустріалізації вітчизняної промисловості. На мою думку, саме відсутність таких мінералогічних досліджень і технологій призвела до передчасної деіндустріалізації національної економіки та обумовила масштабну олігархізацію традиційних базових галузей промисловості України.

У національній економічній стратегії України на період до 2030 року поставлено завдання нарощування економічного потенціалу держави за рахунок суттєвого збільшення власного видобутку вуглеводнів та індустриальних мінералів й металів. Значить, економічний і технологічний потенціал країни в умовах воєнного стану та післявоєнної відбудови залежатиме від надійного функціонування як базових, так і інноваційно-орієнтованих галузей вітчизняної промисловості. Розглянемо важливість інноваційних мінералогічних досліджень і технологій на конкретних стратегічних прикладах.

Метали платинової групи, зокрема рутеній. Основними платиноносними країнами, включаючи рутеній, є Південно-Африканська республіка (ПАР), Зімбабве, Канада, США, російська федерація, Китай, Австралія, Фінляндія та Індія із вмістом МПГ у рудах від 2,0-5,6 г/т (в основному) до 12-20 г/т в окремих рудних тілах. Рутеній є супутником платини і завжди присутній як у первинних рудах, так і у відходах (хвостах) платинового виробництва, та разом із ренієм міститься в мідних і поліметалічних рудах. Підтверджені запаси металів платинової групи (МПГ) у світі станом на 2010 рік склали близько 53 тонн із збільшенням їх обсягів на 0,8-1 т через кожні 5 років. При цьому в сумі МПГ переважає платина - до 48%, а в ПАР сума платини та паладію досягає 86-90%.

За вмістом у рудах МПП рутеній займає четверте місце після платини, паладію та осмію до 10-12% від суми металів платинової групи [5,7]. Нетрадиційним джерелом рутенію є продукти розпаду радіоактивних металів. Зокрема частка рутенію в тонні відпрацьованого палива на атомних електростанціях (АЕС) досягає 250 г. Рутеній також є єдиним платиноїдом, який міститься в складі живих організмів. Сумарний щорічний видобуток рутенію в світі попутно з розробкою платинових руд складає 22-25 тонн, головним чином у Південно-Африканській республіці, Канаді, США та російській федерації, однак основним постачальником цього рідкісного платиноїду на світовому ринку є ПАР.

Рутеній переважно використовується в електронній (35%), електрохімічній (24%), хімічній та нафтохімічній промисловості (25%), а також для виробництва екологічно чистих каталітичних (відновлюваних) паливних елементів (батареї) потужністю до 300-500 Вт і в якості жаростійких конструктивних матеріалів в аерокосмічній техніці. В США для потреб електротехніки розроблялися та досліджувалися металокерамічні сплави на основі рутенію та інших платиноїдів. Крім того, рутеній суттєво підвищує корозійну стійкість титану, відіграє важливу роль в системах очистки води на орбітальних станціях, використовується в якості особливо міцного покриття ювелірних виробів та при лікуванні онкологічних і шкіряних захворювань. Очікується, що після 2050 року споживання платиноїдів, у тому числі рутенію, значно збільшиться, у зв'язку з широким їх використанням не тільки в електротехніці та в електрохімії, але й в інноваційних природоохоронних технологіях.

Платиносні формації та рудні тіла платиноїдів, як правило, об'єднують в три геолого-промислові типи за формою знаходження МПГ у рудах і ступенем перспективності залучення їх у промислове виробництво.

- *перший тип* – знаходження МПГ у складі металосульфідних сполук та мікронних виділень інтерметалів, сульфідів і телуридів з обмеженими перспективами промислового освоєння;

- *другий тип* - родовища із знаходженням МПГ у складі основних рудних мінералів, провідних руд у вигляді ізоморфних домішок, а також мікронних включень власних мінералів МПГ. За наявності ефективних технологій вилучення платиноїдів із основних руд доцільна попутна промислова розробка платиноїдів даного типу;

- *третій тип* – родовища, сформовані самородними елементами, їх сполуками, інтерметалідами, сульфідами, арсенідами, лауритом, ерліхманітом і руарситом тощо, які складають основу видобувної галузі платиноїдів у всіх платиноносних рудних і розсипних районах світу.

Аналіз наявних технологій збагачення руд МПГ показує, що промислові схеми базуються на мінералогічних дослідженнях і концентрації платиномістких мінералів, а не концентрації хімічних елементів, оскільки 60-90% платиноїдів знаходиться у мінеральній формі в зернах розміром більше 40 мкм. Це передбачає, що МПГ можуть вилучатися у власний концентрат тільки за умов, якщо основна (материнська) руда не буде попередньо перероблятися до порошку, оскільки тоді чимала частка перероблених мінералів платиноїдів (власний концентрат) буде втрачена.

Раціональна методика мінералогічних досліджень платиноїдів передбачає, що після отримання з вихідної рудної проби розміром зерен 0,5-3 мм здійснюється концентрування з нього зерен розміром від 3-10 мкм до 45 мкм важких фаз з використанням тільки води та піни методом гідросепарації та наступним пресуванням важкого концентрату з пластмасою для отримання штучного полірованого аншлафа. Дослідження зерен важких мінералів МПГ здійснюється за допомогою електронного мікроскопа, а залишок проби аналізується на вміст елементів з використанням мас-спектрометра та пробірно-хімічної або атомно-абсорбційної методики лабораторних досліджень.

Мідь. Поклади сульфідної міді виявлені в процесі цільових пошукових робіт минулих років у межах Волино-Подільської плити і в Бахмутській улоговині Донбасу, а потенційні родовища самородної міді в осадово-вулканогенній товщі Волинської западини (міднорудної провінції). Найбільш перспективними в Бахмутській улоговині є Берестянський, Гладосівський та Картамиський рудопрояви із середнім вмістом міді від 0,56 до 0,94% при потужності рудних перетинів від 0,3 м до 1,8 м. на Ратницькому і Рафалівському рудних вузлах середній вміст міді в рудоносних зонах потужністю до 20,0-25,0 м складає 0,7% із збільшенням до 4,0-5,1% в окремих прошарках потужністю 1-2 м.

У рудних горизонтах рудопрояву Жиричі вміст міді становить від 0,7-1,2% до 4,15% на рудні перетини 4,5-15,0 м.

Після розробки програми «Мідь України» з метою координації робіт заступником міністра Мінпромисловості Сергієм Міщенком на базі заводу кольорових металів у м. Артемівську була проведена міжвідомча нарада, за результатом якої були підготовлені комплексні висновки та рекомендації. Зокрема було зазначено, що в Україні немає жодного потенційного об'єкту для будівництва первинного гірничо-металургійного комплексу – ні в Бахмутській улоговині, ні в межах Волино-Подільської плити, оскільки в світі розробляють сульфідні руди з вмістом міді 2,5-3,5%. Навіть у сусідній Польщі вважається економічно не доцільним освоєння нового родовища із середнім вмістом міді 1,5%, яке розташоване на значній відстані на північ від діючого гірничо-металургійного комбінату «Польської міді». Крім того для отримання 1 т міді із сульфідних руд необхідно використати 32 т сірчаної кислоти, а це додаткові екологічно-технологічні ризики і проблеми. Тому враховуючи, що в Україні відсутня первинна гірничо-металургійна переробка сульфідних мідних руд, яка складає у загальних витратах виробництва 1 т анодної міді 35% (за даними «Польської міді»), рудопрояви самородної міді Волині були визнані в якості єдиної мінерально-сировинної бази України, що має промислове значення. Однак залишилася проблема реального її вмісту в базальтах та яким повинен бути мінімально промисловий її вміст у рудопроявах – потенційних родовищах?

Якщо за мінімально промисловий вміст міді у сульфідних рудах прийняти 1,5%, тоді з урахуванням відсутності витрат на первинну гірничо-металургійну переробку, середній вміст міді у родовищах самородної міді Волині повинен складати більше 0,98%, а якщо 2,5%, то 1,6% відповідно. Чи характеризуються рудні поклади та рудні тіла найбільш вивченого рудопрояву Жиричі таким середнім вмістом міді? Скоріше ні, чим так. Вирішати цю дилему можуть допомогти тільки мінералогічні дослідження та технології. Для цього в оптимальних місцях мідних покладів необхідно пробурити три параметрично-оцінювальні свердловини з повним відбором керну. Після цього половину керну рудних тіл поінтервально роздрібнити до фракції більше 1 мм і за допомогою електромагнітної сепарації виділити мідний концентрат і ваговим методом визначити вміст самородної міді.

За даними мінералогічних досліджень минулих років фракція самородної міді в базальтах розміром більше 1 мм складає 50%, тому залишок рудних проб необхідно роздробити до розміру 0,3 мм і також визначити ваговий вміст міді після електромагнітної сепарації. Таким чином можна визначити реальний, технологічно доступний, вміст самородної міді в базальтах. Вміст міді у залишках рудних проб після подрібнення до фракції порошку можна оцінити традиційними атомно-абсорбційним, хімічним і пробірно-спектральним методами та визначити економічну доцільність її вилучення за допомогою наявних технологій.

Тантал і ніобій. У Східному Приазов'ї КП «Південукргеологія» попередньо розвідане Мазурівське родовище – середнє за масштабом запасів танталу і ніобію й сприятливими гірничо-технічними умовами розробки. Недостатньо вивченими залишилися технологічні та гірничо-металургійні

аспекти переробки тантал-ніобійових руд. Тому, після включення Донецького хіміко-металургійного заводу як самостійного цеху в структуру Маріупольського металургійного комбінату (ММК), ДРГП «Донецькгеолгія» за кошти ММК виконало цільове геологічне вивчення відвалів Донецького хіміко-металургійного заводу як техногенного родовища.

За допомогою буріння свердловин діаметром 127-151 мм з повним відбором керну був розвіданий та вивчений повний розріз відвалу і проведені комплексні мінералогічні та хіміко-аналітичні дослідження. На підставі отриманих результатів в якості корисних копалин були обґрунтовані запаси польовошпатової та каолінітової фракцій і обсяги тантал-ніобійової жорстви. Після затвердження всіх запасів протоколом ДКЗ України і оформлення Маріупольським металургійним комбінатом спецдозволу на використання відвалу Донецького хіміко-металургійного заводу як техногенного родовища, розпочалася розробка і селективне мінералогічне збагачення каолінітової та польовошпатової фракцій і тантал-ніобійової жорстви.

При цьому, в умовах відсутності первинного гірничо-металургійного виробництва металічного танталу і ніобію, готуючи нову партію сталі на американський ринок, вирішали діяти за принципом «кашу маслом не пошкодиш» і просто добавили тантал-ніобійову жорстку в розплав сталі. Якість сталі після виплавки значно покращилася. Однак проведення комплексних досліджень і випробувань ММК довірив спеціалізованим американським фірмам, за результатами яких покупець збільшив закупівельну ціну сталі в два рази.

Наведені приклади беззаперечно підтверджують актуальність та економічну ефективність мінералогічних досліджень і технологій з метою відновлення стійкості галузі геології та надр України і сталого розвитку геологічної науки та практики.

УДК 550.4 + 553.94 (477)

<https://doi.org/10.30836/gbhgd.2024.19>

**РІДКІСНІ ТА РОЗСІЯНІ ЕЛЕМЕНТИ БУРОГО ВУГІЛЛЯ
ДНІПРОБАСУ ЯК ВІДДЗЕРКАЛЕННЯ МІНЕРАЛЬНОГО СКЛАДУ ТА
ГЕОХІМІЧНИХ ОСОБЛИВОСТЕЙ ПОРІД УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА
(НА ПРИКЛАДІ ВЕРХНЬОДНІПРОВСЬКОГО РОДОВИЩА)**

Іванова А.В., Зайцева Л.Б., Гаврильцев В.Б.

Інститут геологічних наук НАН України, м. Київ, ariadna.v.ivanova@gmail.com

**RARE AND TRACE ELEMENTS OF BROWN COAL IN THE DNIPROBAS
AS A REFLECTION OF THE MINERAL COMPOSITION AND
GEOCHEMICAL FEATURES OF THE ROCKS OF THE UKRAINIAN
SHIELD (EXAMPLE OF THE VERCHNIODNIPROVSKE DEPOSIT)**

Ivanova A.V., Zaitseva L.B., Gavryltsev V.B.

Institute of Geological Sciences of NAS of Ukraine, Kyiv, ariadna.v.ivanova@gmail.com

The geochemical features of the coal from the Verchniodniprovske deposit of the Dniprobass, situated within the Dnipro megablock of the Ukrainian Shield, were investigated. It is demonstrated that the crystalline rocks of the Ukrainian Shield are the source of rare and trace elements in coal. The methods of migration of elements into the peatland and the possible forms of fixation of elements in the organic matter of coal are demonstrated. For the first time, microcomponents of coal, which are associated with certain rare and trace elements, were discovered.

Вступ. Вивчення рідкісних та розсіяних елементів у вугіллі, які розглядаються як супутні корисні копалини і використовуються майже в усіх областях науки і техніки, має вагоме наукове та прикладне значення.

Метою цього дослідження було виявлення шляхів (способів) надходження елементів до торфовищ із областей зносу, форми їх накопичення, визначення ролі вугілля як концентратора рідкісних і розсіяних елементів.

Було досліджено 150 петрографічних шліфів у прохідному поляризованому світлі, використані результати 146 визначень хіміко-технологічних показників якості вугілля, 144 визначення хімічного складу золи та спектрального аналізу. Застосовувались вуглепетрографічні, геохімічні, хімічні та статистичні методи дослідження.

Об'єкт дослідження. Вивчалися геохімічні особливості вугілля Верхньодніпровського родовища Дніпровського буровугільного басейну, яке розташоване в межах Українського щита (УЩ) (рис. 1).

При мікроскопічному дослідженні у вугіллі встановлено групи мікрокомпонентів: лігнітиту, гумініту, інертиніту та ліптиніту. В межах груп мікрокомпоненти поділяються залежно від похідного рослинного матеріалу та ступеня збереженості ботанічної структури. До групи лігнітиту належать компоненти вуглефікованої деревини. Група гумініту представлена провідними (ксилініт), покривними (фелініт), листовими (паренхіт) тканинами різного ступеня збереженості, склеротинітом та безструктурним доплеринітом. Група інертиніту включає малочисельний семіфюзиніт. До групи ліптиніту належать покривні тканини, просочені суберином (субериніт), включення смоли (резиніт), тканина, що облямовує листові пластинки (кутиніт), мікроекзиніт та

безструктурний мікрокомпонент бітумініто-десміт (розкладена ліпоїдна речовина). Мінеральні компоненти представлені кварцем, глинистим матеріалом частіше каолінітового складу, мусковітом, біотитом, глауконітом, піритом. Рідше трапляються мінерали з груп польових шпатів, амфіболів та піроксенів. Значно поширені акцесорні мінерали: турмалін, циркон, рутил, гранат, магнетит, ільменіт, ставроліт і ін.

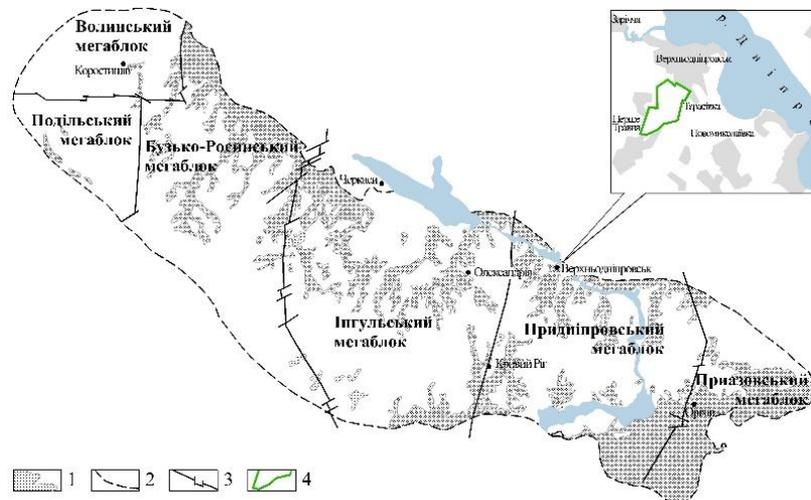


Рисунок 1 – Дніпровський буровугільний басейн [1, 2]. 1 – вугленосні відклади буцацької світи, 2 – границі Дніпробасу, 3 – глибинні розломи, 4 – контури Верхньодніпровського родовища.

Основним джерелом надходження рідкісних та розсіяних елементів в торфовища слугували породи кристалічного фундаменту Придніпровського гранітно-зеленокам'яного катастабільного мегаблоку УЩ [1]. За металогенічним районуванням родовище належить до Середньопридніпровської субпровінції з широким розвитком зеленокам'яних порід, металогенічна специфіка якої визначається наявністю рудопроявів Ni, Co, Cu, Cr, Mo, Au [3]. За геохімічним районуванням родовище знаходиться в межах Придніпровської слабо диференційованої халькофільно-сидерофільної геохімічної області, для якої характерні численні локальні концентрації Cu, Ni, Co, Mo, Mn, Sc, V [4]. За даними ландшафтно-геохімічного районування території УЩ [5], родовище розташоване в межах Степового району (Інгуло-Інгулецького степового підрайону), де у гумусових горизонтах автономних геохімічних ландшафтів прямого зв'язку з породами кристалічного фундаменту найбільш стійкі вторинні ореоли розсіювання утворюють Mn, Ni, Ti, V, Cr, Zr, Cu, Pb, Zn, Y, Sr, менш стійкі – Co, Be, Sn, Ga, La, Ba.

Подібний спектр елементів виявлений у вугіллі Верхньодніпровського родовища: Mn, Ni, Ti, V, Cr, Mo, Zr, Cu, Pb, Ga, Ge, Be, Sc, Y, Yb, La.

Ступінь концентрації елементів, їх якісний склад та особливості розподілу обумовлювались властивостями атомів елементів, фізико-хімічними умовами середовища їх накопичення, фаціальними умовами формування торфовищ.

Оцінка палеосередовища торфоутворення за мікрокомпонентним складом вугілля методом С.Ф.К. Дісселя [6, 7] свідчить, що торфонакопичення відбувалося в зоні озерно-болотної прибережної низинної рівнини в умовах

високого обводнення та ерозійно-тектонічних палеодолин при помітному впливі морської обстановки, рідше в заростаючих озерах [8]. Про хімічний вплив на торфовище морських вод вказує співвідношення Ca^{++}/Mg^{++} (коефіцієнт X. Вернера [9]), яке дорівнює у середньому 5,6.

Результати та їх обговорення. На кореляційній матриці даних зольності (Ac), хімічного складу золи та спектрального аналізу були виділені геохімічні асоціації рідкісних та розсіяних елементів Yb-Y-Be (на рівні коефіцієнтів кореляції $r = 0,79$ і більших, рис. 2) та Ti-Zr-Sc-V-Cr (на рівні $r = 0,48$ і більших, рис. 3). Решта елементів не складає стійких асоціацій (сполучень).

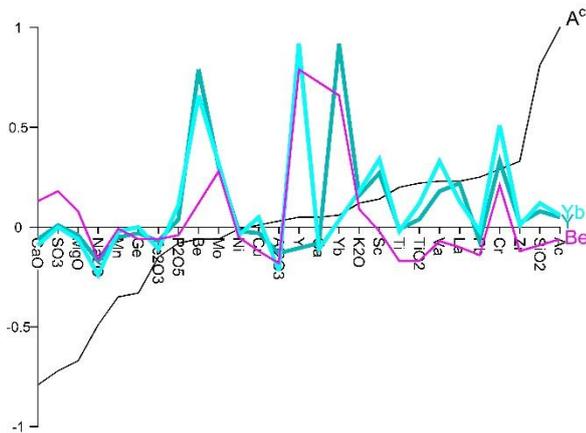


Рисунок 2 – Кореляційні профілі елементів асоціації Yb-Y-Be.

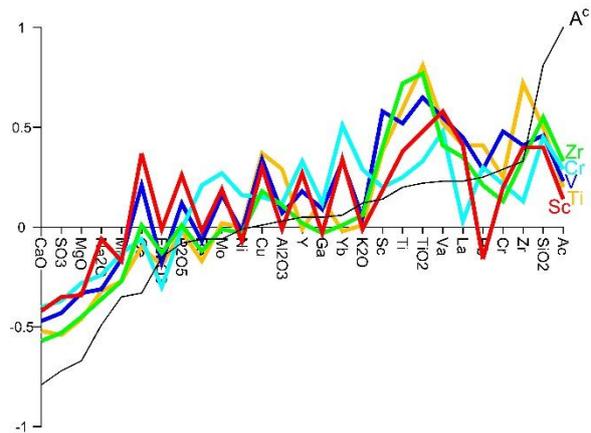


Рисунок 3 – Кореляційні профілі елементів асоціації Ti-Zr-Sc-V-Cr.

Елементи геохімічної асоціації Yb-Y-Be мають близькі до нуля кореляційні зв'язки з силікатами та зольністю, досить значущі позитивні – з гуміновими кислотами (Be, Y) та мікрокомпонентами вугілля з групи гумініту (паренхітом, паренхіто-атритом, фелінітом) (Yb, Y, Be) та ліптиніту (кутинітом, екзинітом, резинітом) (Be). Таким чином, ці елементи мають вуглефільні властивості. Мігруючи в розчинах вони сорбувалися органічною речовиною (ОР) вугілля або знаходяться у формі елементоорганічних сполук (Y, Be) [10]. Крім того, вони можуть знаходитися як елементи-домішки в мінералах теригенного походження (породоутворюючих – польових шпатах, слюдах, акцесорних – турмаліні, ільменіті), надходячи в торфовище з підземними та поверхневими водами у вигляді зависей, тверда фаза яких вивільнювалась в наслідок ерозії кристалічних порід та кори вивітрювання кислого складу. Перебування цих елементів в межах однієї асоціації напевне пояснюється спільністю джерела їх надходження.

Елементи, що входять до геохімічної асоціації Ti-Zr-Sc-V-Cr, мають високі кореляційні зв'язки з зольністю та оксидом кремнію, високі обернені зв'язки з оксидами кальцію, магнію та сірки (CaO, MgO, SO₃). Це свідчить про зв'язок цих елементів з теригенним матеріалом основного (Ti, V, Cr) та кислого (Zr, Sc) складу, що накопичувався на стадії торф'яника. Наявність у вугіллі породоутворюючих та акцесорних мінералів-носіїв елементів даної асоціації в якості домішки (амфіболи, піроксени, слюди, гранат, ставроліт), акцесорних мінералів як головних компонентів-носіїв Ti та Zr (рутил, ільменіт, циркон)

підтверджують цей висновок. Позитивні кореляційні зв'язки цих елементів з бітумом та деякими мікрокомпонентами вугілля групи гумініту (Zr), фюзиніту (Ti) та лігнітиту (Sc) свідчать про можливість їх знаходження у вугіллі в сорбованій формі або в комплексах з ОР. Ці елементи об'єднують в асоціацію напевно синхронність їх накопичення.

Елементи Pb, Ga, Cu мають позитивні кореляційні зв'язки з зольністю, оксидом кремнію та оксидом алюмінію, від'ємні – з карбонатами, що свідчить про їх надходження в якості елементів-домішок з теригенними породами кислого складу – алюмосилікатами, силікатами та оксидами (турмалін, ставроліт, ільменіт, глинисті мінерали). Їх позитивний кореляційний зв'язок з деякими мікрокомпонентами вугілля з групи гумініту (Pb, Ga) та ліптиніту (Cu) вказує на можливість їх знаходження в ОР в сорбційній формі.

Ge має досить значну від'ємну залежність від зольності, високий позитивний кореляційний зв'язок (0,73) зі смолистою речовиною вугілля й помітну позитивну залежність від вмісту компонентів груп гумініту (склеротиніту, ксилініту, фелініту) та лігнітиту, що напевно підтверджує переважний зв'язок Ge з ОР вугілля в формі фізично сорбованого на ОР та, можливо, у вигляді комплексних гуматів типу хелатів) [11].

Mo характеризується відсутністю залежності від зольності, позитивним зв'язком з оксидом калію, помітним зв'язком з мікрокомпонентом групи гумініту (паренхітом). Це вказує на можливість його входження в якості домішки в польових шпатах, слюдах, а також в сорбційній формі в ОР вугілля.

La має позитивний зв'язок з зольністю та кремнеземом, від'ємний – з карбонатами, що свідчить про його надходження з теригенним матеріалом. В якості домішки може бути присутній в силікатах (ставроліт), оксидах (ільменіт). Позитивний кореляційний зв'язок з бітумом і деякими мікрокомпонентами групи гумініту (ксилініт, паренхіт) свідчить про можливість знаходження в ОР в сорбційній формі.

Mn має від'ємні кореляційні зв'язки з силікатами та зольністю та позитивні з CaO, MgO, SO₃, що дозволяє припустити його присутність у вигляді домішки в карбонатах та в сульфідах заліза. Позитивно корелюється з гуміновими кислотами, мабуть за рахунок сорбції.

Ni не корелює з зольністю та золотворючими компонентами, крім оксиду K₂O. Може знаходитись в немінеральній сорбованій формі в глинистих мінералах, слюдах, а також як ізоморфний домішок в деяких акцесорних мінералах (ставроліт, ільменіт). Позитивно корелює з мікрокомпонентом вугілля групи ліптиніту – бітумініто-десмітом, напевно може сорбуватися ним або знаходитися в формі гуматів.

Висновки. З'ясовано, що джерелом надходження у вугілля рідкісних та розсіяних елементів є кристалічні породи УЩ.

Розглянуті елементи знаходяться у вугіллі в вигляді різної форми зв'язку в породоутворюючих і акцесорних мінералах, а також у ОР вугілля в формі тонкорозсіяних (сорбованих) включень та органомінеральних сполучень.

Такі елементи як Ti, Zr, Sc, V, Cr, Pb, Ga, Cu, Mo, La, Mn, Ni в основному пов'язані з теригенним матеріалом, що не виключає їх присутності в ОР вугілля

в основному в сорбційній формі.

Найбільш вуглефільними є елементи Yb, Y, Be, Ge, що знаходяться в ОР вугілля переважно в сорбційній та органічно-пов'язаній формах.

Вперше представлений аналіз кореляційних зв'язків розглянутих елементів з конкретними мікрокомпонентами ОР вугілля.

Висока кореляція Ge з вмістом смоли бензолного екстракту дозволяє припустити можливість отримання германію у технологічному процесі виділення з вугілля бітуму.

Література

1. Кирилюк В.П., Шевченко О.М. Визначальні структурні елементи фундаменту Українського щита (з досвіду складання оглядових карт геологічного змісту) // Мінеральні ресурси України, 2023. № 4. С. 27-37.

2. Радзивилл А.Я., Гуридов С.А., Самарин М.А. и др. Днепровский бурогольный бассейн. Киев: Наукова думка, 1987. 328 с.

3. Бочай Л.В., Покидько В.Е., Кулиш Е.А., Колосовская В.А. Карта редкометального оруденения Украинского щита. Масштаб 1: 1 500 000. Объяснительная записка. Киев: Геоинформ, 1999. 100 с.

4. Галецкий Л.С. Горлицкий Б.А., Кипнис Л.А. и др. Геология и металлогения докембрия Украинского щита. Комплект карт масштаба 1:1000000. Объяснительная записка. Киев: Мингео УССР, 1984. 243 с.

5. Міцкевич Б.Ф. Геохімічні ландшафти Українського щита. Київ: Наукова думка, 1971. 175 с.

6. Diessel C.F.K. The correlation between coal facies and depositional environments // Advances in the Study of the Sydney Basin. Proc. 20th Symp. Newcastle: Univ. of Newcastle, 1986. P. 19-22.

7. Diessel C.F.K. Coal-Bearing Depositional Systems. Berlin: Springer-Verlag, 1992. 721 p.

8. Ivanova A.V., Zaitseva L.B., Gavril'tsev V.B. Reconstruction of Sediment and Peat Accumulation Conditions Based on the Petrographic Composition of Coal in the Verkhnedneprovsk Deposit, Dnieper Brown Coal Basin // Lithology and Mineral Resources, 2021. Vol. 56, № 6. P. 535-547. DOI: 10.1134/S0024490221050023.

9. Werner H. Über den Nachweis mariner Beeinflussung von Torf und Kohle // Geol. Jahrb., 1954. Bd. 69. S. 287–292.

10. Юдович Я. Э., Кетрис М. П. Неорганическое вещество углей. Москва-Берлин: Директ-Медиа, 2015. 423 с.

11. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Германий в углях. Сыктывкар: УрО РАН, 2004. 204 с.

УДК 549.514.81:553.068.5

<https://doi.org/10.30836/gbhgd.2024.20>

**СПЕКТРОСКОПІЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА ЦИРКОНУ З
НЕОГЕНОВОГО ТИТАНО-ЦИРКОНІЄВОГО РОЗСИПИЩА
САМОТКАНЬ (СЕРЕДНЬОПРИДНІПРОВСЬКИЙ БЛОК,
УКРАЇНСЬКИЙ ЩИТ)**

Ільченко К.О.¹, Лунашко Т.М.¹, Старик С.П.²

¹ Інститут геохімії, мінералогії і рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України, Київ,
K_Ilchenko@hotmail.com

² Інститут надтвердих матеріалів ім. В. М. Бакуля НАН України, Київ

**THE SPECTROSCOPIC CHARACTERISTIC OF ZIRCON FROM THE
NEOGENE SAMOTKAN TITANIUM-ZIRCONIUM PLACER (MIDDLE-
DNIPRO MEGABLOK OF UKRAINIAN SHIELD)**

Ilchenko K.O.¹, Lupashko T.M.¹, Staryk S.P.²

¹M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation of NAS of Ukraine,
Kyiv, K_Ilchenko@hotmail.com

²V.M.Bakul Institute for Superhard Matherials of NAS of Ukraine, Kyiv

The infrared (IR) spectra and photoluminescence (PhL) of the large collection of zircon grains from the Neogen Samotkan placer (Middle Dnieper block, Ukrainian shield) with different shapes, colors, and degrees of their rolling were investigated. The different PhL intensity and shades of yellow, the high degree of crystallinity and fixation of bands of various oxygen-hydrogen defects OH_n in their IR spectra indicate zircons polygenic origin. High degree of crystallinity of many very small, mostly rounded, shiny zircon grains and presence of weak, narrow stretching bands of OH groups at 3420 and 3385 cm⁻¹ on the background of the wide stretching band of structural water in their IR spectra allows us to assume their mantle origin and kimberlite genesis. The identified differences in the luminescence color of these zircons may indicate their crystallization under variable RT parameters in the H₂O – CO₂ system during the rise of kimberlite melts to the surface and already directly in the explosion tubes. Based on the character of the IR spectrum and the low degree of metamictization, it was determined that gabbro-norites and metaporphyries of the Middle Dnieper region, similar to the picrite porphyrites of the Yagodka tube (Sakha-Yakutia, russian federation), were probably the parent rocks for some other zircons.

Вступ. Титано-цирконієве розсипище Самоткань розташоване в межах Середньопридніпровського мегаблоку Українського щита. Його міоценові піски, з яких добуто наразі десятки тисяч мікроалмазів, багаті також на інші важкі мінерали, зокрема ільменіт, рутил, циркон та інші [1]. Знайдені тут мікрозерна алмазу представлені як зразками, імпаکتного, так і, ймовірно, ендегенного походження [1]. Морфологічні різновиди, склад і особливості домішкових центрів та ізотопний склад карбону і кисню самотканських алмазів достатньо детально вивчені [1–3], але їхня генетична природа наразі остаточно не визначена [1]. Склад і особливості власних і домішкових дефектів циркону з цього розсипища, який вважається одним із мінералів-супутників алмазу, досі не досліджувались, хоча ці дані могли б бути корисними для більш впевненого визначення генетичних типів самотканських алмазів.

Мета роботи – вивчити методами інфрачервоної (ІЧ-) спектроскопії та фотолюмінесценції (ФЛ) ступінь дефектності структури різних морфотипів циркону з теригенних відкладів розсипища Самоткань.

Зразки і методи дослідження. Досліджені ІЧ-спектри та ФЛ різних за морфологією дрібних монокристалів (0.1 – 0.05 мм) і їхніх уламків (колекція С.М. Цимбала). Серед вивчених зразків виділені видовжено-призматичні, коротко-призматичні слабко огранені та обкатані кристали і їхні уламки. Значна кількість зерен циркону має округлу або дещо видовжену краплеподібну форму, більша частина з яких, що має «алмазний» блиск. Вивчені прозорі та матові зерна, безколірні або різних відтінків жовтого кольору.

Неполяризовані ІЧ-спектри 7 – 10 зерен кожного з виявлених морфотипів циркону в їхньому природному стані (загалом більше 90 зерен) одержані на Фур'є ІЧ-спектрометрі Nicolet 6700 з мікроскопом Nicolet Continuum в діапазоні 1400 – 3800 cm^{-1} . Дуже малі розміри зерен циркону, обкатаність і, зазвичай, неплоска поверхня більшості зразків зумовили часом низьку інтенсивність деяких спектрів та унеможливили поляризаційні вимірювання.

Випромінювання зерен кожного з виділених морфотипів циркону досліджувалось під люмінесцентним мікроскопом «Люам» за УФ-збудження ($\lambda=365 \text{ nm}$) і 300 К

Результати досліджень та їх обговорення. ФЛ відмінних за кольором і формою зерен циркону визначається складом, концентрацією і енергетичною взаємодією різних власних оксиген-вакансійних дефектів $[\text{SiO}_n]^{n-}$ -тетраєдрів і домішок REE [4]. Випромінювання морфотипів циркону відрізняється як за інтенсивністю (від яскравої до слабкої), так і за кольором (від темно- до світло-жовтого, жовто-сірого чи жовто-блакитного і блакитного). Для зерен циркону з «алмазним» блиском характерна дуже яскрава ФЛ жовто-зеленкуватого відтінку.

ІЧ-спектри зерен різних морфотипів циркону виявились відмінними за складом та інтенсивністю смуг поглинання оксиген-гідрогенних дефектів OH_n (OH -груп, молекулярної структурної та вакуольної води) та за шириною і характером розділення смуг поглинання двофононних коливань зв'язків Si – O тетраєдрів $[\text{SiO}_4]^{4-}$ (рис. 1, 2), за якими визначається ступінь кристалічності структури дрібних кристалів [4 – 7]. Серед вивчених зерен переважають повнокристалічні індивіди, в ІЧ-спектрах яких в діапазонах $\sim 1400 - 1625$ та $\sim 1650 - 2100 \text{ cm}^{-1}$ фіксуються дві групи вузьких добре розділених між собою двофононних смуг поглинання (рис. 1, криві 1 – 3; рис. 2b). Значно менша кількість зерен має початковий незначний (рис. 1, криві 4, 5) або помірний ступінь аморфізації структури (рис. 1, криві 6, 7) і лише декілька зерен виявились суттєво метаміктними (рис. 1: 8) та одне з великими включенням води – цілком метаміктним.

Широка смуга $\sim 3420 - 3440 \text{ cm}^{-1}$ валентних коливань H_2O у включеннях і слабка смуга відповідних двофононних коливань $\sim 5220 \text{ cm}^{-1}$ (не показана на рисунку) зафіксовані в спектрах кількох зерен з початковим або середнім ступенем метаміктності (рис. 1, криві 5, 8).

Концентрація дефектів OH_n в більшості зразків не значна і не залежить від ступеню їхньої кристалічності, а в спектрах деяких, навіть частково метаміктних зерен, інтенсивність смуг OH_n навіть нижча за чутливість спектрометру (рис. 1, крива 6).

В ІЧ-спектрах, повнокристалічних (рис. 1, крива 2) або з початковим ступенем метамікності (рис. 1, криві 3, 4) дрібних обкатаних краплеподібних і витягнутих зерен з яскравою світло- або темно-жовтою ФЛ, присутня широка смуга з двома максимумами ~ 3290 та ~ 3400 cm^{-1} , характерна для валентних коливань структурних дефектів OH_n . Аналогічна смуга поглинання спостерігались нами раніше в спектрах близького за ступенем кристалічності циркону з пікритових порфіритів трубки Ягодка (Саха-Якутія, рф) та з габро-норитів і метапорфірів (Середнє Придніпров'я, УЩ) [4, 7].

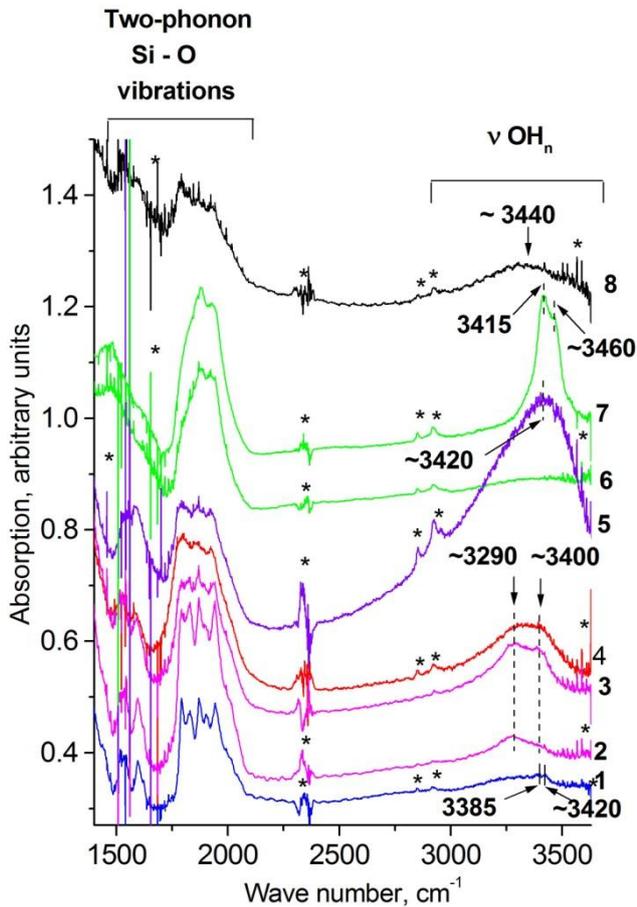


Рис. 1. Типові ІЧ-спектри монокристалів циркону з розсипища Самоткань (Середньопридніпровський мегаблок УЩ) в спектральному діапазоні двофонових коливань зв'язків Si-O тетраєдрів $[\text{SiO}_4]^{4-}$ та валентних коливань дефектів OH_n 1400 – 3700 cm^{-1}

Призматичні окатані зерна: 1 – матове з жовто-блакитною ФЛ; 2 – безколірне прозоре з яскравою світло-жовто-зеленкуватою ФЛ; 3, 4, 8 – жовтуваті з темно-жовтою ФЛ; 7 – жовтуваті, прозорі з жовто-блакитною ФЛ;

Округлі або дещо видовжені краплеподібні зерна: 5, 6 – білі матові та прозорі з блакитно-сірою та темно-жовтою ФЛ, відповідно

* – «паразитні» смуги

ІЧ-спектри обкатаних округлих і призматичних зерен циркону з однаковим середнім ступенем метамікності, (рис. 1, криві 6, 7), суттєво відрізняються між собою за вмістом дефектів OH_n . В спектрах деяких з них (рис.1, крива 6) смуги поглинання OH_n практично відсутні, в спектрах же інших кількох схожих між собою округлих зерен (рис.1, крива 7) фіксується інтенсивна смуга поглинання з максимумом 3420 та плечем ~ 3475 cm^{-1} , яка в спектрах монокристалів циркону, наскільки нам відомо, зафіксована вперше.

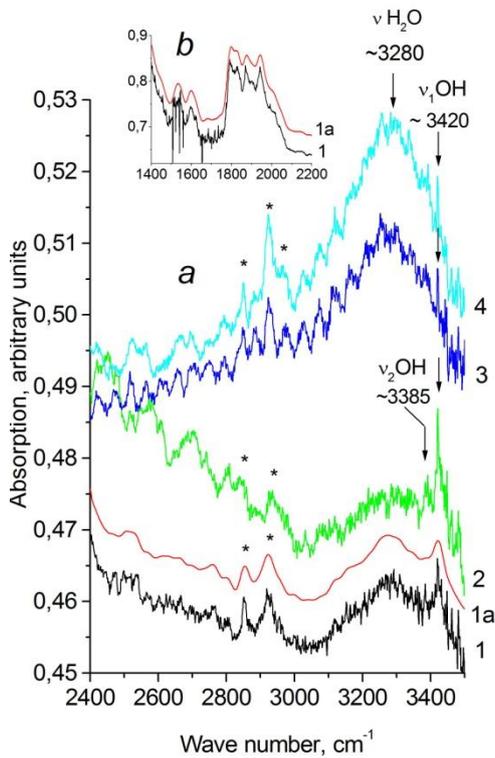


Рис. 2. ІЧ-спектри повнокристалічних зерен циркону в діапазоні валентних коливань зв'язків О – Н оксиген-гідрогенних дефектів OH_n (a) та двофоновних коливань зв'язків Si – О тетраедрів $[\text{SiO}_4]^{4-}$ (b) в діапазонах $2400 - 3500 \text{ cm}^{-1}$ та $1400 - 2200 \text{ cm}^{-1}$, відповідно

1 та 1a – безколірне краплеподібне зерно з (так званий «діамант») з яскравою світло-жовто-зеленкуватою ФЛ (вихідний та згладжений по 25 точках спектри, відповідно); 2, 3, 4 – уламки жовтуватих прозорих зерен з жовтою ФЛ

* – «паразитні» смуги

В спектрах повнокристалічних матового призматичного зерна з жовто-блакитною ФЛ (рис. 1, крива 1), багатьох безбарвних округлих так званих «діамантів» з дуже яскравою світло-жовтою з зеленкуватим відтінком ФЛ та жовтуватих уламків і короткопризматичних обкатаних зерен з жовтою ФЛ різних відтінків (рис. 2) на тлі широкої смуги поглинання $\sim 3280 \text{ cm}^{-1}$, ймовірно, пов'язаної з валентними коливаннями структурних молекул води, фіксуються одна або дві слабкі і дуже вузькі смуги – сильніша ~ 3420 та слабша 3385 cm^{-1} . Попри незначну їхню інтенсивність, ці смуги надійно відтворюються в ІЧ-спектрах багатьох безколірних і жовтуватих округлих краплеподібних та видовжених зерен з яскравою або більш тьмяною жовтою ФЛ. Дублет аналогічних за частотою вузьких поляризованих смуг поглинання характерний для ІЧ-спектрів циркону із різних кімберлітових трубок Саха-Якутії та Архангельської алмазонасної провінції (рф), Бразилії та Південної Африки, а також з кількох алмазонасних розсипищ [4, 6, 7]. Вимірювання спектрів кімберлітових цирконів виконувалось на значно товщих ($1,8 - 0,3 \text{ мм}$), порівняно з досліджуваними тут цирконами, плоско паралельних їхніх пластинках, орієнтованих паралельно осі *c*. Необхідність значної товщини кристалів для надійної фіксації дублету $\nu_1 3420 \text{ (E // c)}$ та $\nu_2 3385 \text{ cm}^{-1} \text{ (E } \perp \text{ c)}$ в ІЧ-спектрах кімберлітового циркону свідчить про дуже низький вміст ОН-груп в його структурі. Ці смуги, за дещо відмінними між собою інтерпретаціями, пов'язані з ОН-групами, які локалізуються на атомах оксигену Si-дефіцитних та заселених тетраедрів $[\text{SiO}_4]^{4-}$ в результаті часткової або повної їх протонізації в процесі кристалізації з флюїду (розплаву) збідненого кремнеземом і збагаченого леткими компонентами [6, 8, 9]. Дуже низька інтенсивність смуг дублету 3420 та 3385 cm^{-1} в спектрах цирконів з Самотканського розсипища (рис. 1: 1 і 2) пояснюється дрібними розмірами довільно орієнтованих

природних (необроблених) їхніх зерен з нерівною, часто заокругленою поверхнею. Висока кристалічність циркону, присутність зазначеного дублету в їхніх ІЧ-спектрах і характер ФЛ дозволяє, спираючись на результати попередніх досліджень [3, 4, 6, 7], припустити їхнє мантієне походження і кімберлітовий генезис.

Висновки. Таким чином, відмінності в кольорі та інтенсивності ФЛ-випромінювання, ступені метаміктності та інтенсивності і складі смуг ІЧ-поглинання оксиген-гідрогенних дефектів OH_n в цирконах з розсипища Самоткань підтверджують їхнє полігенне походження, а різний рівень обкатаності та зношеності окремих зерен – різну віддаленість материнських джерел. Частина з них пов'язана з метапорфірами та габро-норитами – найдавнішими архейськими гіпабісальними інтрузивними породами Середнього Придніпров'я [4].

Значна кількість повнокристалічних переважно округлих зерен з діамантовим блиском з цієї колекції, вірогідно, має кімберлітове походження, про що свідчить присутність в їхніх ІЧ-спектрах характерного дублету смуг поглинання 3420 та 3385 cm^{-1} [3, 4, 6, 7]. Виявлені відмінності у кольорі люмінесценції цих цирконів можуть вказувати на їхню кристалізацію за змінних РТ параметрів у системі $\text{H}_2\text{O} - \text{CO}_2$ під час підйому кімберлітових розплавів на поверхню та безпосередньо вже у трубках вибуху.

Походження деяких зерен циркону з ІЧ-спектрами типу наведених на рис. 1 (крива 7) вимагають додаткових досліджень.

Література

1. Квасниця В. М. Діаманти України. Київ: Наукова думка, 2024. 403 с.
2. Taran M. N., Kvasnytsya V. M., Langer K., Pchenko K. O., Lupashko T. M. Infrared spectroscopy study of nitrogen centers in microdiamonds from Ukrainian Neogene placers // *Eur. J. Mineral.*, 2006. V. **18**, № 1. P. 71–81.
3. Ільченко К. О., Квасниця В. М., Таран М. М. Мікроалмази із кімберлітів і розсипні алмази України: їх особливості за даними інфрачервоної спектроскопії // *Записки Укр. Мінерал. Тов.*, 2007. Т. **4**. С. 13 – 37.
4. Ільченко К. О., Лупашко Т. М., Возняк Д. К. Кристалохімічні особливості та генезис мантієного циркону. // *Записки Укр. Мінерал. Тов.*, 2006. Т. 3. С. 69 – 74.
5. Zhang M., Salje E. K. H., Ewing R. C. Infrared spectra of Si–O overtones, hydrous species, and U ions in metamict zircon: radiation damage and recrystallization. // *J. Phys.: Condens. Matter.*, 2002. V. 14. P. 3333–3352
6. Nasdala L., Beran A., Libowitzky E., Wolf D. The incorporation of hydroxyl groups and molecular water in natural zircon (ZrSiO_4). // *Amer. Journ. Sci.*, 2001. V. 301. P. 831–857.
7. Ільченко Е. А. О гидроксил-содержащих цирконах из кимберлитов и кимберлитоподобных пород. // *Минерал. журн.*, 1994. Т. 16, № 1. С. 46–62.
8. Balan E., Yi H., Blanchard M. First-principles study of OH defects in zircon // *Phys. Chem. Mineral.*, 2013; V. 40. P. 547 – 554. DOI:10.1007/s00269-013-0591-7
9. Botis S. M., Pan Y., Ewing R. C. Hydrogen incorporation in crystalline zircon: insight from ab initio calculations // *Amer. Mineral.*, 2013. V. 98. P. 745–751.

УДК 552.11/16 (477)

<https://doi.org/10.30836/gbhgd.2024.21>

**ТРИВАЛІСТЬ УЛЬТРАМЕТАМОРФІЗМУ ТА ВІК
УЛЬТРАМЕТАМОРФІЧНИХ (ПЛУТОНО-МЕТАМОРФІЧНИХ)
ФОРМАЦІЙ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА**

Кирилюк В.П.

Львівський національний університет імені Івана Франка, м. Львів, Україна, Kyrylyuk.V@i.ua

**DURATION OF ULTRAMETAMORPHISM AND THE AGE OF
ULTRAMETAMORPHIC (PLUTONO-METAMORPHIC) FORMATIONS OF
THE UKRAINIAN SHIELD**

Kyryliuk V.P.

Ivan Franko Lviv National University, Lviv, Ukraine, Kyrylyuk.V@i.ua

Ultrametamorphic granitoids make up the most common petrographic group of the Ukrainian Shield. Their rational and reproducible dissection remains one of the most important aspects of improving geological mapping. The report considers the possibility of dismemberment of granitoids based on the selection of ultrametamorphic (pluto-metamorphic) formations. The long and continuous flow of ultrametamorphism throughout of the entire early Precambrian and its end in the early Proterozoic is substantiated. The age of formations (complexes) should be defined as the time range from the age of the containing stratometamorphic complexes to the early Proterozoic (AR₁-PR₁, AR₁-PR₁).

Вступ. Ультраметаморфічні гранітоїдні асоціації складають найпоширенішу петрографічну групу Українського щита (далі УЩ). Їхнє раціональне і відтворюване розчленування залишається одним з найважливіших аспектів вдосконалення геологічного картування цього регіону. В доповіді розглянуто можливість розчленування та картування територій поширення ранньодокембрійських гранітоїдних асоціацій на геолого-формаційних засадах.

Стосовно геолого-формаційного розчленування ультраметаморфічних гранітоїдних асоціацій існує два підходи. Відповідно до першого з них "ультраметаморфічні формації" об'єднують виключно новоутворені гранітоїдні породи. Саме в такому обсязі на геологічних картах УЩ під назвою "комплекси" виокремлюють території, на яких за умовними позначеннями поширені нібито тільки гранітоїдні асоціації, але насправді разом з ними повсюдно знаходяться релікти заміщених стратигенних метаморфічних комплексів. Відповідно до іншого підходу ультраметаморфічними формаціями вважають складні багатопородні геологічні тіла, в яких переважають ультраметаморфічні гранітоїди, але до складу формацій вводять і "включення" (релікти) заміщених метаморфічних формацій як рівноправні члени формації. Такі формації отримали назву "плутоно-метаморфічні формації" [1]. Їхнє виділення і така характеристика в умовних позначеннях об'єктивно висвітлюють реальний склад підрозділів, які показані на карті.

Різноманітні плутоно-метаморфічні формації найбільш поширені на територіях розвитку монофаціальних амфіболіто-гнейсових та грануліто-гнейсових комплексів і діафторованих аналогів останніх, з якими вони структурно та петрологічно пов'язані. Але крім того на УЩ плутоно-

метаморфічні формації проявлені і в високотемпературних зонах інгуло-інгулецького комплексу, де складають порфіровидну гранітоїдну формацію з її можливим поділом на дві субформації – амфіболітову (кіровоградську) та гранулітову (новоукраїнську)

Існуючі підходи до розчленування гранітоїдних комплексів. Визначення віку будь яких гранітоїдних комплексів і формацій вже давно стало узвичаєним і само собою зрозумілим. При цьому встановлення віку регіональних фанерозойських комплексів має передусім практичне значення і виступає як один з пошукових металогенічних критеріїв визначення перспективних територій. Щодо докембрійських гранітоїдних комплексів щитів, то визначення їхнього віку має головно науковий історико-геологічний інтерес. На практиці віковий поділ гранітоїдних комплексів використовують лише при геологічному картуванні. При цьому вік комплексів тривалий час визначали, виходячи з уявлень про тектоно-магматичний циклічний розвиток щитів, за їхніми структурними співвідношеннями з різновіковими стратигенними комплексами і на цій підставі розрізняли синскладчасті, пізньоскладчасті та післяскладчасті комплекси відповідного етапу розвитку.

З початком застосування ізотопно-геохронометричних методів датування вони поширилися і на гранітоїдні комплекси і згодом на УЩ набули провідного значення не тільки у датуванні вже виділених комплексів, але і у їхньому розчленуванні. Однак більш ніж піввікове систематичне використання цих методів на УЩ, починаючи з 70-х років минулого сторіччя, так і не призвело ні до сталих уявлень про вік та тривалість формування гранітоїдних комплексів, ні до їхнього відтворюваного розчленування на геохронометричних засадах. На УЩ це наглядно демонструє виділення в одному районі трьох різновікових ендербітвміщуючих комплексів (гайворонського, літинського та бердичівського) без чітких ознак розділення ендербітів різних комплексів, двох подібних плагіогранітних комплексів (тетієвського та звенигородського) та інших.

Таке виокремлення подібних за складом різновікових гранітоїдних комплексів базується тільки на підставі інтерпретації ізотопно-геохронометричних визначень з позиції уявлень про повторюваний циклічний розвиток щитів. Воно не враховує структурні та речовинні співвідношення виділених гранітоїдних комплексів з метаморфічними комплексами, їхню структурну позицію та інші геологічні, в тому числі історико-геологічні геоеволюційні дані, без чого відтворюване розчленування ультраметаморфічних асоціацій, виділення гранітоїдних комплексів (формацій) і визначення їхнього справжнього геологічного, а не "ізотопного" віку просто не реальне.

Тривалість формування та вік плутоно-метаморфічних формацій. Між тим відтворюване розчленування асоціацій ультраметаморфічних гранітоїдів і його об'єктивне відображення на геологічних картах можливе на підставі виділення плутоно-метаморфічних формацій (комплексів) і в повному обсязі для УЩ вже зроблене і показано на "Карті геологічних формацій докембрію Українського щита" масштабу 1:500 000 (головний редактор Є. М. Лазько,

заступники головного редактора О. І. Зарицький, А. М. Лисак, 1989 р.). Але таке розчленування вимагає іншого підходу і до вікового датування гранітоїдних комплексів, що пов'язане як з розширенням змісту поняття "плутоно-метаморфічні формації" порівняно з "ультраметаморфічними формаціями", так і з необхідністю урахування тривалості їхнього формування.

В цьому відношенні в першу чергу варто зупинитися на наступному. Традиційні уявлення про тектоно-магматичний циклічний геологічний розвиток складчастих систем, які базуються на дослідженні різновікових структурних елементів неогео (фанерозою), за тривалий період свого існування по відношенню до щитів давніх платформ так і не знайшли надійного підтвердження і все ще залишаються уявленнями, а не доведеними фактами. Одночасно аналіз зведеного розрізу щитів, в тому числі УЩ, побудованого на геологічних, а не на геохронометричних засадах, як КХС УЩ, свідчить на користь неповторного спрямованого, а не циклічного розвитку цих структурних елементів. Свідченням цього є передусім послідовно сформовані на щитах *стратигенні метаморфічні* (скорочено *стратометаморфічні*) комплекси (знизу доверху): грануліто-гнейсові → амфіболіто-гнейсові → зеленокам'яні → залізисто-кременисто-сланцеві та гнейсо-сланцеві. Саме ці комплекси визначають головні послідовні етапи (а не цикли!) ранньодокембрійського розвитку щитів, в тому числі УЩ. Перші три з них відповідають нижньому (ранньому), середньому та верхньому (пізньому) архею за його тричленним поділом, або палео-, мезо- і неоархею за Міжнародною шкалою геологічного часу (GTS), а два останніх – нижньому (ранньому, палео-) протерозою і є частково або повністю стратиграфічними аналогами у різних структурно-формаційних зонах (мегаблоках) щитів.

Тривалість кожного з цих етапів складає від 300 до 700 млн років у віковому інтервалі раннього докембрію від $> 4,0$ до $2,0 \pm 0,1$ млрд років. Вікові межі та тривалість етапів ще вимагають уточнення, але вже зараз очевидно, що кожен з них може бути сумірним з фанерозоєм в цілому. Але при цьому ні самі стратигенні комплекси, ні їхні формації не несуть ознак повторюваності-циклічності, як і не мають достовірних ознак фінальних гранітоїдних комплексів, властивих тектоно-магматичним циклам фанерозоя. Як доказ циклічності іноді використовують дані про існування різновікових зеленокам'яних комплексів, але усі вони є лише асинхронним проявом у різних регіонах одного глобального зеленокам'яного етапу розвитку земної кори

На відсутність завершених повторюваних циклів у докембрійському розвитку УЩ і інших щитів ще понад півстоліття тому вперше вказала Ю. Ір. Половинкіна, яка на матеріалах вже перших на той час ізотопно-геохронометричних визначень та геологічних даних зробила висновок про "незавершеність" архейського етапу (циклу) розвитку УЩ [2]. та про утворення основної маси гранітоїдів під час ранньопротерозойської епохи ультраметаморфізму. В цей же час, за уявленнями Ю. Ір. Половинкіної, масової "гранітизації" зазнали і архейські товщі.

В одній з узагальнюючих праць Ю. Ір. Половинкіної з цього приводу сказано: "Особливою і дуже характерною рисою архейського циклу є надто

слабкий прояв, якщо не повна відсутність магматизму пізніх стадій. ...Архейський цикл на всій Земній кулі є незавершеним" [З с. 211, *переклад з рос.* – В.К.]. І далі: "Гранітоїди ... ранньопротерозойського тектоно-магматичного циклу є палінгеними і часто метасоматичними. З процесом їхнього утворення пов'язана інтенсивна гранітизація ранніх порід кори, утворення мигматитів, чарнокитів та інших ультраметаморфічних порід. Це час інтенсивного ультраметаморфізму. ... Ультраметаморфізм – це прояв «великого перелому»; настільки інтенсивний розвиток їх у пізнішій історії земної кори не повторювалося" [З с. 212 – *переклад з рос.* – В.К.].

Сучасні геологічні та геохронологічні дані дозволяють повернутися до цієї ідеї, проте розглядаючи ранній протерозой не як час прояву самостійного етапу найбільш інтенсивного ультраметаморфізму і гранітизації – етапу "активізації" УЩ, як його вважають деякі дослідники, а як час завершення регіонального метаморфізму та супутнього масового гранітоутворення, яке розпочалося ще в ранньому археї. Додаткові підстави для цього дають дані про регіональний метаморфізм УЩ, з яким ультраметаморфізм безпосередньо пов'язаний.

З цього приводу нагадаємо, що ще у середині 1970-х – на початку 1980х років минулого сторіччя Р.Я. Белєвцев вперше обґрунтував наявність на УЩ єдиної регіональної метаморфічної зональності [4, 5]. Існування такої зональності було підтверджено під час складання «Карты фаций регионального метаморфизма Украинского щита» масштабу 1:500 000 [6] та наступними дослідженнями І.Б. Щербакова [7]. Ця зональність охоплює різновікові стратометаморфічні комплекси і включає як зони прогресивного метаморфізму, так і території проявів діафторезу, що виступають як перехідні зони між різновіковими комплексами. З високотемпературними зонами зазвичай пов'язані ультраметаморфічні гранітоїди, а тому таку зональність, мабуть, краще називати не "метаморфічною", а "регіональною палеотемпературною зональністю"», що охоплює весь фундамент УЩ.

Цю зональність нещодавно досить детально розглянуто в одній з публікацій [8], в якій зокрема показано, що вона не могла сформуватися внаслідок дискретних етапів метаморфізму протягом різних неодноразових тектоно-метаморфічних циклів і епізодичних проявів метаморфізму. У зональності приймають участь як монофаціальні комплекси, так і зональні. Монофаціальні комплекси лише частково зазнали діафторезу у приконтартових частинах з молодшими комплексами, а іноді й без повторних метаморфічних змін пов'язані з ними поступовими узгодженими структурно-метаморфічними переходами. Все це дає підстави припустити, що формування зональності відбувалося тривалий час, впродовж усього раннього докембрію, з послідовним залученням до загального високотемпературного теплового поля усіх новоутворюваних стратигенних комплексів.

Підтвердженням тривалого існування такого високотемпературного поля є визначення ізотопного віку цирконів з порід побузького гранулітового комплексу околиць с.м.т. Завалля, які отримані в останні десятиріччя різними дослідниками (О.В. Бибилова, С.Б. Лобач-Жученко, Л. В. Шумлянський та ін.) і охоплюють діапазон від 3,8 до 1,9 млрд років. При цьому майже безперервні

ряди визначень одержані з співіснуючих цирконів в одній пробі. Такі ж ряди датувань різними ізотопними методами, включаючи K-Ar та Rb-Sr методи, які сягають 2,0 – 1,9 млрд років і навіть менше, мають і інші стратометаморфічні комплекси УЩ. Різниця полягає лише у тому, що ці визначення отримані не з однієї проби, а з різних проб на площі поширення комплексів і мають нижню вікову границю меншу за визначення з гранулітових комплексів. Ці ізотопно-геохронометричні дані дають підстави вважати ранній протерозой часом завершення на УЩ і інших щитах регіонального метаморфізму та супутнього ультраметаморфізму. Цей час відзначився завершальною (на рівні сучасного денудаційного зрізу фундаменту УЩ) кристалізацією гранітоїдів, переважно двопольовошпатових, з анатектично-палінгенної "ультраметаморфічної магми" та супутнім метасоматозом. Завершення цих процесів відбулося внаслідок загального охолодження верхньої частини земної кори, що й стало причиною термічної та тектонічної стабілізації – *кратонізації* – і переходу до платформної стадії розвитку давніх платформ.

Враховуючи сказане вище, верхню вікову межу усіх плутоно-метаморфічних формацій слід вважати ранньопротерозойською, про що й свідчить переважна більшість ізотопних визначень з різних гранітоїдів. Що стосується плутоно-метаморфічних формацій, то їхній вік варто визначати як віковий діапазон від часу утворення вміщуючих стратометаморфічних комплексів до раннього протерозою. Тобто для формацій грануліт-гранітових та діафорит-грануліт-гранітових комплексів це ранній архей – ранній протерозой (AR₁-PR₁), для амфіболіт-гранітових – середній архей – ранній протерозой (AR₂-PR₁). Цей діапазон відповідає як тривалості формування плутоно-метаморфічних формацій від початкового метаморфізму та ультраметаморфізму, так і віку їхніх породних складових – включень архейських метаморфічних порід та вміщуючих їх гранітоїдів, які закінчили своє формування у ранньому протерозої.

Таким же за тривалістю формування – ранній-середній архей – пізній архей (AR_{1,2}-PR₁) – слід вважати вік і порфіробластової гранітоїдної (уманської) плутоно-метаморфічної формації. Вона об'єднує як реліктові "включення" метаморфічних порід побузького грануліто-гнейсового і росинсько-тікицького амфіболіто-гнейсових комплексів, так і новоутворені ранньопротерозойські граніти і формувалася на протязі зазначеного часу безперервно. Подібна до неї порфіровидна гранітоїдна формація Інгульського мегаблок (новоукраїнський та кіровоградський комплекси) утворилися як за рахунок поліфаціального інгуло-інгулецького комплексу верхнього структурного поверху (супраструктури), так і підстеляючих архейських монофаціальних комплексів нижнього поверху (інфраструктури), але після великої перерви, внаслідок регенерації та ультраметаморфізму інфраструктури під час формування супраструктури. Тому віком цієї формації імовірно слід вважати вік супраструктури – ранній протерозой (PR₁), але при цьому доцільно вказувати на наявність, в разі встановлення, включень в гранітоїдах порід інфраструктури.

Заключення. Тривале розчленування ультраметаморфічних гранітоїдів УЩ на віковій основі не призвело до їхнього однозначного відтворюваного

поділу для цілей геологічного картування. Тому вважаємо за доцільне розглянути уповноваженими установами можливість запровадження розчленування гранітоїдів та їхнього відображення на геологічних картах УЩ на підставі виділення плутоно-метаморфічних формацій (комплексів) як закономірних асоціацій метаморфічних і гранітоїдних порід. При цьому віком формацій, імовірно, слід вважати час від початкового метаморфізму та ультраметаморфізму вміщуючих стратометаморфічних комплексів до їхньої термічної консолідації і стабілізації у ранньому протерозої.

Література

1. Методические указания по составлению карт формаций раннего докембрия Украины (для целей геологического картирования и металлогенического прогноза) / В. П. Кирилюк, А. М. Лысак, К. И. Свешников. Киев: Мингео УССР, 1979. 178 с.
2. *Половинкина Ю. Ир.* Время и место ультраметаморфического петрогенезиса в докембрийском кристаллическом массиве Украины // Петрография докембрия Русской платформы. Киев: Наук. думка, 1970. С. 262-265.
3. *Половинкина Ю. Ир.* Тектоно-магматические циклы и мегациклы // Геологическое строение СССР. Т. V. Основные проблемы геологии. Москва: Недра, 1968. С. 209-218.
4. *Белевцев Р. Я.* Проблемы метаморфической зональности докембрия. Киев: Наукова думка, 1975. 230 с.
5. *Белевцев Р. Я.* Режим зонального прогрессивного метаморфизма в докембрии Украинского щита. Киев: Наукова думка, 1982. 152 с.
6. Карта фаций регионального метаморфизма Украинского щита масштаба 1:500 000. Объяснительная записка. Этингоф И.М., Щербаков И.Б., Сироштан Р.И., Белевцев Р.Я. Киев, 1982. 85 с.
7. *Щербаков И. Б.* Петрология Украинского щита. Львов: ЗУКЦ, 2005. 366 с.
8. *Кирилюк В. П., Гайовський О. В.* Регіональний метаморфізм і стратиграфія фундаменту Українського щита. Стаття 3. Особливості літогенезу і метаморфізму ранньодокембрійських комплексів та їхня тривалість // Геол. журнал. 2023. № 2 (383). С. 13–29.

УДК 551.71/72 (477)

<https://doi.org/10.30836/gbhgd.2024.22>

ХРОНОСТРАТИГРАФІЧНА ОСНОВА РЕГІОНАЛЬНОЇ СХЕМИ НИЖНЬОГО ДОКЕМБРІУ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА

Кирилюк В. П.

Львівський національний університет імені Івана Франка, м. Львів, Україна, Kyrylyuk.V@i.ua

CHRONOSTRATIGRAPHIC BASIS OF THE REGIONAL SCHEME OF LOWER PRECAMBRIAN OF THE UKRAINIAN SHIELD

Kyrylyuk V. P.

Ivan Franko National University of Lviv, Ukraine, Kyrylyuk.V@i.ua

There is no general chronostratigraphic dismemberment of the Lower Precambrian, which is clearly stated in "The International Stratigraphic Handbook" [1]. However, the existing dissection scheme of the Precambrian Ukrainian Shield, which has been in effect for more than 20 years, is referred to as "chronostratigraphic scheme", although it does not correspond to this name according to the principles of its construction. Meanwhile, the modern level of geological and formational study and dismemberment of the Lower Precambrian of the Ukrainian Shield provides grounds for building a regional stratigraphic scheme on true and not distorted, chronostratigraphic bases. This paper presents these grounds.

Вступ. Сучасна загальноприйнята стратиграфічна схема нижнього докембрію відсутня. На цьому чітко наголошено у Міжнародному стратиграфічному словнику, в якому сказано: "Докембрій розчленований на умовні геохронометричні підрозділи (тут і далі курсив мій – В.К.), але не поділений на хроностратиграфічні підрозділи, що виділяються у глобальному масштабі" [1, с. 32, тут і далі переклад з рос. мій – В. К.]. Між тим саме "хроностратиграфічною" називається чинна вже понад 20 років схема раннього докембрію Українського щита ("Кореляційна хроностратиграфічна схема раннього докембрію Українського щита", 2004 р., далі скорочено КХС УЩ), хоч за своїм змістом вона й не відповідає цій назві.

Невідповідність назви і принципів побудови КХС УЩ видно з пояснювальної записки до неї, у якій зазначено, що "основою для вікового розчленування докембрійських утворень Українського щита є, головним чином, дані ізотопно-геохронологічних методів датування, тобто методів "абсолютної геохронології" [2, с. 3]. І далі вказано, що "поділ часу у новій схемі базується тепер на міжнародній геохронологічній шкалі" [2, с. 3]. Але, геохронологічної шкали раннього докембрію, за відсутності загальної стратиграфічної шкали нижнього докембрію, теж не існує, оскільки вона може бути створена лише на підставі змістовної стратиграфічної (хроностратиграфічної) шкали.

Зараз відомі дві міжнародні геологічні шкали, які охоплюють усю стратиграфію і геологічну історію від раннього докембрію до голоцену. Одна з них це "Шкала геологічного часу" (Geologic Time Scale, скорочено – GTS), а друга – "Міжнародна стратиграфічна шкала" (International Chronostratigraphic Chart – ICSC). Обидві шкали є у веденні Міжнародної комісії зі стратиграфії (International Commission on Stratigraphy – ICS; <http://www.stratigraphy.org>) Міжнародного союзу геологічних наук (International Union of Geological

Sciences – IUGS). Вони періодично оновлюються, доповнюються новими матеріалами і публікуються. Але стосовно нижнього докембрію *ні одна з них не є стратиграфічною (хроностратиграфічною)*, оскільки в обох для вікового інтервалу, давнішого за едіакарій (>635 млн років), наведені "умовні геохронометричні підрозділи" [1], які не мають ні стратотипів, ні змістовного геохронологічного наповнення.

Невідповідність поділу нижнього докембрію "хроностратиграфічному розчленуванню" у Міжнародній стратиграфічній шкалі (МСШ) і у КХС УЩ та його відмінність від розчленування фанерозою стала наочною у 2012 році, коли під час чергового оновлення шкали її назву було змінено на "Міжнародну хроностратиграфічну шкалу". Саме після цього, стала очевидною різниця між дійсно *хроностратиграфічним* за своїм змістом фанерозойським фрагментом шкали та *геохронометричним* поділом її докембрійської частини, яка не відповідає назві шкали, хоч і є її складовою.

Відсутність хроностратиграфічного поділу нижнього докембрію у МСШ і відповідно загальної геохронологічної шкали раннього докембрію не виключає можливості створення змістовних регіональних справді хроностратиграфічних (а не геохронометричних!) схем і відповідних геохронологічних шкал. Більше того, створення таких шкал передбачене діючими міжнародними правилами, за якими "підрозділи Стандартної глобальної хроностратиграфічної (геохронологічної) шкали вважаються валідними, тільки якщо вони ґрунтуються на добре опрацьованій детальній місцевій та регіональній стратиграфії. Відповідно, шлях до виділення єдиних глобальних підрозділів лежить через розробку місцевих чи регіональних стратиграфічних шкал" [1, с. 31, *переклад з рос.*]. Очевидно, що до розробки регіональних хроностратиграфічних схем нижнього докембрію, які хоча б наближалися до сучасної фанерозойської детальності Міжнародної хроностратиграфічної шкали (<https://stratigraphy.org/chart#latest-version>), дуже далеко і навряд чи можливе взагалі. Але створення *хроностратиграфічної основи* таких регіональних схем у вигляді найбільш крупних підрозділів, які іноді називають "хроностратиграфічним каркасом", подібним до шкали фанерозою, можливе, зокрема й для докембрію Українського щита (далі УЩ), і вже пропонувалося раніше [3 та ін.]. Б. М. Келлер таку основу стратиграфічної шкали фанерозою назвав "надійною "метричною лінійкою", до якої можуть бути прив'язані ... підрозділи, зустрінуті у різних структурно-фаціальних зонах земної кори" [4, с. 273, *переклад з рос.* – В.К.]

Такою "метричною лінійкою" ("хроностратиграфічним каркасом") для фанерозою є зафіксований у палеонтологічних рештках спрямований еволюційний розвиток органічного світу. Особливості палеонтологічних решток, їхніх асоціацій, змін у розрізі і границі цих змін і *визначають відносні вікові границі хроностратиграфічних підрозділів* – від систем до ярусів [4, 5]. Будь який стратон, незалежно від палеофаціальних чи палеотектонічних умов формування, вписується в цей "каркас" на підставі палеонтологічних решток відповідного віку. Основу такої "метричної лінійки" стосовно хроностратиграфічного розчленування нижнього докембрію можуть відігравати

послідовно сформовані стратигенні метаморфічні комплекси (скорочено стратометаморфічні), які мають стійкі, відтворювані, візуально впізнавальні вже під час польових робіт, структурно-речовинні особливості, які і є віддзеркаленням спрямованого розвитку "неорганічного світу" в ранньому докембрії. Саме така основа пропонується нижче.

Вимоги до загальних (міжнародних) стратиграфічних підрозділів. У зв'язку з тим, що хроностратиграфічна схема УЩ, яка пропонується, в перспективі може бути використана для Міжнародної хроностратиграфічної шкали, регіональні підрозділи УЩ мають відповідати міжнародним вимогам. Ці вимоги викладені у міжнародних стратиграфічних довідниках та національних кодексах, зокрема й у "Національному кодексі України". В ньому з цього приводу сказано: "Міжнародні стратиграфічні підрозділи – це сукупність порід (геологічних тіл), що займають встановлене місце в геологічному розрізі, сформувались за відповідний проміжок геологічного часу, що зафіксований у стратотиповому розрізі і потенційно мають планетарне поширення.... При встановленні міжнародних стратиграфічних підрозділів докембрію використовуються принципи подійності та етапності розвитку земної кори, значні тектонічні події і процеси метаморфізму, інтрузії, зміна формацій, комплексів органічних решток (для неопротерозою) тощо. Для датування докембрійських підрозділів, їх границь широко використовуються ізотопні методи" [6, с. 17].

Важливими положеннями для нижнього докембрію у наведеному визначенні є: 1) виділення стратиграфічних (хроностратиграфічних) підрозділів, як і у фанерозої, передусім як сукупності породних тіл; 2) встановлення відносної вікової послідовності на підставі геологічних даних – розташування у розрізі, подійності, етапності, зміни формацій тощо; 3) спочатку виділення стратиграфічних (хроностратиграфічних) підрозділів і встановлення їхнього відносного віку, і лише наступне ізотопне датування, а не навпаки.

Головні хроностратиграфічні підрозділи нижнього докембрію. Роль головних хроностратиграфічних підрозділів УЩ можуть відігравати конкретні стратиграфічні комплекси, які належать п'яти типам стратометаморфічних комплексів: грануліто-гнейсовий (тип I), амфіболіто-гнейсовий (тип II), зеленокам'яний (тип III), залізисто-кременисто-сланцевий (тип IV), гнейсо-сланцевий (тип V). Усі комплекси УЩ неодноразово охарактеризовані у публікаціях автора та його колег. В них показаний різний геолого-формаційний склад типів комплексів, неможливість їхнього уявного приведення один до одного та до комплексів фанерозою шляхом "елімінації" метаморфізму, а також інші типові особливості. Тому в цій публікації ми лише нагадаємо їхню відносну вікову стратиграфічну послідовність, головні речовинні особливості і вірогідні умови формування. Усі типи комплексів відомі і на інших щитах давніх платформ світу, тобто їх можна вважати такими, що мають глобальне поширення [7].

Безпосередні стратиграфічні співвідношення грануліто-гнейсових та амфіболіто-гнейсових комплексів на УЩ, як і на інших щитах, відсутні. Вони або "замасковані" високоградним метаморфізмом і супутнім

ультраметаморфізмом, або розділені зонами розломів. Але на підставі непрямих даних на Українському та Алдано-Становому щитах обґрунтований і прийнятий більшістю дослідників молодший відносний стратиграфічний вік амфіболіто-гнейсових комплексів. Залягання зеленокам'яних комплексів на обох попередніх неодноразово доведене і є вже загально визнаним. Зеленокам'яні комплекси перекриваються залізисто-кременисто-сланцевими комплексами, які пов'язані латеральними переходами з гнейсо-сланцевими комплексами, разом з якими вони відповідають одному етапу розвитку УЩ.

Таблиця – Головні хроностратиграфічні підрозділи нижнього докембрію Українського щита

Регіональні хроностратиграфічні підрозділи		Типові стратометаморфічні комплекси		Комплекси в інших мегаблоках (назви мегаблоків)	Геохронологічна шкала						
Акротема	Еонотема (регіональна назва)	Тип	Стратотип (назви мегаблоків)		Акрон	Еон	Етапи розвитку	Вік (млн років)			
Археїська	нижньопротерозойська (інгуло-криворізькій)	а - залізисто-кременисто-сланцевий б - гнейсо-сланцевий	а – криво-різько-білозерський (Придніпровський) б – інгуло-інгулецький (Інгільський)	а – гуляйпільсько-осипенківський (Приазовський) б – тетерівський (Волинський)	Протерозой	ранній	нормогідросферний	< 2600			
	верхньо-археїська (конкій)	зеленокам'яний	конкський (Придніпровський)	- косивцівський (Приазовський)					ранній	термогідросферний	3200 – 2600
	середньо-археїська (аулій)	амфіболіто-гнейсовий	аульський (Придніпровський)	- росинсько-тікицький (Бузько-Росинський) - корчицький (Волинський) - реївський (Інгільський)					середній	ранній	≈3800-3200
нижньо-археїська (побужській)	грануліто-гнейсовий	побузький (Подільський та Бузько-Росинський)	- приазовський (Приазовський) - славгородський (Придніпровський) - братський (Інгільський) - соснівський (Тетерівський)	ранній	ранній	безгідросферний	>3800				

Названі комплекси можуть бути прийняті як найкрупніші регіональні хроностратиграфічні підрозділи нижнього докембрію, що складають основу регіональної стратиграфічної схеми докембрію УЩ. Саме вони віддзеркалюють незворотну спрямовану геологічну еволюцію "неорганічного світу" у ранньому докембрії, на зміну якої прийшла еволюція "органічного світу" у фанерозої, що й складає його хроностратиграфічну основу. Ці комплекси відповідають чотирьом великим послідовним етапам ранньодокембрійського розвитку УЩ. Типи I-III вже біля півстоліття (з 1977 року) за рішенням ICS відносять до архею, а типи IV-V – до протерозою. У регіональній стратиграфічній схемі УЩ вони можуть відповідати нижньому, середньому та верхньому архею і нижньому протерозою. Усі ці підрозділи за своєю тривалістю сумірні з фанерозойським еоном (еонотемою) і тому їх теж доцільно виділяти як

"еонотеми", а архей і протерозой в цілому віднести до більш високого рангу – "акротеми" ("акрону").

Ця схема вікового поділу (таблиця) вже пропонувалася як основа стратиграфчної схеми УЩ [3 та ін.], але досі не прийнята і заперечується виключно на підставі її нібито невідповідності ізотопним геохронометричним визначенням. Тому для її теоретичного обґрунтування була запропонована геоеволюційна модель ранньодокембрійського вулкано-літогенезу [8], що виступає як змістовна теоретична основа "стратиграфічного каркасу" та геохронологічної шкали раннього докембрію УЩ. У стислому вигляді модель була нещодавно опублікована [9]. Вона пояснює природу особливостей складу формування вихідних товщ послідовно сформованих стратигенних комплексів і демонструє спрямовану незворотну зміну цих умов.

Найважливішими речовинними рисами складу послідовно сформованих комплексів, які відбивають умови їхнього вулкано-літогенезу і вимагають першочергового теоретичного пояснення, є такі. Грануліто-гнейсові комплекси мають дуже різноманітний гірськопорідний та геолого-формаційний склад, в якому, найімовірніше, домінують літогенні утворення. Амфіболіто-гнейсові комплекси навпаки мають дуже одноманітний гірськопорідний склад і представлені однією суперкрустальною формацією, найімовірніше вулканогенного походження. Наявність в них метаморфічних порід вірогідного осадового походження є проблематичною. Наступні зеленокам'яні комплекси теж мають переважно вулканогенний склад, але відмінний від амфіболіто-гнейсових комплексів, з невеликим вмістом теригенних порід та джеспілітів, кількість яких збільшується догори за розрізом. А в залізисто-кременисто-сланцевих та гнейсо-сланцевих комплексах, які частково або повністю є фаціальними аналогами у різних структурно-формаційних зонах, в усьому розрізі вже явно переважають різноманітні первинно-теригенні та карбонатні породи.

Така послідовність зміни складу комплексів задовільно пояснюється зміною умов вулкано-літогенезу внаслідок поступового зниження температури верхніх оболонок Землі у ранньому докембрії від приблизно $+500\text{ C}^{\circ}$ на початку формування вихідних товщ грануліто-гнейсових комплексів у ранньому архей до приблизно $+50\text{ C}^{\circ}$ у ранньому протерозой. Передбачається, що формування вихідних товщ грануліто-гнейсових комплексів відбувалося у субаеральних безгідросферних умовах високотемпературної поверхні та приповерхневих оболонок Землі. Вихідні вулканогенні товщі амфіболіто-гнейсових і зеленокам'яних комплексів формувалися в умовах гарячої (від $+170(150)$ до $+50\text{ C}^{\circ}$) гідросфери, азонального клімату та відсутності кругообігу води і внаслідок цього глобально загальмованого теригенного літогенезу. І лише з появою, у зв'язку з загальним охолодженням Землі глобальної кліматичної зональності і кругообігу води почалося масове формування суттєво теригенних комплексів нижнього протерозой у різних структурно-формаційних зонах. Детальніше механізми і умови вулкано-літогенезу розглянуті у [8, 9 та ін.].

Викладені уявлення показані в таблиці. В ній також пропонуються регіональні назви еонотем, як це зазвичай і робиться у регіональних схемах, оскільки вони охоплюють не весь віковий інтервал відповідного еону загальної шкали, а лише якусь його частину. У таблиці показана також регіональна геохронологічна шкала і попередня тривалість її підрозділів за визначеннями ізотопного віку.

Заклучення. Чинна КХС УІЦ за принципами побудови не відповідає назві "хроностратиграфічна", як і міжнародна хроностратиграфічна шкала у її докембрійській частині. Між тим сучасний рівень вивчення щитів давніх платформ Північної Євразії, в тому числі Українського щита, дає можливість запропонувати *хроностратиграфічну основу* регіональних стратиграфічних схем на рівні найбільших підрозділів – стратиграфічних комплексів. Основа такої схеми на прикладі Українського щита наведена в цій публікації. Подальший хроностратиграфічний поділ комплексів можливий на основі геолого-формаційного розчленування та надання формаціям, в разі необхідності, традиційного статусу світ і серій.

Література

1. Международный стратиграфический справочник: Сокращенная версия. Москва: ГЕОС, 2002. 38с.
2. Кореляційна хроностратиграфічна схема раннього докембрію Українського щита (пояснювальна записка) / Єсипчук К. Ю., Бобров О. Б., Степанюк Л. М., Щербак М.П., Глеваський Є. Б., Скобелев В. М., Дранник А. С., Гейченко М. В. Київ: УкрДГРІ, 2004. 30 с.
3. Лазько Е. М., Кирилюк В. П., Лысак А. М., Сиворонов А. А., Яценко Г. М. Стратиграфическая схема нижнего докембрия Украинского щита (на формационной основе) // Геол. журн. 1986. Т. 46, № 2. С. 18—27.
4. Келлер Б. М. Природа хроностратиграфических границ. // Границы геологических систем. Москва: Наука, 1976. С. 273-278.
5. Границы геологических систем. Москва: Наука, 1976. 320 с.
6. Стратиграфічний кодекс України. 2- е вид. / Відп. ред. Гожик П. Ф. Київ, 2012. 66 с.
7. Салон Л. И. Геологическое развитие Земли в докембрии. Ленинград: Недра, 1982. 343 с.
8. Кирилюк В. П. Формационное расчленение и корреляция нижнедокембрийских гранитно-метаморфических комплексов щитов территории СССР: автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Киев, 1986. 40 с.
9. Кирилюк В. П., Гайовський О. В. Регіональний метаморфізм і стратиграфія фундаменту Українського щита. Стаття 3. Особливості літогенезу і метаморфізму ранньодокембрійських комплексів та їхня тривалість // Геол. журнал. 2023, № 2 (383). С. 13–29.

УДК 550.4(477)

<https://doi.org/10.30836/gbhgd.2024.23>

ГЕОХІМІЧНА СПЕЦІАЛІЗАЦІЯ ПОРІД ГЕОЛОГІЧНИХ КОМПЛЕКСІВ ВОЛИНСЬКОГО МЕГАБЛОКУ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА

Клос В.Р.^{1,2}

¹Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України, Київ

²Державне підприємство "Українська геологічна компанія", м. Київ, Україна,

klosv1959@gmail.com

GEOCHEMICAL SPECIALIZATION OF ROCKS OF THE GEOLOGICAL COMPLEXES OF THE VOLYN MEGABLOCK OF THE UKRAINIAN SHIELD

Klos V.R.

¹M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation of the NAS of
Ukraine, Kyiv, Ukraine

²State enterprise "Ukrainian Geological Company", Kyiv, Ukraine, klosv1959@gmail.com

Geochemical differences in the rocks of the geological complexes of the Volyn megablock of the Ukrainian Crystalline Shield were determined and their evaluation was carried out for the possibility of detecting metal ores. It was established that the amount of siderophiles decreases and the content of chalcophilic and rare earth elements increases in the graphite-biotite gneisses of the Vasiliv region. Metamorphic rocks of the urban world have a positive lithophilic geochemical specialization. Rocks of the Novohrad-Volyn Formation are characterized by significantly lithophilic positive specialization. The rocks of the Sheremetyevo and Zhytomyr complexes are characterized by high concentrations of siderophile elements.

Вступ. Геохімічна спеціалізація геологічних комплексів (ГК) Волинського мегаблоку УЩ виконана в рамках Підготовки геофізичної та геохімічної основи для ГДП-200 території аркуша М-35-ХVI (Новоград-Волинський) за 2010 рік [1]. Волинський мегаблок в межах аркушу займає 86,6% його території. Для виконання геохімічних розрахунків використовувалась створена база геохімічної інформації яка автоматизовано поєднувала просторову геологічну і геохімічну інформації та була забезпечена інструментами для формування різноманітних вибірок і проведення подальшого їх аналізу. База даних вміщувала 55,2 тисяч напівкількісних спектральних аналізів (концентрація таких елементів як W, Bi, Cd, In, Hf, Au, As, Sb, Ta, V, Hg, Te) до уваги не бралась через недостатню чутливість спектрального аналізу, а кількісні їх визначення були несистемними) різних геологорозвідувальних робіт з 1980 по 2008 роки.

Мета досліджень. Визначення геохімічних відмінностей в породах геологічних комплексів Волинського мегаблоку УЩ в якості додаткового критерію для картування утворень кристалічного фундаменту та їх оцінка на виявлення металічних корисних копалин.

Об'єкти і методика досліджень. Об'єкт досліджень - породи геологічних комплексів волинського мегаблоку УЩ.

Методика - визначення геохімічної спеціалізації порід геологічних комплексів виконувалось шляхом формування вибірок геологічних утворень нарізно для кожного геологічного комплексу. Для характеристики геохімічної спеціалізації використовувався кларк концентрації (Kk) [2]. Останній визначався як відношення середнього вмісту хімічного елементу у вибірці по

породі геологічного комплексу до кларкового вмісту цього ж елемента в породах цього літотипу (ультраосновні, основні, середні, кислі породи, кристалічні сланці та гнейси).

Геохімічна спеціалізація визначалася для тих ГК, в яких кількість вибірок аналітичних даних складає не менше як 15 проб. Для кожного ГК визначалися геохімічні типи асоціацій хімічних елементів у вигляді рангових рядів нарідно для хімічних елементів групи накопичення ($Kk > 1,5$ – позитивна геохімічна спеціалізація) та дефіциту ($Kk < 0,7$) [2].

Геологічна будова. За особливостями фізичних полів та геологічною будовою Волинський мегаблок був розділений на два блоки I порядку: Шепетівський та Новоградський [4].

Новоградський блок – широкий розвиток гранітоїдів житомирського, шереметівського, букинського та кишинського комплексів. Також в межах блока значно поширені утворення тетерівської серії, майже у повному розрізі, – василівська і городська світи та новоград-волинська товща.

В породах кишинського, букинського та деяких різновидах житомирського комплексів спостерігаються інтрузивні утворення та пояси дайок основного складу.

Для Шепетівського блока характерними є прояв нарцизівського інтрузивного комплексу основного складу, утворення амфібол-біотитових гнейсів василівської світи та діоритів букинського? комплексу, яких, на відміну від утворень нарцизівського, майже не торкнулись процеси гранітизації та метаморфізму.

Результати досліджень. В основу виявлення геохімічної спеціалізації геологічних комплексів покладено принцип відображення накопичення та дефіциту хімічних елементів. Середній вміст хімічних елементів в породах геологічного комплексу нормується на кларковий вміст хімічних елементів відповідного типу гірських порід [2]. Геохімічна спеціалізація розраховувалась, як для стратифікованих, так і для не стратифікованих докембрійських геологічних утворень Волинського мегаблоку (табл. 1).

Таблиця 1 – Рангові ряди кларків концентрацій хімічних елементів порід геологічних комплексів Волинського мегаблоку

Гірські породи в складі ГК, кількість проб у вибірках (n)	Група накопичення ($Kk > 1,5$)	Група дефіциту ($Kk < 0,7$)
<i>Стратифіковані геологічні утворення</i>		
Тетерівська серія Василівська світа (PR _{1vs})		
Гнейси графіт-біотитові (n=44)	Mo _{3,7} Cr _{3,0} Ag _{2,2} Cu _{2,1} Li _{1,8} Pb _{1,5}	Sc _{0,6} (Ge,Nb) _{0,4}
Гнейси біотитові, іноді з гранатом (n=35)	Cr _{2,4} Li _{2,2} Mo _{1,8}	(Ge,Sr,Yb) _{0,6} (Y,Zn) _{0,5} Nb _{0,4} Ag _{0,3}
Городська світа (PR _{1gr})		
Гнейси біотитові (n=91)	Mo _{2,5} Li _{2,0} Zr _{2,0} Sn _{1,5}	(Co,Zn,Y,Yb) _{0,6} (Ni,Cr) _{0,5} (Nb,Ag) _{0,4}
Гнейси біотитові з мусковітом (n=42)	Li _{2,0} Mo _{1,9} Pb _{1,7}	(Ge,Sr,Co,Cr) _{0,6} (Sc,Ag,Y) _{0,5} Nb _{0,4}
Гнейси біотитові з силіманітом (n=30)	Li _{2,4} Pb _{1,8} Sn _{1,7}	(Ni,Sc,Y) _{0,6} Ce _{0,5} Nb _{0,4} Sr _{0,3}
Гнейси гранат-біотитові (n=138)	Li _{2,0} Mo _{1,5}	(Ge,Sc,Ni,Cr,Ba) _{0,6} (Zn,Y) _{0,5} (Nb,Ag) _{0,4}

Гнейси графіт-біотитові (n=49)	$\text{Bi}_{10,1}\text{Mo}_{8,6}\text{Cu}_{5,4}\text{Ag}_4$ 1	$(\text{Ga},\text{Sr})_{0,6}\text{Ni}_{0,5}(\text{Sc},\text{Co},\text{Ge})_{0,5}(\text{Nb},\text{Cr})_{0,3}$
Гнейси силіманіт-біотитові (n=43)	$\text{Li}_{2,0}$	$(\text{Ge},\text{Cr})_{0,6}(\text{Zn},\text{Y})_{0,5}(\text{Nb},\text{Ag})_{0,4}$
Новоград-волинська товща (PR _{1nv})		
Гнейси біотитові, мікрогнейси (n=28)	$\text{Be}_{3,5}\text{-La}_2\text{-W-Mo}_{1,9}\text{-}$ $\text{Ba}_{1,8}\text{-Ce}_{1,6}\text{-Pb}_{1,6}\text{-}$ $\text{Ag}_{1,5}\text{-Nb}_{1,5}$	$\text{Sr}_{0,4}\text{-Cr}_{0,3}\text{-Y-Y}_{0,2}$
<i>Нестратифіковані геологічні утворення</i>		
Шереметівський комплекс (PR _{1šr})		
Плагіограніти, плагіомігматити біотитові іноді гранат-біотитові (n=20)	$\text{Cr}_{20,2}\text{Ni}_{5,3}(\text{Ti},\text{Ag})_{2,0}(\text{Cu},\text{Zn})_{1,8}\text{Co}_{1,6}(\text{V},\text{Sc})_{1,5}$	$(\text{Sn},\text{Yb})_{0,6}(\text{Y},\text{Be})_{0,5}\text{Li}_{0,4}\text{Sr}_{0,3}$
Плагіомігматити біотитові, графіт-біотитові (n=27)	$\text{Cr}_{16,3}\text{Ni}_{5,4}(\text{Ti},\text{V},\text{Ag})_{2,3}$ $(\text{Cu},\text{Zn},\text{Co})_{2,1}$	$\text{Sn}_{0,6}\text{Yb}_{0,5}\text{Y}_{0,4}(\text{Sr},\text{Li})_{0,3}$
Плагіомігматити біотитові іноді мусковітизовані (n=30)	$\text{Cr}_{14,5}\text{Ni}_{6,2}\text{Co}_{2,5}\text{Ti}_{2,2}\text{V}_2$ $0\text{Zn}_{1,8}(\text{Zr},\text{Cu})_{1,5}$	$(\text{Y},\text{Yb})_{0,6}\text{Be}_{0,5}\text{Sr}_{0,3}$
Житомирський комплекс (PR _{1žt})		
Граніти біотитові д-с/з (n=59)	$\text{Cr}_{2,0}\text{Mo}_{1,8}$	$(\text{Ge},\text{V},\text{Nb})_{0,6}\text{Be}_{0,5}(\text{Co},\text{Li},\text{Sn},\text{Y})_{0,4}\text{Yb}_{0,3}$
Граніти біотитові пегматоїдні (n=21)	$\text{Cr}_{2,3}(\text{Mo},\text{Ni})_{1,7}$	$\text{Ge}_{0,6}(\text{Sc},\text{Co})_{0,5}(\text{V},\text{Sn},\text{Be})_{0,4}$ $(\text{Li},\text{Y})_{0,3}\text{Yb}_{0,2}$
Граніти біотитові порфіробластичні (n=13)	$\text{Ni}_{2,4}\text{Cr}_{1,9}\text{Zr}_{1,6}$	$(\text{Nb},\text{Sn})_{0,6}(\text{Y},\text{Yb},\text{Be})_{0,5}\text{Nb}_{0,4}(\text{Li},\text{Sr},\text{Co},\text{V})_{0,3}$
Граніти мусковіт-біотитові (n=66)	$\text{Cr}_{3,4}\text{Ni}_{2,5}\text{Mo}_{1,6}$	$\text{Nb}_{0,6}(\text{V},\text{Be})_{0,5}(\text{Sn},\text{Li})_{0,4}\text{Y}_{0,3}\text{Yb}_{0,2}$
Граніти пегматоїдні біотитові з гранатом, апатитом та мусковітом (n=27)	$\text{Cr}_{2,5}(\text{Mo},\text{Ni})_{1,6}$	$(\text{Ge},\text{Ga},\text{Ba})_{0,6}\text{P}_{0,5}\text{Sc}_{0,4}$ $(\text{Be},\text{Nb},\text{Sn},\text{Zn},\text{Co})_{0,3}(\text{Li},\text{Zr},\text{V},\text{Y},\text{Yb})_{0,2}$
Граніти пегматоїдні лейкократові (n=53)	$\text{Cr}_{2,1}\text{Mo}_{1,8}\text{Ni}_{1,5}$	$(\text{Ge},\text{P},\text{Sc})_{0,6}\text{Co}_{0,5}(\text{Be},\text{Zr},\text{Nb})_{0,4}$ $(\text{Li},\text{Zn},\text{V},\text{Y})_{0,3}(\text{Yb},\text{Sn})_{0,2}$
Мігматити біотитові (n=57)	$\text{Cr}_{7,4}\text{Ni}_{5,8}\text{Cu}_{1,9}\text{Co}_{1,7}\text{Sc}$ 1,6	$(\text{Li},\text{P},\text{Ge})_{0,6}\text{Sn}_{0,5}(\text{Y},\text{Yb})_{0,4}$
Мігматити біотитові з графітом та мусковітом (n=53)	$\text{Cr}_{5,5}\text{Ni}_{4,1}\text{V}_{1,7}\text{Cu}_{1,5}$	$(\text{Sr},\text{Nb},\text{Y})_{0,6}(\text{Be},\text{P})_{0,5}(\text{Yb},\text{Li})_{0,4}\text{Sn}_{0,3}$
Мігматити гранат-біотитові (n=29)	$\text{Cr}_{3,8}\text{Ni}_{3,5}$	$\text{Nb}_{0,6}\text{Be}_{0,5}(\text{Sn},\text{Y})_{0,4}\text{Yb}_{0,3}$
Мігматити мусковіт-біотитові (n=126)	$\text{Cr}_{5,4}\text{Ni}_{3,8}(\text{Cu},\text{Mo})_{1,5}$	$\text{Nb}_{0,6}(\text{Li},\text{Be},\text{Y})_{0,5}(\text{Yb},\text{Sn})_{0,4}$
Мігматити силіманіт-біотитові іноді з мусковітом (n=75)	$\text{Cr}_{4,9}\text{Ni}_{4,1}(\text{V},\text{Cu})_{1,5}$	$(\text{Ge},\text{P},\text{Nb},\text{Li})_{0,6}(\text{Be},\text{Ba},\text{Sr},\text{Y})_{0,5}\text{Sn}_{0,4}\text{Yb}$ 0,3
<i>Інтрузивні комплекси</i>		
Букинський комплекс (PR _{1bu})		
Букинський масив		
Габро-монцоніти (n=30)	$\text{Cr}_{4,5}\text{Mo}_{2,5}\text{Zr}_{2,1}$ $\text{Ba}_{1,8}\text{Ce}_{1,5}$	$(\text{Ag},\text{Yb})_{0,6}\text{Y}_{0,5}\text{Cu}_{0,4}$
Габро-норити (n=30)	$\text{Be}_{2,8}\text{Ba}_{2,3}\text{Cr}_{1,9}\text{Pb}_{1,8}$ $(\text{Nb},\text{La},\text{P})_{1,6}$	$\text{V}_{0,6}\text{Y}_{0,5}(\text{Cu},\text{Ag})_{0,4}$
Гранодіорити (n=30)	$\text{Cr}_{3,7}\text{Zr}_{2,4}\text{Ba}_{2,0}$ $(\text{Mo},\text{P})_{1,9}\text{Nb}_{1,7}$	$(\text{Ce},\text{Yb})_{0,6}(\text{Y},\text{Ag})_{0,5}(\text{Ni},\text{Cu})_{0,4}$
Діорити амфібол-біотитові (n=30)	$\text{Cr}_{3,7}\text{Mo}_{2,5}\text{Zr}_{2,0}$ $\text{Ba}_{1,8}\text{Nb}_{1,6}\text{Ce}_{1,5}$	$(\text{Ag},\text{Y})_{0,5}(\text{Ni},\text{Cu})_{0,4}\text{Li}_{0,2}$
Монцоніти (n=30)	$\text{Cr}_{4,4}\text{Mo}_{2,3}(\text{Zr},\text{Sr})_{1,8}$ $\text{Ba}_{1,7}$	$(\text{Ag},\text{Ce},\text{Y})_{0,6}(\text{Ni},\text{Cu})_{0,4}$
Піроксеніти (n=30)	$\text{Cr}_{3,1}\text{Co}_{2,2}\text{Ni}_{2,0}$ $(\text{Be},\text{Mo})_{1,5}$	$(\text{V},\text{Ga},\text{P})_{0,6}(\text{Zr},\text{Sr},\text{Cu})_{0,5}\text{Y}_{0,4}$

Варварівський масив		
Габро, габро-норити (n=68)	$\text{Cr}_{2,8}\text{Co}_{1,8}\text{Ce}_{1,7}$ $\text{Ba}_{1,6}\text{Nb}_{1,5}$	$(\text{Sc}, \text{Yb})_{0,6}\text{P}_{0,5} (\text{Y}, \text{Sr}, \text{Cu})_{0,4}\text{Ag}_{0,3}\text{Ti}_{0,2}$
Габро-монцоніти (n=122)	$\text{Cr}_{3,6}\text{Co}_{1,5}$	$(\text{Pb}, \text{Be}, \text{Yb})_{0,5} (\text{Y}, \text{Sr}, \text{Cu})_{0,4}$
Монцоніти (n=158)	$\text{Cr}_{5,7}\text{Ce}_{1,6}\text{Co}_{1,5}$	$(\text{Ag}, \text{Sr}, \text{Sn}, \text{Mn})_{0,6}$ $(\text{Be}, \text{Yb})_{0,5}(\text{Y}, \text{Pb})_{0,4}\text{Cu}_{0,3}$
Піроксеніти, габро-піроксеніти (n=59)	$\text{Cr}_{2,1}(\text{Ba}, \text{Ce})_{1,8}\text{Nb}_{1,7}$	$(\text{V}, \text{Yb})_{0,6}\text{Sr}_{0,5} (\text{Y}, \text{Ag})_{0,4}(\text{Ti}, \text{Cu})_{0,3}$
Печанівський масив		
Діорити амфіболові, біотит-амфіболові (n=40)	$(\text{Zr}, \text{Ce})_{1,9}\text{Cr}_{1,7}$ $(\text{La}, \text{Nb}, \text{Zn})_{1,6}$	$(\text{Y}, \text{Ni})_{0,6}\text{Sr}_{0,2}$
Змінені основні породи (n=8)	$\text{Pb}_{2,9}\text{Be}_{2,8}\text{Ba}_{2,4}$ $(\text{Sn}, \text{Nb})_{2,1}$ $\text{Zr}_{1,8}\text{Cr}_{1,6}(\text{Zn}, \text{La})_{1,5}$	$(\text{Cu}, \text{Sc}, \text{V}, \text{Ti})_{0,4} \text{Sr}_{0,2}\text{Ag}_{0,1}$
Кварцові діорити біотит-амфіболові, амфібол-біотитові (n=312)	$(\text{Cr}, \text{Zr})_{1,8}$ $(\text{La}, \text{Ce}, \text{Nb}, \text{Ba}, \text{Zn})_{1,5}$	$(\text{Y}, \text{V}, \text{Cu})_{0,6} \text{Ni}_{0,5}\text{Sr}_{0,2}$
Кварцові монцодіорити біотит-амфіболові, амфібол-біотитові (n=21)	$\text{Zr}_{1,8}\text{Nb}_{1,6}$ $(\text{Cr}, \text{Ba}, \text{Ce})_{1,5}$	$(\text{Y}, \text{Sc}, \text{Mn}, \text{Ti}, \text{Li})_{0,6} \text{Cu}_{0,4}\text{Ni}_{0,3}\text{Sr}_{0,2}$
Тоналіти біотитові (n=23)	$(\text{Zr}, \text{Cr})_{1,6}\text{Nb}_{1,5}$	$(\text{Li}, \text{Sc}, \text{Y})_{0,6}(\text{Ti}, \text{Mn}, \text{Cu}, \text{Co})_{0,5}$ $(\text{Ni}, \text{V})_{0,4}\text{Sr}_{0,2}$
Кишинський комплекс (PR ₁ k5)		
Порфіровидні крупно-, середнь- та дрібнозернисті біотитові граніти (n=22)	$\text{Mo}_{2,6}(\text{Zr}, \text{Nb})_{2,2}\text{Ti}_2\text{L}$ $\text{a}, \text{Ce})_{1,6}$	$\text{Ni}_{0,5}\text{Cu}_{0,4}\text{Y}_{0,2}$

Примітка: Порід нарцизівського комплексу (PR_{1nr}) які представлені метапериодотитами, метапіроксенітами, метагаброїдами, амфіболітами через відсутність представницьких вибірок не було охарактеризовано.

В породах василівської світи можна відмітити, що гнейси біотитові з графітом мають позитивну халькофільну спеціалізацію. За значеннями індикаторних співвідношень пар хімічних елементів між біотитовими та графіт-біотитовими гнейсами принципові відміни не фіксуються. В той же час за значеннями геохімічних коефіцієнтів, як і за характером геохімічної спеціалізації, між цими породами виявляються суттєві відміни. Це пов'язано з тим, що у графіт-біотитових гнейсах, як правило, зменшується кількість сидерофілів (хром, нікель, ванадій, кобальт) і збільшується вміст халькофільних та рідкісноземельних елементів. Такі особливості речовинного складу графіт-біотитових гнейсів та приуроченість їх до диз'юнктивних порушень дають підстави стверджувати, що вони є метасоматичними утвореннями.

Серед порід городської світи звертають на себе увагу графіт-біотитові гнейси, які характеризуються сильною халько-літофільною спеціалізацією за рахунок високих вмістів в них вісмуту (Kk=10,1), молібдену (Kk=8,6), міді (Kk=5,4) та срібла (Kk=4,0). На загал, метаморфічні породи городської світи мають позитивну літофільну геохімічну спеціалізацію, зумовлену підвищеними вмістами літію, молібдену та олова. Відміни гнейсів біотитових з силіманітом в порівнянні з іншими різновидами проявляються, головним чином, у меншій сумі рідкісноземельних елементів та дещо пониженому вмісту нікелю та кобальту.

Породи новоград-волинської товщі характеризуються суттєво літофільною позитивною спеціалізацією. За значеннями індикаторних співвідношень пар хімічних елементів та геохімічних коефіцієнтів між біотитовими та гранат-

біотитовими гнейсами з проявленою графітизацією фіксуються відміни, зумовлені підвищеним вмістом в них хрому, а гнейси городської світи мають на порядок вище значення коефіцієнту $Va \times Zr^2 / Cr \times Ni \times Co$, що свідчить про різну ступінь метаморфічної зміни порід.

В цілому породи шереметівського як і житомирського комплексів характеризуються підвищеними концентраціями сидерофільних елементів, але для гранітоїдів житомирського комплексу є більш високі значення суми рідкісноземельних елементів та геохімічного коефіцієнта $Va \times Zr^2 / Cr \times Ni \times Co$, який пояснює більшу ступінь ультраметаморфічних змін порід.

Висновки. Встановлено, що у графіт-біотитових гнейсах василівської світи зменшується кількість сидерофілів (хром, нікель, ванадій, кобальт) і збільшується вміст халькофільних та рідкісноземельних елементів. Метаморфічні породи городської світи мають позитивну літофільну геохімічну спеціалізацію, зумовлену підвищеними вмістом літію, молібдену та олова. Породи новоград-волинської товщі характеризуються суттєво літофільною позитивною спеціалізацією. Породи шереметівського як і житомирського комплексів характеризуються підвищеними концентраціями сидерофільних елементів.

Література

1. Діцул М.С., Клос В.Р. та інші. «Підготовка геофізичної та геохімічної основи для ГДП-200 території аркуша М-35-ХVI (Новоград-Волинський)», Київ, 2010.
2. Войновський А.С., Жужома В.М., Калініна Г.В. та інші. Методичні рекомендації для складання геохімічних карт (геохімічної спеціалізації геологічних утворень докембрійського фундаменту та прогнозно-геохімічної) масштабів 1:200 000 та 1:50 000 стосовно умов Українського щита. Київ: УкрДГРІ, 2006. 95 с.
3. Соловов А.П. Геохимические методы поисков месторождений полезных ископаемых. – Москва: Недра, 1985. 285 с.
4. Тектонічна карта України масштабу 1:1 000 000 /під редакцією Д.С. Гурського, С.С. Круглова, 2007.
5. Войновський А.С., Жужома В.М., Чурубров С.С. Рекомендації для розчленування та кореляції інтрузивних порід букинського комплексу палеопротерозою Українського щита за комплексом геохімічних даних. Київ: Укр ДГРІ, 2010. 22 с.

УДК 549.0

<https://doi.org/10.30836/gbhgd.2024.24>

ЦЕНТРИ МІНЕРАЛОГІЧНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ В УКРАЇНІ

Кульчицька Г.О., Черниш Д.С.

Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення імені М.П. Семененка НАН України, Київ,
Україна, kulchetchanna@gmail.com; chernysh_d@ua.fm

MINERALOGICAL RESEARCH CENTERS IN UKRAINE

Kulchytska H.O., Chernysh D.S.

M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation of the NAS of Ukraine,
Kyiv, Ukraine, kulchetchanna@gmail.com; chernysh_d@ua.fm

M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation of the National Academy of Sciences of Ukraine remains the leading institution in mineral research among the modern institutions in Ukraine, as it has the largest range of mineral research equipment, and is associated with the "Mineralogical Journal", which is included in scientometric databases, and the Ukrainian Mineralogical Society, which provides links between Ukrainian mineralogists and international mineralogical associations.

Мінерали справедливо вважають головними «цеглинками» багатьох геологічних наук. Ідея першого президента Української академії наук Володимира Вернадського щодо створення в системі академії спеціалізованого Мінералогічного інституту з широкими можливостями збору мінералів, їх дослідженням і порівнянням зі світовими знахідками формально так і не була реалізована.

Мінералогія в Україні в післяреволюційний період. До 1941 р. мінералогічні дослідження в Україні були направлені головно на пошуки мінеральної сировини і виконували їх не завжди в українських установах. Із 400 відомих нам праць [5] більша частина опублікована в союзних періодичних виданнях, зокрема в збірнику Всесоюзного інституту мінеральної сировини «Минеральное сырье». До того ж половину цих праць лише умовно можна вважати мінералогічними, оскільки вони стосуються родовищ каоліну та інших глин, керамічної сировини та вогнетривів, петрографічних питань тощо. Єдиного центру мінералогічних досліджень не існувало. Серед української періодики виділяються «Геологічний журнал АН УРСР», «Вісник Українського (відділення) Геологічного комітету» та «Бюлетень геолого-мінералогічного гуртка» при Гірничому інституті в м. Єкатеринославі, з чого можна зробити висновок про розпорошення мінералогічних досліджень між Академією наук, Геологічним комітетом та вишами, зокрема громадськими організаціями при них. Як лідер суто мінералогічних досліджень цього періоду виділяється завідувач кафедри мінералогії Єкатеринославського (Дніпропетровського) гірничого інституту (нині НТУ «Дніпровська політехніка») Леонід Іванов [10].

Мінералогічний центр у Львівському університеті. Повоєнні роки (після Другої світової війни) ознаменувалися сплеском мінералогічних досліджень, вдало названих «золотим віком» мінералогії [8]. Так само як у політиці, показовою є роль лідера в науці. Приїзд майбутнього академіка Євгена Лазаренка до Львова (1944), де він очолив кафедру мінералогії, був

призначений деканом геологічного факультету і незабаром став ректором Львівського університету імені Івана Франка (1951), призвів до переміщення центру мінералогічних досліджень до цього вишу [1]. І не лише тому, що завдяки старанням декана і ректора лабораторії факультету були укомплектовані сучасними на той час приладами для всебічного дослідження мінералів і розвивалися різні напрями мінералогії — кристаломорфологічний, рентгенофазовий, термобарогеохімічний, геохімічний зокрема. Важливу роль відіграло створення періодичного збірника для оприлюднення здобутих результатів. 1947 р. при факультеті став виходити «Мінералогічний збірник», спершу як орган Львівського геологічного товариства (громадської організації), що з 1964 став друкованим органом Львівського університету, а через рік — республіканським міжвідомчим збірником. Це було перше періодичне спеціалізоване наукове видання в Україні [7]. Цикл праць Миколи Белова — вченого всесвітнього масштабу — «Очерки по структурной минералогии», 33 з яких були опубліковані у випусках збірника із 1950 по 1982 р., привернули до журналу увагу читачів з усього Радянського Союзу і не тільки. На сторінках збірника, окрім провідних російських учених (І. Шафрановський, Д. Григор'єв, В. Франк-Каменецький, Н. Юшкін) публікували свої праці вчені із соцтабору — Болгарії (І. Костов), Чехословаччини (Я. Кутина), Угорщини (К. Шандор) та ін. Згодом цей перелік доповнили мінералогісти з Канади, Франції, Великобританії тощо. Республіканський «Мінералогічний збірник» створив достойну конкуренцію «Запискам Всесоюзного минералогического общества». Повідомлення про нові мінерали (донбасит, тарасовіт), нові відміни мінералів (брункіт, Mn-Fe-стильпноменлан) і знахідки нових для України видів побачили світ на сторінках цього видання.

Мінералогічні дослідження, що виконували у Львові під керівництвом Є. Лазаренка, належали переважно до регіональної мінералогії. Наслідком стали зведення з мінералогії Закарпаття, Прикарпаття, Поділля, Волині. Знахідкам нових мінералів на території України приділяли значну увагу також в Інституті мінеральних ресурсів (Є. Марченко, О. Чашка, Г. Єрьоменко, Ю.Полканов та ін.), акцесорним і породоутворювальним мінералам (піроксенам, слюдам, гранатам) — в Інституті геологічних наук [10].

У 50-60 рр. ХХ ст. у практику мінералогічних досліджень широко впроваджують рентгенівські методи аналізу речовини. Це збіглося в часі з утворенням Міжнародної мінералогічної асоціації (1959) і призвело до перегляду самого поняття терміну «мінерал». Для ідентифікації виду необхідними ставали дві характеристики: хімічний склад і структура мінералу. Таким чином, некристалічні сполуки, які ще донедавна розглядали у підручниках з мінералогії, мінералами більше не вважали, а особливостям структури мінералів приділили прискіпливішу увагу.

Мінералогічний центр в ІГФМ АН УРСР. Академік Микола Семененко не належав до мінералогів але чітко відчував нові тенденції в науці. Створений з його ініціативи (1969) Інститут геохімії і фізики мінералів (ІГФМ) у системі Академії наук УРСР відповідав таким тенденціям. Назву установи можна прочитати двояко і розглядати також як Інститут геохімії мінералів, хоча в

реальності інститут займався проблемами геохімії літогенезу та докембрійських формацій, пошукової і прикладної геохімії тощо [2]. Новостворений інститут, оснащений здебільшого саморобними оригінальними приладами, давав змогу отримувати результати, яким майже завжди передувало слово «вперше». Мінерали піддавали дослідженням у різних діапазонах хвильового випромінювання — від рентгенівського до оптичного й інфрачервоного, отримували результати радіо- й месбауерівської спектроскопії, інтерпретували спектри фото-, рентгено- і термолюмінесценції. На терені Радянського Союзу фізичні методи дослідження мінералів на той час лише впроваджували, тому гості в ІГФМ для обміну досвідом не були рідкістю. Переведення (1972) з Інституту геологічних наук відділу регіональної та генетичної мінералогії на чолі з академіком Євгеном Лазаренком, з потужною лабораторною базою, зокрема лабораторією термобарогеохімії, лише підсилило мінералогічне спрямування ІГФМ. З'явилася змога підкріпляти результати фізичних досліджень генетичними висновками, отриманими внаслідок дослідження включень у мінералах. Лабораторія, яка формально навіть не мала такого статусу, підтримувала контакти і приймала для стажування вчених з усього соцтабору. Зазначимо, що термобарогеохімічний напрям, що ґрунтується на вивченні макродефектів у кристалах мінералів, розривають між різними науками: кристалографією, мінералогією, геохімією і вченням про корисні копалини [6].

В ІГФМ було створено потужну школу кристалохімії мінералів, очолювану академіком Олександром Поваренних, чиє ім'я вже було добре відоме у світовому масштабі. Поряд з рентгенофазовим аналізом розвивали рентгеноструктурний, започаткували роботу з розшифрування структури мінералів. Ще 1966 р. при АН УРСР засновано збірник праць «Конституція и свойства минералов», що з 1970 р. став республіканським міжвідомчим виданням (спільний орган ІГФМ і Українського відділення Всесоюзного мінералогічного товариства), наповнення якому забезпечували мінералоги з усього Радянського Союзу. Згодом арсенал періодичних видань при ІГФМ короткочасно поповнився збірниками «Региональная и генетическая минералогия» та «Минералогия осадочных образований». Академік Лазаренко, як президент Українського мінералогічного товариства (УМТ), регулярно збирав під егідою УМТ республіканські наради і виїзні сесії, що завершувалися публікацією матеріалів. Остання з таких нарад — «Основные понятия минералогии» [9], на якій обговорили поняття самого терміну «мінерал» і головні таксономічні одиниці класифікації й номенклатури мінералів, зібрала корифеїв від мінералогії з найбільших мінералогічних центрів Радянського Союзу. Та найбільшу роль у становленні ІГФМ як центру мінералогічних досліджень всесоюзного масштабу відіграло заснування 1979 р. «Минералогического журнала» (нині — Мінералогічний журнал. *Mineralogical Journal (Ukraine)*) — спільного органу АН СРСР і АН УРСР з центром у Києві. На його сторінках опубліковано півтора десятка статей з поміткою «новий мінерал» і ще понад три десятка під рубрикою «Перші знахідки». На жаль, серед перших жодна стаття не стосувалася України.

Мінералогічний центр в ІГМР НАН України. Заміна керівництва ІГФМ (1977), перейменування установи (1993) на Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення (ІГМР) і фінансові негаразди не припинили мінералогічні дослідження, які ще інерційно продовжувалися [3]. Інститут залишався провідною мінералогічною установою, однак, лише у межах України. Деяке перепрофілювання ІГМР лише зміцнило практичний аспект мінералогічних досліджень, використання здобутих результатів для прогнозування рудних покладів. Центральне значення установи підсилювало також Українське мінералогічне товариство, що базувалося при ІГМР. Вийшовши з під влади Всесоюзного мінералогічного товариства УМТ напряду задіяло контакти з міжнародними громадськими об'єднаннями професіоналів і любителів каменю. Створений при УМТ друкований орган «Записки Українського мінералогічного товариства» (2004) висвітлював і мінералогічні здобутки, і організацію мінералогічних досліджень у державі. Академік Микола Щербак, який понад 30 років очолював інститут і був лідером геохронологічних досліджень, до мінералогії ставився із засторогою — не підсилював, але й не перешкоджав розвитку. Головне його дітище — ізотопна геологія, по суті, також була одним із видів мінералогічних досліджень, оскільки вивчала ізотопний склад стабільних і нестабільних ізотопів у рудних і акцесорних мінералах з метою визначення або умов кристалізації, або часу їхнього утворення.

Перспектива. Останні десятиріччя не можна назвати сприятливими для розвитку мінералогії, як і для науки взагалі. Намагання влитися в міжнародну мінералогію з різних причин відбувається дуже важко. Катастрофічно не вистачає обладнання і витратних матеріалів. Старі оригінальні прилади неконкурентоздатні на міжнародному ринку, а нових не придбали або вони несертифіковані. Існує проблема кадрів. В ІГМР розвинуто нові напрями — космічну мінералогію, органічну і наномінералогію, екологічну геохімію (урбогеохімію) і екологічну гідрогеохімію [3], є спроба розвивати геохімію нафтових покладів тощо. Частка суто мінералогічних досліджень знижується. Ліквідовано експериментальну мінералогію та дослідження фазових перетворень у мінералах, термічні, термомолінесцентні й електрофізичні дослідження мінералів, існують складнощі з емісійним спектральним, дифрактометричним та ІЧ-спектрометричним аналізами. Та попри все ІГМР залишається провідним центром мінералогічних досліджень в Україні і, як сподіваємося, буде таким залишатися. Тому, що:

1) це єдина установа, де здійснюються або ще не втрачена змога відновити різнобічний аналіз мінералів — кристаломорфологічний, кристалооптичний, рентгеноструктурний, люмінесцентний, термобарогеохімічний, низку спектроскопічних. Існують можливості дослідження хімічного складу мінералів, зокрема на мікрорівні, визначення вмісту індивідуальних *REE* та ізотопів у мінералах;

2) при ІГМР видають «Мінералогічний журнал», що входить до наукометричних баз *Scopus* і *Web of Science*, де мають змогу публікувати свої праці вітчизняною й англійською мовами фахівці з усієї України;

3) Мінералогічний музей ім. В.І. Вернадського у складі ІГМР [11] містить коти́пи і неоти́пи понад тисячі мінеральних видів, зокрема рідкісних, з власних колекцій М. Семененка, О. Поваренних, Є. Лазаренка, Г. Рогачевського та ін., доступні для дослідження і порівняння, як це планував академік В. Вернадський;

4) при ІГМР базується Громадська організація «Українське мінералогічне товариство», що забезпечує зв'язок вітчизняних мінералогів з міжнародною мінералогічною спільнотою. Створена при УМТ Термінологічна комісія опікується українською мінералогічною термінологією [4] і відповідністю номенклатури мінералів міжнародним стандартам.

Залишилося лише не упустити час і зберегти те, що залишилося.

Література

1. Євген Костянтинівич Лазаренко. Упорядник Н.Р. Калмикова. Київ: Наук. думка, 1992. 56 с.
2. Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України: 50 років. Відп. ред. В.І. Павлишин. Київ, 2019. 266 с.
3. Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення Академії наук України. Укладачі: М.П. Щербак, К.Ю. Єсипчук, Е.Я. Жовинський, С.М. Цимбал. Київ, 1993. 112 с.
4. Кульчицька Г., Черниш Д., Сетая Л. Українська номенклатура мінералів. Київ: Академперіодика, 2022. 547 с.
5. Лазаренко Е.К. Развитие минералогии в Украинской ССР за 30 лет Советской власти. *Минерал. сб. Львов. геол. об-ва*, 1948. № 2. С. 5–24.
6. Матковський О., Наумко І., Павлунь М., Сливко Є. Термобарогеохімія в Україні. Львів: Простір-М, 2021. 282 с.
7. Матковський О., Сливко Є. Шістдесят номерів Мінералогічного збірника. *Мінерал. зб.*, 2010. № 60, вип. 1. С. 3–9.
8. Матковський О.І. Золотий вік в історії мінералогії України. *Записки Укр. мінерал. тов-а*, 2017. Т. 14. С. 5–31.
9. Основные понятия минералогии. Киев: Наук. думка, 1978. 139 с.
10. Павлишин В., Матковський О., Довгий С. Історія мінералогії в Україні. Від глибокої давнини до 90-х років ХХ ст. Київ: Master-print, 2019. 436 с.
11. Павлишин В., Матковський О., Довгий С. Історія мінералогії в Україні: від 90-х років ХХ ст. донині. Київ, 2023. 610 с.

УДК 548.3 : 549.6 (477.42)

<https://doi.org/10.30836/gbhgd.2024.25>

КРИСТАЛОХІМІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ ПОЛЬОВИХ ШПАТІВ ПЕРЖАНСЬКОГО РОДОВИЩА БЕРИЛІЄВИХ РУД

Луньов Є.С., Луньова І.М., Хоменко В.М., Ніссен Й.

Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення імені М.П. Семененка
НАН України, м. Київ, Україна, lunev_00@ukr.net

CRYSTALLOCHEMICAL FEATURES OF FELDSPARS FROM PERGA BERYLLIUM DEPOSIT

Lunov Ye., Lunova I., Khomenko V., Nissen J.

M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation
of the NAS of Ukraine, Kyiv, Ukraine, lunev_00@ukr.net

The feldspars from a representative series of 17 samples of Perga metasomatites, mostly from shaft No. 2, were investigated by means of EMPA, XRD, μ -XRF and optical microscopy. Most of the ore-bearing rocks contain two feldspars. K-feldspar, during the process of metasomatism, is replaced by albite with the formation of perthites and further progressive albitization. This transformation with appearance of substitution perthites and their gradual growth into albitites with rare inclusions of resorbed orthoclase grains was studied in details and documented using EMPA and μ -XRF visualization.

Вступ. Пержанське родовище гентгельвінових берилієвих руд — єдине родовище у світі, де промислові концентрації берилію пов'язані з рідкісним мінералом гентгельвіном $Zn_4[BeSiO_4]_3S$.

Воно розташоване у крайовій частині Українського щита (УЩ) в межах Суцано-Пержанської тектонометасоматичної зони активізації (СПз), що характеризується переважанням диференційних піднять і блоковою будовою. СПз складають породи різного віку. Найбільш поширеними є кварцити, дистенові кварцити, грейзени, сієніти, лужні сієніти, лужні метасоматити, граніти, граніт-порфіри та сублужні граніти [1, 4].

Основний петрофон породних утворень, який бере участь у будові СПз та Пержанського родовища, формують лужні та сублужні граніти пержанського комплексу; ізохронний U-Pb вік визначений за метаміктним цирконом (циртолітом) — 1 760-1 730 млн. років [2, 3]. З ними пов'язані численні видовжені тіла рудних лужних метасоматитів, представлених кварц-польовошпатувими, альбіт-калішпатувими та біотит-польовошпатувими породами [4].

Пержанське родовище досить детально описано в геологічній літературі, проте досліджень структурних та хімічних особливостей польових шпатів з використанням сучасних локальних методів практично немає. Разом з тим, нетиповий силікатний характер гентгельвінової мінералізації ускладнює вилучення берилію, а поліметальний склад руд вимагає розробки нових або вдосконалення вже існуючих технологій. Для успішного вирішення цього завдання, як і для кращого розуміння полістадійного генезису родовища, важливо якомога детальніше дослідити кристалохімічні особливості не лише рудних, а й головних породоутворювальних мінералів.

Мета роботи. Оскільки лужні польові шпати є головними породоутворювальними мінералами рудовмісних порід, метою нашої роботи стало дослідження еволюції їхнього складу та структури в процесі метасоматозу, а також кристалохімічних особливостей польових шпатів на різних етапах рудоутворення.

Методи досліджень. За допомогою методів EMPA, XRD, μ -XRF, а також оптичної мікроскопії дослідили польові шпати з репрезентативної серії зразків метасоматитів переважно з відвалів шахти № 2 (загалом 17 зразків). Кількісний EMPA отримали на непокритих тонких зрізах із вуглецевим покриттям за допомогою автоемісійного електронного мікрозонда *JEOL JXA-8530F* в *Zentraleinrichtung Elektronenmikroskopie (ZELMI, Берлінський технічний університет)*. Структурні параметри польових шпатів визначили за допомогою XRD-системи високої роздільної здатності *Rigaku SmartLab* (м. Берлін). Оптико-мікроскопічне дослідження шліфів виконали в ІГМР НАН України (м. Київ).

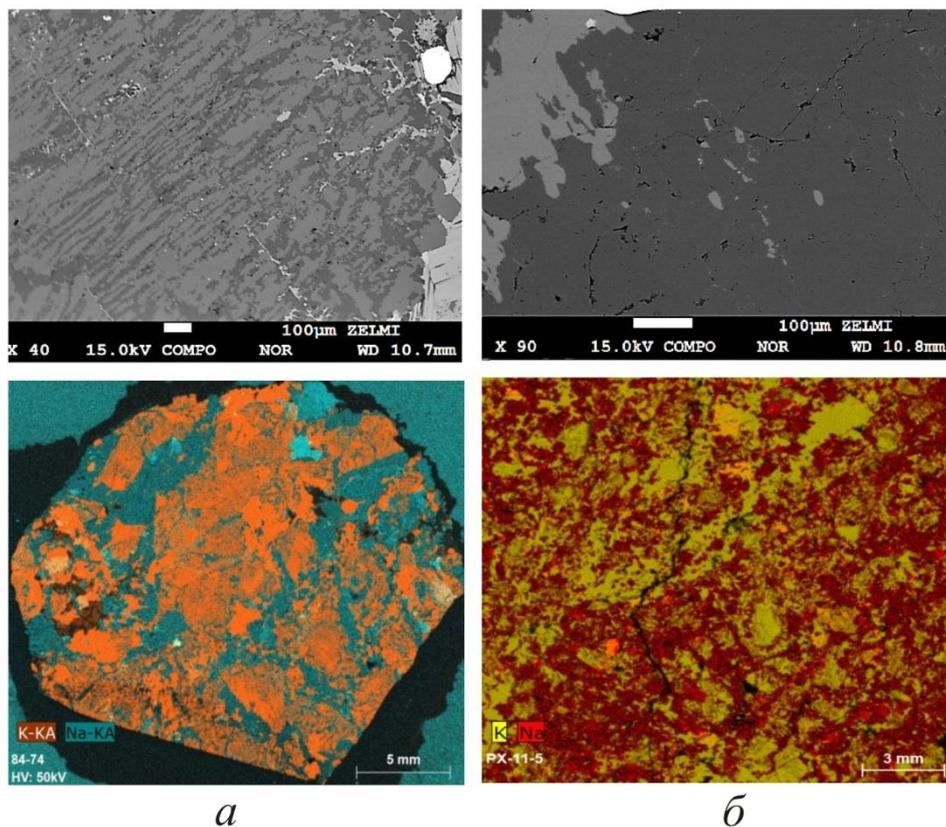


Рис. 1. Рання (а) та пізня (б) стадії альбітизації калієвого польового шпату в лужних метасоматитах Пержанського родовища на зображеннях в режимі COMPO (верхній ряд) і на μ -XRF мапах розподілу К, Na (нижній ряд)

Обговорення результатів. Як відомо, більшість рудоносних порід містить два польових шпати. Калієвий польовий шпат в процесі метасоматозу заміщується альбітом з утворенням пертитів та подальшою прогресуючою альбітизацією [4]. Таке перетворення з утворенням пертитів заміщення та їх поступовим розростанням в альбіт з поодинокими включеннями резорбованих зерен ортоклазу було детально вивчено та задокументовано за

допомогою методів EMPA та μ -XRF візуалізації. На рисунку 1 чітко спостерігаються дві стадії альбітизації: рання з масовим утворенням пертитів (рис. 1, а) та пізня з майже повним заміщенням калієвого польового шпату альбітом (рис. 1, б).

Цікавою особливістю лужних польових шпатів метасоматитів, яка потребує подальшого вивчення і пояснення, є відхилення їх складу від стехіометричного. Особливо виразно це проявляється у вигляді дефіциту лугів у польових шпатах двопольовошпатових парагенезисів. При цьому вміст домішкових катіонів коливається у вузьких межах незалежно від типу метасоматитів (Рис. 2). Вірогідною причиною такого феномену може бути входження в структуру польових шпатів Li або початкові стадії цеолітизації.

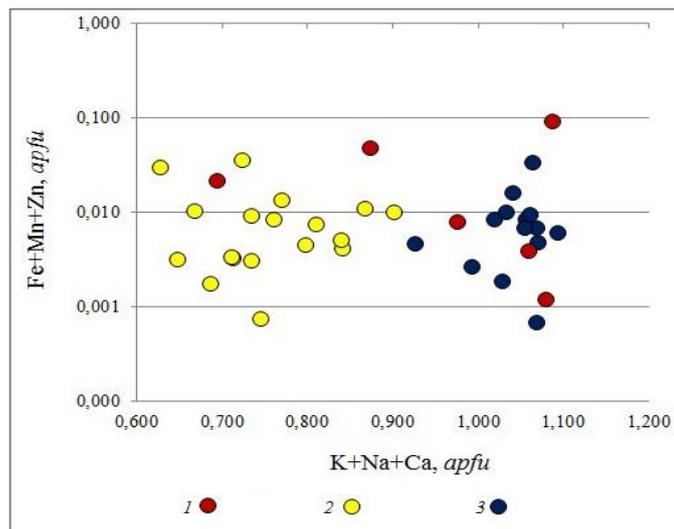


Рис. 2. Кристалохімічні особливості альбіту пержанських метасоматитів: співвідношення між $K+Na+Ca$ та $Fe+Mn+Zn$; *apfu* — формульні одиниці. 1 — включення та/або на контакті з гентгельвіном; 2 — двопольовошпатові метасоматити (ранні); 3 — кварц-польовошпатові метасоматити (пізні)

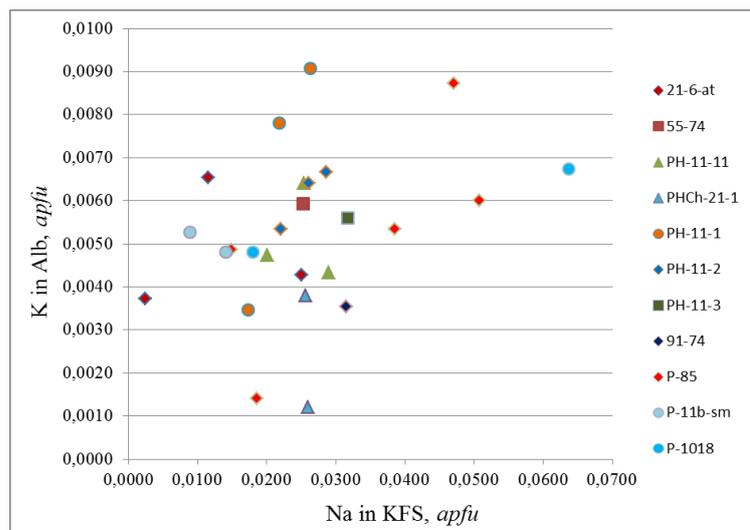


Рис. 3. Розподіл K і Na в двопольовошпатових метасоматитах; *apfu* — формульні одиниці. Символами позначено номери зразків

В пертигах вміст К в альбітах суттєво більше, ніж Na — в суміжному КПШ (рис. 3). Ймовірно, це обумовлено «наслідуванням» складу більш раннього КПШ при його заміщенні альбітом.

У кварц-польовошпатових метасоматитах вміст ZnO в альбіті на контакті з кристалами гентгельвіну або у включеннях в ньому різко зростає від 0,003 до 0,77 мас. %. Це свідчить про заміщення в процесі альбітизації гентгельвіну альбітом, оскільки у випадку одночасної кристалізації цих мінералів увесь Zn був би поглинений гентгельвіном.

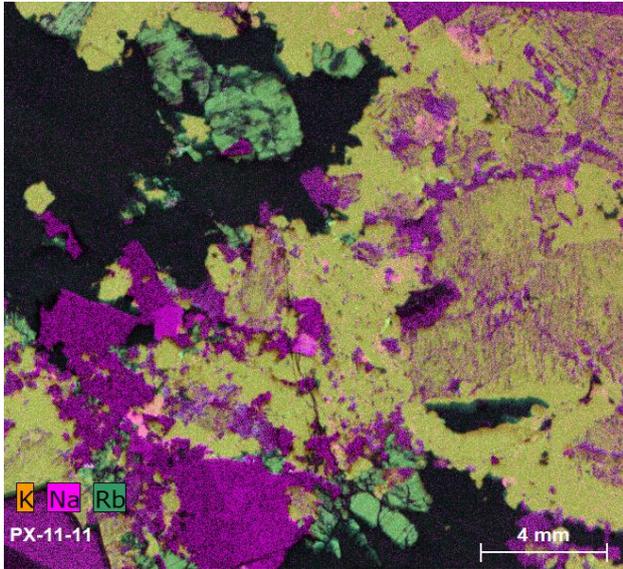


Рис. 4. μ -XRF мапа розподілу K, Na та Rb в рудному метасоматиті. Збагачені Rb зелені ділянки відповідають кристалам слюди

Вміст FeO в альбіті коливається від 0,003 до 0,96 мас. %, в ортоклазі — від 0,005 до 0,44 мас. %. Вміст PbO в лужних польових шпатах коливається майже в однакових межах, але максимальні значення (до 0,08 мас. % PbO) фіксуються у яскраво-блакитних кристалах КПШ — амазонітах, пов'язаних з ділянками окварцювання. Наші результати показали незначну кількість Rb у польових шпатах. Разом з тим, підвищені концентрації Rb було виявлено у слюдах (Рис. 4).

Література

1. *Безпалько Н.А.* Петрологія і акцесорні мінерали гранітів та метасоматитів Північної Волині. Київ: Наук. думка, 1970. 163 с.
2. Геохронологія раннього докембрія Українського щита. Архей / Н.П. Щербак, Г.В. Артеменко, И.М. Лесная, А.Н. Пономаренко. Киев: Наук. думка, 2005. 243 с.
3. Геохронологическая шкала докембрия украинского щита / Н.П. Щербак, Г.В. Артеменко, Е.Н. Бартницкий, В.М. Верхогляд, А.А. Комаристый, И.М. Лесная, Н.Ю. Мицкевич, А.Н. Пономаренко, В.М. Скобелев, Д.Н. Щербак. Киев: Наук. думка, 1989. 144 с.
4. *Металиди С.В., Нечаев С.В.* Суцано-Пержанская зона (геология, минералогия, рудоносность). Киев: Наук. думка, 1983. 136 с.
5. Металлические и неметаллические полезные ископаемые Украины. Т. 1. Металлические полезные ископаемые / Гурский Д.С., Есипчук К.Е., Калинин В.И., Кулиш Е.А., Нечаев С.В., Третьяков Ю.И., Шумлянский В.А.; Науч. ред. Н.П. Щербак, А.Б. Бобров. Киев-Львов: Центр Европы, 2005. 785 с.

УДК

549.6:535.37:548.75

<https://doi.org/10.30836/gbhgd.2024.26>

МАНТІЙНИЙ ЦИРКОН З РОЗСИПИЩ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА ЯК ІНДИКАТОР КІМБЕРЛІТОВОЇ ПРИРОДИ ДІАМАНТУ

Лушашко Т.М., Ільченко К.О., Таращан А.М., Манзюк Л.П.

Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України, м. Київ,
Україна, lupashkot@ukr.net

MANTLE ZIRCON FROM THE UKRAINIAN SHIELD PLACERS AS INDICATOR OF KIMBERLITE NATURE OF DIAMOND

Lupashko T.M., Ilchenko K.O., Taraschan A.M., Mansyuk L.P.

M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation
of the NAS of Ukraine, Kyiv, Ukraine, lupashkot@ukr.net

In the terrigenous sediments of the diamond-bearing Ti-Zr placer deposit of Samotkan (Ukrainian shield), a variety of mantle zircon was discovered, which can serve as an indicator of the kimberlite nature of the diamond. It is mainly presented by rounded almost colorless grains (0.05 – 0.1 mm) with a strong diamond shine and high relief. By degree of crystallinity, color of luminescence, qualitative composition of oxygen-hydrogen defects OH_n and own defects of $[\text{SiO}_4]^{4-}$ tetrahedra they are similar to crystals from kimberlite explosion tubes. The same spectroscopic parameters have the central cores of zonal zircon individuals from kimberlites. This discovered similarity of spectroscopic parameters makes it possible to assume that zircon from placere is one of the earliest products of crystallization of the upper mantle melt.

Вступ. Значне поширення циркону у кімберлітових породах разом з мінералами-супутниками діаманту – піропом, пікроільменітом, хромшпінелідами, хромдіопсідом є беззаперечним фактом його генетичної приналежності до процесів діамантоутворення, що дозволяє розглядати кристалохімічні особливості структури як індикатори кімберлітового походження [1, 2]. Кристалізація циркону пов'язується з винесенням залишкових розплавів фракціонування перидотитового прошарку мантії у верхні горизонти земної кори і формуванням кімберлітів різних фацій глибинності. Виявлені у кристалах циркону розтріскані за експлозивним законом первинні включення вказують на генетичний зв'язок з кімберлітами гіпабісальної фації, а відсутність подібних включень – з кімберлітами діатремової фації, що утворилися за умов кристалізаційної диференціації флюїдних розплавів вже безпосередньо у жерлі трубок вибуху [2]. Термодинамічна стійкість структури циркону до вторинних перетворень є сприятливою умовою для дослідження флюїдних включень у його кристалах з фіксацією еволюційних змін вмісту летких компонентів у розплавах за умов кристалізації [2]. Поряд з цим, не менш перспективним у вирішенні цього питання, на наш погляд, може бути залучення до вивчення кристалохімії циркону методів фотолюмінесценції (ФЛ) та інфрачервоної (ІЧ) спектроскопії. Теоретичною основою аналізу і інтерпретації ФЛ- і ІЧ-параметрів являються склад і емпіричні співвідношення інтенсивності смуг власних оксиген-вакансійних дефектів типу SiO_m^{n-} і ліній домішкових елементів REE у спектрах ФЛ циркону та різних за шириною смуг поглинання оксиген-гідрогенних

дефектів OH_n в ІЧ-спектрах. У своїй сукупності ФЛ- і ІЧ-параметри кристалів циркону віддзеркалюють основно-лужно-кислотні особливості вмісних порід і, подібно до складу флюїдних включень [2, 3], визначають спорідненість з однією із двох груп магматичних розплавів, що різняться між собою за переважаючим вмістом головних летких компонентів: CO_2 – у основно-ультраосновних і H_2O – у кислих. Проведені дослідження методами ФЛ і ІЧ-спектроскопії циркону з діамантоносних трубок вибуху, мантийне походження якого не викликає сумніву [4, 5], зробили можливим використання спектроскопічних параметрів цього мінералу для одержання об'єктивної інформації щодо проходження кімберлітового процесу і вирішення питання генезису діаманту. У цій роботі автори планують використати цей досвід до вивчення різних морфотипів зерен циркону із неогенового Ti-Zr розсипища Самоткань (Середньо придніпровський мегаблок, Український щит) з високим вмістом мікродіамантів, корінні джерела яких невідомі [6].

Дослідження циркону з розсипища Самоткань методами ФЛ і ІЧ-спектроскопії і можливе виявлення його кристалів мантийного походження, які є індикаторами кімберлітової природи діаманту, – **мета цієї роботи.**

Зразки та методи дослідження. Виконані експериментальні дослідження циркону з діамантоносного розсипища Самоткань (колекція С.М. Цимбала) і кімберлітових трубок вибуху різних діамантоносних провінцій світу (колекція С.С. Мацюка [1]). Назагал, циркон у теригенних відкладах розсипища Самоткань має полігенну природу і представлений у різній мірі обкатаними кристалами (0,1 – 0,5 мм і дрібнішими) зі згладженими формами та їхніми уламками. Візуально зерна циркону прозорі, мутні, чи непрозорі. Вони частіше безбарвні і жовтуваті, зрідка коричневі з рожевим відтінком. За умов УФ-збудження ($\lambda = 365\text{нм}$) і 300 К. колір їхньої люмінесценції жовтий різних відтінків, жовто-блакитний, помаранчевий.

У монофракції розсипного циркону серед виявлених 7 – 10 морфотипів особливу увагу привертають безбарвні, чи ледь жовтуваті сильно обкатані переважно округлі зерна розміром 0,05–0,1 мм з сильним (діамантовим) блиском і високим рельєфом. За цими характеристиками можна припустити високу кристалічність його структури і довготривалу гіпергенну історію. Округлим зернам притаманна яскрава світло-жовта і світло-жовто-зеленувата ФЛ. Співмірність інтенсивності і однаковий колір ФЛ різних зерен вказують на близькість складу, співвідношення концентрації і енергетичної взаємодії усіх оптично активних центрів (ОАЦ) у їхній структурі. Інтенсивність випромінювання зерен цього циркону, порівняно з іншими морфотипами, у 5-10 разів сильніша.

Спектри ФЛ циркону реєструвались у діапазоні 400–700 нм і 300 К на мікроспектрофлюориметрі «Люам-1» Зауважимо, що для експериментального дослідження циркону з кімберлітів з кристалів розміром 4–15 мм виготовлено плоско-паралельні поліровані пластинки, орієнтовані відносно осі c .

ІЧ-спектри циркону одержані у діапазоні 1200 – 7000 cm^{-1} і 300 К за допомогою ІЧ-спектрометрів Фур'є Nicolet 6700 (неполяризовані–для зерен з

розсипища) і Bruker IFS 66 v (поляризовані – для пластинок кристалів з кімберлітів, $E // c$ і $E \perp c$), обладнаних ІЧ- мікроскопом.

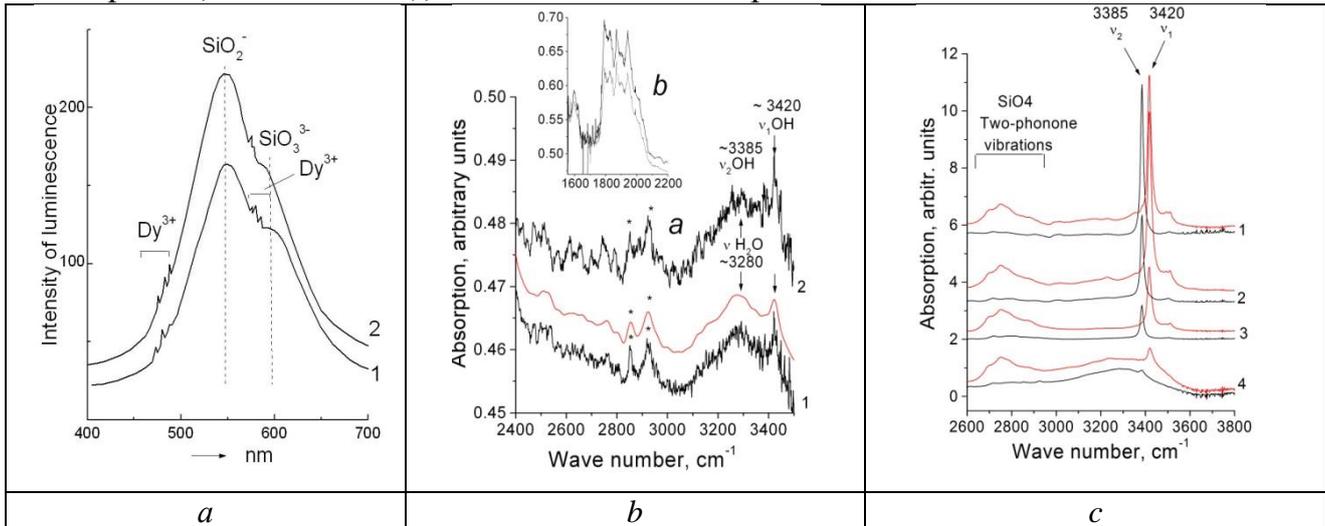


Рисунок 1. ФЛ (a) та ІЧ-спектри (b і c) циркону.

a: 1 – розсипище Самоткань, 2 – трубка Мир (Якутська діамантоносна провінція, рф).

b: 1 і 2 – розсипище Самоткань. c: 1 – трубка Піонерська (Архангельська діамантоносна провінція, рф), 2 – трубка Мир, 3 – трубка Акурі (штат Мінас Жерайс, Бразилія) 4 – розсипище р. Ебелях (Якутська діамантоносна провінція, рф).

ІЧ-спектри циркону одержані у діапазоні $1200 - 7000 \text{ cm}^{-1}$ і 300 K за допомогою ІЧ-спектрометрів Фур'є Nicolet 6700 (неполяризовані – для зерен з розсипища) і Bruker IFS 66 v (поляризовані – для пластинок кристалів з кімберлітів, $E // c$ і $E \perp c$), обладнаних ІЧ- мікроскопом.

Результати дослідження та обговорення. Виявлено, що конфігурацію спектрів ФЛ циркону округлої форми з розсипища (рис. 1, a) формують дві інтенсивні широкі смуги електронних центрів SiO_2^- ($\lambda_{\text{max}} = 540 \text{ nm}$, дивакансія кисню з компенсацією заряду вакансіями Zr^{4+}) та SiO_3^{3-} ($\lambda_{\text{max}} = 600 \text{ nm}$, вакансія кисню, стабілізована іонами Y^{3+} у позиції Zr^{4+}), де інтенсивність смуги SiO_2^- завжди домінує над смугою SiO_3^{3-} ($\text{SiO}_2^- / \text{SiO}_3^{3-} > 1$). Смуга діркових центрів SiO_4^{3-} ($\lambda_{\text{max}} = 450 \text{ nm}$) і лінії іонів $\text{REE}_Y - \text{Dy}^{3+}$ (470-490 nm, 565-585 nm і 661-673 nm) і Tb^{3+} (450-460 nm) фіксуються на рівні слідів (практично відсутні). Зауважимо, що варіації інтенсивності смуги 450 nm центрів SiO_4^{3-} у спектрах циркону – чутливий індикатор вмісту H_2O у флюїдах, а за її відсутності – показник «сухих» високотемпературних умов магматичної кристалізації.

Висока концентрація центрів SiO_2^- (смуга 540 nm), зафіксована у цирконі округлої форми, опосередковано віддзеркалює відновний характер мінералоутворювального середовища, але без урахування РТ-параметрів геодинамічного режиму. Саме це не дозволяє впевнено відрізнити за ФЛ-параметрами мантійний циркон кімберлітового типу з розсипища від, наприклад, карбонатитового, створюючи певні складнощі у визначенні джерел зносу. Накопичені результати ІЧ-спектроскопічного дослідження кристалів циркону з кімберлітів і карбонатитів свідчать про різний вміст оксиген-гідрогенних дефектів OH_n у їхній структурі: циркону з кімберлітів притаманний

значно вищий вміст ОН-груп, а у цирконі з карбонатитів переважає $\text{H}_2\text{O}_{\text{str}}$. Це вказує на кристалізацію циркону з карбонатитів за більш низьких значень РТ-параметрів.

Наявність вузьких смуг двофонових коливань зв'язків Si – O тетраєдрів $[\text{SiO}_4]^{4-}$ (діапазон $1350 - 2050 \text{ cm}^{-1}$) (рис. 1, b) у ІЧ-спектрах округлих зерен циркону з розсипища підтверджує припущення, зроблене у результаті вивчення під бінокуляр, про високий ступінь кристалічності їхньої структури, подібно до кристалів з кімберлітів [4, 6]. Попри дрібні розміри і природний стан зерен, у всіх ІЧ-спектрах на фоні широкої смуги поглинання молекул $\text{H}_2\text{O}_{\text{str}} \sim 3280 \text{ cm}^{-1}$ фіксуються 1-2 слабкі вузькі смуги поглинання ОН-груп з частотами ~ 3420 і 3385 cm^{-1} (рис. 1, b). Присутність $\text{H}_2\text{O}_{\text{str}}$ у структурі циркону свідчить про зниження температури у системі $\text{H}_2\text{O} - \text{CO}_2$: за таких умов поява молекулярної фази води у розплавах можлива навіть за дуже низького її вмісту [8].

У ІЧ-спектрах кристалів з кімберлітів смуги дублету поглинання ОН-груп мають різну поляризацію: $\nu_1 = 3420$ (E // c) і $\nu_2 = 3385 \text{ cm}^{-1}$ (E \perp c) (рис. 1, c) [4]. Вхідження ОН-груп у структуру циркону пов'язується з високотермобаричними відновними умовами глибинних розплавів, сприятливими для повного розчинення в них легких компонентів. Згідно [7] за смугу ν_1 відповідають валентні коливання пари ОН-груп, які заміщують атоми оксигену у вакантних (з вакансією Si) тетраєдрах $[\text{SiO}_4]^{4-}$ (ОН // c), а за смугу ν_2 – валентні коливання ОН-групи, яка заміщує атом оксигену у заповненому тетраєдрі $[\text{SiO}_4]^{4-}$ (E \perp c), поруч з двома іонами Zr^{4+} .

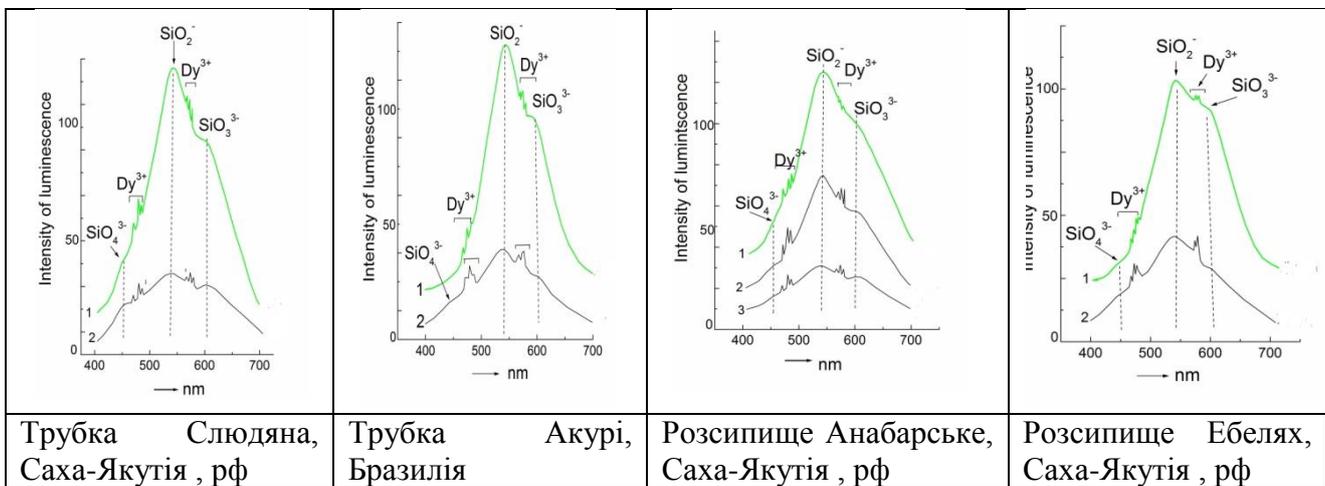


Рисунок 2. Спектри ФЛ різних зон зональних кристалів циркону. Зеленим кольором показано спектри ФЛ окремих зон, аналогічні спектрам циркону з розсипища Самоткань.

Аналіз результатів спектроскопічного дослідження циркону з кімберлітів Африки, Бразилії, Якутської і Архангельської провінцій рф, виявив, що кристали зі спектроскопічними параметрами, аналогічними циркону з розсипища Самоткань, присутні практично у кожній трубці вибуху (рис. 1, a; рис. 2), де вони утворюють як окремі індивіди, так і формують центральні ядра зональних кристалів. Центральні зони зональних кристалів чітко розмежовуються від зовнішніх як за кольором випромінювання (центральна частина завжди світло-жовта або зеленувата, а ближче до краю – густо-

помаранчева), так і за розподілом ОАЦ (від центра до краю кристалів найбільш помітно зростає концентрація SiO_4^{3-} , Dy^{3+}) (рис. 2). Зональність індивідів віддзеркалює послідовний процес їхньої кристалізації, який відбувається за еволюційних змін співвідношення $\text{CO}_2 / \text{H}_2\text{O}$ і $P\text{T}$ параметрів флюїдних розплавів у загальному кімберлітовому процесі, дозволяючи провести вікову кореляцію циркону у різних трубках.

Циркон зі світло-жовтою чи світло-жовто-зеленуватою ФЛ (у розсипищі – округлі зерна, у кімберлітових породах – монокристали і їхні ядра) є одним з найбільш ранніх глибинних продуктів розкристалізації верхнемантийних розплавів, винесених кімберлітами у земну кору. Він кристалізується, незалежно від місця і часу прояву кімберлітового магматизму, за сталого відповідного флюїдонасичення CO_2 і H_2O несилікатного сольового розплаву низької в'язкості, характерною особливістю якого є низький вміст води [2].

Слід зауважити, що округлі зерна самотканського різновиду мантийного циркону з високим рельєфом і діамантовим блиском та притаманною йому специфічною конфігурацією спектру ФЛ (сформованою практично лише двома широкими смугами ОАЦ – SiO_2^- і SiO_3^{3-} ($\text{SiO}_2^- / \text{SiO}_3^{3-} > 1$)) були виявлені нами також у монофракціях циркону з теригенних відкладів інших мегаблоків Українського щита (колекція С.М. Цимбала), наприклад, з розсипищ Вовчанське, Зелений Яр, річок Синюха, Гуйва і Устя та інш., де зареєстровані знахідки діаманту [5].

Висновки. У теригенних відкладах Українського щита виявлено різновид мантийного циркону, який може слугувати індикатором кімберлітової природи діаманту. Порівняльний аналіз його кристалохімічних особливостей і кристалів з кімберлітових трубок вибуху різних діамантоносних провінцій світу дозволяє суттєво поглибити знання про послідовність цирконоутворення у кімберлітовому процесі.

Література.

1. Мацюк С.С., Зінчук Н.Н. Оптическая спектроскопия минералов верхней мантии. Москва: Недра, 2001. С. 280.
2. Возняк Д.К. Мікрровключення та реконструкція умов ендегенного мінералоутворення. Київ: Наукова думка, 2007. 279 с.
3. Коваленко В.И., В.Б. Наумов, Богатиков О.А. Природные силикатные и солевые расплавы, флюиды и связанное с ними оруденение // Геол. и геофизика, N 7, 1986. С. 52– 55.
4. Ільченко К. О., Лупашко Т. М., Возняк Д.К. Кристалохімічні особливості та генезис мантийного циркону // Записки Українського мінерал. тов – ва, 2006. Т. 3. С. 69 – 74.
5. Квасниця В.М. Діаманти України. Київ: Наукова думка, 2024. 403 с.
6. Лупашко Т.М., Ільченко К.О., Мацюк С.С., Таращан А.М. Спектроскопічні параметри циркону із кімберлітів Якутської алмазоносної провінції // Проблеми прикладних геологічних наук і шляхи їх подолання (до 160-річчя від дня народження В.І. Вернадського). Збірник матеріалів Всеукраїнської наукової конференції, Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення імені М.П. Семененка Національної академії наук України. Київ, 19–20 вересня 2023 р. С. 213 –218.
7. Соболев В.С. Строение верхней мантии и способы образования магмы. 13-ое чтение им. В.И. Вернадского. Москва: Наука, 1973. С. 34.

8. Nasdala L., Beran A., Libowitzky E., Wolf D. The incorporation of hydroxyl groups and molecular water in natural zircon ($ZrSiO_4$) // American Journal of Science, 2001. Vol. 301, P. 831–857.

УДК 553.252.2:549.752.143:552.44:553.31 <https://doi.org/10.30836/gbhgd.2024.27>

МОНАЦИТ У ФІЛІТОПОДІБНОМУ СЛАНЦІ СКЕЛЮВАТСЬКОЇ СВІТИ КРИВОРІЗЬКОЇ СЕРІЇ

Михальченко І. І., Заборовська Л. П., Покалюк В. В., Яценко В. Г., Губіна В. Г., Заборовський В. С., Литвиненко Ю. О.

Державна установа «Інститут геохімії навколишнього середовища Національної академії наук України», м. Київ, Україна

MONAZITE IN THE PHYLLITE-LIKE SLATE OF THE SKELYUVATKA SUITE OF THE KRYVYI RIH SERIES

Mihalchenko I.I., Zaborovska L.P., Pokalyuk V. V., Yatsenko V.H., Hubina V.H., Zaborovsky V.S., Lytvynenko Yu.O.

State Institution "The Institute of Environmental Geochemistry of National Academy of Sciences of Ukraine", Kyiv, Ukraine

For the first time monazite grains were discovered in the phyllite-like quartz-sericite slate of the Skelyuvatka Suite of the Kryvyi Rih Series. The studied monazite grain consists of a relatively clean core and an outer zone with a significant amount of quartz and sericite inclusions. A relict crystal of detrital monazite was identified inside the core. The REE distribution in the volume (the core part of the grain is enriched in Nd, medium and heavy REE, the outer part is characterized by a much larger quantity of La and Ce, and, accordingly, much smaller quantity of Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy etc.) the presence of inclusions of minerals of the host rock in the structure of the monazite grain, the degree of metamorphism of the host rock, gave grounds for classifying the studied grain as nodular monazite (kularite), a hypogene mineral of the phyllite-like slate of the Skelyuvatka Suite of the Kryvyi Rih Series.

Вступ. На теперішній час основою мінерально-сировинної бази залізних руд України є родовища докембрійської рудної залізисто-кремністої формації Криворізького залізорудного басейну (далі – Кривбас). Незважаючи на тривалу історію геологічних досліджень цього регіону залишається багато проблемних питань з реконструкції металогенічних факторів утворення цих родовищ, одним із яких є вік утворення метаморфічних порід криворізької серії. Проблема оцінки ізотопного віку порід, які зараз нам відомі як метаморфічні утворення криворізької серії, обумовлена складністю ідентифікації, зокрема, мінералів радіоактивних елементів, які утворилися в процесі метаморфізму, зокрема, монациту, в цих породах, які утворилися по вихідним осадовим верствам.

Аналіз публікацій. Автори роботи [1] зазначили, що монацит в Кривбасі є одним з найменш розповсюджених мінералів. У 2011 році Степанюк та ін. повідомили, що зі скелюватської світи було “відібрано чотири протолочних проби: 20/10 — метапісковик із першої нижньої верстви, 21/10 — метапісковик із чотирнадцятої верстви знизу, 22/10 — метапісковик із найвищої верстви та 23/10 — із філітоподібного сланцю, саксаганська світа. Лише у першій (20/10) із них в значній кількості виявлено монацит, у пр. 22/10 наявні його поодинокі зерна.” [3]. Було зазначено, що монацит представлений уламками неправильної форми та зрідка пампушкоподібними зернами без кристаломорфологічних контурів. Наявні бурувато-жовті та буро-коричневі до чорних зерна монациту, останні переважають. У полірованих зрізах у всіх різновидах монациту відмічено наявність різної форми та розмірів чорні непрозорих включень. Було наведено

значення вимірів масових часток в хімічному складі монацитів лише U (903,4 ppm та 1286 ppm) та Pb (8690 ppm й 10554 ppm) [3].

У роботі [4] в описі філітоподібних сланців Кривбасу також не було згадано про наявність у цих породах монациту.

Нами було виявлено монацит в зразку філітоподібного кварц-серицитового сланцю скелюватської світи криворізької серії, який було відібрано під час польових досліджень 2023 р. в Південному кар'єрі Кривбасу, який розробляє нині ТОВ «РУДОМАЙН».

Об'єкт дослідження: зерна монациту у філітоподібному кварц-серицитовому сланці скелюватської світи криворізької серії. **Предмет дослідження:** внутрішня будова та хімічний склад монациту. **Мета** – дослідити внутрішню будову та хімічний склад зерен монациту в філітоподібному сланці. **Завдання дослідження:** надати петрографічний опис породи, дослідити внутрішню будову та хімічний склад зерен монациту.

Методи дослідження: петрографічний опис гірської породи, мінералогічні дослідження, вивчення хімічного складу мінералів з використанням скануючого електронного мікроскопу Jeol JSM-840. Проведенню дослідження передували польові маршрути, документація штучних відслонень, відбір зразків.

Результати дослідження. Філітоподібний сланець макроскопічно представляє собою тонкозернисту, сланцювату породу сіро-зеленого кольору (рис. -а). Мінеральний склад: головні мінерали – серицит - (70-90) %, кварц - (10-20) % (рис. -б, в). Акцесорні мінерали: монацит, циркон, турмалін?, апатит, сванбергіт. З акцесорних мінералів найчастіше зустрічаються зерна циркону (інколи – зональної будови) й монациту. Переважний розмір зерен монациту – перші десятки мікрон, найбільше – до 80 мікрон. На ділянках, де є відносно крупні зерна цього мінералу, порода має мікропорфіробластову структуру. Зрізи зерен – неправильної овалоподібної форми. Часто зерна монациту тріщинуваті, з включеннями кварцу й серициту, інколи мають зональну будову – центральна, відносно чиста зона, зовнішня – з включеннями кварцу й серициту.

Досліджене зерно монациту має ознаки зональної будови: центральна частина (ядро) – складена відносно чистим монацитом, й зовнішня, в якій міститься мікронні включення кварцу (рис. -в, -е). У центральній частині ядра міститься включення монациту, котре має більш темний відтінок, з чіткими границями (рис. -в, -г). Результати дослідження хімічного складу зонального монациту представлені в таб. За значеннями вимірів компонентів ці дані було згруповано в чотири вибірки: I – аналізи 10-13 характеризують включення монациту, яке знаходиться в ядрі; II – аналізи (7-9) та (13-15) – центральну частину ядра; III – аналізи 6, 16, 17 – зовнішню частину ядра; IV – аналізи 2-5, 18-22 – зовнішню зону зерна. Оцінки середніх арифметичних значень вимірів масової частки (\bar{w}) оксидів зазначених вибірок – у таб.

Обговорення результатів дослідження. У процесі виконання дослідження ми не знайшли ознак епігенетичних перетворень монациту, котрий нами було виявлено у філітоподібному сланці, які характерні для гідротермального породотворення (викладено в [2]).

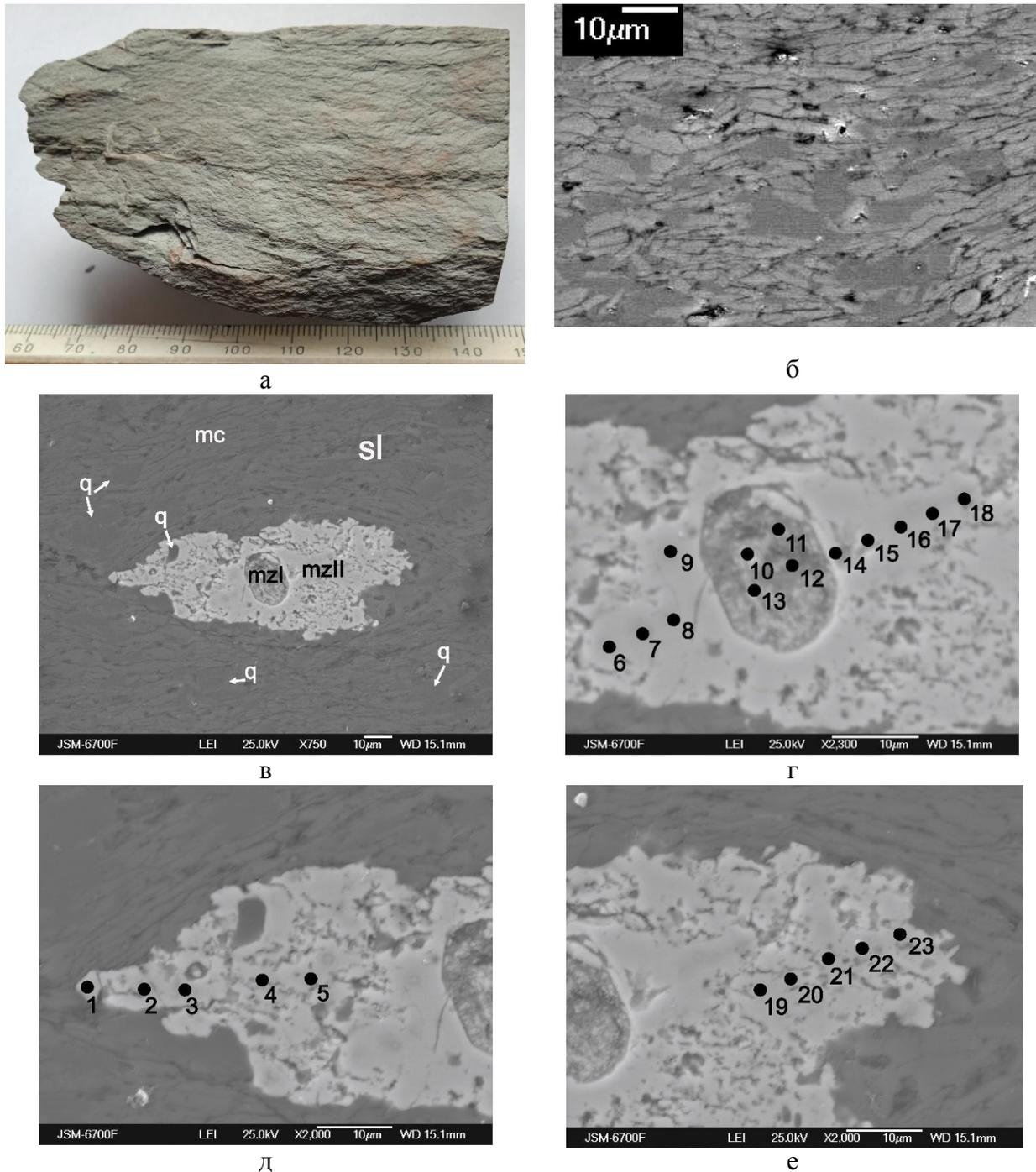


Рис. Зерно монациту складної будови у філітоподібному сланці скелеватської світи криворізької серії: а - філітоподібний сланець скелеватської світи криворізької серії; б – мікроструктура філітоподібного сланцю; в – виділення монациту неправильно-еліпсоїдальної форми. Довга вісь витягнута вздовж сланцюватості. Луски серициту огинають виділення монациту – свідчення порфіробластезу. У центрі – детритивний монацит; г – фрагмент центральної частини в; д – фрагмент лівої частини в; е – фрагмент правої частини в. Точками позначено місця мікрозондового аналізу, цифри – номери аналізу в таблиці.

Скорочення назв мінералів: mc – серицит, q – кварц, mzI – монацит детритивний, mzII – нодулярний монацит (куларит).

Таблиця. Результати визначення хімічного складу монациту з філітоподібного сланцю скелюватської світи криворізької серії з Південного кар'єру Криворізького залізорудного басейну*. Місця вимірів – на рис.

№№	Компоненти, масова частка, %																			Σ
	SiO ₂	P ₂ O ₅	CaO	Y ₂ O ₃	ZrO ₂	La ₂ O ₃	Ce ₂ O ₃	Pr ₂ O ₃	Nd ₂ O ₃	Pm ₂ O ₃	Sm ₂ O ₃	Eu ₂ O ₃	Gd ₂ O ₃	Tb ₂ O ₃	Dy ₂ O ₃	PbO	ThO ₂	UO ₂		
1	13,14	29,01	0,49	b.d.	b.d.	11,91	24,95	4,85	10,32	b.d.	0,86	0,05	1,12	0,69	1,38	0,64	b.d.	0,60	100	
2	1,66	26,33	0,26	b.d.	b.d.	19,38	27,82	6,94	8,44	b.d.	1,74	b.d.	1,73	0,36	0,46	0,39	4,49	b.d.	100	
3	0,54	29,78	0,12	b.d.	b.d.	17,72	28,28	4,82	8,26	b.d.	1,24	b.d.	1,98	2,50	0,80	b.d.	3,95	b.d.	100	
4	0,00	27,22	0,41	b.d.	b.d.	10,75	30,22	8,29	10,95	b.d.	2,98	b.d.	2,93	2,54	1,92	0,48	b.d.	1,32	100	
5	1,08	26,99	0,20	b.d.	b.d.	12,53	27,93	7,24	14,05	b.d.	2,59	b.d.	2,41	1,36	0,69	b.d.	2,75	0,19	100	
6	1,03	29,50	0,17	b.d.	b.d.	11,53	28,58	6,18	10,79	b.d.	1,98	b.d.	1,63	1,89	1,38	b.d.	5,34	b.d.	100	
7	0,33	30,23	0,18	b.d.	b.d.	1,93	16,24	6,18	25,49	b.d.	9,10	1,73	6,30	1,95	b.d.	0,35	b.d.	b.d.	100	
8	0,29	29,72	0,32	b.d.	b.d.	1,65	18,03	4,58	21,59	b.d.	8,69	3,48	7,01	2,50	1,21	0,49	b.d.	0,45	100	
9	0,33	28,16	0,18	b.d.	b.d.	2,63	17,22	4,55	20,68	b.d.	9,18	2,65	6,19	1,89	0,95	0,10	4,76	0,55	100	
10	1,27	31,58	2,16	b.d.	b.d.	10,08	23,09	6,07	10,06	b.d.	3,96	0,49	1,50	0,43	b.d.	0,82	7,94	0,55	100	
11	1,07	34,80	3,29	b.d.	b.d.	8,17	21,70	3,84	9,67	b.d.	2,99	0,36	1,71	0,06	0,55	1,31	10,11	0,35	100	
12	2,69	28,63	3,06	0,84	1,17	6,19	18,12	3,03	12,52	b.d.	2,96	1,85	5,44	0,81	1,24	1,70	9,24	0,51	100	
13	1,00	31,76	3,45	b.d.	b.d.	6,88	19,14	5,25	10,12	b.d.	2,30	0,12	2,35	2,38	2,62	1,14	10,37	1,12	100	
14	0,30	32,25	0,27	b.d.	b.d.	b.d.	14,70	4,22	23,82	b.d.	9,63	0,75	6,90	2,60	1,79	1,63	b.d.	1,15	100	
15	b.d.	29,80	b.d.	b.d.	b.d.	1,64	17,50	4,99	22,85	b.d.	8,44	3,55	4,91	3,04	0,78	0,03	2,45	b.d.	100	
16	0,46	26,65	0,67	b.d.	b.d.	3,02	18,25	5,71	20,66	b.d.	6,63	0,99	4,74	b.d.	0,06	0,61	11,56	b.d.	100	
17	0,50	25,51	b.d.	b.d.	b.d.	8,33	25,81	5,18	16,58	b.d.	3,85	b.d.	3,34	1,54	b.d.	0,30	9,04	0,02	100	
18	0,81	32,23	0,42	b.d.	b.d.	8,77	29,35	6,62	12,85	b.d.	4,61	0,95	1,99	0,65	b.d.	b.d.	b.d.	0,75	100	
19	0,12	31,19	0,16	b.d.	b.d.	10,15	29,53	6,58	11,88	b.d.	1,78	0,12	3,12	2,60	2,07	0,33	0,00	0,36	100	
20	0,48	28,57	0,13	b.d.	b.d.	14,60	29,94	5,69	9,79	b.d.	3,04	0,68	2,60	1,58	0,95	0,18	1,65	0,12	100	
21	0,57	26,19	0,04	b.d.	b.d.	13,17	29,92	7,02	11,12	b.d.	2,80	0,89	1,71	1,26	1,32	0,73	3,28	b.d.	100	
22	b.d.	30,70	0,27	b.d.	b.d.	15,38	30,91	6,36	8,88	b.d.	1,90	b.d.	1,52	0,86	0,13	b.d.	2,48	0,61	100	
23	2,79	28,76	0,29	b.d.	b.d.	17,62	28,17	6,00	7,96	b.d.	1,42	b.d.	0,79	1,24	1,78	b.d.	3,03	0,15	100	
$\bar{w}_{I(10-13)}$	1,51	31,69	2,99	0,21	0,29	7,83	20,51	4,55	10,59	0,00	3,05	0,71	2,75	0,92	1,10	1,24	9,42	0,63	100	
$\bar{w}_{II(7-9, 13-15)}$	0,29	29,47	0,27	0,00	0,00	1,81	16,99	5,04	22,52	0,00	8,61	2,19	6,01	2,00	0,80	0,54	3,13	0,36	100	
$\bar{w}_{III(6, 16, 17)}$	0,78	29,08	0,20	0,00	0,00	9,54	27,91	5,99	13,41	0,00	3,48	0,32	2,32	1,36	0,46	0,10	4,79	0,26	100	
$\bar{w}_{IV(2-5, 18-22)}$	0,56	28,37	0,20	0,00	0,00	14,21	29,32	6,62	10,42	0,00	2,26	0,21	2,25	1,63	1,04	0,26	2,33	0,33	100	

*Примітка: №№ 10-13 – включення детритового монациту ; №№ 6-9, 14-17 – ядерна зона; №№ 1-5, 18-23 – зовнішня зона; $\bar{w}_{I(10-13)}$ – оцінка середньої арифметичної вибірки I

За хімічним складом вибірка I відрізняється від складу ядерної частини зерна (вибірка II). За оцінками \bar{w} La_2O_3 , Ce_2O_3 , Pr_2O_3 , Nd_2O_3 , Pm_2O_3 , Sm_2O_3 , Eu_2O_3 , Gd_2O_3 , Tb_2O_3 , Dy_2O_3 , PbO , ThO_2 , UO_2 (вибірка I, див. таб.) у хімічному складі включення монациту та його формою є підстави класифікувати це включення як детритовий монацит з вихідної магматичної породи.

Хімічний склад ядерної частини зерна (вибірка II) характеризується оцінкою $\bar{w}(\text{Nd}_2\text{O}_3)$ 22,52 % , яка більша ніж відповідні оцінки $\bar{w}(\text{La}_2\text{O}_3)$ 1,81 % і $\bar{w}(\text{Ce}_2\text{O}_3)$ 16,99 % . У напрямку до крайової зони зерни, оцінки $\bar{w}(\text{Nd}_2\text{O}_3)$ суттєво зменшуються, а оцінки $\bar{w}(\text{La}_2\text{O}_3)$ і $\bar{w}(\text{Ce}_2\text{O}_3)$, навпаки, збільшуються. Оцінка $\bar{w}(\text{Eu}_2\text{O}_3)$ в ядерній частині зерна – 2,19 % , й різко зменшується в напрямку до крайової зони. У цілому, ядерна частина зерна (аналізи вибірки II) збагачена на Nd, середніми та важкими REE, зони III й IV, навпаки, характеризуються значно більшою кількістю атомів La й Ce, й відповідно, набагато меншими кількостями атомів Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy та ін. REE (див. таб.). Схожий характер розподілу REE в об'ємі властивий для зерен нодулярного монациту, який зустрічається в слабко метаморфізованих первинно осадових, детритових породах, генезис якого пов'язується з процесами діагенезу й низькотемпературного метаморфізму [5].

Висновки

1. Уперше виявлено монацит у філітоподібному кварц-серицитовому сланці скелюватської світи криворізької серії.

2. Досліджене зерно монациту має ознаки зональної будови: ядро з відносно чистого монациту, й зовнішня зона зі значною кількістю включень кварцу та серициту. У середині ядра присутній релікт кристалу детритового монациту.

3. Ядерна частина зерна збагачена на Nd, середні та важкі REE, зовнішня – характеризується значно більшою кількістю атомів La й Ce, й, відповідно, набагато меншими кількостями атомів Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy та ін.

4. Характер розподілу REE в об'ємі, наявність включень мінералів уміщуючої породи в структурі зерна монациту, ступінь метаморфізму уміщуючої породи, дає підстави для класифікації дослідженого зерна як нодулярного монациту – метаморфогенного мінералу філітоподібних сланців скелюватської світи криворізької серії. За цим, уперше розпізнано нодулярний монацит у метаморфічних породах криворізької серії.

5. Нодулярний монацит придатний для радіогеохронологічних досліджень з оцінки віку утворення філітоподібних кварц-серицитових сланців й інших порід низьких фацій метаморфізму криворізької серії.

Література

1. Лазаренко Е. К., Гершойг Ю. Г., Бучинская Н. И. и др. Минералогия Криворожского бассейна. Киев: «Наукова думка», 1977. 544 с.
2. Михальченко І. І., Андреев О. В. Монацити в торій-ураноносних альбітитах Новоолексіївського рудопрояву (Український щит) // Геохімія та рудоутворення, 2017. Вип. 38. С. 32-49.
3. Степанюк Л. М., Паранько І. С., Пономаренко О. М., Довбуш Т. І., Висоцький О. Б. Уран-свинцевий вік кластогенного монациту із метапісковика скелюватської світи Криворізької структури / Мінералогічний журнал, 2011. Т. 33, № 4. С. 80-90.
4. Усенко І. С., Есипчук К. Е., Личак І. Л., Слипченко В. А., Цуканов В. А. Справочник по петрографії України // Киев: «Наукова Думка», 1975. 579 с.
5. Read D., Cooper D. C. McArthur J. M. The Composition and distribution of nodular monazite in the Lower Palaeozoic rocks of Great Britain. Mineralogical Magazine, 1987. V.51(360). Pp.271–280.

УДК

553.3/.4

(477)

<https://doi.org/10.30836/gbhgd.2024.28>

СУПУТНІ КОРИСНІ КОПАЛИНИ ЗАХІДНОЛАЩІВСЬКОГО РОДОВИЩА СИЛІКАТНОГО НІКЕЛЮ (СЕРЕДНЄ ПОБУЖЖЯ)

Павлюк В.М., Павлюк О.В.

Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення імені М.П. Семененка НАН України, Київ, v-pavlyuk@ukr.net, alia.pavliuk@gmail.com

ASSOCIATED MINERALS OF THE ZAKHIDNOLASHCHIVKA SILICATE NICKEL DEPOSIT (MIDDLE POBUZHZHIA)

Pavliuk V.M., Pavliuk O.V.

M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation NAS of Ukraine, Kyiv, v-pavlyuk@ukr.net, alia.pavliuk@gmail.com

There are 11 nickel and cobalt deposits located in the Middle Pobuzhzhia. Some deposits and sections of these deposits also contain industrial quantities of chromium and gold, the content of which has not been studied in detail, and reserves are unknown. Using the example of the Zakhidnolashchivske deposit, the patterns of distribution of associated metals such as chromium, titanium, gold, bismuth, and beryllium have been demonstrated. Given the steady increase in global prices for nickel and cobalt, and advances in industrial extraction technologies for these metals from low-grade ores, it is proposed to develop technologies for the extraction of nickel and cobalt, as well as precious metals and chromium, adapted to Ukrainian ores and Ukrainian environmental legislation.

Вступ. У 2009 р. Правобережна геологічна експедиція державного підприємства «Українська геологічна компанія» завершила бурову розвідку Західнолащівського родовища силікатного нікелю з середнім вмістом нікелю 0,93% і кобальту 0,05% [1]. Важливим результатом робіт став технологічно і економічно обґрунтований промисловий борт нікелю – 0,3 %, який базується на гідрометалургійному способі його вилучення із силікатних руд. Цю технологію розробили спеціально для нікелевих руд Західнолащівського родовища в Криворізькому технічному університеті під керівництвом Т.А. Олійник. Подібним способом сьогодні користуються більшість зарубіжних підприємств з виробництва нікелю (наприклад, «Євронікель»). У 2014 році Українська компанія ТОВ «ВІП-ТРЕЙДЕР» виконала геолого-економічну оцінку родовища і облаштувала дослідний кар'єр. Проте Побузький феронікелевий комбінат, розташований поряд, руду брати відмовлявся з огляду на низький вміст нікелю. З початку повномасштабного вторгнення Росії в Україну комбінат, який використовував імпорتنу руду і електроплавильну технологію вилучення нікелю, зупинився.

Актуальність роботи. В останній час стрімко зростає ціна на кобальт – важливий компонент для виробництва акумуляторів. Попри відносно низький його вміст в місцевих рудах, стає актуальним розробити ефективні технології вилучення цього металу. Електроплавильні технології Побузького комбінату не передбачали вилучення кобальту та інших металів. Кобальт і хром при підвищеному їх вмісті були шкідливими домішками. Зауважимо, що технологія, розроблена для Західнолащівського родовища, вилучення кобальту не передбачала.

У Середньому Побужжі на сьогодні розташовані 11 кобальт-нікелевих родовищ із затвердженими запасами і 4 з ресурсами категорії Р₁-С₂. В сумі вони містять більше 150 тис. т нікелю і 7,6 тис. т кобальту. Варто зазначити, що у складі руди окремих родовищ і ділянок присутній промисловий вміст хрому і золота, вміст яких, за винятком Західнолащівського родовища, детально не досліджувався, а запаси не відомі. Тому важливо на прикладі цього родовища продемонструвати закономірності поширення супутніх нікелю і кобальту цінних металів.

Геологічна будова. Західнолащівське кобальт-нікелеве родовище розташоване в Лащівському ультрабазитовому масиві. Він належить до групи масивів капітансько-деренюхінського комплексу, що облямовують з півдня ядерну частину Голованівської шовної зони, буквально насичену ультрабазитами. Західнолащівський масив орієнтований у північно-західному напрямку і складається з двох паралельно розташованих масивів: головного – північно-східного і другорядного – південно-західного (рис.). Перший, розміром 1150х200 м, має значно більший середній вміст нікелю і хрому, що вказує на його гарцбургіт-перидотитовий склад. Другий масив, розміром 700х150 м, менш глибинний і складений перидотитами. Усі ультрабазитові породи зазнали інтенсивної серпентинізації. Обидва масиви знаходяться в облямівці, складеній гнейсами бузької серії архею і двопіроксеновими метагброїдними кристалічними сланцями. Це вказує на певну диференційованість масиву.

Нижче розглянемо особливості поширення супутніх нікелю і кобальту металів.

Золото. Західнолащівський масив можна вважати унікальним за ступенем вивченості його кори вивітрювання на золото. Він розбурений розвідувальними свердловинами по мережі 50х50м, а керн кори вивітрювання опробований на золото з інтервалом 1 метр. Всього маємо 3223 спектрозолотохімічні аналізи. Його кора вивітрювання у порівнянні з іншими ультраосновними масивами Середнього Побужжя виявилася збагачена золотом у незначній мірі – 17,2% від усіх проб. Це значно менше від Північнокапітанського (70,4%), Капітанського (31,3%) чи Демов'ярського (29,1%). Золото утворює видовжені уздовж серпентинітових масивів вузькі аномальні зони довжиною до 600 м і шириною 10–50 м. В межах цих зон більшість проб у свердловинах за даними золотоспектрохімічного аналізу містять золото у кількості 0,05–0,3 г/т. Вміст золота 0,1 г/т і більше виявлений в 11 свердловинах. Золото, в першу чергу, пов'язане з метагброїдними двопіроксеновими кристалосланцями. Майже повсюдним елементом-супутником золота виступає мідь; зрідка з'являється підвищений вміст арсену, вісмуту, цинку. В окремих випадках золото тяжіє до ділянок рідковкраплених хромових руд (рис.). Ця обставина, а також зв'язок золота із міддю дозволяє припускати на цих ділянках присутність платиноїдів. В цілому золотом збагачений майже увесь південно-західний ультраосновний масив і південно-західний екзоконтакт північно-східного. Мінералогічна форма золота не визначалася. Припускається, що, як і на Північнокапітанському

масиві [2], рудне золото в корах вивітрювання мафіт-ультрамафітів представлено тонкими, 0,03–0,2 мм, різновидами.

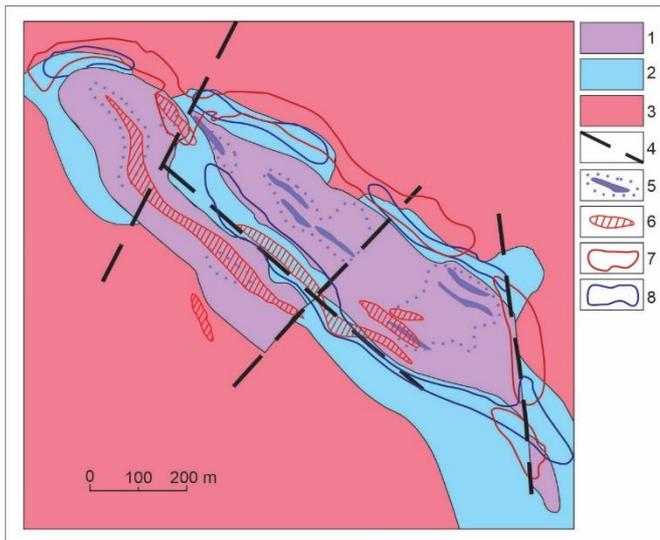


Рисунок – Супутні копалини Західнолащівської структури силікатного нікелю: 1 – серпентиніти капітансько-деренюхінського комплексу, 2 – метагабродні кристалосланці, 3 – гранітоїди побузького комплексу, 4 – розломні зони, 5 – рудні тіла і ділянки розсіяної хромової спеціалізації, 6 – ореоли золота, 7 – ореоли вісмуту, 8 – ореоли титану.

Хром. Хромове зруденіння з вмістом Cr_2O_3 більше 1 % виявлене в корі вивітрювання обох серпентинітових масивів, всього у 32 свердловинах (135 проб). Максимальний вміст Cr_2O_3 не перевищує 5 %. Потужність зон з хромовим зруденінням сягає 11 м. Вони утворюють декілька тіл довжиною до 205 м, орієнтованих уздовж простягання масивів і оточених аномальними зонами розсіяної мінералізації з вмістом хрому менше 1 %. Найбільше хромоносних зон виявлено у північному масиві, де вони утворюють смугу уздовж середини масиву, тобто на дні. У південній частині вони тяжіють до ендоконтактів, тобто формують донний чашеподібний поклад, не розкритий свердловинами у центрі масиву. Це, а також наявність численних аномалій хрому, обґрунтовує необхідність довивчення масиву на хромові руди.

Титан. Аномалії титану з його вмістом 1 % і більше широко поширені в метагабродних піроксен-амфіболових кристалосланцях, які облямовують серпентинітові масиви і, вірогідно, утворюють із серпентинітами єдиний вулканоплутонічний комплекс. Вміст TiO_2 коливається від 2% до 18,46 %. Мінеральна форма – ільменіт і титаномagnetит. Площа поширення титанвмісних порід основного складу є незначною, вміст, як правило, не перевищує 4 %. Це не дозволяє виділяти титановмісні кори вивітрювання як самостійний промисловий об'єкт.

Вісмут утворює протяжні ореоли уздовж усього східного контакту Західнолащівської ділянки. Максимальний вміст вісмуту: 0,001–0,02 % зафіксований на північно-східному фланзі. Як не дивно, вісмут із золотом не пов'язаний, і, мабуть, вказує на надрудний ерозійний зріз східного, висячого контакту.

Берилій. На південній частині головного серпентинітового масиву широко поширені низько-середньоконтрастні аномалії берилію з вмістом 0,001–0,003 %. Вони, за аналогією з іншими мафіт-ультрамафітовими масивами Середнього Побужжя, вказують на процеси скарнування. Мінеральна форма берилію не визначалася, зв'язків із золотом та хромом не встановлено.

Більшість краще вивчених Побузьких родовищ силікатного нікелю є комплексними. Так, в родовищах Західнолиповеньківське, Схінолиповеньківське, Пушківське, Капітанське, Первомайське підраховані запаси і ресурси хромових руд, а на Північнокапітанському і Капітанському – ще і ресурси золота [3]. Часто разом із хромом і золотом присутні платиноїди [4]. Забалансові нікелеві руди можуть використовуватися для огрудкування залізорудних концентратів [5]. Усе це зобов'язує нас терміново розробити технології селективного вилучення усіх цінних металів і провести додаткове технологічне картування найбільш перспективних кобальт-нікелевих родовищ.

Висновки:

1. Західнолащівське родовище кобальт-нікелевих руд сьогодні є одним із найбільших і підготовлених до видобутку родовищ Середнього Побужжя. Для нього розроблена технологія гідрометалургійного вилучення нікелю. Однак вона не передбачає вилучення кобальту та інших супутніх металів.

2. В корі вивітрювання серпентинітів та вмісних порід Західнолащівського родовища встановлені прояви та аномалії хрому, титану, золота, вісмуту і берилію. Прояви хрому, вірогідно, утворюють коритоподібний придонний поклад у головному, північно-східному масиві. Його необхідно довивчити при майбутніх розвідувальних роботах на хром. Золоте зруденіння в корах вивітрювання локалізується у виді вузьких аномальних зон з вмістом 0,05–0,3 г/т, орієнтованих уздовж ультраосновних масивів. Воно потребує супутнього довивчення. Прояви титану в корі оточуючих серпентинітів метагаброїдів практичного значення не мають; це ж стосується проявів вісмуту і берилію.

5. Враховуючи неухильне зростання світових цін на нікель і кобальт, прогрес у технологіях промислового вилучення цих металів із бідних руд, пропонується розробити адаптовані до українських руд і українського екологічного законодавства технології вилучення нікелю і кобальту, а також благородних металів і хрому. Варто прорахувати економічну доцільність експлуатації конкретних родовищ з огляду на їх геолого-гідрогеологічні умови, інфраструктуру і землекористування. В разі застосування таких технологій Побузькі родовища набудуть особливої економічної привабливості.

Література

1. *Корнієнко П.К.* Розвідка Західнолащівського родовища силікатного нікелю та пошуково-оцінювальні роботи на інших ділянках Деренюхінсько-Липовеньківської зони // Звіт геологорозвідувальної партії за 1994–2009 рр. титул 213. Київ: Геоінформ, 2009.

2. *Павлюк А. В., Корнієнко П. К.* Северокапитановская элювиальная золотоносная залежь // IV науково-практична конференція з природних і техногенних розсіпів. Сімферополь, 2007. С. 71–73.

3. *Корнієнко П.К. и др.* Поиски золотоносных кор выветривания метабазитов в Побужском рудном районе // Отчет рудной партии по работам 1991–1994 г.г. Киев: Геоинформ, 1994.

4. *Павлюк В.М.* Дослідження платиноносності мафіт-ультрамафітових та інших перспективних геологічних формацій південно-західної частини УЩ. Київ: Геоінформ, 2020.

5. *Ситченков Н.М.* Отчет по результатах общих поисков нонтронитовых глин для черной металлургии в Среднем Побужье за 1981–1984г.г. (Кировоградская, Винницкая и др. области). Киев: Геоинформ, 1984.

УДК 551.71/72: 552.512 (477)

<https://doi.org/10.30836/gbhgd.2024.29>

**ІСТОРІЯ ТА ПЕРШОЧЕРГОВІ ЗАВДАННЯ ВИВЧЕННЯ
МЕТАКОНГЛОМЕРАТОВИХ ФОРМАЦІЙ ДОКЕМБРІЮ
УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА**

Покалюк В.В., Верховцев В.Г.

Державна установа «Інститут геохімії навколишнього середовища НАН України», Київ,
Україна, pvskan@ukr.net, verkhovtsev@ukr.net

**HISTORY AND PRIORITY TASKS OF STUDYING
METACONGLOMERATE FORMATIONS OF THE PRECAMBRIAN
UKRAINIAN SHIELD**

Pokalyuk V.V., Verkhovtsev V.G.

State Institution «The Institute of Environmental Geochemistry of National Academy of Sciences
of Ukraine», Kyiv, Ukraine, pvskan@ukr.net, verkhovtsev@ukr.net

Based on the wide development and huge ore potential of metaconglomerate formations in the Precambrian of all the Shields of the world, the study of these formations within the Ukrainian Shield is emphasized. The history of their study is considered in detail. The main stages of research are highlighted with the list of leading organizations and researchers. Attention is paid to the need for a theoretical rethinking and systematization of all the scattered available factual materials on metaconglomerate formations of the Precambrian of Ukraine as potential Au-Th-U-REE ore-bearing objects, and justification and improvement of the criteria for their prospecting.

Вступ. Метаморфізовані конгломерати широко відомі в ранньому докембрії на всіх докембрійських щитах світу. Вони є дуже інформативними для реконструкцій палеогеографічних і палеотектонічних умов первинного нагромадження осадів – визначення області зносу уламкового матеріалу, розшифрування гідродинаміки середовища транспортування та седиментації, палеорельєфу й палеотектонічної обстановки, палеоклімату, розкриття історії тектонічних рухів, виділення етапів тектогенезу та седиментогенезу, розуміння процесів метаморфізму і динамометаморфізму.

У метаконгломератових докембрійських формаціях світу містяться великі родовища промислового стратиформного комплексного Au-Th-U зруденіння, родовища і прояви платиноїдів, срібла, міді, поліметалів, рідкісноземельних елементів, алмазів, залізних, марганцевих та інших руд.

Величезне значення дослідження конгломератів докембрію неодноразово підкреслювалось видатним фундатором літологічного напрямку у вивченні докембрію академіком А.В. Сидоренко.

Історія досліджень метаконгломератових формацій Українського щита. В Україні ранньодокембрійські метаконгломерати, що метаморфізовані в різних фаціях метаморфізму від зеленосланцевої до гранулітової, зустрічаються майже в усіх мегаблоках Українського щита (УЩ) (за винятком Подільського мегаблоку), а також виявлені в межах схилів щита. В Україні частково розвідано невелике за запасами родовище урану і торію в докембрійських метаконгломератах (Миколо-Козельське), а також численні комплексні Au-Th-U і U-Th-REE рудопрояви, пов'язані з метаконгломератами.

Серед наукових організацій і фахівців, які багато років поглиблено й успішно займалися вивченням метаконгломератів докембрію України, слід відзначити наукові інститути Академії наук України (ІГН, ІГФМ, Відділення металогенії ІГФМ, Ін-т геофізики) і Державної геологічної служби України (УкрДГРІ) – Л.Я. Ходюш, Я.М. Белєвцев, Г.І. Каляєв, М.П. Гречишников, О.І. Стригін, В.М. Кобзар, Є.М. Гоніондський, Е.Б. Глеваський, О.І. Ніконов, О.М. Струєва, О.Б. Гінтов, Н.К. Ширінбеков, В.А. Рябенко, Т.П. Міхніцька, О.Б. Бобров, Н.В. Гулій, О.О. Крамар, М.О. Ярошук, О.В. Вайло, М.М. Коржнев, Б.Л. Висоцький, М.М. Костенко, В.В. Покалюк. Вагомий внесок зробили також науковці Львівського університету ім. І. Франка (Є.М. Лазько, В.П. Кирилюк, Г.М. Яценко, А.О. Сіворонов, О.І. Матковський, Є.М. Сливко), Криворізького технічного університету (І.С. Паранько), Криворізького гірничорудного інституту (Л.Г. Прожогін), Київського національного університету ім. Тараса Шевченка (О.І. Лукієнко, В.П. Янченко), інші науковці – О.П. Нікольський, І.С. Рожков, Г.В. Писемський, Л.М. Ганжа, В.В. Закруткін. Важливу інформацію про метаконгломератіві формації було отримано під час проведення геолого-зйомочних і пошуково-розвідувальних робіт (О.М. Струєва, Р.І. Ткач, М.С. Курлов, В.П. Жук, А.С. Драннік, Б.Л. Висоцький, В.М. Кичурчак, В.О. Шпільчак та ін.).

Головні етапи досліджень. Історію вивчення метаконгломератів УЩ можна умовно розділити на 4 етапи, тісно пов'язаних із загальною історією геологічного освоєння України.

Перший етап (кінець 19 століття – початок 20 століття, до 1941 р.) відображає формування загальних уявлень про докембрійські породні комплекси України та перші знахідки й описи метаконгломератів у різних регіонах УЩ. У 1930 році В.М. Чирвинський виявив породи псефітового вигляду в околицях Звенигородки, які були описані ним як еруптивні брекчії. Перші згадки про справжні метаморфізовані конгломерати в докембрії УЩ пов'язані з проведеними в 1920-1930 роках масштабними пошуково-розвідувальними роботами на залізо в Криворізькому залізорудному басейні. Необхідно вказати насамперед на роботу колективу геологів Геолкому під керівництвом М.І. Світальського (1932). Було описано відслонення метаконгломератів нижньої світи Кривбасу (нині скелюватської світи) на лівому березі р. Інгулець у районі замикання Основної синкліналі. Дане відслонення є унікальним геологічним об'єктом, єдиним в Україні, де з переконливою повнотою представлені матаконгломерати базального рівня палеопротерозою. Відслонення нині входить до реєстру геологічних пам'яток загальнодержавного значення.

Другий етап (1945-1962) пов'язаний з продовженням розвідувальних робіт на залізо в Кривбасі та початком інтенсивних пошуків на уран. У 1948 році за метаконгломератами нижньої світи криворізької серії Л.Я. Ходюш видано низку статей та захищено кандидатську дисертацію. Протерозойські метаконгломерати в цей період були описані в Криворіжжі на різних рівнях розрізу криворізької серії О.П. Нікольським (1953, 1960), Я.М. Белєвцевим, Р.І. Сіроштаном і С.А. Скурідіним (1955), Б.І. Горошниковим (1956), Л.Я. Ходюш

(1956), М.П. Кулешовим (1957), О.І. Стригіним і Д.Ф. Логіновим (1960), О.М. Струєвою, Р.І. Ткач (1962), Г.І. Каляєвим (1962). Підсумком масштабних робіт у Кривбасі під керівництвом Я.М. Белевцева стала колективна монографія у 2-х томах (Геология криворожских..., 1962), у якій зібрано великий матеріал, зокрема такий, що стосується і метаконгломератів Криворізької синкліноної структури.

Третій етап (1962-1996) характеризується найбільш масштабними й різноплановими дослідженнями метаконгломератів у різних регіонах і мегаблоках УЩ. Детальні роботи виконані М.П. Гречишниковим (1966, 1968, 1973) по Ніколо-Козельському урановому родовищу в докембрійських метаконгломератах Криворізької структури. Фундаментальне значення для розуміння історії розвитку в докембрії Середнього Придніпров'я та УЩ загалом має монографія Г.І. Каляєва (1965) [1], в якій наведено докладні описи метаконгломератів глеєватської та скелюватської світ. У межах Криворізько-Кременчуцької зони різні аспекти метаконгломератів вивчалися О.П. Нікольським (1964), І.Н. Бордуновим (1964), М.М. Доброхотовим (1964), А.А. Титляновим (1967), Г.В. Пісемським, Л.М. Ганжою (1969), Е.В. Дмитрієвим та ін. (1973), Г.І. Каляєвим, А.М. Сніжко (1973), Л.Г. Прожогіним (1975), М.К. Ширинбековим (1976), Г.М. Яценком та І.С. Параньком (1983, 1984, 1988, 1990), І.С. Параньком (1986, 1987), В.В. Покалюком та ін. (1986, 1990, 1991), Т.П. Міхніцькою (1993). Щодо метаконгломератів західної та центральної частин УЩ (Овруцька і Білокоровицька структури, басейни р. Тетерів, Гірський і Гнилий Тікич, Південний Буг) у цей період виходять праці О.І. Стригіна і В.М. Кобзаря (1962, 1964, 1966, 1972), О.С. Іваннушка, В.С. Сукача (1974, 1977), В.М. Кобзаря, Є.М. Гоніондського (1975), Є.О. Лазька, В.П. Кирилюка, А.О. Сіворонова, Г.М. Яценка (1970, 1975), О.Б. Гінтова (1969, 1972), В.В. Закруткіна та ін. (1980), А.С. Дранніка та ін. (1967, 1972, 1985), В.М. Кобзаря (1981), М.О. Ярошук та ін. (1988), Є.М. Сливко та ін. (1986, 1988), Г.М. Яценка та ін. (1972, 1980, 1984). Метаконгломератові породи були виявлені й описані в межах Верхівцевської та Білозерської зеленокам'яних структур Середнього Придніпров'я (А.І. Никонов, О.М. Струєва, 1966; В.Ю. Коваленко, Н.В. Кушинов, 1979; А.Б. Бобров, В.Н. Гулий, 1994, 1996), а також на сході щита в межах Приазовського мегаблоку (Г.В. Жуков, Е.Б. Глевасский, 1968; Л.И. Каньгин, 1971; Л.Ф. Лавриненко и др., 1973; Е.Б. Глевасский и др., 1985; В.М. Кичурчак и др., 1991) і Ростовського виступу УЩ (В.В. Закруткін, 1990; 1994). Найважливіша інформація про метаконгломератові формації була отримана при бурінні Криворізької надглибокої свердловини (Н.С. Курлов и др., 1988). У 1990 році вийшов друком препринт І.С. Паранька і В.А. Рябенка [2], який узагальнював на той період у стислій формі відомості про метаконгломерати УЩ.

Четвертий етап (1996 – теперішній час) характеризується різким скороченням обсягів геолого-знімальних і пошуково-розвідувальних робіт у зв'язку зі складним історичним періодом в історії України, перехідним від епохи СРСР до самостійного економічного та державного розвитку. У цей період проводилося довивчення деяких вже відомих метаконгломератових

об'єктів (В.В. Покалюк та ін. (2004, 2007, 2010, 2012, 2015, 2016, 2017 [3], 2019); О.Б. Бобров та ін. (2003, 2005); В.П. Янченко (2010); В.М. Квасниця та ін. (2014, 2015, 2016); С.М. Цимбал (2015); О.О. Крамар та ін. (2008, 2010, 2012); О.І. Матковський, Є.М. Сливко (2015); О.А. Матіщук (2017); М.М. Костенко (2017)). При цьому низка дослідників (О.І. Лукієнко, В.П. Янченко (2009, 2010, 2012); Л.С. Осьмачко (2016); В.А. Сьомка та ін. (2010); М.І. Дерябін (1995, 2008, 2009); М.В. Рузіна та ін. (2013, 2015), Г.А. Калашник (2012); Л.В. Шумлянський (2012)) стали дотримуватися альтернативних концепцій (тектонітової, динамо-метаморфічної, метасоматичної, флюїдизатної, експлозивної) щодо походження деяких об'єктів, які відносяться іншими авторами до метаконгломератів.

Завдяки багаторічній роботі великої кількості вчених було накопичено значні обсяги геологічної інформації щодо конгломератвмісних комплексів УЩ. Однак більшість цих даних, отриманих наприкінці минулого століття, досі здебільшого не узгоджені; багато проблем стратиграфії та металогенії залишаються дискусійними. Сьогодні фактично не існує навіть загальної схеми розповсюдження метаконгломератвмісних формацій і проявів виходів метаконгломератів на УЩ, не кажучи вже про генетичні моделі походження головних типів метаконгломератів, наприклад, таких, як найвідоміші метаконгломерати скелюватської світи криворізької серії. Відсутня класифікація цих проявів за генезисом, масштабами, супутніми металами, економічною доцільністю практичного освоєння. Усе це ускладнює раціональний розподіл і концентрацію зусиль та коштів, орієнтованих на освоєння природних ресурсів.

Висновки. Сьогодні існує необхідність теоретичного переосмислення, систематизації всіх розрізнених наявних фактичних матеріалів щодо метаконгломератових формацій докембрію України як потенційно Au-Th-U-REE рудоносних об'єктів, та обґрунтування й удосконалення критеріїв їх пошуків; з'являється можливість побудувати узгоджену в історико-геологічному аспекті концептуальну схему формування різноманітних за віком та генезою докембрійських метаконгломератів. Основою розв'язання цих завдань може стати оновлена стратиграфічна схема ранньодокембрійських комплексів, палеотектонічні, палеофаціальні реконструкції на базі поєднання значного польового та компілятивного матеріалу із застосуванням лабораторних аналітичних методів.

Література

1. *Каляев Г.И.* Тектоника докембрия Украинской железорудной провинции. Киев: Наук. думка, 1965. 189 с.
2. *Паранько И.С., Рябенко В.А.* Конгломераты в формациях Украинского щита. Киев: Препринт ИГН АН УССР, 1990. 55 с.
3. *Покалюк В.В.* Литогенез в раннем докембрии Криворожского железорудного бассейна. LAP LAMBERT Academic Publishing, 2017. 461 с.

553.311(477.4)

<https://doi.org/10.30836/gbhgd.2024.30>

**ПРИРОДА ГІПЕРСТЕНОВИХ ГНЕЙСІВ З БЕРЕГОВИХ
ВІДСЛОНЕНЬ Р. ДОХНА**

Пономаренко О.М., Лісна І.М., Сьомка Л.В., Кищук О.Є.

Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення НАН України, ім. М.П.Семененка, Київ, Україна.
lesirmich@ukr.net

**NATURE OF HYPERSTHENE GNEISSES IN THE COASTAL EXPOSURES
OF THE DOKHNA RIVER**

Ponomarenko O.M., Lisna I.M., Somka L.V., Kyshchuk O.E.

M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation of the NAS of Ukraine,
Kyiv, Ukraine. lesirmich@ukr.net

Hypersthene gneisses of the coastal outcrops and quarries of the Dokhna River are characterized by properties characteristic of iron-siliceous rocks. Formed as a result of granulite metamorphism of sedimentary rocks 2.0±0.1 billion years ago, they are composed of quartz and orthoclase, enriched with magnetite, which has a banded character, which allows them to be classified as a sedimentary banded iron formation of the Superior type.

Вступ. У Середньому Побужжі західної частини УЩ широко поширені гіперстенемісні супракрустальні утворення, представлені чергуванням гіперстеневих гнейсів і кристалосланців, що віднесені до формації гіперстеневих гнейсів і кристалосланців. Породи цієї формації відслонюються у долині річки Півд. Буг, – між с. Красеньке і м. Первомайськ, та в м. Гайворон, де ними складено ядра антиклінальних структур. Розріз формації, детально описаний в районі м. Гайворона, представлений переважно гіперстеневими гнейсами з малопотужними – від 5 до 20 см згідними прошарками гіперстенемісних кристалосланців. Смуга описаних відкладів простягається від м. Гайворона до басейну р. Дохна, де гіперстеневі гнейси мають стратифіковане положення [1].

Об'єкт і методи дослідження. Об'єктом дослідження стали породи берегових відслонень та кар'єрів на р. Дохна, в яких виходять на поверхню смугасті сірі, зеленувато-сірі, рожево-сірі та рожеві, дрібнозернисті до тонкозернистих, катаклазовані піроксенові гнейси, схожі на роговики, які при ударі легко колуються та дзвенять, які іноді переходять в середньозернисті граніто-гнейси. Інтерес до цих порід викликаний тим, що вони дуже збагачені магнетитом, цирконом. Сірі та рожеві гнейси залягають згідно, іноді рожевий ніби просочує сірий гнейс. Зустрічаються рожеві середньозернисті пегматити, які переходять в червоні граніто-гнейси. У кар'єрі спостерігаються дайки основного складу потужністю до 0,5 м, також катаклазовані, які залягають переважно згідно з сірими і рожевими гнейсами. У дайках на сонці видно більші кристали піроксену на тлі мілкозернистої маси. Представлені дайки діопсидом, гіперстеном і плагиоклазом у вигляді таблитчастих зерен У кар'єрах, що розташовані вище та нижче греблі, породи аналогічні. Більш детальні петрографічні та мінералогічні дослідження показали, що гнейси складаються з витягнутих в одному напрямку- мерідіональному, зерен дрібнозернистого до

тонкозернистого кварцу, частково розвальцованого, та ксеноморфних, подовжено-лінзовидних зерен ортоклазу, які знаходяться у породі приблизно в рівних кількостях. З піроксенів переважає діопсид, рідше гіперстен, ще рідше зустрічається рогова обманка. Поодинокі зерна піроксенів розтягнуті у тому ж напрямку у вигляді лінзовидних смужок. Породи збагачені магнетитом, який у шліфах також знаходиться у вигляді тонких згідних смужок, характерних для залізисто-кременистих порід. З акцесорних мінералів переважає у досить великій кількості циркон, є ортит, монацит.

Результати та їх обговорення Для встановлення природи субстрату граніто-гнейсів використана діаграма ФАК А.А. Предовського [3], на якій фігуративні точки граніто-гнейсів розташовуються чітко в полі аркозів – уламкових осадових порід сірого, рожевого або червоного кольору, що складаються з зерен кварцу та ортоклазу, які утворюються при руйнуванні гранітів, гнейсів, гранодіоритів. Аркозовий тип субстрату підтверджений на діаграмі глинозем-сума лугів. Хімічний склад порід $\text{SiO}_2 - 76,46$, $\text{TiO}_2 - 0,33$, $\text{Al}_2\text{O}_3 - 11,54$, $\text{Fe}_2\text{O}_3 - 8,68$, $\text{FeO} - 1,65$, $\text{MnO} - 0,04$, $\text{MgO} - 0,08$, $\text{CaO} - 0,78$, $\text{Na}_2\text{O} - 3,0$, $\text{K}_2\text{O} - 4,76$, $\text{P}_2\text{O}_5 - 0,06$, $\text{CO}_2 - 0,14$, $\text{H}_2\text{O} - \text{сл.}$, в.п.п. – 0,33, сума – 99,85 [2]. Згідно з хімічним складом, породи віднесені до лейкогранітів (лейкоалаяскітів або сублужних аляскітів). Високий вміст кремнезему визначає переважно кварцовий склад алюмокременистих порід, що наближає їх до кварцитів. Магнетит знаходиться в них у вигляді прошарків, стрічок, що характерно для залізисто-кремністих порід. Піроксен розтягнутий в тому ж напрямку Циркон представлений досить чіткими короткопризматичними до біпірамідальними, тетрагональними кристалами, згладженими, з тупими пірамідками цирконового типу. Частина зерен має спотворені форми кристалів, але завжди згладжені. Колір великих кристалів коричневий, блиск матовий. Основна маса цирконів – дрібні згладжені зерна зі скляним блиском, короткопризматичні або округлі, прозорі.. Зовнішність цирконів – результат осадового процесу первинних гранітоїдів, посилений гранулітовим метаморфізмом і тектонікою. Вік циркону з граніто-гнейсів кар'єру на р. Дохна, виконаний традиційним уран-свинцевим методом, знаходиться в межах 2033–2048 млн років [2]. Вік цирконів, підтверджений методом лазерної абляції із застосуванням мас-спектрометрії (LA-ICP-MS), також палеопротерозойський і дорівнює 2056 ± 21 млн років, з нижнім перетином 1168 млн років (Дані Л.В.Шумлянського). Вік циркону відповідає часу гранулітового метаморфізму $2,0 \pm 0,1$ млрд років. Вік протолітових гранітоїдів, ймовірно, також був палеопротерозойський. Б.Г. Яковлев та Г.Л. Кравченко [4] звернули увагу, що залізисті утворення часто перебувають у тісному зв'язку з високотемпературними гранулітовими породами. Магнетитові руди, на їхню думку, виникають за рахунок глибокої метаморфічної переробки високозалізистих мафічних гранулітів (метабазальтів), що зустрічаються у всіх залізорудних комплексах гранулітової фації щитів. У берегових відслоненнях р. Дохна присутні метабазальти, які переважно згідно залягають у гнейсах та граніто-гнейсах, і які, можливо, були джерелом магнетиту та ільменіту для цих порід. Існують уявлення про тісний зв'язок текстур залізистих кварцитів, з

конседиментогенними розломами різних рангів. З досліджених 20 об'єктів, у Голованівському, Байталінському та Синицівському блоках, 14 знаходяться у безпосередній близькості з розломами [7]. Можливо, витягнуті бластокатакластичні структури, характерні для порід з берегових кар'єрів р. Дохна, зобов'язані своєю будовою Бершадському глибинному розлому.

Висновки. Граніто-гнейси берегових відслонень та кар'єрів р. Дохна – бластокатакластичні утворення палеопротерозойського віку, витягнуті в одному напрямку-меридіональному, складені кварцем і ортоклазом, збагачені магнетитом, ільменітом, цирконом. Утворені в результаті гранулітового метаморфізму осадових порід. Магнетит та піроксен в них знаходиться у вигляді прошарків, стрічок, що характеризує їх як «осадову стрічкову залізорудну формацію», породи якої широко розвинуті у Голованівській шовній зоні [7]. Осадові серії, що містять залізисті кварцити, поділяються на 2 типи [5]: тип Альгома, типово архейський, та тип Сьюперіор- з глобальним поширенням у палеопротерозої. До типу Сьюперіор відносяться і рудопрояви залізисто-кременистих порід берегових відслонень р. Дохна. Можливим джерелом магнетиту та ільменіту у породах берегових відслоненнях р. Дахно, є metabазальти, що згідно залягають у гнейсах і граніто-гнейсах у вигляді дайок.

Література

1. Лазько. Е.В, Кирилюк В.П., Сивороно А.А., Яценко Г.М. Нижний докембрий западной части Украинского щита. Львов. Вища школа. 1975. 239 с.
2. Щербак Н.П., Артеменко Г.В., Лесная И.М., Пономаренко А.Н., Шумлянский Л.В. Геохронология раннего докембрия Украинского щита. Протерозой. К.:Наук. думка. 2008. 288 с.
3. Предовский А.А. Геохимическая реконструкция первичного состава метаморфических осадочно-вулканогенных образований докембрия. Апатиты. Изд-во АН СССР. 1970. 114 с.
4. Яковлев Б.Г., Кравченко Г.Л. Новый генетический тип метаморфогенных магнетитовых кварцитов в раннедокембрийских комплексах мафических-ультрамафических пород. В кн. Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. Тез докл. V Всесоюзн. симпозиума по метаморфизму (Винница, 25 февраля 1982 г. С.223–225).
5. Gross G.A. Tectonic systems and the deposition of iron formation // Precambrian Res. 1983. V. 20. P. 171–187.
6. Железисто-кремнистые формации Украинского щита / Под.ред. Н.П.Семененко. Киев. Наук думка. 1978. 327 с.
7. Ярошук М.А. Железорудные формации Белоцерковско-Одесской металлогенической зоны. Киев. Наук. думка. 1983. 222 с.

УДК 549.731.13 : 549.521.51 : 54.057 <https://doi.org/10.30836/gbhgd.2024.31>

МІНЕРАЛЬНІ ФАЗИ ТЕРМІЧНОГО ПЕРЕТВОРЕННЯ СУМІШІ СИДЕРИТОВОЇ І МАРТИТОВОЇ РУДИ ЗА ДАНИМИ СТРУКТУРНИХ І МАГНІТНИХ МЕТОДІВ

*Снісар В.П., Калініченко О.А., Багмут М.М., Калініченко А.М.,
Антоненко Т.С., Овсієнко В.В.*

Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення імені М.П. Семененка Національної академії
наук України, Київ, Україна, akalinichenko@gmail.com

MINERAL PHASES OF THE THERMAL TRANSFORMATION OF A MIXTURE OF SIDERITE AND MARTITE ORE ACCORDING TO STRUCTURAL AND MAGNETIC METHODS

*Snisar V.P., Kalinichenko O.A., Bagmut M.M., Kalinichenko A.M.,
Antonenko T.S., Ovsienko V.V.*

M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation of the NAS of Ukraine,
Kyiv, Ukraine, akalinichenko@gmail.com

The conducted study of thermal transformations of a mixture of siderite and martite ore in different environments showed the possibility of obtaining less altered magnetite Mag1 with a Curie point of 553 and Mag2 with $T_c=400$ °C close to magnesia magnetite. In addition, during such transformations, impurity ferromagnetic phases close to natural maghemite ($T_c \sim 600$ °C) and loughfengite ($T_c \sim 200$ °C) appear. It was established that such phases are formed by simple mixing, dry and wet grinding, but as a result of thermal transformation, Mag1 and Mag2 are always formed with an approximate phase ratio of 3 to 1.

Вступ Попередніми дослідженнями хімічних сполук термічного розкладання сидериту показано, що в окиснювальній атмосфері це гематит, в атмосфері вуглекислого газу - магнетит, маггеміт і віюстит, а в інертній атмосфері або вакуумі - маггеміт [1, 2 і ін.].

Суміші сидеритової руди і гематитового концентрату були переведені в два типи магнетитів — відносно чистого і з домішками магнію, що призвело до зростання намагніченості до 60 А·м²/кг. Ці результати показують можливість проводити збагачення сидеритових руд, гематитових кварцитів і відходів ГЗК без використання будь яких відновників простим нагріванням природних сумішей руд до 600 °C [1].

Однак, механізми такого перетворення і феромагнітні фази, які при цьому утворюються не достатньо вивчені.

Метою роботи було одержати і ідентифікувати оксиди заліза, які утворюються при термічному перетворенні суміші сидеритової і мартитової руди за різних умов приготування і нагріву в окиснювальній і інертній атмосферах.

Об'єктами дослідження були сидеритова 1/3 і мартитова В-2 руди (Кривий Ріг), фр. 0–1 мм, хімічний склад основних елементів руди 1/3 за даними рентген-флюоресцентного аналізу наступний: MgO=5,48, Al₂O₃=3,63, SiO₂=9,70, K₂O=1,08, CaO=6,38, TiO₂=0,27, MnO=1,36, FeO=51,74 мас.%, що відповідає вмісту FeCO₃ 72 %. Втрати маси при випалюванні 36,9 мас.% вказують, що в основному вони пов'язані з декарбонатизацією сидериту. Руда

В-2 за даними РФА практично чисто гематитова з домішкою кварцу. Співвідношення руд в суміші 1:1 по масі. Були приготовані наступні зразки суміші; 1 - механічне змішування, 2 - сухе перемелювання, 3 - перетирання у водній суспензії і 4 - перетирання вологої суміші.

Методи дослідження і обладнання. Основними методами були термомагнітний аналіз (ТМА) і феромагнітний резонанс (ФМР). Реєстрували інтегральні ТРМ і диференційні ДТРМ криві на пристрої для вимірювання температури Кюрі (T_c) в магнітному полі 350 мТ, швидкість нагрівання 20 °/хв до температури 730 °С. Спектри ФМР записували на радіоспектрометрі РЕ 1306 в 3-см діапазоні (X-полоса) при кімнатній температурі. Використовували дані РФА.

Експериментальні результати і їх обговорення

Вихідна суміш руд має намагніченість насичення M_s від 0,32 до 0,42 А·м²/кг яка різко збільшується від 18,0 до 60,3 А·м²/кг після 1-го циклу нагрів-охолодження з доступом повітря в залежності від способу приготування суміші і до 21,0 в аргоні і не змінюється за 2-го циклу.

На кривих ТМА-1 (перший цикл нагрів/охолодження) зр.1 в аргоні спостерігається по крайній мірі три феромагнітні фази (ФМ-фази) на що вказують три екстремуми зменшення намагніченості насичення M_s за температур 635, 561 і 440 °С. На кривих охолодження, крім цих фаз, спостерігається фаза з T_c біля 180 °С, яка не проявляється на кривих охолодження за ТМА-2 (другий цикл нагрів/охолодження). На цих кривих не проявляється і фаза з T_c біля 635 °С, яка може бути магнетитовим магнетитом. Фазу з T_c біля 180 °С можливо віднести до ϵ -Fe₂O₃. Ці фази мають відносно низькі температури інверсії до гематиту, що зумовлює їх інверсію за ТМА-2. За ТМА-1 в аргоні чітко проявляються дві ФМ-фази з T_c = 548 і 400 °С з приблизним внеском в намагніченість 75 і 25%, відповідно (рисунок).

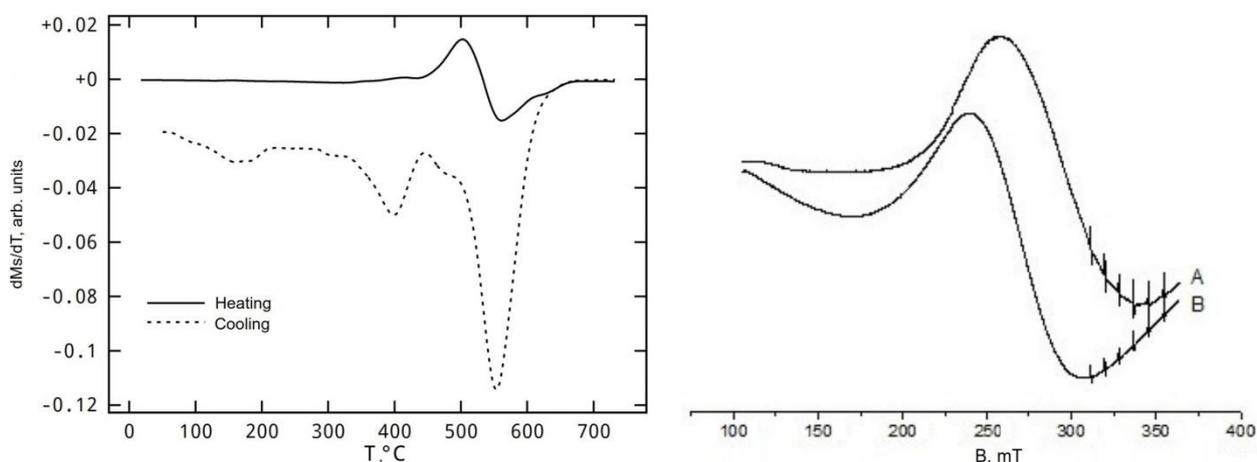


Рисунок. ДТМА-1 зр.1 в аргоні (ліворуч) і його спектри ФМР до (А) і після ТМА (В, праворуч).

Приблизно такі ж фази були отримані з іншої сидеритової руди і гематитового концентрату [1]. Остання ФМ-фаза, ймовірно, відноситься до магnezіального магнетиту (Fe,Mg)Fe₂O₄-Mag₂, яка утворилась по магnezіальному сидериту по реакції



Основна фаза магнетиту Mag_2 з $T_c=548^\circ\text{C}$ утворилась з гематиту по реакції
 $3\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{CO} \rightarrow 2\text{Fe}_3\text{O}_4 + \text{CO}_2 \quad (2).$

На кривих ТМА-1 зр.1 з обмеженим доступом повітря спостерігається 4 екстремуми зменшення M_s при нагріванні і охолодженні але за дещо різних температур. Точки Кюрі всіх фаз змістилися в сторону низьких температур на $20\text{-}50^\circ\text{C}$ і помітно зменшилась хімічна намагніченість (M_{cs}), що пов'язано з частковим окисненням деяких фаз (таблиця).

Таблиця. Магнітні характеристики та параметри спектрів ФМР FM-фаз після термічного перетворення суміші гематит-сидеритових руд.

Зразок	M_s , $\text{A}\cdot\text{m}^2/\text{кг}$	Точки Кюрі, $^\circ\text{C}$					Параметри спектрів ФМР, мТл			
		T_{C1}	T_{C2}	T_{C3}	T_{C4}	T_{C5}	B_1	B_{res}	B_2	ΔB
1*	0,32	635	561	440	-	-	110, 260	300	340	80
-"	21,0	635	553	470	400	170	70, 220	260	300	80
1	0,32	640	560	460	350	-	110, 260	300	340	80
-"	18,4	600	534	-	340	180	80, 230	290	305	75
2	0,38	585	526	-	-	-	90, 240	310	340	100
-"	50,5	585	505	-	340	150	110, 240	290	330	90
3	0,38	602	550	-	-	-	90, 240	310	340	100
-"	60,3	600	518	-	330	200	110, 240	290	330	90
4	0,42	620	557	450	350	-	100, 270	290	340	70
-"	18,0	600	522	-	350	180	90, 240	295	325	85
5	-	-	-	-	-	-	220	255	290	70

Примітки: - не виявлено, або не визначали; 1*, 1- ТМА-1, зр.1 в аргоні і з обмеженим доступом повітря, відповідно. Виділені по кривих нагріву, без виділення — охолодження; 2, 3, 4- те саме для відповідних зразків. ФМР-виділені для вихідних, інші після ТМА; 5 - Ю-12.

Отже, при нагріванні суміші сидеритової і мартитової руди утворюються дві основні фази – магнетит, магномагнетит і дві додаткові окиснені форми заліза, ймовірно, $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$ і $\varepsilon\text{-Fe}_2\text{O}_3$ як нанорозмірні прошарки між магнетитом і маггемітом, маггемітом і гематитом [3]. Сухе перемелювання суміші залізних руд (зр.2) зменшує T_c магнетиту до 505, маггемітизованого магнетиту до 585 $^\circ\text{C}$ і практично не змінює таку точку магномагнетиту і значно збільшує M_{cs} .

Такі зміни без сумніву пов'язані з значним зменшенням розміру зерен руд, яке значно покращує відновлення гематиту і суттєво не впливає на термоліз сидериту до магномагнетиту. Процеси окиснення подрібненого магнетиту дещо зменшують ефективність відновлення гематиту, M_{cs} зменшується з 21,0 до 18,4 $\text{A}\cdot\text{m}^2/\text{кг}$ (таблиця).

Це видно за результатами перемелювання суміші у воді (зр.3), де вміст кисню значно менший ніж у повітрі. При такому перемелюванні одержано максимальне значення $M_{cs}=60,3 \text{ A}\cdot\text{m}^2/\text{кг}$, що дає змогу отримати досить високе значення Fe-магнітного при магнітній сепарації таких сумішей. Ще однією

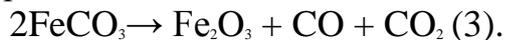
особливістю такого перемелювання є проявлення всіх вище згаданих фаз по тій причині, що при цьому відбувається збільшення M_{cs} всіх фаз після нагріву вище точок Кюрі (таблиця).

ТМА зр.4 після перемелювання у вологому середовищі не суттєво відрізняється від ТМА простого змішування суміші (таблиця). Це пов'язано, ймовірно, з не значними змінами розміру зерен.

Для перевірки даних ТМА були записані спектри ФМР отриманих сумішей і зразка слабокристалічного магнетиту, наближеного до магномагнетиту (зр. Ю-12, Кривий Ріг, параметр $a=0,8367$ нм). Параметри спектру близькі до спектру зр.1 після ТМА-1 в аргоні (таблиця). Це означає, що при термолізі магнезійного сидериту в інертній атмосфері утворюється магнезійний магнетит (Mag1) за магнітною структурою наближений до магнофериту, або магномаггеміту, точка Кюрі якого значно менша 650 °С [4].

Зауважимо, що спектр ФМР руди 1/3 після ТМА в аргоні і на повітрі представляє катіон-дефіцитний магнетит - z_{Mag} ($Fe^{2+}_{1-z}Fe^{3+}_{2+z}O_{4+0.5z}$), де z – ступінь окиснення, $z_{Mag} = 0$, $0 < z_{z-Mag} < 1$ та $z_{Mgh} = 1$ за параметрами наближений до тетрагонального маггеміту. Помітна відмінність спектрів ФМР і точок Кюрі магнетитів вільної сидеритової руди і в суміші з гематитом вказує на початок відновлення гематиту в процесі декарбонатизації сидериту.

Домішкові мінеральні фази можливо утворюються при термолізі сидериту за реакцією



Крім того, фаза з $T_c \sim 470$ °С може бути результатом зворотної інверсії гематиту до маггеміту, оскільки при нагріванні будь-якого гематиту в реакторі в інтервалі температур $700 - 800$ °С утворюється FM-фаза з $T_c = 475$ °С [4]. В реакції (3) може бути одна із трьох можливих поліморфних форм Fe_2O_3 ; α -гематит, γ -маггеміт і ϵ -лоугуфенгіт. Таке припущення підтверджується тим, що за ТМА-2 в аргоні до 730 °С ці фази не проявляються. На спектрах ФМР вони не проявляються через малу кількість (5-10 %).

Перетирання суміші руд у різних середовищах призводить до одних і тих же мінеральних фаз з дещо різними співвідношеннями (таблиця). Це, ймовірно, пов'язано з різними розмірами зерен гематиту в суміші, а отже і різним ефектом його відновлення. Зменшення розмірів зерен сидериту може лише зменшувати його температуру декарбонатизації але вміст оксидів вуглецю при цьому не змінюється, якщо не було втрат при подрібненні.

Висновки Проведене дослідження термічних перетворень суміші сидеритової і мартитової руди в різних середовищах показало можливість отримання менш зміненого магнетиту Mag1 з точкою Кюрі 553 і Mag2 з $T_c=400$ °С наближеного до магномагнетиту. Крім того при таких перетвореннях проявляються домішкові феромагнітні фази, близькі до природного маггеміту ($T_c \sim 600$) і лоугуфенгіту ($T_c \sim 180$ °С). Встановлено, що такі фази утворюються при простому змішуванні, сухому і мокрому перетиранні, але в результаті термічного перетворення завжди утворюються Mag1 і Mag2 з приблизним співвідношенням фаз 3 до 1. Показано, що перемелювання такої суміші у

водній суспензії і нагрівання до 730 °С призводить до суттєвого збільшення її намагніченості, в якій якісного магнетиту більше 50 %.

Отримані результати можуть бути використані при розробці способів збагачення карбонатних і гематитових руд, а також відходів ГЗК.

Література

1. *Ponomar V.P., Dudchenko N.O., Brik A.B.* Synthesis of magnetite powder from the mixture consisting of siderite and hematite iron ores // *Minerals Engineering*. 2018. V. 122. P. 277–284.
2. *Luo Y.H., Zhu D.Q., Pan J. & Zhou X.L* Thermal decomposition behaviour and kinetics of Xinjiang siderite ore // *Mineral Processing and Extractive Metallurgy; Section C*. 2016. P. 1- 9.
3. *Huifang Xu, Seungyeol lee, and Hongwu Xu.* Luogufengite: A new nano-mineral of Fe₂O₃ polymorph with giant coercive field // *American Mineralogist*. 2017. V.102, N4. P. 711–719.
4. *Boer C.B.* Rock-Magnetic Studies of Hematite, Maghemite and Combustion – Metamorphic Rocks. Part II. Maghemite. The Netherlands, Utrecht: Proefschrift, Utrecht University. 1999. P. 137–176.

УДК 549. 553. 31

<https://doi.org/10.30836/gbhgd.2024.32>

ФЕРОМАГНІТНІ ФАЗИ МАГНЕТИТОВИХ КВАРЦИТІВ ЗА ДАНИМИ ТЕРМОМАГНІТОМЕТРІЇ ТА ФЕРОМАГНІТНОГО РЕЗОНАНСУ

*Снісар В.П., Калініченко А.М., Багмут М.М., Калініченко О.А.,
Антоненко Т.С., Овсієнко В.В.*

Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення імені М.П. Семененка Національної академії наук
України, Київ, Україна, akalinichenko@gmail.com

FERROMAGNETIC PHASES OF MAGNETITE QUARTZITES ACCORDING TO THERMOMAGNETOMETRY AND FERROMAGNETIC RESONANCE DATA

*Snisar V.P., Kalinichenko A.M., Bagmut M.M., Kalinichenko O.A.,
Antonenko T.S., Ovsienko V.V.*

M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation of the National Academy of
Sciences of Ukraine, Kyiv, akalinichenko@gmail.com

Ferromagnetic phases of magnetite quartzites and changes in the magnetic structure of magnetites of the Kremenchug iron ore district were studied. In addition to magnetites with impurities, at least 4 types of cation-deficient magnetites with Curie points near 300, 350, 400, and 500 °C and inversion temperatures above 700 °C were found in the ores.

In magnetite in association with cumingtonite on DTMA, splitting of the peak of magnetite with $T_C = 546$ into peaks with $T_C = 517$ and 570 °C of approximately the same intensity was detected. It is shown that this phenomenon indicates the presence in the ore of two types of magnetite with $T_C = 502$ and 539 °C with greater and lesser coercive force, respectively.

Вступ Звичайними ферромагнітними фазами магнетитових кварцитів є феримагнітний магнетит і антиферромагнітний гематит. Не рідко в них проявляється і феримагнітний маггеміт. Крім того відомо, що окиснення магнетиту до гематиту може відбуватися через ряд проміжних фаз і зупинятись на різних стадіях з утворенням проміжних кеномагнетитів (катіон-дефіцитних магнетитів) від магнетиту до маггеміту [1,2] і від маггеміту до гематиту [3]. Проміжні фази окиснення мають значно більшу коерцетивну силу і залишкову намагніченість ніж магнетит і можуть впливати на ефективність збагачення таких руд, якість концентратів і технічні характеристики залізородних котунів.

Метою роботи було проведення дослідження деяких зразків магнетитових кварцитів методами РФА, термомагнітометрії і ФМР для виявлення проміжних фаз природного і лабораторного окиснення магнетиту і змін в його магнітній структурі.

Об'єктами дослідження були магнетитові кварцити Кременчуцького залізородного району з слабо зміненими магнетитами - 12 і 13Є (Єривтівське родовище), але суттєво різними парагенезисами, кварц - кумінгтоніт - Fe-тальк і кварц-гематит-Fe-тальк, відповідно. Досліджувались зразки руди і слабомагнітних фракцій, індекси при назвах зразків - R і W, відповідно.

Методами дослідження були термомагнітний аналіз (ТМА), диференційний термомагнітний аналіз (ДТМА) та ферромагнітний резонанс (ФМР). ТМА проводили на пристрої для визначення температури Кюрі (T_C) в

градієнтному магнітному полі з максимальним значенням 350 мТл в центрі зразків при нагріві та охолодженні із швидкістю 20 і 60 °С/хв. за $T=20-730$ та $20-650$ °С з обмеженим доступом повітря і в аргоні. Спектри ФМР реєстрували на радіоспектрометрі PE-1306 при кімнатній температурі. Додатково використовували дані рентгенофазового аналізу (РФА).

Експериментальні результати та їх обговорення.

За даними РФА параметри елементарної комірки обох зразків $a=0,8396$, тобто практично не змінені магнетити, хоча у відбитому світлі в 12R слабо змінений, а в 13R помітно змінений магнетит.

Термічні залежності намагніченості насичення M_S досліджених руд і концентратів показують два або один слабкі екстремум в інтервалі температур 300 — 500 і основні за 500 — 570 °С при нагріванні і один при охолодженні від дещо різних магнетитів за складом і ступенем окиснення. Екстремуми зменшення M_S до 500 °С відносяться до інших феромагнітних фаз (ФМ-фаз) або низькотемпературного окиснення поверхні зерен магнетиту. Для концентратів дані не наведені, оскільки вони практично не відрізняються від руд через вмісту магнетиту. ТМА слабо магнітних фракцій з обмеженим доступом повітря і в аргоні показують суттєво різне зменшення M_S в інтервалі 300-500 °С, яке може вказувати на окиснення магнетиту та/або інверсію маггеміту. Збільшення або зменшення M_S кварциту після нагріву вище точки Кюрі магнетиту (580 °С) вказують на зміни в його магнітній структурі (окиснення Fe^{2+} , та впорядкування вакансій) [2]. Такі зміни при нагріві до 400 або 500 °С вказують на аналогічні процеси в низькотемпературних ФМ-фазах. Так, ТМА-1 зр.12ЄW з обмеженим доступом повітря при нагріві показує помітне падіння M_S поблизу 400 і суттєво більший пік на 546 °С. На ДТМА при охолодженні спостерігається розщеплення цього піку від магнетиту на 2 з $T_C=517$ і 570 °С приблизно однакової інтенсивності і серії низькотемпературних ФМ-фаз з T_C біля 400, 370, 300 і 230 °С з сумарним вкладом в намагніченість до 10% (рисунок, ліворуч).

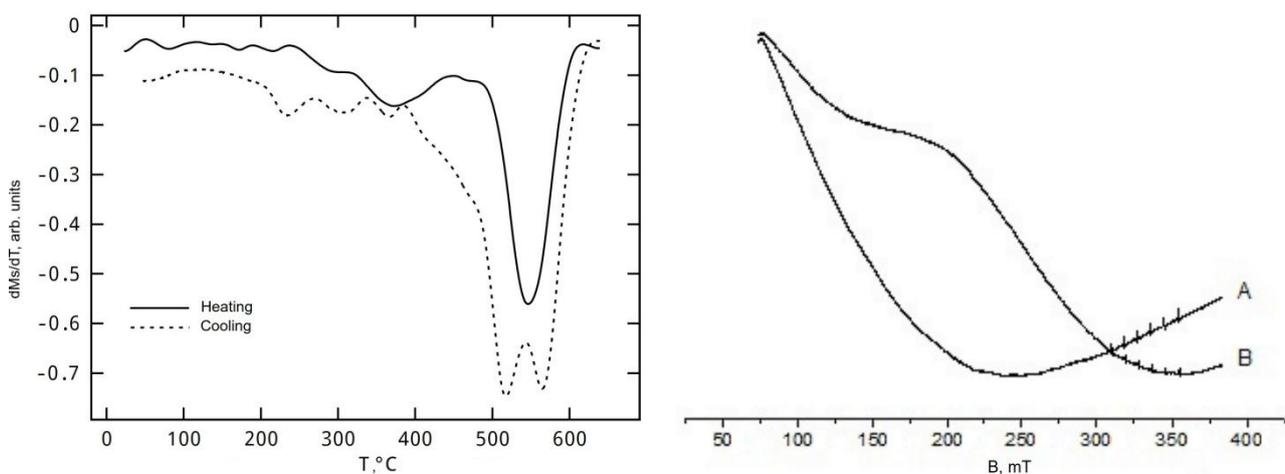


Рисунок. ДТМА-1 зр. 12ЄW (ліворуч) і його спектри ФМР, вихідного (А) і після ТМА (В, праворуч)

ТМА цього зразка в аргоні при нагріві показує помітне зниження M_S біля 370 і 420, основне за 551 °С, а при охолодженні основний пік на ДТМА за 532

$^{\circ}\text{C}$ не розділяється але плече біля 500°C вказує на два піки. ДТМА зр. 12ЄW за 1-го циклу з доступом повітря, а 2-го в аргоні показує, що розділення основного піку на 2 зберігається і зберігаються піки низькотемпературних FM-фаз. Це означає, що розділення піку магнетиту може вказувати на твердий розчин маггеміту в магнетиті який при нагріві вище T_C розкладається на магнетит з $T_C=570$ і кеномагнетит (z-Mag) з $T_C=517^{\circ}\text{C}$ або в зразку зерна двох різних магнетитів. Для перевірки цього припущення зр. 12ЄW розділили мокрим магнітним способом на дві фази — більш і менш магнітну 12ЄW-1 і 12ЄW-2 (таблиця). З таблиці видно, що з цього зразка можливо виділити магнетити з $T_C=502$ і 532°C з більшою коерцетивною силою в першому. З цим, ймовірно, пов'язане різне збільшення залишкової намагніченості (M_R) після охолодження не залежно від атмосфери нагріву. Ці і низькотемпературні FM-фази слід відносити до кеномагнетитів дещо різного складу і ступеню окиснення.

На відміну від вище приведених, ДТМА зр.13ЄW з обмеженим доступом повітря при нагріві показує різке падіння M_S при 402 з плечем біля 330 і значно менший пік магнетиту при 580°C , а при охолодженні залишається останній, а величина намагніченості зменшилась майже в 2 раз порівняно з вихідною (таблиця). Такі криві ТМА однозначно вказують на наявність в зразку магнетиту, а низькотемпературний мінімум може вказувати як на окиснення магнетиту, так і інверсію маггеміту до гематиту. ТМА в аргоні цього зразка показало помітні зменшення M_S біля 300 , 370 , різке зменшення за 495 з плечем біля 550°C . На кривій охолодження зберігається плече 550 основного піку на 529 і незначні піки біля 400 і 330°C . Таким чином, в цьому зразку проявляється незначна кількість низькотемпературних FM-фаз і помітні дві фази магнетиту — z-Mag1 з $T_C = 529$, який сильно окиснюється за 400°C і Mag2 з T_C біля 550°C . Розділення цього зразка таким же способом як і 12ЄW на 2 фракції показало в обох z-Mag1 з близькими T_C до аналогічної фази в зр. 12ЄW-2. Для уточнення магнітних властивостей цих FM-фаз вихідний зразок 13ЄW прогріли з відкритим доступом повітря до 350°C , а потім провели ТМА в аргоні. ТМА такого окисненого зразка в аргоні показав два екстремуми M_S при нагріві і охолодженні— 360 , 522 і 535 , 360°C , відповідно. Перший пік з $T_{C1}=360^{\circ}\text{C}$, вклад в M_S до 15%, представляє FM-фазу магнітна структура якої не змінюється при нагріві вище точки Кюрі, а T_{C2} другої фази суттєво зміщується в сторону магнетиту. Це вказує на те, що при низькотемпературному окисненні магнетиту можуть утворюватись або проявлятись інші FM-фази. Для перевірки цього припущення записували спектри ФМР.

Спектр ФМР вихідного зразка 13ЄW представляє собою широку асиметричну лінію, профіль якої вказує на суперпозицію декількох FM-фаз — магнетиту і інших FM-мінералів з різним внеском в інтенсивність. Попередній прогрів на повітрі за $T=350^{\circ}\text{C}$ протягом 20 хв призвів до суттєвої зміни форми спектру і його параметрів. Спектр змістився з резонансного магнітного поля $B_{рез} \sim 220$ до 270 мТ і звужився майже в 2 рази, зник профіль лінії який би вказував на наявність не зміненого магнетиту і наблизився до форми тетрагонального маггеміту або катіон-дефіцитного магнетиту. Після ТМА в

аргоні до 730 °С спектр змістився в сторону малого поля на $B_{рез} \sim 230$ мТ і розширився в $\sim 1,4$ рази (таблиця).

Отже, окиснення дещо зміненого магнетиту ($T_C=529$ °С) на повітрі призвело до помітних змін в магнітній структурі — точка Кюрі знизилась до 522 °С при нагріві і помітно збільшилась при охолодженні до 535 °С. Це підтверджує припущення, що такі параметри вказують на катіон-дефіцитні магнетити які утворюються при лабораторному або природному окисненні.

Спектр вихідного зразка 12ЄW подібний до попереднього, але після ТМА-1 з доступом повітря і наступним ТМА-2 в аргоні відбулось значне збільшення інтенсивності і появи другої компоненти з $B_{рез}=260$ і $\Delta B=180$ мТ але слабо змінений магнетит не окиснився (рисунок, праворуч).

Таблиця. Магнітні характеристики M_S , M_R (А·м²/кг) та параметри спектрів ФМР мінеральних FM-фаз магнетитових кварцитів

Зразок	M_S	M_R	Точки Кюрі, °С					Параметри спектрів ФМР, мТл			
			T_{C1}	T_{C2}	T_{C3}	T_{C4}	T_{C5}	B_1	B_{res}	B_2	ΔB
1	41,9	42,2	620	584	400	320	-	60	200	300	240
2	41,4	44,0	620	586	400	-	-	70	90	170	100
3	3,1	6,2	570	517	400	300	220	70	140	240	170
4*	-“-	6,0	500	532	400	350	-	-	-	-	-
5*	-“-	6,2	500	553	-	310	-	70, 170	260	350	180
6*	12,3	15,3	600	539	-	-	-				
7*	0,35	0,90	600	502	420	380	-				
8	4,1	2,0	580					70	220	380	310
9*	-“-	5,0	570	529	400	340	-				-
10*	19,6	20,4	600	540	500	400	-				
11*	1,3	1,4	620	538	-	320	-				
12*	0,41	1,0	600	535	-	320	-	110	230	360	250
13	4,1	-	-	-	-	-	-	170	270	360	190

Примітки: – не виявлено або не визначали; 1- ТМА-1 12ЄR і всіх зразків крім 5-го; 2-13ЄR; 3-12ЄW; 4-те саме; 5-ТМА-2,12ЄW після ТМА-1з доступом повітря, 6,7- 12ЄW-1,2, відповідно; 8-13ЄW; 9-те саме; 10,11- 13ЄW-1,2, відповідно; 12- 13ЄW після прогріву на повітрі за 350 °С; * – ТМА в аргоні. ФМР – параметри першої похідної сигналу, виділені спектри вихідних, інші, після ТМА; 13-13ЄW прогрітий на повітрі за 350 °С, 20 хв.

Отже, дані ТМА і ФМР показують різні типи магнетитів у слабо магнітних фракціях руд з кумінгтонітом і без нього. Точки Кюрі магнетитів цих руд дещо вищі ніж для стехіометричного, але на параметрах ґратки це не проявляється. Такі магнетити потрапляють в концентрати (їх вміст до 90 %), а у відходи потрапляють значно змінені окиснені зерна. Характерною ознакою ТМА цих руд є значна намагніченість вище T_C для магнетиту, що проявляється плечем на основних піках ДТМА за $T=600, 620$ °С (таблиця). Плече може означати наявність FM-фази близької до природного маггеміту, в якому завжди присутні іони Fe^{2+} [3], або деяку маггемітизацію магнетиту, яка не проявляється на параметрах елементарної комірки. Феромагнітні фази руд 12Є з $T_C= 584, 539, 532, 502$ і 13Є 586, 540, 538, 529 °С ми відносимо до магнетитів більших розмірів, дещо різного складу і ступеню окиснення. Так чи інакше, але

основний внесок в намагніченість дають менш змінені, а в залишкову - більш змінені з більшою коерцетивною силою. Чи пов'язані деякі відмінності T_C з помітно різним парагенезисом магнетитів цих руд і інших, покажуть подальші дослідження.

Всі мінеральні FM-фази з T_C до 500 °С, ймовірно, слід відносити до катіон-дефіцитних магнетитів менших розмірів, з різними домішками і більшого ступеню окиснення в природних умовах. Виключення можливе для фаз з T_C біля 300-350 і 220 °С, які можуть бути від магнезіофериту і лоугуфенгіту (ϵ - Fe_2O_3), відповідно [4].

Висновки. Проведене дослідження показало, що комплексне використання магнітних методів дозволяє виявляти феромагнітні фази і зміни в магнітній структурі магнетитів які не проявляються на дифрактограмах через малу їх кількість.

В слабо магнітних фракціях магнетитових кварцитів виявлено, крім магнетитів з домішками, принаймні 4 типи катіон-дефіцитних магнетитів з точками Кюрі біля 300, 350, 400 і 500 °С і температурами інверсії більше 700°С.

В магнетиті в асоціації з кумінгтонітом на ДТМА виявлено розщеплення піку магнетиту з $T_C = 546$ на піки з $T_C = 517$ і 570 °С приблизно однакової інтенсивності. Встановлено, що таке явище вказує на наявність в руді двох типів магнетиту з $T_C = 502$ і 539 °С з більшою і меншою коерцетивною силою, відповідно. Показано, що при цьому намагніченість кварциту збільшується майже в два рази в окиснювальній або інертній атмосферах. Вважається, що таке збільшення є показником ступеню дефектності структури магнетиту при окисненні в природних або лабораторних умовах.

Результати роботи можуть бути використані при оцінці технологічних характеристик магнетитових кварцитів при підготовці їх до збагачення і при оцінці параметрів залізородних котунів.

Література

1. *Morris R. C.* A Textural and Mineralogical Study of the Relationship of Iron Ore to Banded Iron-Formation in the Hamersley Iron Province of Western Australia // *Economic Geology*. 1980. Vol. 75, N1. P. 184-209.
2. *Boer C.B.* Rock-Magnetic Studies of Hematite, Maghemite and Combustion – Metamorphic Rocks Part II. Maghemite. The Netherlands, Utrecht: Proefschrift, Utrecht University. 1999. P. 137–176.
3. *Дир У.А., Хауи Р.А., Дж. Зусман.* Породообразующие минералы. Т.5.М:Мир, 1966. 408 с.
4. *Huifang Xu, Seungyeol lee, and Hongwu Xu.* Luogufengite: A new nano-mineral of Fe_2O_3 polymorph with giant coercive field // *American Mineralogist*. 2017. V.102, N4. P. 711–719.

УДК

550.4(477)

<https://doi.org/10.30836/gbhgd.2024.33>

ГЕОЛОГІЧНА БУДОВА І ГЕОХІМІЯ ПОЛОХІВСЬКОГО РУДНОГО РАЙОНУ

Слободян Б.І.

Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України, м. Київ,
Україна, sbiv@ukr.net

GEOLOGICAL STRUCTURE AND GEOCHEMISTRY OF THE POLOKHIV ORE DISTRICT

Slobodian B.I.

M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation NAS of Ukraine, Kyiv,
Ukraine, sbiv@ukr.net

The geochemical features of the rocks of the geological complexes of the Polokhiv Ore District have been determined. A connection between the chemical type of the metesomatic process and ore formation has been established. It was established that the area of the primary lithium halo corresponds to the geochemical limits of the Polokhiv Ore District and is 192 square kilometers. This is the area of manifestation of lithium metasomatism, which is associated with rare metal and gold ore mineralization. Within the boundaries of the Polokhiv granite massif, the process of lithium metasomatism led to the petalation of granites and pegmatites and the formation of lithium ore bodies composed of petalite. The formation of uranium mineralization within the Ingul ore district is connected with the process of sodium metasomatism and albitization.

Вступ. На межі 80–90-х років минулого століття наслідком геологічного картування в центральній частині УЩ, а потім – пошукових робіт КП Кіровгеологія, які супроводжувалися науковими дослідженнями ІГМР НАН України, було відкрито новий – Шполяно-Ташлицький (Інгульський) рідкіснометалевий район, вміщуючий як родовища так і низку рудопроявів, головним чином літію і танталу (Полохівське, Станкуватське, Надія, Липнязьке та ін.), пов'язаних з пегматитами, а також урану, золота, танталу і ніобію.

Полохівський рудний район є складовою частиною Інгульського рідкіснометалевого району, профільюючим хімічним елементом якого є літій, а головним рудним рідкіснометалевим об'єктом є **Полохівське родовище літію**.

Фактологічною основою геохімічних досліджень Полохівського рудного району були наступні основні геологорозвідувальні роботи:

В 1981-1986 рр. глибинне геологічне картування масштабу 1:200 000.

З 1989 по 1995 рр. геологорозвідувальною експедицією 47 КП «Кіровгеологія» виконані прогнозно-геологічні роботи масштабу 1:50000 на літій та золото. Головним результатом цих досліджень стало відкриття крупного літійового **родовища – Полохівського** [6].

В 1987-1991 роках ДГП «Північукргеологія» виконано ГГК-50 Звенигородсько-Ганнівської структурно-металогенічної зони. За результатами уточнено геологічну будову, виділено перспективні геохімічні зони і ділянки для пошуку рідкісних металів і золота.

Мета досліджень. Визначення превалюючих метасоматичних процесів та геохімічних відмінностей в породах геологічних комплексів Полохівського

рудного району УЩ в якості додаткового критерію для прогнозу виявлення металічних корисних копалин, в першу чергу рідкіснометалевих.

Об'єкти і методика досліджень. Об'єкт досліджень - породи геологічних комплексів Полохівського рудного району Інгульського мегаблоку УЩ.

Методи та матеріали.

Методологічною основою дослідження став наступний комплекс методів:

- теоретичні методи - формалізація, гіпотетичний та дедуктивний;
- емпіричні методи - спостереження та вивчення конкретних явищ, порівняння та опис, вимірювання;
- загально логічні методи - геп-аналіз, синтез, аналогія, моделювання.

Результати досліджень.

Геологічна будова та металогеія.

У тектонічному відношенні Полохівський рудний район знаходиться у південній частині Центрального осьового підняття, до складу якого входять Корсунь-Новомиргородський плутон, Новоукраїнський та Кіровоградський гранітоїдні масиви. На схід від підняття знаходиться Інгуло-Інгулецький синклінорій, на захід – Братський синклінорій.

У межах підняття виділяється Корсунь-Новомиргородський плутон, складений гранітоїдами «новоукраїнського» типу і основними породами коростенського комплексу.

Численні розривні порушення обумовили складчасто-блоковий характер району. Головні елементи блокової будови мають чітко виражений успадкований характер і підпорядковані в цілому районуванні на рівні структурно-формаційних зон.

Основною синклінальною структурою є Хмелівська синкліналь, яка зі сходу межує з Корсунь-Новомиргородським плутоном і у межах якої виділяється Полохівський гранітний масив .

Важливими тектонічними елементами району робіт є диз'юнктивні порушення кристалічного фундаменту. Вони обумовлюють блокову будову району, розділяючи різні структурно-фаціальні зони, а також контролюють магматизм, гідротермальну діяльність та розміщення корисних копалин.

На площі рудного району широко розвинені субмеридіональна (більш рання), північно-західна системи розломів, частково – південно-східного напрямку, які мають субвертикальне падіння.

Для західного обрамлення Корсунь-Новомиргородського плутону є характерною просторова близькість і єдність структурної приуроченості та структурного плану рідкіснометальних і золоторудних об'єктів різного рангу: рудних полів, родовищ та проявів, конкретних рудних зон і тіл. [1] (рис 1).

Відстань між основними рудними об'єктами Інгульського рудного району по відношенню до Полохівського родовища літію: Мостове(Nb,Ta, Au)-8,0 км, Станкуватське(Добра) (Li, Nb, Ta)-52,0 км, Смолінське(U)-15,0 км.

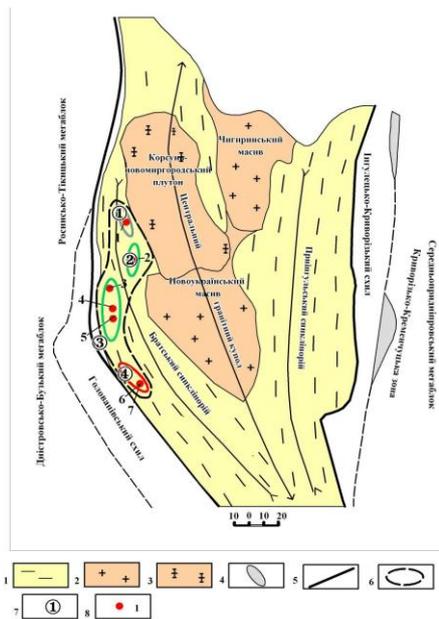


Рисунок 1. Схематична карта Інгульського пегматитового району

1 – Дрібнокупольні структури Братського і Приінгульського синкліоріїв сформовані породними утвореннями інгуло-інгулецької серії та гранітами кіровоградського комплексу. 2 – Інрузивні утворення новоукраїнського комплексу. 3 – Інрузивні утворення корсунь-новомиргородського комплексу. 4 – Метатеригенні утворення криворізької серії. 5 – Геологічні границі. 6 – Умовний контур Братського пегматитового поясу. 7 – Умовні контури полів рідкіснометалевих пегматитів: 1 – Петроострівське; 2 – Полохівське; 3 – Липнязьке та 4 – Братсько-Олексіївське (рідкісноземельно-уранових пегматитів). 8 – Рудопрояви та родовища рідкіснометалевих пегматитів: 1 – Мостове, 2 – Полохівське, 3 – Липнязьке, 4 – Станкуватське, 5 – Надія, 6 – Калинівське, 7 – Лозуватське.

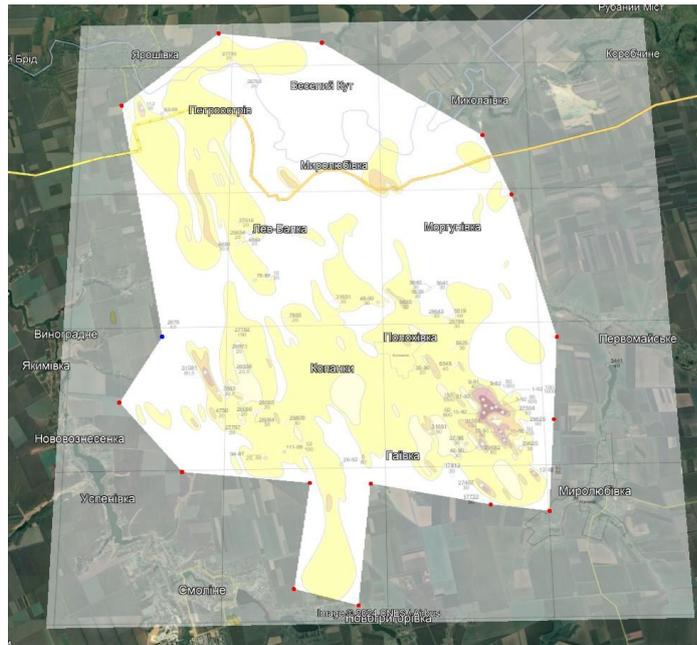
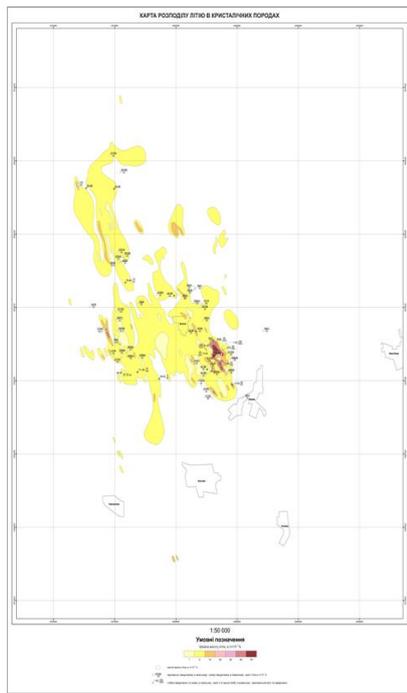
В геологічному плані основними структурними факторами рудоутворення Інгульського та Полохівського рудного району є тектоніка. Вертикальні та субвертикальні розломи, як шляхи транспортування метасоматичних розчинів.

Геохімія. В регіональному плані межі Полохівського рудного району відносно Інгульського блоку можна визначити, орієнтуючись на ряд рудопроявів і родовищ рідких металів в західному обрамленні Корсунь-Новомиргородського плутона (рис.1 Василенко А.П, 2018 р.) [3].

В локальному плані межі району контролюються аномаліями літію в первинному ореолі розсіювання. В процесі пошуково-оцінювальних робіт (Кинякін П.Ф., 1995 р.) побудовані карти первинних ореолів Li (рис.2 а), Be, Sn. Площа групи первинних ореолів Li (інтенсивність від 0,01% за результатами спектрального аналізу), в контурі карти (рис.2 б), складає 192 км².

Граніти кіровоградського і новоукраїнського комплексів за петрохімічними показниками відповідають гранітам відомих рідкіснометалево-пегматитових провінцій і несуть в собі притаманні для них характеристики [4].

Літєва спеціалізація Полохівського рудного району чітко відбита і у гнейсах, що перетерпіли метасоматичні перетворення. За даними Б. Н. Іванова та ін. [7] вміст оксидів рідкісних лугів у біотиті незмінених гнейсів наступне (ваг. %): Li₂O – 0,07, Rb₂O – 0,04, Cs₂O – 0,01; в змінених гнейсах їхній вміст помітно зростає: Li₂O у межах 0,36–0,94 (середнє 0,6), Rb₂O – 0,14–0,24 (середнє 0,19), Cs₂O – 0,057–0,093 (середнє 0,075). При цьому об'єм змінених гнейсів значно перевищує об'єм заміщених пегматитів. Характерною візуальною ознакою змінених гнейсів є укрупнення породоутворюючих мінералів – кварцу, біотиту, гранату, кордієриту, турмаліну поряд з новоутвореннями мікрокліну в екзоконтактах пегматитових тіл.



а)

б)

Рисунок 2 а) Карта розподілу Li в кристалічних породах б) границі Полохівського рудного району по первинному ореолу літію

Автор вважає, що метасоматизуючі розчини були лужнометальними, переважно натієвого чи літій-калієвого складу. При натровому складі відбувався процес натрового метасоматозу вміщуючих порід та альбітізації (гранітів, пегматитів) і з ним пов'язана уранова мінералізація. При переважно літій-калієвому складі метасоматизуючих розчинів відбувався процес літійового та калієвого метасоматозу та петалітізації (гранітів, пегматитів). З процесом петалітізації гранітів і пегматитів Полохівського гранітного масиву пов'язано формування літійових рудних тіл Полохівського родовища. З процесом літій-калієвого метасоматозу в переважно гнейсовому середовищі пов'язано ніобій танталове зруденіння (можливо і золоторудне).

Щодо рудогенезу Інгульського мегаблоку: розуміючи процес рудогенезу як полістадійний і багатоактний, ми вважаємо, що наймогутніші процеси перетворення речовини, пов'язані зі становленням плутону, повинні були докорінно активізувати міграцію рудних елементів, і привести до перерозподілу їхнього балансу і локалізації у сприятливих умовах. Головний етап формування метасоматитів і рудоутворення в західному обрамленні Корсунь-Новомиргородського плутону пов'язаний із заключними фазами його становлення, що супроводжувались вивільненням великих об'ємів метасоматизуючих і рудогенеруючих флюїдів [1].

Елементи зональності в розміщенні золотого і танталового зруденіння простежені на прикладі рудопрояву Мостове. Тут же на нижніх горизонтах зон окварцювання поява мікрокліну й альбіту супроводжується підвищенням концентрації урану. (В.П.Безвинний [1]).

Стадійність становлення Полохівського рудного району відмічається за абсолютним віком. Ізотопний вік пегматитів перебуває в межах 1,97–2,0 млрд

років, що відповідає віку гранітоїдів кіровоградського комплексу [5]. Як відомо [2], уранове зруденіння, датовано в межах 1,8–1,75 млрд років переважно.

Уран-свинцевим ізотопним методом досліджені монацити із апліто-пегматоїдних гранітів Шполянсько-Ташлицького рудного району, на підставі цих досліджень вік формування апліто-пегматоїдних гранітів знаходиться в межах 2,026-2,032 млрд років [7].

За результатами інших досліджень, вік петалітових руд Полохівського родовища - К-Аг методом датований 1800±35 млн років. Таким чином, процес формування літєвих руд є принаймні двоетапним (з розривом в 100 млн років), а уранове зруденіння, пов'язане з альбітитами, практично синхронно літєвому – альбіт-петалітовому. Реальність зв'язку петалітового зруденіння із грейзеновим процесом підтверджується температурою 680°, визначеною Д. К. Возняком [4].

Таким чином, у конкретному районі саме температурний фактор (зональність) визначає різний склад зруденіння і його еволюцію.

Висновки. Встановлено, що основним рудоформуєчим фактором рудогенезу Полохівського рудного району є лужнометальний, натровий і літєвий метасоматоз. Формування Полохівського родовища літію пов'язане з процесом петалітизації гранітів і пегматитів Полохівського гранітного масиву. Структурними елементами рудоконтролю Полохівського родовища є вертикальні і субвертикальні розривні порушення. З процесом літєвого метасоматозу також пов'язано формування Nb-Ta зруденіння та, можливо золоторудного. З натрієвим метасоматозом, і відповідно процесом альбітизації, пов'язано формування уранового зруденіння. Рудні об'єкти Полохівського рудного району, очевидно, належать до одного генетичного ряду.

Література

1. *В.П. Безвинний.* Про просторовий і генетичний зв'язок рідкіснометального та золотого зруденіння у структурах західного обрамлення Корсунь-Новомиргородського плутону. Київ. Вісник, 2002.
2. *Белевцев Я.Н., Коваль В.Б., Бакарджиев А.Х.* Генетические типы и закономерности размещения урановых месторождений Украины. Киев. Наук. думка, 1995. 397 с.
3. *Василенко А.П. та ін.* Оцінка перспектив західної та центральної частин УЩ на рідкіснометалево-рідкісноземельне зруденіння, пов'язане з пегматитами. Звіт про НДР №538, Укр ДГРІ. Київ, 2018.
4. *Возняк Д.К., Бугаєнко В.М., Галабурда Ю.О. та ін.* Особливості мінерального складу і умов утворення рідкіснометальних пегматитів в західній частині Кіровоградського блоку (УЩ). Мінералогічний журнал. 2000. №1. - С.21-41.
5. *Іванов Б.Н., Лисенко В.В., Маківчук О.Ф. та ін.* Екзоконтактні метасоматити літєвих гранітних пегматитів Шполянсько-Ташлицького рідкіснометального рудного району. // Мінеральні ресурси України. 2000. № 4. - С. 11-13.
6. *Кинякин П.Ф., Иванов Б.Н., Березюк Л.Ф. и др.* Отчет экспедиции № 47 о результатах прогнозно-геологических работ масштаба 1:50 000 на литый, золото, проведенных в 1989-1994 гг. в юго-западной части Корсунь-Новомиргородского плутона и его обрамления (Ярошевско-Ульяновская площадь) в 6 книгах. ГГП «Кировгеология», Смолено, 1995 г.
7. *Степанюк Л.М., Сьомка В.О., Бондаренко С.М.,* Літєві руди Станкуватського і Полохівського рудних полів (Мінералогія, Геохімія). ІГМР, Звіт про НДР: 153 с.

УДК 550.8(477.63)

<https://doi.org/10.30836/gbhgd.2024.34>

**ПЕРСПЕКТИВИ ВИЯВЛЕННЯ РІДКІНОЗЕМЕЛЬНОГО
ЗРУДЕНІННЯ У МЕЖАХ ГРАНІТО-ГНЕЙСОВОГО ОБРАМЛЕННЯ
ВЕРХІВЦІВСЬКОЇ ЗЕЛЕНОКАМ'ЯНОЇ СТРУКТУРИ (СЕРЕДНЄ
ПРИДНІПРОВ'Я)**

Сукач В.В., Ісаков Л.В.

Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України, м. Київ,
Україна, svital@ukr.net

**PROSPECTS FOR THE DETECTION OF RARE-EARTH
MINERALIZATION WITHIN THE GRANITE-GNEISS BORDER OF THE
VERKHIVTSI GREENSTONE STRUCTURE (MIDDLE OF THE DNIEPER
REGION)**

Sukach V.V., Isakov L.V.

M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation NAS of Ukraine, Kyiv,
Ukraine, svital@ukr.net

The Middle Dnieper megablock has significant prospects for the discovery of REE deposits. It is shown that within the megablock, the main prospects for the discovery of rare earth deposits are associated with alkaline granitoids and metasomatites of the Tokiv, Mokroskov, and Demurin granite complexes and their weathering crusts. The Kotlyariv ore deposit of RZE discovered by well 114 in the granitoid border of the Verkhivtsivska ZKS was considered. Structurally and tectonically, this is the southwestern part of the Krynychan plagiogranite-migmatite dome. The main ore-generating role in the formation of the REE manifestation belongs to the Tokiv granite complex. REE The main carrier of REE is monazite, which contains the main amount of REE and yttrium - up to 80%. Setting up and carrying out complex full-scale studies of rare earth mineralization in the Middle Dnieper region will have a high theoretical and practical value.

Низка рідкіснометалевих елементів, куди належать і РЗЕ, входять до переліку критично важливих корисних копалин США, Канади, Австралії та ЄС [1]. Це спонукає розвивати мінерально-сировинну базу вказаних елементів, а також вказує на потребу переоцінки відомих і пошуку нових родовищ рідкісних, зокрема рідкісноземельних металів.

Український щит на сьогодні є найбільшою рідкісноземельною металогенічною провінцією Європи. Рідкісноземельна мінералізація ендегенного та екзогенного типів проявлена у межах Дністровсько-Бузького та Приазовського мегаблоків УЩ. Ендегенні родовища і рудопрояви УЩ встановлені в гранітах, сієнітах і пегматитах; в калієвих і натрієвих метасоматитах; в лужних сієнітах та низькотемпературних аргілізитах. Екзогенна мінералізація пов'язана з кораами вивітрювання ендегенних рудних об'єктів або представлена самостійними монацитвмісними розсипами.

Середньопридніпровський мегаблок в цьому відношенні є маловивченим, проте доволі перспективним регіоном. В межах мегаблоку відкриття рідкісноземельних родовищ пов'язуються із лужними гранітоїдами та метасоматитами токівського комплексу та їх кораами вивітрювання. Водночас не виключається зв'язок мінералізації з мокромосковським та демуринським гранітними комплексами.

В другій половині ХХ століття в процесі виконання геологозйомочних робіт різного масштабу була виявлена ціла низка рудопроявів і пунктів мінералізації РЗЕ в межах зеленокам'яних структур (Верхівцівська, Сурська, Конкська та ін.). Причому, зруденіння зафіксоване як в кристалічному фундаменті, складеному переважно базит-ультрабазитами, і його корі вивітрювання, так і у відкладах осадового чохла. Найбільш повно дані геологозйомочних робіт щодо проявів рідкісноземельних металів на кінець ХХ ст. в межах Середнього Придніпров'я узагальнені в звіті Ініна В.Д. (1990 р.). Значний обсяг цілеспрямованих робіт на рідкісноземельні метали був виконаний в процесі ГГК-50 Алферівської структури (Бобров О.Б., 1989 р.). З метою оконтурення перспективної площі одного із виявлених рудопроявів ($\square TR = 0,19-0,28 \%$) та з'ясування мінеральної форми знаходження рідкісноземельних металів було пробурено 22 свердловини. За результатами цих робіт була встановлена мінеральна форма РЗЕ – монацит, проте територія на той час була визнаною безперспективною.

В більш пізній період, за результатами ГДП-50 північної частини Сурської ЗЛС (Ганзя В.Я., Сукач В.В. та ін., 2007 р.) встановлені підвищені концентрації рідкісних земель ітрієвої групи в корах вивітрювання зеленокам'яних порід (пункти мінералізації Миколаївський, Пашенівський, Сурський-2)

РЗЕ виявлені в наступних геологічних обстановках:

– в кристалічних породах [2, 3]: 1) в епідот-хлорит-кварц-польовошпатових метасоматитах, проявлених в зонах розривних порушень в плагіомігматитах дніпропетровського комплексу та гранітних утворень токівського і демуринського комплексів. 2) в кварц-польовошпатових пегматитах, пов'язаних з гранітами токівського і демуринського комплексів. Встановлена мінералізація лантану, церію та ітрію. Промислове значення серед них можуть мати церієві і ітрієві пункти мінералізації та рудопрояви, які імовірно свідчать про зруденіння типу рідкісноземельних кварц-польовошпатових метасоматитів. Вміст ітрію у них сягає 0,1 %, але мінеральна форма елемента невідома;

– в корі вивітрювання [3]: 1) гранітів токівського і демуринського комплексів і пов'язаних з ними метасоматитів; 2) пегматитів та апліт-пегматоїдних гранітів токівського і демуринського комплексів; 3) базитів (амфіболіти, метабазальти, метадолерити та сланці по них) Верхівцівської ЗКС. Встановлена ітрієво-лантан-церієва мінералізація зі скандієм, вмісти ітрію сягають 0,1 % та скандію - 0,015 %.

В ході ГДП-50 Криничанської площі (2008 р.) в центральній та південній частині Верхівцівської ЗКС, виявлена низка пунктів мінералізації рідкісних земель церієвої та ітрієвої груп. Підвищені вмісти РЗЕ виявлені спектральним методом та підтверджені хімічним аналізом в кернових пробах свердловин, пробурених в корах вивітрювання і кристалічному фундаменті гранітоїдного облямування (Криничанський купол) та в межах південних флангів структури (Базавлуцьке та Шмаківське відгалуження). На жаль практично для всіх виявлених пунктів підвищеної мінералізації залишалось нез'ясованим питання речовинного складу РЗЕ-вмісних порід та руд. Більшість рудопроявів РЗЕ району Верхівцівської ЗКС виявлені в обрамленні структури і локалізовані в

кристалічному фундаменті гранітоїдного облямування, в межах південних відгалужень самої структури та в корах вивітрювання.

Окремим предметом наших досліджень є Котлярівський рудопрояв, що відкритий свердловиною 114 у гранітоїдному облямуванні Верхівцівської ЗКС. В структурно-тектонічному відношенні район свердловини 114 розташований в південно-західній частині Криничанського плагіограніт-мігматитового купола, який із заходу дугоподібно облямовується Верхівцівською, а на південному сході – Сурською ЗКС.

Зазначимо, що головна рудогенеруюча роль у формуванні Котлярівського рудопрояву РЗЕ належить токівському гранітному комплексу. РЗЕ-вмісні породи представлені біотитовими гранітоїдами, часто гнейсоподібними з бластогранітовою, інколи лепідогранобластовою структурою. Породоутворювальними мінералами є плагіоклаз, мікроклін і кварц, яким притаманні ксеноморфні виділення. Серед другорядних мінералів і тих, що рідко зустрічаються в породі, наявні біотит, рогова обманка, епідот, хлорит, сидерит, гематит. Біотит утворює плямисті скупчення з досить великими (до 1 мм) зернами рудних і акцесорних мінералів, частково заміщується мусковітом. Мусковіт відмічається і в самостійних скупченнях, часто приурочених до тріщинок в польових шпатах. Граніти характеризуються досить різноманітним переліком акцесорних мінералів, до якого входять магнетит, анатаз, рутил, сфен, пірит, марказит, молібденіт, турмалін, ставроліт, циркон, фторапатит, монацит, барит.

Мінералізована кора вивітрювання, яка залягає на вищеописаних гранітоїдах, представлена каолініт-кварц-польовошпатовим дезінтегрованою породою в інтервалі розвитку жорсткості гранітів та глинистим мікроклін-каолініт-кварцовим матеріалом – вище за розрізом. Вміст глинистих мінералів в породі сягає 50%. З гіпергенних глинистих мінералів кори вивітрювання наявні каолініт і монтморилоніт, які попадають в шламову складову проб, і лише мізерна їх частка, що заміщує польові шпати та деякі акцесорії, знаходиться в зернистій складовій.

В результаті проведених досліджень в РЗЕ-вмісних проб Котлярівського рудопрояву достовірно визначено рідкісноземельний фосфат – монацит. Прослідковано характер вторинних змін монациту та зумовлену ними його внутрішню структурно-речовинну неоднорідність. Так, виявлена прямопропорційна залежність збільшення вмісту ітрію та виносу рідкісноземельних елементів церієвої групи в монациті від зростання інтенсивності вторинних змін мінералу. Передбачається, що монацит перетерпів щонайменше два головних етапи змін: ранній – ендегенний гідротермальнометасоматичний та пізній – гіпергенний, пов'язаний з утворенням кори вивітрювання.

У монациті міститься основний обсяг РЗЕ та ітрію (до 80 %). Окрім монациту, лантаніди та ітрії зафіксовані в ряді акцесорних (апатит, циркон, лейкоксен), головних (польові шпати) та другорядних (епідот, біотит, сидерит, гідроокисли заліза) породоутворюючих мінералів. Незначна їх кількість присутня у сорбованій фазі на глинистих частинках в корі вивітрювання та зоні

дезінтеграції.

Проведені роботи засвідчили, що проблема рідкісноземельного зруденіння в Середньому Придніпров'ї, яка включає встановлення мінеральної форми знаходження РЗЕ та У, їх розподіл в мінералах-концентраторах, характер вторинних зміни рудоносних мінералів (монацит та ін.), з'ясування генетичного типу виявлених концентрацій тощо, може бути вирішена шляхом проведення спеціальних комплексних науково-виробничих досліджень.

Продовження досліджень, результати яких викладені в даній роботі, або ж постановка та проведення комплексних повномасштабних досліджень рідкісноземельного зруденіння в Середньому Придніпров'ї безперечно матиме високу теоретичну та практичну значимість.

Література

1. *Баряцька Н. В.* Поняття критичної сировини – інструмент стимулювання розвитку надрокористування в Україні//Мінеральні ресурси України. – 2020. – № 2. – С. 13–18.
2. *Металлические и неметаллические полезные ископаемые Украины. Том 1. Металлические полезные ископаемые (Гурский Д. С., Есипчук К. Е., Калинин Е. И. и др.). Киев-Львов. Изд-во «Центр Европы». 2005 г. – 785 с.*
3. *Сукач В. В., Саков Л. В., Гоголев К. І. і ін.* Пегматити Сурської та Верхівцівської зеленокам'яних структур Середнього Придніпров'я, Український щит // Мінер. ресурси України. – 2023. – № 3. – С. 8–16.

УДК549.642

<https://doi.org/10.30836/gbhgd.2024.35>

ПРО ЗАБАРВЛЕННЯ КРУПНОГО ТЕМНО-ПУРПУРОВОГО ЦИРКОНУ ІЗ АФГАНІСТАНУ

Таран¹ М.М., Хоменко¹ В.М., Науменко² Є.В., Ніссен³ Й.

¹Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України, Київ,
Україна, m_taran@hotmail.com.

²Національний науково-природничий музей НАН України, Київ, kyivmineralogist@gmail.com.

³Технічний університет Берліну, Німеччина, jörg.nissen@tu-berlin.de

ON THE COLOR OF LARGE DARK-PURPLE ZIRCON FROM AFGANISTAN

Taran M.M., Khomenko V.M., Naumenko I.V., Nissen J.

¹ M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation National Academy of
Sciences of Ukraine, Kyiv, Ukraine, m_taran@hotmail.com.

² National Natural Science Museum National Academy of Sciences of Ukraine, Kyiv,
kyivmineralogist@gmail.com.

³ Technical University of Berlin, Germany, jörg.nissen@tu-berlin.de

A large dark-purple zircon from Afghanistan was investigated by microprobe, optical absorption and FTIR spectroscopy. As established it represents a new type of violet (purple) coloration. The spectroscopic features evidence that the sample is not of deep kimberlitic origin.

Вступ

Число публікацій зі спектроскопічного вивчення природи забарвлення циркону є доволі обмеженим. Найбільш повні огляди щодо цього можна знайти в роботах [1-3]. Встановлено, що практично не існує ніякої кореляції між забарвленням і вмістом домішок. В багатьох випадках колір є наслідком радіоактивного опромінення. У багатьох типах цирконів забарвлення пов'язане з вмістом урану і торію [1].

Надзвичайно крупний (~285 г), темно-фіолетовий кристал природного циркону (Рис. 1) був придбаний на мінеральному ринку у м. Кабул, Афганістан. Продавець продавав його як гранат. Він запевняв, що зразок був привезений із долини р. Кокча в провінції Бадахшан. Зрозуміло, що у нас не було жодної можливості перевірити цю інформацію. Долина р. Кокча є всесвітньо відомим джерелом лазуриту, однак відомості про знахідки там циркону, а тим більш таких великих розмірів, наразі невідомі.

Експерименти, результати і їхнє обговорення

Мікрозондовий хімічний склад, поляризовані оптичні спектри і FTIR-спектри поглинання виміряні на двох зразках № 1 і 2, виготовлених у вигляді полірованих з обох сторін плоско-паралельних пластинок товщиною 0,40 мм і 0,32 мм, відповідно. Обидва зразки виготовлені із дрібних фрагментів, відколотих від грані призми кристала і зорієнтованих так, що оптична вісь c лежить в площині зразка, що дозволило вимірювати спектри в поляризаціях $E||c$ і $E\perp c$.

За даними мікрозондового аналізу (Табл. 1) вивчений циркон є досить чистим матеріалом, близьким до теоретичного $ZrSiO_4$. В усіх точках вимірювання вміст Nb, P, F, Na і Mn є нижчими за межу чутливості приладу.

Середні значення вмісту K, Ca, Ti, Sm, Gd, Pb і Ho - нижче 0.001 а.ф.о. Тому всі вище вказані елементи, в Таб. 1 не показані.

Таблиця 1. Мікрозондовий хімічний склад вивченого циркону.

Точка	Вміст металу, а.р.ф.у., $\Sigma O=12$														Сума
	Si	Zr	Hf	Al	Zn	Yb	Er	Fe	La	Ce	Pr	Nd	Mg	Lu	
1	2.996	2.975	0.017	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000	0.001	0.005	0.000	0.002	0.000	5.999
2	3.024	2.957	0.015	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	5.998
3	2.968	3.011	0.013	0.002	0.000	0.000	0.002	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	5.998
4	3.009	2.972	0.013	0.001	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	5.999
5	2.972	2.999	0.015	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.006	0.001	0.000	0.004	0.001	0.001	6.000
6	3.100	2.869	0.015	0.001	0.000	0.000	0.001	0.002	0.000	0.003	0.005	0.000	0.001	0.000	5.997
7	3.060	2.903	0.014	0.002	0.0084	0.004	0.004	0.000	0.000	0.001	0.007	0.000	0.001	0.000	6.004
8	3.005	2.969	0.015	0.000	0.0000	0.004	0.000	0.000	0.005	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	6.000
9	3.005	2.969	0.015	0.000	0.0000	0.004	0.000	0.000	0.005	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	6.000
10	2.988	2.985	0.014	0.001	0.008	0.002	0.004	0.000	0.001	0.000	0.001	0.003	0.001	0.000	6.008
11	2.976	2.996	0.015	0.001	0.002	0.000	0.003	0.002	0.000	0.002	0.000	0.002	0.003	0.003	6.002
12	2.999	2.974	0.015	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.004	0.003	0.001	0.000	0.001	0.001	5.999
Середнє	3.010	2.964	0.015	0.001	0.002	0.001	0.002	0.001	0.002	0.001	0.002	0.001	0.001	0.001	6.003

Спектри поглинання зразків №1 і 2 в поляризаціях $E||c$ і $E\perp c$ в діапазоні $\sim 28580\text{--}5556\text{ см}^{-1}$ були поміряні на оригінальному оптичному мікроспектрофотометрі, описаному в роботах [4, 5]. Спектр зр. № 1 в діапазоні $6000 - 1300\text{ см}^{-1}$ був поміряний також на Фур'є-мікроспектрометрі Bruker IFS 66v з дзеркальною оптикою. На Рис. 2 оптичний спектр і Фур'є-спектр зр. №1 показані «пришитими» один до одного.

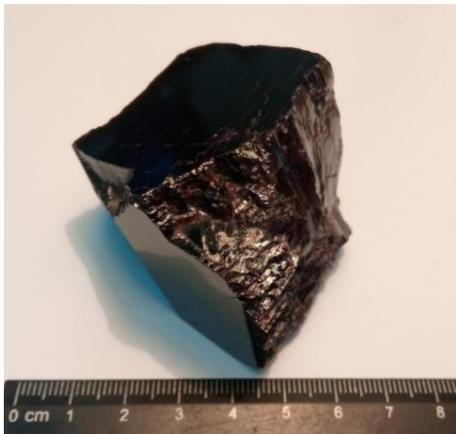


Рис. 1. Фотографія вивченого циркону.

За загальною конфігурацією, кількістю, енергіями максимумів, шириною і поляризаційними властивостями широких смуг, спектр поглинання на Рис. 2 суттєво відрізняється від спектрів інших фіолетових цирконів, вивчених до цього [напр. 1, 6-9].

Зокрема, інтенсивність широких смуг поглинання в спектрах нашого зразка (показані вертикальними стрілками) має поляризаційну залежність $E\perp c > E||c$, тоді як в спектрах в роботі [1] це навпаки, $E||c > E\perp c$. З іншого боку, вузькі лінії поглинання з максимумами при $\sim 589, 654, 691\text{ нм}$, в спектрах забарвлених цирконів різного генезису, які були приписані електронним ff -переходам в іонах U^{4+} [1], можна розрізнити (серед інших) і в спектрі нашого зразка.

Набір широких смуг поглинання в спектрах на рис. 2 нагадує «трьох смугові спектри» деяких цирконів [1]. Однак, інтенсивність третьої, найнижчої за енергією смуги в спектрі нашого зразка є відносно висока, а позиція її максимуму є суттєво іншою: $540\text{--}555\text{ нм}$ проти $480\text{--}490\text{ нм}$. З урахуванням цього можна вважати, що в цьому разі ми маємо справу з новим центром фіолетового забарвлення в цирконі. Прожарювання при $300\text{ }^\circ\text{C}$ (протягом 30 хв.) не спричинює скільки-небудь помітного впливу на колір і на оптичний

спектр поглинання циркону. Наступний крок, 400 °С, призводить до суттєвого ослаблення забарвлення, спричинене зменшенням інтенсивності короткохвильового краю поглинання і широких смуг в обох поляризаціях $E_{\perp c}$ і $E_{\parallel c}$ (Рис. 3). Інтенсивність вузьких ліній залишилася при цьому практично незмінною. З наступним кроком, 500 °С, край поглинання знову ослаблюється, а широкі смуги на його тлі практично щезають, тоді як інтенсивність вузьких ліній поглинання залишаються незмінною. Крім того, декілька нових ліній з'являються із-за зникнення широких смуг, які до цього їх маскували. Фіолетовий колір повністю зник. За рахунок деякого розсіяння світла на внутрішніх мікродефектах зразка, кольори, вираховані зі спектрів, свідчать про блідо-сіре забарвлення, майже однакове в обох поляризаціях. Прожарювання при 900 °С (на рис. 3 не показане) призводить до повного зникнення короткохвильового краю поглинання, тоді як інтенсивність вузьких ліній залишається незмінною. Сіруватий колір, розрахований із спектрів, ще більш світлішає. Результати покрокового прожарювання свідчать про те, що три широких смуг поглинання в обох поляризаціях, спричинені, найбільш ймовірно, одним і тим же центром забарвлення.

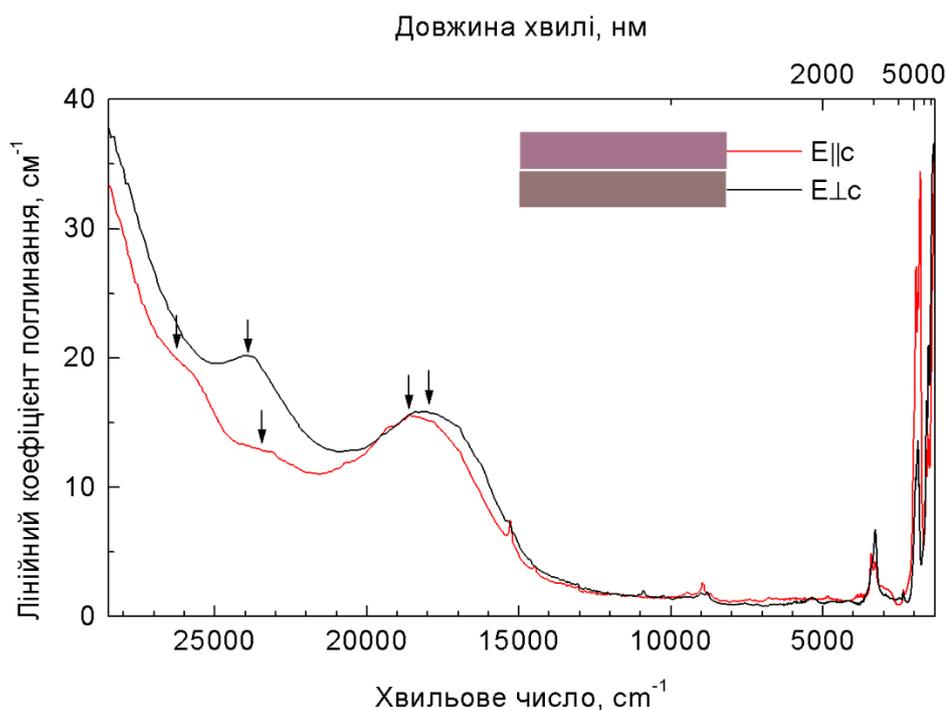


Рис. 2. Оптичний спектр поглинання циркону. Кольорові вставки відповідають кольорам, вирахованим із поляризованих спектрів $E_{\parallel c}$ і $E_{\perp c}$ для реальної товщини зразка 0,40 мм і джерела освітлення МКО 1931 С, яке імітує розсіяне денне світло.

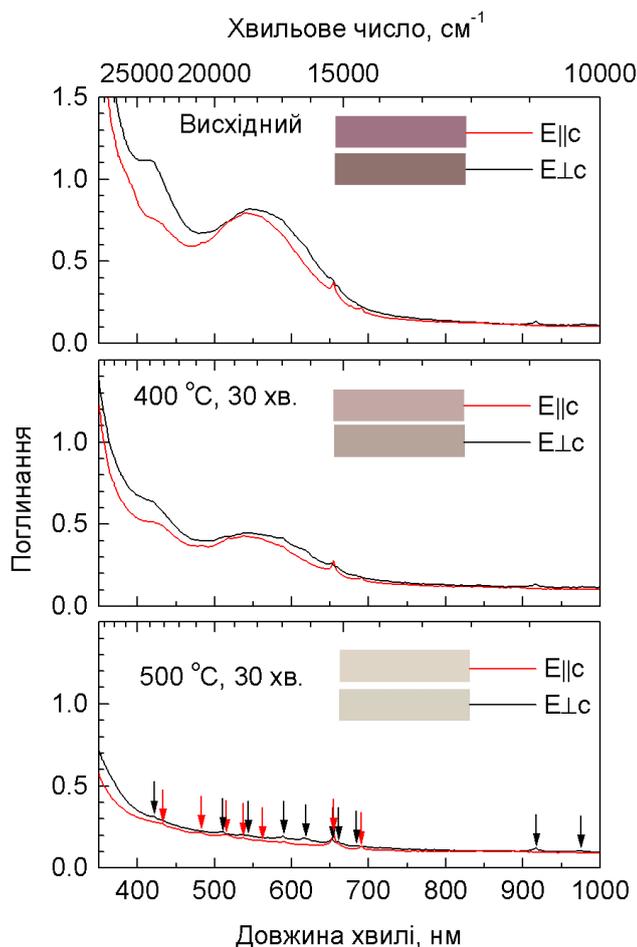


Рис. 3. Вплив термічного прожарювання на оптичний спектр і колір вивченого циркону. Три вузьких лінії поглинання, позначені стрілками при довжинах хвилі біля 650 нм, зумовлені іоном U^{4+} [1], другі (біля 14-ти в сумі) можуть бути спричинені іншими електронними ff -переходами в U^{4+} і REE іонах.

Оскільки склад циркону є дуже близьким до чистого $ZrSiO_4$ (Табл. 1), віднесення широких смуг до електронних dd - або ff -переходів кристалічного поля є дуже сумнівним, оскільки в ньому немає перехідного чи рідкоземельного елемента з достатньою високою концентрацією для цього. В темно-червоних кристалах із Північної Кароліни (США) і Еспалі (Франція) Клінгер зі співавторами [3] встановили чітку кореляцію між концентрацією парамагнітних діркових центрів типу $[SiO_4^{3-}/Y^{3+}]$, еволюцією двох широких смуг поглинання в оптичних спектрах поглинання і типом забарвлення, що спостерігалось. Зазначимо, однак, що при цьому автори не надали жодних даних щодо хімічного складу вивчених цирконів, які би підтвердили присутність в них ітрію. Хоча, наскільки нам відомо, фіолетові або пурпурові циркони до цього часу методом ЕПР спектроскопії взагалі не вивчалися, тим не менше, ми припускаємо, що інтенсивне темно-пурпурове забарвлення нашого зразка може бути зумовлене електронними переходами в якомусь подібному ЕПР-центрі. Результати термічної обробки зразку №2 (див. вище) з цим узгоджується. Також, відчутний вміст Y в останньому може відігравати певну роль в формуванні такого ЕПР-центру. Спектри цирконів із кімберлітових трубок не містять вузьких ліній поглинання, зумовлених рідкісноземельними

іонами або U^{4+} , тоді як в спектрах цирконів із карбонатитів такі спектроскопічні особливості є досить поширеними [10]. В спектрі вивченого нами темно-пурпурового циркону серія вузьких ліній поглинання вказує, що найбільш ймовірно цей зразок не є мінералом глибинного кимберлітового походження.

Література

1. *Kempe U., Trinkler M., Pöppel A., Hincinschi C.* Coloration of natural zircon. *Can. Mineral.*, 2016, **54**, p. 635–660.
2. *Nasdala L., Zhang M., Kempe U., Panczer G., Gaft M., Andrut M., Plötze M.* Spectroscopic methods applied to zircon. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 2003, **53**, p. 427–467.
3. *Klinger M., Kempe U., Pöppel A., Böttcher R., Trinkler M.* Paramagnetic hole centres in natural zircon and zircon colouration. *Europ. J Mineral.*, 2012, **24**, p. 1005-1016.
4. *Taran M.N., Vyshnevskiy O.A.* Be, Fe²⁺-substitution in natural beryl: an optical absorption spectroscopy study. *Phys. Chem. Minerals*, 2019, **46**, p. 795–806.
5. *Таран М.М.* Оптична спектроскопія іонів перехідних металів у мінералах за різних температур і тисків: спектроскопічні, кристалохімічні та термодинамічні аспекти. Київ, Наукова думка, 2020, 397 с.
6. *Fielding P.E.* The distribution of uranium, rare earths, and color centers in a crystal of natural zircon. *Amer. Mineralogist*, 1970, **55**, p. 428-440.
7. *Таран М.Н.* Исследование природы окраски ювелирных цирконов. В кн. Вопросы геохимии, минералогии и рудообразования, Киев, Наукова думка, 1979, с. 42-50.
8. *Квасниці В.Н., Таран М.Н., Смирнов Г.И., Легкова Г.В., Крочук В.М., Вуйко В.И.* Фиолетово-красный циркон из кимберлита. *Минерал. сб. Львов. ун-та.*, 1988, **42**, №2, 12-17.
9. *Таран М.Н., Багмут Н.Н., Квасниці В.М., Харьков А.Д.* Оптические и ЭПР-спектры природных цирконов кимберлитового типа. *Мин. журнал*, 1990, **12**, №2, с. 44-51.
10. *Квасниці В.Н., Таран М.Н., Багмут Н.Н., Кислякова Т.Я.* Спектроскопические особенности циркона из мантийных пород и их возможное поисковое значение. *Минерал. сб. Львов. ун-та.*, 1990, **44**, №1, с. 60-64.

УДК 549.642

<https://doi.org/10.30836/gbhgd.2024.36>

ПОХОДЖЕННЯ УНІКАЛЬНОГО ФІОЛЕТОВОГО ЦИРКОНУ З АФГАНІСТАНУ

Хоменко¹ В.М., Таран¹ М.М., Науменко² Є.В., Курцбах³ М.

¹ Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України, Київ, Україна, vladimir.khom@yahoo.com

² Національний науково-природничий музей НАН України, Київ, Україна

³ Технічний університет Берліну, Ернст-Ройтер-Плац, 1, Берлін, Німеччина

PROVENANCE OF UNIQUE PURPLE ZIRCON FROM AFGHANISTAN

Khomenko¹ V., Naumenko² E., Taran¹ M., Kurzbach³ M.

¹ M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation of the NAS of Ukraine, Kyiv, vladimir.khom@yahoo.com

² The National Museum of Natural History of the NAS of Ukraine, Kyiv

³ Technical University Berlin, Germany, Ernst-Reuter Platz 1, Berlin, Germany

Unique unusually large dark violet zircon crystal from Afganistan was studied by EMPA, LA-ICP-MS, XRD and FTIR methods. Obtained results reveal its well preserved crystallinity, absence of definite zoning, low concentration of isomorphic impurities, weak “flat” Eu-minimum and Proterozoic age ~1875 Ma. IR spectra show two narrow peaks of structural OH groups at 3405 and 3274 cm⁻¹ and absence of structural molecular water. All these features are non-typical for magmatic silicate rocks or from Oligocene carbonatites. The Proterozoic marbles are considered the most likely source of this zircon.

Вступ. Великий (>8 см) уламок темно-фіолетового кристала циркону з добре збереженими дзеркальними гранями призми був придбаний на ринку Кабула (Афганістан). Продавець продав його як гранат. З його слів зразок походить з долини р. Кокча в провінції Бадахшан. Долина р. Кокча відома своїми копальнями лазуриту, однак за даними [1] відомості про знахідки там циркону наразі відсутні. Колекційні зразки відносно великих, до 4-5 см, афганських цирконів походять з протерозойських мармурів в околицях м. Маногай, регіон Dara-i-Pesh провінції Кунар (Рис. 1А) [1]. Однак за червоно-помаранчевим кольором, біпірамідальним чи короткопризматичним габітусом і оптичними спектрами поглинання [2] вони суттєво відрізняються від придбаного в Кабулі зразка (Рис. 1В,С). Іншим відомим місцем знахідок дрібних цирконів в Афганістані є карбонатитовий комплекс Ханнешін (Khanneshin) в провінції Хелманд [1,3]. Рідкісні знахідки фіолетових цирконів відомі в кімберлітах [5,6], однак в Афганістані подібні утворення не виявлені.

Враховуючи унікальність темно-фіолетового циркона, автори спробували з'ясувати його ймовірне походження за результатами досліджень методами ICP-LA, електронного мікроаналізу і ІЧ спектроскопії.

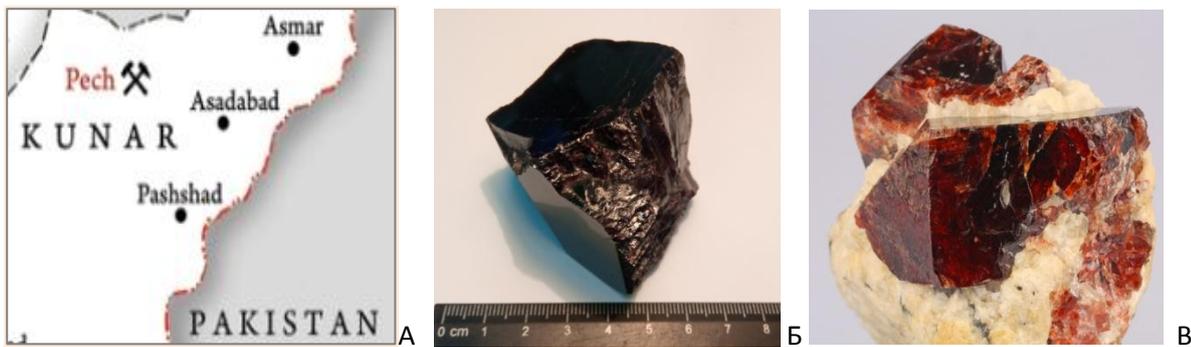


Рис. 1. Місце видобутку колекційних афганських цирконів, використано дані [1,8] (А); фото досліджуваного зразка (Б) і циркону з пров. Кунар [1] (В).

Методи досліджень. Фрагменти циркону (1-1,5 мм) були відколоті з поверхньої грані призми і розбитої внутрішньої частини кристалу. З двох уламків були виготовлені плоско-паралельні поліровані пластинки, які використовувались для досліджень методами електронного мікроаналіза, LA-ICP-MS, інфрачервоної та оптичної спектроскопії. Пластинки виготовлялись так, щоб оптична вісь c знаходилась в площині зразка, що дозволило отримати поляризовані ІЧ спектри ($E||c$ і $E\perp c$). Ці самі пластинки використовувались для мікрозондових аналізів і LA-ICP-MS. Інші фрагменти були розтерті для дослідження методом рентгенівської дифракції.

Електронний мікроаналіз проводився на приладі JEOL Superprobe JXA-8530F з п'ятьма спектрометрами. Вимірювання методом LA-ICP-MS були виконані з допомогою системи Agilent 8900 ICP-QQQ, сполученої з Teledyne Analyte Excite. Поляризовані FTIR спектри в діапазоні $1000\text{--}6000\text{ cm}^{-1}$ отримані на спектрометрі Bruker IFS-66 з ІЧ мікроскопом. Дифрактограми записувались на дифрактометрі Rigaku SmartLab з обертовим Cu анодом та 2D детектором. Усі вимірювання і аналізи проведені в Технічному Університеті Берліна.

Результати і обговорення. Досліджені фрагменти кристала циркона не містять жодних включень, а на їх мікрофотографіях в режимі COMPO не помітно ознак зональності. За даними мікрозондового аналізу і LA-ICP-MS, фіолетовий циркон містить малу кількість домішок і за складом наближається до теоретичного ZrSiO_4 .

Вміст Hf коливається у вузьких межах 6300-7400 ppm, причому фрагмент з поверхньої грані призми чітко вирізняється меншими значеннями (Рис. 2), що може свідчити про зміну умов росту кристала і слабо виражену зональність. Концентрації Ti і Y знаходяться у діапазонах 5-6,1 і 350-560 ppm, відповідно. Зразки з приповерхневого шару вирізняються меншим вмістом Y так само, в той час як Ti розподіляється рівномірно. Уран і торій виявлено у помірних кількостях, 380-450 і 310-370 ppm, відповідно. Спостерігається чітка лінійна кореляція (за виключенням одного аналізу) між U та ізотопами ^{206}Pb , ^{207}Pb (Рис. 3), що свідчить про збереження цілісності U-Pb системи кристала (Рис. 3). Водночас лінійна залежність між Th і ^{208}Pb розпадається на два окремих відрізки, що може бути зумовлено помірними коливаннями концентрації Th протягом росту кристалу.

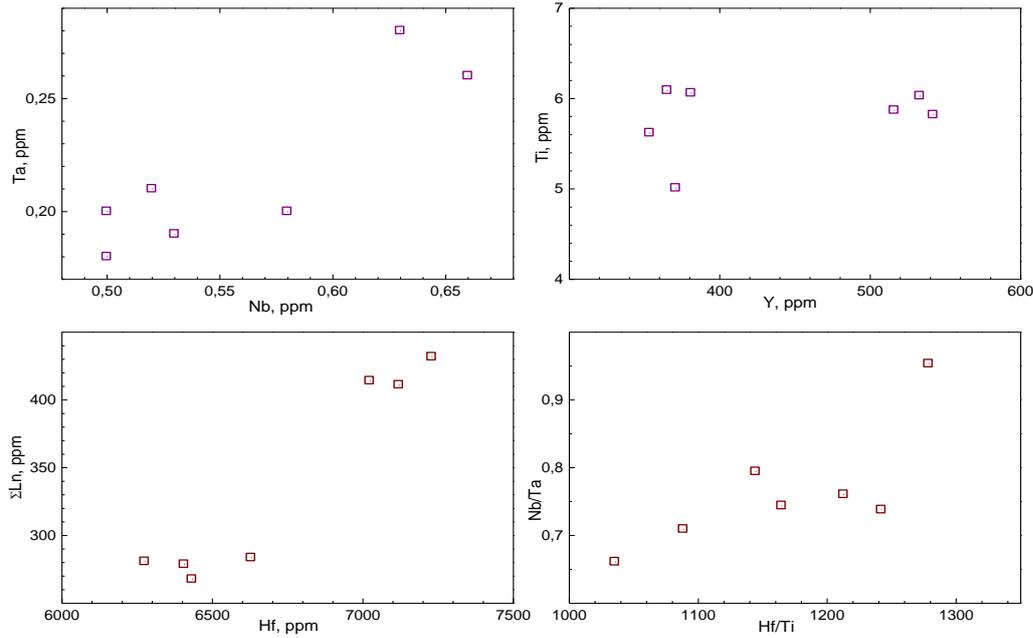


Рис. 2. Вміст обраних катіонів та залежність між співвідношеннями Hf/Ti та Nb/Ta у фіолетовому цирконі з Афганістану за даними LA-ICP-MS.

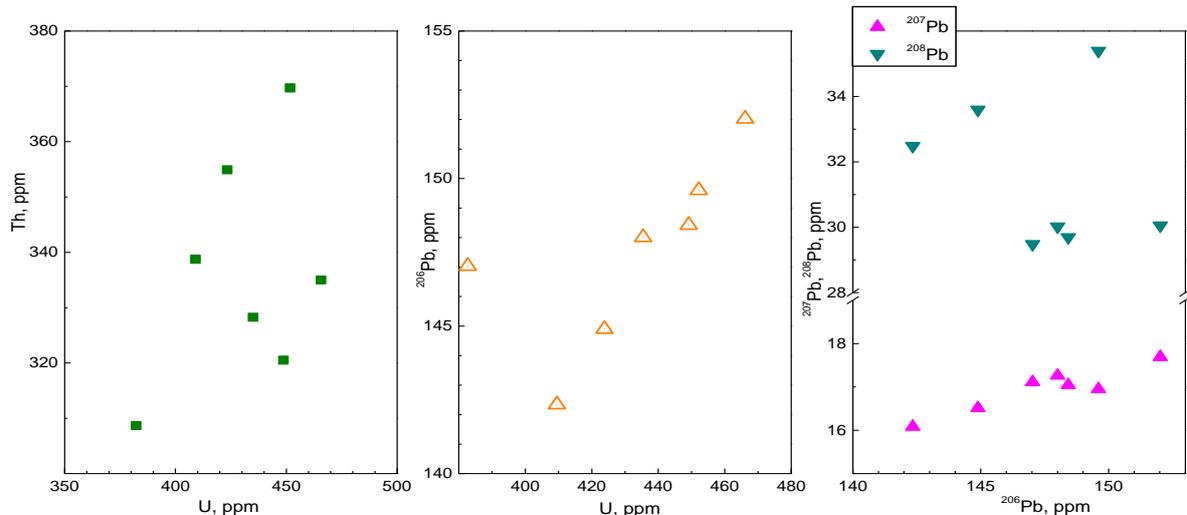


Рис. 3. Графіки кореляцій між U і Th, U і ²⁰⁶Pb, та між ізотопами свинцю ²⁰⁶Pb і ²⁰⁷Pb, ²⁰⁸Pb у фіолетовому цирконі з Афганістану.

Розподілу лантаноїдів у вивченому зразку вирізняється чіткою тенденцією до збільшення концентрацій важких РЗЕ, інтенсивним піком Се і дуже незначним мінімумом Eu (Рис. 4), що не характерно для більшості силікатних магматичних порід і свідчить про високу активність кисню протягом кристалізації циркону [7].

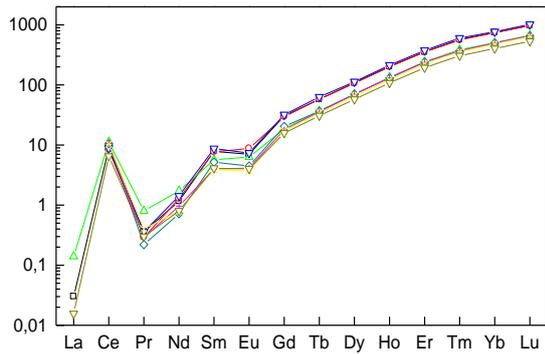


Рис. 4. Хондрит-нормований розподіл РЗЕ у фіолетовому цирконі.

Інтенсивні вузькі піки на дифрактограмі зразка (Рис. 5) підтверджують високу ступінь впорядкованості його структури. Це узгоджується з характером його ІЧ спектрів з чітко розділеними компонентами двофонових смуг

коливань Si-O поляризованими піками структурних груп ОН при 3405 і 3275 cm^{-1} (Рис 6).

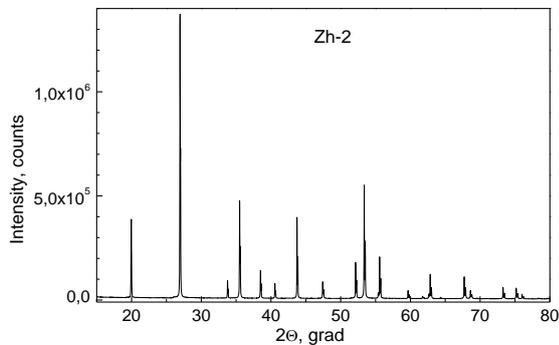
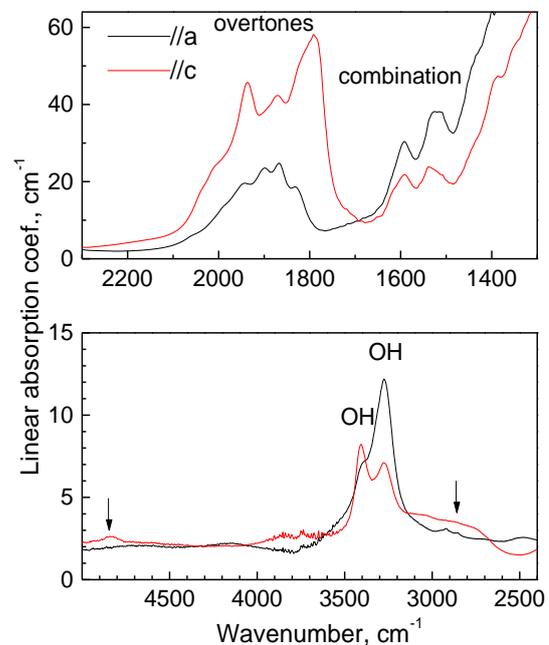


Рис. 5. Дифрактограма фіолетового циркона в діапазоні 15-80° кутів 2 θ .

Рис. 6. Поляризовані ІЧ спектри кристалу циркона в області коливань Si-O (зверху) і О-Н (знизу).



ІЧ спектри фіксують ще одну унікальну рису досліджуваного зразка – практично повну відсутність молекулярної води як у включеннях, так і у структурних дефектах. Вірогідно, це є однією з причин слабкої аморфізації зразка. Структурні групи ОН мають бути пов'язані з компенсацією надлишкового негативного заряду при ізоморфному входженні іонів Me^{3+} .

Визначення ізотопного віку циркону ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, LA-ICP-MS) у шести точках дає середнє значення 1876 Ма, що відповідає середньому Протерозою. Це відкидає можливий зв'язок з молодими (25-20 Ма) олігоценними карбонатитовими масивами Афганістану [8] і суміжних районів Пакистану. З відомих з літератури потенційних материнських порід для циркону такого віку в даному регіоні залишаються мармури долини р. Кокча, вік яких, визначений за Pb/Pb співвідношенням, становить 2460-2700 Ма, за даними K/Ar методу – 1675 Ма, а за Rb/Sr – 1720-1750 Ма [3]. Інше потенційне джерело – мармури

протерозойської серії Нуристан, також розвинені в провінції Кунар. Проте згадки про знахідки в них цирконів у літературі та інтернеті наразі відсутні.

Висновки. Фіолетовий кристал афганського циркону невідомого походження виявився унікальним не лише за своїм кольором, розмірами і оптичними спектрами [2], але і за рідкісним поєднанням своїх кристалохімічних характеристик, що включають практично не зачеплену процесами метаміктизації впорядковану кристалічну структуру, відсутність вираженої зональності, добре збережену U-Pb ізотопну систему, слабо виражений Eu- мінімум і повну відсутність молекулярної води.

Протерозойський вік і нетипові для магматичних силікатних порід кристалохімічні особливості зразка обмежують коло можливих материнських порід мармурами докембрійських серій, датування яких потребують уточнення. Додаткові комплексні дослідження червоних цирконів Маногою необхідні для розуміння кристалохімічних відмінностей між ними і дослідженим зразком.

Література

1. <https://www.mindat.org/loc-125721.html>
2. Таран М.М., Хоменко В.М., Науменко Є.В., Ніссен Й. Про забарвлення крупного темно-пурпурового циркону із афганістану. Геологічна будова та історія геологічного розвитку Українського щита. Матеріали Всеукраїнської наукової конференції, Київ, 17-18 вересня 2024.
3. Геология и полезные ископаемые Афганистана. Книга 1. Ред. Дронов В.И., Абдулла Ш., Чмырев В.М. Недра, М., 1980, 535 с.
4. Lyckberg P. Gem pegmatites of northeastern Afghanistan. *The Mineralogical Record*, 2017, 48 (5), p. 610-675.
5. Kempe U., Trinkler M., Pöppel A., Himcinschi C. Coloration of natural zircon. *Can. Mineral.*, 2016, 54, p. 635–660.
6. Квасница В.Н., Таран М.Н., Багмут Н.Н., Кислякова Т.Я. Спектроскопические особенности циркона из мантийных пород и их возможное поисковое значение. *Минерал. сб. Львов. ун-та.*, 1990, 44, №1, с. 60-64.
7. Borisov A.A. Mutual interaction of redox pairs in silicate melts: Equilibria involving metallic phases. *Petrology*, 2016, 24, p. 117–126. doi:10.1134/S0869591116020028
8. Alkhazov V.Yu., Atakishiyev Z.M., Azimi N.A. Geology and mineral resources of the early Quaternary Khanneshin carbonatite volcano (Southern Afghanistan). *International Geology Review*, 1978, 20 (3), p. 281-285 doi:10.1080/00206817809471382

УДК 552.1:553.3

<https://doi.org/10.30836/gbhgd.2024.37>

**ЗАГАЛЬНІ ВІДОМОСТІ ПРО САМОРОДНЕ ЗАЛІЗО ЗА
ОПУБЛІКОВАНИМИ ДЖЕРЕЛАМИ**

Шестопалова О.Є., Друкаренко В.В.

Інститут геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України, м. Київ, Tory_D@ukr.net

**GENERAL INFORMATION ABOUT NATURAL IRON ACCORDING TO
PUBLISHED SOURCES**

Shestopalova O., Drukarenko V.

Subbotin Institute of Geophysics, NAS of Ukraine, Kyiv, Tory_D@ukr.net

Only α -Fe modification of native iron is ferromagnetic unlike γ -Fe and δ -Fe modifications, with $T_c = 769^\circ\text{C}$ and is resistant to $T = 910^\circ\text{C}$. Pure iron was determined in samples of oceanic basalts (31% of cases), traps - 36%, hyperbasite - 75%. Most particles of metallic iron have the same shape, regardless of their origin, which indicates the uniformity of the primary magmatic conditions of their formation. According to precise mineralogical studies, the surface of the grains often has rims of other iron-bearing minerals. According to existing hypotheses, iron is carried from considerable depths by mantle plumes or is formed in magma under the action of reducing fluids associated with degassing processes, which sources occur in the "D" layer. One of the indicators of the process of deep degassing of the Earth and indicators of the composition of super-deep fluids is the release of prigenites, which are formed as well along the crushing zones in the rocks of the crystalline basement of various regions of the Ukrainian Shield, etc.

Численні дослідження вітчизняних та зарубіжних авторів дають змогу обґрунтувати на магнітно-мінералогічному рівні можливість існування на мантийних глибинах намагнічених порід, в тому числі самородного заліза, та можливі їх зміни за рахунок термодинамічних факторів та флюїдного режиму. Так, трансформації магнітних мінералів відбуваються в особливих тектонічних зонах верхньої мантиї Землі, зокрема областей різних типів зчленування літосферних плит, рифтів, плюмів, зон тектоно-термальної активізації та ін. Особливий інтерес в цьому контексті представляє самородне залізо, його властивості, мінералогічний склад та походження.

У природі відомі декілька модифікацій самородного заліза – α -Fe, γ -Fe та δ -Fe, серед яких феромагнітною є тільки α -Fe модифікація. Вона має температуру Кюрі $T_c = 769^\circ\text{C}$ та є стійкою до $T = 910^\circ\text{C}$. γ -Fe модифікація існує в інтервалі між 910 и 1400°C , δ -Fe – вище за 1400°C , обидві є парамагнітними [1]. В залежності від походження [2] – земного (телуричного) або космічного (метеорного) – мають різний склад. Телуричні мінерали родини Fe за складом близькі до умов рівноважної системи Fe-Ni (за атм T). Ферит ($\text{Ni} \leq 2,9$ атмосферних %, зрідка до 6,4 атмосферних %) та аваруйт, представлений фазою змінного складу на основі Ni_3Fe з вмістом Ni від 73 до 92 ат.%(273K). Мінерали космічного походження відповідають за [2] – камаситу (Ni біля 6,4 ат.%) та теніту ($\text{Ni} > 24$ ат.%), зі складом, який перебиває аваруйт. Ферит та камасит є магнітними. Магнітною є і заліzysta платина (Pt, Fe).

За даними термомагнітних та мікрозондових досліджень металічне залізо земного походження спостерігається у верхньомантийних гіпербазитах, винесених на поверхню у вигляді ксенолітів базальтовими лавами Антарктиди,

Монголії, Далекого Сходу (Примор'я), Сирії, Шпіцбергена, Вітимського плато; у Сибірських трапах Ангарської, Маймеча–Котуйської та Норильської провінцій та базальтах океанічного дна Атлантичного, Тихого, Індійського океанів та Червоного моря [3]. Головний вклад у намагніченість гіпербазитів вносять залізовміщуючі парамагнітні мінерали, такі як олівін і піроксен. T_c заліза отримана для 14 зразків з 50, концентрація якого варіює від 0,0001 до 0,0003% [3]. У породах трапових формацій металічне залізо є характерним для субінтрузивних тіл. Його концентрація варіює від 0,0001 до 0,0055%. Розподіл точок Кюрі подібний до їх розподілу у гіпербазитах та знаходиться в інтервалі 705-775 °С, з максимумом в інтервалі 765-775 °С. Розподіл металічного заліза в океанічних базальтах не відрізняється від інших земних порід, однак частинки заліза утворюються до виливу лави, з умовами утворення подібними до таких у гіпербазитах та трапах. Металічне залізо визначено у половині з досліджених зразків з концентрацією 0,0002 – 0,0018%.

Розподіл точок T_c заліза подібне для земних та місячних базальтів. Спостерігається збільшення кількості зразків з T_c від 700 до 770 °С та максимумом у межах чистого заліза. Чисте залізо у зразках океанічних базальтів визначено у 31% випадків, у трапах – 36%, гіпербазитах – 75%. У метеоритах максимум T_c чистого заліза знаходиться в інтервалі 745-755 °С (27% випадків) та кількість його менша. Частки металічного заліза з $T_c = 730-760$ °С присутні і в осадових породах, причому в більшій кількості, ніж у гіпербазитах, трапах та базальтах [3].

Згідно мікрозондових досліджень [3] значна кількість часток заліза не вміщує домішок нікелю на відміну від метеорного Fe, де 92% часток складені Fe-Ni сплавом, зі вмістом нікелю від декількох відсотків до 50% , у тому числі шрейберзітом $(Fe, Ni, Co)_3 P$ та іншими інтерметалоїдами. Усі зразки мають домішки Si, Al та Cr, у деяких присутній Mn (в океанічних базальтах до 8-10%) який, зазвичай, спостерігається разом із Cr. Деякі частинки заліза базальтів та гіпербазитів вміщують домішки Ti та Mg, що може вказувати на контамінацію вміщуючих порід, титаномагнетиту та силікатів. Зазвичай метеорне залізо не містить домішок Ti. Більшість часток металічного заліза має одну й ту ж саму форму не залежно від походження, що вказує на одноманітність первинних магматичних умов їх утворення.

За [4] для земного Fe не характерні складні явища розпаду – двійники та зональна будова зерен. За формою виділень відомі суцільні маси, вкраплення у вигляді лусочок, зерен, сферул, дендритів, виділень неправильної форми, дрібних пилоподібних вкраплень, дрібних зерен та самородків різного розміру. Ферит та аваруїт у вигляді найдрібніших зерен ізометричної та пластинчастої форми відомі у ряді серпентинізованих масивів, де асоціюють з піротином, пентландитом, хизлевудитом, магнетитом, хромітом, іноді графітом (Швейцарія), самородною міддю, уайрауїтом (CoFe), магнетитом, пентландитом (Маскок, Канада). У річкових розсипах серпентинізованого масиву в окрузі Джозефін (південний захід штату Орегон, США) відомі джозефініти - гальки розміром до 10 см, які складаються з теніту (20-45%), аваруїту (55-75%) та невеликої кількості енстатиту або олівину та андрадиту,

утворення яких пов'язують з ультраосновними розплавами великих глибин (ядро – мантія) [2]. Розглядаються вони як первинно-магматичні компоненти магми, так і в якості продукту відновлення залізовміщуючих утворень [5].

Самородне залізо магматичного походження пов'язане переважно з базальтовими розплавами. Найбільш відомі скупчення самородного заліза на узбережжі о. Діско (Західна Гренландія) та серед трапів Сибірської платформи, де самородне залізо спостерігається у вигляді каплеподібних сферул (діаметром до декількох мм) у субвулканічних тілах толеїтового складу. Скупчення Fe тяжіють до верхніх горизонтів інтрузій, які також вміщують вюстит, магнетит, теніт, когеніт, ільменіт, троїліт, халькопірит, графіт, кліфтоніт, породоутворюючі та деякі інші мінерали [6].

За прецизійними мінералогічними дослідженнями [5] самородне залізо з поверхні має кайми інших залізовміщуючих мінералів. Так, краплі заліза Овіфіаку (Гренландія) мають оболонки ільменіту. У Меллемфьорді (о.Діско) відомі орієнтовані зростання заліза з магнетитом, які утворюють складні структури. У габро-долеритах (Сибірські трапи) [7] навкруги зерен самородного заліза визначено присутність декількох різних за складом оболонок, що на наш погляд, є дуже важливим (при вивченні рудних мінералів не завжди застосовувались прецизійні методи досліджень). Дрібні кульки фериту, що обмежені каймами магнетиту, олівіну та інших мінералів, також відомі у протолочках гранодіритів, гранітів та гранітних пегматитів Кольського півострова [4].

За існуючими гіпотезами [6, 8] залізо, що спостерігається у вивержених породах (базитах та гіпербазитах), виноситься зі значних глибин мантійними плюмами, що підіймаються від межі з ядром та досягають подошви літосфери, виносячи розплави основного складу, або утворюється (відновлюється) у магмі під дією відновлювальних флюїдів – водню, вуглецю або органічною речовиною, захопленими розплавами в процесі інтрузії. За [Шестопалов та ін., 2018] відновлювальні флюїди є дериватами найглибших горизонтів геосфери (зовнішнє ядро – шар «Д» – нижня мантія). Провідну роль щодо процесів дегазації відводять мантійним плюмам, які є провідниками речовини (та енергії) від зовнішнього ядра Землі до її поверхні та визначають розміщення найкрупніших металогенічних та нафтогазоносних провінцій. В якості прикладу [Шестопалов та ін., 2018] наводиться пізньопротерозойський суперплюм, який існував під Сарматським палеоцитом. З розпадом суперплюму пов'язують виникнення системи нафтогазоносних басейнів та кристалічних масивів УЩ.

За даними сейсмічної томографії постулюється [8] присутність нерівномірно розподілених у мантії (до межі з ядром) розігрітих зон, потоків (плюмів) ядерно-мантійної речовини, що розміщуються на різних рівнях, в тому числі доходять до літосфери. Корені плюмів знаходяться у рідкому ядрі, а основні їх джерела пов'язані із шаром «Д». На глобальні процеси накопичення тепла у шарі «Д» накладаються висхідні потоки водню, оклюдованого практично у безмежній кількості твердим залізо-нікелевим ядром (з домішками інших металів). Передбачається дуже складний хімічний склад шару «Д», в

якому на фоні переважання Fe, C, Si та S присутня вся таблиця Менделєєва, у тому числі і некогерентні елементи. Індикаторами режиму процесів глибинної дегазації Землі та показників складу суперглибинних флюїдів пропонується виділення нового генетичного типу природних мінеральних утворень - так званих пригоженітів, що утворюються в тому числі по зонах дроблення у породах кристалічного фундаменту різних регіонів Українського Щита та ін.

За вивченням мінеральних включень надглибинних алмазів [9], залежно від складу вихідного субстрату силікати верхньої мантії та перехідної зони у нижній мантії трансформуються у дві мінеральні асоціації. Ювенільну ультрамафічну (бриджманіт, CaSi-перовскіт, феропериклаз) та мафічну (бриджманіт, CaSi-перовскіт, SiO₂ та Al-фази). Вміст Fe ультраосновної мінеральної асоціації збільшується з глибиною, що відображає збільшення заліза в об'ємному складі нижньої мантії взагалі [10]. Мафічна мінеральна асоціація, вірогідно, утворюється локально при перекристалізації субдукованих літосферних плит.

За [10] основним джерелом метасоматичних процесів у нижній мантії є карбонатитовий розплав, який утворюється внаслідок часткового розплавлення мантійного матеріалу на межі ядро-мантія. «Карбонатитова мінеральна асоціація» включає карбонати, галіди, фториди, фосфати, сульфати, силікати, оксиди, сульфідиди, прості речовини та леткі компоненти. Містить майже 50 мінеральних видів (джерело пригоженітів??). Домінують карбонати (натрокарбонати), галіди та фториди. Серед оксидів співіснують периклаз та вюстит, що вказує на утворення цієї асоціації на глибинах понад 2000 км. Деякі багаті на залізо (Mg,Fe)O включення в алмазах віднесені до найбільш глибинних утворень нижньої мантії.

Література

1. Печерский Д. М. (1985). Петромагнетизм и палеомагнетизм. Москва: «Наука», 126 с.
2. Годовиков А.А. (1983). Минералогия. Москва: «Недра», 647 с.
3. Печерский Д.М. (2016). Распространенность металлического железа внутри планет. Геофизический журнал, **38**, 5, 13-24.
4. Рамдор П. (1962). Рудные минералы и их сростания. Издательство иностранной литературы, Москва, 1132 с.
5. Штрюбель Г., Циммер З.Х. (1987). Минералогический словарь. Москва: «Недра», 494 с.
6. Шкодзинский В.С., Копылова А.Г. (2002). Роль мантийных плюмов в образовании скоплений самородного железа в базитах. Мантийные плюмы и металлогения. Материалы Международного симпозиума. Петрозаводск-Москва, 2002, 515 с.
7. Рябов В.В., Павлов А.Л., Лопатин Г.Г. (1985). Самородное железо Сибирских траппов. Новосибирск: «Наука», 168 с.
8. Шестопалов В.М., Лукін О.Ю., Згоннік В.О., Макаренко О.М., Ларін Н.В., Богуславський О.С. (2018). Нариси дегазації Землі. Науково-інженерний центр радіогідрогеоекологічних полігонних досліджень. Інститут геологічних наук. Київ, 632 с.
9. Квасниця В.М. (2018). Алмазне вікно у нижню мантію Землі (відгук на книгу Ф.В. Камінського "Нижня мантія Землі. Склад і будова"). Мінералогічний журнал, **40**, 1, 93-97.
10. Kaminsky F.V. (2017). The Earth's Lower Mantle: Composition and Structure. Springer Int. Publ. AG, 340 p. DOI:10.1007/978-3-319-55684-0

УДК 548.5:544.6:54.05

<https://doi.org/10.30836/gbhgd.2024.38>

АКТИВОВАНА ЕЛЕКТРИЧНИМ СТРУМОМ МІГРАЦІЯ ЛІТІЮ З МІНЕРАЛІВ У ВОДНИЙ РОЗЧИН

Ярошук Д.А., Павлишин В.І., Швайка І.Д.

Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П.Семененка НАН України, м. Київ,
Україна, mitya.yaroshchuk@gmail.com, V.I.Pavlyshyn@gmail.com, igor.d.shvayka@gmail.com.

ELECTRIC CURRENT ACTIVATED MIGRATION OF LITHIUM FROM MINERALS INTO AQUEOUS SOLUTION

Yaroschuk D.A., Pavlyshyn V.I., Shvayka I.D.

M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation NAS of Ukraine, Kyiv,
Ukraine, mitya.yaroshchuk@gmail.com, V.I.Pavlyshyn@gmail.com, igor.d.shvayka@gmail.com

This thesis describes an experimental work on electro-kinetic lithium extraction from spodumene and is meant to explore possibility of applying lithium migration effect from minerals to water in technological process of lithium extraction.

Отримання солей літію з природної сировини - ропи соляних озер чи літійвмісних мінералів - актуальна технологічна задача. Нині здебільшого використовують методи упарювання з подальшим виділенням солей літію хімічним шляхом при обробці ропи та гідрометалургійні, кислотні або лужні, схеми для отримання солей з літійвмісних мінералів. Обидва підходи є ресурсо- та енергоємними: для концентрування ропи - це випаровування великих об'ємів води; для гідрометалургійних - використання концентрованих кислот та лугів поряд з нагріванням до високих температур [1,2].

В умовах гіпергенезу (вивітрювання) кристалічного щита алюмосилікати, наприклад сподумен $\text{LiAl}[\text{Si}_2\text{O}_6]$ та петаліт $\text{Li}[\text{AlSi}_4\text{O}_{10}]$, після виносу з них літію, розпадаються на SiO_2 та Al_2O_3 . У цьому явищі нас цікавить саме процес розпаду сподумену та петаліту й подальша міграція літію у водний розчин, що взаємодіє з мінералами. Ми намагаємося прискорити цей природний процес та дослідити можливість застосувати це явище у технологічному процесі вилучення літію.

Ми спростили складну природну систему взаємодії твердої та рідкої фаз до лабораторної моделі, яка принципово складена з двох порожнин, заповнених водним розчином, між якими розміщено порцію подрібненого мінералу, який відділено від розчину пористою мембраною, що пропускає істинний розчин, але затримує частинки більші за розміром, аніж розмір пори мембрани. Саме таку модель було реалізовано у рамках роботи над дисертацією.

Концентрат сподумену, отриманий методом розділення у бромформі, являє собою 88% сподумену і залишок 12% кварцу у зростках зі сподуменом. Для обробки було приготовано подрібнену пробу класу крупності - 0,1 мм альфа-сподумену та бета-сподумену (прогрітого до 1020 °C). Під кожен зразок збиралася окрема комірка (рис.). Наважка зразку, масою один грам, з наповнювачем із стружки фторопласту поміщалася у електрохімічну комірку. Зразок відділено від камер з електролітом пористою мембраною виготовленої із фторопласту (PTFE) з розміром пор 0,45 мікрон. Камери, об'ємом 7 мл кожна,

заповнені електролітом, розташовані з обох боків від зразка мінералу. У камерах розташовано електроди з титанової пластини товщиною 0,1мм, шириною 10мм та довжиною 90 мм, згорнуті спіраллю для підвищення площі контакту пластини з рідиною. Титан було обрано через його стійкість до електроерозії під час електродних реакцій. В якості джерела струму використовували батарею 12 вольт та понижуючий стабілізатор побутового призначення з діапазоном регулювання 2-6 вольт та 1-4 ампер.

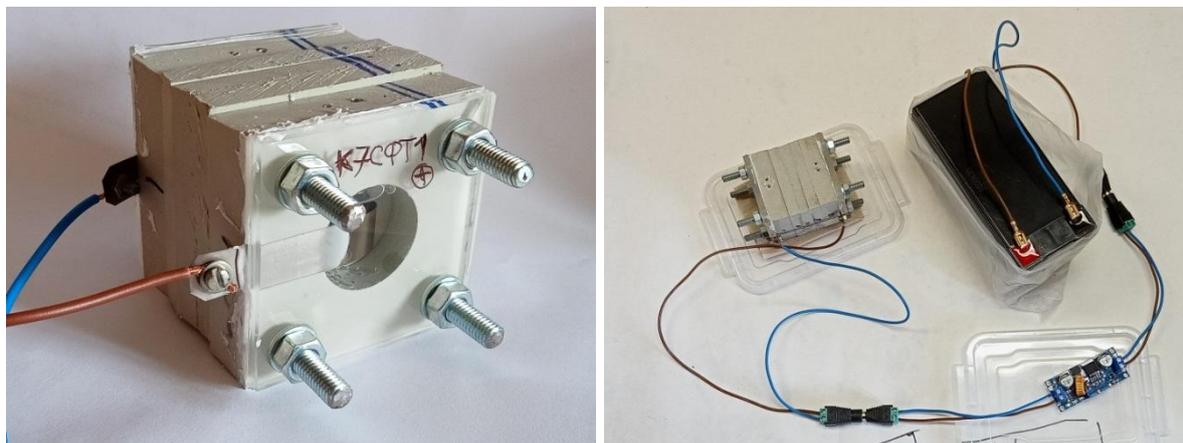


Рисунок. Електрохімічна комірка з листового поліпропілену та органічного скла та зовнішній вигляд з блоком живлення.

У першому експерименті використано електроліт 3% розчину нітрату натрію на дистилаті. Проби на аналіз відбиралися із електродних камер – окремо з плюсової та мінусової камер. Зразки відбиралися через різні проміжки часу знаходження під постійним струмом різної сили та напруги. Зразки аналізувалися на вміст літію на мас-спектрометрі ICP-MS Thermo Scientific Element-2. Найбільшим значенням за вмістом літію у пробі було 7 мг/л літію у розчині електроліту камери, до якої прикладався негативний потенціал. Отже, катіони літію, вилучені із кристалічної решітки оброблюваного мінералу, переходять у розчин і продовжують свій рух, спрямовані до негативного потенціалу, самі маючи позитивний заряд. Спостерігається зміна кислотності електроліту від рН 3 для камери з під'єднаним плюсовим контактом до рН 11 для камери з мінусовим, при тому, що розчин до обробки мав рН 6. Ефект контрастної зміни величини рН між камерами може відігравати важливу роль у протіканні іонного обміну. Під час протікання електрохімічного процесу спостерігається виділення бульбашок газу на позитивному електроді. Подальший план дослідження передбачає застосування замість нітрату натрію розчинів хлориду натрію, нітрату магнію та хлориду магнію.

Концепція електрокінетичного вилучення літію з мінералів може вирішити проблему екологічної шкоди, яка спричинюється концентрованими токсичними реагентами, що використовуються у гідрометалургійних процесах, використання високотемпературних енергоємних методів для переведення сподумену у бета модифікацію, що є кислото реакційною і дозволяє перевести літій у водний розчин в формі легкорозчинної солі, наприклад, сульфату літію, для подальшого виділення слабозчинних солей літію методом співосадження.

Очищення отриманих солей літію від шкідливих у подальшому застосуванні домішок хімічними методами також вимагає вдосконалення і несе великі екологічні ризики (наприклад возгонка літію з органічним розчинником). Для отримання чистих сполук літію з проміжних літійвмісних технологічних розчинів застосовують схожу до нашої конструкцію з тією відмінністю, що в ній обробляють зконцентровану ропу або отриманий кислотним методом сульфат літію з використанням катіонпровідних мембран, у нашій схемі вилучення відбувається безпосередньо із мінеральної сировини з застосуванням дешевшої пористої мембрани [2,3].

ВИСНОВОК. Ця експериментальна робота передбачає вивчення процесів міграції літію в умовах лабораторної моделі спрощеної природної системи. Перші результати підтвердили інтенсифікацію процесу переносу літію під дією електричного потенціалу. Експеримент продовжується, а його результати потребують детальнішого аналізу. Більшість технологій побудовані на виявленому у природі, вивченому та інтенсифікованому процесі, який здійснюється у контрольованих умовах. Отже наша ідея полягає у застосуванні процесів метасоматозу для вилучення літію з мінералів із подальшим вивченням економічної доцільності застосування у промислових масштабах.

Література

1. Коган Б. И, Требования промышленности к качеству минерального сырья. Справочник для геологов. Вып. 41. Литий. Госгеолтехиздат, 1959.
2. Recent Advances in the Lithium Recovery from Water Resources: From Passive to Electrochemical Methods, Luisa Baudino, Cleis Santos, Candido F. Pirri, Fabio La Mantia, and Andrea Lamberti, Advanced Science published by Wiley-VCH GmbH, 2022, DOI: 10.1002/advs.202201380.
3. Patent WO2019/032670 A1, Producing lithium directly from lithium feed sources; Lawrence Ralph, Swonger Steven Michael, Fludder. Robert Edward PACA.

УДК 549.6:535.37:538.9111:477.7

<https://doi.org/10.30836/gbhgd.2024.39>

CRYSTAL CHEMISTRY OF ZIRCON CRYSTALS FROM TWO FELSIC DYKES OF THE MALOYANISOL DYKE SWARM (AZOV REGION, UKRAINE): EVIDENCE OF A COMPLEX EMPLACEMENT HISTORY?

Khomenko¹ V., Ilchenko¹ K., Shumlyansky¹ L., Kurzbach² M., Nissen² J.

¹M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation of the National Academy of Sciences of Ukraine, Kyiv, vladimir.khom@yahoo.com]

²Technical University Berlin, Germany

Zircon crystals from two felsic dykes belonging to the Maloyanisol dyke swarm (Eastern Azov region, Ukraine) were investigated by EMPA, XRD, FTIR and LA-ICP-MS methods. The analytical results reveal the characteristic features of the crystal chemistry and structure of zircons from both dykes, and show heterogeneity of zircon populations. The identified variations in chemical composition and local amorphization explain the different U-Pb ages of studied zircons and reflect the complex history of magma evolution during the formation of the Maloyanisol dyke swarm.

Introduction. The Maloyanisol dyke swarm extends in the NW direction for some 40 km from the city of Mariupol. Majority of the dykes are presented by ultramafic to mafic lamprophyres and dolerites; felsic dykes are less common. The latter are the youngest, as they cut through mafic and lamprophyric dykes. Previous results of the U-Pb isotope dating of zircons from two macroscopically very similar fine-grained trachyrhyolite dykes do not give a clear certainty about their age but show definite difference between them. For the dyke AZ12, the concordia age is 1729 ± 16 Ma, whereas data on the dyke AZ16 are reversely discordant with only one concordant result. The $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ weighted average age is 1751 ± 15 Ma, whereas the $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ average age is 1724 ± 12 Ma.

We conducted a comprehensive mineralogical study of zircons from both dykes to understand (1) the crystallochemical reasons for these discrepancies and (2) the relationship between the crystallization history of zircons and the evolution of their parent melts.

Samples & Methods. Zircon crystals were taken from two trachyrhyolite dykes represented by porphyritic rocks with phenocrysts of quartz and microcline. Rocks are made of (vol. %) K-Na feldspar – 55-60, quartz – 30-35, biotite – 2-3, magnetite – 1-3; accessory minerals are muscovite, zircon, fluorite, titanite, rutile, apatite, monazite, allanite, pyrite and ilmenite.

Four to six zircon crystals from each dyke were used for EMPA, LA-ICP-MS and FTIR spectroscopic analyses. For X-ray diffraction analysis, 1 g of zircon powder was prepared from the corresponding monofractions.

Micro-XRD measurements were carried out using the Rigaku SmartLab X-ray diffractometer system equipped with a high-flux 9kW rotating Cu anode and 2D-detector. *EMPA* was performed using a JEOL Hyperprobe JXA-8530F equipped with a thermal field emission gun and five spectrometers. *LA-ICP* mass spectrometry measurements were done with Agilent 8900 ICP-QQQ system connected with Teledyne Analyte Excite. Polarized *FTIR* spectra of single crystals were obtained in the range of $1000\text{--}6000\text{ cm}^{-1}$ on Bruker IFS-66 (Berlin) and Nicolet 6700 (Kyiv) instruments equipped with IR microscopes. All preparation work and measurements, except of the use of Nicolet 6700, were carried out at TU Berlin.

Results & Discussion. Zircon from sample AZ12 is represented by transparent colorless prismatic crystals about 0.1×0.25 mm in size with poorly developed pyramidal terminations. BSE and CL images show faint zoning with no inherited cores (Fig. 1). Zircons from sample AZ16 form larger (0.2-0.3 mm) prismatic to short-prismatic crystals with rarely developed pyramidal faces. CL imaging displays fine oscillatory magmatic zonation.

On BSE images zircons from AZ-12 look mostly homogeneous with rare zoning and many amoebas-like inclusions filled in with heterogeneous porous partly crystallized material of captured magma. KFS, quartz, albite, drops of Fe-enriched glass and small crystals of Fe-Ti oxide were detected there using EDX.

Oscillatory zoning is clearly visible in AZ16 zircons, and porous metamict areas are present in the cores of some crystals (Fig. 1). Three types of inclusions were found in this sample: (1) larger amoeba-like inclusions containing quartz in a two-phase (Si-Al-Fe and F-C-REE) glassy matrix, indicating liquation in a Fe- and REE-enriched silicate melt; (2) smaller oval “drops” of porous material, similar in composition to Na-K feldspar (Na:K:Ca≈7:2:0.3) with small (<1 μm) apatite grains; and (3) oval KFS inclusions. The latter were found in a crystal with a metamict porous core. We consider the first two types as evidence of the high temperature of the magma and its rapid cooling.

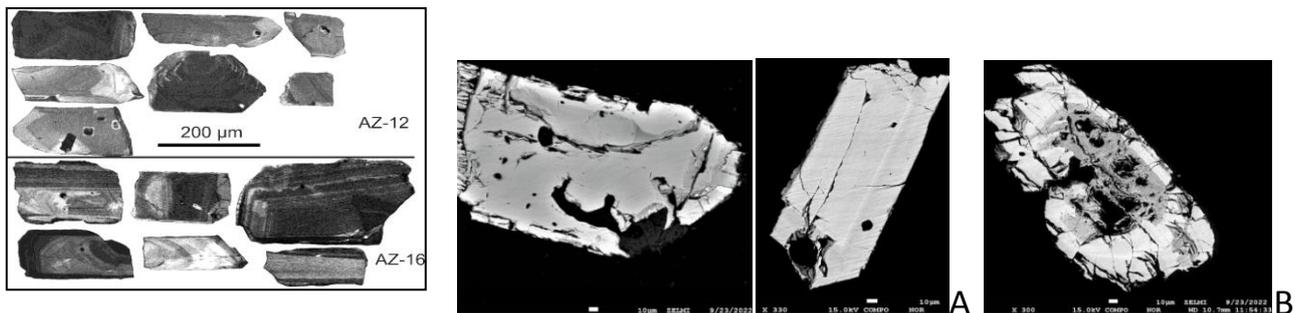


Figure 1. CL images (left) and BSE micrographs (right) of zircons from trachyrhyolite dykes. A – AZ12, B – AZ16.

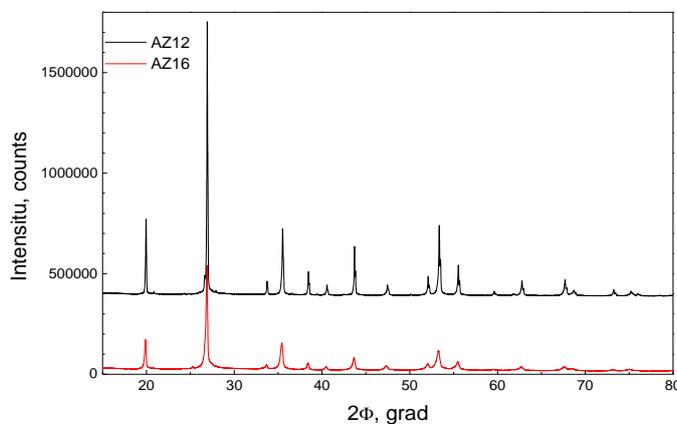


Figure 2. Diffractograms of the two zircons.

XRD data reveal definite differences in the crystal structures of zircons from the two dykes. The diffractograms show a strong decrease in peaks' intensity along with an increase of their width and shift to lower 2θ in AZ16 comparing to AZ12 (Fig. 2). All these features are consistent with significant amorphization of AZ16 zircons, whereas in the sample AZ12 zircon structure is much better preserved.

Using the obtained crystal cell parameters (Table) and published data [1], we roughly estimated the total radiation dosages obtained by the zircons studied as $0,09 \cdot 10^{16} \alpha/\text{mg}$ and $0,170 \cdot 10^{16} \alpha/\text{mg}$ for AZ12 and AZ16, respectively.

IR spectroscopy methods were used to assess the structural types and content of OH_n defects in zircon crystals, as well as the degree of their metamictization.

Table. Unit cell parameters of the studied zircons

AZ12		AZ16	
<i>a</i>	6.617	<i>a</i>	6.627
<i>c</i>	5.997	<i>c</i>	6.026
V	262.586	V	264.613

The broadening of the second overtone bands of Si–O vibrations in 1300–2100 cm⁻¹ region (Fig. 3) and poor resolution of these complex envelopes indicates decrease of crystallinity. The better differentiation of the narrow bands in the spectra of zircons from AZ12 indicates a higher degree of their crystallinity comparing to significantly metamict zircons from AZ16. This conclusion is confirmed by the cell parameters data (Table) and the received radiation doses, calculated for zircons from these dykes.

In the 3000–3800 cm⁻¹ spectral range the broad, intense absorption bands, occasionally with superimposed weaker narrow polarized peaks at 3600–3700 cm⁻¹ (O–H stretching vibrations of the bonds in H₂O and OH groups, respectively; Fig. 3), as well as the band ~ 1600 cm⁻¹ (H₂O bend vibrations) are observed. These bands indicate presence of structurally bound H₂O molecules, probably, water of inclusions, and in smaller quantities – OH groups in the zircon structure. Such assignment is confirmed by the weak two-phonon absorption bands of both water molecules (~5200 cm⁻¹) and OH groups (~4420 cm⁻¹) [1, 2] that are fixed in spectra of many crystals from dyke AZ16. The water content is rather variable, especially in different grains from dyke AZ16. More metamict crystals have a higher content of OH_n defects.

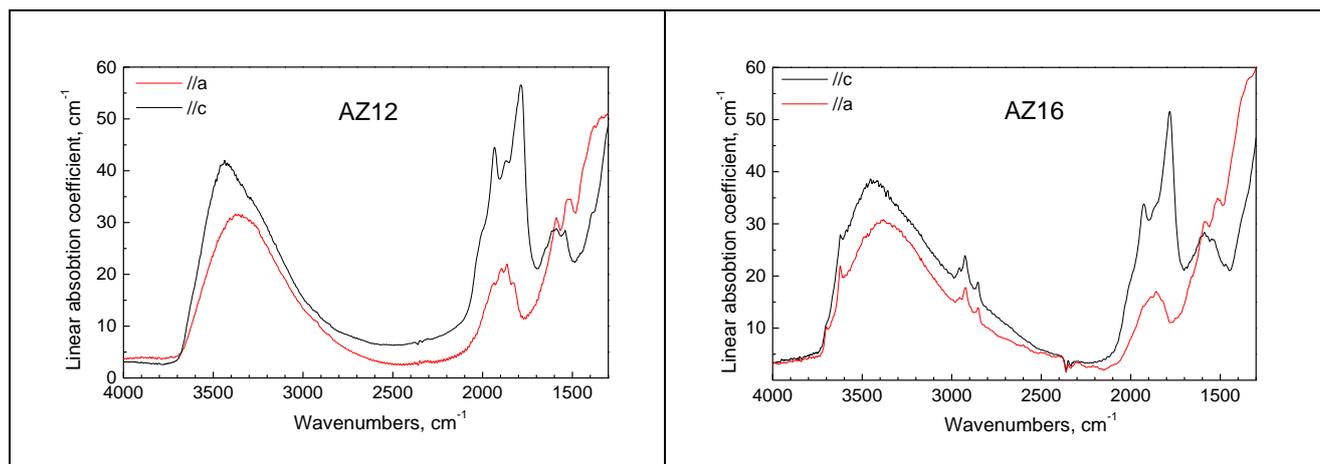


Figure 3. IR spectra of different zircon crystals from dykes AZ12 (left) and AZ16 (right) in 4000 – 1300 cm⁻¹ range in polarized light.

EMPA data show clear differences in the chemical composition of zircons from different dykes, as well as between their crystalline and amorphous parts. Zircons from AZ16 contain less Zr and significantly more Hf, Y, and Nb compared to zircons

from AZ12. The metamict cores of AZ16 crystals are strongly depleted in Zr and Si and enriched in Y, Ca, F, and Fe. Hafnium, unlike Zr, shows a slight tendency to accumulate in altered cores (Fig. 4, 5), its concentration is moderate in AZ12 (0.77-0.95 wt.%) and high in AZ16, ranging from 1.33 up to 2.2 wt.%, which corresponds to the felsic composition of the dykes. Yttrium concentrations are highly variable, especially in AZ16, and show a general correlation with Hf (Fig. 4).

Most of the studied grains from sample AZ12 contain moderate amounts of Th and U (60-200 ppm), while in AZ16 Th reaches 400 ppm and U - 700 ppm (Fig. 5). Due to the clear correlation between these elements, the Th/U ratio in both samples varies slightly - from 0.8 to 1.1.

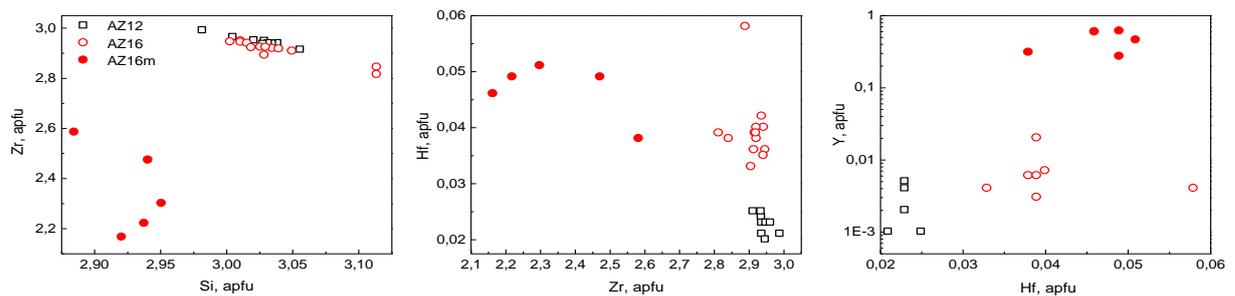


Figure 4. Variations of selected cations in zircons from the dykes AZ12 and AZ16. EMPA data.

Niobium is positively correlated with Ta, forming an continuous sequence of points in Figure 5. Higher concentrations (up to Ta 2-33 ppm, Nb 16-240 ppm) and greater variability are observed in AZ16 zircons.

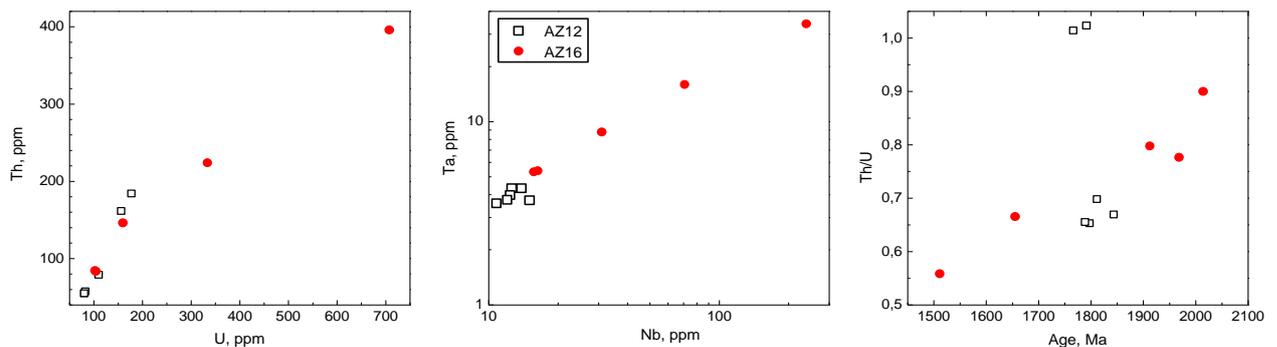


Figure 5. Correlations between U and Th, Nb and Ta, and between Th/U ratio and U-Pb age of zircons studied? According to LA-ICP-MS data.

Zircons from both dykes have typical of igneous rocks chondrite-normalized patterns, with a gradual increase from light towards heavy REE (Fig. 6), that resemble slightly altered zircons from Azov deposit [3]. Intensities of Ce and Eu anomalies differ in two samples and even in different crystals from the same sample (Fig. 5). These differences in REE contents are consistent with Th/U ratio and U-Pb age measured in different crystals (Fig. 4).

Combining all results and excluding amorphous and recrystallized areas, we can assume at least two generations of zircon in the AZ16 dyke: the older, 1900-2000 Ma with very pronounced Ce and Eu anomalies, and much younger, 1510-1660 Ma, characterized by less differentiated REE distribution and lower Th, Nb and Ta concentrations. Anomalously young age of the latter can be caused by the loss of radiogenic Pb in altered areas during resorption-precipitation cycles.

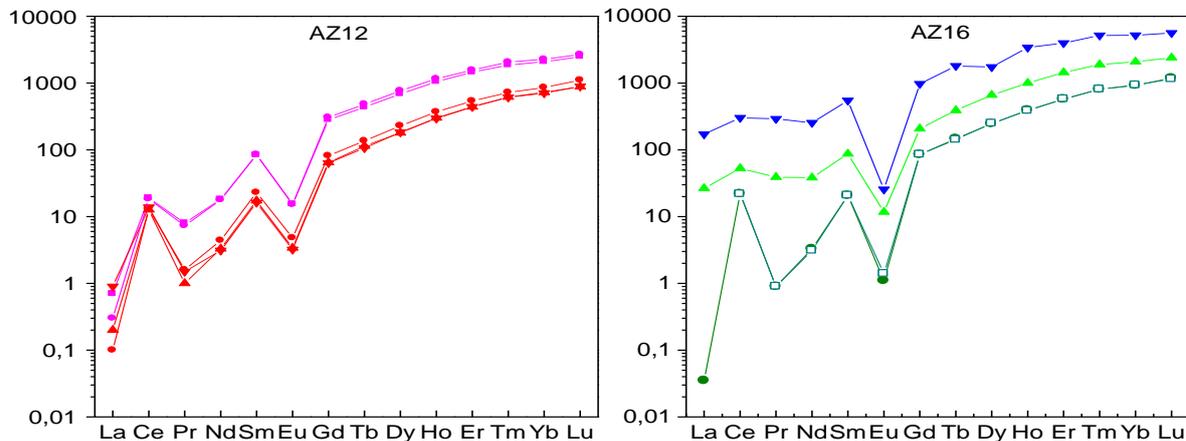


Figure 6. Chondrite-normalized REE patterns in zircons from the dykes studied.

Conclusions

Zircons from two macroscopically similar felsic dykes of Maloyanisol dyke swarm reveal clear differences in their crystallinity, water abundance, main and trace elements compositions, as well as in inclusions and U-Pb age.

Metamictization is characteristic for some crystals from sample AZ16. It follows by loss of Zr and enrichment in nonformula elements, mostly Ca, Y, F, Al, REE.

Strong variations in REE, Nb, Hf, Th contents in different crystals of zircons from the AZ16 dyke and different types of melt inclusions may be caused by capture of the zircons from host rocks and continuous crystallization during injection of new portions of melt from co-genetic magma batches during the melt uplift.

References

1. Zhang M., Salje E.K. H., Ewing R.C. Infrared spectra of Si–O overtones, hydrous species, and U ions in metamict zircon: radiation damage and recrystallization // *J. Phys.: Condens. Matter*, 2002. Vol. 14, P. 3333–3352.
2. Nasdala L., Beran A., Libowitzky E., Wolf D. The incorporation of hydroxyl groups and molecular water in natural zircon (ZrSiO₄) // *American Journal of Science*, 2001. Vol. 301, P. 831–857
3. Levashova E.V., Skublova S.G., Li X.H., Krivdika S.G., Voznyak D.K., Kulchitskaya A.A., Alekseev V.I. (2016) Zircon geochemistry and U–Pb age of rare metal deposits of syenite in the Ukrainian Shield // *Geol Ore Deposit*, 2016. Vol. 58, P. 239–262

РУДОНОСНІСТЬ ДОКЕМБРІЙСЬКИХ КОМПЛЕКСІВ ТА ПЕРСПЕКТИВИ ВІДКРИТТЯ НОВИХ РОДОВИЩ КОРИСНИХ КОПАЛИН

УДК 550.4(477)

<https://doi.org/10.30836/gbhgd.2024.40>

РУДОПРОЯВИ ФЛЮОРИТУ У ЗОНАХ ТЕКТОНІЧНОЇ АКТИВІЗАЦІЇ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА ТА ЙОГО СХИЛІВ

Жовинський Е.Я.

Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України,
м. Київ, Україна, zhovinsky@ukr.net

FLUORITE ORES IN ZONES OF TECTONIC ACTIVATION OF THE UKRAINIAN SHIELD AND ITS SLOPES

Zhovynsky E.Ya.

M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation NAS of
Ukraine, Kyiv, Ukraine, zhovinsky@ukr.net

The ore occurrences of fluorite in the zones of tectonic activation of the Ukrainian shield and its slopes were analyzed. The territory of Middle Transnistria (south-western slope) was singled out, where the formation of ore occurrences of fluorite, barite and sulfides of polymetals, which took place under conditions of tectonomatic activation, was analyzed. The manifestation of local changes in the physical and chemical characteristics of the mineral composition of underground waters was proved, and an anomalous fluorine content was established, which is explained by the inflow of deep waters with dramatically different chemical properties.

Вступ. Вивчення закономірностей розміщення флюоритових родовищ показало, більшість із них, пов'язані з зонами тектоно-магматичної активізації.

Епохи тектоно-магматичної активізації характеризуються формуванням родовищ строкатого складу та генези. Для всіх типів родовищ епітермального типу характерний фтор. Зважаючи на це, виявлення фтору може бути індикатором низки рудопроявів корисних копалин.

Об'єкти та методи досліджень. Об'єкт дослідження – породи зон тектонічних порушень. Методи досліджень – хімічний, потенціометричний.

Історія досліджень. Відомо, що оксиди марганцю, манганокальцит, родохрозит, родоніт – постійні супутники флюоритового, баритового, свинцевого, золотого та інших зруденінь.

Ендогенні родовища ранньої та пізньої стадій активізації мають близький набір елементів: W, Pb, Zn, U, Au, Ag, Cu, F, Mn, Ba та Sr. Характерним елементом-індикатором є фтор [1, 2].

Для епох тектоно-магматичної активізації характерні такі рудно-флюоритові гідротермальні формації: настуран-флюорит-сульфідна та настуран-флюоритова, а також магматична флюорит-молібден-уранова.

Результати та обговорення. На території УЩ у середньому протерозої відбулося вкорінення у вміщувальні породи інтрузій гранітів рапаківі та анортозитів з мінералізацією флюориту разом із Sn, W, Mo, Zn, Ni, Co, Ti, Fe. Процеси тектоно-магматичної активізації також виявлялися у широкому

віковому діапазоні та виразились у формуванні нижньопротерозойських лужних метасоматитів та карбонатитів з рідкіснометалевою, апатит-магнетитовою, олівін- та флогопіт-apatитовою мінералізацією.

У період палеозойської активізації, для якої характерно утворення локальних вулканоструктур з похідними кислого та лужного складу, разом з флюоритом формувалися халькопірит, галеніт, сфалерит, молібденіт, барит, кіновар.

На території Волино-Подільської плити пізньопротерозойська (рифейська) активізація спричинила вилив ефузивів та надходження гіпобісальних інтрузій трапової формації з орудненням Cu, CaF₂, Pb, Zn. При цьому необхідно відзначити, що гази вулканічних вивержень базальтового складу мали органічні сполуки, які відігравали значну роль у перенесенні не тільки металів, а й фтору.

Одним з полігонів досліджень була зона розломів платформного чохла західного схилу Українського щита (УЩ), де відбувалися процеси мезозойської активізації. На цій території встановлена проплітізація докембрійських базальтів (290—180 млн. років тому), гідротермальна мінералізація, представлена асоціацією кварцу, кальциту, флюориту, бариту, сульфідів свинцю, цинку, міді, заліза та ртуті (180–172 млн. років) [3]. На сприятливих, у структурному відношенні ділянках (зонах поперечних розломів, вузлах їх перетину), фіксуються прояви середньо- та високотемпературної гідротермальної діяльності, з якою пов'язана не тільки флюоритова та сульфідна мінералізація, а й золота, ртутна та інші. Так, епігенетичні перетворення осадових порід Придністров'я відбувалися у чотири періоди: у рифеї, венді, кембрії–ордовику та карбоні–тріасі. Головними чинниками перетворення порід у кембрії–ордовику та карбоні–тріасі, крім дії підземних вод, були процеси вулканізму. Утворення рудопроявів флюориту, бариту та сульфідів поліметалів відбувалося в умовах тектоно-магматичної активізації.

У зонах тектонічних порушень, завдяки збільшенню швидкості руху підземних вод, відбувається додаткове надходження фтору в розчин з порід, що контактують з водами. Вони фіксуються в районах інтенсивного розвитку неотектонічних процесів (ділянки сіл Бахтин, Сказинці, Щербовці та інші), у результаті утворюються умови, сприятливі для «проникності» розломів, та збільшення гідродинамічного зв'язку водоносних горизонтів різних геолого-структурних поверхів осадової товщі. У цих зонах відбуваються локальні зміни фізико-хімічних особливостей мінерального складу підземних вод, а аномальний вміст фтору спричинений надходженням глибинних вод із різко відмінними хімічними властивостями.

Автором тез, за результатами геохімічних досліджень було встановлено, що Подільська тектонічна зона (Середнє Придністров'я) характеризується відносно широким розвитком флюоритової мінералізації, поєднаної із свинцево-цинковою й баритовою мінералізацією, та виявлено, що найбільш перспективні рудопрояви розташовані у тектонічних вузлах, що являють тектонічні перетини Подільської тектонічної зони з розломами північно-східного напрямку. Тектонічна активізація призвела до утворення флюориту двох типів: епігенетично-метасоматичного у пісковиках вендського часу і

гідротермально-жильного типу. Існує багато різних гіпотез про походження флюориту. Але враховуючи результати багатьох досліджень можна прийти до висновку про полігенне походження флюориту.

Висновки. Проаналізовано рудопрояви флюориту у зонах тектонічної активізації Українського щита та його схилів. Виокремлено територію Середнього Придністров'я (південно-західний схил), де утворення рудопроявів флюориту, бариту та сульфідів поліметалів відбувалося в умовах тектоно-магматичної активізації. Доведено прояв локальних змін фізико-хімічних особливостей мінерального складу підземних вод та встановлено аномальний вміст фтору спричинений надходженням глибинних вод із різко відмінними хімічними властивостями.

Література

1. *Щеглов А.Д.* Металлогения областей автономной активизации. Л.:Недра, 1968. 180 с.
2. *Щеглов А.Д.* Флюоритовые месторождения и тектоника. В кн.: Минеральные месторождения. М.: Наука, 1972. С.150–157.
3. *Шумлянская В.А., Анисимов В.А., Уралов В.А.* О древнекембрийской активизации и металлогении западного склона Украинского щита // Докл. АН УССР. Сер. Б, 1978, № 3, С.231–235.
4. *Жовинский Э.Я.* Геохимия фтора в осадочных формациях юго-запада Восточно-Европейской платформы. Киев: Наук. думка, 1970. 200 с.
5. *Жовинський Е.Я., Крюченко Н.О., Жук О.А.* та інші Геохімічна спеціалізація рудопроявів флюориту Середнього Придністров'я // Пошукова та екологічна геохімія. 2019. № 1 (20). С.18–28.
6. *Жовинський Е.Я., Крюченко Н.О., Жук О.А.* Флюоритоносність Українського щита// Геохімія та рудоутворення. Вип. 31–32. 2012. С. 154–159.

УДК

553.494:553.087(477.42)

<https://doi.org/10.30836/gbhgd.2024.41>

ЛАТЕРАЛЬНИЙ РОЗПОДІЛ АПАТИТУ Й ІЛЬМЕНІТУ В ГАБРО-НОРИТАХ ТА В КОРИ ВИВІТРЮВАННЯ ТОРЧИНСЬКОГО РОДОВИЩА АПАТИТ-ІЛЬМЕНІТОВИХ РУД

Ковальчук М.С., Фігура Л.А.

Інститут геологічних наук НАН України, Київ, Україна, kms1964@ukr.net;
liuba_figura@ukr.net

LATERAL DISTRIBUTION OF APATITE AND ILMENITE IN GABBRO-NORITES AND IN THE WEATHERING CRUST OF THE TORCHYNSKE DEPOSIT OF APATITE-ILMENITE ORES

Kovalchuk M.S., Figura L.A.

Institute of Geological Sciences NASU, Kyiv, Ukraine, kms1964@ukr.net;
liuba_figura@ukr.net

A brief characterization of the Torchynske deposit of apatite-ilmenite ores is presented. An attribute database was created on the basis of which the lateral distribution of the average content of apatite and ilmenite in crystalline rocks of the basement and various zones of the weathering crust was studied. Maps of the lateral distribution of the average apatite and ilmenite content in gabbro-norites and in different zones of eluvium (disintegration and leaching, initial hydrolysis, final hydrolysis) were created. The direction and strength of the correlations between ilmenite and apatite in gabbro-norites and in different zones of the weathering crust were investigated.

Вступ. Торчинське апатит-ільменітове родовище розташоване в межах Коростенського плутону, в південно-східній частині Володарськ-Волинського масиву порід основного складу і локалізоване в корі вивітрювання габроїдів, які представлені розшарованими тілами габро-норитів. Титанова спеціалізація кори вивітрювання Торчинського родовища була встановлена у 1965 р. при пошуках сульфідно-нікелевого зруденіння в породах основного складу. Протягом 1970—1972 рр. під керівництвом Г.П. Проскуріна проведено попередню розвідку Торчинського родовища. За результатами попередньої розвідки підраховано запаси ільменіту за категоріями C_1 і C_2 , обґрунтовано перспективність родовища, встановлено ільменітоносність порід фундаменту на глибину понад 200 м. Роботами під керівництвом С.К. Швайберова зі співавторами у 1970—1984 роках проведено детальну розвідку Торчинського родовища апатит-ільменітових руд та здійснено підрахунок запасів станом на 01.08.1984 р. У 2016 році О.В. Яременко дослідила геологічні умови формування та розробки Торчинського родовища [2]. Поза увагою проведених досліджень залишилися дослідження просторового розподілу вмісту апатиту і ільменіту в незмінених породах кристалічного фундаменту та різних зонах кори вивітрювання.

Об'єкти та методи досліджень. Об'єктом дослідження є Торчинське апатит-ільменітове родовище. Предметом дослідження є латеральне поширення середнього вмісту апатиту й ільменіту в кристалічних породах фундаменту та їх корі вивітрювання. Фактичним матеріалом для дослідження та створення атрибутивної бази даних (координати, опис, результати опробування свердловин) був виробничий звіт Швайберова С.К., Феценко Л.П., Глухової

Г.М. та ін. «Торчинське апатит-ільменітове родовище. Звіт про результати детальної розвідки, проведеної в 1970—1984 роках в Житомирській області УРСР (підрахунок запасів за станом на 1.08.1984 р.)». Картографічні побудови здійснено в програмному забезпеченні *Golden Software Surfer*. Для картографічних побудов залучено дані 433 свердловин, що розкрили гіпергенно незмінені габро-норити і 2486 свердловин, що розкрили кору вивітрювання порід кристалічного фундаменту. Напря́м і силу кореляційних зв'язків між ільменітом і апатитом досліджено в *Microsoft Excel*.

Результати та їх обговорення. У геологічній будові Торчинського елювіального родовища апатит-ільменітових руд, за даними С.К. Швайберова зі співавторами, беруть участь кристалічні породи фундаменту нижнього протерозою, мезозой-кайнозойська кора вивітрювання порід кристалічного фундаменту та осадові відклади кайнозою. З заходу, південного-заходу і південного-сходу габро-норити контактують з габро-анортозитами, в яких апатит та ільменіт присутні в незначній кількості. В межах приконтактової зони габро-норити вміщують ксеноліти габро-анортозитів. На сході габро-норити контактують з гранітами рапаківі. У складі габро-норитів наявні плагіоклази, піроксени, олівін, біотит, калієвий польовий шпат, апатит та ін. Рудні мінерали представлені ільменітом, титаномагнетитом, магнетитом, піротином, піритом, халькопіритом, пентландитом. Вміст TiO_2 в габро-норитах 1,2—5,2 %. За речовинним складом, структурними особливостями та фізичними властивостями геологічне тіло габро-норитів поділяється на три частини [1]. За даними С.К. Швайберова зі співавторами верхня частина представлена калійшпатовими габро-норитами, середня — мезократовими габро-норитами товщиною до 60 м, нижня — світло-сірими дрібнозернистими лейкократовими габро-норитами товщиною до 150 м. Безпосередньо на родовищі ерозійним зрізом розкриті середня і нижня частина тіла габроїдів. Мезократові габро-норити за речовинним складом поділяються на два горизонти: верхній — збагачений титано-магнетитом і нижній — збагачений ільменітом. Ця особливість мінерального складу порід фундаменту продовжується в їх корі вивітрювання, що обумовило різне збагачення елювію ільменітом у межах різних частин родовища. Зокрема, в межах західної частини родовища, де поширений нижній горизонт мезократових габро-норитів вміст ільменіту в корі вивітрювання перевищує 100 кг/м^3 , натомість в межах іншої частини родовища, де поширений горизонт габро-норитів збагачених титано-магнетитом та незначні за розміром тіла гранітів, вміст ільменіту досягає 70 кг/м^3 . Ільменіт та титаномагнетит трапляються в породах у вигляді окремих зерен різної форми, у вигляді вrostків у клінопіроксені (калійшпатові габро-норити), мірмекітових зростків з темноколірними мінералами (габро-анортозити), включень в силікатах, продуктів розпаду твердого розчину магнетиту в ільменіті і ільменіту в титаномагнетиті. Розмір зерен ільменіту від 0,2 мм до 2,0 см і збільшується від мезократових габро-норитів до калійшпатових габро-норитів і габро-анортозитів, в яких він має найбільші розміри. В зонах тріщинуватості порід ільменіт лейкоксенований. Розмір зерен титаномагнетиту збільшується в напрямку до крупнозернистих лейкократових габро-норитів, габро-

анортозитів і пегматоїдного габро. Апатит в мезократових габро-норитах утворює дві генерації. Ранній апатит має незначні розміри зерен і кристалографічну огранку, натомість пізній — товстотаблитчастий і більших розмірів. За хімічним складом апатит належить до фтор апатиту і містить до 0,89 % рідкісноземельних елементів. Протягом середньої юри-нижньої крейди породи кристалічного фундаменту зазнали вивітрювання, в результаті чого утворилася апатит-ільменітова кора вивітрювання, яка є продуктивним пластом Торчинського родовища. Кора вивітрювання має зональну будову (знизу вгору): зона дезінтеграції і вилуговування; зона початкового гідролізу (каолініт-гідрослюдиста); зона кінцевого гідролізу (каолінітова). Переходи між зона поступові.

Нами простежено латеральну зміну вмісту ільменіту і апатиту в напрямку від незмінених порід до різних зон кори вивітрювання. В незмінених габроїдах вміст ільменіту 22,4—142,5 кг/т; апатиту – 0,4—53,5 кг/т. Просторово ореоли поширення підвищеного вмісту мінералів притаманні північно-західній частині родовища і просторово майже не збігаються (рис. 1). Товщина зони дезінтеграції і вилуговування 0,1—24,3 м. Породи тріщинуваті, серед гіпергенних мінералів присутні гідрослюда, серицит, каолініт, хлорит. Вміст ільменіту у свердловинах змінюється від 1,8 кг/т до 253,4 кг/т; апатиту — від 0,10 кг/т до 58,8 кг/т. Просторово ореоли поширення підвищеного вмісту мінералів притаманні північно-західній частині родовища і просторово майже не збігаються (рис. 2). Ореоли підвищеного вмісту ільменіту в цій зоні елювію менш контрастні, аніж у незмінених породах, натомість ореоли підвищеного середнього вмісту апатиту зберігають контрастність, але контури їх дещо зміщені по відношенню до незмінених корінних порід (див. рис. 2). У зоні початкового гідролізу порода зруйнована до стану жорстви. Товщина зони 0,1—38,6 м. Серед гіпергенних мінералів переважають каолініт і гідрослюда. Вміст ільменіту у свердловинах становить 3,4—282,0 кг/т; апатиту 0,1—53,0 кг/т. Контрастність ореолів підвищеного вмісту ільменіту і апатиту в цій зоні елювію ще менш виражена у порівнянні з попередньою зоною (рис. 3). У зоні кінцевого гідролізу порода представлена елювіальними каолінами у складі яких переважає каолініт. Товщина зони 0,2—28,2 м. Вміст ільменіту 4,2—205,2 кг/т; апатиту 0,1—36,7 кг/т. Ореоли підвищеного вмісту ільменіту в цій зоні елювію більш чітко виражені у порівнянні з попередньою зоною і площа їх значно більша; натомість ореоли підвищеного вмісту апатиту ще менш виражені і менші за площею (рис. 4). За допомогою кореляційного аналізу з'ясовано, що кореляційний зв'язок між вмістом ільменіту і апатиту в незміненому габро-нориті є оберненим дуже слабким (-0,14); в зоні дезінтеграції і вилуговування елювію — прямим слабким (+0,22); в каолініт-гідрослюдистій та каолінітовій зонах елювію — прямим слабким (+0,29).

Висновки. Встановлено що просторовий зв'язок ільменітоносності і апатитоносності порід кристалічного фундаменту в їх корі вивітрювання зберігається. Контрастність ореолів підвищеного середнього вмісту апатиту та їх площа від незмінених порід фундаменту до зони кінцевого гідролізу кори вивітрювання зменшується. Натомість контрастність ореолів підвищеного

середнього вмісту ільменіту і їх площа поступово зменшується і просторово зміщується у зонах дезінтеграції і вилуговування та початкового гідролізу елювію по відношенню до незмінених кристалічних порід фундаменту. У зоні кінцевого гідролізу ореоли підвищеного середнього вмісту ільменіту по відношенню до інших зон елювію, що залягають нижче за розрізом збільшуються за площею і стають більш вираженими. Кореляційний зв'язок між апатитом і ільменітом в кристалічних породах обернений дуже слабкий, а в різних зонах елювію прямий слабкий.

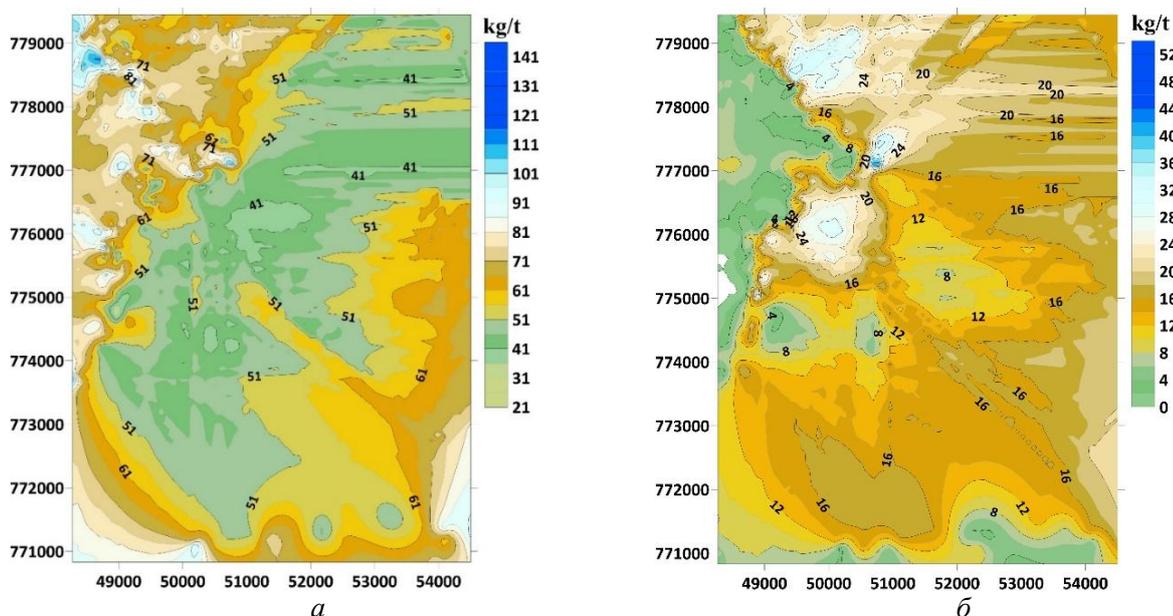


Рисунок 1 – Просторовий розподіл середнього вмісту (кг/т) ільменіту (а) та апатиту (б) в незмінених габро-норитах

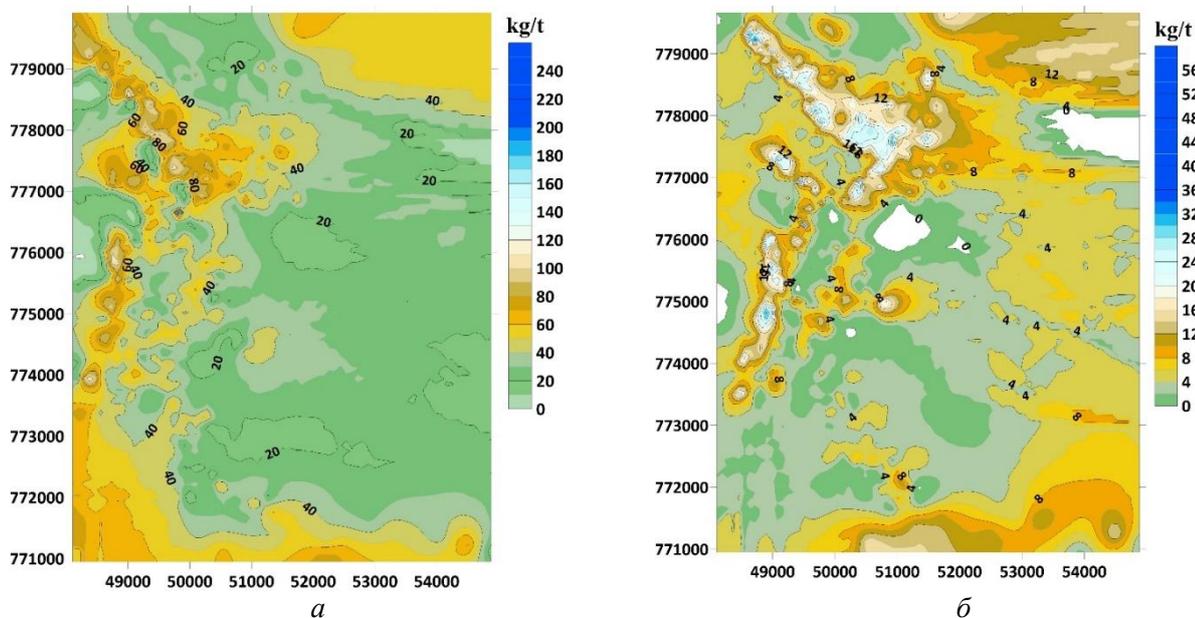


Рисунок 2 – Просторовий розподіл середнього вмісту (кг/т) ільменіту (а) та апатиту (б) в зоні дезінтеграції та вилуговування кори вивітрювання габро-норитів

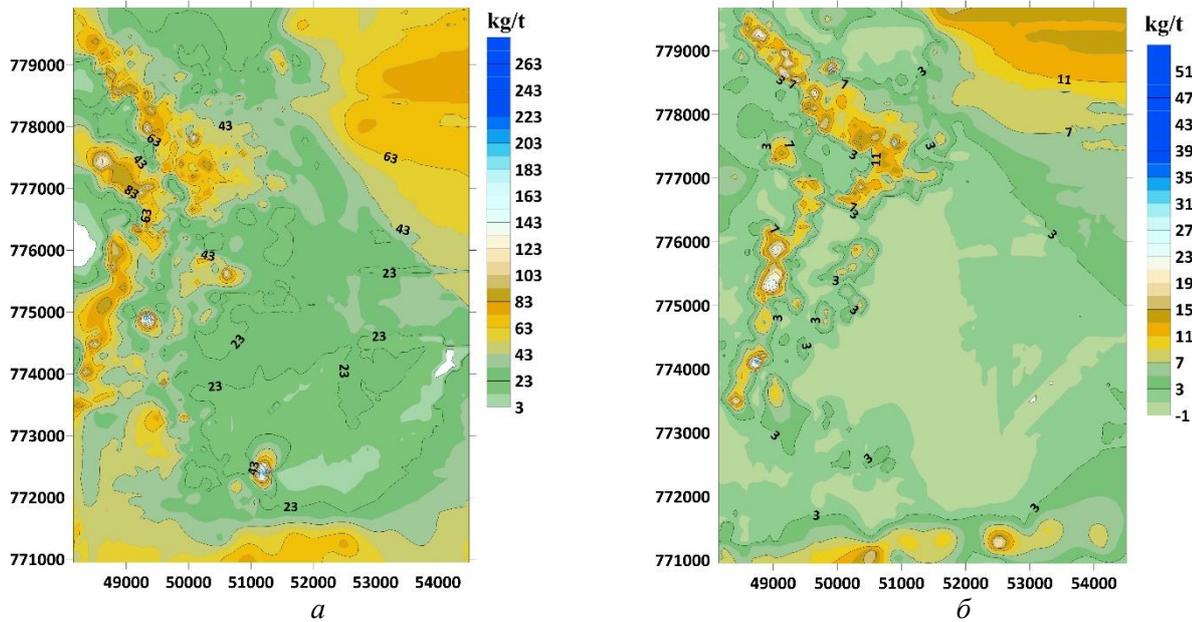


Рисунок 3 – Просторовий розподіл середнього вмісту (кг/т) ільменіту (а) та апатиту (б) в зоні початкового гідролізу (каолініт-гідротермальній)

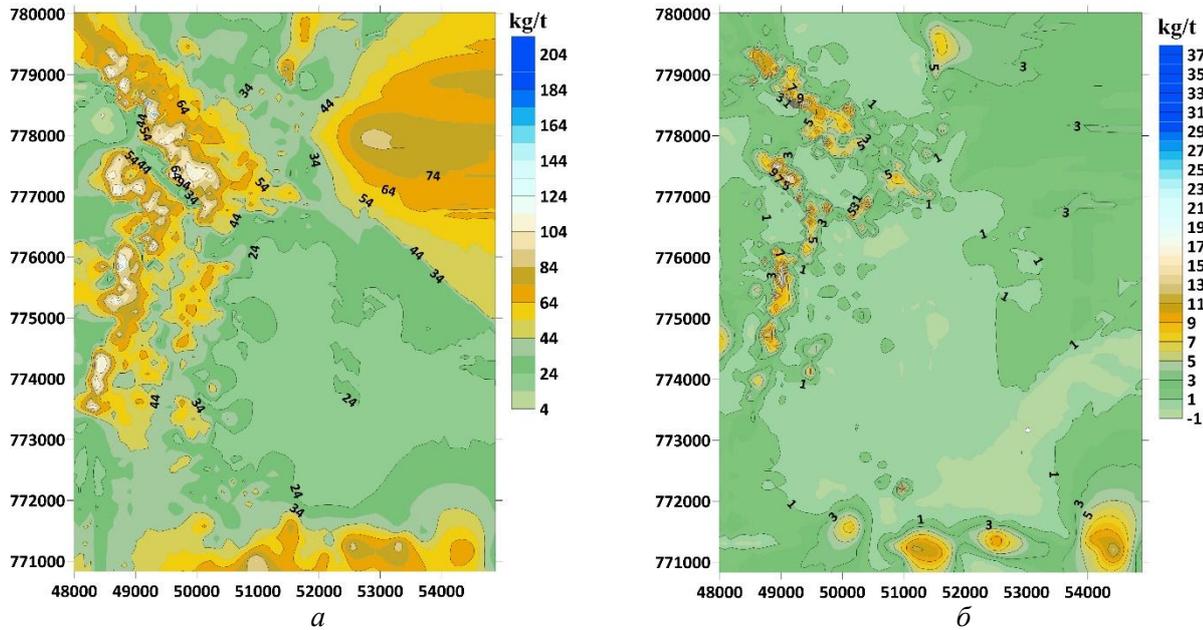


Рисунок 4 – Просторовий розподіл середнього вмісту (кг/т) ільменіту (а) та апатиту (б) в зоні кінцевого гідролізу (каолінітовій)

Отримані результати можуть слугувати інформаційною основою для наукового супроводу видобувних робіт на Торчинському родовищі.

Література.

1. Гурський Д. С., Єсипчук К. Ю., Калінін В. І. та ін. Металічні і неметалічні корисні копалини України. Металічні корисні копалини. Київ-Львів: Центр Європи, 2005. Т. 1. 785 с.
2. Яременко О.В. Геологічні умови формування та комплексне освоєння Торчинського апатит-ільменітового родовища // Мінеральні ресурси України. №4, 2016. С. 8—12.

УДК 528+550.837+553.98

<https://doi.org/10.30836/gbhgd.2024.42>

ПЕРСПЕКТИВИ ЗНАХОДЖЕННЯ БАЗАЛЬТОВИХ ВУЛКАНІЧНИХ СТРУКТУР З ВОДНЕМ УЗДОВЖ СЕЙСМІЧНОГО ПРОФІЛЮ TESZ-2021 НА ТЕРИТОРІЇ УКРАЇНИ

Корчагін І.¹, Якимчук М.²

¹Інститут геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України, Київ, Україна, korchagin.i.n@gmail.com

²Інститут прикладних проблем екології, геофізики і геохімії, Київ, Україна,
yakymchuk@gmail.com

PROSPECTS OF BASALT VOLCANIC STRUCTURES WITH HYDROGEN DETECTION ALONG THE TESZ-2021 SEISMIC PROFILE IN UKRAINE

Korchagin I.¹, Yakymchuk M.²

¹Institute of Geophysics of Ukraine National Academy of Science, Kyiv, Ukraine,

korchagin.i.n@gmail.com

²Institute of Applied Problems of Ecology, Geophysics and Geochemistry, Kyiv, Ukraine,

yakymchuk@gmail.com

The results of a survey of 11 separate blocks along the TESZ-2021 seismic profile on the territory of Ukraine are presented, within which basaltic volcanic structures with hydrogen and living water were discovered. By the cross-section scanning within the survey blocks, intervals were identified that were promising for natural hydrogen deposits searching. The results of reconnaissance studies indicate the necessity of research intensification in order to develop methods for hydrogen accumulations in cross-sections of basaltic volcanic structures searching.

В 2021 р. уздовж сейсмічного профілю TESZ-2021 на території України проведено обстеження на 18 площах. На 11-ти ділянках виявлено базальтові вулканічні структури з воднем та живою водою. Сигнали на частотах нафти, конденсату і газу зареєстровані на 8 ділянках у вулканічних комплексах, заповнених осадовими породами 1-6 груп, на 2 ділянках – у вулканах вапняків. Відгуки від ВВ отримані також в межах деяких вулканів, заповнених сіллю, гранітами та ультрамафічними породами. У районі профілю виявлено також алмазозносний кімберлітовий вулкан. В даному повідомленні наведені результати обстеження тільки пошукових ділянок з базальтами та воднем.

Експериментальні дослідження проведені з використанням прямопошукових методів оцінки нафтогазоносності (рудозносності) великих пошукових блоків і локальних ділянок, яка включає методи частотно-резонансної обробки супутникових знімків і фотознімків, а також вертикального зондування (сканування) розрізу з метою визначення глибин і товщин продуктивних горизонтів і порід різного типу. Особливості використаної технології, а також результати її апробації та практичного застосування описані в статтях і матеріалах конференцій, в [1-2] зокрема.

Локальні ділянки обстеження вздовж сейсмічного профіля TESZ-2021.

Відомості про положення профіля (рис. 1) та польові роботи на ньому наведені в інформаційному документі на сайті [3]. Для проведення частотно-резонансної обробки у смузі розташування профіля на території України підготовлено 18 зон (ділянок) прямокутної форми, а також 10 ділянок на території Румунії. В рекогносцирувальному режимі проведена частотно-резонансна обробка знімків

фрагментів території на ділянках розташування профілю (пронумеровані прямокутні контури вздовж профіля).

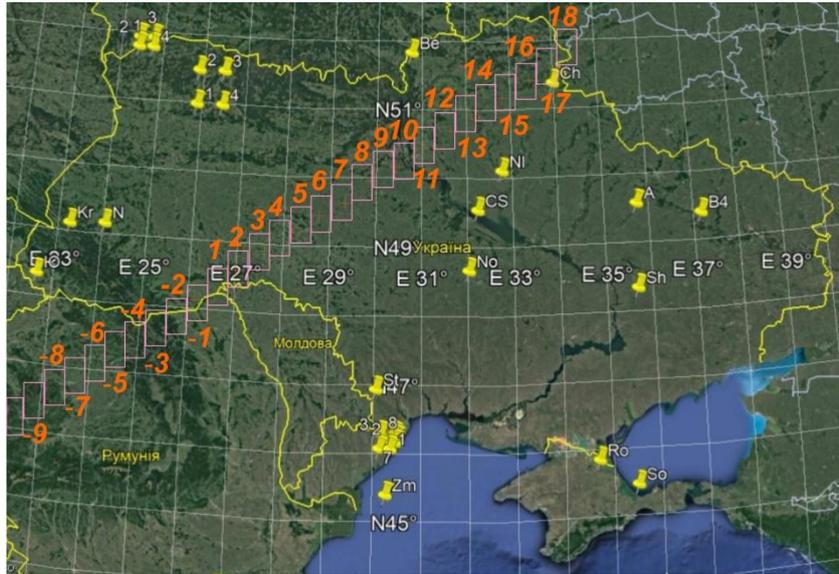


Рисунок 1 – Схема розташування локальних ділянок обстеження вздовж сейсмічного профілю TESZ-2021 на супутниковому знімку на території України.

Ділянка 1. З поверхні зареєстровані сигнали на частотах нафти, конденсату, газу, бурштину, вуглекислого газу, бактерій метаноокислюючих, фосфору (червоного, жовтого), горючих сланців, газогідратів, антрациту, азоту, кисню, вуглецю, водню, бактерій водневих, живої та мертвої води, льоду (слабкої інтенсивності). Зафіксовано сигнали від 1-6, 7-ї (вапняки), 8-ї (доломіти), 9-ої (мергелі) та 10-ої (крем'янисті) груп осадових порід, а також 6-ї (габро та базальти), 6А (долерити та андезити), 6Б (лампроїти) груп магматичних.

При скануванні розрізу, крок 10 см, базальти зафіксовані з глибини 83 м. З верхньої частини розрізу на глибині 83 м зареєстровані сигнали від псамітів, доломітів, водню і фосфору (червоного).

Відсутність міграції водню та фосфору в атмосферу.

При скануванні розрізу, крок 10 см, **відгуки від водню отримані з інтервалів 24-58 м і 80-83 м. Сигнали від водню з базальтів почали фіксуватися зі 114 м.**

На поверхні 24 м з верхньої частини розрізу зареєстровані відгуки від 1-ої та 10-ої (кременистих) груп осадових порід. Кременисті породи є дуже добротною (ідеальною) покривкою для водню. Про це свідчить відсутність міграції водню в повітря на ділянці обстеження.

Відгуки від живої (збагаченої воднем) води з базальтів зафіксовані зі 135 м при скануванні з кроком 10 см. Сигнали від живої води отримані на поверхнях 46 км, 57 км (слабкої інтенсивності) та 68 км.

Ділянка 2. Зареєстровані сигнали від фосфору (червоний), азоту, кисню, вуглецю, водню, бактерій водневих, живої та мертвої води, лонсдейліту, калійно-магнієвої солі, а також базальтів і ультрамафічних магматичних порід. Корінь базальтового вулкана зафіксовано на глибині 99 км, ультрамафічних

порід – на 723 км, а з інтервалів 99-723 км та 723-996 км отримано відгуки від 9-ої групи осадових порід (мергелі) та гранітів відповідно.

Сканування, крок 10 см: базальти - з глибини 18 м, ультрамафічні - з 10 м.

Глибина 10 м, верх, відгуки від вапняків, живої води, водневих бактерій і фосфору (червоний).

На поверхні 0 м зафіксована **міграція в атмосферу фосфору та водню**.

Сканування, крок 10 см, відгуки від водню - з 47 м, а живої води - з 10 м.

Ділянка 3. Поверхня: сигнали на частотах нафти, конденсату, газу, бурштину, вуглекислого газу, фосфору (червоний, жовтий), горючих сланців, газогідратів, антрациту, азоту, кисню, вуглецю, водню, бактерій водневих, живої і мертвої води, льоду, а також від 1-6 груп осадових порід та базальтів.

На поверхні 0 м зафіксовано **міграцію в атмосферу водню**, кисню, азоту, фосфору червоного, газу (метану) та вуглекислого газу.

Сканування, крок 1 м: базальти - з глибини 690 м, водень - з 935 м, мертва вода - з 1210 м.

Ділянка 5. З поверхні зареєстровані сигнали нафти, конденсату, газу, вуглекислого газу, метаноокислюючих бактерій, фосфору (червоного, чорного, жовтого), водню, бактерій водневих, живої і мертвої води, золота, графіту, коесіту, глибинних базальтів, лонсдейліту, солі калійно-магнієвої.

Зафіксовані сигнали від 1-ї (граніти молоді та старі) та 6-ї (базальти), 7-ї (ультрамафічні), 15 та 16 груп магматичних порід. Корінь гранітного вулкана визначено на глибині 996 км, базальтів та ультрамафічних порід – на 723 км. А з інтервалів 218-723 км отримані відгуки від мергелів та крем'янистих порід.

Міграція в атмосферу газу, фосфору (червоного, чорного, коричневого), кисню, азоту.

Верхня кромка базальтів визначена на глибині 85 м. На цій глибині з верхньої частини розрізу отримано відгуки від азоту, кисню, гранітів та ультрамафічних порід.

Ділянка 6. Зареєстровані сигнали фосфору (червоного), азоту, кисню, вуглецю, водню, бактерій водневих, живої води, а також мергелів, базальтів, і ультрамафічних порід.

Міграція фосфору (червоного), водню, азоту та кисню в атмосферу.

Верхня кромка базальтів визначена на глибині 120 м. З верхньої частини розрізу на цій глибині отримано сигнали доломітів, водню і живої води.

Відгуки **водню отримані скануванням з інтервалу 33-(55-інтенсивний)-65 м**. З базальтів сигнали від водню почали фіксуватися із 141 м. На глибині 33 м із верхньої частини розрізу отримані відгуки від мергелів та псамітів.

Відгуки від живої води при скануванні почали фіксуватися з 3 м. Такі результати вказують на можливе існування в межах площі джерела живої води.

Ділянка 7. Зареєстровані сигнали нафти, конденсату, газу, бурштину, вуглекислого газу, метаноокислюючих бактерій, фосфору (червоного, жовтого, білого), горючих сланців, газу, антрациту, азоту, кисню, вуглецю, водню, бактерій водневих, живої та мертвої води, льоду, солі натрій-хлористої. Зафіксовані сигнали від 1-6, 10-ї груп осадових порід і базальтів.

Міграція водню, фосфору, вуглекислого газу, кисню та азоту в атмосферу.

Скануванням базальти зафіксовані на глибині 312 м. На поверхні 310 м зверху - відгуки солі, 1-6, 8-ї, 10-ї груп осадових порід і водню.

Скануванням відгуки водню зафіксовані з **інтервалу 74-(160-інтенсивний)-177 м**; сигнали водню з базальтів почали фіксуватися із 349 м.

Ділянка 8. Зареєстровані сигнали нафти, конденсату, газу, бурштину, вуглекислого газу, метаноокислюючих бактерій, фосфору (червоного, жовтого), горючих сланців, газогідратів, антрациту, азоту, кисню, бактерій водневих, живої та мертвої води, льоду.

Зареєстровані сигнали від 1-6, 7-ї (вапняки), 8-ї (доломіти), 9-ї (мергелі), 10-ї (крем'янисті) груп осадових порід, а також базальтів.

Верхня кромка базальтів визначена скануванням з кроком 50 см на глибині 85 м. На цій глибині з верхньої частини розрізу отримані відгуки від водню, псамітів, вапняків, доломітів, мергелів та крем'янистих порід.

При скануванні розрізу, крок 10 см, **відгуки від водню отримані з інтервалу 28-72 м. Сигнали від водню в базальтах фіксувалися з 92 м.**

На поверхні 28 м із верхньої частини розрізу отримані відгуки від крем'янистих порід (хороша покривка для водню), а з нижньої частини – від доломітів (колектор для водню). Для підтвердження результатів проведено додаткове сканування з кроком 10 см з метою фіксації сигналів на частотах водню з доломітів. Відгуки одержані з **інтервалу 28-73 м!**

Ділянка 9. Зареєстровані сигнали фосфору (червоного, жовтого – слабкої інтенсивності), азоту, кисню, вуглецю, водню, бактерій водневих, живої води. Зафіксовані сигнали від доломітів, мергелів, крем'янистих порід і базальтів. Корені вулканічних структур: доломіти – 218 км; базальти – 470 км; мергелі та крем'янисті породи – 723 км. З інтервалу 723-996 км - відгуки від гранітів.

Верхня кромка базальтів визначена скануванням з кроком 10 см на глибині 55 м. На цій глибині з верхньої частини розрізу отримані відгуки водню, доломітів і крем'янистих порід.

При скануванні з кроком 10 см **відгуки від водню зафіксовані з першого інтервалу 17-32 м.** Сигнали з другого інтервалу почали фіксуватися з 43 м і фіксувалися далі в базальтах: 43-(70-інтенсивний)-(96-дуже інтенсивний)-123 м.

На глибині 17 м із верхньої частини розрізу отримані відгуки від крем'янистих порід (ідеальна покривка для колекторів із воднем)!

На глибинах 17 м та 55 м відгуки від живої води з верхньої частини розрізу не отримані. При скануванні розрізу з 55 м, крок 10 см, відгуки живої води з базальтів почали фіксуватися з 72 м.

Ділянка 11. Зареєстровані сигнали нафти, конденсату, газу, бурштину, вуглекислого газу, метаноокислюючих бактерій, фосфору (червоного, жовтого), горючих сланців, газогідратів, антрациту, азоту, кисню, бактерій водневих, живої та мертвої води, льоду, алмазів, глибинних базальтів, лонсдейліту, солі калійно-магнієвої.

Зареєстровані відгуки від 1-6, 8-ї (доломіти), 9-ї (мергелі), 10-ї (крем'янисті) груп осадових порід, а також 6-ї (базальти), 7-ї (ультрамафічні), 8, 9, 10, 11 (кімберліти), 12, 13, 14, 15, 16, 17 і 18 груп магматичних.

Верхня кромка базальтів зафіксована скануванням з кроком 10 см на глибині 26 м. На цій глибині з верхньої частини розрізу отримано відгуки від 1-6 груп осадових порід, доломітів, водню, водневих бактерій і живої води.

Поверхня 0 м, верх: сигнали фосфору (жовтий та червоний), вуглекислого газу, метану, азоту, кисню, вуглецю та водню (міграція газів в атмосферу).

При скануванні розрізу з поверхні крок 10 см відгуки на частотах водню почали фіксуватися з базальтів на глибині 37 м, а від живої води - на 31 м.

Ділянка 13. Зареєстровані сигнали нафти, конденсату, газу, бурштину, вуглекислого газу, метаноокислюючих бактерій, фосфору (червоного, жовтого), горючих сланців, газогідратів, антрациту, азоту, кисню, бактерій водневих, живої та мертвої води, льоду, ртуті, золота, коеситу, глибинних базальтів.

Відгуки від 1-6, 8-ї (доломіти), 9-ї (мергелі), 10-ї (кременисті) груп осадових порід і 1-ї (граніти молоді), 6-ї (базальти), 6А, 6Б магматичних груп.

Верхня кромка базальтів визначена на глибині 110 м. На цій глибині зверху отримані відгуки доломітів, крем'янистих порід, водню і фосфору.

Поверхня 0 м, верх: сигнали газу, вуглекислого газу, фосфору (червоного та жовтого), азоту, кисню, вуглецю та водню (міграція газів в атмосферу).

Сканування, крок 10 см, відгуки **водню отримані з інтервалу 49-(68-інтенсивний)-(90-дуже інтенсивний)-100 м**, а в базальтах почали фіксуватися зі 128 м. Сигнали від живої води зафіксовані в базальтах із 137 м.

Ділянка 14. Зареєстровані сигнали на частотах фосфору (червоного), азоту, кисню, вуглецю, водню, бактерій водневих, живої води.

Зафіксовано відгуки від 8-ї (доломіти), 9-ї (мергелі), 10-ї (крем'янисті) груп осадових порід і 6-ї (базальти), 6А, 6Б груп магматичних порід.

Сканування, крок 1 м: базальти з глибини 330 м; зверху - отримані відгуки доломітів, мергелів, крем'янистих порід, водню і фосфору червоного.

Поверхня 0 м: зверху - сигнали на частотах фосфору червоного, азоту, кисню, вуглецю та водню (міграція газів в атмосферу).

Сканування, крок 10 см, відгуки **водню зафіксовані з інтервалів: 1) 70-(88-інтенсивний)-(105-дуже інтенсивний)-119 м, 2) 145-(170-інтенсивний)-(177-дуже інтенсивний)-187 м; 3) 200-(217-інтенсивний)-228 м; 4) 298-306 м.** Відгуки водню з базальтів фіксувалися з 348 м, а від живої води - з 380 м.

Література

1. Якимчук Н.А., Корчагин И.Н., Бахмутов В.Г., Соловьев В.Д. Геофизические исследования в Украинской морской антарктической экспедиции 2018 г.: мобильная измерительная аппаратура, инновационные прямопоисковые методы, новые результаты. Геоинформатика. 2019. № 1. С. 5-27.

2. Якимчук Н.А., Корчагин И.Н. Технология частотно-резонансной обработки данных ДЗЗ: результаты практической апробации при поисках полезных ископаемых в различных регионах земного шара. Часть I. Геоинформатика. 2019. № 3. С. 29-51. Часть II. Геоинформатика. 2019. № 4. С. 30-58. Часть III. Геоинформатика. 2020. № 1. С. 19-41, Часть IV. Геоинформатика. 2020. № 3. С. 29-62, Часть V. Геоинформатика. 2021. № 3-4. С. 51-88.

3. Цільовий науковий проект НАН України Геофізичні дослідження літосфери зони зчленування Східно-Європейської та Західно-Європейської платформ у зв'язку з перспективами нафтогазоносності (TESZ), 2017-2021 рр. <http://www.igph.kiev.ua/tesz-project>

УДК 528+550.837+553.98

<https://doi.org/10.30836/gbhgd.2024.43>

ПЕРСПЕКТИВИ ЗНАХОДЖЕННЯ ПОКЛАДІВ ВУГЛЕВОДНІВ ТА ПРИРОДНОГО ВОДНЮ НА ПОШУКОВІЙ ДІЛЯНЦІ В КИЇВСЬКІЙ ОБЛАСТІ

Корчагін І.¹, Якимчук М.²

¹Інститут геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України, Київ, Україна, korchagin.i.n@gmail.com

²Інститут прикладних проблем екології, геофізики і геохімії, Київ, Україна,
yakymchuk@gmail.com

PROSPECTS OF HYDROCARBON AND NATURAL HYDROGEN DEPOSITS DETECTION WITHIN PROSPECTING AREA IN KYIV REGION

Korchagin I.¹, Yakymchuk M.²

¹Institute of Geophysics of Ukraine National Academy of Science, Kyiv, Ukraine,
korchagin.i.n@gmail.com

²Institute of Applied Problems of Ecology, Geophysics and Geochemistry, Kyiv, Ukraine,
yakymchuk@gmail.com

The results of the frequency-resonance processing of the photograph and the satellite image of the survey site near the city of Vasylkiv indicate that it is promising for the of hydrocarbon deposits (oil, condensate and gas) detection in the cross-section and the expediency of carrying out prospecting works of a detailed nature within it. In the northern part of the research area, by instrumental measurements a basalt volcanic complex has been localized, which is promising for searching of natural hydrogen accumulations in the cross-section, as well as living water.

В 2021 р. мобільна прямопошукова технологія частотно-резонансної обробки та декодування супутникових та фото знімків [1-2] використовувалась при проведенні рекогносцирувального обстеження крупних блоків вздовж сейсмічного профілю TESZ-2021 [3]. У повідомленні наведено результати обстеження з використанням прямопошукових методів пошукової ділянки в районі міста Васильків (Київська область).

Експериментальні дослідження проведені з використанням прямопошукових методів оцінки нафтогазоносності (рудоносності) великих пошукових блоків і локальних ділянок, яка включає методи частотно-резонансної обробки супутникових знімків і фотознімків, а також вертикального зондування (сканування) розрізу з метою визначення глибин і товщин продуктивних горизонтів і порід різного типу. Особливості використаної технології, а також результати її апробації та практичного застосування описані в статтях і матеріалах конференцій, в [1-2] в тому числі.

Ділянка досліджень в районі пункту вибуху ПВ-5. Супутниковий знімок невеликої ділянки рекогносцирувального обстеження в районі пункту вибуху ПВ-5 (координати: 50°11'02" N; 30°23'57" E) на сейсмічному профілі TESZ-2021 [3] наведено на рис. 1. У процесі частотно-резонансної обробки знімка з поверхні зареєстровані сигнали на частотах нафти, конденсату, газу, бурштину, вуглекислого газу, бактерій метаноокислюючих, фосфору (червоного та жовтого), горючих сланців, газогідратів, льоду, антрациту, азоту, кисню, вуглецю, водню, бактерій водневих, живої води.

Зафіксовані сигнали від 1-6 груп осадових порід, 1-ї (граніти молоді та старі), 6-ї (базальти), 6А (долерити та андезити) та 6Б (лампроїти), 14-ої груп магматичних порід. Корені вулканів, заповнених осадовими породами та базальтами, визначено на глибині 470 км. Верхній край базальтів зафіксовано скануванням з кроком 1 м на глибині 80 м, а відгуки від 1-6 груп осадових порід при скануванні з кроком 1 см почали фіксуватися із 60 см.

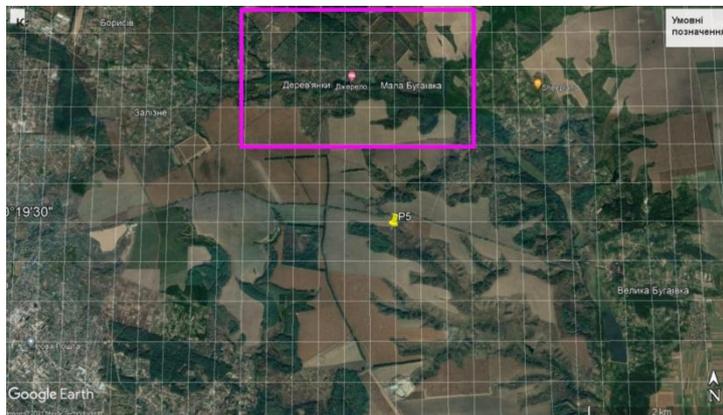


Рисунок 1 – Супутниковий знімок ділянки рекогносцирувального обстеження в районі пункту вибуху ПВ-5 (жовтий маркер в центрі).

На поверхні 5 км із верхньої частини розрізу отримані відгуки лише від молодих гранітів, а з нижньої – лише від старих. На глибинах 15 км та 25 км відгуки від молодих гранітів отримані з верхньої частини розрізу; від старих гранітів сигнали зафіксовані лише на глибині 25 км. З нижньої частини розрізу відгуки від гранітів (молодих та старих) не зафіксовано.

Додатковими інструментальними вимірами з інтервалу 470-723 км отримано відгуки від 10-ої групи осадових (кременистих) порід, а з інтервалу 723-996 км – від гранітів (старих). На поверхні 723 км із верхньої частини розрізу відгуки від старих гранітів отримані із затримкою 60 с.

На поверхні 0 м із верхньої частини розрізу зафіксовано сигнали на частотах водню, фосфору (жовтого та червоного), вуглекислого газу, газу (метану), азоту, кисню (підтверджено міграцію газів в атмосферу).

Скануванням розрізу з поверхні, крок 10 см, відгуки на частотах газу отримані з інтервалів: 1) 248-260 м (слабкої інтенсивності), перехід на крок 50 см, 2) 715-860 м, 3) 980-(1600-інтенсивний) -(2550-інтенсивний)-2800 м, 4) 2880-(3480-інтенсивний)... (сигнали простежені лише до 5 км). Відгуки від газу отримані з нижніх частин розрізу на глибинах 5 км, 10 км і 15 км.

На межі синтезу ВВ 57 км зареєстровані відгуки від нафти, конденсату, газу, бурштину та вуглекислого газу.

В межах площі на рис. 1 верхня кромка базальтів скануванням з кроком 10 см зафіксована на глибині 87 м. На поверхні 86 м з верхньої частини розрізу отримані відгуки від 1-6 груп осадових порід та живої води.

При скануванні з 86 м, крок 10 см, відгуки водню з базальтів почали фіксуватися зі 105 м, а сигнали від живої води при скануванні з кроком 1 см зареєстровані відразу.

При обробці фрагмента знімка в прямокутному контурі на рис. 1 на поверхні 50 км зареєстровані сигнали тільки від 6-ої (базальти) групи магматичних порід, відгуки від осадових порід не отримані. (У межах цієї ділянки розташований лише базальтовий вулкан).

А у процесі обробки знімка на рис. 1 без фрагмента у прямокутнику на поверхні 50 км зафіксовані сигнали від солі, 1-6, 7-ої (вапняки), 9-ої (мергелі), 10-ої (кременисті) груп осадових порід, 1-ої (граніти старі), 6-ї (базальти), 11-ої (кімберліти) груп магматичних порід. (Під час проведення детальних інструментальних вимірювань на обстеженій території (рис. 1) можуть бути також локалізовані положення вулканічних комплексів, заповнених вапняками, мергелями, крем'янистими породами та кімберлітами).

Під час обробки знімка ділянки з водоносними джерелами на рис. 2 зареєстровані сигнали від фосфору (червоного), водню, бактерій водневих, живої води, 8-ї (доломіти) групи осадових порід, а також 6-ї (базальти), 6А і 6Б груп магматичних порід. Відгуки від нафти, конденсату, газу, бактерій метаноокислюючих та солі не отримані. Від доломітів та 6-ї, 6А, 6Б груп порід відгуки зареєстровані на поверхні 11 км з нижньої частини розрізу.

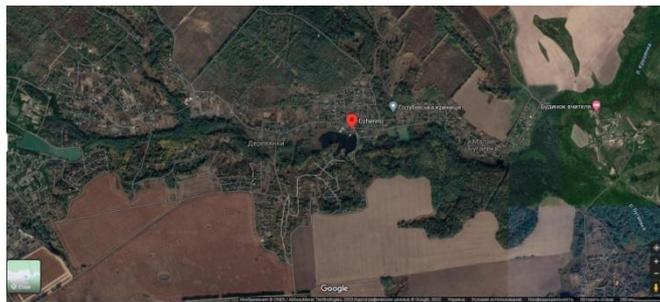


Рисунок 2 – Супутниковий знімок ділянки розташування водоносних джерел.

Нижня кромка доломітів визначена на глибині 99 км, базальтового вулкана – на 470 км, а з інтервалів 99-723 км і 723-996 км отримано відгуки від 10-ої групи осадових (кременистих) порід і гранітів (старих), відповідно.

Скануванням розрізу з поверхні, крок 50 см, верхня кромка базальтів визначена на глибині 730 м. На цій глибині з верхньої частини розрізу отримані відгуки від доломітів, водню, живої води та водню з доломітів (!), а з нижньої частини – від 6-ої, 6А, 6Б груп магматичних порід.

Скануванням розрізу з поверхні, крок 5 см, відгуки на частотах водню з доломітів зафіксовані з інтервалів: 1) 53-97 м, 2) 118-134 м, 3) 262-(275-інтенсивний)-398 м, 4) 497-(560-інтенсивний)-(570-дуже інтенсивний)-581 м.

При скануванні, крок 1 мм, відгуки живої води фіксувалися з 30 см.

На поверхні 0 м з повітря зафіксовано відгуки від водню (з 14 с) і фосфору червоного (з 21 с), що свідчить про їх міграцію (відносно слабку) в атмосферу.

Площа обстеження у районі м. Васильків. В матеріалах на сайті [4] наведено інформацію про численні водоносні джерела (у тому числі і з цілющою водою) у м. Васильків. Ці відомості зумовили доцільність додаткового обстеження більшої площі в районі м. Васильків з метою вивчення

особливостей глибинної будови території. Супутниковий знімок площі додаткових інструментальних вимірювань представлено на рис. 3.

При частотно-резонансній обробці знімка на рис. 3 з поверхні зареєстровані сигнали на частотах нафти, конденсату, газу, бактерій метаноокислюючих, фосфору (червоного, коричневого, жовтого), водню, водневих бактерій, живої води, коеситу; відгуки від бурштину, золота, глибинних базальтів, солі калійно-магнієвої та натрій-хлористої не отримані.

Зафіксовані сигнали від 7-ї (вапняки), 8-ї (доломіти), 9-ї (мергелі) груп осадових порід і 1-ї (граніти старі), 6-ї (базальти), 6А, 6Б груп магматичних.

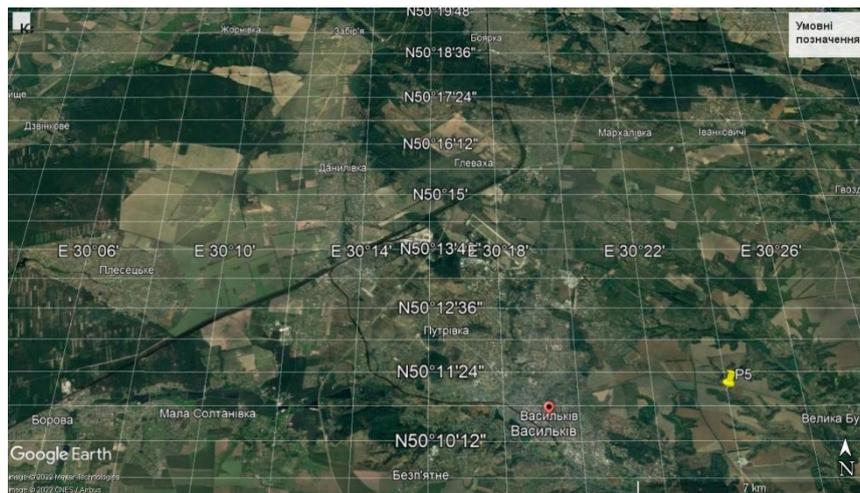


Рисунок 3 – Супутниковий знімок ділянки в районі м. Васильків (Київська область).

Корінь вулкана доломітів визначено на глибині 99 км, мергелів – на 218 км, вапняків та базальтів – на 470 км, гранітів (старих) – на 996 км, а з інтервалу 99-723 км отримано відгуки від 10-ої групи осадових (кременистих) порід.

На поверхні синтезу ВВ 57 км зареєстровані сигнали від нафти, конденсату, газу, фосфору (жовтого) та нафти з вапняків; відгуки від нафти з гранітів на глибинах 57 та 46 км були відсутні.

Сигнали від живої води зафіксовані на глибинах 68 км та 46 км (слабкої інтенсивності), а від мертвої – на 48 км та 59 км.

На поверхні 0 м з повітря отримані відгуки від водню (7 с), фосфору червоного (7 с) і жовтого (7 с), що свідчить про їх міграцію в атмосферу.

Скануванням розрізу з кроком 50 см верхній край базальтів визначено на глибині 730 м. На цій глибині з верхньої частини розрізу отримані відгуки від водню з доломітів.

З поверхні зареєстровані також сигнали від живої та мертвої води. При скануванні розрізу з кроком 1 мм відгуки від живої води почали фіксуватися з 35 см, а від мертвої - з 10 см.

При скануванні розрізу з поверхні до 5000 м, крок 50 см, відгуки на частотах газу отримані з інтервалу 2286-(2550-інтенсивний)-(2700-дуже інтенсивний)-(2990-дуже інтенсивний)-3125 м. Сигнали на частотах газу зареєстровані також із нижніх частин розрізу на глибинах 5 км, 10 км та 15 км.

Основні результати та висновки. У процесі проведення рекогносцирувального обстеження площі в районі розміщення пункту вибуху

ПВ-5 (рис. 1 та 2) підтверджено наявність перспективної для пошуків покладів нафти та газу ділянки, а також додатково виявлено базальтовий вулканічний комплекс із воднем та живою (цілющою) водою. В межах базальтового вулкана прогнозовані скупчення водню в доломітах можуть бути виявлені в 4 пластах у верхній частині розрізу. Таку особливість будови розрізу на території України інструментальними вимірами зафіксовано вперше.

На відносно великій площі в районі м. Васильків (рис. 3) інструментальними вимірами підтверджено існування базальтового вулканічного комплексу з воднем та живою водою, а також виявлено заповнений вапняками вулкан, у якому існують умови для синтезу нафти, конденсату та газу на поверхні 57 км.

На ділянці в районі пункту вибуху ПВ-5 доцільно провести додаткові дослідження детального характеру (для потенційних інвесторів), в тому числі:

а) Скануванням розрізу з кроками 50 см та 1 м оцінити інтервали пошуків нафтових та газоконденсатних покладів.

б) Визначити глибини залягання та потужності нафтових, газоконденсатних та газових пластів при скануванні інтервалів пошуків нафтогазоносних покладів з кроком 1 см і дрібнішими.

в) Встановити типи порід у колекторах нафтогазоносних пластів, а також у покришках над ними.

г) З використанням наборів зразків нафти (117 екземплярів) та газоконденсату (15 екземплярів) доцільно визначити конкретні їх типи в найбільш перспективних нафтогазоносних пластах.

д) Сканування розрізу у достатній кількості точок на ділянці обстеження дозволить локалізувати положення глибинного каналу міграції нафти, конденсату та газу з межі їх синтезу у верхні горизонти розрізу.

е) На ділянці розташування базальтового вулкана сканування розрізу з дрібними кроками доцільно визначити інтервали пошуків скупчень природного водню та живої (цілющої) води.

ж) Додатковими інструментальними вимірами можуть бути охарактеризовані цілющі властивості живої води (проти яких вірусів і паразитів жива вода буде ефективною).

Література

1. Якимчук Н.А., Корчагин И.Н., Бахмутов В.Г., Соловьев В.Д. Геофизические исследования в Украинской морской антарктической экспедиции 2018 г.: мобильная измерительная аппаратура, инновационные прямопоисковые методы, новые результаты. Геоинформатика. 2019. № 1. С. 5-27.

2. Якимчук Н.А., Корчагин И.Н. Технология частотно-резонансной обработки данных ДЗЗ: результаты практической апробации при поисках полезных ископаемых в различных регионах земного шара. Часть I. Геоинформатика. 2019. № 3. С. 29-51. Часть II. Геоинформатика. 2019. № 4. С. 30-58. Часть III. Геоинформатика. 2020. № 1. С. 19-41, Часть IV. Геоинформатика. 2020. № 3. С. 29-62, Часть V. Геоинформатика. 2021. № 3-4. С. 51-88.

3. Цільовий науковий проект НАН України Геофізичні дослідження літосфери зони зчленування Східно-Європейської та Західно-Європейської платформ у зв'язку з перспективами нафтогазоносності (TESZ), 2017-2021 рр. <http://www.igph.kiev.ua/tesz-project>

4. Тайны города Василькова. <https://vasilkovsecret.wordpress.com/sights/istochniki/>

УДК 553.4:553.075 (477.42)

<https://doi.org/10.30836/gbhgd.2024.44>

ЛАТЕРАЛЬНИЙ РОЗПОДІЛ МОЛІБДЕНУ, ЗОЛОТА ТА СРІБЛА В МЕЖАХ ВЕРБІНСЬКОГО РУДОПРОЯВУ (ВОЛИНСЬКИЙ МЕГАБЛОК)

Крошко Ю.В., Ковальчук М.С.

Інститут геологічних наук НАН України. Київ, Україна,

ykrosh.79@ukr.net; kms1964@ukr.net

LATERAL DISTRIBUTION OF MOLYBDENUM, GOLD AND SILVER WITHIN THE VERBYNSKE ORE OCCURRENCE (VOLYN MEGABLOCK)

Kroshko Yu.V., Kovalchuk M.S.

Institute of Geological Sciences NASU, Kyiv, Ukraine, ykrosh.79@ukr.net; kms1964@ukr.net

Brief information on the ore content of the Verbynske molybdenum ore occurrence, which is located within the Ustynivsky massif of the Volyn megablock of the Ukrainian Shield, is presented. Molybdenum mineralization is localized in granite porphyries, medium-grained biotite granites of the Verbinsky type and products of their metasomatic changes (quartz-muscovite and quartz-biotite greysens). The main ore mineral is molybdenite, which forms vein-disseminated, finely scattered, and rarely nested mineralization with a molybdenum concentration of up to 5-10%. The mineralization belongs to the molybdenum ore formation of hydrothermal-greizen and linear-stockwork geological and industrial type. Based on the attribute database (well coordinates, description and testing of wells), we studied the lateral distribution of the average molybdenum, silver and gold content within the Verbynske molybdenum ore occurrence and created the corresponding maps.

Вступ. Україна володіє значними покладами кольорових металів та для власних потреб імпортує їх у значних обсягах. Розвідані родовища і рудопрояви є комплексними та зосереджені, в основному, в межах Українського щита [2, 6]. Серед кольорових металів молібден належить до стратегічної мінеральної сировини [4]. У межах Українського щита виявлено близько 100 рудопров'язів молібдену, які належать до молібденової, вольфрам-молібденової, мідно-молібденової рудних формацій [2, 6]. Морфологічний тип зруденіння — штокверки, жили, рідше лінійно видовжені прожилково-вкраплені зони [6]. Основні рудопрояви молібдену виявлено в межах Приазовського, Середньопридніпровського, Бузько-Росинського та Волинського мегаблоків. Найперспективнішими на виявлення родовищ молібдену вважаються Бузько-Росинський та Волинський мегаблоки [2]. В останні роки обґрунтовано перспективи молібденових і комплексних золото-молібденових родовищ в зеленокам'яних поясах Середнього Придніпров'я Українського щита [8—10].

У межах північно-західної частини Українського щита прояви молібдену пов'язані з осницьким габро-діорит-гранітним інтузивним комплексом (рудопрояви Вербинський, Вирівський; точки мінералізації Ясногірська і Томашгородська), молібденова мінералізація в кварцових сієнітах букінського комплексу, пегматитах коростенського комплексу, сієнітах Ястребецького масиву [2]. Найбільш перспективною є Устинівська ділянка, розташована в межах Пержанського рудного поля, де за результатами пошуково-картувальних робіт виокремлено чотири рудопрояви молібдену штокверкового типу:

Вербинський, Устинівський, Річицький і Високий [6]. Вербинський рудопрояв молібдену внесений до інвестиційного атласу надрокористувача і розглядається в якості еталонного та привабливого для інвестицій об'єкту [4]. Тут, при бортовому вмісті молібдену 0,01 % запаси молібденової руди за категорією С₂ становлять (тис. тон) — 1792, молібдену — 5,0; ресурси (тис. тон) категорії Р₁ молібденової руди — 90, молібдену — 2,7 [3, 4].

Об'єкти та методи досліджень. Об'єктом досліджень є Вербинський рудопрояв молібдену в межах Устинівського масиву. Предметом дослідження є просторовий розподіл вмісту молібдену, золота і срібла в межах Вербинського рудопрояву. Основою для досліджень слугували матеріали виробничих геологічних звітів на основі яких була створена атрибутивна база даних (координати, опис свердловин та результати їх опробування), яка стала основою для картографічних побудов. Картографічні побудови здійснено в програмному забезпеченні Golden Software Surfer.

Результати та їх обговорення. Вербинський рудопрояв молібдену розташований в східному ендоконткті Устинівського гранітного масиву, в зоні зчленування його з західним бортом Овруцької та північного замикання Білокоровицької западин [3, 5]. Молібденове зрудніння локалізоване в граніт-порфірах, середньозернистих біотитових гранітах вербинського типу та продуктах їх метасоматичних змін (кварц-мусковітових та кварц-біотитових грейзенах) [3]. Рудоносні граніти інтенсивно калішпатизовані, альбітизовані, окварцовані, грейзенізовані, серицитизовані та флюоритизовані [3]. Комплекс метасоматичних змін завершується пострудними аргілізацією та карбонатизацією [3]. Молібденова мінералізація у межах Вербинського рудопрояву приурочена до штокверку, який представлений кварц-мусковітовими грейзенами і серицитизованими породами. Рудоносна зона, в межах якої виокремлено близько 10 рудних тіл, простежена на 800 метрів за простяганням [2]. Рудоносний поклад видовжений у меридіональному напрямку з падінням на захід. Рудні тіла жило-, лінзоподібної та складної форм. Основним рудним мінералом є молібденіт, який утворює прожилково-вкраплену, дрібно розсіяну, рідше гніздову мінералізацію з концентрацією молібдену до 5—10 % [3, 5]. Окрім молібдену, рудна мінералізація представлена самородним бісмутом, сріблом, золотом, цинком, свинцем, міддю. Ореоли свинцю і цинку максимально поширені в периферійних частинах рудопрояву, натомість ореоли бісмуту на рівні 0,001%, більш характерні для центральної частини рудної зони. Вміст молібдену в метасоматитах і грейзенах досягає 2,67 % [2, 3]. Максимальні вмісти приурочені до ділянок інтенсивної грейзенізації та інтенсивної тріщинуватості, розсланцювання порід і в кварцових жилах [2]. Молібденіт утворює дрібно-, середньо- і великопластинчасті вкраплення. Розмір зерен молібденіту 0,01—2,0 мм, а розмір скупчень — 10—30 см [5]. Молібденіт представлений двома генераціями [7]. Перша ромбоєдрична утворилася під час грейзенізації вміщувальних порід; друга — пов'язана з рекристалізацією і утворенням кварц-сульфідних прожилків і представлена дуже дрібно-розсіяною мінералізацією. Молібденіт містить домішки заліза, міді, цинку, свинцю, іноді вольфраму,

срібла, ренію [1]. Зруденіння належить до молібденової рудної формації гідротермально-грейзенового і лінійно-штокверкового геолого-промислового типу [3].

На основі атрибутивної бази даних (координати свердловин, опис і опробування свердловин), створеної на основі геологічних звітів різних років (відповідальні виконавці І.П. Букович, О.С. Дранник, В.Ф. Лабузний), нами досліджено латеральне поширення середнього вмісту молібдену, срібла і золота в межах Вербинського рудопрояву молібдену та створено відповідні картографічні побудови (рис. 1, 2, 3).

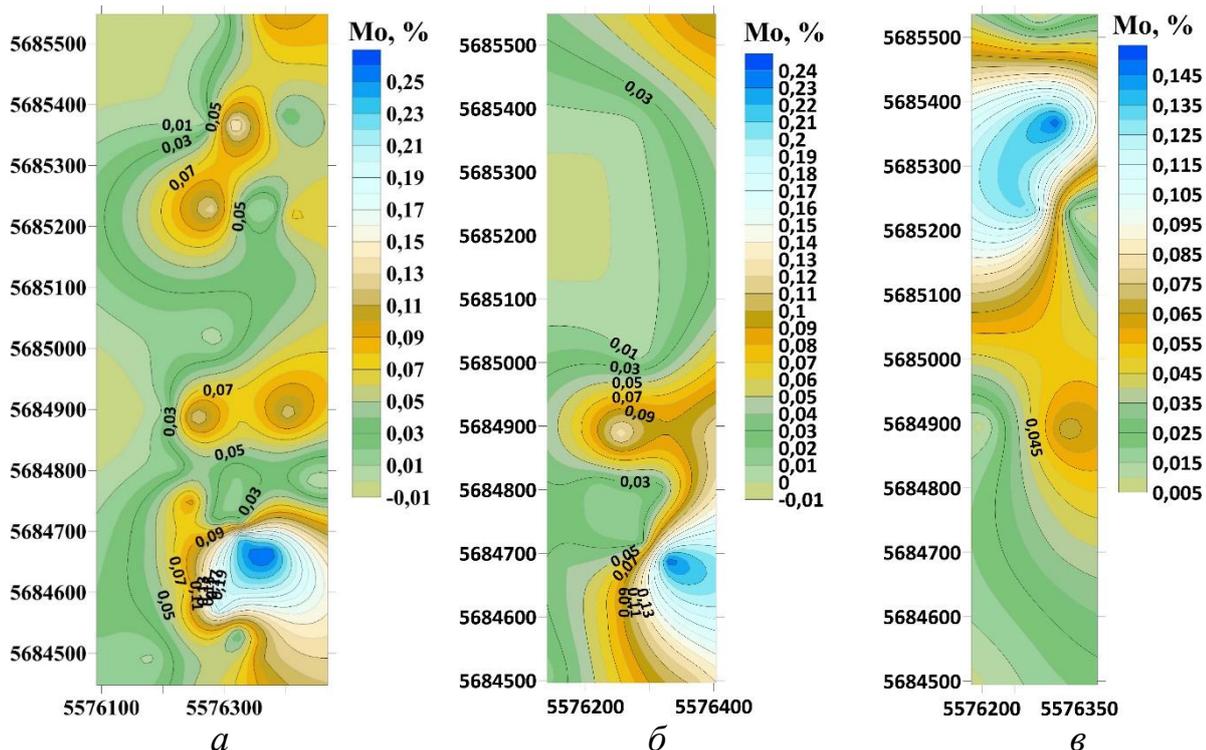


Рисунок 1 – Латеральний розподіл середнього вмісту молібдену (%) в кристалічних породах фундаменту загалом (а), в граніт-порфірах (б), біотитових гранітах (в)

Середній вміст молібдену в граніт-порфірах 0,004—2,4 %; в гранітах біотитових — 0,003—0,15%. Найбільший середній вміст молібдену в породах кристалічного фундаменту притаманний південно-східній частині рудопрояву. Дещо менші за вмістом ореоли молібдену розташовані в центральній, центрально-східній, північній і північно-східній частинах рудопрояву. Ореоли підвищеного середнього вмісту молібдену в граніт-порфірах здебільшого просторово збігаються з такими в породах кристалічного фундаменту і не збігаються (лише частково в центральній частині) з ореолами підвищеного середнього вмісту молібдену у гранітах біотитових.

Загалом вміст срібла в породах кристалічного фундаменту 0,01—257,0 г/т. Середній вміст срібла в породах кристалічного фундаменту 1,5—47,54 г/т, зокрема в граніт-порфірах — 1,5—47,54 г/т; в біотитових гранітах — 2,0—10,5 г/т; грейзенах 2,3—21,66. Найбільші за середнім вмістом ореоли срібла в породах кристалічного фундаменту локалізовані в південній і центрально-

східній частині рудопроаяву і майже повністю збігаються з такими в граніт-порфірах. Натомість ореоли підвищеного середнього вмісту срібла в біотитових гранітах розташовані в південно-західній і північно-східній частинах рудопроаяву; ореоли підвищеного середнього вмісту срібла в грейзенах у південно-східній і південно-західній частинах рудопроаяву.

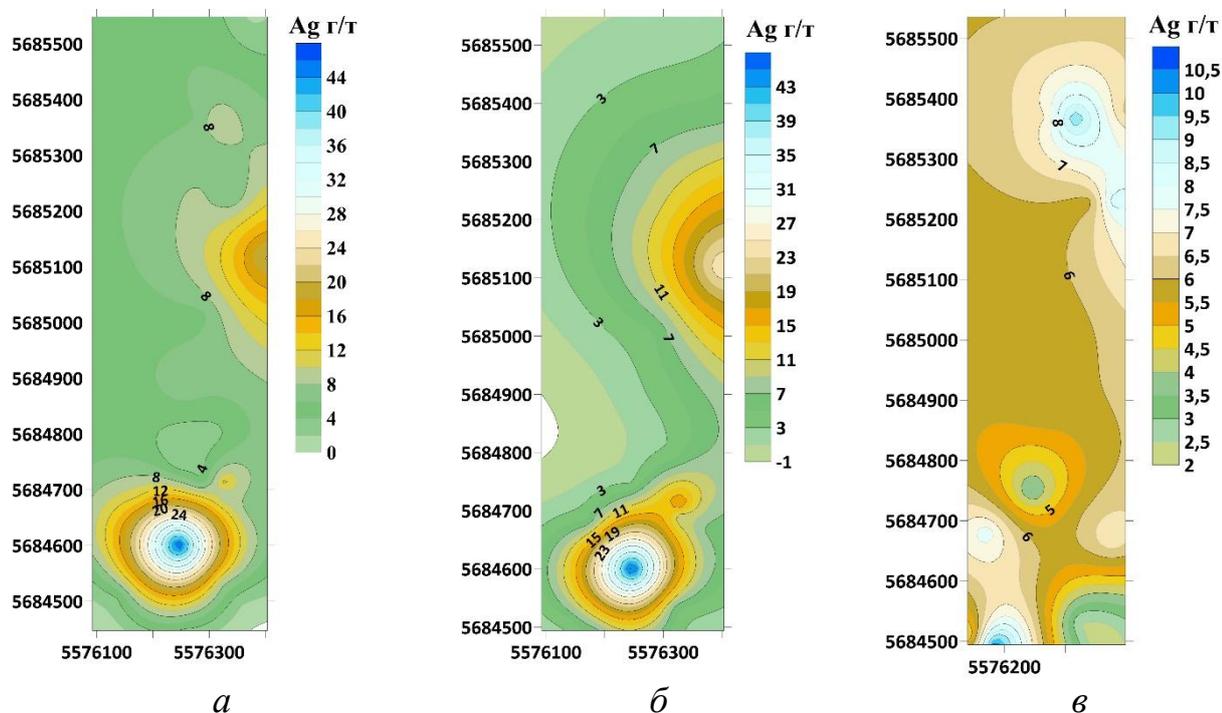


Рисунок 2 – Латеральний розподіл середнього вмісту срібла (г/т) в кристалічних породах фундаменту загалом (а), в гранітах-порфірах (б), біотитових гранітах (в)

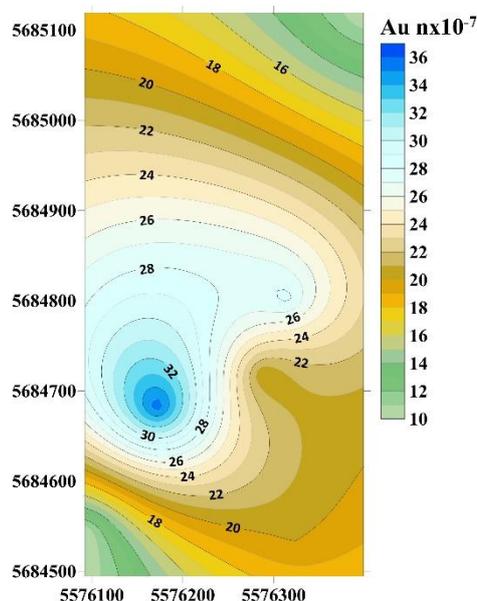


Рисунок 3 – Латеральний розподіл середнього вмісту золота ($n \times 10^{-7}$) в кристалічних породах фундаменту

Ореоли підвищеного вмісту золота просторово не збігаються з ореолами підвищеного середнього вмісту молібдену і срібла (див. рис. 1— 3).

Висновки. Латеральний розподіл середнього вмісту молібдену, срібла і золота визначається геологічною будовою Вербинського рудопроаяву (як за латераллю так і у вертикальному перетині), тектонічними порушеннями, тріщинуватістю, катаклизом, метасоматичними змінами порід. Просторово ореоли поширення підвищеного середнього вмісту молібдену, срібла і золота не збігаються. Ореоли поширення підвищеного середнього вмісту молібдену, срібла в усіх петротипах порід кристалічного фундаменту здебільшого просторово збігаються лише з такими в граніт-порфірах.

Отримані результати є інформаційною основою для подальшого дослідження просторового поширення молібдену і супутніх йому елементів в межах Вербинського рудопроаяву молібдену, поділу рудопроаяву на ділянки за ступенем перспективності.

Література.

1. Галій С. А., Єсипчук К. Ю., Козут К. В., Кондратерко П. О. Вербинське родовище молібдену (північний захід Українського щита): петрографія, мінералогія, умови утворення // Мінерал. журн. 2000. 22. № 4. С. 73—83.
2. Гурський Д. С., Єсипчук К. Ю., Калінін В. І. та ін. Металічні і неметалічні корисні копалини України. Металічні корисні копалини. Київ-Львів: Центр Європи, 2005. Т. 1. 785 с.
3. Державна геологічна карта України масштабу 1:200 000 аркуша М-35-ХІ (Коростень). Київ.: Міністерство екології та природних ресурсів України, Північне державне регіональне геологічне підприємство «Північгеологія», 2001. 135 с.
4. Інвестиційний атлас надрокористувача (стратегічні та критичні мінерали). URL: <https://www.geo.gov.ua/wp-content/uploads/presentations/ukr/investicijnij-atlas-nadrokoristuvacha-strategichni-ta-kritichni-minerali.pdf> (дата звернення 22.06.2024)
5. Костенко М.М., Кондратенко П.А. Структурно-морфологічні особливості зруденіння та рудна мінералізація Вербинського рудопроаяву молібдену // Мінеральні ресурси України. 2018. № 1. С. 15—19.
6. Мінеральні ресурси України. Державне науково-виробниче підприємство ДІГФУ. Щорічник. Київ. 2021р. 270с.
7. Нечаєв С. В., Бойко А. К. Виділення протерозойських етапів рудної мінералізації на Українському щиті // Вісник АН УРСР. 1988. № 5. С.40—46.
8. Сукач В. В., Рязанцева Л. О. Комплексні золото-молібденові родовища та рудопроаяви в зеленокам'яних поясах Середнього Придніпров'я Українського щита // Мінеральні ресурси України. 2018. № 2. С. 3—9. <https://doi.org/10.31996/mru.2018.2.3-9>
9. Сукач В. В., Рязанцева Л. О., Сьомка В. О., Бондаренко С. М. Молібденова мінералізація Сергіївського AuMo родовища (Середнє Придніпров'я, Український щит) // Мінеральні ресурси України. 2020. № 1. С. 3—11. <https://doi.org/10.31996/mru.2020.1.3-11>
10. Сукач В. В., Рязанцева Л. О., Бондаренко С. М., Котенко М. С. Мінералізація молібдену комплексного Au-Mo родовища Балка Золота (Середнє Придніпров'я, Український щит) // Мінерал. журн. 2022. 44, № 4. С. 125—139. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal.44.04.125>

УДК 550.4(477)

<https://doi.org/10.30836/gbhgd.2024.45>

ЗОЛОТОНОСНІ КОРИ ВИВІТРЮВАННЯ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА

Крюченко Н.О., Жовинський Е.Я., Кухар М.В.

Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України, Київ,
Україна, nataliya.kryuchenko@gmail.com

GOLD-BEARING CRUSTS OF WEATHERING OF THE UKRAINIAN SHIELD

Kryuchenko N.O., Zhovynsky E.Ya., Kuhar M.V.

M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation NAS of Ukraine, Kyiv,
Ukraine, nataliya.kryuchenko@gmail.com

Based on gold spectrometric analysis, the distribution of gold in the weathering crusts of the Ukrainian shield was studied. The mineralogical composition of the weathering crusts has been clarified - kaolinite, hydromica-clayey, zone of initial decomposition. Typical diagrams of the most common weathering crusts of the Ukrainian shield were constructed on rocks of different types: acidic and intermediate, basic, ultrabasic. The gold content in the weathering crusts of the Skvir area well was determined. It has been established that the kaolin weathering crust contains more gold - 0.5 g/t, brecciated rocks of the weathering crust have the same gold content (0.2 g/t) at different depths.

Вступ. Золотоносні Кори вивітрювання (КВ) становлять великий інтерес, що обумовлено відпрацюванням зони окислення рудних родовищ з характерною для них високою концентрацією золота і хорошою збагачуваністю руд. У багатьох країнах світу почали активно використовуватися золотоносні КВ, що розвиваються на слабозолотоносних породах з розсіяною або прожилково-вкрапленою мінералізацією. Це стосується і території Українського щита (УЩ), де поширені золотоносні глинисті КВ, які довгий час не викликали інтересу, і тільки останнім часом їх перспективи стали високо оцінюватися. Прояви золотої мінералізації спостерігаються практично у всіх відкладах, що беруть участь в будові кайнозойського та середньомезозойського осадового покриву УЩ. Золотоносні КВ кори характеризуються, як правило, значними масштабами при відносно невисокому вмісті металу, але видобуток золота є економічно вигідним.

Об'єкти та методи досліджень. Об'єкт дослідження - золотоносні кори вивітрювання, Українського щита. У завдання роботи входило виявлення їх мінералого-геохімічних особливостей, аналіз вмісту золота. Вміст золота визначався золотоспектрометричними методами аналізу.

Історія досліджень. Середньомезозойська КВ займає найбільші території, тому, вивченню її мінерального складу присвячено багато робіт. Територія УЩ підпадала під вплив інтенсивного стародавнього вивітрювання магматичних та метаморфічних порід докембрію. Потужна, переважно каолінова кора вивітрювання, суцільним чохлам покривала територію УЩ.

Пріоритет у дослідженні золотоносності КВ УЩ належить Е.В.Мельничуку [1], який за матеріалами вивчення золотоносності північно-східної частини регіону встановив наявність в елювіальному горизонті ділянки з аномальним вмістом золота.

Мінеральний склад (гіпергенні мінерали) КВ основних типів кристалічних порід вивчався в процесі виконання геологозйомочних робіт 1979 року [2]. В результаті чого у розрізі КВ визначено чотири зони (знизу вгору): початкових продуктів вивітрювання (дезінтеграція і вилуговування); проміжних продуктів вивітрювання (монтморилоніту, нонтроніту, гідрослюд, галуазиту); стійких продуктів вивітрювання (каолініту і гідроксидів заліза); кінцевих продуктів вивітрювання (мінералів вільних окислів алюмінію і заліза).

Нами було розроблено геохімічні критерії пошуку золота в КВ кристалічного фундаменту Українського щита (Брусилівська шовна зона і прилеглі території) [3].

Результати та обговорення. Потужність КВ кристалічних порід УЩ в межах блоків істотно відрізняється. Середньомезозойська КВ піддавалася інтенсивному розмиву і її потужність не перевищує 10 м. Найбільш поширеною гірською породою кислого складу є граніт, жильні гірські породи представлені пегматитами, аплітами, граніт-порфірами, кварцовими порфірами; породи середнього складу представлені андезитами, діоритовими кварцовими порфірами [4].

Гіпергенез більш менш однорідних порід кислого і середнього складу призводить до виникнення 3 зон продуктів вивітрювання каолінітового мінералогічного типу. У напрямку від субстрату виділяються: зона початкових продуктів або дезінтеграції (дресв'яна); зона проміжних продуктів (гідрослюдисто-глиниста); зона кінцевих продуктів (каолінітова).

Нами побудовано типові схеми КВ, на породах різного складу (рис. 1).

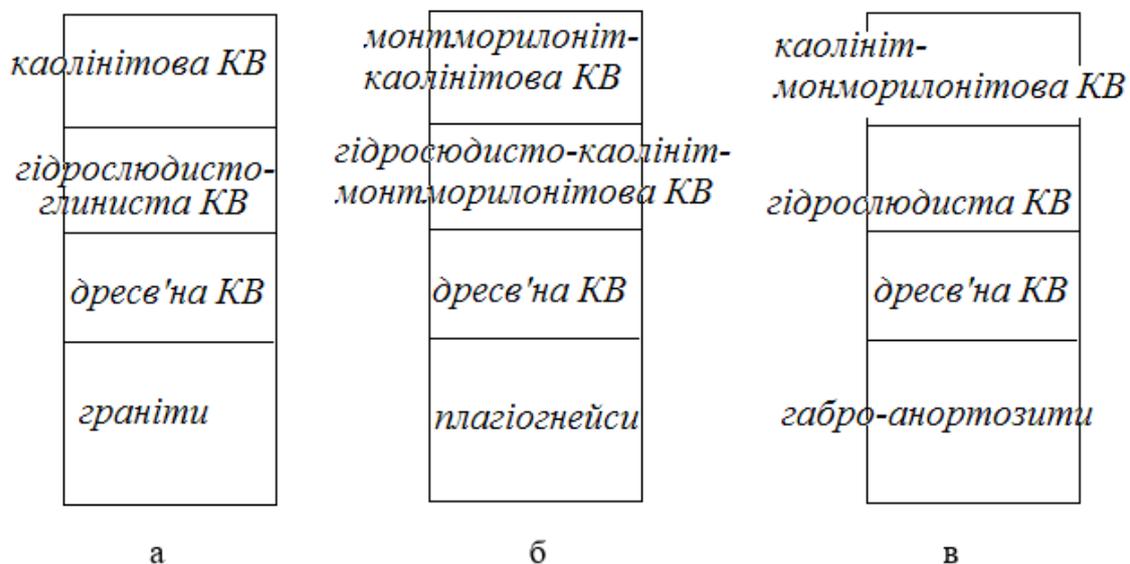


Рисунок 1 — Схеми найбільш розповсюджених КВ УЩ на породах різного типу: а –килого та середнього, б – основного, в – ультраосновного

У гідрослюдисто-глинистій зоні відбувається руйнування практично всіх породоутворюючих мінералів, окрім кварцу, але здебільшого зберігаються структурно-текстурні особливості материнських порід. Вміст реліктових зерен мінералів помітно зменшується від підшови до покрівлі зони. У зоні майже

завершується каолінізація плагіоклазу, тому каолініт домінує в її складі. Біотит гідратизується, переходить у гідробіотит і заміщується гідрослюдами. Амфібол і піроксен повністю заміщується гідрослюдами, монтморилонітом, каолінітом і галуазитом. Гранат заміщується гідрогетитом і каолінітом. Лише мікроклін у даній зоні слабо зачеплений гіпергенезом, його каолінізація відбувається переважно по тріщинах у мінералах.

Каолінова зона (зона первинних каолінів) характеризується відсутністю або слабким збереженням первинних структур і текстур материнських порід. Вона на 60-90% складена каолінітом. Вміст зерен кварцу коливається в межах 10-40% [24]. У каолінітовій зоні КВ мікроклінвміщуючих гранітоїдів фіксуються 2 підзони: нижня – лужна, з реліктами зерен мікрокліну, та верхня – підзона нормальних каолінітів.

З метою виявлення порід КВ, збагачених золотом нами проаналізовано свердловину Сквирської площі (рис. 2).

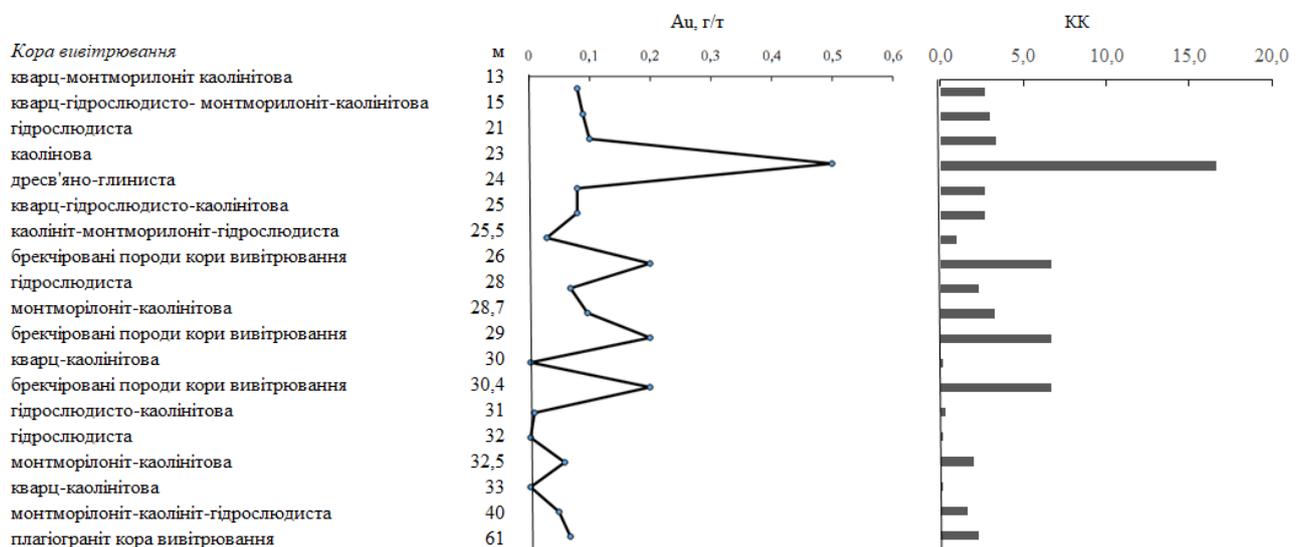


Рисунок 2 – Розподіл і кларк концентрації (КК) золота в корах вивітрювання (свердловина, Сквирська площа)

Материнською породою є граніт біотитовий – вміст золота 0,03 г/т. За вмістом золота породи КВ мають наступні межі вмісту: кварц-монтморилоніт каолінітова – 0,06–0,1 г/т, гідрослюдисто- монтморилоніт-каолінітова – 0,004–0,1 г/т, гідрослюдиста – 0,05–0,2 г/т, каолінова – 0,5–0,55 г/т, дресв'яно-глиниста- 0,08-0,093 г/т, кварц-гідрослюдисто-каолінітова – 0,06–1 г/т, каолініт-монтморилоніт-гідрослюдиста – 0,004–0,054 г/т, брекчіровані породи кори вивітрювання – 0,2 г/т.

Визначено, що каолінова КВ (глибина 23м) має найбільший вміст золота– 0,5 г/т, брекчіровані породи КВ мають однаковий вміст золота – 0,2 г/т (глибина – 26, 29, 30,4м).

Зважаючи на те, що вміст золота в материнській породі – 0,03 г/т, було розраховано кларк концентрації (КК) золота в КВ. Отримали наступне: каолінова КВ (КК 16), брекчіровані породи КВ (КК 7), монтморилоніт-

каолінітова КВ, гідрослюдиста КВ, кварц-гідрослюдисто-монтморилоніт-каолінітова КВ (КК 3).

Можливість виявлення золотоносних КВ визначається присутністю в їх субстраті рудної мінералізації. Тому для визначення перспективних ділянок на пошуки золота необхідно систематизувати данні для встановлення критеріїв золотоносності КВ.

Висновки. Проаналізовано мінеральний склад КВ УЩ. З'ясовано, що у напрямку від субстрату виділяються: зона початкових продуктів або дезінтеграції (дресв'яна); зона проміжних продуктів (гідрослюдисто-глиниста); зона кінцевих продуктів (каолінітова). Проведено аналіз вмісту золота у КВ Сквирської площі. Визначено, що каолінова КВ (глибина 23м) має найбільший вміст золота – 0,5 г/т, брекчіровані породи КВ мають однаковий вміст золота – 0,2 г/т (глибина – 26, 29, 30,4м). Шляхом розрахунку кларку концентрації золота відносно материнської породи (граніт біотитовий) визначено золотоносні кори вивітрювання (від більшого до меншого): каолінова КВ – брекчіровані породи КВ – монтморилоніт-каолінітова КВ – гідрослюдиста КВ – кварц-гідрослюдисто-монтморилоніт-каолінітова КВ.

Література

1. *Ткачук Л.Г.* Отчет по теме: "Закономерности образования каолиновых кор выветривания УЩ". Киев: Геоинформ, 1979.
2. *Мельничук Э.В.* К вопросу золотоносности северо-восточной части Украинского щита в связи с процессами корообразования. Москва: Наука, 1974. С.183—185.
3. *Жовинський Е.Я., Крюченко Н.О., Жук О.А.* та ін. Геохімічні критерії пошуку золота в корах вивітрювання кристалічного фундаменту Українського щита (Брусилівська шовна зона і прилеглі території) // Пошукова та екологічна геохімія. 2015. №1(16). С.65—79.
4. *Зюльцле В.В.* Державна геологічна карта України м-б 1:200000. Центральноукраїнська серія. Аркуш М-35-XXIV (Сквира). Київ: Геоінформ, 2005.
5. *Кулик С.Н.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна р.р. Растваица и Каменка. Результаты геологической съемки (листы М-35-84-Б, Г) и геологического доизучения (листы М-35-84-А,В), м-ба 1:50000 (Сквирский район), 1991—1996 гг. Киев: Геоинформ, 1996.

УДК 550.4(477)

<https://doi.org/10.30836/gbhgd.2024.46>

РОЗПОДІЛ ЗОЛОТА В ПОРОДАХ ФУНДАМЕНТУ БРУСИЛІВСЬКОЇ ШОВНОЇ ЗОНИ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА

Крюченко Н.О.

Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України
03142, м. Київ, Україна, nataliya.kryuchenko@gmail.com

DISTRIBUTION OF GOLD IN THE FOUNDATION ROCKS OF THE BRUSYLIV TECTONIC ZONE OF THE UKRAINIAN SHIELD

Kryuchenko N.O.

M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation NAS of Ukraine, Kyiv, Ukraine, nataliya.kryuchenko@gmail.com

On the basis of gold spectrometric analysis, the distribution of gold in the basement rocks of the Brusyliv tectonic zone of the Ukrainian Shield was studied. It was found that high concentrations of gold (0.07 g/t) are characteristic of gabbro-amphibolite, while the average content (median) in the rocks is 0.015 g/t. After calculating the Clark concentration (CC) of gold, 3 groups of rocks were distinguished: high content (CC 2–5), close to Clark concentration (CC 0.8–1.2) and reduced content (CC 0.2–0.8). It was established that gold is most concentrated in gabbro-amphibolite (CC 5), granite-biotite gneiss (CC 4); the least – in pyroxenite and garnet-biotite gneiss (CC 0.2).

Вступ. Територія Брусилівської шовної зони (БШЗ) Українського щита (УЩ) має високий ступінь геологічної вивченості. Водночас питання золоторудної мінералізації залишаються до сьогодні актуальними у зв'язку з наявністю кір вивітрювання, перспективних для видобутку золота. Внаслідок низьких концентрацій золота у породах фундаменту, ця обставина була стримуючим чинником для досліджень кларкового золота, які були успішними лише за умови проведення масових, а не поодиноких, визначень концентрацій елемента. Для встановлення золоторудної мінералізації у породах потрібна наявність систематизованих даних про розподіл золота. Тому, це дослідження присвячено систематизації кількісних визначень концентрацій золота в породах фундаменту БШЗ УЩ.

Об'єкти і методи досліджень. Об'єктом досліджень слугували кристалічні породи БШЗ УЩ. Для аналізу вмісту золота в породах використаний золотоспектрометричний метод.

Геолого-тектонічна будова району досліджень. В результаті досліджень щодо походження БШЗ доведено, що починаючи з протерозою ця територія була буферною зоною між Волино-Подільської та Білоцерківсько-Бузькою плитами, по ній проходили значні зсуви як в горизонтальному (субмеридіональному), так і в вертикальному напрямках [1]. БШЗ характеризується прирозломним метасоматозом, для якого характерні кварц-сульфідні жили, польовошпатові метасоматити, зони грейзенизації. Глибинні розломи були транспортними каналами, по яких з мантиї надходили флюїди, що несли рудні компоненти. Магматизм на завершальному етапі формування БШЗ був глибинним, про що свідчить наявність порід габро-анортозитового рапаківігранітного коростенського комплексу, більш збагаченого рудними компонентами, ніж граніти житомирського комплексу [2].

Історія досліджень. У процесі виконання масового золотоспектрального опробування на території БШЗ, проведеного А.М. Тарасовим та іншими геологами-виробничниками, було зафіксовано 102 геохімічні аномалії золота на шести перспективних площах: Папірнянській, Чудинській, Білківській, Красилівській, Водотієвській і Корнинській. Папірнянська площа характеризується інтенсивним проявом мікроклінізації, скарнування, грейзенізації та локальної гідротермальної графітизації. Вміст золота – до 0,078 г/т встановлено в скарнованих кальцифірах, альбітитах, окварцованих і сульфідизованих гнейсах і кристалосланцях, а в пегматитах с. Лутівка – 1,25 г/т. Золото супроводжується аномальним вмістом елементів-супутників: Cu, Zn, Bi і Ag [2].

Результати та обговорення. Золоторудні кристалічні породи БШЗ було виявлено на багатьох площах. Серед яких можна відмітити Чудинську площу (зона перехрещення Віленського і Кочерівського розломів з широтною тектонічною зоною), де золотоносними (0,07 г/т) є гнейси, кристалосланці і кальцифіри тетерівської серії, на які наклалися процеси мікроклінізації та скарнування [3]. Білківську площу, що контролюється зонами Кочерівського, Брусилівського та Раєвського розломів, вміст золота в змінених і збагачених сульфідами основних породах досягає 0,1 г/т [2]. Водотієвську площу, що приурочена до Кочерівського розлому (перетину його з розломом північно-східного простягання) і до зон інтенсивного прояву мікроклінізації, скарнування і грейзенізації. Максимальний вміст золота (до 0,06 г/т) встановлено тут в амфіболітах та аргілізованих мармурах [2]. Корнинську площу, що розміщується на перетині Брусилівського і Андрушівського розломів в зоні ендоконтакту Корнинського гранітного масиву. Вміщуючими породами є амфіболіти, гнейси і кристалосланці тетерівської серії, які змінені процесами мікроклінізації, скарнування, грейзенізації і гідротермальної графітизації. Підвищений вміст золота (до 0,24 г/т) відзначено в цих породах, а також в кварці з сульфідами з базального горизонту бучацької серії [4].

Найбільш поширеними породами є гнейс, габро, пегматит, граніт, піроксеніт, кристалосланець, мігматит. Саме в цих породах і було проаналізовано вміст золота (табл.).

Встановлено, що середній вміст (медіана) золота у породах становить 0,15 г/т. Найбільший вміст у габро-амфіболіті – 0,07 г/т, найменший – у гнейсі піроксеновому, рожевому пегматиті та піроксеніті – 0,005 г/т.

Для характеристики ступеню концентрації або розсіяння золота в породах розрахований кларк концентрації (щодо медіанного значення). За результатами розрахунків побудовано діаграму (рис.).

За значеннями КК золота у породах можна виділити 3 групи: підвищений вміст (КК 2–5), близький до кларкового (КК 0,8–1,2) та знижений вміст (КК 0,2–0,8). Найбільше концентрується золото у габро-амфіболіті (КК 5), гнейсі граніт-біотитовому (КК 4); найменше – у піроксеніті та гнейсі гранат-біотитовому (КК 0,2).

Таблиця – Вміст золота в корінних породах БШЗ [4, 5, 6, 7]

Порода	Au, г/т	Порода	Au, г/т
Біотитовий граніто-гнейс	0,05	Габро-амфіболіт	0,07
Гнейс піроксеновий	0,007	Пегматит рожевий	0,005–0,007
Гнейс біотитовий	0,02	Пегматит окварцьований	0,015
Гнейс гранат-біотитовий	0,005	Граніт пегматоїдний	0,01
Гнейс графіт-біотитовий	0,005–0,1	Плагіограніт гранат-біотитовий	0,01
Гнейс гранітований графіт-біотитовий	0,01–0,02	Піроксеніт серпентинізований	0,01–0,02
Гнейс окварцьований з сульфідами	0,015	Піроксеніт	0,005
Кварцові прожилки	0,005–0,01	Кристалосланець амфібол-піроксеновий	0,02–0,03
Кварц піроксен-магнетитові породи	0,02	Мігматит гранат-біотитовий	0,015
Габро-діорит змінений	0,02	Мігматит з багатою сульфідною мінералізацією	0,02

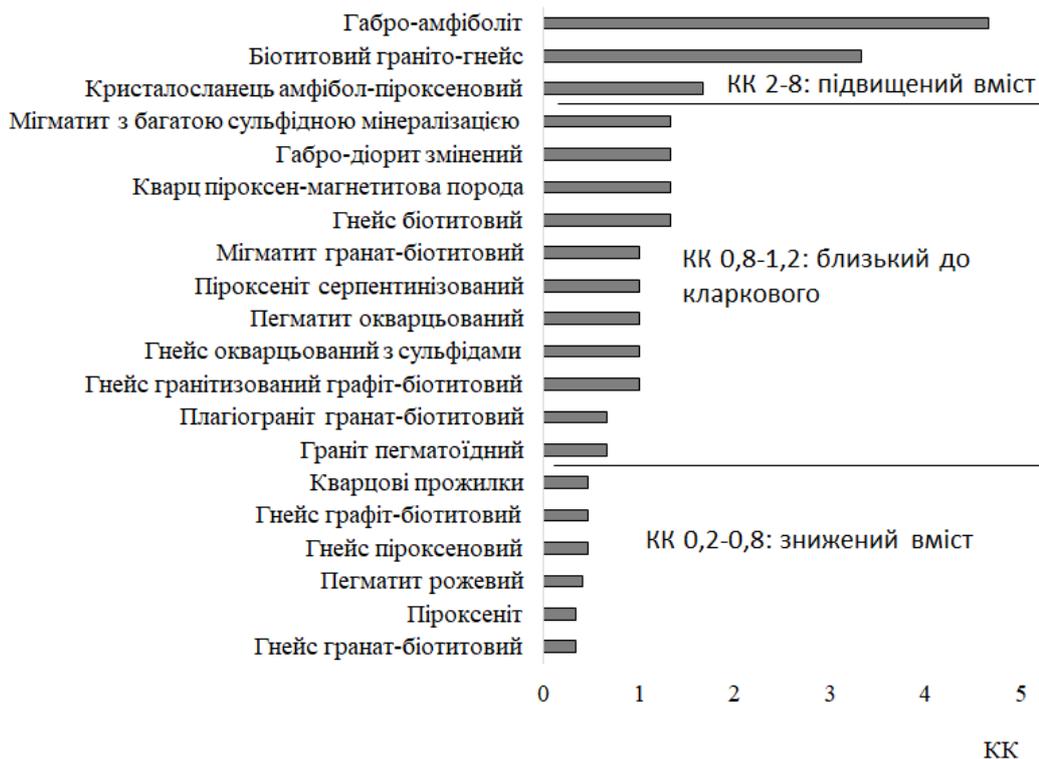


Рисунок – Діаграма кларку концентрацій (КК) золота у породах фундаменту БШЗ

Висновки. Розглянуто розподіл золота в породах фундаменту Брусилівської шовної зони Українського щита. Проаналізовано золоторудні кристалічні породи на площах – Чудинська, Білківська, Водотієвська, Корнинська. З'ясовано, що золотоносними породами (0,07 г/т) є гнейси, кристалосланці і кальцифіри тетерівської серії, на які наклалися процеси мікроклінізації та скарнування. За розрахунками кларку концентрації золота виділено 3 групи: підвищений вміст (КК 2–5), близький за кларковий (КК 0,8–1,2) та знижений

вміст (КК 0,2–0,8). Встановлено, що найбільше концентрується золото у габро-амфіболіті (КК 5), біотитовому граніто-гнейсі (КК 4); найменше – у піроксеніті та гнейсі гранат-біотитовому (КК 0,2). Отримані результати доцільно враховувати при локальному прогнозуванні золотоносності порід в межах БШЗ УЩ.

Література

1. Геологія і корисні копалини України : атлас / [М.М. Байсарович, В.М. Беланов, М.О. Бородулін та ін]; голов. ред. Л.С. Галецький ; НАН України, М-во екології та природ. ресурсів України. 1: 5 000 000. Київ, 2001. 168с.
2. *Анциферов А.В., Шермет Е.М., Есипчук К.Е.* и др. Геолого-геофизическая модель Немировско-Кочеровской шовной зоны Украинского щита. Донецк: Вебер, 2009.253с.
3. *Супруненко Н.С.* Отчет о результатах общих поисков на золото, проведенных в северо-западной части УЩ (Белокоровичская структура) за 1976-1978 гг. Житомирская ГЗ Киевгеология. Киев: Геоинформ, 1978.
4. *Кулик С.Н.* Отчет по теме: «Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна рр Раствавица и Каменка». Правобережна ГЕ ДРГП "Північгеологія". Киев: Геоинформ, 1996.
5. *Зюльцле В.В.* Державна геологічна карта України м-б 1:200000. Центральноукраїнська серія. Аркуш М-35-XXIV (Сквира). Київ: Геоинформ, 2005.
6. *Коптюк И.Ю.* Групповая геологическая съемка м-ба 1:50000 с общими поисками территории листов М-35-119-А, Б (Гайсин). Отчет геологосъемочного отряда №39 и Правобережной геофизической партии за 1987-1991 гг. Киев::Геоинформ, 1991.
7. *Жовинський Е.Я., Крюченко Н.О., Жук О.А.* та ін. Геохімічні критерії пошуку золота в корах вивітрювання кристалічного фундаменту Українського щита (Брусилівська шовна зона і прилеглі території) // Пошукова та екологічна геохімія. 2015. №1(16). С.65–79.

УДК 553:552.3

<https://doi.org/10.30836/gbhgd.2024.47>

РОДОВИЩА КОРИСНИХ КОПАЛИН ТА МАГМАТИЧНІ РАПАКІВІГРАНІТНІ АСОЦІАЦІЇ

Михальченко І. І.¹, Заяць О. В.²

¹Державна установа «Інститут геохімії навколишнього середовища НАН України», Київ

²Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України м. Київ

MINERAL DEPOSITS AND MAGMATIC RAPKIVIGRANITE ASSOCIATIONS

Mihalchenko I.I., Zaiats O.V.

¹State Institution "The Institute of Environmental Geochemistry of NAS of Ukraine", Kyiv

²M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation of NAS of Ukraine
Kyiv, Ukraine

The paper presents data that provide grounds for the assertion that in the process of the formation of complex anorthosite-rapakivgranite plutons, the formation of complex ore apatite-Fe-Ti and Cu-Ni-Co deposits, which are associated with the formation of basite phases and complex deposits of Li, Be, Zn, Pb, HFSE, sometimes with polymetals - with the formation of rapakivgranite associations. Reasons are given for the assertion that in the final phases of the melts that formed the anorthosite-rapakivgranite plutons, the accumulation and fractionation of HFSE, in particular, U and Th, took place. The variability of H₂O, O₂ and F fugitives could influence the processes of fractionation of chemical elements in post-magmatic fluids and, accordingly, the character of ore mineralization. These plutons control the placer deposits that formed from the decomposed matter of these magmatites.

Вступ. Плутони рапаківігранітних асоціацій почали розглядатися як металогенічний магматичний фактор декілька десятиліть тому, коли в межах деяких таких масивів та в районах їхнього розповсюдження було виявлено значну кількість різноманітних промислових родовищ металевих (і неметалевих) корисних копалин, що дало підставу для розуміння важливості рудоконтролюючого і металогенічного факторів таких складних гранітних масивів (батолітів). Ступінь вивчення як масивів (батолітів), так і ділянок довкола їх в різних частих земної кори є вкрай нерівномірною, відповідно, існує низка проблем, які наразі потребую свого вирішення, однією з яких є оцінка в просторі й часі значення магматичного металогенічного фактора для родовищ, зокрема, металевих корисних копалин, котрі відомі як у районах розповсюдження рапаківігранітних магматичних асоціацій, так і для земної кори.

Аналіз публікацій. На сьогодні відомі дві фундаментальні роботи, в яких висвітлено результати розробки металогенічного фактора рапаківігранітних масивів (батолітів), це: стаття Naarala I. «Metallogeny of the Rapakivi Granites» 1995 року [4] й монографія Ларіна О. М. «Граниты рапакиви и ассоциирующие породы» 2011 року [3].

Naarala I. звернув увагу на те, що петрографічна та геохімічна еволюція (імовірно, малися на увазі реконструкції) плутонів рапаківі подібна до еволюції фанерозойських анорогенних комплексів оловоносних гранітів, а інтрузивні фази пізньої стадії демонструють ті ж петрографічні, мінералогічні та геохімічні особливості, що й оловоносні граніти в цілому, за наявністю топазу та каситериту як ранніх (магматичних) мінералів у деяких гранітах пізньої

стадії Наарала I. Зробив припущення, що первісна магма вже була збагачена мікроелементами, такими як F та Sn. За цим було віддано перевагу моделі породотворення, згідно з якою граніти пізньої стадії, кристалізовані з розплавів, збагачених леткими речовинами, спочатку були геохімічно аномальними, і що цей аномальний характер (спеціалізація) ще більше посилювався під час автометаморфічних реакцій флюїд-порода. Було зроблено висновок, що граніти рапаківі є металоогенічно важливими через їхні Sn-поліметалічні родовища та родовища Fe-Cu (-U-Au-Ag) типу Олімпік-Дам [4].

Ларін О. класифікував рапаківігранітні комплекси на чотири асоціації: анортозит-мангерит-чарнокіт-рапаківігранітну, анортозит-мангерит-рапаківіграніт-лужногранітну, габро-рапаківіграніт-фюїдитову і рапаківіграніт-шошонітову, надав опис рудних родовищ, які відомі як у магматичних породах таких масивів, генетичний зв'язок з якими дуже ймовірний, при цьому акцентував увагу на тому, що з гранітами рапаківі асоціюють також родовища різних типів (редкометалеві, уранові, поліметалеві) формування яких відірвано в часі від кристалізації гранітів на десятки, а іноді й сотні мільйонів років і мають з ними складніші і не завжди однозначні зв'язки [3].

При аналізі інформації, яку викладено в [3, 4], ми звернули увагу на те, що авторами не було наведено дані про наявність у районі Корсунь-Новомиргородського плутону родовищ ураноносних лужних натрієвих метасоматитів Кіровоградської металоогенічної зони та Центральноукраїнського уранового рудного району, родовищ Лі Полохівське, Станкувате, Надія [1]. Також автором не згадані родовища ураноносних лужних натрієвих метасоматитів рудного району Маунт-Айза, що знаходиться в зоні східного екзоконтакту Сібелла-батоліту (Північна Австралія), та рудних районів Авідс'яур та Ар'єплуг Балтійського щита.

Об'єкт дослідження: родовища корисних копалин районів складних плутонів (масивів) з рапаківігранітних асоціацій. **Предмет дослідження:** зв'язок родовищ металевих корисних копалин з магматичними фазами прапаківігранітних магматичних асоціацій. **Мета:** визначити типи родовищ металевих корисних копалин, які пов'язані з магматичними рапаківігранітними асоціаціями й особливості спектрів REE, характерних для цих порід.

Методи. Формаційний метод металоогенічного аналізу. Геохімічні методи. Порівняльний аналіз. У процесі виконання дослідження було використано дані Bettencourt et al. (1999, 2011), Lenharo et al. (2003), Ferron et al. (2010), Oreskes et al. (1990), Bielecki et al. (1980), Ducharme et al. (2020), Hiatt et al. (2010), Rainbird et al. (2003), Lightfoot et al. (2012), Adamek et al. (1977), Wilde (2013), Polito et al. (2009), Konyshyev et al. (2020), [3] та Державних геологічних карт.

Завдання дослідження. 1. Зібрати й систематизувати дані з рудного насичення анортозит-рапаківігранітних плутонів й навколишніх районів. 2. Розкрити характер накопичення REE у породах й відповідні особливості зміни оцінок відношення La_N/Yb_N .

Результати дослідження. На теперішній час в складних рапаківігранітних плутона та їхніх сателітах відомі родовища й рудопрояви (в дужна – найменування масиву(батоліту):

1. **Ni-Cu-Co родовища:** Ni-Cu-Co Восіс-Бей (у троктолітах комплексу Найн) Cu-PGE Чінейске (Чінейський, Кодаро-Удоканський район), Ni-Co-Cu-Pb Пугачівський рудопрояв, Cu-Ni-Pt рудопрояв Железняки (Коростенський, Український щит).

2. **Апатит-Fe-Ti родовища в основних породах:** Теллес (Роголанд), Сенфорд-Хілл (Мерсі) и Лак-Тіо (Лак-Аллард), Большой Сейм и Куронах (Куронахський), Богіде, Маймакан, Джанінське, Гаюмське (Джугджурський), Айрон-Маунтін (комплекс Ларамі), Fe-Ti-V – Вершинно-Інгамакітське и Верхнечінейске (Чінейський), ар-Ti+Fe+V – Поромівське, Видобірське, Рижанське, Кропивенське, Стремигородське, Федорівське (Коростенський), Носачівське, Волковське (Корсунь-Новомиргородський, Український щит).

3. **Sn-рідкіснометалеві родовища:** Пержанська зона з рідкіснометалевими (Be, Sn, W, Li, Ta, Nb, Th, Mo, Bi) та кріолітовою мінералізацією (Коростенський), Бом-Футуро та Санта-Барбара (Молоді Граніти Рондонії), Sn-рідкіснометальне+Th Мадейра (Мадейра, Пітінга), родовища (Sn, Nb, Ta) Сурікусу, Мукайа, (Паргуаза, Амазонський кратон), дрібні родовища Sn-грейзенового та кварцовожильного типів (Сан-Лоренцо-Каріпунас, провінція Рондонія, Амазонський кратон), прояви рідкіснометалевої мінералізації кварцовожильного та грейзенового типів у гранітах рапаківі Піткярнтського рудного району (Салмінський, Балтійський щит).

4. **Sn-рідкіснометалево-поліметалеві родовища:** Агуа-Боа (Агуа-Боа, Пітінга), Sn-W-поліметалеві: Иту (W), Коррейас (Sn, W, Zn, Cu, Pb) и Сан-Франциска (Sn, W, флюорит) (усі – магматичний пояс Плурисеріал-Рібейра), скарнові родовища з Fe-Sn-редкометально-поліметалевим та флюоритовим зруднінням Уукса, Хопунаара, Люпікко та ін., прояви редкометальної та Sn-редкометальної мінералізацією, кварцові й епідот-кварцові жили з Pb-Zn-Ag кварцовожильного і грейзенового типів Піткярнтського рудного району в рапаківі й у сланцах та гнейсогранітах, які тяжіють до вузької «смуги», що простягається вздовж північно-західного контакту Салмінського масиву.

5. **Zr-рідкіснометалеві родовища:** Яструбецьке (Коростенський), Zr-Y-Nb-REE-Be родовище Стрендж-Лейк (Стрендж-Лейк, район комплексу Найн, Канада).

6. **U-Th-LREE-Zr пегматити** рудопрояву Нуелтін (Нуелтін, Канада).

7. **Камерні пегматити:** Волинське (Коростенський).

Родовища металевих корисних копалин, які відомі в районах складних рапаківігранітних плутонів:

8. **Розсипища:** в районах рапаківігранітних плутонів відомі розсипища апатиту, Ti, та Sn, Ta, Nb, Zr.

9. **Рідкіснометалеві пегматити:** родовища Li Полоховське, Станкуватське, Надія, Липнязький рудопрояв (Корсунь-Новомиргородський).

10. **Th-U, U родовища в натрієвих метасоматитах:** Центральнотуркменського уранового рудного району й Кіровоградської металогенічної зони (Корсунь-Новомиргородський); рудного району Маунт-Айза (Сібелла, Австралія), райони Авідсьяур, Арьеплуг (інтрузиви групи Сорсель, Швеція (за Adamek et al. (1977), Біверлодж (Нуелтін, Канада).

11. **U родовища «незгідності»:** Кіггавік (Нуелтін, Канада), Карку (Салмінський, Балтійський щит), родовища районів Аллігейтор-Риверс, Саут-Аллігейтор и Рам-Джангл (батоліти Сібела й і Теннант-Крік, Північна Австралія).

12. **Cu-U-Au-Ag-REE родовище Олімпік-Дам** (Бургойн, Південна Австралія) (Oreskes et al. (1990), [3]).

Обговорення результатів. За наведеними даними для (ультрабазит)-базитових фаз анортозит-рапаківігранітних плутонов характерні апатит-Fe-Ti-(V), рідше Ni-Cu-Co родовища. Процеси, які відбувалися за утворення гранітних фаз, призвели до формування комплексних родовищ Li, Be, Zn, Pb й HFSE, рідкіснометалевих й камерних пегматитів. Реконструйована насиченість кислих магм галогенами, насамперед F [3], була причиною концентрації й фракціонування, зокрема, HFSE як й у магмі, так і в постмагматичних флюїдах про що зараз свідчить відмінність концентрацій HFSE в магматичних фазах рапаківігранітних асоціацій й у постмагматичних утвореннях. Показова відмінність в оцінках \sum_{REE} й відношень La_N/Yb_N та Eu/Eu^* які розраховано для гірських порід основних фаз й постмагматичних утворень.

Спектри REE визначаються позитивною європейською аномалією для анортозитів, й негативною – для кислих відмінностей.

Нами була встановлена загальна тенденція до зменшення оцінок La_N/Yb_N за збільшення оцінок \sum_{REE} у кислих породах. У пробі руди (пегматит) з родовища Мадейра із оцінкою $\sum_{REE} - 17080,7$ ppm оцінка $La_N/Yb_N - 0,0002$, у вміщуючому рапаківі $La_N/Yb - 10,87$. У пробі руди з родовища Стрендж-Лейк із оцінкою $\sum_{REE} 25520,8$ ppm оцінка $La_N/Yb_N - 1,76$, при тому, що у гіпесольвіусному вміщуючому граніті цього масиву $\sum_{REE} - 624$ ppm, $La_N/Yb_N - 3,52$. Для рапаківі Корсунь-Новомиргородського плутону $\sum_{REE} - 201-328$ ppm, $La_N/Yb_N - 12,20$, в руськополянських рідкіснометалевих гранітах \sum_{REE} (середнє з шести проб) – 379,81 ppm, $La_N/Yb_N - 1,61$ (розраховано за даними з [2]). Виключення – порідна асоціація рапаківі Нуелтін: при оцінці \sum_{REE} в рапаківі – 239,44 ppm, $La_N/Yb_N - 5,65$; у рудному пегматиті Нуелтін $\sum_{REE} - 86153,94$ ppm, $La_N/Yb_N - 224,01$.

За наявності топазвмісних фаз тенденція до зменшення оцінок La_N/Yb_N зберігається, однак за зменшення й оцінок \sum_{REE} у цих породах рапаківігранітних фаз. Для рапаківі Агуа-Боа \sum_{REE} (середнє з двох проб) – 374,96 ppm, $La_N/Yb_N 10,22$, в топазовому граніті \sum_{REE} (середнє з трьох проб) – 288,69 ppm, $La_N/Yb_N - 2,1$. Для рапаківі Салмінського батоліту $\sum_{REE} - 798,61$ ppm, $La_N/Yb_N - 18,21$, в топаз-цинвальдітовому граніті $\sum_{REE} - 67,47$ ppm, $La_N/Yb_N - 0,90$.

За наведеними даними магматичний фактор був визначальним для утворення Ni-Cu-Co, апатит-Fe-Ti, Sn-рідкіснометалевих, Sn-рідкіснометалевих-поліметалевих, Zr-рідкіснометалевих родовищ, які відомі в складних рапаківігранітних плутонах та їхніх сателітах, або поблизу їх. В остаточних фазах розплавів, які утворили анортозит-рапаківігранітні плутони відбувалися концентрація й розділення Li, Be, Zn, Pb, HFSE, зокрема, U й Th. Імовірно, на характер фракціонування й осадження руд з флюїдів магматичного

походження мали впливи, зокрема, геохімічний бар'єр водоносний горизонт й збільшення фугітивності O_2 . Варіативності фугітивностей H_2O , O_2 , F могли впливати на процеси фракціонування хімічних елементів у постмагматичних флюїдах й, відповідно, на характер рудної мінералізації.

Потребує уваги факт наявності в геологічній будові кристалічних фундаментів усіх, без винятку, рудних районів з родовищами U типу «незгідності» масивів рапаківігранітних плутонів. Концентрація U й Th в остаточних розплавах й постмагматичних флюїдах магм рапаківігранітних плутонів реконструюється за складом вміщуючих порід і руд родовища Пітінга, рудопрояву Нуелтін, родовища Стрендж-Лейк, рідкіснометалевих гранітів Руськополянського масиву та ін. Відділення з проміжного глибинного магматичного осередку значної маси флюїду (час відділення флюїду в цьому контексті не має значення) з високою концентрацією U й Th могло бути причиною утворення родовищ U типу «незгідності» чи родовищ ураноносних натрієвих метасоматитів, або унікального комплексного родовища Олімпік-Дам. Ці обставини обумовлюють підстави для постановки пошукових робіт, зокрема, до площ північного й південного екзоконтактів Коростеньського плутону. Наявність прямих пошукових ознак є підґрунтям для проведення геологорозвідувальних робіт з виявлення Ni-Cu-Co родовищ в основних породах Коростеньського й Корсунь-Новомиргородського плутонів.

Висновки

1. Для анортозит-рапаківігранітних плутонів характерні комплексні рудні апатит-Fe-Ti, й Cu-Ni-Co родовища, які пов'язані з формуванням базитових фаз, й комплексні родовища Li, Be, Zn, Pb, HFSE, інколи з поліметалами – зі становленням рапаківігранітних асоціацій.
2. Родовища Li, Be, Zn, Pb, HFSE відомі в масивах, або поблизу їх, де в рапаківігранітній асоціації є фази, для яких характерні рівноплечові (або з тенденцією до рівноплечових) діаграми REE.
3. Є підстави для ствердження, що в остаточних фазах розплавів, які утворили анортозит-рапаківігранітні плутони відбувалося накопичення Li, Be, Zn, Pb, HFSE, зокрема, й U й Th. Варіативність фугітивностей H_2O , O_2 , F могли впливати на процеси фракціонування хімічних елементів у постмагматичних флюїдах й, відповідно, на характер рудної мінералізації.
4. Анортозит-рапаківігранітні плутони контролюють відповідні родовища в розсипищах, які утворилися з деструкованої матерії цих магматитів.

Література

1. *Верховцев В. Г., Покалюк В. В., Ярошук М. О. та ін.* Металогенія урану, торію і супутніх елементів в геологічних структурах України // ПП «Видавництво “Фенікс”», 2023. 459 с.
2. *Заяць О. В.* Геохімія русько-полянських рідкіснометалевих гранітоїдів Корсунь-Новомиргородського плутону. Дисертація на здобуття наукового ступеня кандидата геологічних наук (доктора філософії) за спеціальністю 04.00.02 «Геохімія». – Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П.Семененка НАН України, Київ, 2017. 192 с.
3. *Ларин А. М.* Граниты рапакиви и ассоциирующие породы // СПб: Наука, 2011. 402 с.
4. *Naapala I.* Metallogeny of the Rapakivi Granites // Mineral. Petrol. 1995. V. 54. Pp. 149-160.

УДК 553.2+553.078:611(477)

<https://doi.org/10.30836/gbhgd.2024.48>

ПРОЦЕСИ РУДОУТВОРЕННЯ І МЕТАЛОГЕНІЯ В ДОКЕМБРІЇ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА

Павлунь М. М., Гайовський О. В.

Львівський національний університет імені Івана Франка, м. Львів, Україна,
mykola.pavlun@lnu.edu.ua, oleh.hayovskyy@lnu.edu.ua

ORE-FORMING PROCESSES AND METALLOGY IN THE PRECAMBRIA OF THE UKRAINIAN SHIELD

Pavlun M. M., Haiovskyi O. V.

Ivan Franko National University of Lviv, Lviv, Ukraine, mykola.pavlun@lnu.edu.ua,
oleh.hayovskyy@lnu.edu.ua

Precambrian mineral deposits are associations of rocks and mineral clusters, during the formation of which the processes of concentration of elements were so intense and prolonged that they led to the emergence of very significant geochemical anomalies, which we now interpret as deposits. These processes of unusual and super-powerful concentration of chemical elements could be both single-act events (for example, the formation of a layer of stratiform magmatic cumulates – a chromite deposit), and much more complex polygenic ones, when different ore-forming processes successively replaced each other over a long period of time. Processes of this type were especially evident during the Early Proterozoic stage of the continental crust evolution. Therefore, they are clearly expressed in Proterozoic metallogeny.

Вступ. Для розкриття змісту і спрямованості формування РКК на архейському етапі розвитку земної кори виявити лише імпульси ендегенної мінералізації (металогенічні епохи) зовсім недостатньо. Для цього, як показав Є. Лазько (1990), обов'язково потрібно оперувати структурно-формаційними комплексами (СФК), з якими генетично, парагенетично (енергетично) пов'язані архейські родовища.

Об'єкти і методи дослідження. Специфічні архейські металогенічні провінції Українського щита (УЩ) складені чотирма групами архейських формацій – суперкрустальною, метаморфізованою, плутоно-метаморфічною (ультраметаморфічною) і плутонічною – та в різних співвідношеннях формують такі СФК як чарнокіт (ендербіт)-гранулітовий, плагіограніт-амфіболітовий, тоналіт-зеленокам'яний і різко підпорядковані мафіт-ультрамафітовий і граніт-пегматитовий. Саме вони визначають чітку металогенічну спеціалізацію архею (Лазько, 1987; 2005).

Результати та їх обговорення. Нижньоархейські металогенічні особливості визначені двома головними чинниками: 1) тісним просторовим і парагенетичним зв'язком РКК з певними суперкрустальними формаціями; 2) провідним значенням процесів регіонального метаморфізму. Їхнє поєднання призвело до утворення дуже великих неметалевих РКК, натомість металеві поширені тоді вкрай обмежено. Потрібно принагідно зазначити, що високотемпературний гранулітовий метаморфізм тут є рудоутворювальним, а не перетворювальним, що й пояснює переважання метаморфічних РКК над метаморфізованими. До цієї групи чарнокіт-гранулітового комплексу метаморфічних родовищ, які пов'язані з кондалітовою, карбонатно-гнейсовою,

високоглиноземисто-кварцитовою і лейкогранулітовою формаціями, на різних щитах належать РКК графітової (УЩ), високоглиноземистої і смугастої залізорудної та скарново-залізорудної формацій, а до своєрідних гідротермально-метаморфічних утворень потрібно зачислити гідротермально-метасоматичні РКК формацій флогопіту і гірського кришталю (Алданський щит). Окрім родовищ заліза варто згадати невеликі кодуритові РКК мангану в Індії, в яких головним мінералом є спандит-спесартин-андрадитовий гранат.

Плагіограніт-амфіболітовий СФК бідний РКК. Серед них варто назвати суперкрустальну формацію смугастих залізистих кварцитів на УЩ та інших щитах.

Натомість у верхньому археї різко зростає роль магматогенно- і метаморфогенно-гідротермальних родовищ кольорових металів і, особливо, золота (у тім числі в Середньопридніпровському мегаблоці УЩ).

Однак коли йдеться про такі родовища, тоді з'ясування закономірностей просторово-часового поширення РКК архейського віку дуже складне завдання: велика кількість власне магматогенних і так званих постмагматогенних родовищ в архейських породах можуть мати і часто мають молодший вік. Помітного успіху такої діагностики, однак також далеко не завжди, можна досягти тільки у випадку високої достовірності і досконалості радіометричних ізотопно-геохронологічних методів визначення абсолютного віку геологічних і рудних формацій, чому все своє життя присвятив академік М. Щербак. Що не стосується саме прикладної сторони цієї проблеми, то про це дуже влучно написав А. Сидоренко: «Якщо виключити родовища горючих корисних копалин (а їх усе частіше знаходять у докембрійських структурах), то питома вага решти РКК докембрію порівняно з такою в післядокембрійських утвореннях буде набагато більша... РКК пізніших періодів також складають немалий відсоток, однак вмісними для них часто є товщі докембрію. Пізнати закономірності поширення цих родовищ неможливо без вивчення цієї геології докембрію» (*переклад наш*).

Усі ці складні процеси рудоутворення у відповідних тектонічних структурах і СФК змусили Є. Лазька (1979) написати «всьяке намагання підійти з якихось нових позицій до висвітлення численних невирішених проблем геології раннього докембрію повинно оцінюватися не лише з чисто утилітарних позицій, а й як крок у невідоме» (*переклад наш*). І ось реалізація кроку у невідоме: золоту мінералізацію виявлено в найдавнішому нижньоархейському чарнокіт-гранулітовому комплексі та виділено в особливу рудну формацію золотоносних кварц-біотит-олігоклазових метасоматитів з родовищем Майським (Бобров та ін., 2000).

Типовим районом цього комплексу є Саврансько-Синицівська зона. У цій зоні для СФК притаманний монофаціальний метаморфізм гранулітової фації та інтенсивний діафторез амфіболітової фації. Оптимально сприятливою для такого типу золотого зруденіння, яке за межі кварц-біотит-олігоклазових метасоматитів не виходять, формаційною обстановкою є широкий розвиток контрастної за складом лейкогранулітової формації: поширення рудоносних зон контрольоване магнітоактивним горизонтом metabазитів, залізистих кварцитів,

графітоносних сланців. Для зруденіння властивий слабкий навколорудний метасоматоз, головно вкраплений (частково прожилково-вкраплений) тип руд, невисокий фоновий вміст золота та структурно-бананцовий тип рудних стовпів з високими (до ураганних 20 кг/т золота) концентраціями дуже часто великого видимого золота та чіткими рисами геоенергетичного зв'язку з ультраметаморфічними анатектичними гранітоїдами.

Щодо верхньоархейських формацій золота на УЩ, які до недавнього часу також були невідомі, однак були відомі тисячі родовищ у зеленокам'яних поясах на інших щитах, то це родовища давньої золото-кварцової формації (Балка Золота), золотоносних мінералізованих зон (Сергіївське) та золотоносна стратиформна в джеспілітах (Балка Широка) у Середньопридніпровській граніт-зеленокам'яній області і Приазовській грануліт-зеленокам'яній області (Сурожське родовище формації золотоносних джеспілітів). Усі ці родовища приурочені до ендо- і екзоконтактів ореолів полів ріодацит-плагіогранітної вулканоплутонічної асоціації (ВПА), на межі полів розвитку полів формацій коматіт-толейтового і дацит-андезит-толейтового типу – це найтиповіша обстановка золотого зруденіння в Середньому Придніпров'ї. Натомість золото на стратиформних залізистих кварцитах приурочене до малопотужних прошарків залізистих кварцитів у тісній асоціації з коматітовими потоками знову ж таки ріодацит-плагіогранітної ВПА, яка, як і в попередньому випадку, виконувала роль джерела теплової енергії і генератора флюїдної системи.

Ще Клинівське золоторудне родовище локалізоване в протерозої Інгульського мегаблока УЩ, та Східно-Юріївське. Однак на завершальній частині раннього докембрію (нижній і верхній протерозой), величезне значення у ранньому протерозої відігравали гігантські родовища смугастої залізорудної формації (Кривбас) у так званих протогеосинклінальних зонах пізніх прогинів. Украй важливе значення мають також родовища в нижньому протерозої, які потрібно віднести до залізо-уранової й уран-альбітитової формацій: до першої необхідно зачислити уранові поклади Жовтих Вод у трозі криворізької серії, до другої надважливої рудної формації – родовища Северинське, Ватутінське, Мічурінське в Інгульському мегаблоці УЩ. Вони сформовані у результаті карбонатно-натрієвих (калієвих) метасоматичних процесів по силікатних породах. Поблизу Жовтих Вод є крупні нижньопротерозойські РКК рідкісноземельно-рідкіснометалевих руд (Sc, V, лантаніди ітрієвої групи, Zr, Hf) – у карбонатитах та апатит-карбонатних метасоматитах.

На УЩ є низка формацій у Приазовському мегаблоці (Новополтавський масив) та апатит-магнетитові в карбонатитах середнього протерозою. Не можна забути ще одну, найвірогідніше, екзотичну та економічно вкрай важливу формацію, яка сформована в процесі мезопротерозойської активізації (Анісімов, 2004): фенакіт-гентгельвінову у польовошпатових метасоматитах Суцано-Пержанської зони (Волинський мегаблок УЩ). Генетично рудно-формаційним її представником є Пержанське родовище – унікально-єдине в світі, де промислові поклади зобов'язані наявності в рудах берилу винятково в мінеральній формі гентгельвіну (фенакіту дуже мало). Разом з переважною

берилієвою, наявна ще колумбітова, флюоритова, цинкова, кадмієва мінералізація (Галецький, 1995).

У верхньому протерозої утворилася екзотично-важлива топаз-берил-моріонова формація в гранітах рапаківі Коростенського плутону (Волинський мегаблок УЩ) з унікальними родовищами.

Висновки. Є й інші родовища (Li, Cu, Ni, Cr, Ti, V, Mo тощо), які ми за браком місця не розглянули, однак і цього достатньо, щоб переконатися: родовища докембрію абсолютні домінанти в запасах різних видів мінеральних ресурсів. А аналізуючи геологічну будову відповідних СФК, їхню історію розвитку і тектонічні структури, цим можемо об'єктивно прогнозувати і відкривати нові РКК у різних мегаблоках УЩ.

УДК

552.1

(477)

<https://doi.org/10.30836/gbhgd.2024.49>

ДАЙКОВІ УТВОРЕННЯ ЗАВАЛЛІВСЬКОЇ СТРУКТУРИ (СЕРЕДНЄ ПОБУЖЖЯ)

Павлюк В.М., Павлов Г.Г., Павлюк О.В.

Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення імені М.П. Семененка НАН України, Київ, v-pavlyuk@ukr.net, genychpavlov@gmail.com, alia.pavliuk@gmail.com

DIKE FORMATIONS OF THE ZAVALLIA STRUCTURE (MIDDLE POBUZHZHIA)

Pavliuk V.M., Pavlov H.H., Pavliuk O.V.

M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation NAS of Ukraine, Kyiv, v-pavlyuk@ukr.net, genychpavlov@gmail.com, alia.pavliuk@gmail.com

The paper presents data on the geological structure features of the dike formations of the Zavallia structure located in the Kirovohrad region. During the exploration of the graphite deposit, rocks preliminarily identified as picrite were discovered. We performed a detailed description of these rocks based on a transparent thin section found in the archival collection. This is an effusive ultramafic rock with a micro-porphyratic structure that contains pseudomorphs of secondary minerals (serpentine and chlorite) after olivine and pyroxene. A unique feature of the Zavallia structure is the widespread occurrence of mafic-ultramafic dike bodies, including probable lamproites and lamprophyres. Most of the dike formations are chemically classified as komatiite-type rocks. Some bodies exhibit characteristics similar to diamond-bearing komatiites of French Guiana. The Zavallia structure may be promising for the discovery of a specific genetic type of diamonds, thus requiring further study.

Вступ. Заваллівська структура розташована в західній частині Українського щита на стику Дністровсько-Бузького мегаблоку і Голованівської шовної зони. Вона широко відома як джерело високоякісного графіту та неодноразово вивчалася в ході регіональних і спеціалізованих геологорозвідувальних робіт. При розвідці Заваллівського родовища графіту в 1982 році, у розрізі свердловини 15873 була задукоментована порода як вірогідний пікрит [1]. Виявлення шліфа цієї породи в шліфотеці експедиції спонукало нас до детальнішого вивчення подібних утворень цієї структури і її облямування.

Об'єкт та методи досліджень. Для вивчення порід дайкових утворень Заваллівської структури були використані матеріали геологічних фондів і архівів Правобережної геологічної експедиції, а також прозорі шліфи, які були досліджені за допомогою поляризаційного мікроскопу.

Результати та їх обговорення. Лінза пікриту товщиною 10 см темно-сірого кольору залягає на границі між кальцифірами і гранат-графіт-біотитовими гнейсами. Дослідження породи у шліфі показало, що за всіма зовнішніми ознаками вона є ефузивною з пористою текстурою. За мінеральним складом - безпольовошпатована, ультрамафітова. Структура мікропорфірова з афанітовою основною масою. Порфірові вкраплення представлені повністю серпентинізованими та хлоритизованими, часто в магнетитових облямітках, овальними псевдоморфозами вторинних мінералів по олівіну та піроксену (?). Поряд з цими мінералами у формі порфірових утворень спостерігаються такі ж за розміром пластинки безбарвного магнезійного флогопіту. Розміри порфірових

вкрапель не перевищують 0,5–0,7мм. Кількість їх мінлива, розподіл не однорідний, формують скупчення. В склад породи входить також карбонат, як у пилоподібній розсіяній мікритовій кристалічній формі (швидше за все – доломіт), так і у вигляді резорбованих та деформованих кристалів кальциту розміром до 2 мм. Швидше за все, карбонат є ксеногенним і захоплений розплавом пікритів під час проникнення. Що стосується внутрішньої структури псевдоморфоз хлориту та серпентину по олівіну: при максимальних збільшеннях під мікроскопом в них спостерігається суцільна мікросферолітова радіальнокристалічна будова. Забарвлення променистих мікролітів зелене з плеохроїзмом до безбарвного. Структура основної маси породи має аналогічну будову, проте забарвлення бурувате за рахунок окислення. Безбарвна слюда, швидше за все, представлена безбарвним магнезіальним флогопітом із слідами деформації та розщеплення на спайні пластинки. Проте, слідів хімічного змінення не спостерігається. Серед акцесорних мінералів зафіксований тільки апатит подовжено-призматичного габітусу. По тріщинах в ньому спостерігаються гідроксиди заліза.

Протягом 2003–2005 р Правобережна експедиція при підтримці співробітників ІГМР НАНУ В.М. Квасниці і Е.М. Нікуліної провела тематичні роботи з оцінки перспектив алмазоносності вірогідних коматітів та інших ультраосновних порід західної частини УЩ [2]. Роботи обґрунтовувалися знахідками алмазів в мафіт-ультрамафітових («піроксенітових») коматітах зеленокамяного пояса Ініні Гвіанського щита. У процесі робіт були досліджені колекції наявних алмазів, силікатні аналізи основних-ультраосновних порід, виконані мінералогічні аналізи геологічних дублікатів проб минулих років. Алмазів подібних до коматітових не виявлено, проте встановлені 11 проявів мафітів, хімічний склад яких подібний до складу коматітів Гвіани. Вісім із них – переважно змінені піроксеніти, які розташовані в гнейсо-мафітовому облямуванні Заваллівської структури.

Дайкові утворення переважно мафіт-ультрамафітового складу широко поширені в Заваллівській графітоносній структурі і в її периферійних ділянках (рис.).

Так, при перегляді описів керну свердловин з розвідки Заваллівського родовища і петрографічних описів прозорих шліфів [1] ми зафіксували 8 лінз перидотитів, 5 – їх хлорит-гідрослюдистих кір вивітрювання, 16 – біотитизованих амфіболітів і габроамфіболітів та 11 – metabазитових двопіроксенових кристалосланців. Потужність мафітових лінз коливається в межах 0,1–2,5 м. Під час проведення глибинного картування масштабу 1:200 000 Первомайської площі [3] похиленими свердловинами серед розрізу бузької серії встановлено 32 лінзи основних порід, переважно олівінових вебстеритів, рідше перидотитів і габроїдів потужністю від 1 до 21,7 м. На північному заході від родовища у покинутому кар'єрі «хутір Андріївський», Р.М. Довгань [4] задокументував серед лейкократових ендербітів гайворонського комплексу більше 20 дайок метаультрамафітів потужністю від 0,3 до 10,5 м з переважанням інтенсивно серпентинізованих піроксенітів і перидотитів. Це тонко-дрібнозернисті, деколи до афанітових, породи чорного кольору, інтенсивно амфіболізовані, біотитизовані і розсланцьовані.

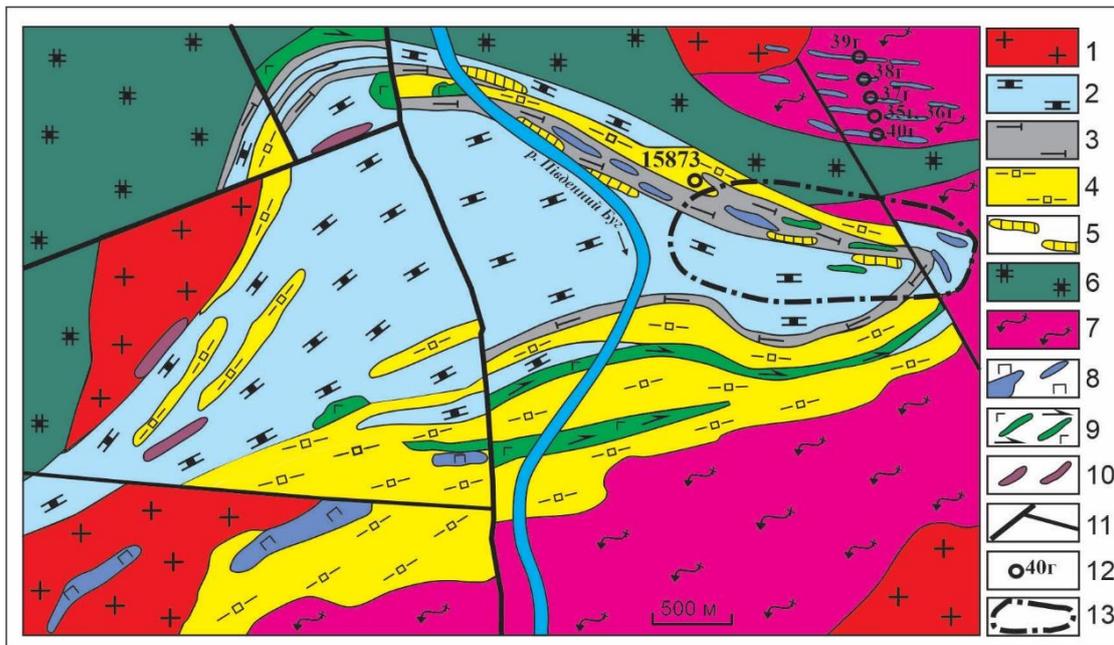


Рисунок – Геологічна схема Заваллівської структури: 1 – побузький комплекс (PR_{1pb}): граніти, мігматити, 2 – бузька серія, хашувато-заваллівська світа (AR_{1bg}): кальцифіри, 3 – гнейси графітові, 4 – кварцити, 5 – кварцити залізисті, 6 – гайворонський комплекс (PR_{1gr}): ендербіти, 7 – дністровсько-бузька серія (AR_{1db}): кристалосланці піроксенові, 8 – капітанський комплекс (AR_{3kr}): масиви та дайки піроксенітів і перидотитів, 9 – метагаброїди, амфіболіти, 10 – лампроїти, 11 – розломи, 12 – свердловини, 13 – кар'єр графітового комбінату.

На південно-західному облямуванні Заваллівської структури розташовані Західно-Кам'янський і Східно-Кам'янський диференційовані масиви розміром кожний до 1х0,2 км, складені шпінелевими перидотитами і вебстеритами. В перидотитах Східно-Кам'янського масиву було зафіксовано коматійтову структуру типу «спініфлекс».

Під час проведення глибинного картування Заваллівського району [4] на західній периферії Заваллівської структури були виявлені прояви лампрофірового дайкового магматизму. В трьох свердловинах [4, 5] зафіксовані скупчення десятків малопотужних (0,1–1,0 м) крутопадаючих дайок лампрофірів, що залягають серед кальцифірів і на контакті останніх з гнейсами. Це зеленувато-сірі, тонкозернисті породи із смугастою флюїдальною, а місцями і брекчієвою структурою. Мінеральний склад порід характеризується непостійними співвідношеннями флогопіт-біотиту, польових шпатів (плагіоклаз і санідин) та клінопіроксену. Особливістю лампрофірів є присутність в них досить рідкісного боросилікату – серендібіту, який утворюється в умовах дуже високого тиску, що характерно для глибинних утворень. Дайки лампрофірів мають чіткі рвучі контакти з вмисними породами, тому вік їх, імовірно, постархейський, або ж і постранняпротерозойський. Лампрофіроподібні породи були встановлені Р.М. Довганем на інших ділянках площі. Особливо багато (рій) дайок потужністю не більше 1,5 м в свердловині 1013. Це біотит-ортоклазові, гранат-біотит-клінопіроксен-ортоклазові, піроксен-ортоклазові, кварц-клінопіроксен-ортоклазові дрібнозернисті породи темно-сірого до чорного кольору. Крім того, у цій свердловині зустрінена лужна ультраосновна порода з егірин-авгітом – 75–90%, нефеліном – 2–10%, апатитом – до 5%.

Характерною, але маловідомою рисою Заваллівського району є наявність дайок основного складу, вперше описаних як беєрбахіти [6]. Це малопотужні, 0,17–0,7 м, тонко-дрібнозернисті породи з мікрогабровою структурою, які складаються з основного плагіоклазу, піроксенів, рогової обманки, деколи калішпату, гранату. Вони зустрічаються на заході від Заваллівської структури і східніше – в районі Улянівки-Синицівки, де у відслоненнях встановлені 9 дайок довжиною не менше 100 м [7]. Простягання переважної більшості дайок субширотне, що відповідає загальному простяганням Заваллівської структури. Таким чином, ми спостерігаємо латеральну зональність у розташуванні дайок: у центрі і облямуванні Заваллівської структури переважають дайки піроксенітів, рідше перидотитів і лампрофірів, а на захід і на схід від неї – дайки субосновного складу – беєрбахіти.

Аналіз хімічного складу базит-ультрабазитів Заваллівської площі, засвідчує, що на досліджуваній території переважають толейтові базальти (амфіболіти, амфібол-піроксенові кристалосланці), базальтові і піроксенітові коматіїти. В районі хутора Андріївського зустрінуті базальтові, піроксенітові і перидотитові коматіїти, а також інтрузивні гіпербазити. Деякі дайки ультрабазитів Заваллівської структури за хімічним складом попадають (на спеціальних діаграмах) в поле піроксенітових коматіїтів, в тому числі потенційно алмазоносних, подібних коматіїтам Французької Гвіани.

Висновки: Таким чином, унікальною особливістю Заваллівської структури є широке поширення дайкових тіл мафіт-ультрамафітового складу. Більшість з них за хімічним складом відносяться до коматіїтового типу. Окремі дайкові тіла мають ознаки подібні до алмазоносних коматіїтів Французької Гвіани. Заваллівська структура потребує додаткового вивчення у якості вірогідного джерела алмазів специфічного генетичного типу.

Література

1. Янгичер Н.Н. и др. Отчет о детальной разведке Завальевского месторождения графита в Гайворонском районе Кировоградской области УССР за 1971–1982 г.г. с подсчетом запасов по состоянию на 01.01.1982 г. Киев: Геоинформ, 1982.
2. Павлюк В.М. Оцінка перспектив алмазоносності коматіїтів і інших ультрамафітових порід Середнього Побужжя та інших регіонів УЩ // Звіт Правобережної ГЕ за 2001–2005 рр. Київ: Геоинформ, 2005.
3. Костюченко В.С. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые Среднего Побужья // Отчет ГСО-37 о ГКК 1:200 000 листа М-36-XXXI за 1984–1990 г.г. Киев: Геоинформ, 1990.
4. Довгань Р.Н. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые Завальевского района // Отчет геологосъемочного отряда № 6 о глубинном геологическом картировании м-ба 1:50 000 листа М-35-144-Б совместно с геологической съемкой листа М-35-132-Г с общими поисками за 1986–1989 г.г. Киев: Геоинформ, 1989.
5. Ярошук М.А., Довгань Р.Н. Проявления лампрофирового дайкового магматизма и признаки алмазоносности в обрамлении Бандуровского выступа Среднего Побужья. // Геология і магматизм докембрію Українського щита. Київ, 2000. С. 242–245.
6. Иванушко А.С., Виноградов Г.Г., Зайцева А.Н. Состав и структурное положение даек беєрбахитов Хащевато-завальевского района // Изв. АН СССР. Серия геологическая. 1970. №11. С. 56–62.
7. Павлюк В.М. Геологія, петрологія, геохімія, вік та рудоносність мафіт-ультрамафітових асоціацій західної частини УЩ // Звіт ПДГРП «Північгеологія» за 2002–2008 рр. Київ: Геоинформ, 2008.

УДК 552.3:552.4

<https://doi.org/10.30836/gbhgd.2024.50>

ТИПОХІМІЯ ІЛЬМЕНІТУ З ГРАНІТОЇДІВ ЩИТІВ ДРЕВНІХ ПЛАТФОРМ І СКЛАДЧАСТИХ ОБЛАСТЕЙ

Харитонов В.М.¹, Полетньова А.О.²

¹Криворізький національний університет, м. Кривий Ріг, Україна, haritonov.vm@knu.edu.ua

²ДНУ «Центр проблем морської геології, геоєкології та осадового рудоутворення» НАН
України, poletnewa@gmail.com

TYPOCHEMISTRY OF ILMENITE FROM GRANITOIDS OF SHIELDS OF ANCIENT

Kharytonov V.M.¹, Polietnova A.O.²

¹Kryvyi Rih National University, Kryvyi Rih, Ukraine, haritonov.vm@knu.edu.ua

²DNU «Center for Problems of Marine Geology, Geoecology, and Sedimentary Ore Formation»
of the NAS of Ukraine, poletnewa@gmail.com

The analysis of ilmenite from granitoids of shields and fold belts has shown that there are slight differences in the mineral's chemical composition depending on the geotectonic position of the granitoids. Ilmenite from platform formations is characterized by higher coefficients of iron and titanium. Ilmenite from the shields' granitoids, including those of the Ukrainian shield, contains a higher content of manganese and a lower content of magnesium compared to ilmenite from the granitoids of fold belts.

Титан – стратегічний метал, який широко застосовується в промисловості: авіакосмічній, суднобудівній, автомобілебудівній, хімічній та ін.

В нашій країні створена потужна мінерально-ресурсна база цього металу. Виявлено 40 родовищ, серед яких є два крупних розсипного генезису (Малишевське та Іршанське). Також є родовища магматичного і гіпергенного походження. Серед сорока родовищ 12 детально розвідано і передано промисловості, 8 – розробляється [2]. Проте, нарощування ресурсної бази титану залишається важливим питанням не тільки для України, а також є сталою необхідністю для багатьох країн та транснаціональних корпорацій.

Розсипні родовища титану є важливим його сировинним джерелом. Ільменіт – один з провідних мінералів-носіїв Ті у розсипному геолого-промисловому типі родовищ. Передбачається, що живлення розсипів ільменітом відбувалося за рахунок руйнації порід з підвищеним вмістом цього мінералу. Зокрема, для розсипних родовищ України, це могли бути ультрабазит-базитові породи докембрійських магматичних комплексів Українського щита, а також ортоамфіболіти (метаморфізовані магматичні породи основного складу). Проте, поширеність гранітоїдів в межах Українського щита та інших геотектонічних структур, а також наявність в їх складі ільменіту, дозволяють припустити, що за тривалий час руйнації значних мас вивітрілих гранітоїдів, вони також могли бути постачальниками ільменіту. Виявити генетичний зв'язок між розсипом і джерелом його живлення, на думку авторів, можна за подібністю хімічного складу ільменіту. В зв'язку з чим виявити особливі риси його геохімії є важливим науково-прикладним питанням. Також цікавим є виявити відмінності складу ільменіту з гранітоїдів інших регіонів планети.

Результати раніше виконаних досліджень. За даними авторів [9], типовою особливістю мікрогранодіоритів Богемського масиву (Середземноморський складчастий пояс) є високий вміст нормативного ільменіту (0,4-3,8 об.%). Вчені відмічають перевагу пірофанітового міналу над гейкілітовим. В публікації [6] зазначається, що ільменіт з порід кратону Араваллі (Індійський щит) зустрічається у вигляді включень у слюдах та магнетиті. Характеризується низьким вмістом Mg (0,0-0,2 об.%) і, порівняно, високим вмістом Mn (3,9-10,3 об.%). Породи окрім ільменіту (до 1,0 об.%) також містять такі акцесорії: апатит, хлорит, циркон, епідот, магнетит і рутил. В роботі [4] автори досліджували гранітоїди мігматитового комплексу Міту (Гвіанський щит) та пов'язані з ними пегматити і кварцові жили. Вміст ільменіту, відповідно, становить 2,5, 1,1 і 0,8 об.%. Вчені наводять хімічні аналізи ільменіту, проте не акцентують увагу на його типохімізмі, а зосереджуються більше на особливостях хімічного складу магнетиту. В монографії [1] наведені відомості про особливості ільменіту з гранітизованих порід Криворіжжя (Український щит). Автори зазначають, що ільменіт цементує порфіри плагіоклазу і кварцу. Результатів детального аналізу хімічного складу ільменіту автори не навели. В статті [10] подані відомості про вивчення ільменіту з гранітів регіону П'ємонт штату Джорджія, США (Атлантичний складчастий пояс). Авторами були розраховані формульні коефіцієнти ільменіту, базуючись на чому вони відмічають незначну кількість гейкілітового і гематитового міналу. Таким чином, в опублікованих джерелах міститься розрізнена інформація про особливості хімічного складу ільменіту з гранітоїдів щитів древніх платформ і складчастих поясів. Вчені зосереджували увагу на визначенні мінального складу ільменіту. Отже, постає необхідність систематизувати ці дані.

Мета і задачі досліджень. За мету автори обрали проаналізувати хімічний склад ільменіту з гранітоїдів древніх платформ та складчастих поясів для поглибленого розуміння геохімічних, мінералогічних і геологічних процесів, що відбувалися під час формування гранітоїдних порід, а також для визначення пошукових критеріїв для виявлення потенційних економічно-значущих проявів розсипного титану. Для досягнення зазначеної мети були поставлені та виконані такі задачі: 1) аналіз хімічного складу ільменіту; 2) виявлення геохімічних особливостей ільменіту з гранітоїдів, як потенційного джерела рудоносності розсипів; 3) порівняння типохімізму ільменіту з гранітоїдів древніх платформ та складчастих областей.

Характеристика вихідного матеріалу, методика виконання досліджень. Проаналізовано хімічний склад ільменіту з гранітоїдів чотирьох щитів древніх платформ та п'яти складчастих поясів, які представляють усі материки нашої планети. Загальна кількість проаналізованих даних складала 27 проб. Дослідження були зосереджені на вивченні хімічного складу ільменітів, зокрема варіації вмісту мінералоутворювальних компонентів (TiO_2 , FeO), а також інших хімічних сполук (Fe_2O_3 , MnO , MgO). Вихідні дані і розраховані на їх основі геохімічні коефіцієнти за формулами 1-3, наведені в табл. 1.

$$K_3 = \frac{Fe_2O_3 + FeO}{Fe_2O_3 + FeO + MgO} \times 100 \quad (1)$$

$$K_{O3} = Fe_2O_3 / (FeO + Fe_2O_3) \quad (2)$$

$$K_m = TiO_2 / (FeO + Fe_2O_3), \quad (3)$$

де K_3 – коефіцієнт залізистості, K_{O3} – коефіцієнт окиснення заліза, K_m – коефіцієнт титаністості.

Таблиця 1 – Хімічний склад ільменіту з гранітоїдів древніх платформ та складчастих поясів

Назва геотектонічних елементів	Хімічний склад ільменіту					Коефіцієнт			Джерело
	TiO ₂	FeO	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	K_3	K_{O3}	K_m	
щити древніх платформ									
Канадський (Канада)	51,00	35,70	0,00	11,00	0,00	100,00	0,00	1,43	[11]
Гвіанський (Колумбія)	51,35	38,11	2,26	7,93	0,01	99,96	0,06	1,24	[4]
Індійський (Індія)	52,22	39,27	0,58	7,71	0,05	99,88	0,01	1,31	[6]
Український (Україна)	49,05	36,23	9,20	4,15	0,09	99,80	0,20	1,08	[1]
складчасті пояси									
Атлантичний (Норвегія)	48,11	43,29	0,00	5,58	0,85	98,07	0,00	1,11	[7]
Антарктичний (гори Пенсакола)	50,26	43,76	3,77	2,00	0,02	99,97	0,08	1,06	[5]
Атлантичний (США)	48,55	46,21	0,00	3,04	0,05	99,89	0,00	1,05	[10]
Андський (Болівія)	52,73	42,33	0,00	0,00	4,44	90,51	0,00	1,25	[8]
Середземноморський (Чехія)	51,60	43,75	1,82	2,45	0,02	99,95	0,04	1,13	[9]
Східно-Австралійський (Австралія)	45,99	37,60	11,82	3,68	0,00	100,00	0,24	0,93	[12]

Аналіз одержаних результатів. При аналізі хімічного складу ільменіту з гранітоїдів фундаменту древніх платформ було виявлено, що найвищий вміст TiO₂ (52,2 мас.%) характерний для ільменіту з утворень Індійського щита. Ільменіт гранітоїдів Українського щита містить 49,0 мас.% TiO₂, що є найнижчим значенням серед досліджуваних зразків. Вміст FeO є найвищим в ільменіті з гранітоїдів Індійського щита (39,3 мас.%), найнижчий вміст FeO зафіксовано в ільменіті з утворень Канадського щита, де він становить 35,7 мас. %. Концентрація MnO є найвищою в ільменіті з гранітоїдів Канадського щита (11,0 мас.%). Найнижчий вміст цього компоненту спостерігається в ільменіті з утворень фундаменту Українського щита (4,2 мас. %). Найвищий вміст MgO наявний в ільменіті з гранітоїдів Індійського щита, де він становить 0,5 мас. %. Найнижчий вміст цього компоненту зафіксовано в ільменіті з гранітоїдів Гвіанського щита – 0,01 мас. %. Варто зазначити, що в ільменіті з гранітоїдів Канадського щита MgO не виявлений.

Аналіз хімічного складу ільменіту з гранітоїдів складчастих поясів показав, що максимальний вміст TiO₂ зафіксовано в Центральних Андах (Андський складчастий пояс, Болівія), де його частка становить 52,7 мас.%. Цей показник перевищує значення, типові для ільменіту з гранітоїдів інших

регіонів. Мінімальний вміст TiO_2 спостерігається в районі Роксбі-Даунс (Східно-Австралійський складчастий пояс, Австралія), з показником 46,0%. Це найнижче значення серед досліджуваних складчастих областей. FeO досягає найвищої концентрації в ільменіті з гранітоїдів регіону П'ємонт штату Джорджія (Атлантичний складчастий пояс, США) – 46,2 мас.%, найнижчий вміст цього компонента визначено в районі Роксбі-Даунс – 37,6 мас. %. У зразках ільменіту з провінції Берген (Атлантичний складчастий пояс, Норвегія), регіон П'ємонт Джорджія (Атлантичний складчастий пояс, США) та з району Центральних Анд компонент Fe_2O_3 відсутній. Найвищий вміст MgO зареєстровано в ільменіті з Центральних Анд, де він складає 4,4 мас.%. Практично цей компонент відсутній в ільменіті гранітоїдів масиву Форрестал Рандж (Антарктичний складчастий пояс, Антарктида) – 0,01 мас.% та Богемському масиві (Чехія) – 0,02 мас.%.

Коефіцієнт залізистості (K_z) у більшості проаналізованих проб є дуже високим, близьким до 100%. Для ільменіту з гранітоїдів щитів значення коефіцієнту вище, ніж в ільменіті гранітоїдів складчастих поясів. Коефіцієнт окиснення заліза (K_{Oz}) в більшості проб дуже низький (інтервал коливань 0,01-0,2, в середньому 0,7 для ільменіту зі щитів і 0,04-0,24, в середньому 0,6 – зі складчастих поясів). Для деяких проб його розрахувати не було змоги, у зв'язку з відсутністю даних про вміст заліза окисного. Це свідчить про незначну ступінь окисненості досліджених ільменітів, що є типово для ільменіту з гранітоїдів незалежно від геотектонічної позиції.

Найбільшу відмінність серед розрахованих коефіцієнтів виявлено для K_m . Для ільменіту щитів значення цього показника у середньому становить 1,27 (інтервал 1,08-1,43), зі складчастих поясів – 1,09 (0,93-1,25), відповідно. Найвище значення коефіцієнту виявлене для ільменіту з гранітоїдів Канадського щита, найнижче – Українського. Серед ільменітів зі складчастих областей, відповідно, Андського і Східно-Австралійського. Для порівняння ільменіт зі стехіометричним хімічним складом характеризується значенням $K_m = 1,11$. Отже, саме ільменіт зі складчастих поясів ближче до ідеального хімічного складу за співвідношенням мінералоутворювальних компонентів.

Висновки. Ільменіт з гранітоїдів щитів і складчастих поясів характеризується незначними відмінностями хімічного складу. Ільменіт з платформних утворень переважає за коефіцієнтами залізистості і титаністості ільменіт складчастих поясів. Також ільменіт гранітоїдів щитів, у тому числі Українського, характеризується більшим вмістом марганцю і меншим вмістом магнію, порівняно з ільменітами гранітоїдів складчастих поясів.

Література

1. Белевцев Р.Є., Бучинська Н.І., Возняк Д.К., Галабурда Ю.А., Галій С.А., Гершойг Ю.Г., Квасниця В.М., Кульчицька А.А., Лазаренко Е.К., Мельник Ю.П., Мельников В.С., Павлишин В.І., Пирогов Б.І., Туркевич Г.І. Мінералогія Криворізького басейну. Видавництво «Наукова Думка», Київ, 1977 р.

2. Галецький Л.С., Ремезова О.О. Стратегія розвитку мінерально-сировинної бази титану України // Геологічний журнал 2021 №3, Київ.

3. Ганжа О., Кузьманенко Г., Охоліна Т., Ремезова О. Сучасний стан мінерально-сировинної бази розсіпних родовищ титану України // Вісник Київського національного університету імені Тараса Шевченка. Київ 2022 р. С. 60-66
4. Carlos José Charry, Juan Carlos Molano, Leonardo Santacruz, Janeth Sepúlveda. Magnetic Petrology applied to the characterization of Pegmatite Dykes in Eastern Colombia // Earth Sci. Res. J. Vol. 27, No. 1 (March, 2023): 11 – 25.
5. GlaN R., A. B. Fono. Iron-titanium oxides of the Dufek intrusion, Antarctica // American Mineralogist, Volume 62, pages 623-633, 1977
6. Hireya Chauhan, Dinesh Pandit, Talat Ahmad, Rohit Kumar Giri, Avinash C. Pandey. Formation of manganian ilmenite in Archean tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) gneisses inferred from re-equilibration of biotite and Fe-Ti oxide assemblage: a case study from the Aravalli Craton, northwest India // N. Jb. Miner. Abh. (J. Min. Geochem.) 198/2 (2023), 171–190.
7. Korneliussen, A., McEnroe, S. A., Nilsson, L.P., Schiellerup, H., Gautneb, H., Meyer, G.B. An overview of titanium deposits in Norway // Norges geologiske undersøkelse Bulletin 436, 27-38.
8. Miller, James Fisher. Granite Petrogenesis in the Cordillera Real, Bolivia and Crustal Evolution in the Central Andes // PhD thesis The Open University 1988.
9. Miloš RENÉ. Titanite-ilmenite assemblage in microgranodiorites from the northeastern margin of the klenov granite body (Bohemian massif, Czech Republic) // Acta Geodyn. Geomater., Vol. 8, No. 4 (164), 479–487, 2011.
10. Paul A. Schroeder, John J. Le Golvan, and Michael F. Roden. Weathering of ilmenite from granite and chlorite schist in the Georgia Piedmont // American Mineralogist, Volume 87, pages 1616–1625, 2002.
11. Petr Černý; Bruce E. Goad; Frank C. Hawthorne; Ron Chapman. Fractionation trends of the Nb- and Ta-bearing oxide minerals in the Greer Lake pegmatitic granite and its pegmatite aureole, southeastern Manitoba // American mineralogist, Volume 71, Number 3-4, 1986.
12. Robert A. Creaser. Petrogenesis of a Mesoproterozoic quartz latite-granitoid suite from the Roxby Downs area, South Australia // Precambrian Research 79 (1996) 371-394.

ТЕКТОНІКА І ГЕОДИНАМІКА ДОКЕМБРІЙСЬКИХ ЩИТІВ

УДК: 551.24 (477)

<https://doi.org/10.30836/gbhgd.2024.51>

ЩОДО НЕОБХІДНОСТІ ПОБУДОВИ НОВОЇ СЕРІЇ ГЕОЛОГІЧНОЇ КАРТИ І КАРТИ КОРИСНИХ КОПАЛИН КРИСТАЛІЧНОГО ФУНДАМЕНТУ ДЕРЖАВНОЇ ГЕОЛОГІЧНОЇ КАРТИ УКРАЇНИ МАСШТАБУ 1:200 000

Гінтов О.Б., Мичак С.В.

Інститут геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України, Київ,

oleg.gintov@gmail.com, sergiimychak@gmail.com

REGARDING THE NEED TO BUILD A NEW SERIES OF GEOLOGICAL MAPS AND MINERAL MAPS OF THE CRYSTALLINE FOUNDATION OF THE STATE GEOLOGICAL MAP OF UKRAINE ON A SCALE OF 1:200 000

Gintov O.B., Mychak S.V.

S. Subbotin Institute of Geophysics of National Academy of Sciences of Ukraine, Kyiv

oleg.gintov@gmail.com, sergiimychak@gmail.com

The shortcomings of the Geological maps in Ukraine and maps of the minerals of the crystalline basement of the Ukrainian Shield of the State Geological Map of Ukraine (scale 1:200 000) published in Ukraine are considered in terms of their compliance with modern views on the structure and development of the Earth's crust in the Early Precambrian (Archean-Early Proterozoic). It is shown that, despite the basic requirement of the Early Precambrian Section of the National Stratigraphic Committee of Ukraine that the Precambrian formations of the Ukrainian Shield should be age-divided based mainly on isotopic geochronology, this did not become the basis for the preparation of geological maps.

Державна геологічна карта України масштабу 1:200 000 (Держгеолкарта-200), зокрема її складова - Геологічна карта і карта корисних копалин кристалічного фундаменту - будувалася і видавалася в буремні двадцять роки ХХІ ст., коли погляди геологів і геофізиків виявилися на зламі. Вірніше, злам почався ще в другій половині минулого століття, але апогею він досяг саме в цьому столітті, що позначилося на протиріччях між інструктивними вказівками до складання геологічних карт кристалічного фундаменту і їх втіленням у життя. В першу чергу це стосується: а) стратиграфії раннього докембрію (принципи «нижче - вище», чи «раніше – пізніше»), б) впливу глибинної будови і рухів земної кори та літосфери в цілому на положення порід ранньодокембрійського фундаменту у вертикальному і горизонтальному зрізах, в) впливу процесів метасоматозу, діафорезу і стрес-метаморфізму на склад ранньодокембрійських комплексів.

У революційній Пояснювальній записці до Кореляційної хроностратиграфічної схеми Українського щита (КХС УЩ) [1], яка діє до нашого часу, першим пунктом було оголошено: «1. Уточнена назва схеми: замість «Кореляційна стратиграфічна схема раннього докембрію Українського щита» – «Кореляційна хроностратиграфічна схема раннього докембрію

Українського щита». Таке уточнення підкреслює, що основою для вікового розчленування докембрійських утворень Українського щита є, головним чином, дані ізотопно-геохронологічних методів датування, тобто методів «абсолютної» геохронології. Інші методи, що є методами «відносної» геохронології, такі, як формаційні, літолого-стратиграфічні, петрографо-стратиграфічні, біостратиграфічні, структурно-тектонічні, палеомагнітні тощо, розглядаються як допоміжні». Ця вимога була прийнята рішенням ранньодокембрійської секції Національного стратиграфічного комітету (НСК) України і затверджена бюро НСК 13 червня 2003 р.

Проте геологи-знімачі, та й самі автори КХС УЩ, були не зовсім готові до виконання такої вимоги. Схема 2004 р. виявилася половинчастою: в умовних позначеннях до геологічної карти кристалічного фундаменту УЩ, наведеній у цитованій вище Пояснювальній записці, з 16 одиниць супраструктуральних товщ і серій УЩ майже половина (7) не мають цифр ізотопного віку, а в 9 вік таких одиниць «розтягнутий» на 100-250 млн років. У самій Схемі показано всі виділені різними авторами серії, товщі та світи, вертикальне розташування котрих у розрізі в більшості випадків встановлювалося методом послідовного нашарування і викликає постійні дискусії.

Тому Держгеолкарта-200 кристалічного фундаменту території УЩ, в основу якої покладено Схему 2004 р., являє собою цілий ряд окремих листів карт, які відрізняються одна від одної багатьма як формальними, так і змістовними ознаками. Не скрізь однаковий поділ на еони та ери: на одних картах палеоархей закінчується на рубежі 3400 млн р., а палеопротерозой – 1900 млн р.; на інших, відповідно, 3200 млн р. і 1700 або 1600 млн р.; рубіж між археєм і протерозоем на одних картах 2500 млн р., на других – 2600 млн р. Колір та умовні знаки однакових комплексів на суміжних картах де-інде відрізняються. Особливо це видно на границях листів, де контури порід і розломів не завжди співпадають. Не однаковий в легендах на різних картах і опис складу однойменних комплексів.

Стосовно змістовних ознак, то Держгеолкарта-200 відзначається слабким врахуванням досягнень геологічної науки останніх десятиліть, зокрема розквіту ізотопно-геохронологічних і глибинних геофізичних досліджень та вкорінення понять плитово-плюмової тектоніки.

Традиційний метод послідовного нашарування, перенесений у картування ранньодокембрійських товщ з вивчення стратиграфії фанерозой, на більшості докембрійських щитів – Канадському, Південно-Африканському, Західно-Австралійському – вже давно практично не використовується. Причиною є багаторазова різноорієнтована деформація порід, яка супроводжується процесами метасоматозу і діафорезу, що веде до повного руйнування їх первинної структури і текстури, утворення сильно стиснутої крутої, до субвертикальної, часто перевернутої складчастості, насувів та підсувів, коли більш древні комплекси залягають на більш молодих.

Не виключенням є і УЩ, складений на значній території архей-ранньопротерозойськими комплексами порід, метаморфізованих в гранулітовій та амфіболітовій фаціях. Це, за словами О.І. Слензака, «вертикально-шарувате

середовище» [2] зазнало як мінімум триразового передеформування в гранулітовій або амфіболітовій фаціх 3.5-3.6, 2.8, 1.9–2.0 млрд р. [3,4], особливо за зсувних рухів, «коли всі лінійні елементи в процесі деформації переорієнтуються вздовж напрямку зсувної течії» [5, с. 16]. Масштабні насуви і підсуви в корі та мантиї УЩ фіксуються геофізичними методами [6].

Отже, структурно-метаморфічні перебудови, накладання один на одного структурних планів і руйнування попередніх осадово-вулканогенних структур наступними не дозволяє доказово стратифікувати ранньодокембрійські комплекси в рамках методу послідовного нашарування (стратигенно-метаморфогенного підходу, за [7]). Детальне вікове розчленування таких комплексів УЩ ефективно лише шляхом вивчення співвідношення тектонічних, магматичних і метаморфічних процесів на основі даних ізотопної геохронології. Прикладом можуть бути названі вище регіони Канадського, Південно-Африканського, Західно-Австралійського щитів, де в легендах до геологічних карт вертикальне розташування породних комплексів відповідає їх віку за даними ізотопії (циркон, бадделеїт та Sm-Nd система), точність котрих, складає від $\pm 1-3$ до ± 10 млн р. [8].

В Україні згадані напрямки здавна активно розвиваються на рівні науково-дослідних інститутів: ізотопно-геохронологічні (за ініціативи В.І. Вернадського) – в НАН України та УкрНІГРІ, глибинні геофізичні дослідження – з дня заснування Інституту геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України, тобто з 1960 р., і особливо з кінця ХХ століття, коли почала досліджуватись мантия України і всієї Євразії. Вплив процесів метасоматозу, діафторезу і стрес-метаморфізму на склад ранньодокембрійських комплексів, а також плитотектонічні процеси в межах території УЩ вивчалися і вивчаються багатьма вченими. Слід відзначити, що за останні 15 років накопичено багато відповідних даних майже по всій території УЩ [9–17].

Проте абсолютна більшість цих даних не могла бути використана при складанні Держгеолкарти-200. Взагалі, до редагування Держгеолкарти-200 кристалічного фундаменту УЩ ставлення було досить формальним. Редакторами і експертами карт призначалися геологи різних, іноді протилежних, поглядів, і яким чином при цьому вдавалося затвердити карти до видання, не завжди зрозуміло.

Головним висновком, який витікає з наведених матеріалів, є необхідність повернутись до обговорення і вирішення геологами і геологічними організаціями питання щодо складання Нової серії Геологічних карт і карт корисних копалин кристалічного фундаменту Українського щита масштабу 1:200 000 (НСГК-200), в якій буде надане нове дихання п.1 Пояснювальної записки до КХС раннього докембрію УЩ, наведеному на початку тез.

При складанні НСГК-200 потрібен також абсолютно новий підхід до відображення розломної тектоніки кристалічного фундаменту, тому що з зонами розломів пов'язано більше 75% рудних корисних копалин УЩ, в тому числі 94% рідкісноземельних - рідкіснометалевих та золоторудних родовищ і проявів [18]. Розломи УЩ – це геологічна інформація, яка займає 22% території щита і повинна відображатись на картах в повному об'ємі. В роботі [19] надано

рекомендації з цього приводу і показано, як можна відображати зони розломів на геологічних картах, не втрачаючи іншої інформації.

Геофізичні дані потрібно буде використовувати більш повно. При побудові геологічних розрізів важливо використовувати матеріали глибинних сейсмічних досліджень, гравітаційних, магнітних, тектонофізичних моделей, які вказують на параметри розривних порушень, напрямки падіння похилих границь, напрямки горизонтальних рухів блоків, які потрібні при аналізі плитотектонічних процесів, що кінець-кінцем наблизить геологічні погляди наших картувальників до світових.

Література

1. Єсипчук К.Ю., Бобров О.Б., Степанюк Л.М., Щербак М.П., Глеваський Є.Б., Скобелєв В.М., Дранник А.С., Гейченко М.В. Кореляційна хроностратиграфічна схема раннього докембрію Українського щита (пояснювальна записка). НСК України. Вид. УкрДГРІ, 2004. 31 с.
2. Слензак О. І. Про структуру Українського докембрію (на прикладі південно-західної частини Українського кристалічного щита). Київ: Наук. думка, 1965. 139 с.
3. Шумлянський Л.В. Геохімія піроксенових плагіогнейсів (ендербітів) Побужжя та ізотопний склад гафнію в цирконах. Мінералогічний журнал. 2012 б. Т.34, №2. С.64–79.
4. Лобач-Жученко С.Б., Балаганский В.В., Балтыбаев Ш.К., Степанюк Л.М., Пономаренко А.Н., Лохов К.И., Корешкова М.Ю., Юрченко А.В., Егорова Ю.С., Сукач В.В., Бережная Н.Г., Богомолов Е.С. Возраст цирконов из эндербито-гнейсов Среднего Побужья (Днестровско-Бугский мегаблок Украинского щита). *Мінерал. журн.* 2013. Т. 35. № 4. С. 86–98.
5. Лобач-Жученко С.Б. Древние кратоны — возраст, строение, состав, геодинамика. *Мінерал. журн.* 2014. Т. 36. № 2. С. 61–70.
6. Гинтов О.Б., Пашкевич И.К. Тектонофизический анализ и геодинамическая интерпретация трехмерной геофизической модели Украинского щита. *Геофиз. журн.* 2010. Т. 32. №2. С. 3–18.
7. Кирилюк В.П. Особенности стратиграфических исследований нижнего докембрия. Статья 1. Особенности традиционного стратиграфического расчленения. *Геол. журн.* 2013. № 3. С. 101–115.
8. Schoene, B.; Dudas, F.O.L.; Bowring, S.A.; de Wit, M. (2009). Sm-Nd Isotopic Mapping of Lithospheric Growth and Stabilization in the Eastern Kaapvaal Craton. *Terra Nova*. 21, 219–228.
9. Щербак Н.П., Артеменко Г.В., Лесная И.М., Пономаренко А.Н. Геохронология раннего докембрия Украинского щита. Архей. Киев: Наук. думка, 2005. 243 с.
10. Щербак Н.П., Артеменко Г.В., Лесная И.М., Пономаренко А.Н., Шумлянський Л.В. Геохронология раннего докембрия Украинского щита. Протерозой. Киев: Наук. думка, 2008. 239 с.
11. Пономаренко А.Н., Степанюк Л.М., Шумлянський Л.В. Геохронология и геодинамика палеопротерозоя Украинского щита. *Мінерал. журн.* 2014. Т. 36. №2, С. 48–60.
12. Степанюк Л.М. Проблеми стратиграфії та геохронології Українського щита. *Мінерал. журн.* 2018, Т.40, 1. С. 16–31.
13. Артеменко Г.В., Шумлянський Л.В., Швайка И.А. Позднепалеоархейские тоналитовые гнейсы Западно-Приазовского блока (Приазовский мегаблок Украинского щита). *Геол. журн.* 2014. № 4 (349). С. 91–102.
14. Claesson S., Bibikova E.V., Shumlyanskyu L., Whitehouse M.J., Billström K., (2016). Can oxygen isotopes in magmatic zircon be modified by metamorphism? A case study from the Eoarchean Dniester-Bug Series, Ukrainian Shield. *Precambrian research* 273. pp. 1-11.
15. Очерки геодинамики Украины. Под. ред. В.И. Старостенко, О.Б. Гинтова. Киев: ВІ ЕН ЕЙ, 2018. 466 с.

16. Ярошук М.А., Ярошук Э.А. Диафториты юго-западной окраины Украинского щита и их рудоносность. Геология рудных месторождений. 1989.- Т XXXI, №3. С. 74–81.
17. Bogdanova, S.V., Bingen, B., Gorbatshev, R., Kheraskova, T.N., Kozlov, V.I., Puchkov, V.N., Volozh, Y.A. (2008). The East European Craton (Baltica) before and during the assembly of Rodinia Precambrian Research 160, 23–45.
18. Нечаев С.В., Гинтов О.Б., Мычак С.В. О связи редкоземельной, редкометалльной и золоторудной минерализации с разломно-блоковой тектоникой Украинского щита. 1. *Геофиз. журн.* 2019. Т. 41. № 1. С. 3–32. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v41i1.2019.158861>
19. Гинтов О.Б., Єнтін В.А., Мичак С.В. До побудови Схеми розломно-мегаблокової тектоніки Українського щита масштабу 1: 500 000. *Геофиз. журн.* 2017. Т. 39. № 4, С. 69–83. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v39i5.2017.112340>

УДК 550.382.551.21(477)

<https://doi.org/10.30836/gbhgd.2024.52>

**ОСЕРЕДКОВО-КАНАЛЬНІ ПРОЯВИ ІМПУЛЬСНИХ ІНТРУЗИВНИХ І
ПЛУТОНО-ДЕГАЗАЦІЙНИХ ПРОЦЕСІВ НА РІЗНОВІКОВИХ
ЕТАПАХ СТАНОВЛЕННЯ ЗАХІДНОЇ І ЦЕНТРАЛЬНОЇ ЧАСТИН
УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА ЗА ГЕОФІЗИЧНИМИ ДАНИМИ**

Єнтін В.А.¹, Орлюк М.І.², Бакаржієва М.І.², Марченко А.В.²

¹ДП «Українська геологічна компанія», Київ, Україна,

²Інститут геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України, Київ, Україна,

entinva@gmail.com, orliuk@ukr.net, andrey_marchenko@ukr.net, bakarjieva@ukr.net

**FOCAL-CHANNEL MANIFESTATIONS OF PULSED INTRUSIVE AND
PLUTON-DEGASSING PROCESSES AT DIFFERENT AGE STAGES OF
THE FORMATION OF THE WESTERN AND CENTRAL PARTS OF THE
UKRAINIAN SHIELD ACCORDING TO GEOPHYSICAL DATA**

Entin V.A.¹, Orlyuk M.I.², Bakarjieva M.I.², Marchenko A.V.²

¹State Enterprise "Ukrainian Geological Company", Kyiv, Ukraine

²S. Subbotin Institute of Geophysics of National Academy of Sciences of Ukraine, Kyiv, Ukraine,

entinva@gmail.com, orliuk@ukr.net, andrey_marchenko@ukr.net, bakarjieva@ukr.net

Magnetometric and gravimetric surveys have established local geophysical anomalies in the western and central part of the Ukrainian shield, the geological nature of which is attributed by the authors to channel-plutonic structures of different ages associated with the processes of magmatism and degassing of the Earth. According to drilling data and quantitative interpretation, such structures have the form of rods or inverted cones and are represented by intrusive rocks of ultramafic composition with iron and associated gold ore mineralization. A significant part of these structures is located in the zone of the Kholmilnyk fault, which intersects the Podil and Bug Domains, as well as on its conditional extension within the boundaries of the Golovaniv suture zone. But on the territory of the shield, similar structures have a more initial distribution, which increases the search prospects for new types of minerals associated with the processes of intrusive magmatism and degassing of the Earth, and also provides new information about the history of the development of the shield.

Вступ. У ряді останніх публікацій колективом авторів зроблені обґрунтовані висновки щодо віднесення природи низки локальних геофізичних аномалій західної і центральної частини Українського щита (УЩ) до різновікових канално - плутонічних структур, частина з яких може привернути увагу інвесторів і видобувних компаній до мінерально-сировинної бази цього регіону [1-5]. Ці структури поширені значно більше, ніж передбачалось. Отже, це не тільки розширює пошукові перспективи на нові види корисних копалин, пов'язаних з процесами магматизму та дегазації Землі, а й містить нову додаткову інформацію в контексті загальної історії становлення УЩ та його рудного потенціалу.

Методика. Якісний та кількісний аналіз геомагнітних та гравітаційних даних і математичне моделювання. Комплексний аналіз наявних геолого-геофізичних даних, включно з результатами буріння, стосовно розробки моделей локальних структур.

Об'єкт дослідження: магматогенно-каналні структури плутоно-дегазаційного генезису.

Результати дослідження. За результатами комплексного аналізу наявних геолого-геофізичних даних в межах безпосередньо Подільського мегаблоку до канално - плутонічних структур з великою долею вірогідності можуть бути віднесені Жданівська, Малоострожокська, Малокутищенська, Калинівська структури і так звана Іллінецька астроблема в західній приконтактовій зоні Бузького мегаблока з Подільським (Рис.1). Об'єднуючим фактором перших трьох структур є геофізична однотипність їх прояву у вигляді в цілому співпадаючих субізометричних гравітаційних мінімумів і магнітних максимумів діаметром в перші сотні метрів, які зазвичай не фіксуються на картах м-бу 1:10 000 та дрібніше. За даними буріння та кількісної інтерпретації магнітних і гравітаційних аномалій такі структури мають форму штоків або перевернутих конусів і представлені інтрузивними породами частіше ультраосновного складу з залізо- та супутньою золоторудною мінералізацією. Формування Жданівського інтрузива завершилось не пізніше 2008-2031 млн років, ультрабазитів Малоострожокського масива -1720-1785 млн років [3].

Щодо генезису цих ультрабазитових структур, то до останнього часу превалювала думка, що вони є збереженими на сучасному рівні ерозійного зрізу кристалічного фундаменту останцями більш широких проявів звичайного ультраосновного магматизму. Але в такому разі не має пояснення діатремний вигляд їх морфоформ, приблизно однакові розміри на рівні кристалічного фундаменту. Виникає також питання яким чином така концепція може бути узгоджена з існуючими уявленнями щодо сучасного рівня ерозійного зрізу кристалічного фундаменту цієї частини УЩ?

Іллінецька і Калинівська структури мають більш складну і довго тривалішу історію свого розвитку і становлення від архей-протерозойського до фанерозойського часу, на що вказують змінні напрямки зовнішнього вектора намагнічування, який часто виявляється субгоризонтальним, що є незвичним для УЩ.

До локальних структур магматогенно-каналного дегазаційного генезису Подільського мегаблока може бути віднесений мало вивчений екзотичний масив лейкократових хмільникських гранітів, який супроводжується потужними радоновими еманациями [4]. Його положення і розміри чітко фіксуються субізометричним локальним мінімумом сили тяжіння діаметром 14 км, який приурочений до вузла перетину двох трансмегаблокових розломів – Хмільникського діагонального напрямку і меридіонального Білорівницького.

За виключенням Малоострожокської і Малокутищенської структур, всі інші локальні об'єкти канално-магматичного генезису Подільського мегаблока, як і система протерозойських діабазових дайок, спостережені в зоні Хмільникського трансмегаблокового розлома, січного по відношенню до Подільського і Бузького мегаблоків [5] (рис.1). Особливе значення цієї регіональної тектонічної структури як довгоживучого магмогенеруючого каналу підкреслюється також приуроченістю його південно-східної торцевої частини до Бандурівського палеовулкана, екзо- і ендоконтакти якого насичені рудними проявами і еманациями самого різного складу [6].

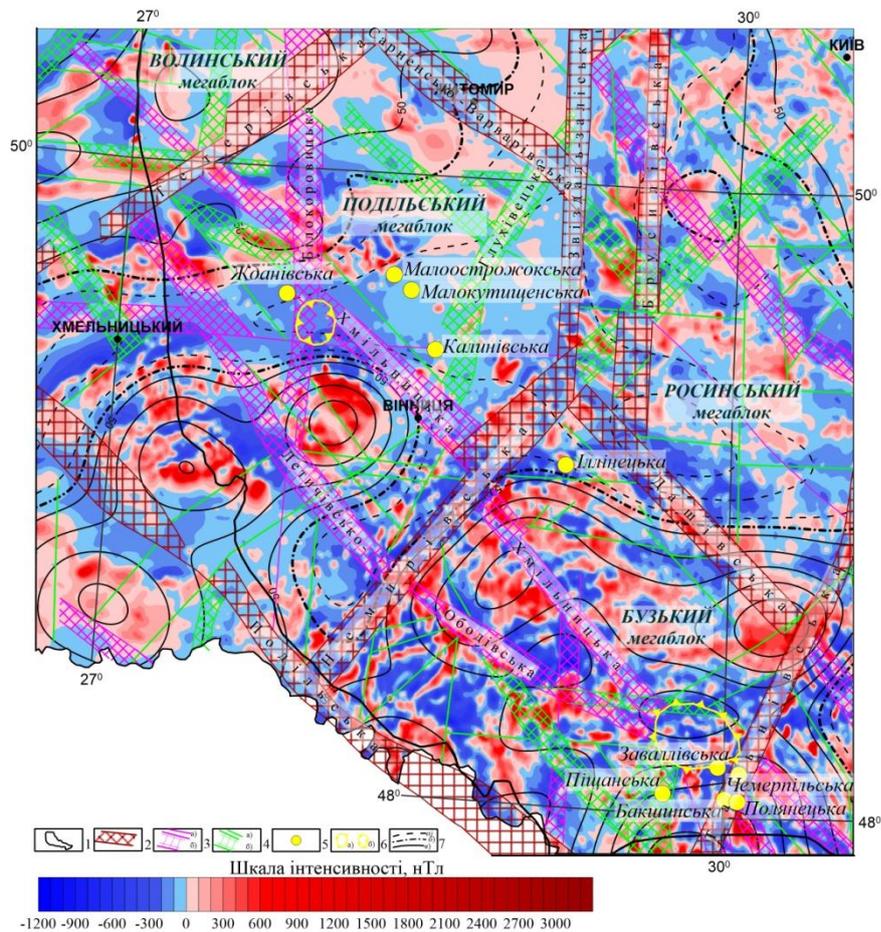


Рисунок 1. Карта регіональної та локальної компонент аномального магнітного поля (ΔB)_a Подільського та Бузького мегаблоків УЩ з елементами розломно-блокової тектоніки та місць розташування канално - плутонічних структур. 1 – границя УЩ; 2 – глибинні міжблокові зони розломів I рангу; 3 – глибинні мантийно-корові внутрішньоблокові (в межах Східноєвропейського кратону) розломи (а) і зони розломів (б) II рангу; 4 – внутрішньоблокові розломи (а) та зони розломів вищого порядку (б); 5 – місця знаходження локальних магнітних аномалій, обумовлених об’єктами плутоно-дегазаційного генезису; 6 – локалізовані субізотричні аномалії сили тяжіння екзотичної геологічної природи: Бандурівська (додатня) (а), Хмільницька (від’ємна) (б); 7 – ізодинами регіональної компоненти аномального магнітного поля (ΔB)_{a,per}: додатні (а), нульові (б), від’ємні(в).

До південного і південно-східного екзоконтакту цієї палеовулканічної побудови, вже в межах Голованівської шовної зони, також встановлені Піщанська, Черніпільська, Полянська і Бакшинська локальні залізородні структури, генезис яких також пов’язується з локальними вулканоплутонічними проявами протерозойського часу [7, 8]. Для всіх відмічених структур характерна присутність промислових запасів залізо-магнетитових руд, які для трьох останніх супроводжуються золоторудною мінералізацією. В тій же структурно-тектонічній позиції, що і вище зазначені структури, зафіксована ще одна локальна Завалівська магнітна аномалія, яка за своїми лінійними параметрами також може бути віднесена до локальних вулканоплутонічних структур. Але її значно менша амплітуда магнітного максимуму дозволяє зробити припущення щодо іншого складу присутніх тут інтрузивних утворень і супутньої їм рудної мінералізації. Цей об’єкт потребує окремої наукової уваги і більш широкого кола геолого-геофізичних досліджень.

Обговорення результатів та висновки. Як можна бачити із наведеного, всі названі вище локальні об'єкти, які віднесені нами до канално-магматичних структур, сконцентровані в основному в межах північної частини Подільського мегаблока (більшість з них до того ж контролюються зоною Хмільниківського трансмегаблокового разлому) і в зоні південно-східного екзоконтакта Бандурівського палеовулкану.

Це не означає, що структури подібного генезису повністю відсутні на інших мегаблоках УЩ. До таких, наприклад, відносяться контрастно проявлені в магнітному і гравітаційному полях Стремигородська структура на Волинському і Рівненському на Інгульському мегаблоках, закладених відповідно в протерозойський і палеозойський час [8]. Тим не менше, вочевидь, на фоні загального розвитку і становлення західної і центральної частини УЩ північна частина Подільського мегаблока і приконтатна зона Бандурівського палеовулкана відзначалась відносно більш довготривалою підвищеною проникливістю і процесами вулкано-магматичної активізації, які супроводжувались різнобічною рудною мінералізацією, в тому числі промислового значення. В регіональному геофізичному відношенні більшість розглянутих структур відносяться до великої магнітної неоднорідності регіонального класу, яка охоплює Вінницьку, Гайсинську, Ананіївську та Одеську регіональні магнітні аномалії [9]. При цьому вони розташовані або в їх крайових частинах, або в місцях своєрідних "пережимів", які зазвичай зумовлені глибинними розломами субширотного та діагонального простягання. За цього характер співвідношення локальних магнітних та гравітаційних аномалій ряду структур (Жданівська, Малоострожокська, Малокутищенська) та моделі їх джерел добре узгоджуються з такими для сучасного типу вулкану, з наявністю глибинного магматичного джерела та "тріщинуватої" зони проникнення розплавів на земну поверхню [10]. Іншим прикладом аналогу Бандурівської палеоструктури, ядро якої складене породами основного складу, а периферійне обрамлення характеризується специфічними геологічними утвореннями типу коматитів, еклогітів, дайок основних та ультраосновних порід, в т.ч. лужних та численними проявами і родовищами графітових і залізних руд, марганцю, рідкісноземельних металів, може бути структура полімінерального Cu-Pt-Pd зруденіння Кондер [11], дунітове ядро якої по всьому периметру знаходиться в кільцевому оточенні титаномагнетитових клінопіроксенітів (косьвітів). "Косьвіти кільця" є локальними магматичними магнітними утвореннями єдиної флюїдонасиченої системи, рудоносність якої пов'язана з кількома етапами її становлення і метаморфізму в часовому інтервалі 112 – 132 млн років.

Враховуючи приуроченість розглянутих структур до тектонічно активних частин Подільського, Інгульського та Волинського мегаблоків УЩ, неординарний характер їх прояву в магнітному та гравітаційному полях, багатофазність процесу становлення, як і супутньої їм рудної мінералізації, можна припустити певну спільність їх генезису, переважно пов'язаного з осередково-каналними проявами імпульсних плутоно-дегазаційних процесів Землі.

Література

1. Ентин В.А., Орлюк М.И., Павлюк В.Н. и др. Геофизические аспекты строения и генезиса Ильинцевской структуры: импакт или вулкан? // Геофизический журнал, 2013. -Т. 35 №1, . С. 100-112.
2. Ентин В.А., Гуськов С.И., Дзюба Б. М. и др. К вопросу о возможной дегазационной природе некоторых локальных структур концентрично- зонального строения на территории Вольно- Подольской плиты и западной части Украинского щита и пути их последующего изучения // Геофизический журнал, 2020. Т.42. №6, С.36-58. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v42i6.2020.222282>
3. Єнтін В.А., Гінтов О.Б., Орлюк М.І., Марченко А.В. Локальні магнітні аномалії Українського щита як індикатори прояву різновікових етапів осередково-каналного магматизму// Геофизический журнал, 2023. Т. 45. № 2 С. 64-62.
4. Орлюк М.І., Марченко А.В., Яцевський П.І. Зв'язок радонових і магнітних аномалій на території Українського щита та міста Києва // Геодинаміка. 2018.1(24). С. 80-90. <https://doi.org/10.23939/jgd2018.01.080>
5. Ентин В.А. Геофизическая основа тектонической карты Украины масштаба 1:1 000 000. Геофизический журнал. 2005. Т. 27. №1. С. 74-84.
6. Довгань Р.Н., Ентин В.А., Павлюк В.Н. Бандуровская палеовулканическая структура и связанные с нею перспективы алмазоносности // Минеральные ресурсы, 2006. № 4. С. 22—28.
7. Єнтін В.А., Павлюк В.М., Кислюк В.В., Бакаржієва М.І Мичак С.В, Гінтов О.Б. Чернівецька гравімагнітна аномалія як сучасне відображення унікальної докембрійської вулканоплутонічної магнетито-золоторудної структури Українського щита (Середнє Побужжя) // Геофизический журнал, 2024. Т. 45, № 5 (у друці).
8. Єнтін В.А., Гінтов О.Б., Орлюк М.І., Павлюк В.М., Мичак С.В., Бакаржієва М.І., Марченко А.В. Побузький гірничорудний регіон як новий центр розвитку залізо металургійної промисловості України // Workshop “України: сучасні проблеми та перспективи розробки”. Матеріали конференції 21-22 березня 2024 року. Київ, Україна. 106 с. (62-64).
9. Орлюк М.И. Пространственные и пространственно-временные магнитные модели разноранговых структур литосферы континентального типа // Геофизический журнал,—2000. Т.22, №6. С.148—165.
10. Besutiu L., Szak'acs A., Zlagnean L., Isac A., Romanescu D. On the uncertainty of geophysical data interpretation in volcanic areas through a case study: Ciomadul Volcano // Physics of the Earth and Planetary Interiors, 2021 319 106781. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2021.106781>.
11. Гуревич Д.В., Полонянкин А.А. Сульфидные полиминеральные Pt-Pd руды массива Кондер, Хабаровский край: геологическая позиция. Материалы конференции «Проблемы геологии и эксплуатации месторождений платиновых металлов». Горный университет. СПб: Изд-во СПГУ 2016. С. 27-46.

УДК

550.834

<https://doi.org/10.30836/gbhgd.2024.53>

**БУДОВА ФУНДАМЕНТУ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА ЗА
КІНЕМАТИЧНИМИ ТА ДИНАМІЧНИМИ ХАРАКТЕРИСТИКАМИ
ХВИЛЬОВОГО ПОЛЯ ВЗДОВЖ СЕЙСМІЧНОГО ПРОФІЛЮ
EUROBRIDGE'97**

Коломієць К.В., Верпахівська О.О., Чорна О.А., Лисинчук Д.В.

Інститут геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України, Київ, Україна, katrko@gmail.com;
alversim@gmail.com; oksana.chornaya@gmail.com; dlysyn@gmail.com

**STRUCTURE OF THE UKRAINIAN SHIELD BASEMENT OF
ACCORDING TO THE KINEMATIC AND DYNAMIC CHARACTERISTICS
OF THE WAVE FIELD ALONG THE EUROBRIDGE'97 SEISMIC PROFILE**

Kolomiyets K., Verpakhovska, O., Chorna, O., Lysynchuk D.

Subbotin Institute of Geophysics NAS of Ukraine, Kiev, Ukraine, katrko@gmail.com;
alversim@gmail.com; oksana.chornaya@gmail.com; dlysyn@gmail.com

The research paper presents an innovative approach that combines both kinematic and dynamic processing of wave fields obtained by DSS seismic method. This interpretation approach allows to obtain more information about the deep structure of the lithosphere. To illustrate this, the study focuses on analyzing the crystalline basement of the Ukrainian Shield. The ray modeling method was used for kinematic processing of seismic data to obtain a velocity model. Additionally, dynamic processing allowed for the first time to form a migration image, revealing the deep structure of the Ukrainian Shield's crystalline basement along the EUROBRIDGE'97 profile.

Вступ

Протягом кількох десятиріч років в Інституті геофізики ім.С.І.Субботіна НАН України виконуються сейсмічні спостереження методом глибинного сейсмічного зондування (ГСЗ) в різних районах України з метою вивчення їх глибинної будови. Одним з таких профілів є EUROBRIDGE'97, частина якого проходить через Український щит і дає змогу дослідити будову його кристалічного фундаменту [1,2].

За властивостями спостереженого хвильового поля, що використовуються при обробці сейсмічних даних розрізняють кінематичну та динамічну обробку.

Кінематична обробка сейсмічних даних, спостережених методом ГСЗ є традиційною і базується на використанні методу променевого моделювання. В результаті розраховується швидкісна модель середовища вздовж сейсмічного профілю [1,2,3].

Динамічна обробка базується на застосуванні процедури сейсмічної міграції та дозволяє отримати зображення глибинної будови розрізу вздовж профілю. При цьому для динамічної обробки хвильових полів, зареєстрованих методом ГСЗ в Інституті геофізики ім.С.І.Субботіна НАНУ розроблено кінцево-різницьку міграцію відбитих/рефрагованих хвиль, що враховує всі особливості спостережень і дає можливість отримати додаткові деталі, які можуть бути відсутні на швидкісній моделі, що була отримана променевим моделюванням [3,4].

Метою цієї роботи було показати, що поєднання при інтерпретації результатів кінематичної та динамічної обробки хвильових полів, спостережених методом ГСЗ, дозволяє отримати більше інформації про глибинну будову, що і продемонстровано на прикладі дослідження структури кристалічного фундаменту Українського щита вздовж сейсмічного профілю ГСЗ EUROBRIDGE'97.

Методи дослідження

Для кінематичної обробки сейсмічних даних, спостережених методом ГСЗ використовується метод моделювання променями, який реалізовано в різних програмних пакетах, поміж яких є автоматизовані засоби вирішення оберненої задачі сейсміки на основі інверсії зафіксованих годографів і більш трудомісткі підходи, які базуються на ручному підборі швидкісної моделі шляхом узгодження часів пробігу виділених корисних сейсмічних хвиль з розрахунковими годографами, що характеризують результативну модель розрізу.

При інтерпретації даних EUROBRIDGE'97 використовувались два різні підходи, які засновані на томографічній інверсії [5,6]. Обидві швидкісні моделі мають схожу загальну структуру, а часткові відмінності за розміром наближаються до роздільної здатності методу. Перевагою інверсії є відносна простота введення вихідних даних і швидкість побудови результативної моделі, яка вдосконалювалася в подальшому на основі програми SEIS83 [7], в якій реалізовано алгоритм променевого трасування. Вхідні дані кінематичного моделювання склалися з системи ув'язаних годографів різних типів сейсмічних хвиль для кожного з 18 відпрацьованих пунктів вибуху, і початкової швидкісної моделі, що була побудована за результатами інверсії.

Такий підхід в інтерпретації даних ГСЗ довів свою ефективність при обробці матеріалів сейсмічних експериментів, які були відпрацьовані на території України протягом останніх років [1,4,8].

Динамічна обробка оперує амплітудно-частотними і фазовими характеристиками хвильового поля і передбачає побудову зображення глибинного розрізу з наявними в ньому границями розділу та тектонічними особливостями будови району досліджень за допомогою трансформації спостереженого хвильового поля. Для динамічної обробки застосовується метод кінцево-різницевої міграції поля відбитих/рефрагованих хвиль, який є оригінальною авторською розробкою [3,4,9].

Метод кінцево-різницевої міграції поля відбитих/рефрагованих хвиль розрахований на виділення закритично відбитих та рефрагованих хвиль, що зареєстровані від товщі фундаменту у віддаленій зоні джерела. При цьому враховується повна траєкторія проходження сейсмічними хвилями двошарового середовища, на межі якої відбувається значний стрибок швидкості [3,9].

Для виконання сейсмічної міграції необхідно, щоб загальні швидкісні параметри середовища були відомі, а отже результат кінематичної обробки, а саме розрахована швидкісна модель середовища, використовується у якості вихідних параметрів для динамічної обробки. Наведені докази коректності

продовжень часового та хвильового полів [9], які виконуються шляхом кінцево-різницевого розв'язання диференціальних рівнянь – ейконалу та хвильового рівняння дозволяють говорити про точність розрахунків при виконанні кінцево-різницевої міграції поля відбитих та рефрагованих хвиль. Таким чином, міграція поля відбитих/рефрагованих хвиль дозволяє отримати коректне зображення будови товщі кристалічного фундаменту.

Результати та їх обговорення

Сейсмічний профіль ГСЗ EUROBRIDGE'97 має протяжність 530 км і проходить із півночі на південь через Прип'ятський грабен, а потім через Коростенський плутон та Волинський блок до Подільського блоку північно-західної частини Українського щита [1,2]. На рис.1 наведено карту з розташуванням профілю EUROBRIDGE'97 з виділеною червоним кольором частиною, яка відноситься до Українського щита.

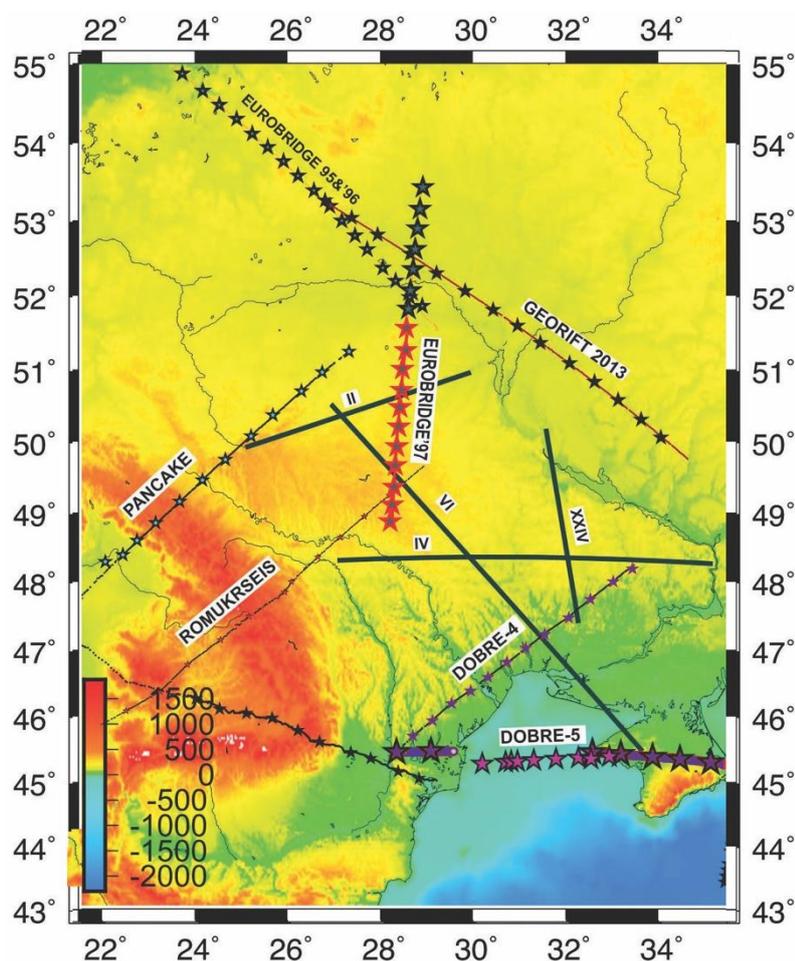


Рисунок 1. Розташування сейсмічних профілів ГСЗ та профіль EUROBRIDGE'97. Зірками позначено положення пунктів вибуху. Червоним виділено частину, яка проходить через структури Українського щита.

У рамках міжнародного проекту було реалізовано кінематичну обробку спостережених сейсмічних хвильових полів і в результаті побудовано два варіанти швидкісних моделей уздовж профілю, докладно описані в роботах [1, 2]. На рис.2(а) показано частину швидкісної моделі, розрахованої методами

кінематичної обробки за даними сейсмічного профілю EUROBRIDGE'97, що показує будову кристалічного фундаменту Українського щита.

Уздовж регіонального профілю EUROBRIDGE'97 було розташовано 18 пунктів вибуху з кроком приблизно 30 км. Прийом виконувався 120 мобільними трикомпонентними сейсмографами у двох установках за номінальної відстані між станціями 3–4 км [1].

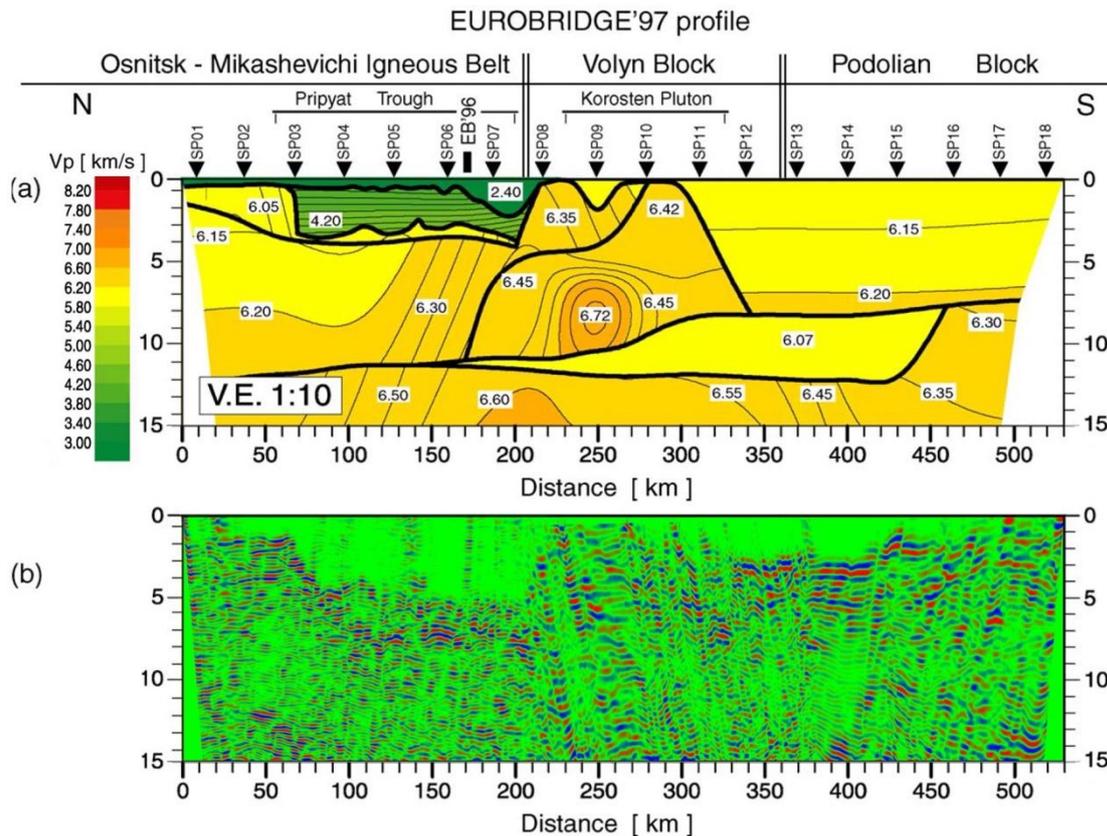


Рисунок 2. Результати кінематичної та динамічної обробки профілю EUROBRIDGE'97. (а) Швидкісна модель вздовж профіля до глибини 15 км [1]. (б) Результат використання кінцево-різницевої міграції поля відбитих/рефрагованих хвиль.

До хвильових полів, спостережених вздовж сейсмічного профілю EUROBRIDGE'97 було застосовано методику формування зображення кристалічного фундаменту з використанням кінцево-різницевої міграції поля відбитих/рефрагованих хвиль. Сформоване в результаті глибинне зображення будови фундаменту Українського щита наведено на рис. 2(б).

Висновки

Вперше було сформовано міграційне зображення глибинної будови кристалічного фундаменту Українського щита вздовж профілю EUROBRIDGE'97 з використанням кінцево-різницевої міграції відбитих/рефрагованих хвиль та виконано її інтерпретацію.

За результатами поєднання результатів кінематичної та динамічної обробки вздовж сейсмічного профілю EUROBRIDGE'97 було отримано більш повну інформацію про будову кристалічного фундаменту Українського щита.

Література

1. Thybo, H., Janik, T., Omelchenko, V.D., Grad, M., Garetzky, R.G., Belinsky, A.A., Karatayev, G.I., Zlotski, G., Knudsen, E., Sand, R., Yliniemi, J., Tiiro, T., Luosto, U., Komminaho, K., Giese, R., Guterch, A., Lund, C.E., Kharitonov, O.M., Ilchenko, T.V., Lysynchuk, D.V., Skobolev, V.M., Doody, J.J. Upper lithospheric seismic velocity structure across the Pripjat Trough and the Ukrainian Shield along the EUROBRIDGE'97 profile. // *Tectonophysics*, 2003. V. 371, № 1/4, P. 41—79. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(03\)00200-2](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(03)00200-2)
2. Ильченко Т. В. Результаты исследований методом ГСЗ вдоль трансекта Евробридж-97. // *Геофиз. журн.*, 2002. Т. 24, № 3. С. 36—50.
3. Верпаховская А.О. Методика изображения кристаллического фундамента по данным ГСЗ. // *Геофиз. журн.*, 2021. Т. 43, № 5, С. 127—149. <http://jnas.nbu.gov.ua/article/UJRN-0001307949>
4. Murovskaya, A., Verpakhovska, O., Hnylko, O., Chorna, O., & Yegorova, T. Transcarpathian Depression: Study of Low-Velocity Zones in the Earth's Crust Based on the Seismic Regional Profiles Data. // *Geofizicheskiy Zhurnal*, 2023. V. 45, № 2. P. 30—43. <https://doi.org/10.24028/gj.v45i2.278310>
5. Hole, J.A., 1992. Nonlinear high resolution three-dimensional seismic travel time tomography, *J. Geophys. Res.* 97, 6553-6562.
6. Zelt C.A., and Smith R.B., 1992. Seismic travelttime inversion for 2D crustal velocity structure, *Geophys. J. Int.* 108, 1, 16-34.
7. Červený V. & Pšencík I. SEIS83 - Numerical modelling of seismic wave fields in 2-D laterally varying layered structures by the ray method // in: *Documentation of Earthquake Algorithms* Engdal, E.R. (Ed.). – World Data Cent. A for Solid Earth Geophysics, Boulder, Colo. – 1984.– Rep. SE-35. – P.36-40
8. V. Starostenko, T. Janik, W. Czuba, P. Środa, A. Murovskaya, T. Yegorova, A. Verpakhovska, K. Kolomyets, D. Lysynchuk, D. Wójcik, V. Omelchenko, T. Amashukeli, O. Legostaeva, D. Gryn, S. Chulkov. The SHIELD'21 deep seismic experiment // *Geofizicheskiy Zhurnal*, 2023. V. 45, № 1. P. 3—10. <https://doi.org/10.24028/gj.v45i1.275126>
9. Verpakhovska, O., & Chorna, O. The correctness of the finite-difference problems of the time- and wave fields continuation for the migration image of the basement boundary. // *Geofizicheskiy Zhurnal*, 2023. V. 45, № 6. P. 36—49. <https://doi.org/10.24028/gj.v45i6.293306>

УДК 550.361;551.24

<https://doi.org/10.30836/gbhgd.2024.54>

ГЕОТЕРМІЧНІ УМОВИ ЛІТОСФЕРИ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА

Кутас Р. І.

Інститут геофізики ім. С.І. Субботіна НАНУ, м. Київ, Україна, kutasroman@gmail.com

GEOTHERMAL CONDITIONS OF THE LITHOSPHERE OF UKRAINIAN SHIELD

Kutas R. I.

²S. Subbotin Institute of Geophysics NAS of Ukraine, Kyiv, Ukraine, kutasroman@gmail.com

In the present paper the surface heat flow pattern, the distribution of the radiogenic heat sources, and the calculated temperatures within the crust of the Ukrainian Shield are discussed. In the Ukrainian Shield the heat flow varies from 25 to 55 mWm⁻². The heat flow decreases in areas of a thick crust composed of the Archean high-grade metamorphic rocks and increases in areas of a thin crust built of granitoids. It is concluded that the decrease of heat generation with depth is exponential; at the crustal bottom its value is less than 0.2 μWm⁻³. The calculated Moho temperatures range from 360° to 540 °C. The geothermal lithosphere thickness varies from 180 km to 230 km.

Вступ. Головним джерелом інформації про геотермічні умови літосфери є потік тепла, який надходить із надр Землі і може бути визначений в приповерхневому шарі земної кори за результатами вимірювання температури в свердловинах. На території України існує досить густа сітка свердловин, в яких проводились вимірювання геотермічних параметрів. Досліджені всі головні геотектонічні зони. За результатами цих досліджень виявлено значні неоднорідності теплового поля. Густина теплового потоку змінюється від 25-30 до 100-120 мВт/м². Розподіл теплових потоків узгоджується з геотектонічним районуванням і корелюється з головними етапами формування і розвитку земної кори. Мінімальними значеннями теплового потоку виділяються докембрійські структури, максимальною неоднорідністю — мезо-кайнозойські.

Об'єкт і методи дослідження. В роботі наведено результати аналізу геотермічних досліджень в глибоких свердловинах на території Українського щита (УЩ) з використанням геолого-геофізичних і геохімічних даних та матеріалів математичного моделювання умов теплообміну в надрах Землі.

Результати дослідження. Теплові потоки в межах УЩ змінюються від 25 до 55 мВт/м² (рис.). Переважають значення 35-45 мВт/м². Чітко вимальовується смуга низьких значень (25-35 мВт/м²), яка простягається у вигляді окремих аномалій через центральну частину УЩ. Її розділяє на західну і східну частини зона підвищених значень (42-50 мВт/м²) Інгульського мегаблоку. На північному заході аномалія низьких значень охоплює практично всю площу Волинського і Подільського мегаблоків, проходить через центральну частину Росинсько-Тікичського мегаблоку, розділяючи його на північно-східний і південно-західний субблоки. На сході цього мегаблоку аномалія розгалужується на дві гілки: одна, затухаючи, продовжується у межах Корсунь-Новомиргородського плутону, друга продовжується у Голованівській шовній зоні.

У східній частині УЩ виділяється декілька субмеридіональних смуг з низькими і підвищеними значеннями теплового потоку. Низькі значення характерні для західної частини Середньопридніпровського мегаблоку і західного Приазов'я, підвищені — для Оріхово-Павлоградської зони, тектонічного шва Донецьк-Брянськ, північної частини Приазовського масиву. Наведена загальна характеристика поля теплових потоків УЩ дозволяє зробити висновок про узгодженість розподілу теплових потоків з регіональним тектонічним районуванням. Спостерігається кореляція між густиною теплового потоку і товщиною земної кори. Зони з більш потужною корою характеризуються зниженням густини теплового потоку.

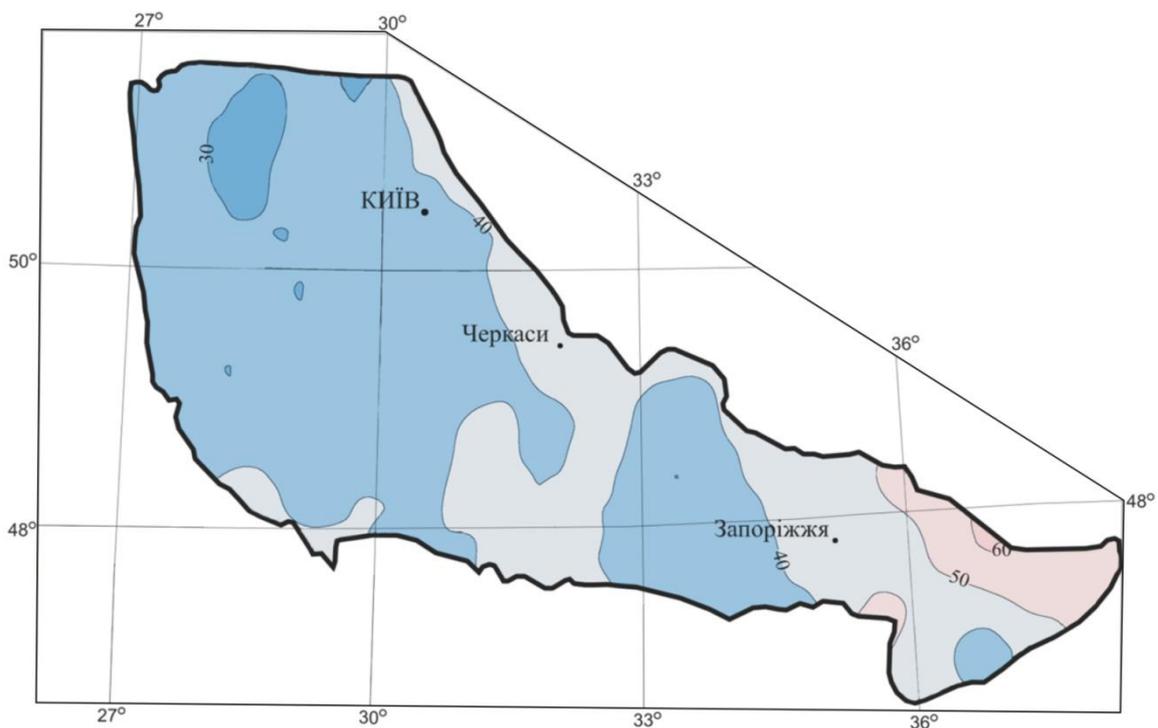


Рисунок – Схема розподілу теплового потоку Українського щита [3].

Головним джерелом теплової енергії в земній корі є розпад довгоживучих радіоактивних елементів (U, Th, K). На Українському щиті виконано великий об'єм геохімічних досліджень. На базі цих даних одержано узагальнюючі закономірності про розподіл радіоелементів і відповідно оцінено радіогенну теплогенерацію в гірських породах різного типу і генезису. В магматичних породах спостерігається багаторазове зменшення радіоактивних елементів від порід кислого складу до ультраосновного. В останніх генерація тепла не перевищує $0,1 \text{ мкВт/м}^3$. В основних породах вона складає $0,2-0,5 \text{ мкВт/м}^3$, в гранодіоритах, діоритах підвищується до $0,6-1,0 \text{ мкВт/м}^3$, а в гранітах — до $1,0-2,8 \text{ мкВт/м}^3$ і більше. Слаборадіоактивними є плагіограніти, високорадіоактивними — калієві граніти. В метаморфічних породах радіоактивність залежить від первинного складу порід і ступеня метаморфізму. Серед метаморфічних порід можна виділити породи слаборадіоактивні і з нормальною або підвищеною радіоактивністю. Першу групу утворюють

мафічні породи, другу — кислі. Понижена радіоактивність може бути первинною, якщо метаморфізуються породи з первинним низьким вмістом радіоактивних елементів, або вторинною, обумовленою високим ступенем (гранулітова фація) метаморфізму. Породи, що утворилися за рахунок ультраметаморфізму зберігають в розподілі радіоактивних елементів переважно закономірності субстрату. Більшу частину території УЩ складають структурно-формаційні комплекси двох рівнів радіогенного тепловиділення — підвищеного ($1,2-2,5$ мкВт/м³), який утворюють протерозойські гранітоїди, і низького ($0,2-1,4$ мкВт/м³), до якого належать метаморфізовані осадово-вулканогенні породи з великим вмістом основних ефузивів. Обмежені площі займають породи з надвисоким або низьким вмістом радіоактивних елементів. На базі цих даних можна зробити висновки про загальні закономірності в розподілі радіоактивних елементів в приповерхневому шарі і одночасно про суттєві варіації їх вмісту в одних і тих же комплексах в залежності від їх походження, умов утворення і залягання, геохімічних і гідрогеологічних обставин. Значну роль в перерозподілі радіоактивних елементів відіграють гіпергенні процеси, які призводять до їх накопичення в нижній частині кори вивітрювання та в масиві корінних порід безпосередньо під нею [1]. Особливо чутливі до зміни геохімічних умов уран і калій. Радіогенне тепловиділення в нижній частині приповерхневого шару часом в декілька разів може перевищувати його величину в масиві порід на більшій глибині.

Низькою генерацією радіогенного тепла ($0,1-0,5$ мкВт/м³) характеризуються архейські породи Середнього Придніпров'я і Побужжя. В високометаморфізованих породах Подільського мегаблоку, Гайворонського і Вінницького субблоків, Голованівської шовної зони генерація тепла не перевищує $0,4-0,7$ мкВт/м³. Приблизно стільки ж тепла виділяють породи консько-верховцівської, росинсько-тікичської серій, продукти гранітизації архейських комплексів Волинського, Росинсько-Тікичського мегаблоків. В амфіболітах, біотітових гнейсах, гранітоїдах генерація тепла збільшується до $0,7-1,6$ мкВт/м³, в гранітах рапаківі — до $1,9-2,5$ мкВт/м³. Наведені дані дозволяють зробити висновок, що на регіональному рівні між густиною теплового потоку і виділенням радіогенного тепла в приповерхневому шарі існує кореляційний зв'язок.

В окремих однорідних тектонічних блоках з подібними умовами розвитку (геохімічних провінціях) спостерігається лінійна залежність між густиною теплового потоку і радіогенною тепло генерацією в приповерхневому шарі, яку можна записати у такому виді:

$$q_0 = q_r + AD \quad , \quad (1)$$

де q_0 — густина теплового потоку в приповерхневому шарі земної кори, q_r — густина сумарного теплового потоку, що надходить з верхньої мантії і нижньої кори (редукований тепловий потік), A — радіогенна теплогенерація в приповерхневому активному шарі, D — параметр товщини (h) верхнього найбільш збагаченого радіоактивними елементами шару. Лінійне співвідношення (1) задовольняє як рівномірному розподілу джерел тепла в активному шарі земної кори, так і зменшенню їх концентрації з глибиною по

лінійному або експоненційному закону. При рівномірній концентрації джерел тепла параметр D дорівнює товщині (h) активного шару, при зменшенні тепловиділення по лінійному закону $D = 0,5 h$, а при експоненційному характеризує ступінь геохімічної диференціації активного шару з глибиною: $A_z = A_0 \exp(-h/D)$ (A_0 — генерація тепла на поверхні). З геохімічної точки зору саме експоненційний закон зменшення радіоактивності з глибиною є найбільш імовірним.

Експериментальні дані, що характеризують густину теплового потоку і радіогенну теплогенерацію на УЩ, чітко розділяються на дві групи. Одну групу утворюють дані, одержані в архейських і раньопротерозойських блоках, складених в різній степені метаморфізованими породами, другу — дані, одержані в межах масивів гранітоїдів.

Верхня частина земної кори УЩ за рахунок радіогенного тепла забезпечує 8-15 мВт/м² теплового потоку в архейських структурах і 12-25 мВт/м² в протерозойських. Цю різницю можна пояснити або ерозією, яка призвела до руйнування верхнього найбільш збагаченого радіоактивними елементами верхнього шару земної кори, або зміною умов розвитку літосфери на границі архею і протерозою, яка вплинула на її будову і склад. Останньому фактору слід віддати перевагу, враховуючи цілий ряд інших геологічних подій, які мали місце в цей же період [2, 3].

Аналіз одержаних залежностей дозволяє зробити деякі висновки: 1) спостерігається суттєва відмінність в розподілі радіоактивних елементів і теплових потоків в архейських і протерозойських блоках УЩ; 2) коливання теплового потоку на території УЩ від 30 до 50 мВт/м² зумовлене нерівномірним розподілом радіогенних джерел тепла у верхній частині земної кори; 3) мантійна складова теплового потоку на всій території УЩ, очевидно, змінюється дуже мало і дорівнює приблизно 22 ± 2 мВт/м²; 4) збільшення концентрації радіоактивних елементів в верхньому шарі земної кори супроводжується зменшенням товщини цього шару і земної кори в цілому. Навпаки, низький вміст радіоелементів в верхньому шарі компенсується за рахунок збільшення його товщини. Складається враження, що починаючи з архею розвиток літосфери йшов в напрямку її поступового розшарування при збереженні сумарної кількості радіогенних джерел тепла. В блоках середньої і пізньої протерозойської активізації земна кора більш чітко відділяється від верхньої мантії.

Побудова моделей розподілу радіогенних джерел тепла в земній корі повинна базуватися на комплексному аналізі різнобічної геолого-геофізичної і геохімічної інформації. В першу чергу, це експериментальні дані про вміст радіоактивних елементів в породах різних за складом, походженням, еволюцією і фізичними параметрами. Досить багатий геохімічний матеріал по УЩ дає можливість зробити деякі висновки про розподіл радіогенних джерел тепла і теплофізичні властивості гірських порід в різних шарах земної кори. Природно, що найбільш достовірними є дані про інтенсивність радіогенної теплогенерації в верхній частині гранітного шару. Вона змінюється від 1,6 до 0,7 мкВт/м³. З глибиною генерація тепла і діапазон її коливань зменшуються. В

діоритовому шарі (в складі якого імовірно переважають діорити, андезити, амфіболіти, чарнокіти, ендербіти, кристалічні сланці) генерація тепла зменшується до $0,8-0,4$ мВт/м³. В базальтовому шарі, складеному основними і, можливо, частково ультраосновними породами (базальти, габбро, норіти, основні грануліти, піроксенові гнейси, еклогіти, піроксеніти) генерація тепла складає $0,4-0,1$ мВт/м³. В кожному конкретному регіоні неоднозначність у виборі моделі розподілу джерел тепла може бути суттєво зменшена при наявності експериментальних даних і залежності між густиною теплового потоку і кількістю виділеного радіогенного тепла. Зменшити неоднозначність у виборі моделі розподілу радіогенних джерел тепла допомагають кореляційні залежності між вмістом радіогенних джерел тепла і фізичними параметрами порід, зокрема швидкостями розповсюдження сейсмічних хвиль і густиною [3, 4]. Із збільшенням швидкості і густини генерація тепла зменшується по експоненційному закону.

В межах докембрійської платформи і УЩ сучасний розподіл теплових потоків в літосфері визначається інтенсивністю радіогенних джерел тепла, перерозподіл яких відбувся на етапі формування земної кори.

З густиною теплового потоку узгоджується розподіл температур в земній корі і верхній мантії. В основі земної кори температури змінюються від 360 °С до 540 °С, поверхня астеносфери виділяється на глибинах $180-230$ км.

Висновки. Геотермічні умови континентальної літосфери характеризуються значною неоднорідністю. Високими значеннями теплового потоку (90 ± 30 мВт/м²) виділяються молоді мезокайнозойські структури, низькими (40 ± 15 мВт/м²) — докембрійські.

В межах УЩ мінімальні (34 ± 7 мВт/м²) теплові потоки зареєстровані в архейських блоках, підвищені (44 ± 8 мВт/м²) — в протерозойських. Радіогенний потік земної кори складає $8-15$ мВт/м² в архейських блоках і $12-25$ мВт/м² в протерозойських. Різниця в генерації тепла може бути обумовлена ерозією архейських блоків, або зміною геодинамічного режиму в протерозої, зокрема розвитком субдукційних процесів і надсубдукційного магматизму.

За геотермічними даними товщина літосфери під архейськими блоками складає $200-220$ км, під протерозойськими — $200-230$ км.

Література

1. Герасимов Ю.Г. Радиогеохимическая специализация тектонических блоков Украинского щита // Проблема геологического строения, петрологии и металлогении кристаллического фундамента Белоруссии и смежных регионов. Минск: Наука и техника. 1978. С. 103—109.
2. Taylor S.R., McLennan S.M. 1988. The continental crust: its composition and evolution. Canberra, Australia. Blackwell Scientific Publications. 384 p.
3. Kutas R.I. Heat flow, radiogenic heat and crustal thickness in southwest USSR // Tectonophysics. 1984. Т.103. Р. 167—174.
4. Rybach L., Buntebrath G. 1982. Relationship between the petrophysical properties, density, seismic velocity heat generation and mineralogical constitution // Earth Planet. Sci., Lett. Т.57. Р. 367—376.

УДК 553.98+550.830+550.838

<https://doi.org/10.30836/gbhgd.2024.55>

ВІДОБРАЖЕННЯ ЗОНИ ТЕЙССЕЙРЕ-ТОРНКВІСТА В ГРАВИМАГНІТНИХ ПОЛЯХ НА ТЕРИТОРІЇ УКРАЇНИ

Максимчук В. Ю., Анікеєв С. Г., Кудеравець Р. С.

Карпатське відділення Інституту геофізики ім. С. І. Субботіна НАН України, Львів,
valmaksymchuk@gmail.com, anikeyevsergiy@gmail.com, romankuderavets@gmail.com

DISPLAY OF THE TEISSEYRE TORNQVIST ZONE IN THE GRAVITY AND MAGNETIC FIELDS ON THE TERRITORY OF UKRAINE

Maksymchuk V. Yu., Anikeyev S. G., Kuderavets R. S.

Carpathian Branch of S. Subbotin Institute of Geophysics NAS of Ukraine, Kyiv,
valmaksymchuk@gmail.com, anikeyevsergiy@gmail.com, romankuderavets@gmail.com

The issue of tracing the Teisseire-Tornquist zone in the territory of western Ukraine was considered based on the analysis of the structure of gravity and magnetic fields. It is shown that the extension of the Teisseire-Tornquist zone is reflected in the characteristic behavior of the transition band of gravity and magnetic anomalies. On this basis, the contours of the zone from the border with Poland to the border with Romania were predicted, and it was concluded that the Teisseire-Tornquist zone is connected with a strip of regional longitudinal faults of the southwestern edge of the East European platform.

Вступ. Зона Тейссейре-Торнквіста (ТТЗ), як система поздовжніх розломів, що простягається від Балтійського до Чорного моря через територію Польщі, України, Румунії, вважається межею між товстою докембрійською Східно-Європейською платформою (СЄП) та тонкою палеозойською Західно-Європейською платформою (ЗЄП) [1, 2, 3, 4, 5, 6 та ін.].

Південно-західний край СЄП на території Польщі добре ідентифікований за даними сейсмічних досліджень земної кори, за аналізом розподілу аномалій гравітаційного і магнітного полів, теплового потоку, електромагнітних досліджень. Однак багато питань стосовно глибинної будови, простягання та геометрії ТТЗ залишаються дискусійними, особливо у межах України.

Метою роботи є прогнозування ТТЗ на території України за аналізом морфології аномальних гравітаційного і магнітного полів та їхніх трансформант.

Об'єкти і методи дослідження. У межах південно-східної частини Польщі за результатами сейсмічних досліджень (1965-1982 рр.) зони контакту СЄП і ЗЄП виділяється ТТЗ, шириною 50-100 км із заглибленням Мохо (до 40-60 км), яка із північного сходу та південного заходу обмежена глибинними розломами [1]. За новітніми дослідженнями ТТЗ пов'язана з субвертикальними розломами, що відокремлюють типову потовщену (до 50 км) кору СЄП від терейнів з потоншеною (40 км і менше) корою (за даними проекту CELEBRATION-2000 та POLCRUST-01, [5, 6]).

Сутури та різновікові терейни, прилеглі до ТТЗ з південного заходу, об'єднують у перехідну зону під назвою «Трансєвропейська сутурна (шовна) зона» (ТЄСЗ) [7, 4, 8, 9 та ін.] (рис. 1). Водночас, виходячи з дискусійних

поглядів на вік і структуру тектонічних одиниць цієї перехідної зони ряд дослідників уникають такого визначення (наприклад, [5, 6]).

У межах Польщі простягання ТТЗ пов'язують із характерною зміною морфології гравімагнітних полів [7, 4 та ін.]. У південно-східній частині Польщі зона приурочена до Люблінської гравімагнітної аномалії, яка зумовлена ущільненими породами з підвищеною намагніченістю кори [3 та ін.]. Гравітаційний ефект цих порід ефективно маскує від'ємну гравітаційну аномалію Люблінського грабену, заповненого товщею (6-8 км) палеозойських утворень. Тут південно-західна межа ТТЗ пов'язана з градієнтною зоною додатної регіональної магнітної аномалії. Характерні гравімагнітні аномалії уздовж межі СЄП простежуються і на території України [10]. Аномалії по простягання зони Тейссейре-Торнквіста будуть розглянуті пізніше.

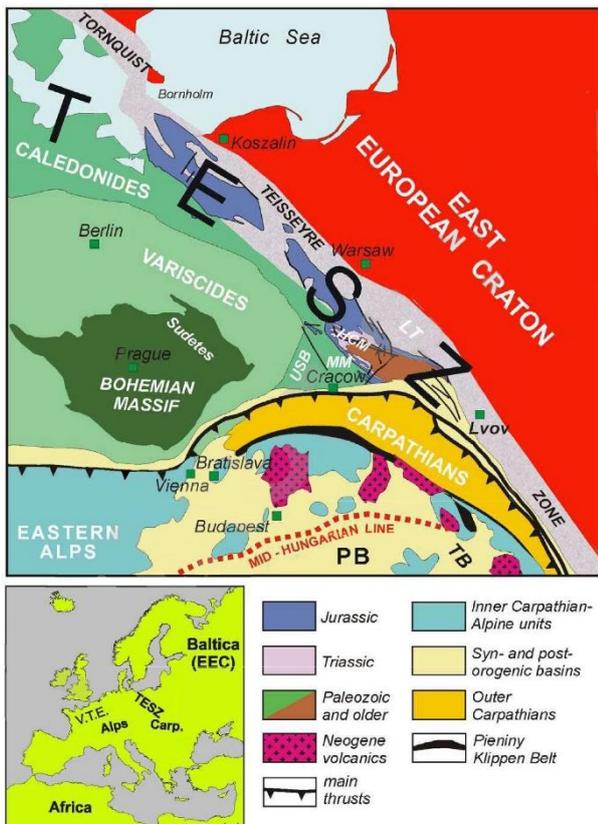


Рисунок 1 – Зона Тейссейре-Торнквіста та Трансевропейська сутурна зона на геолого-тектонічній основі: північний схід – докембрійська земна кора, південний захід – молодша палеозойська та фронт Карпатської споруди на півдні [11].

PB – Паннонський басейн,
TB – Трансільванський басейн,
HCM – Гори Святого Хреста,
MM – Малопольський масив,
USB – Верхньосілезький басейн,
LT – Люблінський прогин.

У тектонічному плані на північному заході території України положення ТТЗ пов'язано з Львівським прогином, який ймовірно є продовженням Польського жолобу.

Далі, приблизно з широти м. Івано-Франківськ у південно-східному напрямку ТТЗ простягається у межах Передкарпатського прогину з деяким наближенням до Передкарпатського глибинного розлому (відповідно до схеми [12]) та продовжується на територію Румунії вздовж Румунського жолобу [13].

Для дослідження простягання ТТЗ на території західної України нами були проаналізовані особливості морфології аномалій гравімагнітних полів та їхніх трансформант (локальні аномалії отримані за допомогою осереднення полів з радіусом 20 км) у співвідношенні з розломною тектонікою регіону.

Результати та їх обговорення. На території заходу України у магнітному полі [14] чітко виділяється вузька смуга крупних додатних аномалій (рис. 2), яка має продовження на південний схід вздовж краю СЄП з території Польщі (Люблінська аномалія) та з якою пов'язують ТТЗ. Ближче до кордону з Румунією смуга магнітних аномалій зміщується на південний захід та тягнеться

вздовж зони Передкарпатського розлому. Напрямок щільно розташованих основних поздовжніх глибинних розломів повторює конфігурацію смуги, а з північного сходу та південного заходу практично обмежується Mostівсько-Чернівецьким та Рава-Русько-Давиденівським розломами відповідно (рис. 2). Ширина цієї смуги зменшується від 60 км (північний захід, центральна частина) до 40 км і менше на кордоні з Румунією.

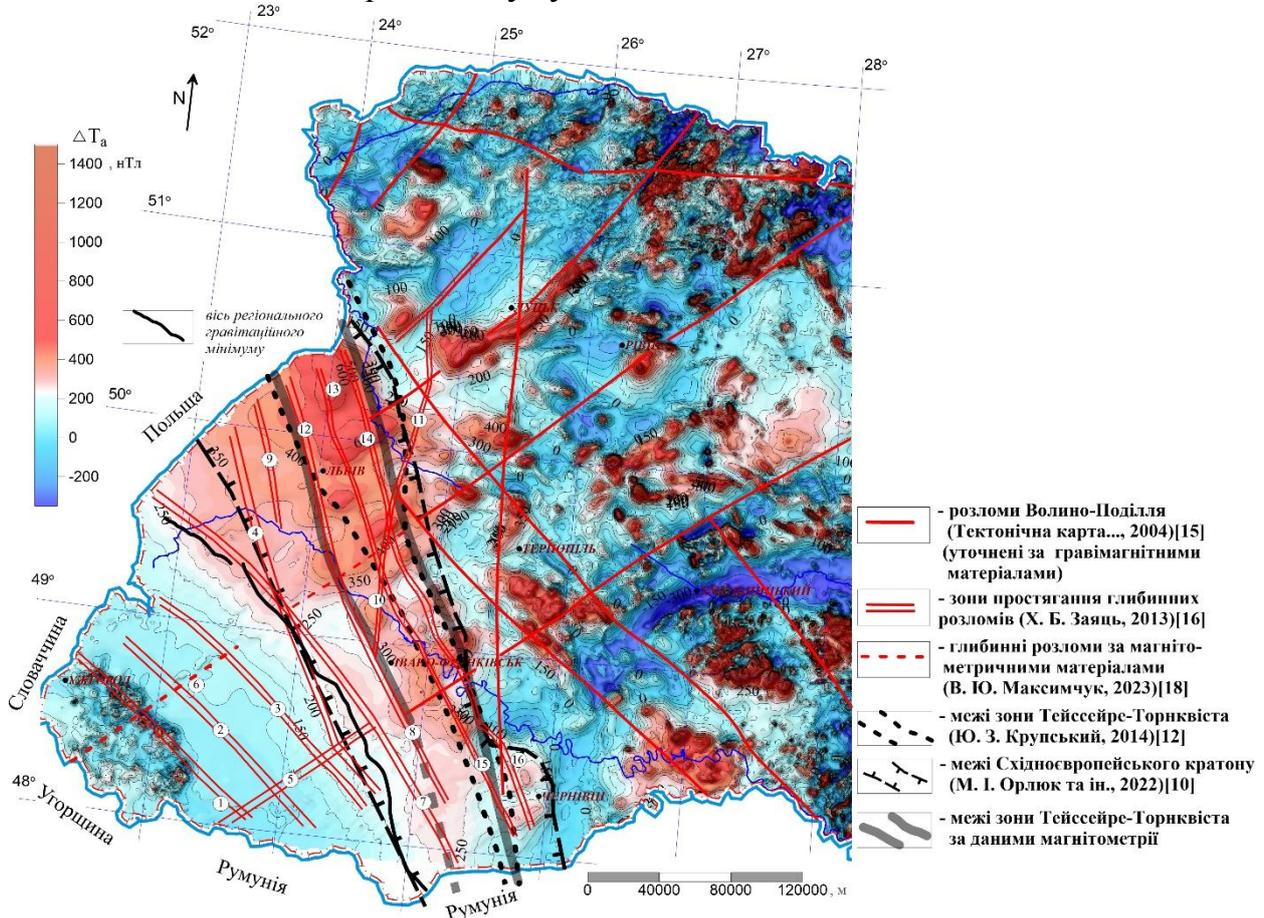


Рисунок 2 – ТТЗ та елементи розломної тектоніки на карті аномального магнітного поля. Зони глибинних розломів: 1 – Закарпатського; 2 – Чорноголовського; 3 – Ужоцького; 4 – Краковецько-Верховинського; 5 – Тячево-Надвірнянського [16]; 6 – Мукачівського [17] з продовженням за аномаліями магнітного поля [18]; 7 – Передкарпатського; 8 – Давиденівського; 9 – Судово-Вишнянського; 10 – Рогатинського; 11 – Радехівського; 12 – Рава-Руського; 13 – Нестерівського; 14 – Mostівського; 15 – Сторожинецького; 16 – Чернівецького [16].

В гравітаційному полі [19] крупні інтенсивні аномалії, характерні для схилу СЄП, у межах ТТЗ відсутні. В той же час на карті локальних аномалій (рис. 3) упевнено виділяється смуга слабоінтенсивного поля, яка оконтурює з південного заходу платформу. Ця смуга з південного заходу обмежується зоною Рава-Руського і Давиденівського розломів та вузькою лінійною смугою від'ємних аномалій; а з північного сходу – зоною Mostівського і Чернівецького розломів та помітно відрізняється за характером від поля СЄП. Напрямок простягання та межі смуги гравітаційних аномалій узгоджується із аналогічною смугою магнітних аномалій (рис. 2, 3).

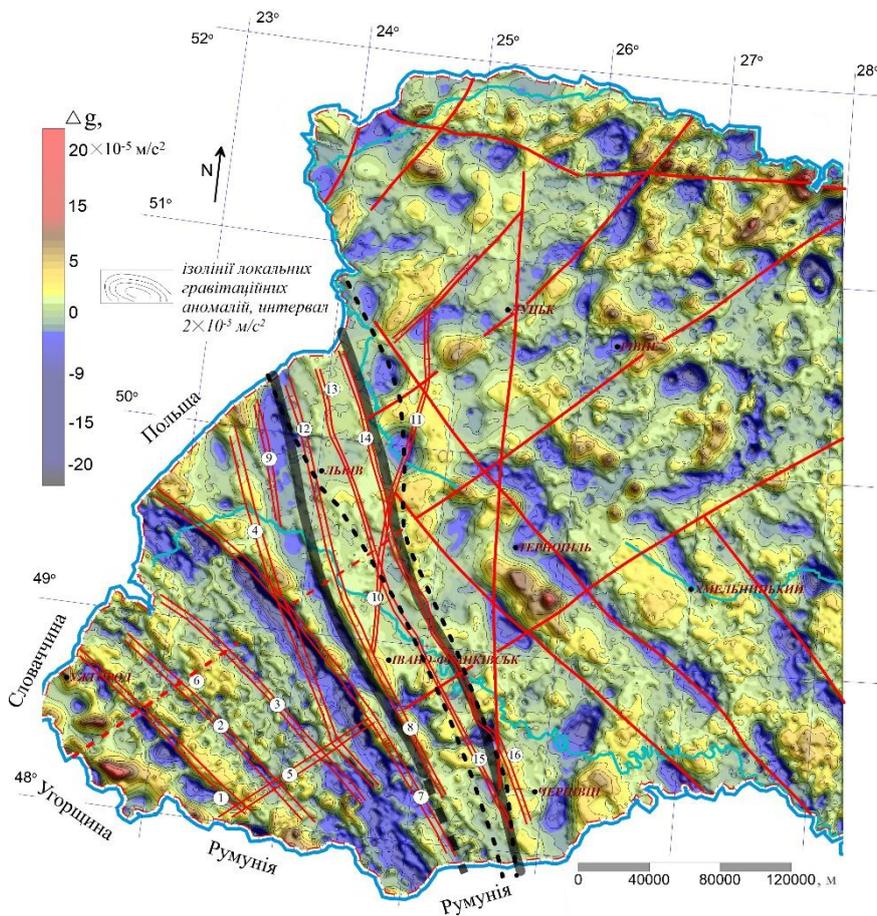


Рисунок 3 – ТТЗ та елементи розломної тектоніки на карті гравітаційних локальних аномалій (радіус осереднення 20 км). Умовні позначення на рис. 2.

Висновки. За результатами аналізу морфології гравімагнітних полів південно-західного закінчення Східно-Європейської платформи та Передкарпатського прогину виділено смугу з характерною структурою аномалій гравітаційного та магнітного полів, яка тягнеться від кордону з Польщею до кордону з Румунією та є продовженням на території України так званої зони Тейссейре-Торнквіста. Зона охоплює смугу регіональних розломів південно-східного простягання вздовж південно-західного схилу Східно-Європейської платформи та обмежується Мостівським і Чернівецьким розломами з північного сходу і Рава-Руським і Давиденським розломами з південного заходу. Подальші дослідження зони Тейссейре-Торнквіста потребують залучення широкого комплексу сучасних геолого-геофізичних методів.

Література

1. Guterch A., Grad M., Materzok R., Perchuc E. Deep structure of the Earth's crust in the contact zone of the Palaeozoic and Precambrian platforms in Poland (Tornquist-Teisseyre Zone). In: D. A. Galson and St. Mueller (Editors). The European Geotraverse. Part 2 // Tectonophysics, 1986. 128, 251-279.
2. Alasonati Tašárová Z., Bielik M., Götze H.-J. Stripped image of the gravity field of the Carpathian-Pannonian region based on the combined interpretation of the CELEBRATION 2000 data // Geologica Carpathica, 2008. 3(59). 199-209.

3. *Grabowska T., Bojdys G.* The border of the East-European Craton in South-Eastern Poland based on gravity and magnetic data // *Terra Nova*, 2001. 13, 92-98. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3121.2001.00321.x>.
4. *Grabowska, T.; Bojdys, G.; Bielik, M.; Csicsay, K.* Density and magnetic models of the lithosphere along CELEBRATION 2000 profile CEL01. *Acta Geophysica*, 2011. 59, 526-560. <https://doi.org/10.2478/s11600-011-0007-3>.
5. *Narkiewicz M., Maksym A., Malinowski M., Grad M., Guterch A., Petecki Z., Probulski J., Janik T., Majdański M., Środa P., Czuba W., Gaczyński E., Jankowski L.* Transcurrent nature of the Teisseyre Tornquist Zone in Central Europe: results of the POLCRUST-01 deep reflection seismic profile // *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)*, 2015. 104, 775–796. <https://doi.org/10.1007/s00531-014-1116-4>.
6. *Narkiewicz M.; Petecki Z.* Basement structure of the Paleozoic Platform in Poland // *Geological Quarterly*, 2017. 61(2), 502-520. <https://doi.org/10.7306/gq.1356>.
7. *Grad M.* Teisseyre-Tornquist Line – Evolution of the view on the edge of the East European Craton // *Prz. Geof. LXIV*, 2019. 167–183. (In Polish). <https://doi.org/10.32045/PG-2019-005>.
8. *Janik T., Grad M., Guterch A., Vozár J., Bielik M., Vozárova A., Hegedüs E., Kovács C. A., Kovács I., Keller G. R., CELEBRATION 2000 Working Group.* Crustal structure of the Western Carpathians and Pannonian Basin: Seismic models from CELEBRATION 2000 data and geological implications // *Journal of Geodynamics*, 2011. 52(2), 97-113. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jog.2010.12.002>.
9. *Janutyte I., Majdanski M., Voss P. H., Kozlovskaya E. and PASSEQ Working Group.* Upper mantle structure around the Trans-European Suture Zone obtained by teleseismic tomography // *Solid Earth*, 2015. 6, 73–91. <https://doi.org/10.5194/se-6-73-2015>.
10. *Орлюк М. І., Бакаржієва М. І., Марченко А. В.* Магнітна характеристика і тектонічна будова земної кори Карпатської нафтогазоносною області як складова частина комплексних критеріїв вуглеводнів // *Геофізичний журнал*, 2022. 44(5). 77–105. <https://doi.org/10.24028/gj.v44i5.272328>.
11. *Majdański M.* The Structure of the Crust in TESZ Area by Kriging Interpolation // *Acta Geophysica*, 2012. 60(1), 59-75. <https://doi.org/10.2478/s11600-011-0058-5>.
12. *Крупський Ю. З., Вислоцька О. І.* Дослідження простягання зони Тейссере-Торнквіста (ТТЗ) на території західної України // *Геодинаміка*, 2014. 1(16). С. 34–42. <https://doi.org/10.23939/jgd2014.01.034>.
13. *Ioane D., Pantia A. I., Stanciu I.* The Trans-European Suture Zone in Romania // *Geoscience 2019 Extend. Abstr. volume*, Bucharest. 2019. <https://appliedgeophysics.ro/geoscience-symposium-2019>.
14. Карта аномального магнітного поля України. Масштаб 1:200000. *Нечаєва Т. С., Гаркавко В. М., Шимків Л. М., Єнтін В. А.* // ПДРГП Північгеологія, Київ, 2002.
15. Тектонічна карта України. М 1:1000000. *Гол. ред. Д. С. Гурський, С. С. Круглов* // Державна геологічна служба України, Київ, 2004.
16. *Заяць Х. Б.* Глибинна будова надр Західного регіону України на основі сейсмічних досліджень і напрямки пошукових робіт на нафту та газ// ЛВ УкрДГРІ, Львів. 2013. 136 с.
17. Тектоническая карта Украинских Карпат. М 1:200000. *Буров В. С., Вишняков И. Б. Ред. В. В. Глушко, С. С. Круглов* // УкрНИГРИ, Київ, 1986.
18. *Максимчук В. Ю., Анікеев С. Г., Мончак Л. С., Кудеравець Р. С., Пиріжок Н. Б.* Структурно-тектонічні особливості Закарпатського прогину за даними гравімагнітометрії // *Геофиз. журн*, 2023. 6(45), 102-126. <https://doi.org/10.24028/gj.v45i6.293310>.
19. Схема гравітаційного поля України. Масштаб 1:200000. *Нечаєва Т. С., Шимків Л. М., Єнтін В. А.* // ПДРГП Північгеологія, Київ, 2002.

УДК: 551.24 (477)

<https://doi.org/10.30836/gbhgd.2024.56>

**ПРОТЕРОЗОЙСЬКІ ЕТАПИ ДЕФОРМАЦІЇ ЗАХІДНОЇ ЧАСТИНИ
УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА: РОЗЛОМОУТВОРЕННЯ, МАГМАТИЗМ ТА
ГУСТИННА НЕОДНОРІДНІСТЬ ЗЕМНОЇ КОРИ**

Мичак С.В., Усенко О.В., Макаренко І.Б., Савченко О.С.

Інститут геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України, Київ

sergiimychak@gmail.com, usenko_ol@ukr.net, irina.b.makarenko@gmail.com, xela2004@ukr.net

**PROTEROZOIC DEFORMATION STAGES OF THE UKRAINIAN SHIELD
WESTERN PART: FAULT FORMATION, MAGMATISM AND EARTH'S
CRUST DENSITY HETEROGENEITY**

Mychak S.V., Usenko O.V., Makarenko I.B., Savchenko O.S.

S. Subbotin Institute of Geophysics NAS of Ukraine, Kyiv

sergiimychak@gmail.com, usenko_ol@ukr.net, irina.b.makarenko@gmail.com, xela2004@ukr.net

To clarify the chronological and spatial relationship between tectonic and magmatic activity in the Paleo- and Mesoproterozoic of the western part of the Ukrainian shield, the results of tectonophysical studies of the Sushchany-Perga, Zvizdal-Zalissyа, Brusyliv fault zones and the Novohrad-Volynsk granitoid massif and the Korosten pluton are presented. Stages of tectonic-magmatic activity during which changes in the stress-strain state in space took place and magmatic complexes were formed are highlighted. According to the results of 3D gravity modeling, it was established that structural inhomogeneities are subject to two main systems of northeast and sublatitudinal faults.

Сучасна структура Українського щита (УЩ) утворилась на границі палео- та мезапротерозою, при колізії трьох мікроконтинентів Фенноскандії, Сарматії та Волго-Уралії в результаті якої утворився континент Балтика в контурах якого згодом сформувалася Східноєвропейська платформа. В цей період внутрішні райони платформи зазнали різного ступеня інтенсивного розломоутворення та магматизму. Як результат земна кора УЩ розвивалася шляхом стійких зсувів і деформацій упродовж кількох тектонічних фаз, що призвело до великомасштабних інтрузивних процесів (рис. 1) [1 2, 3, 4, 5, 6, 7].

Тектонофізичні дослідження структурно-текстурних елементів та тріщинуватості гірських порід розломних зон та інтрузивних масивів західної частини УЩ дозволили авторам відтворити хронологічний та просторовий зв'язок між тектонічними та магматичними процесами для періоду 2,05–1,73 млрд років.

У хронологічній послідовності виділені наступні етапи деформацій:

1. Під час умансько-новоград-волинського передколізійного періоду (2,05-2,0 млрд років) відбувається масштабне гранітоутворення в межах всього УЩ. У Волинському мегаблочі (ВМБ) етап супроводжувався утворенням численних масивів гранітів житомирського комплексу [1, 10, 11], до якого відносяться і середньо-рівномірнотзернисті біотитові граніти Новоград-Волинського масиву. За даними тектонофізичних досліджень встановлено, що масив формувався в єдиному регіональному полі тектонічних напружень $\sigma_1 - 301/0^\circ$, $\sigma_3 - 63/0^\circ$. Деформаційний режим – правий зсуво-розтяг.

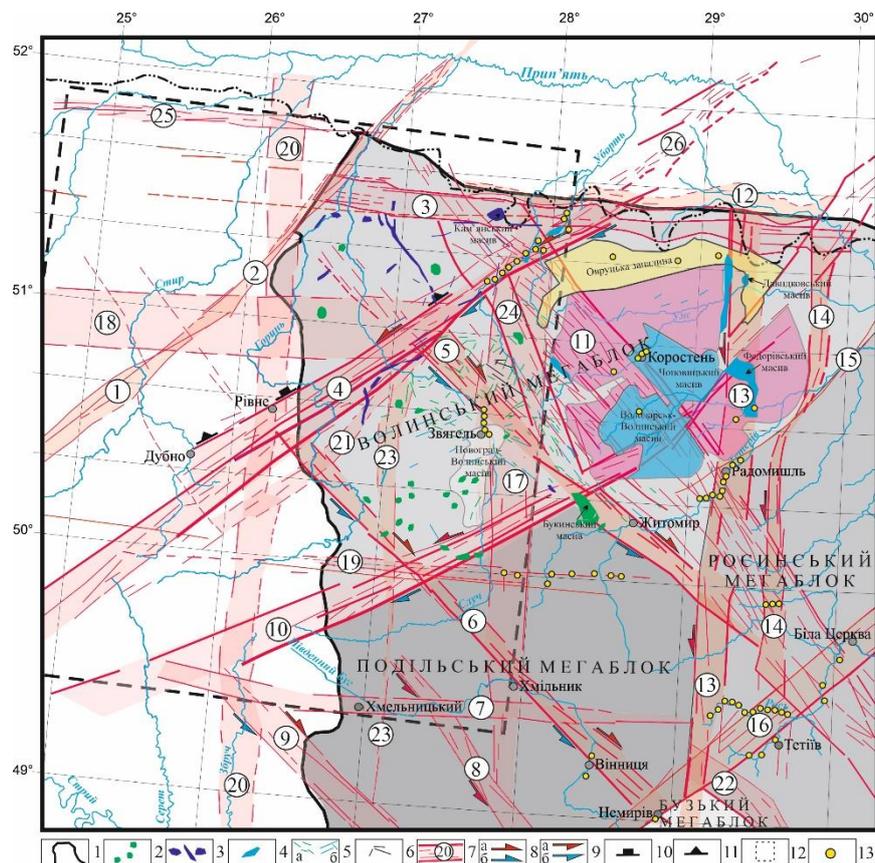


Рис. 1. Тектонічна схема основних структурних одиниць західної частини Українського щита (модифікована за [8] та результатами тектонофізичних досліджень [6, 7]. 1 – контур Українського щита; інтрузивні масиви та дайки за [1, 9]: 2 – осницького та букинського комплексів (немирівська фаза); 3 – прутівського комплексу (субботсько-мошоринська та коростенська фази); 4 – основні породи анортозит-мангеріт-чарнокіт-гранітного комплексу (субботсько-мошоринська та коростенська фази); дайки за [9]: 5 – немирівської фази (а), субботсько-мошоринської та коростенської фаз (б); 6 – городницького комплексу; 7 – зони розломів та їх номери; кінематичні знаки (а – під час закладання, б - під час головної фази активізації); 8 – правий зсув; 9 – лівий зсув; 10 – скид (під час головної фази активізації); 11 – підкид (під час головної фази активізації); 12 – площа досліджень методом 3D густинного моделювання; 13 – точки тектонофізичних досліджень.

Зони розломів: 1 – Луцька, 2 – Горинська, 3 – Поліська, 4 – Сущано-Пержанська, 5 – Сарненсько-Варварівська, 6 – Хмельницька, 7 – Хмельницька, 8 – Летичівська, 9 – Подільська, 10 – Тетерівська, 11 – Центральна, 12 – Південно-Прибортова, 13 – Звіздаль-Заліська, 14 – Брусилівська, 15 – Чорнобильська, 16 – Немирівська, 17 – Білокоровицька, 18 – Володарськ-Волинська, 19 – Андрушівська, 20 – Рівненська, 21 – Острозька, 22 – Дашківська, 23 – Шепетівська, 24 – Ємельчинська, 25 – Північноратківська, 26 – Малинсько-Симонічевська.

2. Впродовж немирівського етапу розломоутворення (1,99 млрд років, $\sigma_1 - 03/0^\circ$, $\sigma_3 - 273/0^\circ$) виникли лівозсувні Немирівська, Тетерівська, Сущано-Пержанська, Чорнобильська зони розломів північно-східного простягання та правозсувні Сарненсько-Варварівська, Хмельницька та Подільська південно-західного. Сущано-Пержанська зона обмежує розташування Осницько-Мікашевицького вулканоплутонічного поясу віком 2,0-1,97 млрд років, складеного вулканічними породами клесівської серії (від габро до монзонітів та гранітів) та їх інтрузивними аналогами осницького комплексу [3]. В цей час в

межах ВМБ виникають інтрузивні масиви букинського комплексу, які мають багато спільних рис з осницьким, що може свідчити про єдине джерело розплавів. Магматичним породам цього етапу притаманна асоціація мафіт-ультрамафітових порід мантійного походження з коровими утвореннями середнього та кислого складу [12]. Вздовж Сарненсько-Варварівської та Ємільчинської розломних зон в цей час формуються дайкові рої долеритів діабаз-лампрофірової формації, які також відносяться до осницького комплексу [3, 9].

3-4. У період 1,85-1,73 млрд років тому відбуваються два наступні етапи: суботсько-мошоринський ($\sigma_1 - 315/0^\circ$, $\sigma_3 - 45/0^\circ$) з яким пов'язано формування Звіздаль-Заліської та Брусилівської зон розломів та Коростенський етап ($\sigma_1 - 333/0^\circ$, $\sigma_3 - 63/0^\circ$). З останнім пов'язано формування Коростенського плутону (КП) та численних дайок високотитанових ільменітових долеритів анортозит-мангерит-чарнокіт-гранітного комплексу, які розповсюджені як на самому плутоні, так і далеко за його межами. Вони були сформовані впродовж двох етапів розломоутворення, які співпадають з двома етапами магматичної активності 1,81-1,77 та 1,76-1,58 млрд років тому [4, 12].

В цей період утворилися масиви лужних порід КП — Давидковський, складений рудними габроїдами з ільменітом, титаномагнетитом, апатитом та численні сублужні дайки, а також граніти північної частини КП, Бондарського кар'єру та ранішні анортозити Федорівського масиву.

Переважна частина порід КП (верліти, габро та анортозити Володарськ-Волинського та Чоповичського масивів, більша частина гранітів, в тому числі гранітів-рапаківі) виникає під час другої – коростенської фази (1,76-1,58 млрд років). В цей час кристалізуються тіла габроїдів, що містять ільменіт-апатитові родовища, наприклад, Федорівський інтрузив у Володарськ-Волинському масиві.

Впродовж обох етапів розломоутворення також утворюються дайки толейтових долеритів та розшарованих масивів перидотитів прутівського комплексу спеціалізовані на Ni, Cu [1, 5]. Вони поширені переважно в північній та північно-західній частині ВМБ.

За гравіметричними даними [13] Суцано-Пержанська зона розломів проявляється по всьому розрізу земної кори. Для неї притаманне збільшення густини з глибиною до 20 км, де її значення зменшуються, а на поділі Мохо змінюються від 3,07 до 3,17 г/см³. Значення густини в Тетерівській зоні розломів збільшуються з південного заходу на північний схід до глибини 20 км. На поділі Мохо спостерігаються дві області підвищених значень в перетині Тетерівської зони розломів з Хмільникською (3,06-3,12 г/см³) та з Білокоровицькою (3,10-3,20 г/см³) зонами розломів. Частини Сарненсько-Варварівської та Хмільникської зон між Суцано-Пержанською і Тетерівською зонами розломів, характеризуються збільшеними значеннями густини на поділі Мохо – 3,14 і 3,20 г/см³ відповідно.

Після суботсько-мошоринського етапу розломоутворення в межах УЩ не спостерігалось потужних деформаційних процесів, які змогли б змінити орієнтацію зон розломів. За гравіметричними даними для порід Поліської

широкої зони розломів характерне значне розуцільнення в районі Коростенського плутону та ущільнення в західному напрямку від нього. У низах земної кори присутня коромантійна суміш, покрівля якої фіксується на глибині 32-38 км. Володимир-Волинська зона розломів простежується незначною частиною в межах УЩ, характеризується ущільненням від 15 км до поділу Мохо та присутністю коромантійної суміші 7 до 18 км по всьому розрізу земної кори.

Висновки. Тектонофізичні дослідження структурно-текстурних елементів та тріщинуватості гірських порід розломних зон та інтрузивних масивів західної частини УЩ дозволили авторам відтворити хронологічний та просторовий зв'язок між тектонічними та магматичними процесами для періоду 2,05–1,73 млрд років тому.

За тектонофізичними даними встановлено чотири фази деформацій, що супроводжувались магматичною активністю.

Структурно густинні неоднорідності підкорюються двом основним системам розломів: північно-східній і субширокій. Перша, яка представлена Тетерівською і Суцано-Пержанською зонами розломів, є проявом впливу зони зчленування Сарматії і Фенноскандії, друга, яка представлена Поліською та Володимир-Волинською зонами розломів - наскрізною широтною зоною розломів Прип'ятського прогину (Пріп'ятсько-Брестська зона розломів).

Література

1. Щербак Н.П., Артеменко Г.В., Лесная И.М., Пономаренко А.Н., Шумлянський Л.В. Геохронологія раннього докембрія українського щита. Протерозой. Київ: Наук. думка, 2008. 240 с.
2. Bogdanova, S., Gintov, O.B., Kurlovich, D.M., Lubnina, N.V., Nilsson, M., Orlyuk, M.I., Pashkevich, I.K., Shumlyansky, L.V., & Starostenko, V.I. Late Palaeoproterozoic mafic dyking in the Ukrainian Shield of Vol-go-Sarmatia caused by rotation during the assembly of supercontinent Columbia (Nuna). *Lithos*, 2013. 174, 196—216. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.11.002>
3. Shumlyansky L.V. Geochemistry of the Osnitsk–Mikashevichy Volcanoplutonic Complex of the Ukrainian Shield. *Geochemistry International*, 2014, Vol. 52, No. 11, pp. 912–924.
4. Shumlyansky L., Hawkesworth C., Billstrom K., Bogdanova S., Mytrokhyn O., Romer R., Dhuime B., Claesson S., Ernst R., Whitehouse M., Bilan O. The origin of the Palaeoproterozoic AMCG complexes in the Ukrainian shield: New U-Pb ages and Hf isotopes in zircon. *Precambrian Research*, 2017. 292, 216—239. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.02.009>
5. Shumlyansky L., Ernst R.E., Albekov A., Soderlund U., Wilde S.A., Bekker A. The early Statherian (ca. 1800–1750 Ma) Prutivka-Novogol large igneous province of Sarmatia: Geochronology and implication for the Nuna/Columbia supercontinent *Precambrian Research*. 2021. 358. 106185 <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2021.106185>
6. Муровська Г., Стовба С., Верпахівська О., Гнилко О., Орлюк М., Мичак С. Структура та геодинаміки літосфери нафтогазоносних і рудних регіонів України за новітніми геолого-геофізичними даними. – К.: Наукова думка, 2024. – 245 с. <https://doi.org/10.15407/978-966-00-1912-6>
7. Mychak S.V., Bakarzhieva M.I., Usenko O.V., Marchenko A.V. The Volyn Domain of the Ukrainian Shield (East European Craton): multiple stress changes during the Palaeoproterozoic tectonic evolution. 17th International Conference Monitoring of Geological Processes and Ecological Condition of the Environment, Nov 2023, Kyiv, Ukraine Volume 2023, p.1 – 5. <https://doi.org/10.3997/2214-4609.2023520099>

8. Крылов И.А. Карта разрывных нарушений и основных зон линеаментов юго-запада СССР (с использованием материалов космической съемки). Масштаб 1:1000 000. Москва: ГУГК, 1988. 4 л.

9. Костенко М.М. Металогенічні особливості та перспективи рудоносності базитових дайкових комплексів Волинського мегаблока Українського щита. Збірник наукових праць УкрДГРІ. 2019. № 3–4. с. 9-23.

10. Шумлянський Л.В., Степанюк Л.М., Клаессон С., Руденко К.В., Беккер А.Ю. Уран-свинцева за цирконом та монацитом геохронологія гранітоїдів житомирського та шереметівського комплексів, північно західний район Українського щита *Мінерал. журн.* 2018. 40, № 2, 63-85 <https://doi.org/10.15407/mineraljournal.40.02.063>

11. Усенко О.В. Термодинамічні умови гранітизації та метаморфізму порід північно-західної частини Українського щита *Геофіз. журн.* 2024 46 (№ 2), 34-52 <https://doi.org/10.24028/gj.v46i2.294984>

12. Щербаков И.Б. Петрология Украинского щита. Львов: ЗукЦ, 2005. 366 с.

13. Макаренко І.Б., Старостенко В.І., Купрієнко П.Я., Савченко О.С., Легостаєва О.В. Неоднорідність земної кори України і суміжних регіонів за результатами 3D гравітаційного моделювання. Київ: Наук. думка, 2021. 204 с.

УДК 550.831.072.550.834

<https://doi.org/10.30836/gbhgd.2024.57>

**ГЛИБИННА БУДОВА ГОРОДИЩЕНСЬКОГО ТА СМІЛЯНСЬКОГО
ГАБРО-АНОРТОЗИТОВИХ МАСИВІВ КОРСУНЬ-
НОВОМИРГОРОДСЬКОГО ПЛУТОНУ ЗА ГЕОФІЗИЧНИМИ
ДАНИМИ**

Міхеєва Т.Л., Дрогицька Г.М., Ланіна О.П.

Інститут геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України, Київ, Україна mtat@ukr.net

**DEEP STRUCTURE OF THE GORODYSCHENSKY AND SMILYANSKY
GABBRO-ANORTHOSITE MASSIVES KORSUN-NOVOMIRHOROD
PLUTON ACCORDING TO GEOPHYSICAL DATA**

Mikheeva T.L., Drogitskay G.M., Lapina O.P.

S. Subbotin Institute of Geophysics of National Academy of Sciences of Ukraine, Kyiv, Ukraine
mtat@ukr.net

In this work, three-dimensional gravity modeling of the Gorodyschensky and Smilyansky gabbro-anorthosite massifs, located within the Korsun-Novomyrhorod pluton, was performed. A three-dimensional model of the upper crust of this area of the Ukrainian shield was created using maps of the anomalous gravity field on a scale 1:200 000, taking into account the results of seismic studies of various modifications.

Вступ. Дослідження глибинної будови складних багатофазних анортозит-рапаківігранітних плутонів з використанням геофізичних методів необхідні для пошуку можливих шляхів вирішення цілого ряду проблем. З'ясування причин появи цього комплексу на одній із стадій еволюції земної кори в докембрії на всіх континентах; генезис гранітів рапаківі та основних порід (магматична кристалізація або метасоматичні процеси); визначення механізму формування плутонів та тектонічних умов їх становлення. Крім того, це має і практичне значення, так як з габроїдами просторово та генетично пов'язані промислові родовища та рудопрояви олова, берилію, літію, вольфраму, титану, ванадію, скандію, фосфору, п'єзокварцевої сировини, дорогоцінного та декоративного каміння.

Корсунь-Новомиргородський плутон детально досліджено сейсмічними методами. У різні роки тут було виконано: глибинне сейсмічне зондування (ГСЗ); метод обмінних хвиль землетрусів (МОХЗ); а на заході плутону проведені роботи методом відбитих хвиль (МВХ) та спільної глибинної точки (СГТ). Детальні дослідження консолідованої кори шляхом накопичення відбитих хвиль у докритичній області за системою багаторазових перекриттів, що були відпрацьовані в районі Городищенського анортозитового масиву мають досить високу роздільну здатність, це дозволило вивчити гетерогенну структуру верхньої кори. Відмінності в структурі інтрузивного комплексу та гнейсів, що його вміщують, відбилися в сейсмічних хвильових полях і дало можливість визначити границі всього інтрузиву: гранітів рапаківі та порід основного складу. Контакт основних порід та гранітів рапаківі всередині інтрузиву (за даними свердловин) представляє перехідну зону, де основні і кислі породи були піддані переробці і тому фізичні властивості порід, що

контактують змінюються поступово, контакт не є різкою сейсмічною границею. У зв'язку з цим поділ порід основного та кислого складу у розрізі плутону з використанням лише сейсмічної інформації зустрічає значні труднощі. Тому логічним було для вирішення цієї проблеми долучити гравітаційне моделювання [4].

Для поділу цих комплексів відмінних за щільністю було виконано тривимірне гравітаційне моделювання за технологією автоматизованої системи інтерпретації геофізичних даних на основі методу підбору. Для параметризації геологічних джерел запропоновано апроксимаційну конструкцію, яка представлена набором тривимірних стрижневих тіл. Слід відзначити, в межах західного відгалуження Смілянського масиву розташоване поки що єдине в Корсунь-Новомиргородському плутоні Носачівське апатит-ільменітове родовище [1,2].

Метод використання алгоритмів інтерпретації. Комп'ютерна технологія автоматизованої системи інтерпретації геофізичних даних на основі методу підбору використовується у практиці геологічної інтерпретації гравіметричних та магнітометричних даних. При цьому можна врахувати всі апріорні відомості про геологічну будову району, що вивчається. Вхідні дані. I. Задано поле сили тяжіння

$$U_{вих}(x,y,z) \text{ або } U_{вих}(x,y). \quad (1)$$

II. Інтерпретатор аналізує спостережуване поле, вивчає всі апріорні відомості про будову району та вибирає початкову геологічну модель. Інтерпретаційне завдання вирішується у вибраному модельному класі. Ці параметри згруповані у вигляді вектора, що містить кількість m параметрів, які представлені так:

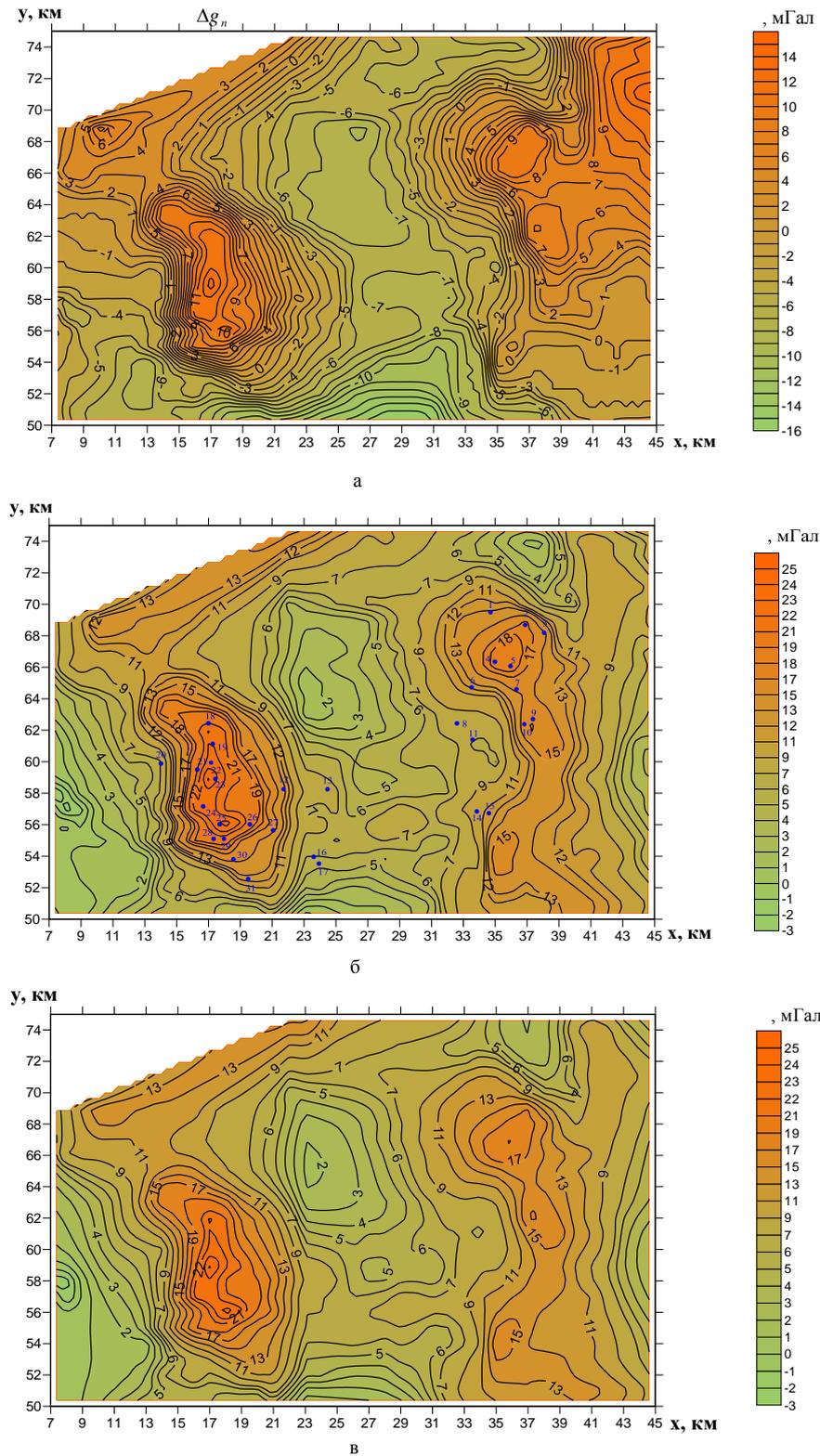
$$P=\{p_1,p_2,\dots,p_m\} \text{ або } P=\{p_j\}, j=1,2,\dots,m. \quad (2)$$

Якщо побудовано модель і задані її параметри, то можливо розв'язати пряму та обернену задачі. У вибраних точках обчислюється теоретичне поле

$$U_t(x_i,y_i,z_i,P)=U_t(i,P), i=1,2,\dots,n. \quad (3)$$

Функції, записані в (1) і (3), зіставляються між собою [3,4].

Результати досліджень. При вирішенні геологічних завдань основний інтерес представляють локальні гравітаційні аномалії. Виконувалося моделювання методом автоматизованого підбору з використанням гравіметричних матеріалів зйомки 1:200 000 масштабу. Перетин ізоаномал використаної карти гравітаційного поля становив 2 мГал, середньоквадратична похибка визначення аномалій Буге цієї зйомки – близько 0.8 мГал. Розбіжність значень спостереженого та модельного полів в евклідовій метриці (L_2) складає ~0.35 мГал, що свідчить про те, що необхідна умова для точності кількісної інтерпретації виконано. Отже, побудовану модель геощільносного розрізу, що базується з урахуванням всієї наявної апріорної інформації про петрощільносні та геометричні параметри аномалієзбурюючих об'єктів, можна використовувати для отримання достовірної геологічної інформації про будову габро-анартозитового масиву, розташованого на досліджуваній ділянці.



1 2

Рисунок 1. Гравітаційне поле району досліджень Городищенського та Смілянського габро-анартозитових масивів Корсунь-Новомиргородського плутону: а - карта ізодинам спостереженого гравітаційного поля Δg_n , мГл; б – карта ізодинам спостереженого гравітаційного поля Δg_n з виключеним фоновим впливом, мГл; в - результати розв'язання тривимірної оберненої задачі гравіметрії: Карта ізодинам гравітаційного поля Δg_i , обумовленого апроксимаційною моделлю, мГл; (1 – ізодинами, 2 – розташування центрів тяжіння елементів апроксимаційної конструкції).

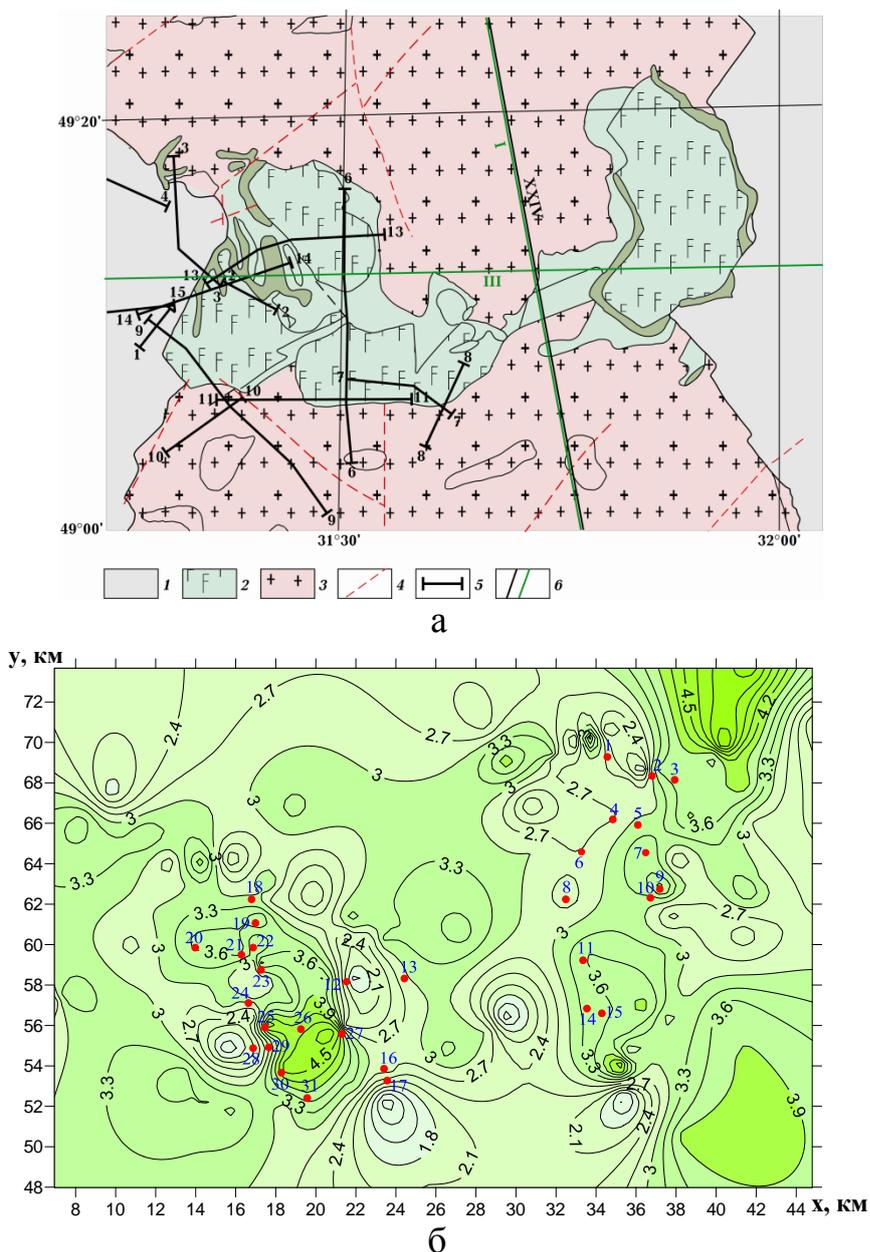


Рисунок 2. Геологічна карта Городищенського та Смілянського габро-анортозитових масивів – а: 1- гнейси інгуло-інгулецької серії, 2 – габро-анортозити, 3 – граніти рапаківі, 4 – розломи, 5- сейсмічні профілі СГТ, 6 – сейсмічні профілі ГСЗ та МОХЗ; б- карта - схема ізогіпс глибин залягання нижньої кромки елементів апроксимаційної моделі, км.

На рис.1 представлена карта аномалій сили тяжіння ділянки досліджень розмірністю 38×25 км. В аномальному полі зафіксовано $n=620$ точок. Аналізуючи наявну апріорну інформацію, побудовано модель початкового наближення, що складається з $m = 145$ елементарних об'єктів. Як апроксимуючі осередки обрані тривимірні стрижневі тіла. Спочатку джерела розташовані на глибині $h=2$ км. Зважаючи на наявну апріорну інформацію по всій ділянці досліджень при виборі початкової моделі задавалася залишкова щільність від $-0,05$ г/см² до $0,2$ г/см². На початку ітераційного циклу отримано значення функціоналу $F_0=45166$ мГал². Для вибору оптимального розв'язку задачі обчислюється значення середнього відхилення Δ_{cp} між вихідним і теоретичним полем. В результаті розв'язання виконано 130 ітерацій, значення функціоналу

становить $F=158,073$ мГал, значення середнього відхилення дорівнює $\Delta_{\text{ср}}=0,358$. Отримано модель, яка найточніше дозволяє описати вихідне аномальне поле аналітичним виразом. Глибина розташування збурюючих об'єктів, досягає 5,2 км (рис.2), при цьому верхня кромка варіює від 0,01 км до 1,5 км, нижня кромка - від 1,11 км до 5,07 км, глибини центрів тяжіння збурюючих джерел, варіюють від 0,9 км до 2,68 км, значення надмірної щільності розподіляються в інтервалі від - 0,2 $\text{г}/\text{см}^3$ до 0,3 $\text{г}/\text{см}^3$.

Висновки. За сейсмічними даними визначені межі поширення інтрузивного комплексу Городищенського та Смілянського габро-анортозитовий масивів, а гравітаційне моделювання дозволило уточнити його контури. Городищенський та Смілянський габро-анортозитові масиви мають чашеподібну форму у широтному перетині. Підібрана модель в результаті розв'язання оберненої задачі з використанням стержневої апроксимаційної конструкції відповідає моделі, що залягає на глибині 5 км. На схід потужність основних порід зменшується. Встановлено, що розрізнені тіла основних порід у районі Городищенського масиву за щільнісними та геологічними параметрами єдині по глибині. Результати розв'язання задачі підтверджують, що граніти рапаківі повторюють форму основних порід, Моделі, отримані за геофізичними даними, важливі для вивчення внутрішньої структури інтрузивного комплексу та мають практичне значення, дані площі розповсюдження основних порід залишаються перспективними для пошуків титанових руд.

В результаті отримана апостеріорна інтерпретаційна модель розподілу щільнісних неоднорідностей, що задовольняє як спостережене поле, так і апіорну геологічну інформацію.

Література

1. Кривдик С.Г., Дубина О.В., Гуравський Т.В. Деякі мінералогічні та петрологічні особливості рудоносних (фосфор, титан) габроїдів анортозит-рапаківігранітних плутонів Українського щита // Мінералогічний журнал, 2008. № 4. С.41–57.
2. Кононов Ю.В. Металлонодность габброидных пород Украинского щита.–Киев , Наукова думка, 1985 .–154 с.
3. Михеєва Т.Л., Ланіна О.П., Кішман-Лаванова Т.М., Причепій Т.І. Технології інтерпретації геофізичних даних при дослідженні та розвідці нафтогазових родовищ // Геофізичний журнал, 2022, № 5, С.104-120.
4. Михеєва Т.Л., Дрогицька Г.М., Ланіна О.П. Гравітаційне моделювання рудних габроїдів Корсунь–Новомиргородського плутону // Геофізичний журнал, 2023, № 6, С 127-143.

УДК 550.382.553

<https://doi.org/10.30836/gbhgd.2024.58>

МАГНІТНА НЕОДНОРІДНІСТЬ ЗЕМНОЇ КОРИ ДНІПРОВСЬКО-ДОНЕЦЬКОЇ ЗАПАДИНИ ВЗДОВЖ ПРОФІЛЮ GEORIFT 2013

Орлюк М.І., Лебідь Т.В.

Інститут геофізики ім. С.І.Субботіна НАН України, Київ, Україна,
orliuk@ukr.net, lebidtan@ukr.net.

MAGNETIC INHOMOGENITY OF THE EARTH CRUST OF THE DNIEPER-DONETSK BASIN ALONG THE PROFILE GEORIFT 2013

M.I. Orlyuk, T.V. Lebed

S. Subbotin Institute of Geophysics of National Academy of Sciences of Ukraine, Kyiv, Ukraine
orliuk@ukr.net, lebidtan@ukr.net.

For the first time, a combined analysis of the geomagnetic field and magnetic heterogeneity of the Earth's crust with structural features, which were revealed according to the data of the DSS along the longitudinal profile of GEORIFT 2013[1], was performed. It is shown that the deep sources of the Chernihiv and Lohvytsk regional magnetic anomalies correspond to increased velocities of longitudinal seismic waves and the rise of seismic boundaries behind refracted and reflected waves. The magnetic sources of the upper part of the crystalline Earth's crust and the bottom of the sedimentary cover are characterized by an increased saturation of the boundaries of refracted and reflected waves, as well as a loss of their correlation and a change in the angles of inclination.

Вступ. Дніпровсько-Донецька Западина (ДДЗ) досить добре вивчена комплексом геофізичних методів у зв'язку з дослідженням глибинної будови та геодинаміки цієї внутрішньоконтинентальної девонської рифтової структури, а також як основного нафтогазовидобувного регіону України. Наразі досліджено розломно-блокову тектоніку і поперечну зональність ДДЗ та вивчено її вуглеводневий потенціал за сейсмічними та геомагнітними даними [2,3,4]. За цього варто відмітити, що практично вся інформація щодо будови ДДЗ за сейсмічними та геомагнітними даними була отримана за профілями впоперек її простягання, що дозволили досить детально висвітлити структуру осадового чохла, земної кори та поздовжніх розломів і т.ін. Виділення поздовжньої зональності ДДЗ виконувалося за результатами чисельного сейсмічного моделювання, аналізу даних структурної геології, стратиграфічної кореляції осадових товщ, інтерпретації магнітного та гравітаційного полів шляхом розробки 3D моделей [1-5 та ін.]. Звичайно, що для виділення поздовжньої зональності ДДЗ, а також прослідкування мегаблоків і розломів та розломних зон з Українського щита (УЩ) до Воронезького масиву може бути використано профіль GEORIFT 2013, який простягається вздовж найбільшого занурення осадового чохла, і закінчується приблизно в зоні Криворізько-Кременчуцького розлому [3]. Профіль GEORIFT 2013 доходить до профілю ГСЗ Диканька-Дружківка (ХІІ), який простягається вздовж ДДЗ від Верховцевсько-Льговського розлому до Складчастого Донбасу. Спільний аналіз результатів сейсмічних досліджень по профілю GEORIFT 2013 та геомагнітних даних дозволить отримати регіональні та локальні закономірності зв'язку магнітної неоднорідності зі структурно-швидкісними особливостями будови земної кори за сейсмічними даними.

Об'єкт дослідження: земна кора Чернігівського та Лохвицького сегментів ДДЗ в районі профілю GEORIFT 2013.

Мета дослідження: виконати аналіз геомагнітного поля та магнітної неоднорідності земної кори з її структурними та швидкісними особливостями за даними ГСЗ, щодо дослідження особливості будови кристалічної кори та осадової товщі регіональних структур та розломів в Чернігівському та Лохвицькому сегментах ДДЗ, а також оцінити зв'язок з ними родовищ вуглеводнів.

Методика дослідження: якісний та кількісний аналіз геомагнітного поля стосовно виділення регіональної та локальної компонент, оцінка намагніченості земної кори шляхом математичного моделювання і зіставлення магнітної неоднорідності з структурною та швидкісною моделями земної кори.

Результати дослідження. В Чернігівському та Лохвицькому сегментах ДДЗ, характерний досить складний характер аномального магнітного поля з наявністю регіональної та локальної складових (рис.1).

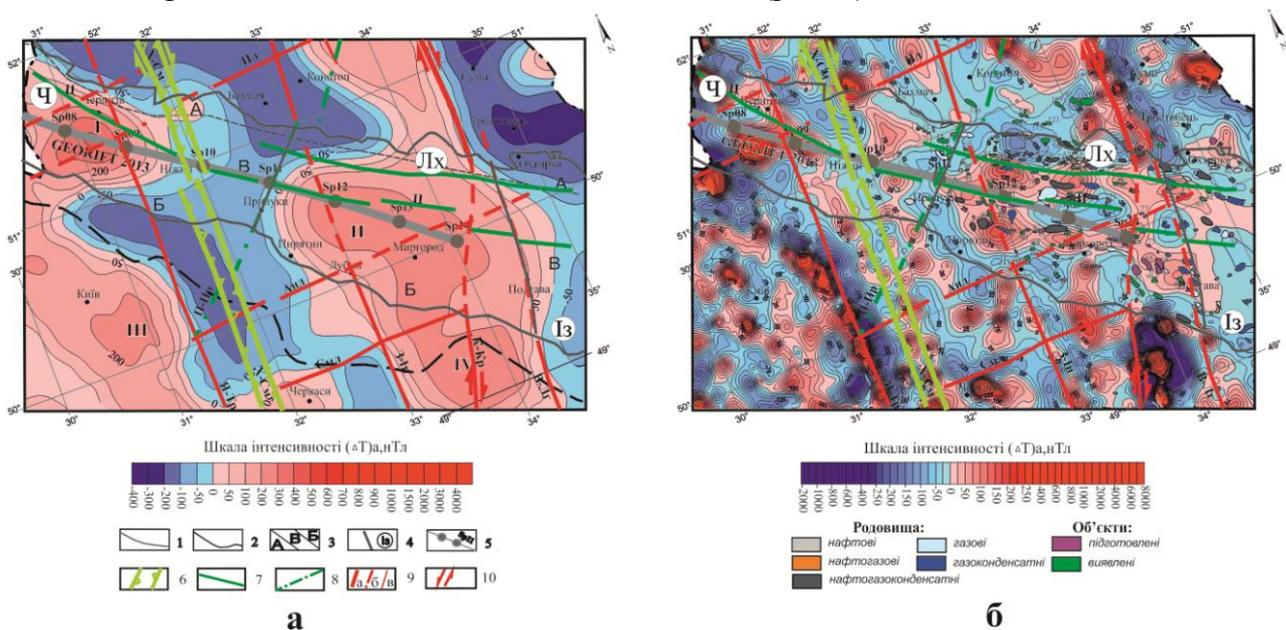


Рисунок.1 Регіональна (а) та локальна (б) складові аномального магнітного поля (ΔT) а у зіставленні з елементами розломно-блокової тектоніки та родовищами вуглеводнів.

Умовні позначення: 1 – границя ДДЗ; 2 – границя північного борта УЩ; 3 – районування ДДЗ по простяганню: структури: А – північно бортова, Б – південно бортова, В – центральна; 4 – сегменти ДДЗ: Ч - Чернігівський, Лх – Лохвицький, Із - Ізюмський; 5 – профіль GEORIFT 2013. 6 - трансрегіональний тектонічний шов Херсон Смоленськ (Х-См), 7 — Центральний поздовжній розлом (Ц), 8 – розломи ортогональні до повздовжніх; 9 – розломи ортогональної системи: а – першого ранга, б - передбачувані в межах ДДЗ, в – більш вищих рангів; 10 – напрямок зміщень вздовж розломов. Римські цифри – регіональні аномалії: I- Чернігівська, II-Лохвицька, III- Київська, IV-Світловодська. Розломи: В-Лг – Верховцевсько-Льговський, К-Кр – Криворізько-Крупецький, З-Ін – Західно-Інгулецький, Смл – Смілянський, Анд – Андрушевський, П-Пр – Переяслав-Хмельницько - Прилуцький, Я-Тр – Ядлівсько-Трахтемирівський, Пл – Поліський.

В регіональному полі (рис. 1а) профіль перетинає позитивні регіональні магнітні аномалії – Чернігівську, з інтенсивністю (300÷350) нТл і Лохвицьку - (250÷300) нТл. В північно-західній частині західніше та східніше

трансрегіонального шва Херсон-Смоленськ спостерігається субмеридіональне простягання смуг позитивних локальних аномалій, які прослідковуються із УЩ. Далі на південний схід від шва Херсон-Смоленськ в Лохвицькому сегменті Центральної частини ДДЗ локальні аномалії утворюють витягнуту по простяганню овалоподібну структуру, яку на сході обмежує Верховцевсько-Львовський розлом. Ця структура корелюється з глибинним джерелом Лохвицької аномалії [6].

Рельєф поверхні кристалічного фундаменту асиметричний і змінюється по простяганню ДДЗ. В західній частині в районі Чернігівського магнітного максимуму глибини фундаменту досягають 5 км, в Лохвицькому сегменті до 10 км, а на схід від Криворізько-Кременчуцького розлому – 20 км (рис. 2а). В районі профілю GEORIFT 2013 глибина залягання Мохо змінюється від 40 км в Чернігівському сегменті до 35 км в районі Лохвицького сегменту [5].

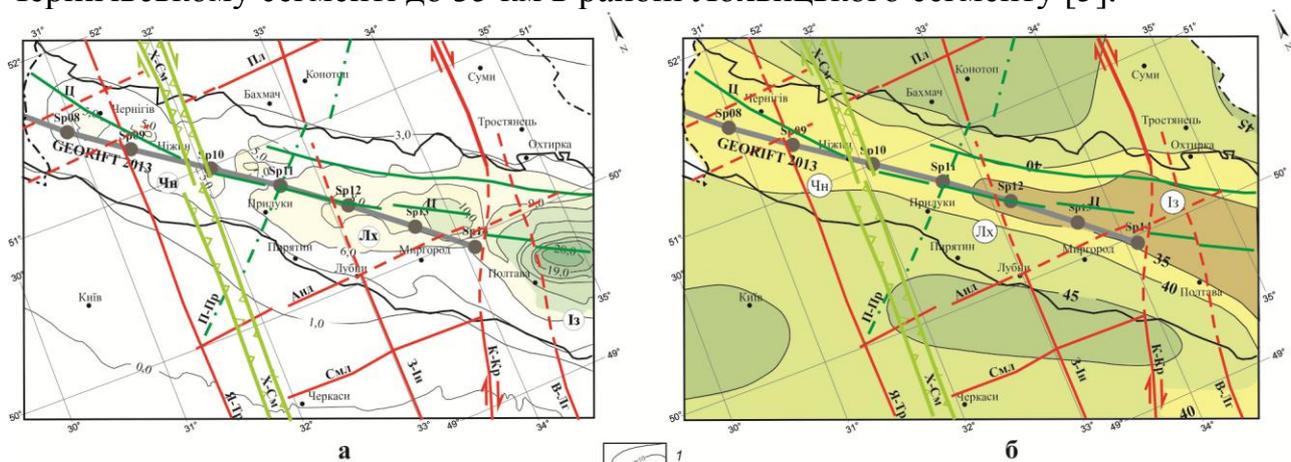


Рисунок 2. Схема рельєфу кристалічного фундаменту (а) та рельєфу поділу Мохо (б) в співвідношенні з головними тектонічними розломами.

Умовні позначення: 1 – ізолінії глибин, км. Інші умовні позначення і скорочення див. рис. 1.

Згідно з результатами робіт вздовж профілю GEORIFT 2013 виділено низку структурно-швидкісних границь в земній корі і верхній мантії (рис. 3). Відмітимо, що простягання профілю близьке до простягання Центрального розлому, а між пунктами SP10-SP12 повністю співпадає з ним (див.рис. 1,2). Глибина залягання поверхні кристалічного фундаменту закономірно збільшується з північного заходу на південний схід з наявністю ділянок більших його занурень в області Чернігівської та Лохвицької регіональної магнітної аномалії (РМА). Поверхня Мохо залягає на глибині 40 км, що відрізняється від такої в районі Лохвицької РМА (див.рис. 2 та 3).

Намагніченість глибинних джерел по профілю GEORIFT 2013 змінюється в межах 1-3 А/м, залягання нижніх кромек обмежується глибиною Мохо (див.рис. 3). В районі Чернігівської аномалії кора намагнічена на всю потужність, а глибинного джерела досягає 3 А/м, що може свідчити про “базифікацію” земної кори, яка підтверджується інтрузіями основного складу, виявлених бурінням [4,7]. Глибинній магнітній неоднорідності відповідають підвищені швидкості поздовжніх сейсмічних хвиль та підйом сейсмічних границь за заломленими та відбитими хвилями. Далі по профілю виділяється ділянка зі слабомагнітною нижньою корою, яка є продовженням такої

Інгульського мегаблоку та обмежується, приблизно, Ядлів-Трахтемирівським розломом на заході та Переяславо-Хмельницько-Прилуцьким на сході території. Глибинне джерело Лохвицької РМА, яке на сході обмежується Верховцевсько-Льговським розломом, має намагніченість 2,5 А/м і розріз цієї частини земної кори характеризується підйомом сейсмічних границь за заломленими та відбитими хвилями та незначним зануренням поверхні кристалічного фундаменту.

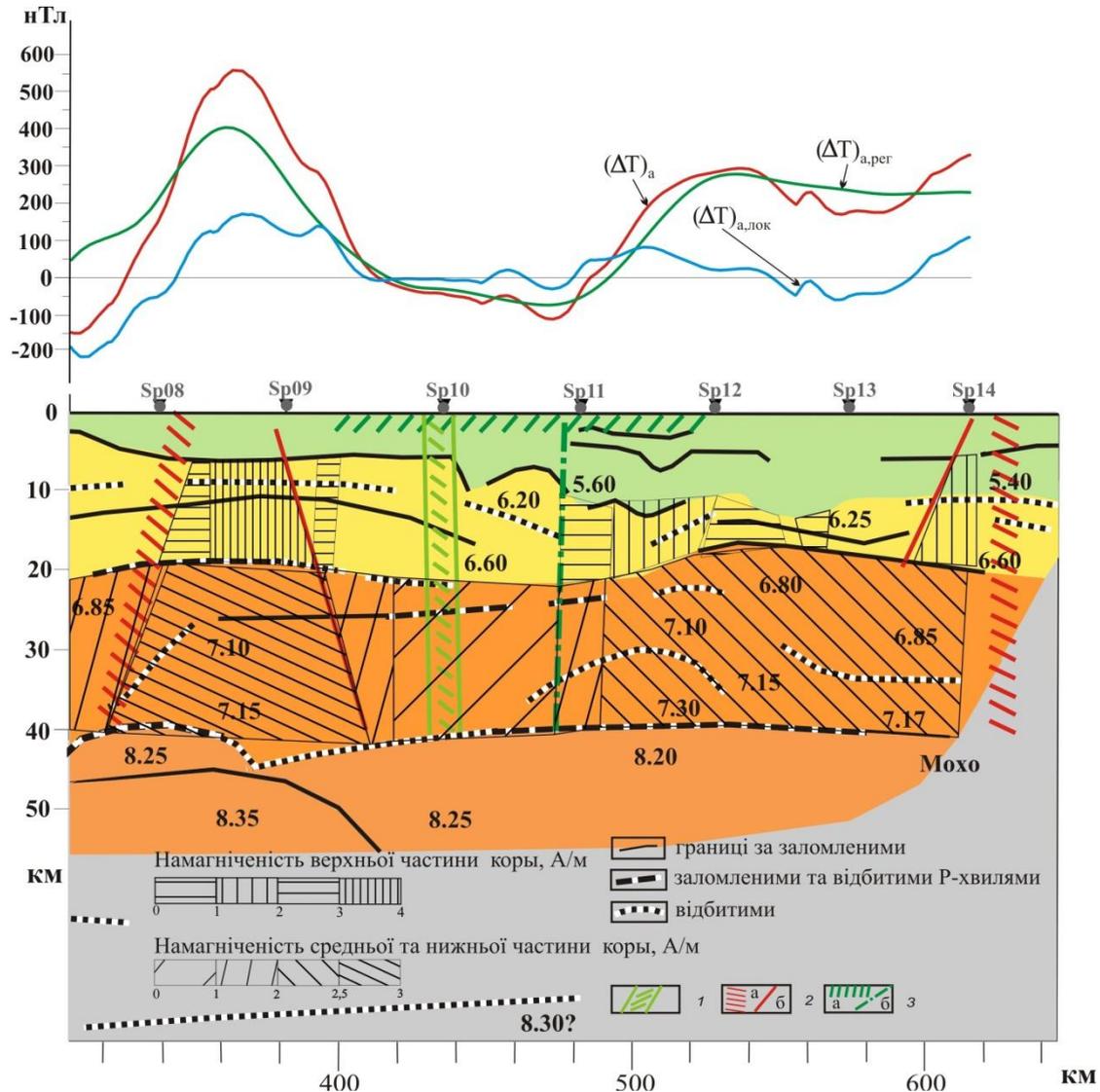


Рисунок 3. Магнітна модель в співставленні зі швидкісною моделлю земної кори [1] по профілю GEORIFT 2013.

Умовні позначення: 1- трансрегіональний тектонічний шов Херсон-Смоленськ, 2 – зони розломів Криворізько-Крупецького та Поліського (а), розломи другого рангу (б), 3 – Центральний поздовжній розлом (а), розломи другого рангу (б). Інші умовні позначення і скорочення див.рис. 1,2.

Джерела верхньої частини кристалічної кори та низу осадового чохла з глибиною залягання від 5 до 20 км характеризуються намагніченістю (1.0÷4.0) А/м, попередньо зумовлені вулcano-плутонічними утвореннями девону, приурочених до розломних зон поздовжніх та поперечних розломів, або їх перетину. За сейсмічними даними цим зонам притаманна підвищена

насиченість границями заломлених та відбитих хвиль, а також втрата їх кореляції та зміни кутів нахилу. Зв'язок нафтогазоносності осадового чохла з намагніченістю кори в районі Лохвицької магнітної аномалії має опосередкований характер, зумовлений, особливостями рифтового етапу розвитку структури, з інтенсивною вулкано-плутонічною та дегазаційною активністю з супровідним потужним осадокопиченням.

Висновки. Вперше проведено аналіз геомагнітного поля зі структурними особливостями, які виявлено за даними ГСЗ уздовж поздовжнього профілю GEORIFT 2013 [1]. Показано, що глибинним джерелам основного складу Чернігівської та Лохвицької регіональних магнітних аномалій, відповідають підвищені швидкості поздовжніх сейсмічних хвиль та підйом сейсмічних границь за заломленими та відбитими хвилями. Магнітні джерела верхньої частини кристалічної кори характеризуються підвищеною насиченістю границями заломлених та відбитих хвиль. Згідно з аналізом, спостерігається певний зв'язок поширення вуглеводнів з регіональним та локальним геомагнітними полями (рис.1), а саме: приуроченість газових та нафтогазових родовищ до областей максимуму Лохвицької аномалії та овалоподібного поширення локальних аномалій, а натових та нафтоконденсатних родовищ до ділянок з відємним регіональним магнітним полем [6].

Література

1. Starostenko V., Janik T., Yegorova T., Czuba W., Sroda P., Lysynchuk D., Aizberg R., Garetsky R., Karataev G., Gribik Y., Farfuliak L., Kolomiyets K., Omelchenko V., Komminaho K., Tiira T., Gryn D., Guterch A., Legostaeva O., Thybo H., & Tolkunov A. Lithospheric structure along wide-angle seismic profile GEORIFT 2013 in Pripyat-Dnieper Donets Basin (Belarus and Ukraine) // *Geophysical Journal International*, 2018. 212, 1932—1962. <https://doi.org/10.1093/gji/ggx509>
2. Старостенко В.И., Русаков О.М., Пашкевич И.К. и др. Тектоника и углеводородный потенциал кристаллического фундамента Днепровско–Донецкой впадины Киев: Галактика, 2015. 252 с.
3. Муровська Г.М., Стовба С.М., Вернаховська О.В., Гнилко О.М., Орлюк М.І., Мичак С.В. Структура та геодинаміка літосфери нафтогазоносних і рудних регіонів України (за новітніми геолого-геофізичними даними). Київ, Наукова думка, 2024. 152с. <https://doi.org/10.15407/978-966-00-1912-6>
4. Пашкевич И.К., Орлюк М.И., Лебедь Т.В. Магнитная неоднородность, разломная тектоника консолидированной земной коры и нефтегазоносность Днепровско-Донецкого авлакогена // *Геофиз. Журнал*, 2014., Т. 36, № 1. С.64 -80.
5. Макаренко І.Б., Старостенко В.І., Купрієнко П.Я. та ін. Неоднорідність земної кори України і суміжних регіонів за результатами 3D гравітаційного моделювання — Київ: Наукова думка, 2021. 212 с.
6. Орлюк М.І., Лебідь Т.В. Нафтогазоносність земної кори України в зв'язку з її геомагнітним полем та намагніченістю//Геологічна будова та корисні копалини України: Збірник тез всеукраїнської наукової конференції (Київ, 12-13 жовтня 2022 р.) / НАН України, Ін-т геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка. – Київ, 2022. – 397 с. (с.307-311).
7. Орлюк М.И., Друкаренко В.В. Магнитная восприимчивость пород северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины // *Геофизич. журнал*, 2010. Т. 32, №1. С.78-92.

УДК 550.383+550.389 (477)

<https://doi.org/10.30836/gbhgd.2024.59>

ГЕОМАГНІТНЕ ПОЛЕ ТЕРИТОРІЇ УКРАЇНИ

Орлюк М.І., Марченко А.В., Роменець А.О., Бакаржієва М.І., Орлюк І.М.

Інститут геофізики ім. С.І.Субботіна НАН України, Київ, Україна, orliuk@ukr.net,
andrey_marchenko@ukr.net, romenets@ukr.net, bakarjieva@ukr.net, orliukim@gmail.com

GEOMAGNETIC FIELD ON THE TERRITORY OF UKRAINE

Orlyuk M.I., Marchenko A.V., Romenets A.O., Bakarzhieva M.I., Orliuk I.M.

S. Subbotin Institute of Geophysics of NAS of Ukraine, Kyiv, Ukraine, orliuk@ukr.net,
andrey_marchenko@ukr.net, romenets@ukr.net, bakarjieva@ukr.net, orliukim@gmail.com

The induction module of the geomagnetic field is its most general characteristic, which can be used to study the sources of different layers of the Earth, navigation problems, and environmental ecology assessment. In this work, we present the results of a digital map of the geomagnetic field induction module development for the epoch of 1969.5, which is the basis for the development of the module B maps and its anomalies ΔB for an 2005.5 epoch. To study the magnetic heterogeneity of the Earth's crust, maps of the regional and local components of the anomalous magnetic field were developed and their preliminary analysis was performed.

Вступ. Внутрішнє магнітне поле Землі є векторною сумою головного магнітного поля B_{IGRF} (поля ядра Землі) та аномального магнітного поля ΔB (поля літосфери Землі). У практиці магнітометричних робіт в даний час вимірюється модуль вектора індукції магнітного поля Землі B (раніше також вимірювалися аномалії його вертикальної складової ΔB_z). Надалі з використанням цих даних розробляються карти аномального магнітного поля ΔB , які широко використовуються для вирішення багатьох геолого-геофізичних завдань. Розробка карт аномального магнітного поля на певну епоху є досить складною задачею щодо приведення до одного рівня наявних магнітних різночасових і різномасштабних зйомок окремих ділянок. Окрім того карта аномального магнітного поля не є достатньою для вирішення досить актуальних на теперішній час задач навігації та оцінки екології довкілля. У зв'язку з цим авторами було побудовано цифрову карту модуля індукції геомагнітного поля B для території України на епоху 1969,5 р, яка стала базовою для карти аномалій модуля індукції ΔB на епоху 2005,5 року. Розроблена карта аномального магнітного поля ΔB є важливою складовою для вивчення глибинної будови та еволюції земної кори і прогнозування корисних копалин. Для отримання інформації стосовно окремих ділянок та шарів земної кори необхідним є розробка карт “різнохвильових” компонент геомагнітного поля. У зв'язку з цим була використана технологія аналізу аномального магнітного поля ΔB шляхом його розділення на складові, які несуть інформацію про магнітні джерела нижньої, середньої та верхньої частин земної кори.

Методика. Розрахунок модуля індукції B для довільної точки $i(x,y,z)$ для довільного року p виконувався за виразом: $B_{i,p} = B_{0,i,p} + \Delta B_{i,op} + \Delta \Delta B_{i,p}$, де i – точка з координатами (x,y,z) ; p – рік розрахунку поля; $B_{0,i,p}$ – значення індукції нормального магнітного поля Землі; $\Delta B_{i,op}$ – аномалія модуля індукції опорного

року; $\Delta B_{i,p}$ – зміна аномалій модуля індукції за рахунок варіацій зовнішнього поля $B_{0,i,p}$ (“підмагнічуючий” ефект).

Для побудови карти модуля індукції геомагнітного поля B використано результати наземної абсолютної магнітної зйомки 1969-1972 р.р. [1], аналітичну модель головного геомагнітного поля B_{IGRF} [2], а також карту аномального магнітного поля м-бу 1:1 000 000 [3]. Цифрова карта модуля та аномалій модуля індукції геомагнітного поля B на епоху 1969,5р отримана шляхом розрахунку поправки за їх різницевиими значеннями в пунктах абсолютної опорної мережі, яку шляхом інтерполяції було поширено за матрицею 1x1км на весь масив даних для території України [4]. Модуль індукції геомагнітного поля B на епоху 2005,5р., було розраховано шляхом додавання до його значень на епоху 1969,5р. розрахованих величин динаміки поля B_{IGRF} та “підмагнічуючого” ефекту аномалій модуля індукції ΔB і верифіковано експериментальними спостереженнями в обсерваторіях та пунктах вікового ходу [5,6]. Аномалії модуля індукції геомагнітного поля були розраховані як різниця між значеннями модуля індукції та нормального поля $\Delta B = B - B_{IGRF}$. Технологія розділення аномального магнітного поля ΔB на компоненти, які несуть інформацію стосовно магнітної неоднорідності нижньої, середньої та верхньої частин земної кори включала в себе осереднення вихідного та локального полів комірками різних розмірів (40x40 км, 5x5 км) та розрахунку їх різницевиих значень.

Об’єкт дослідження: геомагнітне поле території України.

Результати. Згідно з розрахунками модуль індукції геомагнітного поля на епоху 2005,5 року $B_{i,2005.5}$ змінюється в межах 47000÷63000 нТл, зростаючи з південного заходу на північний схід України (рис.1).

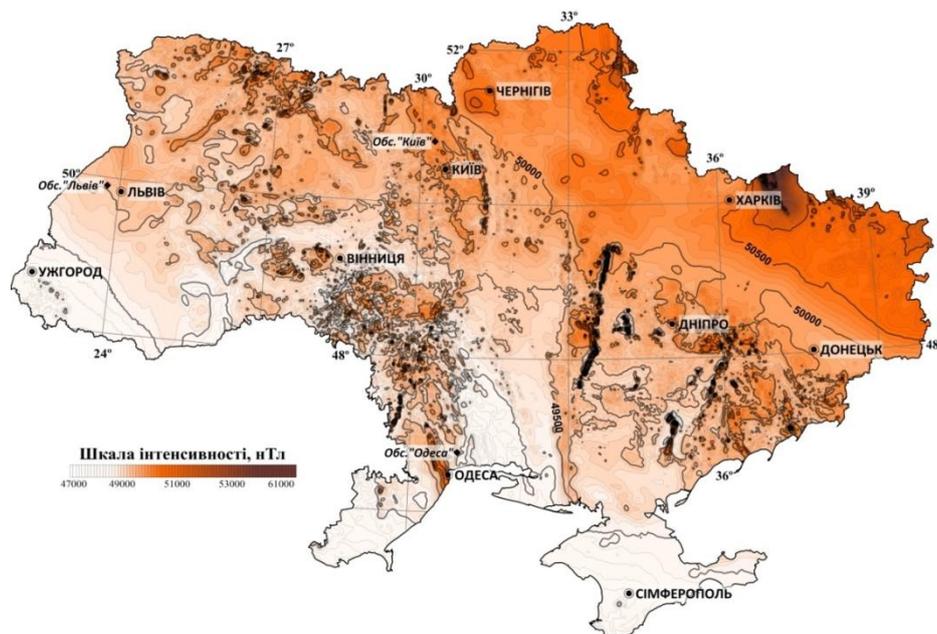


Рисунок 1. Цифрова карта модуля індукції геомагнітного поля B для території України на епоху 2005,5 р.

На планетарному фоні 48000÷50000 нТл виділяються регіональні (з інтенсивністю $\pm (300\div 600)$ нТл) та великі локальні магнітні аномалії (до 1000÷10000 нТл і більше), найбільш інтенсивні з яких відповідають Криворізько-Кременчуцькій, Білозерській та південно-східному краю Курської аномалії. Більш контрастно структурна та речовинна неоднорідність земної кори відображається в аномальному магнітному полі ΔB (рис.2). Індукція магнітних аномалій змінюється від -2000 до 14000 нТл. і більше, найбільш інтенсивні з яких обумовлені в більшості випадків залізистими утвореннями Голованівського, Криворізько-Кременчуцького, Білозерського, південно-східного продовження Курського районів і т.ін.

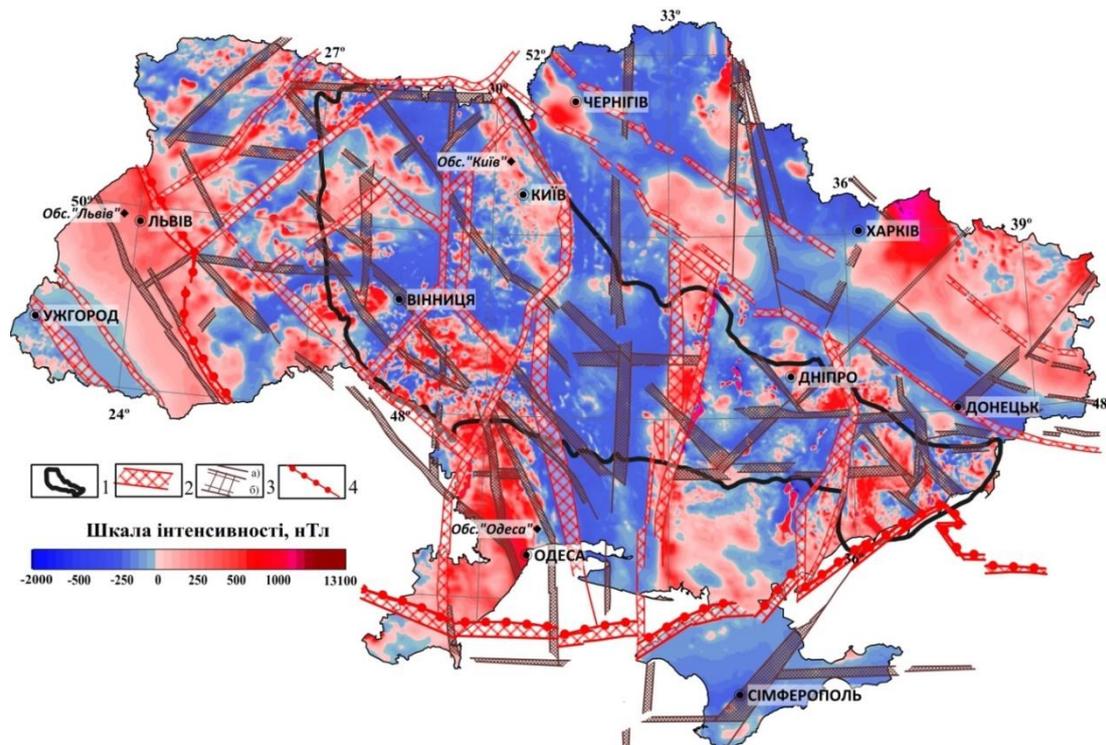


Рисунок 2. Карта аномального магнітного поля ΔB на епоху 2005,5 року. Схема розломно-блокової тектоніки за [7]: 1 – Український щит; 2 – Глибинні міжблокові зони розломів I рангу; 3 – глибинні мантієно-корові внутрішньоблокові (в межах ССП) розломи (а) та зони розломів II рангу; 4 – границя ССП

Аномальне магнітне поле несе інформацію про магнітні неоднорідності у всій потужності земної кори та верхньої мантії. Проте при вивченні глибинної літосфери Землі особливий інтерес викликає будова її окремих шарів та їх узгодження між собою, тобто розподіл магнітних джерел у верхній, середній та нижній корі та їх співвідношення між собою. Для цього, застосувавши наведену методичку розділення поля на складові було розроблено карти регіональної (рис. 3а) та локальної (рис. 3б) компонент аномального магнітного поля, які несуть інформацію відповідно про нижню та верхню частини земної кори. Локальна компонента аномального магнітного поля розділена на середньо- та короткохвильову складові поля, які інформативні стосовно магнітної неоднорідності на глибинах (2-3÷12-15) км (рис. 3в) та безпосередньо верхньої частини розрізу земної кори (0÷2-3) км (рис. 3г). Як можна бачити з рис. 3

аномальне магнітне поле території України має принципово різну структуру в різних її частинах для всіх виділених компонент.

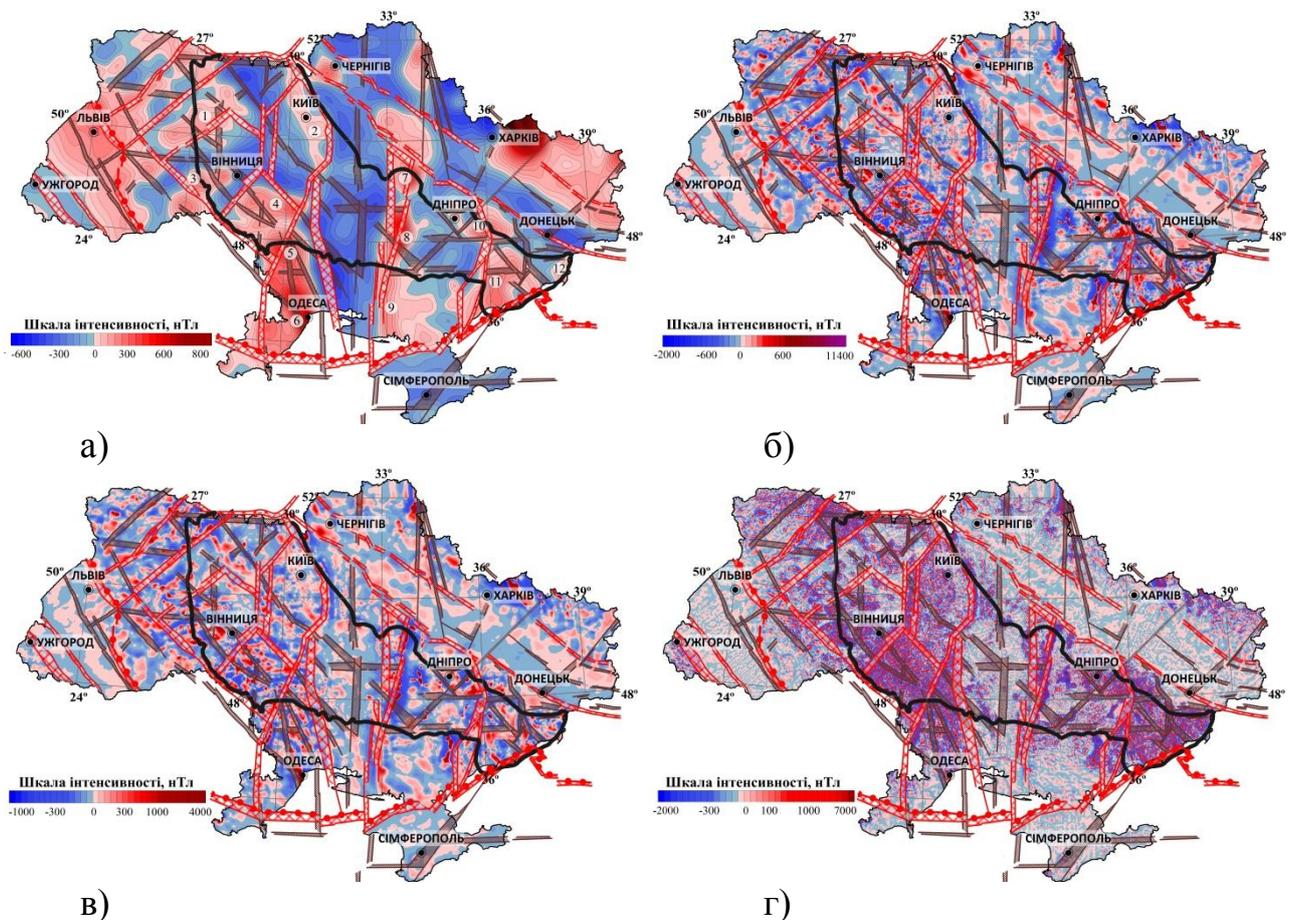


Рис. 3. Регіональна (а), локальна (б), середньохвильова (в) та короткохвильова (г) компоненти геомагнітного поля території України. Цифри в кружках – РМА: 1— Новоград-Волинська, 2—Київська, 3—Вінницька, 4— Гайсинська, 5 — Ананіївська, 6 — Одеська, 7 — Світловодська, 8 — Західно-Інгулецька, 9 — Херсонська, 10 — Синельниківська, 11 — Західно-Приазовська, 12 — Східно-Приазовська. І

Український щит (УЩ), як морфоструктура Східноєвропейської платформи (СЄП), не відображається в регіональному магнітному полі (рис. 3.а), але в крайових частинах спостерігається найбільша концентрація позитивних регіональних магнітних аномалій (РМА), які, зазвичай, простежуються і на його схилах. На заході щита виділені Новоград-Волинська, Київська, Вінницька, Гайсинська, Ананіївська та Одеська (останні три створюють субмеридіональну смугу) позитивні РМА. Між Новоград-Волинською і Київською РМА, з одного боку, та Вінницькою і Гайсинською РМА, з іншого, розташований регіональний мінімум, який має складну структуру і поєднує мінімуми широтного та північно-східного простягань. На півночі Новоград-Волинська та Київська аномалії роз'єднані інтенсивним мінімумом північно-західного простягання, що фіксується над північно-східною частиною Коростенського плутону. Субмеридіональний Інгульський мінімум є найбільш характерною ознакою магнітного поля Українського щита, як своєрідна зона поділу його на західну і східну частини. Східна частина щита

характеризується рядом позитивних регіональних магнітних аномалій різних простягань: Світловодська, Західно-Інгулецька і Херсонська створюють наскрізну субмеридіональну смугу Інгулецько-Криворізької шовної зони, Синельниківська, складна, північно-західного простягання і Західно-Приазовська субмеридіональна фіксуються обабіч від Оріхово-Павлоградської шовної зони, відповідно, на півночі і на сході; та Східно-Приазовська субмеридіональна. Найбільш інтенсивними середньо- та короткохвильовими аномаліями характеризується УЩ (насамперед Подільський та Приазовський мегаблоки, Голованівська та Інгулецько-Криворізька шовні зони), а слабоінтенсивними – південно-західна і південна крайові частини ССП із облямовуючими їх альпійськими структурами, Дніпровсько-Донецький авлакоген, а також смуга субмеридіонального простягання Інгульського мегаблоку УЩ та північно-східна частина Коростенського плутону. Зауважимо, що у загальному особливості поширення регіонального, локального, середньо- та короткохвильового полів узгоджується з розломно-блоковою тектонікою території України стосовно положення міжмегаблокових, блокових та трансмегаблокових розломів та розлом нихзон.

Висновки. Вперше для території України розроблено цифрову карту модуля індукції геомагнітного поля **B** і його аномалій **ΔB** м-бу 1: 500 000 приведену до одного рівня на епоху 2005,5 р., які може бути використано для дослідження джерел різних шарів Землі, задач навігації та оцінки екології довкілля. Розроблено методика та побудовано цифрові карти регіональної, локальної, середньо- та короткохвильової компонент аномального магнітного поля для дослідження магнітної неоднорідності різних шарів земної кори.

Література

1. Крутиховська З.О, Пашкевич І.К., Русаков О.М., Соловійов В.Д. Наземна абсолютна магнітна зйомка території Української РСР. Вісник АН УРСР. 1973. № 9. С.101-102
2. https://ccmc.gsfc.nasa.gov/modelweb/models/igrf_vitmo.php
3. Нечаєва Т.С., Шимків Л.М., Горкавко В.М., Єнтін В.А. Карта аномального магнітного поля (ΔT)_a України м-бу 1 : 1 000 000. Київ. 2002. 1 лист.
4. Orlyuk M., Marchenko A., Romanets A., Bakarzhieva M., Orliuk I. Development of geomagnetic field induction module maps for the territory of Ukraine. Геодинаміка, 2024. 1(36) (у друці)
5. Канюка А., Чуйко Л., Лозовий А., Мендрій Я. Створення мережі опорних геомагнітних (Т) пунктів території України. Звіт про геофізичне вивчення надр. Фонди ДГЕ "Дніпрогеофізика", ДГП "Укргеофізика". 2012.
6. Трегубенко В.І., Максимчук В.Ю., Орлюк М.І., М'ясоєдов В.П., Марченко Д.О., Роменець А.О. Компоненти магнітного поля Землі на території України для епохи 2010р. за результатами вимірювання у пунктах вікового ходу. *Мінеральні ресурси України*. 2013. №3. С. 37-40.
7. Єнтін В.А. Геофизическая основа тектонической карты Украины масштаба 1:1 000 000. Геофизический журнал, 2005. Т.27.. №1. с. 74-84.
8. Орлюк М.І., Bakarzhieva M.І., Марченко А.В. Геомагнітне поле та намагніченість земної кори Інгульського мегаблоку, Голованівської й Інгулецько-Кременчуцької шовних зон//Геологія і корисні копалини України. Збірник тез наукової конференції, присвяченій 100-річному ювілею Національної академії наук та Державної служби геології та надр України. Київ, 2 – 4 жовтня 2018 р.- Київ-2018. С. 172-184.

УДК 550.384

<https://doi.org/10.30836/gbhgd.2024.60>

**ПАЛЕОТЕКТОНІЧНА РЕКОНСТРУКЦІЯ СХІДНОЄВРОПЕЙСЬКОЇ
ПЛАТФОРМИ У ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЇ ЗА РЕЗУЛЬТАТАМИ
ПАЛЕОМАГНІТНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ**

***Черкес С.І.¹, Бахмутов В.Г.¹, Митрохин О.В.², Поляченко Є.Б.¹,
Литвиненко Ю.О.³***

¹Інститут геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України, Київ, Україна,

semyoncherkes@gmail.com, bahmutovvg@gmail.com, poliachenkoib@gmail.com

²ННІ «Інститут геології» КНУ ім. Тараса Шевченка, Київ, Україна, mitrokhin.a.v@ukr.net

³Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України, Київ, Україна, lisick8@gmail.com

**PALAEOTECTONIC RECONSTRUCTION OF THE EAST EUROPEAN
PLATFORM IN THE PALAEOPROTEROZOIC BASED ON THE RESULTS
OF PALAEOMAGNETIC STUDIES**

***Cherkes S.I.¹, Bakhmutov V.G.¹, Mytrokhyn O.V.², Poliachenko I.B.¹,
Lytyvnenko Yu.O.³***

¹S. Subbotin Institute of Geophysics of NAS of Ukraine, Kyiv, Ukraine,

semyoncherkes@gmail.com, bahmutovvg@gmail.com, poliachenkoib@gmail.com

²Institute of Geology Taras Shevchenko National University of Kyiv, Ukraine,
mitrokhin.a.v@ukr.net

M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation of NAS of Ukraine,
Kyiv, lisick8@gmail.com

The results of palaeomagnetic studies of the Palaeoproterozoic rocks of the Volyn and Inhul domain of the Ukrainian Shield are presented. Based on the new data and selection of the most reliable palaeomagnetic determinations for the Palaeoproterozoic of the East European Platform, the palaeotectonic reconstructions of the East European Platform (EEC) for the studied time intervals of ~2.0–1.75 Ga are proposed. According to palaeomagnetic data, ~1.76 Gya Fennoscandia occupied a sub-equatorial position, and the Volgo-Sarmatia was located near the equator and rotated counterclockwise relative to Fennoscandia by ~40° compared to its present position within the EEC. Thus, the final formation of the EEC occurred no earlier than 1.76 Gya.

Вступ. Східноєвропейська платформа (СЄП), завдяки своїй детальній тектонічній вивченості, займає одне із ключових місць в реконструкціях суперконтинентів. СЄП складається із Фенноскандії, Волго-Уралії та Сарматії, при цьому кожен із цих сегментів характеризується власною еволюцією [1]. В цьому контексті важливим є визначення індивідуальних особливостей дрейфу сегментів СЄП, часу їх консолідації та формування Українського щита (УЩ) як єдиного тектонічного блоку. Найефективнішим шляхом вирішення цієї проблеми є виконання палеомагнітних досліджень різних порід УЩ, спираючись при цьому на геолого-тектонічні та геохронологічні дані. Палеомагнітні дані відіграють важливу роль у палеотектонічних реконструкціях – наявність узгодженого набору таких даних дозволяє виконувати моделювання геодинамічного розвитку окремих ділянок земної кори за кількісними показниками (палеоширотне положення, швидкість дрейфу та кутова швидкість обертання). На жаль, наявні палеомагнітні визначення

вкрай неоднорідні за віковими прив'язками, а їх нестача особливо проявляється для докембрію, зокрема палеопротерозою [2], що пов'язано з обмеженою кількістю придатних для вивчення об'єктів.

Одними з найцікавіших палеопротерозойських об'єктів для палеомагнітних досліджень в межах УЩ є породи Коростенського плутону та Букинського масиву Волинського мегаблоку УЩ, а також породи Корсунь-Новомиргородського плутону та Новоукраїнського масиву Інгульського мегаблоку УЩ. Для порід цих комплексів наявні сучасні геохронологічні визначення [3], а попередні палеомагнітні дослідження виділили найбільш інформативні різновиди цих порід [4, 5, 6].

Об'єкти і методи дослідження. Досліджувані об'єкти представлені різними породами Коростенського плутону (КП) та Букинського масиву (БМ) Волинського мегаблоку УЩ, а також Корсунь-Новомиргородського плутону (КНП) та Новоукраїнського масиву (НМ) Інгульського мегаблоку УЩ (рис. 1). Відбір зразків виконувався переважно в межах закинутих або діючих кар'єрів, а також в межах природніх відслонень. Перевага віддавалася точкам відбору, в межах яких раніше були отримані якісні геохронологічні визначення.

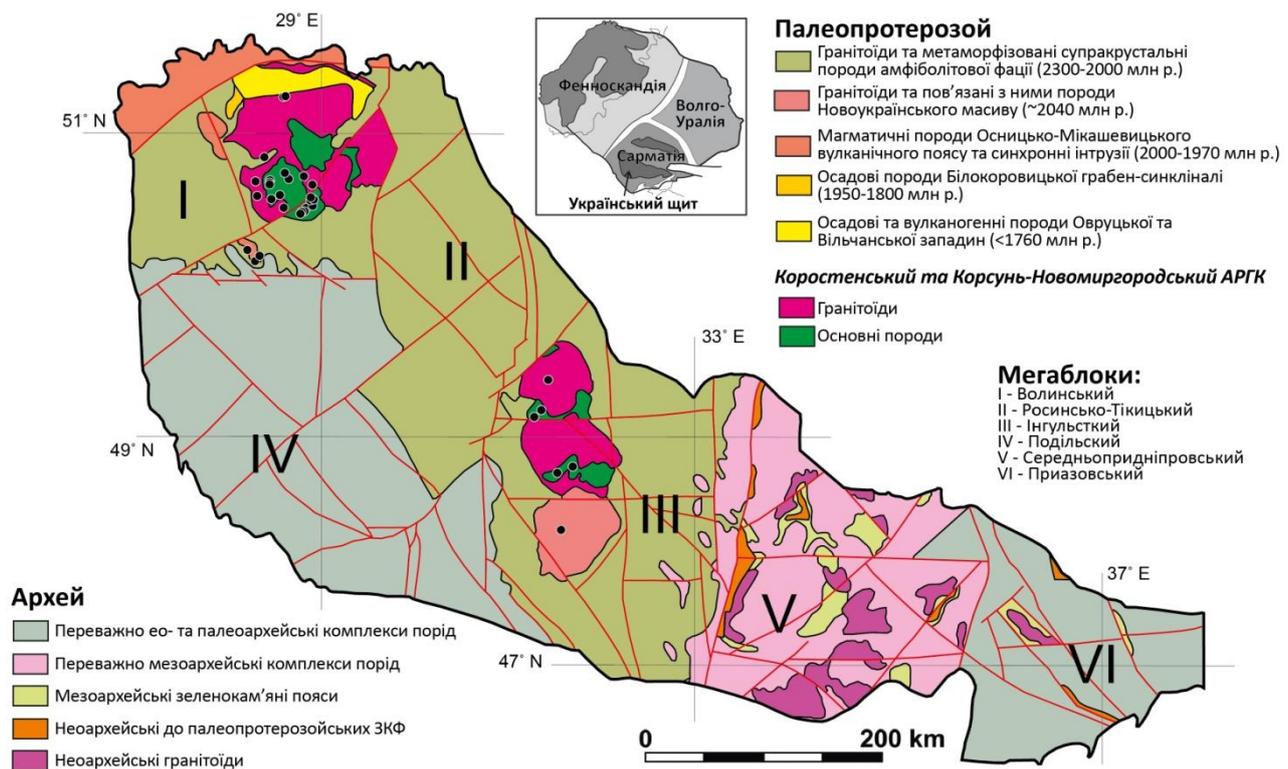


Рисунок 1 – Схематична геологічна карта Українського Щита із положенням точок відбору (чорні кружечки). Адаптовано із [3].

В межах КП відбір зразків основних та кислих порід відбувався переважно в південній частині, яка найбільш розкрита і доступна для відбору. Загалом було відібрано колекції зразків із 22 точок (~500 зразків). Базуючись на даних попередніх досліджень [4, 5, 7], основна увага приділялась основним породам (переважно анортозити, а також габро-анортозити та габро Володарськ-Волинського габро-анортозитового масиву, усього 17 точок відбору). За

геохронологічними даними відібрані колекції порід мають вік в діапазоні близько 1,75–1,80 млрд р., тоді як найбільш палеомагнітно інформативні основні породи Володарськ-Волинського масиву мають досить вузький віковий діапазон ~1,76 млрд р. [3].

На БМ було відібрано колекції зразків із 3-х точок (~80 зразків) із центрально-західної та південної частин. Відібрані колекції представлені монцодіоритами, монцонітами та гранодіоритами. Вік досліджуваних порід, як і БМ загалом, оцінюється у $1,987 \pm 14$ млрд р [8].

Відбір зразків КНП відбувався з декількох масивів. В межах Городищенського та Новомиргородського габро-анортозитових масивів було відібрано колекції з 5-ти точок (анортозити та монцонітова дайка, ~120 зразків), а в межах Корсунь-Шевченківського гранітоїдного масиву відібрану 1 колекцію гранітів рапаківі. Вік відібраних порід оцінюється у ~1,75 млрд р. [3].

Породи НМ представлені габро-монцонітами віком $2,035 \pm 10$ млрд р. [8] з одної точки відбору.

Зразки відбиралися за допомогою портативного бура, їх орієнтація виконувалася магнітним та сонячним компасом. Вибурені керни діаметром 2,54 см були розрізані на стандартні зразки висотою 2,2 см. Процедури поетапного температурного розмагнічування і палеомагнітні вимірювання проводилися в магніто-екранованому приміщенні MMLFC (Magnetic Measurements, Великобританія). Вимірювання магнітної сприйнятливості після кожного етапу нагріву застосовували для моніторингу мінералогічних змін. Процедуру температурного розмагнічування проводили з використанням печі MMTD80 (Magnetic Measurements) з кроком 50–10 °С до досягнення 590–640 °С. Природну залишкову намагніченість та магнітну сприйнятливість зразків вимірювали за допомогою магнітометра JR-6A (AGICO, Чехія) та каппаметра МФК1-FB (AGICO). Частина зразків розмагнічувалася змінним магнітним полем на пристрої для розмагнічування LDA-3A (AGICO). Дані розмагнічування оброблялися методом аналізу головних компонент [9] та кіл перемагнічування [10] з використанням програмного забезпечення Remasoft 3.0 [11]. Палеотектонічні реконструкції та розрахунки відповідних кінематичних параметрів відбувалися по програмі GMAP2012. З метою ідентифікації феромагнітних мінеральних фаз виконувалися термокаппаметричні дослідження на каппаметрі KLY-5A (AGICO) із термоприставкою CS4. Електронно-мікроскопічні та мікрозондові дослідження виконувались із застосуванням мікроскопа JSM-6700F (JEOL, Японія), обладнаного енергодисперсійною системою для мікроаналізу JED-2300, та рентгенівського мікроаналізатора JXA-733, а також мікроскопа РЭММА-202М (SELMI, Україна) з енергодисперсійним рентгенівським спектрометром «Link systems».

Результати та висновки. За отриманими даними для найбільш інформативних порід були виділені характеристичні компоненти намагніченості (ХКН), які за усіма ознаками є первинними. На основі даних розмагнічування виявлено високотемпературну ХКН і розраховано відповідні палеомагнітні полюси для габро-монцонітів НМ ($P_{lat} = 43,4$, $P_{lon} = 141,9$, $dp/dm = 4,8/8,2$, $n = 14$), та монцонітів БМ ($P_{lat} = 47,5$, $P_{lon} = 144,9$,

$dp/dm = 4,0/6,8$, $n = 12$). Температурні інтервали розмагнічування загалом подібні до магнетитових ($T_c \approx 580$ °C), але часто повне розмагнічування відбувається після досягнення температур 620–630 °C, що може свідчити про наявність в породах однофазно окисленого магнетиту. Розраховані відповідні палеомагнітні визначення для масивів добре узгоджуються з даними, отриманими для протерозойських дайок північно-західної частини Волинського мегаблоку з віком ~ 2 млрд р. Згідно з новими палеомагнітними визначеннями, Волинський та Інгульський мегаблоки не зазнавали значних рухів один відносно одного після ~ 2 млрд р. т. і з того часу могли розвиватися в межах єдиної структури УЩ, який в цей час займав палеошироти близько 20–25° (рис. 2).

За результатами досліджень порід КП та КНП для анортозитів, габро-анортозитів, габро та монцонітів було виділено біполярну ХКН. Петромагнітні та мікроскопічні дані вказують на її первинну природу, основним носієм первинної намагніченості було встановлено дрібнозернистий титаномагнетит з невеликою кількістю Ti , який представлено тонкими ізольованими голкоподібними/пластинчастими ексолуційними утвореннями в плагіоклазах та піроксенах. Нові палеомагнітні визначення для КП ($P_{lat} = 26,1$, $P_{lon} = 170,4$, $A_{95} = 4,4$, $N = 13$) та КНП ($P_{lat} = 22,3$, $P_{lon} = 167,5$, $A_{95} = 4,5$, $N = 5$) добре узгоджуються між собою та з даними, отриманими раніше для інших порід подібного віку в межах Волинського та Інгульського мегаблоків УЩ. Це свідчить про те, що ці блоки розвивалися в рамках єдиної тектонічної одиниці щонайменше з 1,76 млрд р. т. УЩ в цей час займав субекваторіальні палеошироти близько 5–10° (рис. 2).

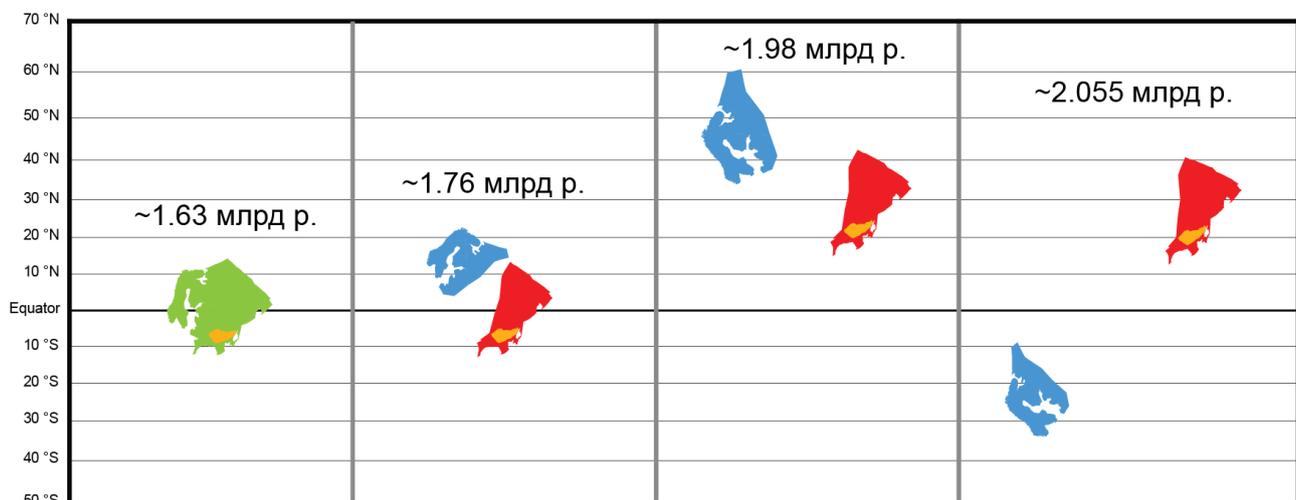


Рисунок 2 – Пропонована модель палеотектонічної реконструкції для СЄП (зеленим), та її сегментів – Волго-Сарматії (червоним) та Фенноскандії (синім). Положення УЩ показано помаранчевим.

Згідно з новими палеомагнітними даними для УЩ, а також за даними виконаної вибірки найбільш надійних палеомагнітних визначень для палеопротерозою СЄП, було розраховано кінематичні параметри для СЄП (та її сегментів) і виконано відповідні палеотектонічні реконструкції (див. рис. 2). Так, на відрізку 2,055–1,98 млрд р. т. Волго-Сарматія займала палеошироти

~15–40°, значного широтного дрейфу та обертання при цьому не спостерігалось, в цей час вона була повернута відносно Фенноскандії на 40–20° проти г. с. Фенноскандія ~2,055 млрд р. т. займала палеошироти 10–30° по іншу сторону від екватора відносно Волго-Сарматії, потім Фенноскандія зазнала широтного дрейфу на 65° і вже ~1,98 млрд р. т. вона розташовувалася на палеоширотах 35–60° в одній півкулі із Сарматією. Близько ~1,76–1,75 млрд р. т. Фенноскандія займала субекваторіальне положення в межах палеоширот 5–20°, а Волго-Сарматія була розташована поблизу екватора і повернута проти годинникової стрілки відносно Фенноскандії на ~40° порівняно з її сучасним положенням в рамках ССП. Таким чином, остаточне формування ССП відбулося не раніше 1,76 млрд р. т.

Відповідно до наявних палеомагнітних визначень, максимальні амплітуди швидкості широтного дрейфу у палеопротерозої досягали 15 см/рік як для Волго-Сарматії, так і для Фенноскандії, а швидкість кутового обертання Фенноскандії не перевищувала 6 °/млн р., для Сарматії спостережене кутове обертання було майже відсутнє.

Література

1. Bogdanova S.V., Bingen B., Gorbatshev R., Kheraskova T.N., Kozlov V.I., Puchkov V.N., Volozh, Y.A. The East European Craton (Baltica) before and during the assembly of Rodinia // *Precambrian Research*, 2008. V. 160, №1-2. P. 23–45.
2. Veikkolainen T., Pesonen D.A.D. PALEOMAGIA: A PHP/MYSQL database of the Precambrian paleomagnetic data // *Studia Geophysica et Geodaetica*, 2014. V. 58, № 3. P. 425–441.
3. Shumlyansky L., Hawkesworth C., Billström K., Bogdanova S., Mytrokhyn O., Romer R., Dhumie B., Claesson S., Ernst R., Whitehouse M., Bilan O. The origin of the Palaeoproterozoic AMCG complexes in the Ukrainian shield: New U-Pb ages and Hf isotopes in zircon // *Precambrian Research*, 2017. V. 292. P. 216–239.
4. Михайлова Н.П., Кравченко С.Н., Глеваская А.М. Палеомагнетизм анортозитов. Киев: Наукова думка, 2009. 212 с.
5. Bakhmutov V., Mytrokhyn O., Poliachenko I., Cherkes S. New palaeomagnetic data for Palaeoproterozoic AMCG complexes of the Ukrainian Shield // *Geofizicheskiy Zhurnal*, 2023. V. 45, № 4. P. 3–19.
6. Cherkes S., Bakhmutov V., Mytrokhyn O., Poliachenko I., Skarboviychuk T. Palaeomagnetism of the Palaeoproterozoic basic rocks of the Volodarsk-Volynskiy massif, Korosten plutonic complex // *International Conference of Young Professionals “GeoTerrace-2023”*, 2-4 October 2023, Lviv, Ukraine. Lviv, 2023. GeoTerrace-2023-008.
7. Elming S.-A., Mikhailova N.P., Kravchenko S.N. Palaeomagnetism of Proterozoic rocks from the Ukrainian Shield: new tectonic reconstruction of the Ukrainian and Fennoscandian shields // *Tectonophysics*, 2001. V. 339, № 1-2. P. 19–38.
8. Щербак Н. П., Артеменко Г. В., Лесная И. М., Пономаренко А. Н., Шумлянський Л. В. Геохронологія раннього докембрія Українського щита. (Протерозой). Киев: Наукова думка, 2008. 341 с.
9. Kirschvink J.L. The least squares line and plane and the analysis of palaeomagnetic data // *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 1980. V. 62. P. 699–718.
10. Halls, H.C. A Least-Squares Method to find a Remanence Direction from Converging Remagnetization Circles // *Geophysical Journal International*, 1976. V. 45, № 2. P. 297–304.
11. Chadima M., Hroudka F. Remasoft 3.0 a user-friendly paleomagnetic data browser and analyzer // *Travaux Géophysiques*, 2006. V. 27. P. 20–21.

УДК 528+550.837+553.98

<https://doi.org/10.30836/gbhgd.2024.61>

ОСОБЛИВОСТІ ГЛИБИННОЇ БУДОВИ ЛОКАЛЬНОЇ ДІЛЯНКИ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА НА ТЕРИТОРІЇ ВІННИЦЬКОЇ ОБЛАСТІ

Якимчук М.¹, Корчагін І.²

¹Інститут прикладних проблем екології, геофізики і геохімії, Київ, Україна,
yakymchuk@gmail.com

²Інститут геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України, Київ, Україна, korchagin.i.n@gmail.com

DEEP STRUCTURE FEATURES OF UKRAINIAN SHIELD LOCAL AREA ON VINNITSA REGION TERRITORY

Yakymchuk M.¹, Korchagin I.²

¹Institute of Applied Problems of Ecology, Geophysics and Geochemistry, Kyiv, Ukraine,
yakymchuk@gmail.com

²Institute of Geophysics of Ukraine National Academy of Science, Kyiv, Ukraine,
korchagin.i.n@gmail.com

The results of direct-prospecting technology application on local areas in Vinnitsa region are presented. In the northeastern part of the site, a salt volcano with a root at 470 km depth and sedimentary rocks of 1-6 groups with a root at 723 km depth were found. At the surface, the responses of oil, condensate, gas, and amber are registered here. In the southeastern part, a basalt volcano with a root in the depth range of 95-96 km is located. The surveyed area is promising for the hydrocarbon, natural hydrogen and healing water deposits searching.

Під час проведення в 2019-2024 рр. експериментальних досліджень у різних регіонах земної кулі з метою апробації частотно-резонансних методів обробки та декодування супутникових знімків і фотографій [1-2] виконано також значну кількість робіт в межах Українського кристалічного щита з метою встановлення можливості застосування мобільної прямопошукової технології для вивчення глибинної будови та виявлення покладів горючих та рудних корисних копалин [1-2]. У статті наведено результати рекогносцирувального обстеження крупної пошукової ділянки на території Вінницької області [3].

Експериментальні дослідження проведені з використанням прямопошукових методів оцінки рудоносності (нафтогазоносності) великих пошукових блоків і локальних ділянок, яка включає методи частотно-резонансної обробки супутникових знімків і фотознімків, а також вертикального зондування (сканування) розрізу з метою визначення глибин і товщин продуктивних горизонтів і порід різного типу. Особливості використаної технології, а також результати її апробації та практичного застосування описані в статтях і матеріалах конференцій, в [1-2] зокрема.

Пошукова ділянка у Вінницької області. В статті [3] наведено результати геолого-геофізичних та геохімічних досліджень на пошуковій площі в межах Теплицького та Бершадського районів Вінницької області. З використанням графічних ілюстрацій із [3] для експериментів підготовлений супутниковий знімок ділянки обстеження (рис. 1).

При частотно-резонансній обробці супутникового знімка ділянки (рис. 1) з поверхні відгуки на частотах золота не зафіксовані?! Не отримано також

сигналів від золота на поверхні 59 км! Це перша несподіванка. У статті [3] наведено інформацію про виявлені ореоли золота геохімічною зйомкою!

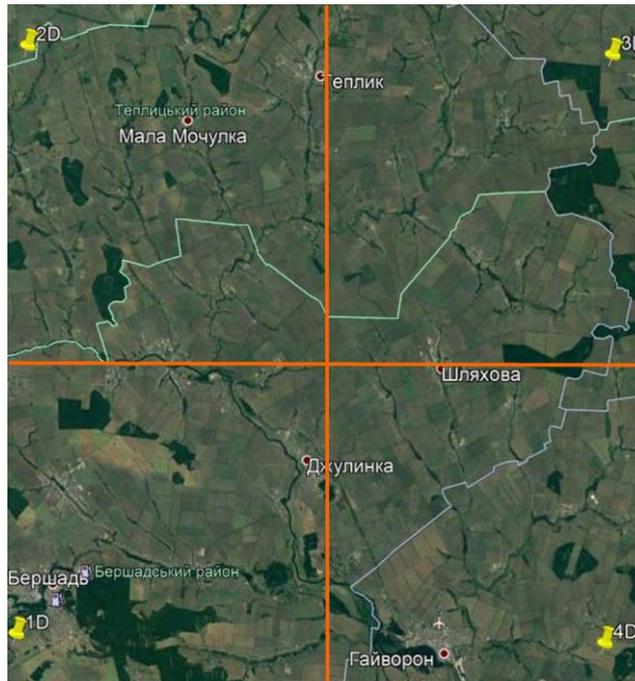


Рисунок 1 – Супутниковий знімок фрагментів території Теплицького та Бершадського районів Вінницької області.

З поверхні зафіксовані сигнали від нафти, конденсату (без затримок), газу (без затримок), бурштину, горючих сланців, аргілітової брекчії, газогідратів, льоду, вугілля, антрациту, води глибинної та «мертвої», бурого вугілля (два типи), лонсдейліту, солі калійно-магнієвої та кам'яної солі. Це друга несподіванка! Такі результати свідчать про наявність в межах цієї площі глибинного вулкана осадових порід (на УЩ!).

Подальшими вимірами з поверхні зафіксовано відгуки від 1-6 груп осадових порід, а також 1-10 груп магматичних порід.

Фіксацією відгуків від різних груп порід на різних поверхнях (50, 150, 450, 470, 550, 722, 723 км) визначено глибини коренів таких вулканів: 1) 1–6 групи осадових порід – 470 км; 2) граніти – 470 км; 3) сіль – 723 км; 4) 7-ма група магматичних (ультрамафічних) порід – 723 км.

Сигнали від золота із гранітів не отримані з поверхні, а також на глибині 59 км. Відгуки від нафти із 2-ї групи осадових порід зареєстровані, а з гранітів та солі не зафіксовані. Отримано також сигнали від нафти з 7-ї групи магматичних порід із поверхні, а також на глибині 57 км.

Фіксацією відгуків на різних глибинах встановлено, що верхня кромка ультрамафічних порід розташована в інтервалі глибин 4.7-4.8 км. На поверхні 4.7 км із верхньої частини розрізу отримані відгуки від гранітів та солі. Верхня кромка цих порід розташована в інтервалі 300-400 м. При скануванні розрізу з глибини 300 м, крок 5 см, відгуки від солі почали фіксуватися з глибини 347 м.

Від зразка 16 гранітів (*старий*) відгуки почали фіксувати в інтервалі глибин 16-17 км. При скануванні розрізу з глибини 16 км, крок 50 см, відгуки

від зразка 16 почали фіксувати з глибини 16.070 км та простежені з кроком 1 м та 10 м до глибини 22.800 км.

Скануванням розрізу з глибини 4,7 км, крок 10 см, відгуки від нафти з ультрамафічних порід отримані з наступних інтервалів, м: 1) 4718, перехід на крок 1 м, -5340; 2) 5610-6550 (інтенсивний)-6970; 3) 8290-9630 (простежено до глибини 10 км). З інтервалу 6970-8290 м (відсутність сигналів від нафти) отримано відгуки від гранітів.

Відгуки від нафти з 2 групи осадових порід зафіксовані на поверхні 57 км.

Скануванням розрізу з глибини 4,7 км, крок 10 см, відгуки від нафти з 2-ї групи осадових порід отримані з наступних інтервалів, м: 1) 4715 (інтенсивний) - 4770 (інтенсивний) - 4780 (дуже інтенсивний) – 4980 - дуже інтенсивний) – 5000 (інтенсивний) – 5220 (інтенсивний) – із глибини 5373 м перехід на крок 1 м: 2) 5480–6385; 3) 7050-7770 (інтенсивний)-8845; 4) 9430-10150 м (простежено до глибини 10200 м).

При скануванні розрізу з поверхні крок 10 см, відгуки від гранітів почали фіксуватися з глибини 8 м.

Для попередньої локалізації виявлених вулканічних комплексів супутниковий знімок ділянки обстеження на рис. 1 був розбитий перпендикулярними відрізками на чотири окремі фрагменти, частотно-резонансна обробка яких проведена окремо.

Фрагмент 1 (північний захід). З поверхні зафіксовані відгуки від алмазів, солі, осадових порід 1, 2, 3-ї (слабкої інтенсивності) груп, а також 1-5, 11-ї (слабкої інтенсивності) груп магматичних порід.

Корінь гранітного каналу зафіксовано на глибині 996 км. На поверхні 470 км отримано відгуки лише від «старих» зразків гранітів.

Сигнали від 11 групи магматичних порід (кімберліти) зафіксовані в інтервалі глибин 11-12 км.

Фрагмент 2 (північний схід). З поверхні зареєстровані відгуки від нафти, конденсату, газу, бурштину (інтенсивний), горючих сланців, аргілітової брекчії, газогідратів, льоду, вугілля, антрациту, води глибинної (слабкої інтенсивності), води «мертвої», солі, осадових порід 1–6-ї груп та магматичних порід 1-ї групи (граніти) із затримкою.

Фіксацією відгуків на різних глибинах (50, 150, 450, 550, 650, 750, 723 км) корінь соляного вулкана визначено на глибині 470 км, а 1-6 груп осадових порід – на глибині 723 км.

Фрагмент 3 (південний захід). З поверхні зафіксовано відгуки від лонсдейліту, солі калійно-магнієвої, осадових порід 7-9 груп і магматичних порід 1-5, 7-8 груп.

Фіксацією відгуків на різних глибинах корені вулканів 7-ї (вапняки) та 8-ї (доломіти) груп осадових порід встановлені на глибині 470 км, а 7-ї групи магматичних (ультрамафічних) порід – на глибині 723 км.

З поверхні із затримкою зафіксовано сигнали на частотах нафти з вапняків, а також із 7-ї групи магматичних порід.

Фрагмент 4 (південний схід). При обробці фрагмента знімка з поверхні зафіксовано сигнали від водню, води глибинної, солі, осадових порід 8-10-ї

груп та магматичних порід 1-6-ої груп. Корені вулканів 8-ої (доломіти) та 9-ої груп (мергелі) осадових порід визначено на глибині 470 км.

Корінь базальтового вулкана зафіксовано в інтервалі глибин 95-96 км. Верхня кромка базальтів скануванням розрізу з поверхні, крок 1 м, зафіксована на глибині 240 м. Відгуки простежені до глибини 25 км.

Сигнали від 1-ої групи магматичних порід (граніти) зафіксовані в інтервалі від поверхні до глибини 6.275 км.

Сигнали від водню під час сканування з глибини 240 м почали фіксувати з глибини 250 м.

На поверхні 240 м із верхньої частини розрізу зафіксовано відгуки від доломітів та мергелів, від води та водню відгуки з верхньої частини розрізу не отримані!

Сигнали від води при скануванні розрізу фіксуватися з глибини 243 м, а відгуки від води з базальтів (у тому числі дуже інтенсивні) – з глибини 260 м.

Фіксацією відгуків на різних глибинах нижня кромка 10 групи осадових порід встановлена в інтервалі 53-54 км.

Ділянка кар'єру. У статті [3] наведено супутникове зображення ділянки розташування покинутого кар'єру в районі населеного пункту Чернятка. При обробці знімка цієї ділянки з поверхні зафіксовано відгуки від 1-6, 7-10 груп осадових порід. Корінь вулкана, заповненого вапняками, визначено на глибині 470 км. На поверхні 57 км з великою затримкою отримано сигнали від нафти.

Коментарі та висновки. Результати рекогносцирувальних робіт на пошуковій площі в Вінницькій області ще раз підтвердили прогнози С.П.Іпатенко [4] про можливість виявлення промислових скупчень ВВ на Українському щиті. У північно-східній частині площі обстеження виявлено соляний вулкан з коренем на глибині 470 км та осадових порід 1–6 груп з коренем на глибині 723 км. З поверхні тут зареєстровані відгуки від нафти, конденсату, газу, бурштину (інтенсивний) та ін. Скануванням розрізу з глибини 4.7 км., крок 10 см і 1 м відгуки від нафти (у тому числі інтенсивні) з 2-ї групи осадових порід отримані з інтервалів 4715-5373, 5480-6385, 7050-8845, 9430-10150 м (до глибини 10200 м простежено скануванням). Ділянки фіксації відгуків на частотах ВВ у межах УЩ заслуговують на детальне вивчення з метою виявлення та локалізації можливих покладів нафти, конденсату і газу.

У південно-східній частині блоку обстеження на щиті виявлено базальтовий вулкан. Корінь вулкана зафіксовано в інтервалі глибин 95-96 км. Верхня кромка базальтів скануванням розрізу з поверхні крок 1 м встановлена на глибині 240 м. Сигнали від водню при скануванні почали фіксуватися з глибини 250 м, а відгуки від води з базальтів (у тому числі дуже інтенсивні) – з глибини 260 м. В межах цього фрагмента блоку доцільно провести дослідження детального характеру з метою локалізації локальної ділянки (ділянок), перспективної для виявлення цілющої, збагаченої воднем води.

На обстеженій у межах щита площі не зафіксовано відгуків від глибинного золота. Для встановлення природи виявлених геохімічних аномалій золота, металів та рідкісноземельних елементів на локальних ділянках розташування

зазначених аномалій доцільно провести частотно-резонансну обробку супутникових знімків суміжних ділянок у детальному режимі.

Матеріали додаткової апробації прямопошукової технології частотно-резонансної обробки супутникових знімків та фотознімків у межах окремого блоку Українського щита заслуговують на увагу та свідчать про доцільність проведення на щиті детальних геофізичних робіт та буріння пошукових свердловин на ділянках, перспективних на виявлення покладів нафти та газу.

В контурах всіх виявлених ультрамафічних вулканах реєструються відгуки на частотах технічних мікроалмазів-лонсдейлітів, що є додатковим свідченням про синтез цього мінералу в ультрамафічних породах.

Оцінюючи експериментальні дослідження в цілому, зазначимо, що використана маловитратна прямопошукова технологія надала можливість отримати нову інформацію про глибинну будову та корисні копалини на площах рекогносцирувального обстеження. На необхідність активнішого використання прямопошукових методів у геологорозвідувальному процесі на рудні та горючі корисні копалини акцентується увага багатьма дослідниками.

Результати апробації маловитратної прямопошукової технології частотно-резонансної обробки супутникових знімків та фотознімків в межах окремого блоку Українського щита свідчать насамперед про працездатність як окремих її методів, так і технології загалом. Апробована в різних регіонах земної кулі мобільна технологія може знайти застосування при вивченні глибинної будови Землі, інтегральної оцінки перспектив нафтогазоносності великих пошукових блоків та локальних ділянок, виявлення та локалізації перспективних на нафту та газ колекторів у глибинних горизонтах розрізу, додаткової оцінки перспектив отримання припливів ВВ на локальних ділянках буріння пошукових та розвідувальних свердловин, оперативного обстеження ділянок природного нафтового забруднення в морських акваторіях. Цілеспрямоване застосування маловитратних прямопошукових технологій у комплексі з традиційними геофізичними методами (сейсмічними, насамперед) сприятиме прискоренню та оптимізації геолого-розвідувального процесу на рудні та горючі корисні копалини загалом.

Література

1. Якимчук Н.А., Корчагин И.Н., Бахмутов В.Г., Соловьев В.Д. Геофизические исследования в Украинской морской антарктической экспедиции 2018 г.: мобильная измерительная аппаратура, инновационные прямопоисковые методы, новые результаты. Геоинформатика. 2019. № 1. С. 5-27.
2. Якимчук Н.А., Корчагин И.Н. Технология частотно-резонансной обработки данных ДЗЗ: результаты практической апробации при поисках полезных ископаемых в различных регионах земного шара. Часть I. Геоинформатика. 2019. № 3. С. 29-51. Часть II. Геоинформатика. 2019. № 4. С. 30-58. Часть III. Геоинформатика. 2020. № 1. С. 19-41, Часть IV. Геоинформатика. 2020. № 3. С. 29-62, Часть V. Геоинформатика. 2021. № 3-4. С. 51-88.
3. Ентин В. А., Гинтов О. Б., Мычак С. В., Бельский В. Н., Гейко Ю. В., Поляченко Е. Б., Гуськов С. И., Марченко А. В. «Великая» дайка Побужья. Геофизический журнал. № 4. Т. 41. 2019. С. 77-96. DOI: <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v41i4.2019.177368>
4. Ипатенко С.П. Типы земной коры и перспективы нефтегазоносности Антильских островов по геонимическим данным. Геофизический журнал. 2012. Т. 34. № 1. С. 171–182.

УДК 528+550.837+553.98

<https://doi.org/10.30836/gbhgd.2024.62>

ЧАСТОТНО-РЕЗОНАНСНІ МЕТОДИ ОБРОБКИ СУПУТНИКОВИХ ТА ФОТО ЗНІМКІВ: РЕЗУЛЬТАТИ АПРОБАЦІЇ НА ДІЛЯНЦІ БУРІННЯ СВЕРДЛОВИНИ НА ВОДЕНЬ В США

Якимчук М.¹, Корчагін І.²

¹Інститут прикладних проблем екології, геофізики і геохімії, Київ, Україна,
yakymchuk@gmail.com

²Інститут геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України, Київ, Україна, korchagin.i.n@gmail.com

FREQUENCY-RESONANCE METHODS OF SATELLITE AND PHOTOS IMAGES PROCESSING: RESULTS OF TESTING ON A SITE OF WELL FOR HYDROGEN DRILLING IN USA

Yakymchuk M.¹, Korchagin I.²

¹Institute of Applied Problems of Ecology, Geophysics and Geochemistry, Kyiv, Ukraine,
yakymchuk@gmail.com

²Institute of Geophysics of Ukraine National Academy of Science, Kyiv, Ukraine,
korchagin.i.n@gmail.com

The results of direct-prospecting technology approbation on the site of first well for natural hydrogen drilling in Nebraska (USA) are presented. The experimental studies at site with Hoarty NE3 well confirm the conclusions, formulated in 2019 – the probability of natural hydrogen deposits in commercial volumes detecting is close to zero! Responses at hydrogen frequencies in the gas flame were not recorded. On area with a gas flame signals were recorded at the methane and phosphorus frequencies, which indicates the presence of oil and gas deposits in the cross-section.

У 2019-2023 рр. в різних регіонах земної кулі проведено значний об'єм експериментальних досліджень з метою апробації частотно-резонансних методів обробки та декодування супутникових та фото знімків [1-2], а також розробки та вдосконалення методики їх практичного застосування під час вирішення геологорозвідувальних задач різного характеру. У ході експериментальних робіт додатково вивчалась можливість цілеспрямованого використання мобільної прямопошукової технології для виявлення та локалізації скупчень водню в зонах видимої дегазації водню та оцінки глибин їх залягання [3-6]. На сьогодні проблема пошуку покладів природного водню та організації його видобутку є досить актуальною у зв'язку з наміром світової спільноти перейти в найближчій перспективі до безвуглецевої енергетики, в якій важливе місце відводиться водню, екологічно чистому паливу майбутнього.

В 2019 р. проведено обстеження локальної ділянки буріння першої розвідувальної свердловини Hoarty NE3 на природний водень в штаті Небраска (США) компанією Natural Hydrogen Energy LLC [7]. В доповіді наведені результати додаткових досліджень на ділянці з пробуреною свердловиною.

Результати обробки фотознімка ділянки буріння в 2019 р. [8]. На самому початку зазначимо наступне. Наведена на рис. 1 фотографія ділянки буріння була передана авторам експериментів у 2019 р. академіком НАН України В.М. Шестопаповим, автором багатьох публікацій по проблемах пошуків вуглеводнів, водню та міграції газів в атмосферу Землі [9, 10].

Під час частотно-резонансної обробки фрагмента переданого фотознімка (прямокутник на рис. 1) з розрізу ділянки дослідження отримано сигнали (відгуки) на частотах 1-ої (слабкий сигнал), 2-ої (слабкий), 3-ої (слабкий), 4, 5, 6 і 7-ої (інтенсивний) груп осадових порід. Сигнали від усіх груп магматичних порід не зафіксовані.

Шляхом фіксації аномальних відгуків від різних груп осадових порід встановлено, що породи 1-6 груп знаходяться в інтервалі глибин 0-22.98 км, а 7-ої групи (вапняки) – в діапазоні 22.98-217 км. Це дозволяє зробити висновок про існування на ділянці дослідження вертикального каналу міграції флюїдів і мінеральних речовин, заповненого вапняками.



Рисунок 1 – Фотознімок ділянки буріння свердловини в штаті Небраска (США).



Рисунок 2 – Постійно палаючий газ в Chimaera, Туреччина.

З поверхні (глибини) 22.9 км сигнали (відгуки) на резонансних частотах водню з верхньої та нижньої частин розрізу не зареєстровані. Відгуки від водню також не реєструвалися при скануванні інтервалу 0–5000 м з кроком 50 см. При скануванні цього інтервалу з меншим кроком (10 см) відгуки на частотах водню зареєстровані в двох інтервалах: 1) 3364-3370 м; 2) 3482-3486 м. Подальше уточнення цих інтервалів скануванням з кроком 1 см дало наступні результати: 1) 3365.5-3366 м (в інтервалі зафіксовані також сигнали конденсату і газу); 2) 3484-3484.8 м (в інтервалі зафіксовані сигнали газу). Такі результати дозволяють зробити висновок про відсутність скупчень водню в промислових обсягах на ділянці обстеження.

На досліджуваній ділянці з поверхні фіксувалися сигнали на частотах нафти, конденсату, газу, а також бурштину. Шляхом реєстрації відгуків на частотах нафти, конденсату, газу та бурштину встановлено їх наявність в інтервалі глибин 5-6 км. Скануванням розрізу з 4500 м, крок 50 см, з переходом на крок 5 см в межах ділянки реєстрації відгуків на частотах нафти виявлено два інтервали глибин, перспективних для пошуків покладів нафти: 1) 5100-5322 м; 2) 5690-5730 м. Для визначення глибин залягання покладів конденсату та газу сканування розрізу не проводилося.

В цілому, є підстави стверджувати, що ділянка буріння свердловини на водень є перспективною для пошуків покладів нафти, газу та газоконденсату.

Результати обробки фотознімків ділянки в 2024 р. Під час експериментів були використані фотографії ділянки з газовими факелами (рис. 3 і 4) та фотографії зразків водню, жовтого фосфору, метаноокислюючих бактерій, метану (рис. 5), а також газового сипу з воднем у Химері (Туреччина) (рис. 2), який горить понад 2500 років. Зазначимо також, що на ділянці випробування свердловин було проведено обмежену кількість інструментальних вимірювань.

При частотно-резонансній обробці фотозображень на рис. 3 разом із фотографіями фосфору (рис. 5б), метаноокислюючих бактерій (рис. 5в) і метану (рис. 5г) окремо реєструвалися спільні сигнали. А при обробці фотозображень на рис. 2 разом із фотографією на рис. 1 спільні сигнали не реєструвалися протягом 60 с інструментальних вимірювань.

Під час частотно-резонансної обробки фотозображень на рис. 4 разом із фотографіями фосфору (рис. 5б) і метану (рис. 5г) окремо також реєструвалися спільні сигнали. А в процесі обробки фотографічних зображень на рис. 4 разом із фотографією на рис. 2 спільні сигнали знову не реєструвалися протягом 60 с інструментальних вимірювань.

Спільні сигнали були зареєстровані під час обробки фотографії на рис. 2 разом із фотографією зразка водню (рис. 5а).



а)

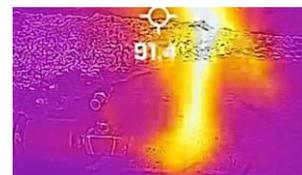


б)

Рисунок 3 – Фотознімок А прозорого полум'я при денному освітленні (а) та полум'я в інфрачервоній камері (б) [11].



а)



б)

Рисунок 4 – Фотознімок В прозорого полум'я при денному освітленні (а) та полум'я в інфрачервоній камері (б) [11].



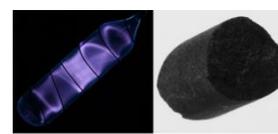
а



б



в)



г)

Рисунок 5 – Фотографії зразків водню (а), жовтого фосфору (б), метаноокислюючих бактерій (в), метану (г), частотні спектри яких використовувалися під час інструментальних вимірювань.

Основні результати. Оперативно проведені експериментальні дослідження на ділянці зі свердловиною Noarty NE3 з виконанням невеликої кількості інструментальних вимірювань в цілому підтверджують сформульовані у 2019 р. висновки – вірогідність виявлення скупчень (покладів) природного водню в промислових обсягах на ділянці буріння близька до нуля! У прискореному

режимі інструментальних вимірювань відгуки на частотах водню в газовому полум'ї не реєструвалися.

На локальній і великій ділянках з газовим полум'ям реєструвалися сигнали на частотах метану і фосфору (жовтий), що вказує на наявність покладів нафти і газу в розрізі в межах ділянки зі свердловиною. Додатковим доказом на користь зазначеного можна вважати факт реєстрації відгуків на частотах метаноокислюючих бактерій на більшій території з газовим полум'ям.

Коментарі та висновки. Результати експериментальних досліджень в черговий раз продемонстрували ефективність та інформативність супер-мобільної прямопошукової технології частотно-резонансної обробки та декодування супутникових і фотознімків, а також доцільність її використання в комплексі із традиційними геофізичними методами при проведенні геологорозвідувальних робіт на нафту, газ, природний водень, рудні корисні копалини і воду.

Під час інструментальних вимірювань за фотографіями з факелами сигнали на частотах водню не реєструвалися протягом 60 с. Збільшуючи час вимірювань, можна зареєструвати відгуки на частотах водню. Однак затримка в фіксації відгуків від різних речовин (в даному випадку від водню) пов'язана з незначним вмістом шуканої речовини в розрізі ділянки (в тому числі в палаючому факелі). Це ще один доказ того, що в районі розташування свердловини поклади природного водню в промислових обсягах відсутні!

Інструментальними вимірюваннями підтверджено також перспективи виявлення покладів нафти і газу на ділянці обстеження – в районі зі свердловиною зафіксовано відгуки на частотах метану. Про це також свідчать факти реєстрації відгуків на частотах метаноокислюючих бактерій при обробці фотознімків більшої площі. Враховуючи, що метаноокислюючі бактерії створюють свої колонії у верхніх горизонтах розрізів в зонах міграції газу (метану) в атмосферу, можна також стверджувати, що процес міграції метану в атмосферу в межах досліджуваної території триває і на теперішній час. Факти міграції можуть бути підтверджені виконанням додаткової процедури інструментальних вимірювань.

В межах ліцензійної ділянки зі свердловиною з використанням мобільних прямопошукових методів бажано оперативно провести детальні пошукові роботи з метою оцінки доцільності буріння свердловин для видобутку нафти і газу. А якщо в розрізі ділянки будуть закартовані нафтогазоносні пласти значної потужності, то ліцензійна ділянка може бути запропонована нафтогазовим компаніям для організації видобутку нафти і газу.

Загалом, є підстави стверджувати, що результати буріння свердловини Noarty NE3 на розвідувальній площі (компанією Natural Hydrogen Energy LLC [7]) та її випробування (компанією НуTerra [11]) підтвердили припущення В.М. Шестопалова про низьку ймовірність виявлення скупчень (покладів) природного водню в промислових (комерційних) об'ємах на ділянках синтезу абіогенних вуглеводнів [10]. Це припущення підтверджується також результатами численних інструментальних вимірювань з використанням прямопошукових методів [3-6]. І завершений проект буріння та вибробування

свердловини слід вважати важливою віхою в розвитку, налагодженні та вдосконаленні процесу геолого-геофізичних досліджень з метою пошуків покладів природного водню.

Проекти буріння свердловин в межах розташування базальтових вулканічних комплексів (структур) можуть мати важливе значення для подальшого вдосконалення процесу пошуків покладів природного водню. За допомогою прямопошукових методів в контурах таких структур інтенсивні сигнали на водневих частотах фіксуються майже всюди (в тому числі на невеликих глибинах, у відкладах, які перекривають базальти). Якщо в кількох свердловинах скупчення водню в промислових обсягах будуть виявлені, то процеси пошуків та видобутку природного водню істотно інтенсифікуються.

Література

1. Якимчук Н.А., Корчагин И.Н., Бахмутов В.Г., Соловьев В.Д. Геофизические исследования в Украинской морской антарктической экспедиции 2018 г.: мобильная измерительная аппаратура, инновационные прямопоисковые методы, новые результаты. Геоинформатика. 2019. № 1. С. 5-27.
2. Якимчук Н.А., Корчагин И.Н. Технология частотно-резонансной обработки данных ДЗЗ: результаты практической апробации при поисках полезных ископаемых в различных регионах земного шара. Часть I. Геоинформатика. 2019. № 3. С. 29-51. Часть II. Геоинформатика. 2019. № 4. С. 30-58. Часть III. Геоинформатика. 2020. № 1. С. 19-41, Часть IV. Геоинформатика. 2020. № 3. С. 29-62, Часть V. Геоинформатика. 2021. № 3-4. С. 51-88.
3. Якимчук Н.А., Корчагин И.Н. Прямопоисковая технология частотно-резонансной обработки спутниковых снимков и фотоснимков: результаты использования для определения участков миграции газа и водорода на поверхность и в атмосферу. Геоинформатика. 2020. № 3. С. 3-28.
4. Якимчук М.А., Корчагин И.М. Нові свідчення на користь абіогенного генезису вуглеводнів за результатами апробації прямопошукових методів в різних регіонах світу. Допов. Нац. акад. наук Укр. 2020. № 9. С. 55—62. <https://doi.org/10.15407/dopovidi2020.09.055>
5. Якимчук Н.А., Корчагин И.Н. Прямопоисковая технология частотно-резонансной обработки спутниковых снимков и фотоснимков: потенциальные возможности и перспективы использования для поисков скоплений природного водорода. Геоинформатика. 2020. № 4. С. 3-41.
6. Якимчук Н.А., Корчагин И.Н. Особенности глубинного строения крупных зон водородной дегазации в различных регионах земного шара по результатам частотно-резонансной обработки спутниковых снимков и фотоснимков. Геоинформатика. 2021. № 1-2. С. 3-42.
12. Natural Hydrogen Energy LLC. <https://www.nh2e.com/>
7. Yakymchuk N.A., Levashov S.P., Korchagin I.N. Application of technology of frequency-resonant processing of satellite images and photographs on area of hydrogen production and hydrogen degasation of the Earth. Conference Proceedings, 18th International Conference on Geoinformatics - Theoretical and Applied Aspects, May 2019, Volume 2019, p.1-5. DOI: <https://doi.org/10.3997/2214-4609.201902022>
<https://www.earthdoc.org/content/papers/10.3997/2214-4609.201902022>
8. Шестопалов В.М., Лукин А.Е., Згоник В.А., Макаренко А.Н., Ларин Н.В., Богуславский А.С. Очерки дегазации Земли. Киев, тов. «БАДАТА-Интек сервис». 2018. 632 с.
9. Шестопалов В.М. О геологическом водороде. Геофизический журнал, 2020. 42(6), 3-35. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v42i6.2020>.
10. HyTerra (ASX:HYT) <https://hyterra.com/>

